

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Petrografia e geochemica delle vulcaniti del
Monte dei Porri di Salina (Isole Eolie)

Candidato:
Sara Ruzzi

Relatore:
Prof. Claudio Antonio Tranne

Correlatore:
Dott.ssa Francesca Forni

ABSTRACT

E' stata indagata dal punto di vista stratigrafico, geochimico e petrografico la successione di vulcaniti appartenenti alle formazioni Rocce di Barcone (Tufi Grigi dei Porri o *Grey Porri Tuffs – GPT*), Punta Sallustro, Punta di Megna e Serro dello Sciarato (Lucchi et al., 2013a, b), riferibili all'Epoca Eruttiva 5 (~70 - 57 ka) dell'evoluzione vulcanologica dell'isola Salina (isole Eolie), durante la quale si realizza l'edificazione della porzione medio-basale dello stratocono del Monte dei Porri. Attraverso un approccio basato sull'integrazione e correlazione di metodologie stratigrafiche, petrografiche e geochimiche si è giunti ad una ricostruzione dei meccanismi eruttivi, deposizionali e petrogenetici che sottendono la successione di eventi vulcanici responsabili dell'edificazione dello stratocono suddetto. Utilizzando l'analisi di litofacies si è giunti, anche attraverso le correlazioni stratigrafiche estese sull'isola di Lipari, alla definizione di cinque unità eruttive (EU1-EU5), rappresentanti il riferimento stratigrafico per la campionatura necessaria per caratterizzarle sia petrograficamente che geochimicamente. Il significato vulcanologico delle EU1-5 ha permesso di evidenziare che il Monte dei Porri è costituito, in larga parte, da un'articolata alternanza di depositi da caduta e da correnti piroclastiche (formati sia da pomici che da scorie), alla quale si intercalano colate laviche; all'interno dell'unità i prodotti analizzati evidenziano composizione dei magmi da trachi-dacitica (EU1), a basaltica e andesitico basaltica (EU2), a francamente andesitico basaltica (EU3); quest'ultima composizione caratterizza la EU4 (che evolve anche verso termini andesitici), e la EU5. In conclusione, l'integrazione di tutti i dati (stratigrafici, petrografici e geochimici) permette di affermare che l'attività vulcanica responsabile della messa in posto delle EU1-5 cominci con una fase di apertura del condotto eruttivo (fase esplosiva pliniana) accompagnata dall'emissione dei magmi più evoluti (EU1), residenti al *top* di una camera magmatica zonata. Ad essa presumibilmente segue il coinvolgimento dei livelli più profondi del *reservoir* magmatico dove risiedono i magmi più mafici (EU2 e EU3). La ripresa dell'attività vulcanica (dopo una stasi durante il quale i magmi mafici evolvono verso composizioni mediamente evolute) vede infatti l'emissione di prodotti andesitici (EU4) seguita da magmi meno evoluti (EU5) che porta ad un progressivo svuotamento del sistema.

INDICE

INTRODUZIONE	i
Capitolo 1	
Inquadramento geologico	1
1.1 - Evoluzione tettonica del Tirreno meridionale	1
1.2 - L'arco delle Eolie	4
1.3 - Inquadramento geo-vulcanologico dell'isola di Salina	10
Capitolo 2	
Stratigrafia	20
2.1 - Analisi stratigrafica	20
2.2 - Descrizione delle Unità Eruttive	26
2.3 - Sintesi e correlazioni stratigrafiche	37
Capitolo 3	
3.1 - Analisi petrografica	40
Capitolo 4	
Dati geochimici	52
4.1 - Metodi	52
4.2 - Elementi maggiori	52
4.3 - Distribuzione degli elementi in traccia	57
Capitolo 5	
Discussione e Interpretazione dei dati	60
Capitolo 6	
Conclusioni	63
Bibliografia	65
Appendice 1	73

Introduzione

Obiettivo primario di questo lavoro di tesi è l'analisi, dal punto di vista stratigrafico, geochimico e petrografico delle vulcaniti che comprendono principalmente i prodotti delle formazioni Rocce di Barcone, noti in letteratura anche come Tufi Grigi dei Porri (*Grey Porri Tuffs – GPT*), Punta Sallustro, Punta di Megna e Serro dello Sciarato (Lucchi et al., 2013a, b), riferibili all'Epoca Eruttiva 5 di Salina (~70 -57 ka) durante la quale sull'isola, situata nel settore centrale dell'arcipelago delle Eolie, si realizza l'edificazione della porzione medio-basale dello stratocono del Monte dei Porri di Salina.

Attraverso l'approccio metodologico integrato di stratigrafia, petrografia e geochimica ci si è proposto di ricostruire i principali meccanismi eruttivi, deposizionali e petrogenetici che sottendono la successione di eventi vulcanici responsabili dell'evoluzione del Monte dei Porri. Tale ricostruzione è stata effettuata attraverso l'analisi di litofacies, le correlazioni stratigrafiche, estese anche sull'isola di Lipari, la definizione delle unità eruttive ed il loro significato vulcanologico, la loro campionatura e lo studio petrografico e geochimico dei campioni.

Le indagini svolte ed i risultati ottenuti, in particolare la ricostruzione stratigrafica e dei processi deposizionali, sono stati elaborati in collaborazione con la collega Silvia Massaro (2014) avvalendosi del contributo del Dott. Roberto Sulpizio dell'Università di Bari, dove sono state anche effettuate le analisi geochimiche dei campioni raccolti. Per quanto riguarda invece l'analisi petrografica (eseguita in microscopia ottica), questa è stata condotta presso i laboratori del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali dell'Università di Bologna.

Partendo dalla nuova successione stratigrafica ricostruita per il Monte dei Porri, che considera la successione GPT costituita dalle Unità Eruttive, EU1, EU2, EU3, EU4 ed EU5, è stata compiuta una campionatura e selezione sistematica delle vulcaniti relative alle unità eruttive EU1-5 al fine di definirne le caratteristiche petrografiche e geochimiche.

Sono stati prelevati 49 campioni per scopi geochimici (XRF), mentre l'analisi petrografica (eseguita in microscopia ottica) è stata condotta su 12 sezioni sottili di campioni di materiale juvenile rappresentativi delle unità eruttive indagate, realizzate, rispettivamente, presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università di Bologna e di Bari.

I dati petrografici, geochimici e vulcanologici elaborati e proposti in questo lavoro di tesi sono serviti a fornire una caratterizzazione petrografica e geochimica delle differenti Unità Eruttive distinte, alle quali sono stati associati i differenti stili di attività vulcanica che hanno portato alla messa in posto delle vulcaniti affioranti nel litosoma del Monte dei Porri di Salina nel periodo di attività compreso tra 70 e 57 ka.

Capitolo 1

Inquadramento geologico

1.1 – Evoluzione tettonica del Tirreno meridionale

L'arco delle Eolie è localizzato nel Tirreno meridionale, al confine tra la placca africana e quella euroasiatica. I processi geodinamici con sede nella regione del Tirreno si possono inquadrare, a grande scala, in un contesto di convergenza N-S Africa-Europa, cominciata 65 Ma che ha portato alla formazione della catena alpina e subduzione della placca Africana sotto quella Euro-Asiatica. L'arcipelago Eoliano rappresenta la porzione emersa dell'arco vulcanico correlato alla subduzione attiva del dominio Ionico al di sotto dell'arco calabro (Barberi et al., 1974; Beccaluva et al., 1985; Mantovani et al., 1996).

I processi geotettonici, che hanno interessato l'area mediterranea, hanno causato la rotazione del blocco Sardo-Corso (30 Ma) determinando inizialmente la formazione del bacino Algero-Provenzale e in seguito la chiusura del bacino stesso (di età mesozoica) e migrazione verso E dell'intero sistema appenninico (15 Ma) comportando l'assottigliamento crostale (*rifting*) dell'area compresa fra l'Italia sud-occidentale e il blocco Sardo-Corso, con conseguente apertura di un nuovo bacino a crosta oceanica (1,3 Ma): il bacino del Tirreno. Il fronte di subduzione delle placche Adriatica e Ionica, al di sotto della placca Europea (in direzione O), ha subito quindi un processo di *roll-back* (Malinverno & Ryan, 1986; Carminati et al., 1998; Givirtzam & Nur, 2001; Rosenbaum & Lister, 2004), causando la formazione del Mar Tirreno meridionale e la rotazione antioraria della penisola Italiana e della catena Appenninica. Dal Pliocene inferiore al Pleistocene, la migrazione verso SE del sistema *fore-arc-back-arc* e della zona frontale, definita dalla subduzione della litosfera oceanica ionica sotto le unità continentali dell'Arco Calabro, è stata controllata nella zona meridionale, dal principale sistema di faglie con orientazione ONO-ESE. Il vulcanismo nel Mar Tirreno è migrato verso SE influenzato dal *roll-back* della placca Ionica (Argnani & Savelli, 1999; Savelli, 2000) (Fig. 1.1). I dati elaborati da Rosenbaum & Lister (2004) inerenti alla distribuzione dei sedimenti *syn-rift* hanno evidenziato una massima fase estensionale che ha interessato il settore meridionale del Tirreno dal Messiniano al Pleistocene, caratterizzata inizialmente da formazione di crosta oceanica in una piana batiale centrale, il bacino Vavilov (4 – 3,5 Ma) e, in seguito, in una piana batiale sud-orientale, il bacino Marsili (1,9 – 1,6 Ma). (Fig. 1.2).

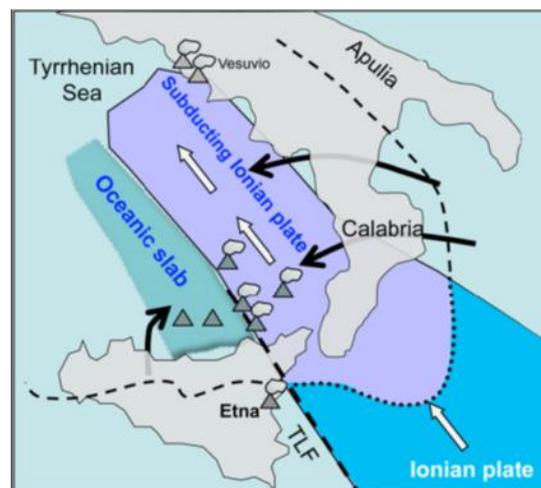


Fig. 1.1 - Contesto geodinamico schematico dell'arco delle Eolie. La placca ionica è in subduzione

al di sotto della Calabria e del Mar Tirreno meridionale; associata ad una sismicità profonda e vulcanismo attivo, è delimitata ad O dal sistema di faglie (TLF) Tindari-Letojanni (da Peccerillo et al., 2013).

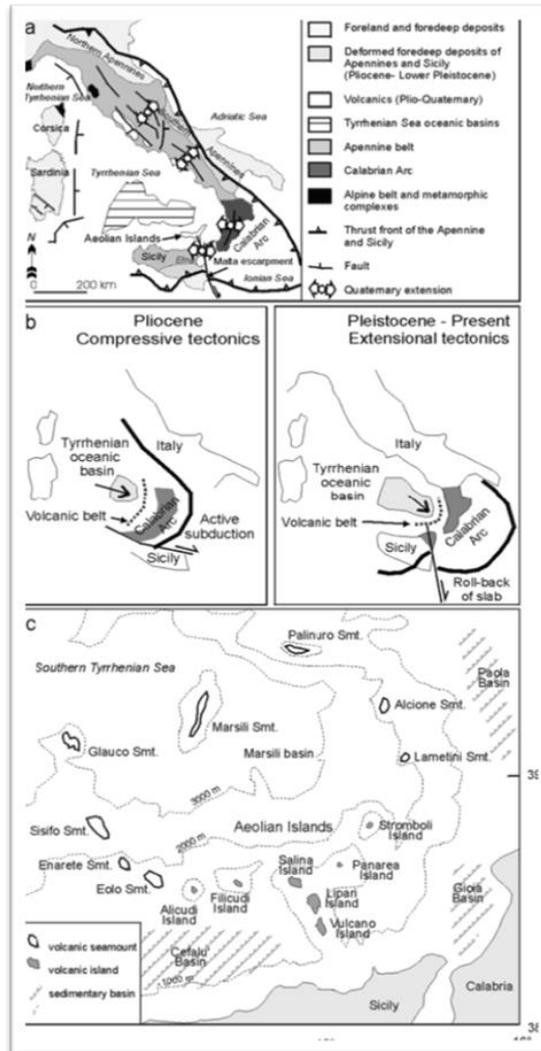


Fig. 1.2 - (a) Schema strutturale della regione Italiana; (b) Schema semplificato dell'evoluzione Plio-Pleistocenica del Mar Tirreno e Arco Calabro; (c) Arco vulcanico delle Eolie (da De Astis et al., 2003).

1. 2 – L'ARCO DELLE EOLIE

L'arco delle Eolie è costituito da sette isole Alicudi, Filicudi, Salina, Vulcano, Lipari, Panarea e Stromboli e numerosi vulcani sottomarini (*seamount*) (Fig. 1.3). Essi formano una struttura ad anello intorno e all'interno del bacino del Marsili (Beccaluva et al., 1985), un bacino di retro-arco in forte espansione (Nicolosi et al., 2006), caratterizzato da crosta continentale basaltica assottigliata (10 km; Trua et al., 2004).

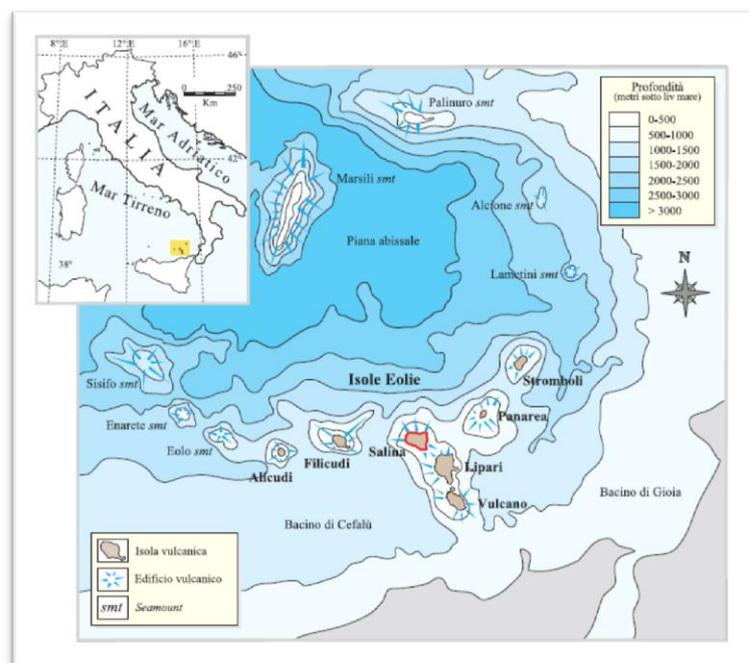


Fig. 1.3 - Carta batimetrica dell'arcipelago Eoliano e dei seamounts. Il profilo rosso evidenzia l'isola di Salina (Beccaluva et al., 1985, mod.).

I dati sismici e le immagini tomografiche dell'area meridionale del Mar Tirreno e dell'Arco Calabro permettono di confinare la struttura crostale e subcrostale dell'area vulcanica dell'arco Eoliano (Spakman, 1990; Continisio et al., 1997; Lucente et al., 1999; Ventura et al., 1999; Pepe et al., 2000; Neri et al., 2002; Barberi et al., 2004; Pontevivo & Panza, 2006; Montuori et al., 2007; Chiarabba et al., 2008; Monna & Dahm, 2009).

Al di sotto dell'arco vulcanico, le immagini tomografiche raffigurano un corpo quasi continuo, in subduzione passiva, che immerge 70–80° verso NO. Questo corpo, che si estende dall'Arco Calabro al bacino del Marsili, è interpretato come l'area subdotta al di sotto l'Arco Calabro (Chiarabba et al., 2008) (Fig. 1.4).

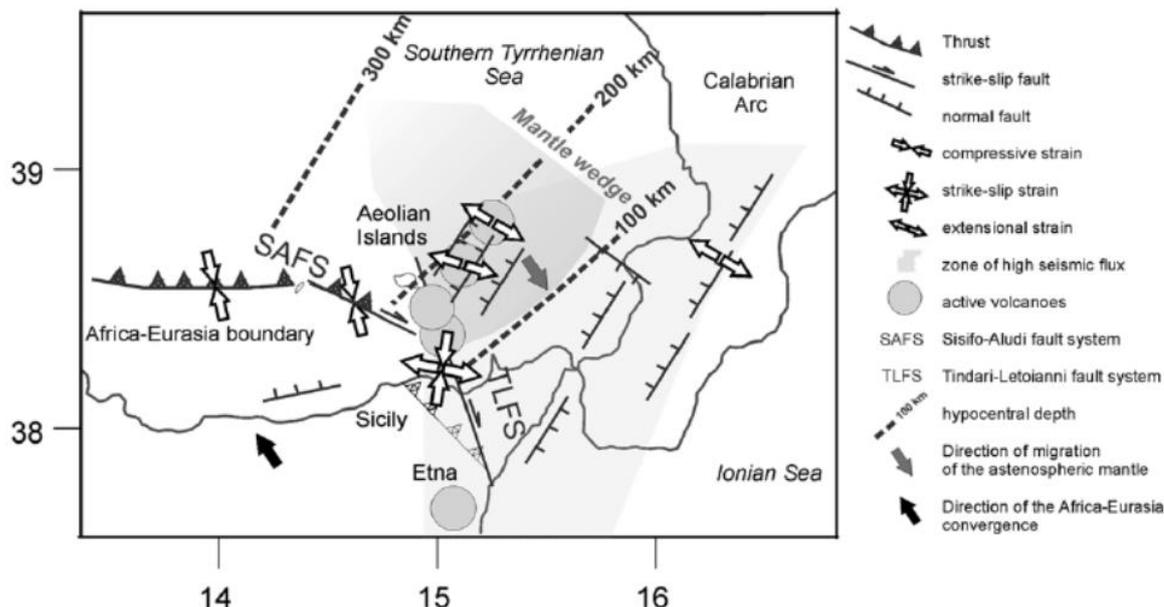


Fig. 1.4 – Assetto geodinamico interpretativo del vulcanismo Eoliano (Ventura 2013).

Sulla base dei dati geofisici, strutturali (Locardi e Nappi, 1979; Gabbianelli et al., 1990; Calanchi et al., 1993; Manetti et al., 1995; Mazzuoli et al., 1995; Lanzafame e Bousquet, 1997; Ventura et al., 1999, 2013; Tibaldi 2001) e geochimici (De Astis et al., 2003; De Astis et al., 2006) è possibile suddividere l'arco delle Eolie in tre differenti settori vulcanico-strutturali (Fig. 1.5):

Settore occidentale

Il settore occidentale si estende dal *seamount* Glauco alle isole di Alicudi e Filicudi ed è allineato lungo un sistema di faglie con orientamento ONO–ESE (Sistema Sisifo-Alicudi). In questo settore dell'arco, il vulcanismo si è sviluppato tra 1,3-0,9 Ma (Sisifo) e circa 30 ka (Beccaluva et al., 1982, 1985; Santo & Clark, 1994). I magmi emessi, tipici di ambiente di subduzione, hanno composizione da mafica ad intermedia, con affinità da calcalcalina (in prevalenza) a calcalcalina ad alta concentrazione di K_2O . La tettonica compressiva che caratterizza questo settore dell'arco è ritenuta responsabile della cessata attività vulcanica in quest'area (Ventura, 2013). Le recenti datazioni di Leocat (2011) assegnano ai depositi subaerei più antichi di Filicudi età comprese nell'intervallo 236 – 246 ka ed inizio dell'attività vulcanica nell'area tra 270-240 ka.

Settore centrale

Questo settore comprende le isole di Salina, Lipari e Vulcano allineate lungo la direttrice NNO-SSE riconducibile al Sistema tettonico regionale Tindari-Letojanni. Al lineamento tettonico Tindari-Letojanni attivo sin dal Pliocene (Fabbri et al., 1980), che divide l'arco delle Eolie in due settori differenti per struttura e composizione, si deve la tettonica distensiva che interessa le isole di Vulcano e Lipari, lungo le direttrici NNO-SSE ed ENE-OSO, e riveste primaria importanza nella genesi dei magmi evoluti presenti nel settore centrale dell'arcipelago (Peccerillo, 2005). L'attività vulcanica in questo settore è iniziata circa 267 ka (Salina: 244– 226 ka; Lipari: 267–188 ka; Lucchi et al., 2013) e le isole di Lipari (ultima eruzione AD 1230) e Vulcano (ultima eruzione AD 1888-1890) sono da considerarsi ancora attive (Ventura, 2013). Lo spettro di variazione di composizioni del

magma è molto diversificato ed i prodotti emessi variano da basalti a rioliti con affinità calcalcalina, calcalcalina ad elevato contenuto di K_2O , shoshonitica e potassica. L'attività vulcanica rilevata in questo settore è quella con maggior intensità e magnitudo dell'intero arcipelago.

Settore orientale

Questo settore comprende Panarea, Stromboli e i *seamounts* Alcione e Palinuro ed è interessato da un sistema di faglie estensionali orientate NE-SO che controllano fortemente la risalita del magma (Ventura, 2013). I prodotti vulcanici subaerei più antichi nell'area sono databili 200 ka (Quidelleur et al., 2005), ed il vulcanismo è da considerarsi ancora attivo presso l'isola di Stromboli. Anche l'isola di Panarea si ritiene ancora attiva soprattutto a causa dell'improvviso incremento dell'attività idrotermale nella zona degli isolotti che si è verificato nel novembre 2002 (Chiodini et al., 2006). L'attività vulcanica in questo settore è caratterizzata dall'emissione di prodotti riconducibili a serie da calcalcaline a potassiche.

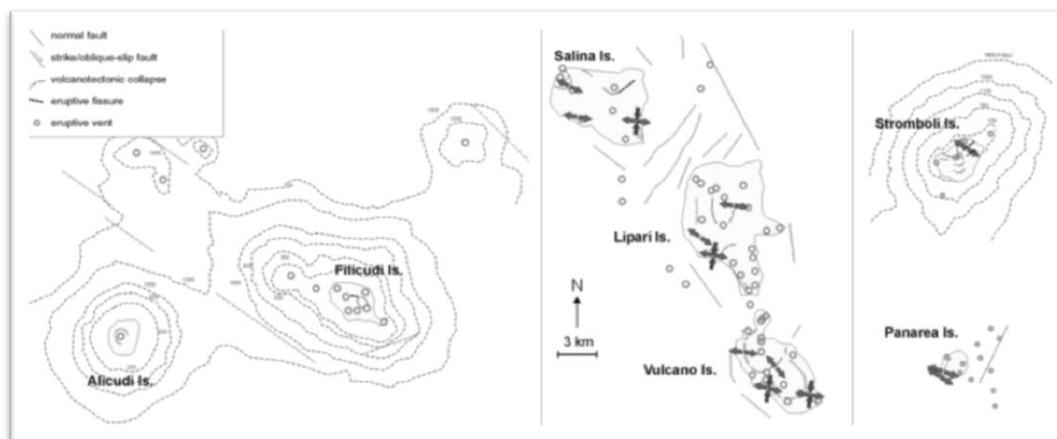


Fig. 1.5 - Mappa strutturale del settore occidentale, centrale e orientale delle Isole Eolie. (da Ventura, 2013).

L'evoluzione dell'attività vulcanica nell'arcipelago delle Eolie è stata ricostruita da diversi autori, sulla base di studi stratigrafici e attraverso diversi metodi di datazione assoluta (es. Ar/Ar, K-Ar) e sullo studio dei terrazzi marini di età quaternaria (Barberi et al., 1974; Beccaluva et al., 1985; De Astis et al., 2003; De Rosa et al., 2003; Ellam et al., 1989; Francalanci et al., 1993; Gillot & Villari, 1980; Gertisser & Keller 2000; Keller, 1967, 1980a; Leocat, 2009; Leocat et al., 2010, 2011; Lucchi, 2000; 2009; Lucchi et al., 2000, 2004, 2013; Peccerillo, 2005; Peccerillo et al., 2013; Tranne et al., 2002; Ventura, 2013). Le datazioni radiometriche K-Ar di campioni di lave sottomarine provenienti dal Sisifo hanno fornito invece un'età di circa 1.3 Ma (Beccaluva et al., 1985), mettendo in evidenza come queste rocce siano le più antiche di tutto l'arco, permettendo di collocare temporalmente l'intero vulcanismo Eoliano nel Quaternario (Barberi et al., 1974; Beccaluva et al., 1985; Gillot, 1987). Le più recenti datazioni radiometriche inerenti i depositi subaerei (Leocat et al., 2009, 2010; Leocat, 2011) delle isole Eolie, evidenziano che la porzione più antica dell'arcipelago è databile tra 270 e 240 ka (Filicudi e Lipari).

Secondo le recenti ricostruzioni di Lucchi et al. (2013), l'arcipelago eoliano si costruisce a partire dal settore centrale ed occidentale dove l'attività vulcanica è iniziata intorno ai 270 ka (Lipari: 267–188 ka; Filicudi: 246–236 ka; Salina: 244– 226 ka). Il settore centrale

ospita anche le più recenti manifestazioni dell'attività eruttiva (Lipari: AD 1230; Vulcano: AD 1888–90; Stromboli: attivo).

Le maggiori eruzioni esplosive ad elevata energia si registrarono a Salina, Lipari e Vulcano durante gli ultimi 75 ka in concomitanza con l'apparizione di magmi più evoluti (da daciti ricche in K_2O a rioliti). In particolare si registrarono numerose eruzioni pliniane a Lipari (M. Guardia: 27–24 ka; Vallone del Gabellotto: 8.7–8.4 ka; M. Pilato: AD 776), a Stromboli (Petrazza: 77–75 ka) e Salina (Tufi Grigi dei Porri: c. 70–67 ka; Pollara Superiore: 27.5 ka) che causarono la deposizione di estesi strati di tephra in tutte le isole dell'arcipelago Eoliano (Lucchi et al., 2013). Una serie di eruzioni idromagmatiche dall'isola di Vulcano (c. 70–8 ka) ha, inoltre, generato i depositi ampiamente distribuiti e ampiamente utilizzati come marker stratigrafici (*Brown Tuffs*; Lucchi et al., 2008; Lucchi et al., 2013).

Le rocce presenti sull'isola di Salina evidenziano un ampio spettro composizionale che varia da prodotti mafici a silicatici con affinità da calcicalcine a shoshonitiche e alcalino-potassiche (Keller, 1982; Francalanci et al., 2004; Peccerillo, 2005). Un esiguo numero di rocce con affinità tholeitiche è stato rinvenuto nei seamounts dell'arco (Beccaluva et al., 1982). Rocce calcicalcine sono presenti su tutte le isole, ma dominano nell'arco occidentale e a Lipari e Panarea, mentre quelle shoshonitiche caratterizzano il settore centro-orientale dell'arcipelago e sono particolarmente ricorrenti a Vulcano e a Stromboli. Rocce mafiche e intermedie compongono la maggior parte delle più antiche sequenze vulcaniche per la maggior parte delle isole (Peccerillo et al., 2013). Le vulcaniti più evolute sono presenti a Panarea e Salina ma, soprattutto, nelle isole centrali di Lipari e Vulcano, dove sono state eruttate abbondanti rioliti (sia come depositi piroclastici che come duomi e coulee). Le ultime fasi di attività sono testimoniate, per i depositi originatisi a Lipari, dalle formazioni di Sciarra dell'Arena (776 AD; Forni et al., 2013), Vallone del Gabellotto (8.7–8.4 ka; Zanchetta et al., 2011) e Monte Guardia (27–24 ka; Crisci et al., 1981, 1983; Lucchi et al., 2013) costituite da depositi piroclastici di pomice e lapilli pomicei a composizione riolitica; per i depositi provenienti da Vulcano, rioliti si rinvergono nella successione BT (*Brown Tuff*), suddivisa in UBT (*Upper Brown Tuff*), IBT (*Intermediate Brown Tuff*) e LBT (*Lower Brown Tuff*), costituita da depositi piroclastici caratterizzati da eterogeneità e variazione della composizione da trachi-andesitica a riolitica. Essi sono riconducibili alle formazioni Piano Grotte dei Rossi (UBT 24–8 ka; Lucchi et al., 2008; 2013a,b) e Pianoconte (IBT 56–27 ka, LBT circa 70–56 ka; Lucchi et al., 2008; 2013a,b).

I processi evolutivi hanno causato la formazione di camere magmatiche intra-crosta (es. isole centrali Lipari e Vulcano) dove i magmi stazionano e vengono frazionati, originando abbondanti fusi riolitici (Peccerillo et al., 2013). Prodotti riolitici caratterizzano, inoltre, le fasi di attività più recenti per tutti i vulcani dell'arcipelago Eoliano (Peccerillo et al., 2013). L'attività magmatica dell'arco Eoliano è strettamente correlata alla tettonica transtensiva lungo il lineamento Tindari-Letojanni (TLF) che influenza, significativamente, l'evoluzione del magma dell'intero arco vulcanico, causando variazione composizionale dei prodotti: da basalti parentali a prodotti con composizioni intermedie ed acide a maggior grado evolutivo (Peccerillo et al., 2013). L'area è caratterizzata da caratteri geochimici eterogenei ed elevata variabilità petrologica che rende il modello petrogenetico dei magmi eoliani di complessa interpretazione (Fig. 1.6).

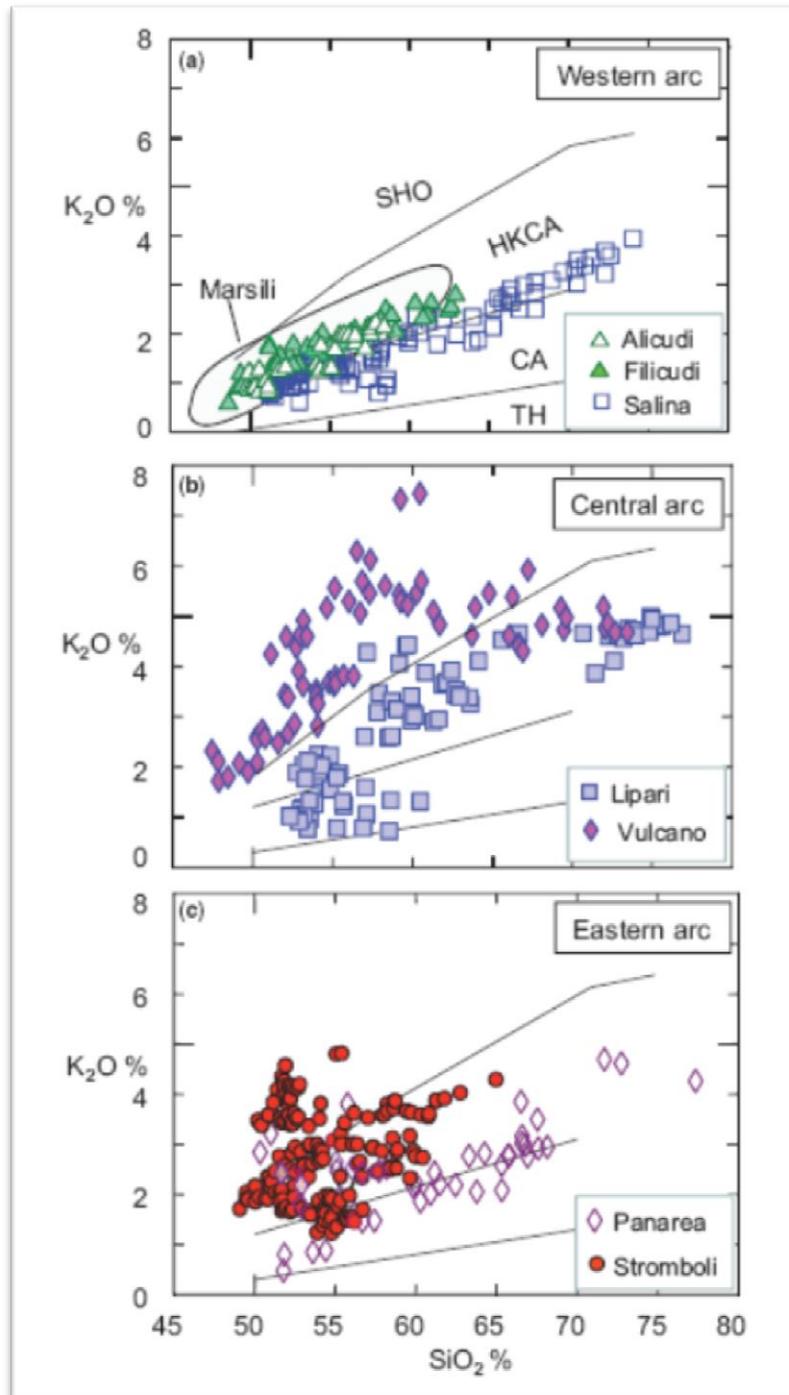


Fig. 1.6 – Diagrammi classificativi K_2O v. SiO_2 dell'arco vulcanico Eoliano. Le linee separano la serie tholeitica (TH), calcalkalina (CA), calcalkalina ad elevato contenuto di k (HKCA) e shoshonitica (SHO) (da Peccerillo et al., 2013).

Ai fini della ricostruzione evolutiva dell'arcipelago eoliano, particolarmente significativo è stato lo studio dei terrazzi marini, associati alle antiche linee di riva del Quaternario, che si è rivelato di fondamentale importanza quale metodo di datazione relativa, mediante l'individuazione della posizione delle piattaforme di erosione, evidenziate dai depositi conglomeratici marini intercalati a depositi vulcanici (Keller, 1967, 1980a; Lucchi, 2000; Lucchi et al., 2004a, b; Lucchi, 2009; Lucchi et al., 2007, 2008, 2013). Grazie alla combinazione delle datazioni assolute disponibili, alle correlazioni stratigrafiche basate sul

riconoscimento dei terrazzi marini e delle antiche linee di riva e al riconoscimento di inconformità di I ordine (correlabili alla scala regionale), è stato possibile ricostruire la storia eruttiva del settore emerso dell'arco Eoliano, suddividendola in epoche eruttive (sensu Fisher e Schminke, 1984).

La storia eruttiva di ciascuna isola è suddivisa in epoche eruttive distinte da inconformità dovute ad eventi vulcano-tettonici, intervallati a periodi formazione di terrazzi marini o di quiescenza, durante i quali prevalgono processi di erosione in ambiente subaereo o marino. In particolare, nell'arcipelago Eoliano, i momenti di edificazione ed erosione degli edifici vulcanici sono strettamente condizionati dall'interazione dell'attività vulcanica con le oscillazioni del livello medio marino della fine del Quaternario permettendo la formazione di terrazzi marini interposti a prodotti vulcanici (Keller, 1967, 1980a; Lucchi, 2000; Lucchi et al., 2007, 2009, 2013).

1.3- INQUADRAMENTO GEO-VULCANOLOGICO DELL'ISOLA DI SALINA

1.3.1 Aspetti geomorfologici

L'isola di Salina rappresenta la porzione emersa di un apparato vulcanico in gran parte sommerso ed è localizzata nella zona centrale dell'arco vulcanico delle Eolie. Insieme a Vulcano e Lipari, Salina è disposta lungo il lineamento tettonico Tindari-Letojanni, avente orientamento NNO–SSE che separa l'arco in due settori: quello occidentale e quello orientale (Fig. 1.7); Salina è situata all'intersezione tra le strutture con orientazione E-O del settore occidentale dell'arco ed il lineamento Tindari-Letojanni. La base sommersa dell'apparato vulcanico giace ad una profondità di circa 1100 m sotto il livello del mare, mentre un piccolo bacino deposizionale si trova ad una profondità di circa 300 m tra Salina e Lipari (Bosman et al., 2013; Romagnoli et al., 2013). I fianchi sommersi dell'apparato hanno angoli di inclinazione medi tra 30° e pochi gradi, con un progressivo abbassamento dei gradienti verso profondità maggiori (Lucchi et al., 2013). Edifici vulcanici secondari sono identificabili lungo i fianchi sommersi di Salina sotto l'omogenea copertura di sedimenti (Romagnoli et al., 1989; Gamberi et al., 1997). I principali centri eruttivi sottomarini sono rappresentati dai due *seamount* di Secca del Capo situati dinanzi al versante settentrionale dell'isola; il *seamount* più ad E è orientato in direzione NNO-SSE (Rossi et al., 1987b).

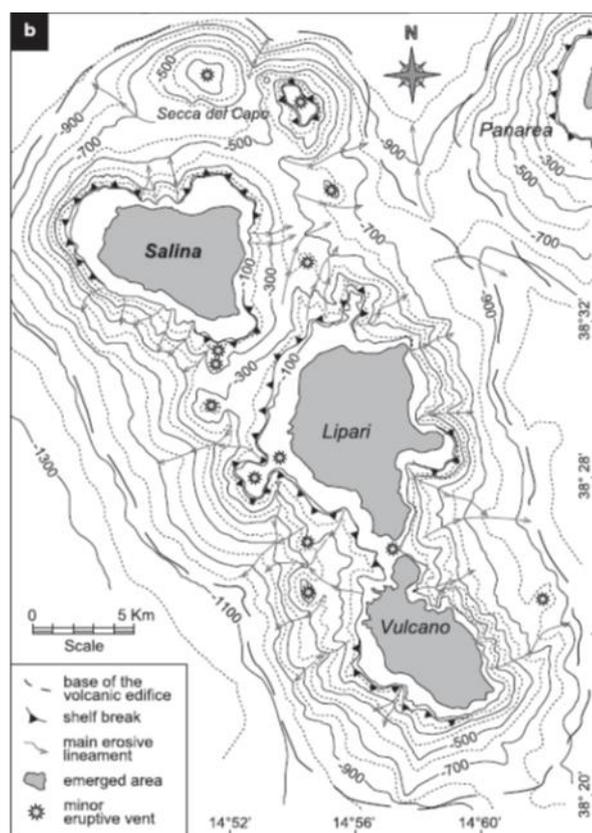


Fig. 1.7 - Mappa schematica morfostrutturale del complesso vulcanico Salina-Lipari-Vulcano, orientato NNO–SSE, sviluppatosi lungo il sistema strutturale Tindari–Letojanni (Lucchi et al., 2013).

L'isola di Salina è la più elevata dell'arcipelago con un'altitudine massima di 962 m s.l.m. (Monte Fossa delle Felci) e con una superficie di 26.4 kmq è la seconda per grandezza.

L'isola è caratterizzata dalla presenza di sei edifici vulcanici, cinque dei quali sono strato-vulcani centrali (M. Rivi, Pizzo Capo, Pizzo Corvo, Fossa delle Felci e M. dei Porri) ed uno (Pollara) rappresenta un esteso cratere di esplosione di circa 1,5 km di diametro (Keller, 1980).

Da un punto di vista morfostrutturale, Salina è dominata dagli stratovulcani di Monte Fossa delle Felci (962 m) e Monte dei Porri (859 m). Questi vulcani conservano la loro quasi forma conica regolare (Fig. 1.8), mentre gli edifici vulcanici del Monte Rivi, Pizzo Capo e Pizzo di Corvo più antichi, sono profondamente erosi e smantellati da un'intensa erosione marina e subaerea. Localmente, ciò ha causato l'esposizione delle porzioni più interne dei vulcani caratterizzate dalla presenza di sistemi di dicchi e diatremi (Keller 1980). Spesse coperture epiclastiche si rinvengono alla base e lungo i versanti della maggior parte degli edifici vulcanici: in particolare nella sella di Valdichiesa, che con orientamento N-S separa gli edifici vulcanici di Monte Fossa delle Felci e Monte dei Porri, e lungo la costa settentrionale di Salina, dove si sovrappongono piane marine terrazzate formatesi durante l'ultimo periodo interglaciale (Lucchi et al., 2013).



Fig. 1.8 - Monte dei Porri (da INGV website)

Lucchi et al. (2013) evidenziano di non aver rinvenuto alcun elemento che attesti la presenza di importanti sistemi di faglie o lineamenti tettonici su Salina, in contrasto con altri autori (Barca & Ventura 1991; Critelli et al. 1993; Mazzuoli et al. 1995; De Ritis et al. 2007), che hanno invece segnalato una serie di faglie (normali e *strike-slip*) e lineamenti tettonici influenzati dalla tettonica regionale per lo più orientati NNO-SSE ed E-O e con minor ricorrenza con orientamento N-S e NE-SW (Barca e Ventura, 1991; Critelli et al., 1993). La distribuzione della maggior parte dei dicchi vulcanici è caratterizzata da pattern radiali intorno ai principali edifici vulcanici (Lucchi et al., 2013). I fenomeni di instabilità che interessano il fianco NO del Monte dei Porri e la depressione concava del cratere di Pollara sono la manifestazione dell'attività vulcano-tettonica nell'area (Lucchi et al., 2013).

1.3.2 Lavori precedenti

Le prime informazioni riguardanti la geologia dell'isola di Salina furono fornite da Cortese & Sabatini (1892), Bergeat (1899), Keller (1966, 1967) and Pichler (1968). In base a successivi studi basati su analisi petrochimiche e sull'individuazione dei principali terrazzi

marini, superfici di erosione, palaeosuoli e strati di tephra, la successione vulcanica di Salina è stata suddivisa, dai diversi autori, in differenti cicli successivi di attività vulcanica:

- PICHLER (1968) individua tre ordini di terrazzi marini a quota 30, 12-15 e 8 m s.l.m. datati Tirreniano e Monastiriano I-II ed evidenzia la presenza di un livello conglomeratico a quota 60 m s.l.m. nei pressi di Malfa.
- KELLER (1966, 1980) è il primo a redigere una carta geologica dell'isola basata su moderni criteri stratigrafici suggerendo che l'edificazione di Salina avesse avuto inizio circa 500 ka, sulla base delle datazioni K-Ar fornite da Barberi et al. (1974). Egli distingue due maggiori periodi di attività vulcanica (pre- e post-erosivo) attraverso l'individuazione di un livello conglomeratico di abrasione marina. I vulcani di Capo, Rivi, Corvo e Fossa delle Felci, interpretati come attivi durante il ciclo pre-erosivo, generarono basalti ricchi in Al e in seguito daciti e andesiti. Durante l'ultimo periodo glaciale, il ciclo di attività vulcanica post-erosiva sull'isola di Salina fu caratterizzato dall'edificazione del cono andesitico del Monte dei Porri, seguito dall'eruzione del cratere di Pollara. Gli ultimi depositi riferibili a questo cratere (*Upper Pollara*), aventi composizione da andesitica a riolitica, mediante datazioni C^{14} sono stati riferiti ad un'ultima fase di attività vulcanica di tipo esplosivo su Salina datata a 15,6 ka (Keller, 1980).
- ROSSI et al. (1987a), sulla base della ricostruzione di Keller (1980), separano la storia eruttiva di Salina in cicli di attività vulcanica pre-erosivi e post-erosivi e grazie alle età radiometriche di Gillot & Villari (1980) e Gillot (1987) datano il ciclo pre-erosivo tra circa 500 e 127 ka, il ciclo post-erosivo fra 67 e 15,6 ka (Datazioni età C^{14} ; Keller, 1980) e l'attività di Pollara a circa 30 ka.
- GILLOT (1987), analizza diverse colate laviche dell'isola, affermando che i più antichi sono i prodotti di Pizzo Capo (423 ± 75 Ka) di composizione basaltico-andesitica (CA), a cui seguirono, i prodotti basaltici del Monte Fossa delle Felci (127 ± 5) e per ultimi, quelli terminali del Monte dei Porri (67 ± 5) e quelli riferibili all'attività iniziale di Pollara (30 ± 2) basaltico-andesitici (CA).
- CALANCHI et al., (1987) hanno svolto uno studio dettagliato sull'attività del cratere di Pollara individuando tre differenti unità eruttive (Lave di Punta del Perciato, Pollara Inferiore e Pollara Superiore); inoltre descrivono i depositi piroclastici in facies primaria e secondaria, identificando nella successione interna del cratere (*tuff ring*) caratteri deposizionali secondari (*back flow*).
- DE ROSA et al. (1989) e CRISCI et al. (1991) avanzano l'ipotesi che i depositi piroclastici affioranti sul Monte Fossa delle Felci non siano correlabili con le eruzioni iniziali del Monte dei Porri ma siano da attribuire ad una fase di ripresa dell'attività eruttiva della Fossa stessa, adducendo a conferma di tale ipotesi, dati stratigrafici, petrografici e sedimentologici. Secondo successivi studi, De Rosa et al. (2003), la fase iniziale di attività (Vulcani Corvo, Rivi-Capo e Fossa delle Felci) si è verificata tra 168-103 ka, mentre la fase successiva è stata suddivisa in tre distinti periodi di attività, tra 87 -43 ka. Il primo periodo (87-83 ka) è caratterizzato dall'attività dei vulcani di Rivi-Capo e dei Porri, il secondo periodo (59 ka) dall'attività che ha costruito il vulcano Fossa delle Felci e il terzo periodo (57-43 ka) dalla costruzione del vulcano del Monte dei Porri. L'attività esplosiva di Pollara è avvenuta durante l'ultimo stadio di attività vulcanica su Salina (24 ka). Gli autori hanno inoltre segnalato la presenza di depositi di *Brown Tuffs* sull'isola di Salina e suggerito che i terrazzi marini presenti abbiano distribuzione regionale, proponendo un'età di circa 100 ka attraverso correlazioni con i terrazzi marini di Lipari (Crisci et al., 1991).

- BERNASCONI e FERRINI (1989) eseguono uno studio inerente ai terrazzi marini di Salina correlando i depositi conglomeratici dell'isola con quelli rinvenuti a Lipari.
- BARCA e VENTURA (1991) ricostruiscono la storia evolutiva dell'isola attraverso uno studio stratigrafico. Sulla base dei dati geochimici, stratigrafici e geocronologici vengono distinti per ogni centro di emissione differenti cicli di attività.
- CALANCHI et al. (1993) suggeriscono un modello di zonazione di camera magmatica per spiegare l'evoluzione composizionale della serie piroclastica del *Lower Pollara* da termini mafici fino a termini riolitici.
- CRITELLI et al. (1993) eseguono uno studio geomorfologico, sedimentologico e vulcanologico sull'isola con lo scopo di definire le relazioni che intercorrono fra le differenti tipologie eruttive, i depositi epiclastici e l'evoluzione morfologica.
- GERTISSER e KELLER (2000) hanno dato una descrizione dell'evoluzione vulcano-stratigrafica e petrologica della serie calcocalina sull'isola di Salina sulla base del quadro stratigrafico di Keller (1980) e mediante dettagliati dati petrologici, geochimici e isotopici. Gli autori suggeriscono che la genesi dei magmi di Salina sia connessa a processi di cristallizzazione frazionata e assimilazione crostale che si sovrappongono ad eterogeneità della sorgente mantellica.
- LUCCHI (2000) esegue un rilevamento stratigrafico dettagliato delle aree costiere e sulla base dell'individuazione delle antiche linee di riva e dei depositi marini di età Tirreniana e Pre-Tirreniana definisce un nuovo assetto stratigrafico riconoscendo due inconformità di primo ordine di significato regionale correlabili con analoghe superfici di discontinuità affioranti sulle altre isole.
- LUCCHI (2009) individua e correla le discontinuità di primo e secondo ordine in tutto l'arcipelago assegnando non solo significato stratigrafico regionale ma anche cronostatigrafico mettendole in relazione con la curva del livello marino globale ed assegnando loro un'età relativa in base alla posizione rispetto ai depositi marini terrazzati. I terrazzi sono generalmente identificabili, lungo le ripide falesie costiere a SE, E e N dell'isola di Salina, attraverso l'individuazione di orizzonti di circa un metro di spessore, costituiti da massi conglomeratici posti al di sopra di ampie superfici erosive di discontinuità (*ravinement*) la cui formazione è guidata dalle variazioni del livello marino tardo-Quaternarie (Lucchi, 2009), mentre superiormente sono delimitati da una inconformità rappresentata da una superficie di erosione subaerea sviluppatasi durante il successivo abbassamento del livello marino e basso stazionamento dello stesso (Lucchi, 2009). Tutti i terrazzi, rispetto alla posizione originaria e relativa quota sul livello marino, affiorano a quote maggiori (tra i 50 e i pochi metri s.l.m.) come effetto a lungo termine del sollevamento crostale sovrapposto alle fluttuazioni glacio-eustatiche del livello del mare del Medio-Tardo Pleistocene (Lucchi, 2009). Le superfici terrazzate documentano l'interazione tra eustatismo, glacio-idro-isostasia e tettonica (Lucchi et al. 2007b; Lucchi 2009).
- LEOCAT (2011) ha proposto un differente schema ricostruttivo dell'evoluzione geologica di Salina stabilita dagli autori precedenti basata su una nuova serie di datazioni K-Ar (Leocat et al. 2009, 2010); nel lavoro suddetto viene evidenziato che l'attività vulcanica più antica è quella del Vulcano Capo (244–226 ka) mentre i vulcani Monte Rivi, Monte Fossa delle Felci e Corvo si pensa siano stati attivi contemporaneamente tra 163 and 110 ka. I prodotti vulcanici del Monte dei Porri sono databili tra 63 e 26 – 13 ka mentre per Pollara non sono state svolte indagini.

LUCCHI et al. (2013a, b) hanno proposto che l'attività vulcanica subaerea su Salina si sia evoluta attraverso sei epoche eruttive, basandosi sull'individuazione e datazione dei terrazzi marini e delle superfici di discontinuità, *livelli guida* cronostatigrafici, per mezzo dei quali hanno elaborato l'assetto cronostatigrafico ed una nuova carta geologica dell'isola. I terrazzi rappresentano picchi di alto stazionamento del livello del mare (paleolinee di riva) Tardo-Quaternari (Lucchi et al., 2013) e a Salina si sono formati durante due intervalli cronostatigrafici distinti: i più rilevanti e le relative incisioni sono attribuibili all'ultimo periodo interglaciale corrispondente alla fase marina isotopica dell'ossigeno (MIS) 5 (Chappell & Shackleton, 1986); essi affiorano a quote di circa 50 m (Paleolina di riva I), 25-30 m (Paleolina di riva II) e 10-12 m s.l.m. (Paleolina di riva III) (Lucchi et al., 2013) mentre, orizzonti conglomeratici più antichi dell'ultimo periodo interglaciale (Paleolina di riva A) si rinvengono in modo discontinuo tra i 25 m di altitudine e l'attuale livello del mare, lungo la falesia costiera settentrionale vicino a Galera e a N di Santa Marina Salina. La successione dei terrazzi su Salina è raramente completa a causa di erosione e dissezione delle più antiche superfici terrazzate durante fasi di sollevamento subaereo o successive fasi trasgressive del livello marino (Lucchi et al., 2013). Diversi strati di depositi epiclastici si rinvengono in posizioni stratigrafiche differenti, come conseguenza di un'intensa erosione subaerea e rimaneggiamento subiti durante l'abbassamento del livello marino e fasi di basso stazionamento. Lucchi et al. (2013a) hanno inoltre svolto una correlazione cronostatigrafica dei terrazzi marini e degli strati di tephra considerando anche le datazioni radiometriche disponibili. Tra i diversi strati di tephra di origine Campaniana ed Eoliana quelli con maggior significato cronostatigrafico sono: Ischia Tephra (56 ka), Grey Porri Tuffs (70–67ka), Lower Pollara (27.5 ka) da Salina; prodotti Monte Guardia da Lipari (27–24 ka) e Brown Tuffs da Vulcano (c.70–8 ka). I terrazzi Tardo-Quaternari si rinvengono nelle zone costiere di quasi tutte le isole dell'arcipelago e registrano distinti picchi interglaciali di stazionamento del livello marino durante gli stadi isotopici marini (MIS) 5 e 7, in un contesto (a lungo termine) di sollevamento crostale (Lucchi et al., 2013). Le discontinuità erosive principali, connesse ai depositi terrazzati, sono: F1, UI, L3 e UII (in ordine stratigrafico) che rappresentano le superfici "*ravinement*" formatesi all'inizio dei picchi interglaciali MIS 7.3 (F1), MIS 5e (UI) e MIS 5c (L3) e la superficie di discordanza subaerea formata durante l'abbassamento del livello marino relativo a MIS 5a fino alla deposizione di Brown Tuffs (UII). Le superfici di discordanza erosiva rappresentano importanti orizzonti guida per la classificazione e correlazione cronostatigrafica dei depositi di tutte le isole dell'arcipelago Eoliano.

La ricostruzione stratigrafica di Lucchi et al., (2013 a, b) rappresenta la base di partenza scientifica più completa relativamente all'evoluzione vulcanologica dell'isola di Salina e viene utilizzata come riferimento per questo lavoro di tesi. Di seguito viene illustrata la sequenza delle sei epoche eruttive, che si esplicano in un intervallo di tempo compreso tra 244 e 15,6 ka (Fig. 1.9):

- **EPOCA ERUTTIVA 1 (244-226 ka)**

Durante questa epoca è si ha lo svolgersi dell'attività del vulcano Pizzo Capo, che si è evoluto evidenziando un vulcanismo di tipo fissurale attraverso ricorrenti ed alternate fasi di attività stromboliana ed effusiva da una fessura eruttiva orientata NE–SO collocata lungo il crinale di Pizzo Capo e il Monte Rivi. Da essa prendono origine i prodotti vulcanici più antichi dell'isola, costituiti da depositi stromboliani scoriacei ed unità eruttive da flusso piroclastico (*PDC*), intercalate a depositi epiclastici e massivi e da colate di lava a blocchi. L'edificio vulcanico Pizzo Capo risulta profondamente eroso, inciso da erosione

marina lungo i suoi pendii bassi e, in alcune zone, fortemente idrotermalizzato; caratteristica la presenza di numerosi dicchi che attraversano la successione.

- **EPOCA ERUTTIVA 2 (c. 240 ka)**

Dopo un periodo di quiescenza, associato al collasso vulcano-tettonico di Piano Serro del Capo, che ha interessato la porzione basale dell'edificio vulcanico di Pizzo Capo, si assiste ad una ripresa dell'attività dallo stesso centro. Frequenti esplosioni stromboliane ed eruzioni effusive hanno contribuito alla deposizione di spesse successioni di vulcaniti che rappresentano le porzioni intermedie del vulcano Pizzo Capo. Si rinvennero unità di depositi da caduta e flussi lavici massivi a blocchi, emessi per lo più dalla fessura NE-SO di Pizzo Capo. Durante questa Epoca sono stati prodotti depositi vulcanici che hanno progressivamente riempito la depressione originata dall'area collassata in precedenza e, in alcuni casi, ne hanno sormontato i margini meridionali ed orientali. L'attività vulcanica è frequentemente alternata a brevi episodi di erosione subaerea lungo i ripidi versanti del vulcano, come testimoniato dalle numerose unità deposizionali epiclastiche (Lucchi et al., 2013). L'ultima eruzione del vulcano Pizzo Capo è avvenuta lungo la fessura NE-SO dopo un periodo di quiescenza durante il quale si sono formate una superficie di discontinuità erosiva e paleosuolo (Lucchi et al., 2013).

Le recenti datazioni radiometriche disponibili (Leocat 2011) sui depositi di Pizzo Capo appartenenti alle Epoche eruttive 1 e 2, suggeriscono che la sua attività si è evoluta in un intervallo temporale compreso tra 244 e 226 ka. L'attività di Pizzo Capo è stata seguita da un prolungato periodo di inattività durante il quale l'edificio vulcanico ha subito fenomeni di erosione e rimodellamento sia in ambiente subaereo che sottomarino in stretta relazione con le maggiori fluttuazioni del livello del mare. Questi processi erosivi sono riscontrabili nel terrazzo riferito alla paleolinea di riva A, formata durante il picco di alto stazionamento del livello marino del MIS 7.3 (220 ka); le spesse coperture epiclastiche, rinvenute al di sopra di queste superfici terrazzate, si sono sviluppate durante l'abbassamento e successivo basso stazionamento del livello marino, durante la transizione MIS 7/6 (Lucchi et al., 2013).

- **EPOCA ERUTTIVA 3 (160 -131 ka)**

Durante questa Epoca Eruttiva, la ripresa dell'attività vulcanica su Salina ha portato all'edificazione di apparati vulcanici di tipo centrale quali gli stratovulcani di Monte Rivi e Monte Fossa delle Felci, allineati in direzione NNO-SSE nel settore orientale dell'isola. L'inizio dell'attività del Monte Rivi e Monte Fossa delle Felci è collocato a dopo il MIS 7 (220-200 ka), dato che risultano assenti i terrazzi riconducibili alla paleolinea di riva A, lungo i loro versanti costieri (Lucchi et al., 2013). L'attività stromboliana ha caratterizzato le fasi iniziali di entrambi i vulcani e depositato spesse coperture di successioni scoriacee basaltiche che hanno costituito gli edifici di Monte Rivi e Monte Fossa delle Felci. Una fase stromboliana esplosiva ha interessato il Monte Rivi contemporaneamente alla riattivazione della fessura eruttiva NE-SO di Pizzo Capo, mentre le colate laviche riscontrabili in differenti livelli stratigrafici sono datate a 160, 146 e 131 ka (Leocat 2011). I prodotti basali del Monte Fossa delle Felci sono incisi dai terrazzi marini riferiti al MIS 5, che testimoniano come quest'attività iniziale sia più antica di 124-81 ka. Sulla base delle datazioni disponibili, l'intervallo di formazione del vulcano Monte Rivi è compreso tra 160 e 131 ka, come messo anche in evidenza dai rapporti stratigrafici tra i suoi prodotti con i terrazzi marini: essi poggiano sui terrazzi marini relativi al MIS 7.3 (220 ka) e sono coperti da quelli riferiti al MIS 5 (124 ka) (Lucchi et al., 2013).

- **EPOCA ERUTTIVA 4 (ca 147 – 121 ka)**

Durante questa epoca si esplica l'attività vulcanica intermedia e finale relativa al Monte Fossa delle Felci, che avviene dopo un periodo di quiescenza seguito all'Epoca Eruttiva 3.

L'attività intermedia ha avuto caratteristiche subpliniane ed ha dato origine a strati di depositi da caduta di diversi metri di spessore, ampiamente distribuiti a Salina e Lipari (Lucchi et al., 2013). La successiva attività finale del Monte Fossa delle Felci si caratterizza per essere prevalentemente come effusiva ed ha prodotto una successione di colate laviche ad ampio spettro composizionale, da dacitici ad andesitici, effuse sia dal versante meridionale che dal cratere sommitale svasato verso O. In questa epoca si osserva una brusca variazione della composizione ed i basalti, che caratterizzano l'Epoca eruttiva 3, sono sostituiti da prodotti dacitici e solo durante la fine dell'Epoca Eruttiva 4 (147 - 121 ka), con l'ultima attività del Monte Fossa delle Felci, si manifesta un ritorno verso composizioni basaltico-andesitiche (cf. Keller 1966, 1980; Gertisser & Keller 2000; Lucchi et al., 2013).

L'oscillazione del livello marino riconducibile a MIS 5 (paleolinee di riva I–III) è avvenuta in un periodo di quiescenza vulcanica dell'isola di Salina che ha seguito l'attività finale del Monte Fossa delle Felci tra le Epoche Eruttive 4 e 5. Picchi di alto stazionamento marino, riconducibili a MIS 5e (124 ka), 5c (100 ka) e 5a (81 ka), sono identificabili nei terrazzi concernenti le paleolinee di riva I (EU4/EU5; litosoma Capo Faro - Formazione Sc. dell'Immeruta), II e III (EU4/EU5; litosoma Capo Faro – Formazione Punta Brigantino) (Lucchi et al., 2013). Inoltre, durante la fase di abbassamento e basso stazionamento del livello marino avvennero intensi processi di erosione subaerea nella fase di transizione tra MIS 5e/5d (118–105 ka), contribuendo alla formazione di voluminosi depositi epiclastici, ai quali si intercalano tephra di origine alloctona correlati ai tephra marini X-6 (110 ka) e X-5 (105 ka) (Keller et al. 1978; Morche 1988).

EPOCA ERUTTIVA 5 (70 - 57 ka)

Successivamente allo stadio erosivo relativo al MIS 5 (124 – 81 ka) si assiste all'edificazione dello stratovulcano del Monte dei Porri, che occupa il settore occidentale dell'isola di Salina. Si tratta di un edificio di forma conica regolare, alto 860 m, costruito al di sopra dei versanti inferiori occidentali del Monte Fossa delle Felci e sui resti di Pizzo di Corvo. Il Monte dei Porri è caratterizzato da attività vulcanica di tipo centrale che ha condotto all'edificazione di un cono di scorie poligenetiche impostato su un *tuff ring* basale; l'edificio si è formato dopo l'ultimo interglaciale, interamente durante l'Epoca Eruttiva 5, (70–57 ka; Keller 1980, Lucchi et al., 2013a, b) ed è costituito da un'alternanza, depositi piroclastici scoriacei e subordinatamente pomicei e di colate laviche, aventi composizione da basaltico-andesitica ad andesitica (e dacitica) (Keller 1966, 1980). L'assenza nell'intera successione stratigrafica del Monte dei Porri di significative discontinuità erosive, indica che la sua edificazione è avvenuta senza importanti e prolungate interruzioni dell'attività vulcanica (Lucchi et al., 2013).

Durante i primi stadi di attività del Monte dei Porri si sono verificate forti esplosioni subpliniane con deposizione di prodotti trachi-dacitici (EU1), seguite dall'alternanza di attività effusiva e stromboliana durante la quale sono stati messi in posto depositi da corrente piroclastica, intercalati a depositi da caduta di pomice e scorie di colore scuro con composizione da basaltico ad andesitico-basaltico (EU2-3). Nell'EU2 si rinvennero, intercalate nel settore basale, colate laviche massive con composizione da basaltico a basaltico-andesitica, riferibili alla formazione Punta Sallustro. Al di sopra, nella successione stratigrafica, si collocano le piroclastiti della formazione Rocce di Barcone con composizione da andesitico-basaltico ad andesitico, costituite dall'alternanza di depositi di flusso intercalati (nella zona basale) a livelli cineritici stratificati e (nella porzione superiore) a depositi da caduta. Alla base della EU 4 si rinviene, sovrastato da paleosuolo, Brown Tuffs. Dalla presenza di paleosuolo si ipotizza che possa essersi verificato un periodo di quiescenza alla fine della EU3. Nella EU4 si rinvennero depositi da caduta

intercalati, nella zona basale, a depositi da flusso di ridotto spessore. La successiva formazione Serra dello Sciarato (EU5), con composizione andesitico-basaltica, è caratterizzata da lave intercalate a depositi da flusso piroclastico (PDC) riferibili al membro ss1 (Lucchi et al., 2013). Al di sopra si rinviene la Formazione Piano del Vescovo che comprende i prodotti più recenti caratterizzati da depositi di caduta con composizione basaltico-andesitica. Le formazioni Serra di Sciarato e Piano del Vescovo non sono riferibili alla successione rappresentano i prodotti finali di attività del Monte dei Porri di Salina. L'ultima fase di attività del Monte dei Porri, che si indagherà nel lavoro di tesi, si è verificata tra 67–57 ka (Gillot 1987; De Rosa et al. 2003; Leocat 2011); la datazione è coerente con il ritrovamento del deposito di *Ischia Tephra*, che copre tutte le unità del Monte dei Porri, datato 56 ka.

I *Grey Porri Tuffs* rappresentano un'ampia e spessa successione piroclastica composta da lapilli pomicei andesitici di colore grigio chiaro (meno frequentemente dacitici) oltre a scorie basaltico-andesitiche di colore grigio scuro. Essi sono stati depositati durante un intenso ciclo di esplosioni subpliniane, con marcate caratteristiche freato-magmatiche, considerate le eruzioni più esplosive di tutto l'arco Eoliano (Keller & Morche 1993). I *GPT* sono ampiamente distribuiti sull'isola di Salina con affioramenti che coprono in modo discontinuo anche l'edificio vulcanico di Monte Fossa delle Felci. Essi sono stati anche rinvenuti a Lipari e Panarea e sulla penisola di Capo Milazzo sulla costa settentrionale della Sicilia (Keller, 1967; Morche, 1988; Lucchi et al., 2008). L'ultima fase eruttiva dei *GPT* è stata caratterizzata da attività eruttiva sostenuta, generalmente subpliniana ed ha originato depositi massivi da caduta di lapilli pomicei ben vescicolati, scorie, litici e rari depositi da flusso piroclastico rappresentati da cenere massiva, lapilli pomicei e scorie. I depositi relativi ad EU4 si rinvengono anche sull'isola di Lipari con spessori centimetrici. I *GPT* hanno costituito un largo *tuff ring*, di circa 350 m di altezza ed un cratere di 1,5 km di circonferenza (Lucchi et al. 2013e). Depositati scoriacei sono ampiamente distribuiti nella zona centrale e settentrionale di Salina e rappresentano, con i sottostanti *GPT*, importanti livelli guida stratigrafici (Lucchi et al., 2013).

Il Monte dei Porri è stato fortemente condizionato dal collasso di un settore del fianco NO che ha interessato le colate laviche i flussi lavici e troncato la sommità del cratere, mettendo fine all'attività vulcanica (Lucchi et al., 2013). Dopo il fenomeno di collasso si è verificato un lungo periodo di quiescenza su Salina tra circa 60–57 ka, età delle lave più recenti del Monte dei Porri, e circa 30 ka quando c'è stata una riattivazione dell'attività vulcanica nell'area di Pollara (Lucchi et al., 2013).

- **EPOCA ERUTTIVA 6 (30 - 15.6 ka)**

Durante l'Epoca Eruttiva 6 si registra una ripresa dell'attività vulcanica nell'area attualmente occupata dai resti del cratere di Pollara (in larga parte eroso), localizzato nel settore NO dell'isola di Salina. L'attività di questa fase è caratterizzata da tre distinte eruzioni separate da periodi di quiescenza testimoniati dal ritrovamento di superfici di discordanza erosiva, paleosuoli e depositi di *Brown Tuffs* provenienti dall'isola di Vulcano intercalati (Lucchi et al., 2008, 2013a, b). La fase iniziale di attività nell'area di Pollara ha messo in posto le lave andesitiche di Punta di Perciato (Formazione Punta di Perciato, membro pp2; Lucchi et al., 2013), datate circa 30 ka (datazioni K–Ar) da Gillot (1987), stratigraficamente precedute da depositi di caduta costituiti da scorie stromboliane basaltiche di colore nero e andesitico-basaltiche (membro pp1; Lucchi et al., 2013). Le suddette scorie documentano il sostanziale rinnovamento del sistema magmatico di Salina dopo la fine dell'attività del Monte dei Porri (15.6 ka; Lucchi et al., 2013). Durante la fase eruttiva successiva, definita di *Lower Pollara* (Keller, 1980) si sono formati ampi depositi piroclastici pomicei. Alla fase di attività vulcanica è seguito un periodo di quiescenza

durante il quale, al di sopra dell'unità *Lower Pollara*, si sono sviluppati un paleosuolo e strati di depositi *Brown Tuffs* da Vulcano e Monte Guardia da Lipari (27–24 ka; Lucchi et al., 2013a, b). La successiva attività vulcanica di *Upper Pollara* ha prodotto una successione piroclastica da massiva a stratificata (Formazione Vallone del Pozzo; Lucchi et al., 2013; Keller, 1980; Sulpizio et al., 2008) costituita in prevalenza da pomice riolitiche bianche ad alto contenuto di biotite e meno abbondantemente da pomice andesitiche di colore grigio-scuro e a bande, con cristalli isolati e frammenti litici. Sulpizio et al. (2008) interpretano i prodotti riferibili ad *Upper Pollara* come il risultato di eruzioni intermittenti di tipo vulcaniano prevalentemente guidate da processi di frammentazione magmatica. I prodotti di *Upper Pollara* hanno completato l'edificazione del *tuff ring* di Pollara (Lucchi et al., 2013a, b). Lucchi et al. (2013) sostengono che il cratere di Pollara si rinvenga all'interno del settore di collasso del Monte dei Porri che ha influenzato la deposizione dei prodotti nell'area di Pollara (Sulpizio et al., 2008). La depressione morfologica è stata successivamente riempita da depositi epiclastici stratificati (Formazione Spiaggia di Pollara; Lucchi et al., 2013a, b) derivanti dal rimaneggiamento dei prodotti probabilmente immagazzinati in un bacino lacustre poco profondo dopo l'attività *Upper Pollara* (Keller 1980; Calanchi et al. 1993).

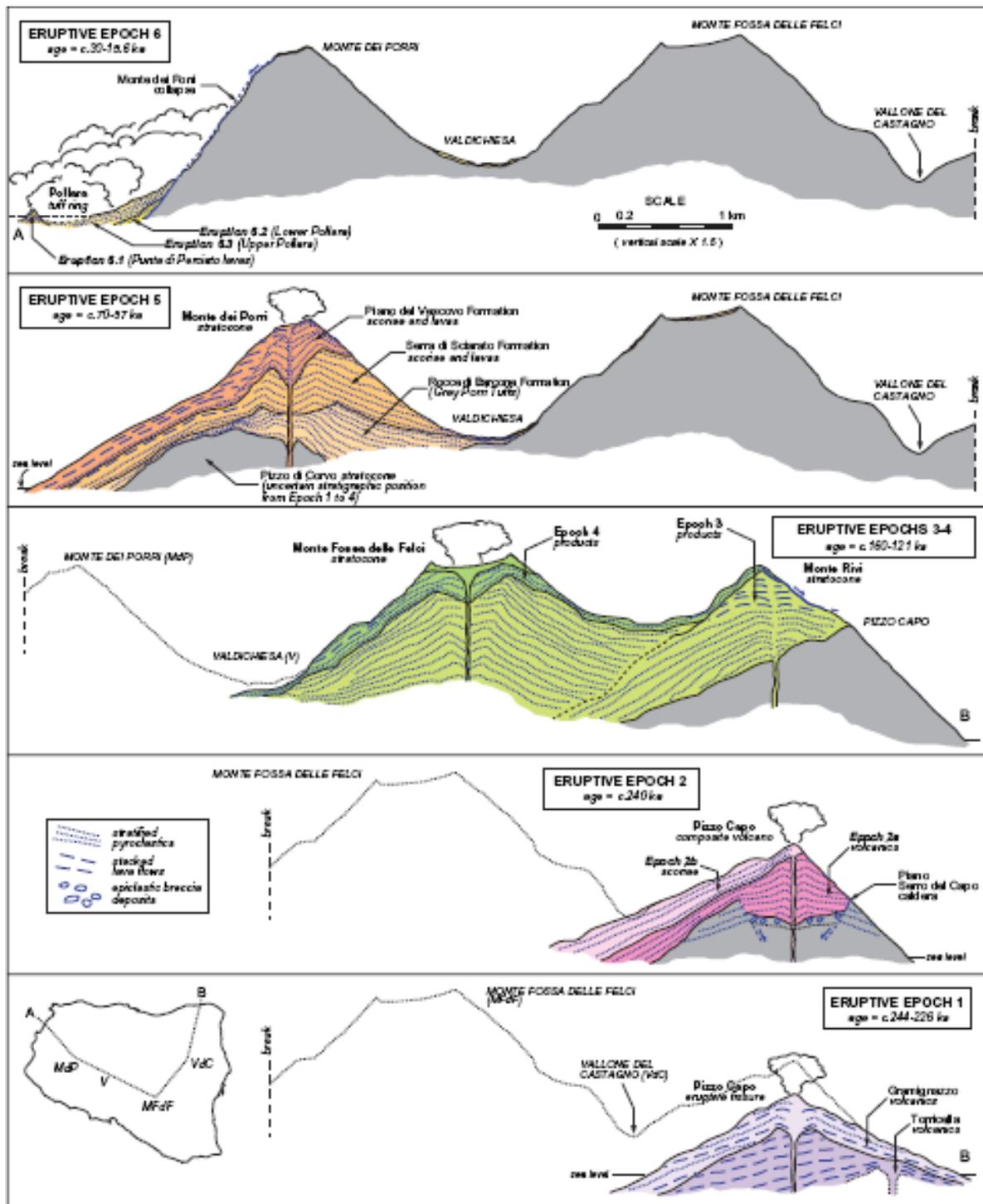


Fig. 1.8 – Rappresentazione schematica della storia eruttiva di Salina con distribuzione dei principali prodotti vulcanici eruttati durante le maggiori Epoche Eruttive 1–6 (da Lucchi et al., 2013)

Capitolo 2

Stratigrafia

Introduzione

Questo lavoro di tesi è dedicato allo studio della successione stratigrafica di vulcaniti che comprendono principalmente i prodotti della formazione Rocce di Barcone, noti in letteratura anche come Tufi Grigi dei Porri (*Grey Porri Tuffs - GPT*), che si alternano a quelli delle formazioni Punta Sallustro, Punta di Megna e Serro di Sciarato (Lucchi et al., 2013a, b); tutte le formazioni citate sono riferibili all'Epoca Eruttiva 5 di Salina (~70 -57 ka), che si esplica senza significative interruzioni dell'attività, durante la quale si edifica lo stratocono del Monte dei Porri.

2.1 Analisi stratigrafica

Complessivamente sono state studiate 18 sezioni stratigrafiche (Fig. 2.1 e Tab. 1), di cui 14 a Salina e 4 a Lipari, dove sono descritti affioramenti prossimali e medio-distali della successione dei *GPT* (Appendice 1). Le successioni stratigrafiche sono state analizzate in termini di unità eruttive intesa come “lo spessore di materiale che si deposita in conseguenza di un impulso, una fase o un'eruzione vulcanica” (Fischer & Schimke, 1984). In Tab.1 è riportato lo schema riassuntivo per ciascun sito con il nome della sezione, la località, le coordinate geografiche e le Unità Eruttive riconosciute.

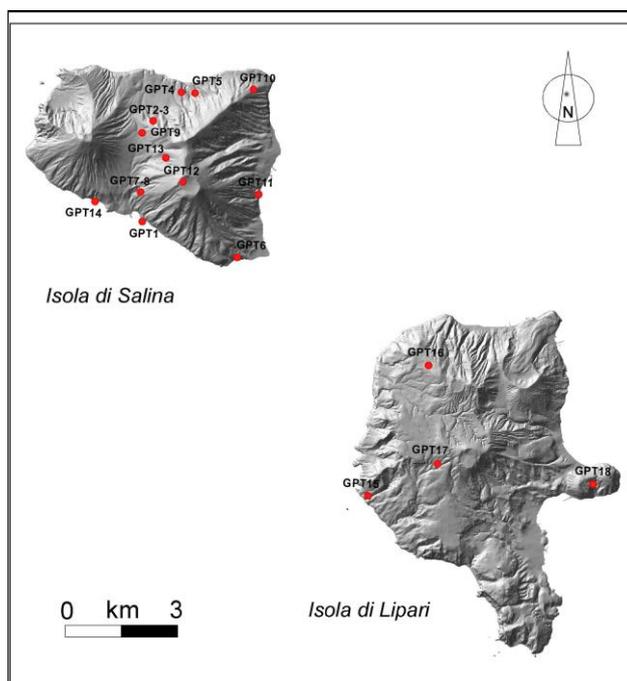


Fig. 2.1 – Carta schematica delle isole di Salina e Lipari basata su modello digitale del terreno (DEM) dove sono indicate in rosso le sezioni stratigrafiche studiate dei Tufi Grigi dei Porri (da GPT1 a GPT18, illustrate in Appendice 1) (da Massaro, 2014).

Sigla	Isola	Nome della Sezione	Coordinate geografiche	EUs
GPT1	Salina	Rinella	38° 32' 52" N - 14° 49' 50" E	1, 2, 3, 5
GPT2	Salina	Cava di Malfa	38° 34' 01" N - 14° 49' 52" E	1, 2, 3, 4
GPT3	Salina	Cava di Malfa 2	38° 34' 10" N - 14° 49' 51" E	4, 5
GPT4	Salina	Galera	38° 34' 47" N - 14° 50' 35" E	2, 3, 4
GPT5	Salina	Quartarolo	38° 34' 47" N - 14° 50' 42" E	1, 2
GPT6	Salina	Paolonoce	38° 32' 13" N - 14° 51' 42" E	3, 4
GPT7	Salina	Monte Stella	38° 33' 15" N - 14° 49' 48" E	3, 4
GPT8	Salina	Casa di Monte Stella	38° 33' 15" N - 14° 49' 45" E	2, 3
GPT9	Salina	Cava di Valdichiesa	38° 34' 09" N - 14° 49' 51" E	5
GPT10	Salina	Cava di Capo Faro	38° 34' 58" N - 14° 51' 55" E	2, 3, 4
GPT11	Salina	Lingua - S.Marina	38° 33' 13" N - 14° 52' 05" E	1, 2, 3, 4
GPT12	Salina	M.te Fossa delle Felci	38° 33' 24" N - 14° 50' 44" E	4
GPT13	Salina	M.te Rivi	38° 33' 47" N - 14° 50' 27" E	1, 2, 3, 4, 5
GPT14	Salina	Rocce di Barcone	38° 33' 04" N - 14° 48' 54" E	2, 3, 4
GPT15	Lipari	Vallone dei Lacci	38° 28' 42" N - 14° 54' 17" E	1, 2, 3, 4, 5
GPT16	Lipari	Chiesa Vecchia	38° 30' 39" N - 14° 55' 19" E	1, 2, 3, 4, 5
GPT17	Lipari	Madoro	38° 29' 09" N - 14° 55' 29" E	1, 4, 5
GPT18	Lipari	Monterosa	38° 28' 58" N - 14° 58' 35" E	2, 4

Tabella 1- Tabella riassuntiva delle sezioni stratigrafiche raccolte in Appendice 1.(da Massaro, 2014).

Rispetto a quanto descritto nei recenti lavori sull'isola di Salina di Lucchi et al. (2013a, b), la ricostruzione stratigrafica della successione dei *GPT* ha evidenziato una maggiore complessità stratigrafica. In particolare, in questo lavoro, è stata messa in evidenza la complessa alternanza tra i depositi della formazione Rocce di Barcone (*GPT*) e le vulcaniti delle formazioni Punta di Sallustro, Punta di Megna e Serro di Sciarato. I *GPT* vengono suddivisi in quattro Unità Eruttive: EU1, EU2, EU3, EU4, mentre la EU5 comprende i prodotti del membro ss1 della formazione Serro dello Sciarato (Tabella1). Le diverse unità eruttive sono individuate e distinte attraverso la presenza di discontinuità stratigrafiche e/o litologiche quali superfici erosive, paleosuoli, cambi litologici e di litofacies ed intercalazioni di *marker beds*. Essi rappresentano cambiamenti nella dinamica di un'eruzione vulcanica o di un ciclo eruttivo.

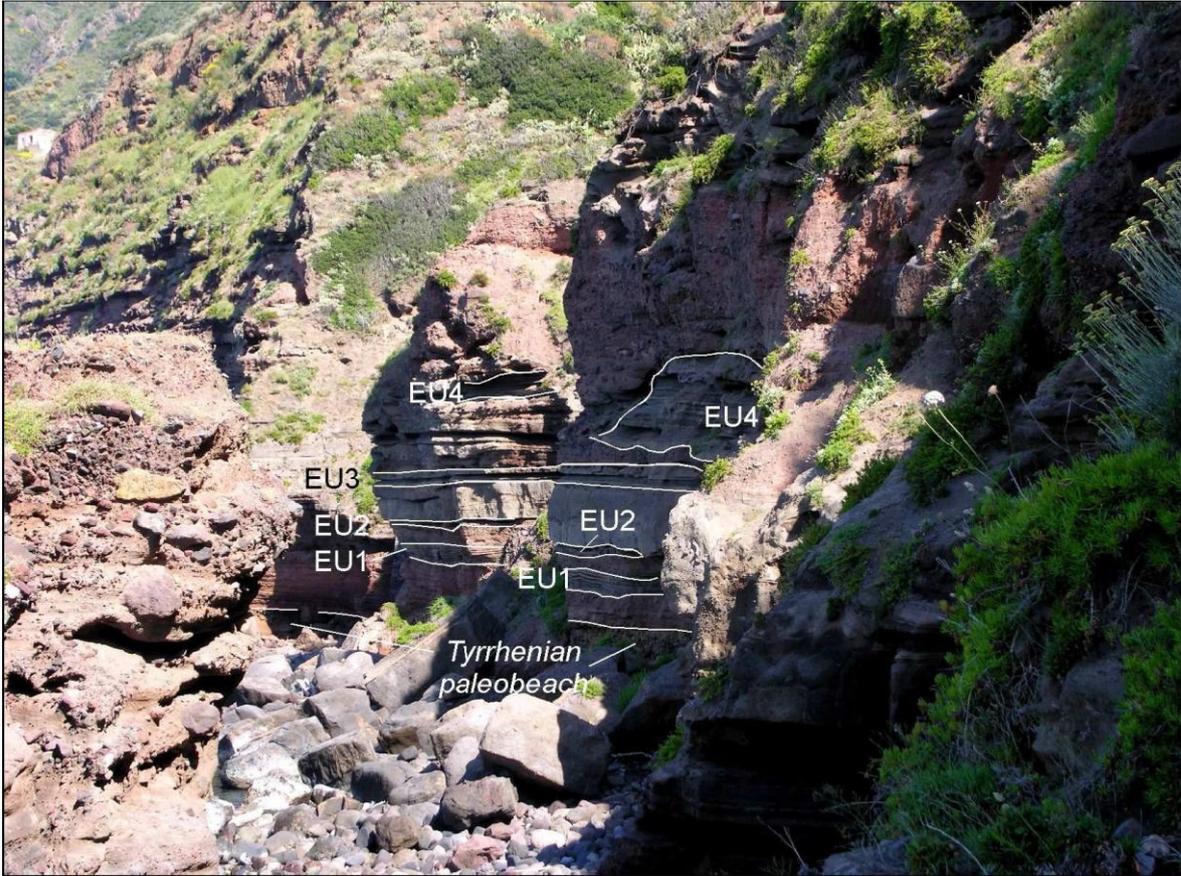


Fig. 2.2 - Vista panoramica della falesia di Malfa dove si osservano 4 Unità Eruttive dei GPT intercalate da materiale rimaneggiato. Queste poggiano sui depositi di paleo-spiaggia relativi allo stadio interglaciale di età Tirreniana (da Massaro, 2014).

Le Unità Eruttive vengono di seguito descritte, con particolare riferimento alla litologia e agli spessori medi affioranti. In Tab. 2 è illustrato lo schema semplificato delle litofacies utilizzate nella descrizione delle unità eruttive. La nomenclatura dei processi e le sigle utilizzate fanno riferimento ai codici utilizzati in letteratura (Sulpizio, 2005; Sulpizio et al., 2007; 2008, 2010), mentre in Tab. 3 viene riportata la nomenclatura estesa, così come l'interpretazione prevalente genetica delle differenti litofacies.

<i>Nomenclatura Litofacies massive</i>	<i>Descrizione delle Litofacies</i>
mA; mCA	cenere massiva; cenere grossolana massiva.
mLA; mL	lapilli e cenere massivi; lapilli massivi.
mLB/mBL; mBLA	lapilli e blocchi massivi; blocchi lapilli e cenere massivi.
maccrA	cenere massiva con lapilli accrezionali.
<i>Nomenclatura Litofacies stratificate</i>	
dsL; dsLA,;dsLB	lapilli debolmente stratificati; lapilli e cenere debolmente stratificati; lapilli e blocchi debolmente stratificati.
sA; xsA	cenere stratificata; cenere a stratificazione incrociata.
<i>Nomenclatura Litofacies lenticolari</i>	
lensL	lenti di lapilli grossolani.
<i>Nomenclatura Litofacies composite</i>	
altLA	alternanze di lapilli e cenere.
lensL+sA	lenti di lapilli e cenere stratificata.

Tabella 2 – Schema riassuntivo della Tabella 3 in cui si illustra il significato della nomenclatura delle litofacies (da Massaro, 2014).

Codice Litofacies	Descrizione	Interpretazione	Riferimento
Litofacies massive			
mA, mCA	Cenere massiva (mA), cenere grossolana massiva (mCA); cenere massiva da fine a grossolana, talvolta con sparsi litici e pomici. Scarso grado di selezionamento.	Sedimentazione da flussi diluiti, in assenza o con scarso movimento laterale; in molti casi, le ceneri fini possono essere elutriate dalla parte basale dei flussi piroclastici oppure corrispondere alla sedimentazione da colonna.	EU1, EU2, EU3, EU4, EU5
mLA, mL, mLB/mBL, mBLA	Cenere e lapilli massivi (mLA), lapilli massivi (mL), lapilli massivi con abbondanti blocchi (mBL/mLB), e depositi massivi ricchi in blocchi con lapilli e ceneri (mBLA). Tali depositi sono generalmente composti da matrice di cenere massiva con abbondanza variabile di pomici e lapilli litici o blocchi. La litofacies (mL) non ha matrice o, se presente, questa è di cenere grossolana. Il grado di selezionamento corrispondente alle litofacies menzionate è scarso, ad eccezione della litofacies (mL) in cui può essere da buono a ottimo.	Il generale scarso selezionamento e l'apparenza massiva suggeriscono che la sedimentazione provenga da correnti piroclastiche. Fa eccezione la litofacies (mL) che è spesso ben cernita e collegabile a depositi da caduta.	EU1, EU2, EU3, EU4, EU5
maccrA	Cenere massiva fine con lapilli accrezionali. In genere si presenta in successioni composte da livelli centimetrici di spessore quasi costante alla scala dell'affioramento. Il grado di selezionamento è scarso.	Sedimentazione legata a flussi diluiti, in assenza o con scarso movimento laterale. I lapilli accrezionali possono indicare la presenza di vapore nella mistura o aggregazione di cenere fine guidata dalla nascita di forze elettrostatiche.	EU2, EU4
Litofacies stratificate			
dsL, dsLA, dsLB, altLA	Lapilli (dsL), cenere e lapilli (dsLA), e lapilli e blocchi (dsLB) debolmente stratificati.	Il grado di selezionamento scarso e la debole stratificazione indicano una rapida	EU1, EU2, EU3, EU4, EU5

	<p>Stratificazione da intensa a debole di lapilli di pomici e litici con abbondante matrice cineritica, eccetto che per la litofacies (dsL). La stratificazione è dovuta all'allineamento dei clasti grossolani che delle volte possono presentare gradazione inversa. Talvolta, i frammenti più allungati hanno l'asse maggiore perpendicolare alla direzione del flusso. Il grado di selezionamento è scarso.</p>	<p>deposizione da flusso piroclastico, caratterizzato da una <i>flow boundary zone</i> dominata da regimi deposizionali di tipo <i>granular flow</i> o <i>fluid-escape</i>, nei quali, talvolta, s'instaurano processi trattivi.</p>	
xsA, sA	<p>Cenere stratificate (sA) o a stratificazione incrociata (xsA). Depositi con formazione di dune, composti da ceneri che variano da grossolane (CA) a fini (A) con lapilli fini (L). La cenere mostra talvolta stratificazione incrociata (xsA), mentre i lapilli fini definiscono allineamenti di clasti e lenti a gradazione inversa poste ai lati delle dune.</p>	<p>La stratificazione a duna (<i>dune bedding</i>) e la stratificazione incrociata indicano che la deposizione è connessa ad una corrente diluita e turbolenta in cui la sospensione di particelle fini e la trazione sono stati i principali meccanismi di trasporto</p>	EU2, EU3, EU4
Litofacies lenticolari			
lensL	<p>Lenti di lapilli grossolani e scarsa cenere (lensL). I lapilli grossolani generalmente sono a gradazione inversa o da normale a inversa e ben cerniti; le lenti sono supportate da clasti, mentre le ceneri grossolane separano le differenti lenti di lapilli che presentano una debole stratificazione. Buono il grado di selezionamento nelle lenti.</p>	<p>Lo sviluppo di lenti di lapilli grossolani indica una deposizione dominata da interazioni tra le particelle entro lo strato basale più denso del flusso. Talvolta le lenti derivano dai processi di <i>shear</i> della corrente su precedenti depositi da caduta.</p>	EU2, EU3

<i>Litofacies composite</i>			
lensL + sA	Lenti di lapilli con ceneri stratificate. Depositi lenticolari di lapilli con gradazione da normale a inversa separati da cenere grossolana con stratificazione a basso angolo.	L'alternanza di lenti gradate di lapilli e cenere grossolana stratificata indica accrezione di pulsanti differenti sviluppati entro la corrente piroclastica. Le lenti di lapilli registrano la parte basale e grossolana di ogni pulso, mentre le ceneri grossolane stratificate registrano il passaggio della parte superiore più diluita della corrente. L'interazione particella-particella domina la parte basale di ogni pulso, mentre, i processi trattivi dominano la parte superiore fine e gradata della corrente.	EU5

Tabella 3 - Descrizione ed interpretazione delle litofacies (nomenclatura e terminologia da Sulpizio, 2005; Sulpizio et al., 2007; 2008, 2010). Le prime lettere degli identificatori di litofacies indicano l'aspetto generale del deposito (m = massivo, maccr = massivo con lapilli accrezionali, is = intensamente stratificato, s = stratificato, ds = debolmente stratificato, xs = stratificazione incrociata, lens = lenticolare). La lettera maiuscola indica la dimensione del clasto (A = cenere, CA = cenere grossolana, L = lapilli, B = blocchi) e il pedice in parentesi indica se è presente gradazione del deposito e di che tipo (i = inversa, n = normale, il = gradazione inversa di litici, nl = gradazione normale di litici) (da Massaro, 2014).

2.2 – Descrizione delle Unità Eruttive

- *Unità Eruttiva 1 (EU1)*

La EU1 affiora a Salina nell'area di Rinella (sezione GPT1), Malfa (sezione GPT2), Quartarolo (sezione GPT5), lungo il tratto di Lingua e S. Marina (sezione GPT11), Monte Rivi (sezione GPT13), a Lipari nelle aree di Vallone dei Lacci (sezione GPT15), Chiesa Vecchia (sezione GPT16) e Madoro (sezione GPT17) (Fig. 2.3). In generale, la EU1 poggia sui depositi conglomeratici trasgressivi di paleo-spiaggia che si riferiscono allo stadio interglaciale MIS 5 (124-81 ka, Lucchi, 2009) o su paleosuoli poco sviluppati. La parte basale della EU1 è caratterizzata dalla presenza di banchi massivi di lapilli pomicei e litici di colore bianco, ben selezionati, di spessore pressoché costante alla scala

dell'affioramento, riconducibili a depositi da caduta. La presenza di pomici porfiriche a plagioclasio e pirosseno, di colore bianco costituisce l'elemento litologico distintivo. Sono presenti anche lapilli pomicei ben vescicolati di colore grigio chiaro e rosato, talvolta bandati, scorie di colore dal nero al marrone, e litici di colore grigio scuro e marrone, abbondanti negli affioramenti di Rinella (sezione GPT1) e Monte Rivi (sezione GPT13) e costituiti in gran parte da materiale lavico (Massaro, 2014). Questi depositi da caduta sono generalmente rappresentati da litofacies massive mL, mL A/mAL o mA. Sopra i depositi da caduta si rinvengono banchi metrici di cenere solitamente massiva di colore grigio chiaro con blocchi sparsi di scorie marroni e pomici bianche e grigie. La cernita è scarsa e si osservano talvolta strutture sedimentarie, come livelli di pomici e cenere con vari gradi di stratificazione, da debole a incrociata (Massaro, 2014). Tali caratteristiche indicano una deposizione da corrente piroclastica, con litofacies più comuni quali mAL, mL B e mBLA e in subordinate da dsLA, xSA e sA (Fig. 2.4).

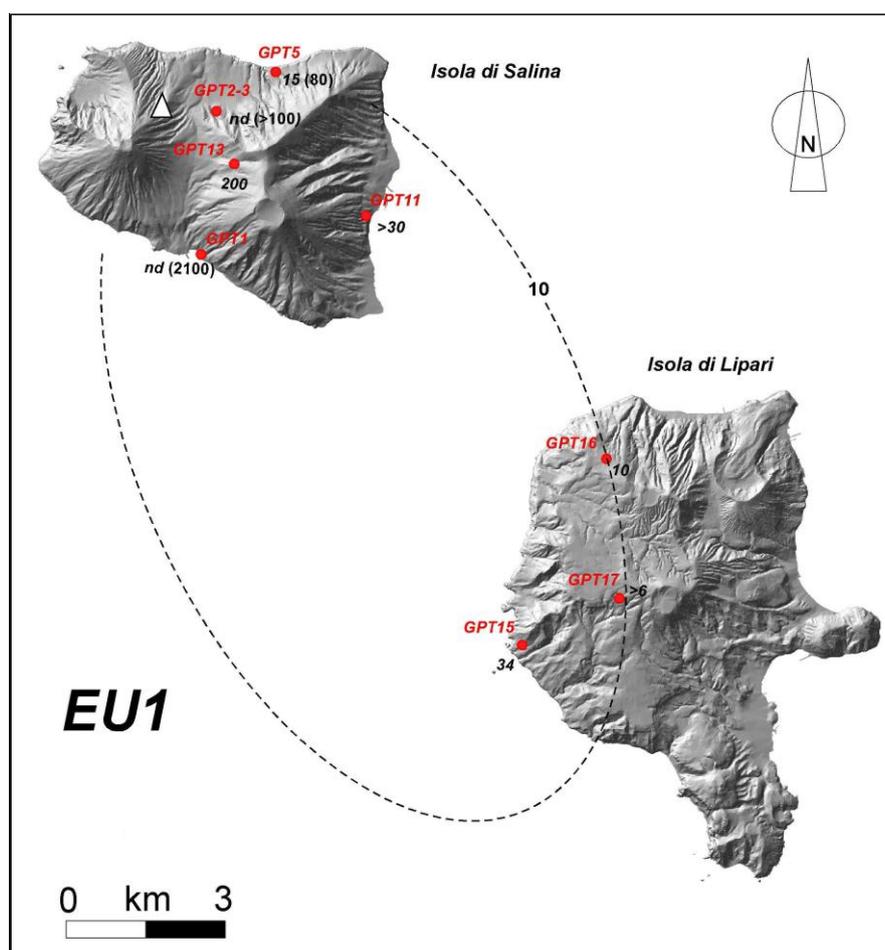


Fig. 2.3 - Mappa delle isopache dei depositi della EU1. I simboli rossi indicano i siti in cui sono state misurate le sezioni stratigrafiche; se sono presenti depositi sia da flusso sia da caduta il numero tra parentesi illustra lo spessore totale (in cm), mentre quello in corsivo indica lo spessore del deposito da caduta. nd = non determinabile. L'isopaca di 10 cm è riportata a titolo esemplificativo, non essendo ben costretta dagli spessori disponibili. Il triangolo indica la posizione presunta della bocca eruttiva (da Massaro, 2014).



Fig. 2.4 – Caratteristiche fisiche della EU1. a) Rinella (sezione GPT1): affiorano le facies prossimali rappresentate da banchi di ceneri massive grigie con lapilli e blocchi pomicei (litofacies mLBA). Lo spessore totale dell'affioramento è di circa 22 m; b) Quartarolo (sezione GPT5): la EU1 si rinviene all'interno di banchi di materiale rimaneggiato (Rw), ed è caratterizzata da strati massivi centimetrici e/o decimetrici di ceneri e lapilli (litofacies mLA, mL) e di cenere e lapilli fini debolmente stratificati (litofacies sLA); c) Monte Rivi (sezione GPT13): affiora la facies massiva composta da blocchi e lapilli immersi in matrice cineritica (litofacies mBL) e al di sopra l'alternanza di ceneri e lapilli stratificati (litofacies altLA); in entrambi gli strati si osservano le pomice bianche e le scorie scure, insieme ad abbondanti blocchi litici; d) Vallone dei Lacci, Lipari (sezione GPT15): si osservano le facies distali della EU1 caratterizzate da livelli di lapilli e ceneri con pomice bianche, litici e juvenili densi grigi. Questi depositi sono intercalati tra orizzonti di materiale detritico (Rw) (da Massaro, 2014).

Il massimo spessore della EU1 si riscontra nell'area di Rinella (sezione GPT1), dove affiorano banchi cineritici massivi alternati a qualche livello di ceneri e pomice stratificati per circa 21 metri. In tutte le altre zone dell'isola, gli spessori sono molto più ridotti. A Lipari, l'unità ha spessori generalmente centimetrici: da 34 a 6 cm nelle aree di Vallone dei Lacci, Chiesa vecchia e Madoro (Massaro, 2014).

- *Unità Eruttiva 2 (EU2)*

La EU2 affiora a Salina nell'area di Rinella (sezione GPT1), Malfa (sezione GPT2), Galera (sezione GPT4) e Quartarolo (sezione GPT5), Cava di Capo Faro (sezione GPT10), Monte Rivi (sezione GPT13), lungo il tratto di Lingua e S. Marina (sezione GPT11), e a Lipari nell'area di Vallone dei Lacci (sezione GPT15) e Chiesa Vecchia (sezione GPT16). Nella parte basale della EU2, si intercalano le lave e le scorie della Formazione Punta Sallustro (Lucchi et al., 2013a); al di sopra si rinvencono banchi cineritici massivi contenenti litici lavici e scorie di colore scuro. Le ceneri fini e grossolane sono di colore grigio chiaro ed affiorano nelle aree di Galera (sezione GPT4), Malfa (sezione GPT2), Cava di Capo Faro (sezione GPT10) e lungo il tratto di strada tra Lingua e S. Marina (sezione GPT11). Le pomice, di colore da grigio scuro a marrone, sono porfiriche a plagioclasio e pirosseno, ben vesciolate (Massaro, 2014). Si riconoscono alternanze debolmente stratificate di livelli a lapilli accrezionali. I litici sono scarsi e di colore scuro; si rinvencono nell'area di Monte Rivi (sezione GPT13) in blocchi sparsi nel deposito di scorie e a Chiesa Vecchia (sezione GPT15) tra le alternanze di lapilli e ceneri (Massaro, 2014). Le caratteristiche della EU2 sono state interpretate come una generale alternanza di depositi da caduta (litofacies massive mA, mL, mLb) e depositi da flusso piroclastico, (litofacies stratificate dsL e sA; Fig. 2.6). Gli spessori massimi della EU2 si rinvencono a Malfa (sezione GPT2) con circa 4,1 m; minori sono quelli nelle aree di Galera (sezione GPT4), Quartarolo (sezione GPT5), Cava di Capo Faro (sezione GPT10) e Rinella (sezione GPT1), mentre a Lipari, nell'area di Monterosa si riducono fino a circa 12 cm (sezione GPT18) (Massaro, 2014).

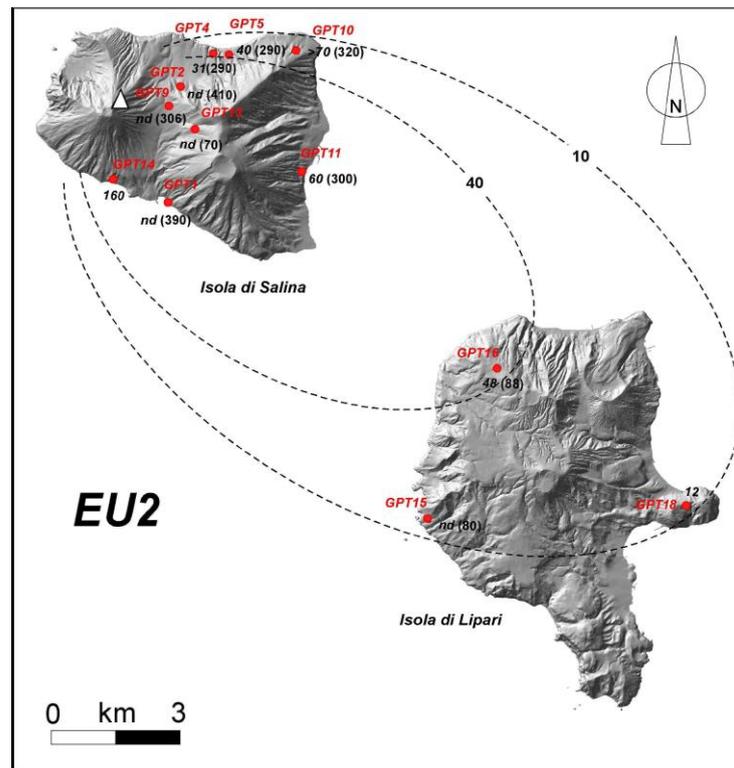


Fig. 2.5 - Mappa delle isopache dei depositi della EU2. I simboli rossi indicano i siti in cui sono state misurate le sezioni stratigrafiche; se sono presenti depositi sia da flusso sia da caduta il numero tra parentesi illustra lo spessore totale (in cm), mentre quello in corsivo indica lo spessore del deposito da caduta. nd = non determinabile. L'isopaca di 10 cm è riportata a titolo esemplificativo, non essendo ben costretta dagli spessori disponibili. Il triangolo indica la posizione presunta della bocca eruttiva (da Massaro, 2014).



Fig. 2.6 – Caratteristiche fisiche della EU2. a) facies prossimali nell’area di Rinella (sezione GPT1). Si osservano livelli decimetrici di ceneri debolmente stratificate (litofacies dsL), e strati di ceneri massive in cui sono presenti grandi blocchi scoriacei (litofacies mAL ed mLB). Nella foto non è visibile la parte alta della sezione, riportata in Appendice 1. Lo spessore totale visibile dell’affioramento è di circa 15 m; b) a Galera (sezione GPT4) la EU2 presenta un’alternanza di livelli stratificati di ceneri in cui si rinvencono anche lapilli accrezionali (sA, maccrA) e livelli massivi di lapilli (litofacies mL) (da Massaro, 2014).

- *Unità Eruttiva 3 (EU3)*

L’Unità Eruttiva 3 (EU3) affiora a Salina nell’area di Rinella (sezione GPT1), Cava di Malfa (sezione GPT2), Galera (sezione GPT4), Monte Stella (sezione GPT7), Cava di Capo Faro (sezione GPT10), Monte Rivi (sezione GPT13), lungo il tratto di Lingua e S. Marina (sezione GPT11) e a Lipari nelle aree di Vallone dei Lacci (sezione GPT15) e Chiesa Vecchia (sezione GPT16) (Fig. 2.7). La sua base è marcata dalla presenza di *bomb-sags* al di sopra di una superficie erosiva, talvolta sostituita da livelli pedogenizzati (e talvolta rimaneggiati) sviluppati sopra i depositi della EU2. Le caratteristiche litologiche sono simili a quelle osservate nella EU2: si osservano banchi massivi di cenere da fine e grossolana, di colore variabile da grigio scuro a marrone giallastro, in cui si ritrovano alternanze di strati composti da cenere fine stratificata (litofacies mAL, dsL, sA) e di strati nerastri ben selezionati composti da lapilli e blocchi scoriacei nei quali sono presenti anche livelli di pomice ben vescicolate di colore grigio (litofacies mLB, mBL) (Massaro, 2014). In questi depositi sono presenti grandi blocchi di scorie porfiriche di colore grigio scuro a plagioclasio e pirosseno (visibili ad occhio nudo i cristalli di plagioclasio) che affiorano nelle aree di Capo Faro e Malfa (sezioni GPT10 e GPT2). Litici lavici si riscontrano in abbondanza nella Cava di Capo Faro (sezione GPT10) associati a materiale juvenile poco vescicolato, mentre a Lipari, nell’area di Chiesa Vecchia (sezione GPT16) sono scarsi e molto scuri (Massaro, 2014). Le suddette osservazioni fanno ipotizzare che la EU3 sia costituita da alternanze di depositi da caduta (litofacies massive mA o mL) e da flusso piroclastico (litofacies massive mLA, mALB, mBA e stratificate dsAL, sA e altA). Gli spessori massimi della EU3 si osservano nelle aree di Galera (sezione GPT4) e di Malfa (sezione GPT2), rispettivamente di 9 e 8,5 m (Fig. 2.8); in tutte le altre zone dell’isola, gli spessori non superano i 3 m. A Lipari, nell’area di Vallone dei Lacci (sezione GPT15), sebbene sia difficile quantificare lo spessore perché il deposito si ritrova associato quello della EU2, viene comunque stimato intorno ai 70 cm (sezione GPT15). A Chiesa Vecchia, invece, si ritrovano circa 15 cm di cenere e lapilli massivi (sezione GPT16) (Massaro, 2014).

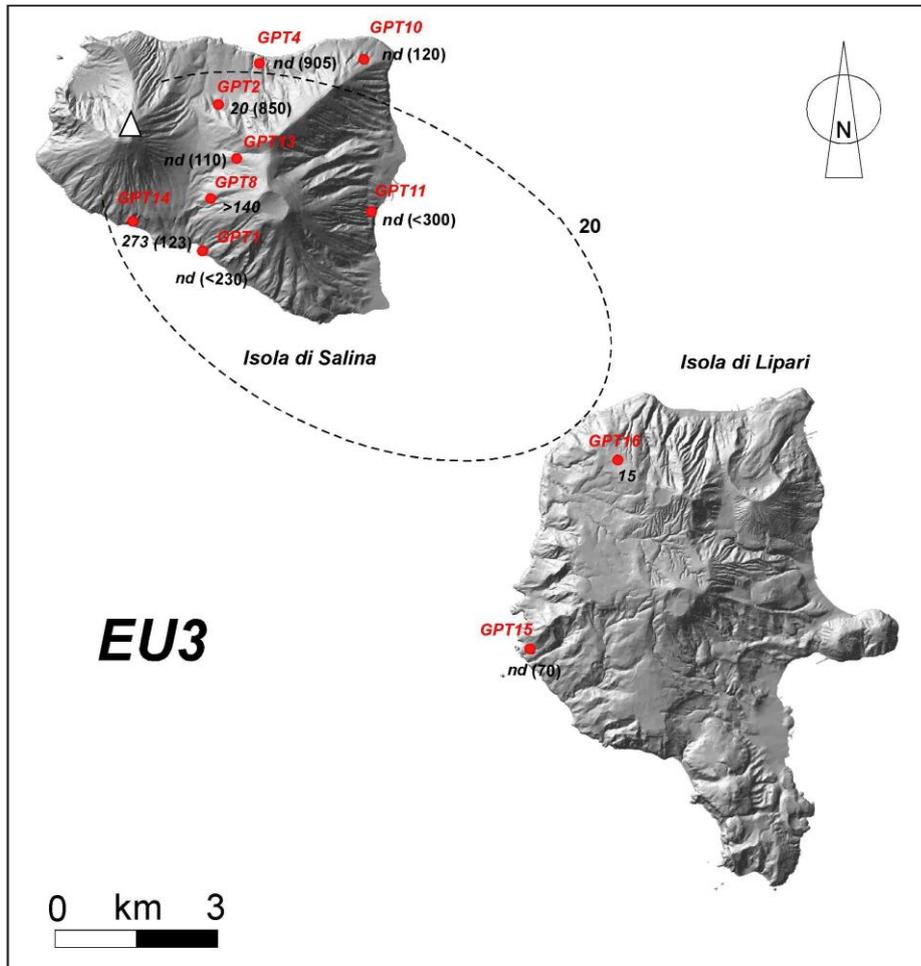


Fig. 2.7 - Mappa delle isopache dei depositi della EU3. I simboli rossi indicano i siti in cui sono state misurate le sezioni stratigrafiche. Quando presenti depositi sia da flusso sia da caduta il numero tra parentesi illustra lo spessore totale (in cm), mentre quello in corsivo lo spessore del deposito da caduta. nd = non determinabile. L'isopaca di 20 cm è illustrata a titolo esemplificativo, non essendo ben costretta dagli spessori disponibili. Il triangolo bianco indica la posizione della presunta bocca eruttiva (da Massaro, 2014).

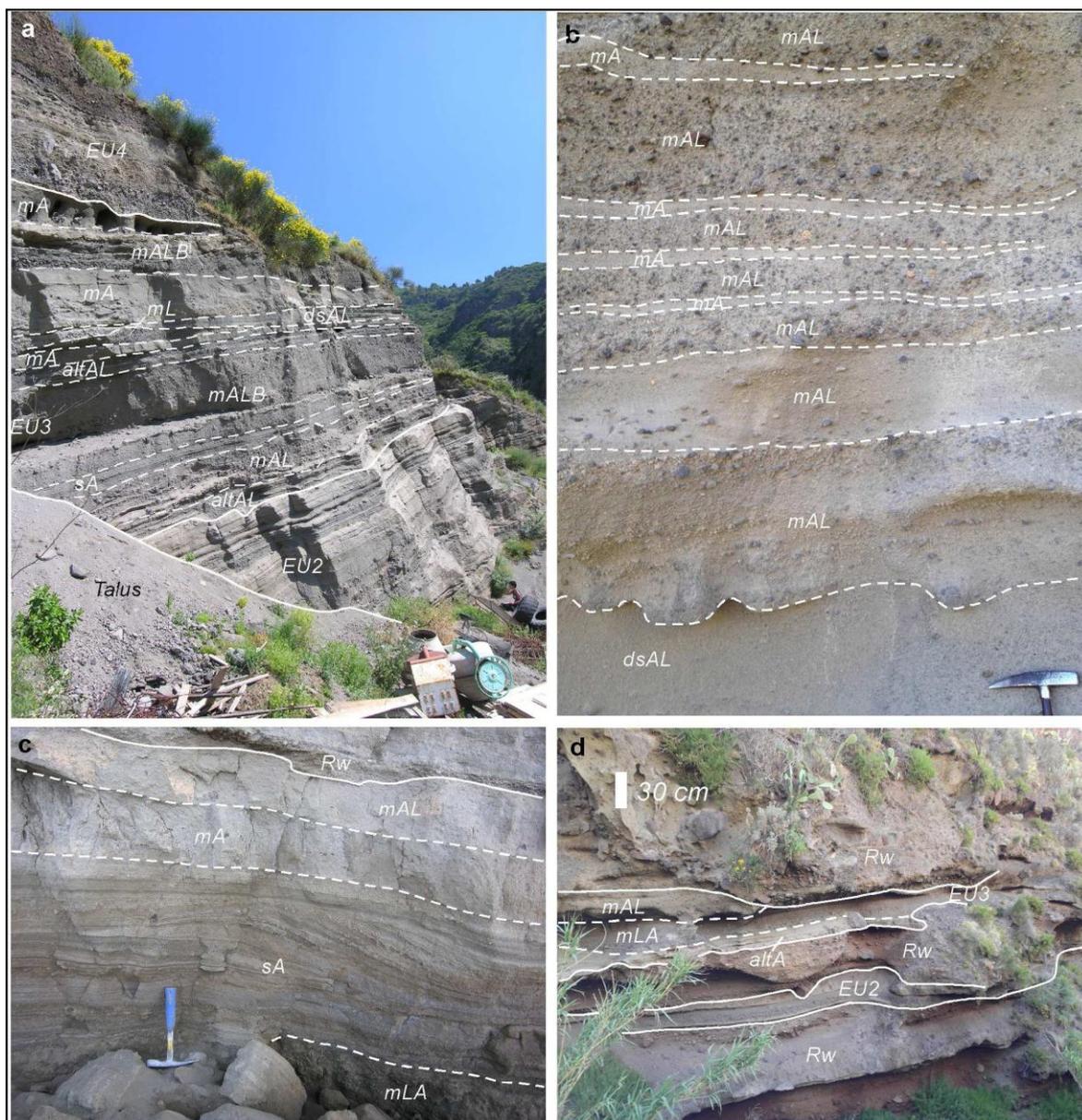


Fig. 2.8 – Caratteristiche fisiche della EU3. a) nella Cava di Malfa (sezione GPT2) si osservano le facies prossimali costituite da alternanze di ceneri massive e lapilli e blocchi e da livelli di cenere debolmente stratificata (litofacies altAL, mLA, mALB e dsAL). Lo spessore totale dell'affioramento è di circa 25 m; b) parte della sezione di Paolonoce (sezione GPT6). Sopra un banco di ceneri e lapilli debolmente stratificati, affiora un banco di ceneri massive giallastre con lapilli scoriacei grigi e litici scuri (litofacies dsAL, mA, mAL); c) parte della sezione esposta a Galera (sezione GPT4). Si notano strati massivi da caduta alla base seguiti da ceneri stratificate e massive da flusso piroclastico (litofacies mLA, sA, mA, mAL); d) a Quartarolo (sezione GPT5) affiora un deposito di cenere massiva e lapilli (litofacies mAL, mLA, altA), nel mezzo di un banco di materiale rimaneggiato (Rw) (da Massaro, 2014).

- *Unità Eruttiva 4 (EU4)*

L'Unità Eruttiva 4 (EU4) affiora in gran parte dell'isola di Salina, nelle aree di Malfa (sezione GPT2), Galera (sezione GPT4), Quartarolo (sezione GPT5), Capo Faro (sezione GPT10), Paolonoce (sezione GPT6), lungo il tratto di Lingua e S. Marina (sezione GPT11), Monte Rivi (sezione GPT13), in cima al Monte Fossa delle Felci (sezione GPT12), e a Lipari nell'area del Vallone dei Lacci (sezione GPT15), Chiesa Vecchia

(sezione GPT16) e Madoro (sezione GPT17) (Fig.2.9). La base della EU4 si rinviene solitamente sopra paleosuoli poco sviluppati, sui depositi di Tufi Brunni (*Brown Tuffs*, Lucchi et al., 2013a), o talvolta con superfici erosive (Fig. 2.10a). Dal punto di vista litologico, la EU4 si distingue abbastanza facilmente per il diverso colore delle pomici, in questo caso più chiaro rispetto a quelle delle EU2 ed EU3. I depositi osservati sono composti da banchi di lapilli pomicei e scoriacei ben selezionati di colore grigio-marrone, con talvolta intercalazioni di ceneri massive, da fini a grossolane, di colore grigio-marrone. In particolare, i lapilli pomicei sono porfirici a plagioclasio e pirosseno, ben vescicolati, di colore grigio e marrone, spesso rosati, e raggiungono talvolta le dimensioni di blocchi (Massaro, 2014). Inoltre, sono presenti anche litici lavici di colore scuro, spesso alterati (specie presso Monte Rivi, sezione GPT13), e juvenili densi (Massaro, 2014). Tali caratteristiche generali appartengono a quelle dei depositi da caduta, cui si associano le ricorrenti litofacies massive mL, mLb e mAL (Fig. 2.10). Nell'area del Monte Fossa delle Felci (sezione GPT12) e nella Cava di Malfa (sezione GPT2), si osservano alcuni livelli di ceneri massive con lapilli di pomici, scorie di colore scuro e blocchi litici dalle caratteristiche deposizionali da corrente piroclastico, che si intercalano nei predetti depositi da caduta (le litofacies da corrente e da caduta presenti sono mAL, dsL, altAL, mL ed maccrA) (Massaro, 2014). I depositi della EU4 sono coperti dalle lave della formazione di Punta di Megna (Lucchi et al., 2013a). Lo spessore massimo della EU4 si ritrova nella Cava di Malfa (sezione GPT2) ed è di 7,1m; nel resto dell'isola gli spessori sono di poco inferiori nelle aree del Monte Fossa delle Felci (sezione GPT12) e nel tratto di strada tra Lingua e S.Marina (sezione GPT11), mentre a Lipari si riducono notevolmente, raggiungendo 42 cm nell'area del Vallone dei Lacci (sezione GPT15), 76 cm a Chiesa Vecchia (sezione GPT16) e 65 cm a Madoro (sezione GPT17) (Massaro, 2014).

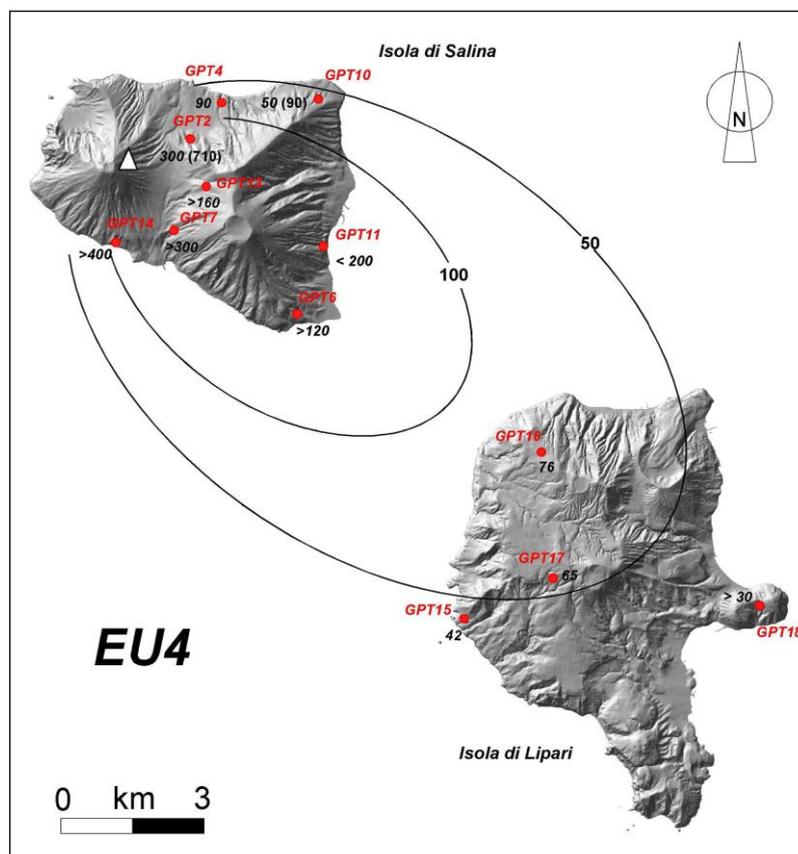


Fig. 2.9 - Mappa delle isopache dei depositi della EU4. I simboli rossi indicano i siti in cui sono state misurate le sezioni stratigrafiche. Quando presenti depositi sia da flusso sia da caduta il numero tra parentesi illustra lo spessore totale (in cm), mentre quello in corsivo lo spessore del deposito da caduta. *nd* = non determinabile. Le isopache 50 e 100 cm illustrano l'area di dispersione. Il triangolo bianco indica la posizione presunta della bocca eruttiva (da Massaro, 2014).

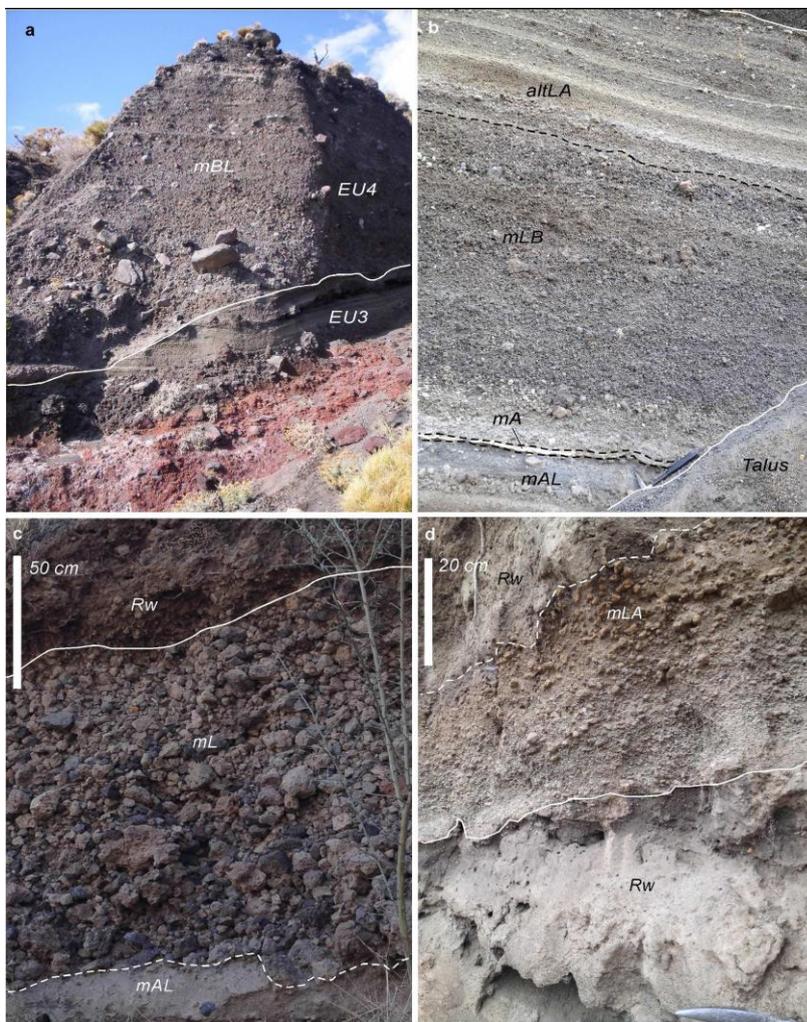


Fig. 2.10 – Caratteristiche fisiche della EU4. a) a Rocce di Barcone (sezione GPT14) si osservano le facies prossimali con depositi da caduta di lapilli scoriacei scuri (litofacies mBL). Lo spessore visibile dell'affioramento è di circa 5 m.; b) parte dell'affioramento alla Cava di Malfa (sezione GPT3), dove affiorano banchi di lapilli pomicei e scoriacei con abbondanti blocchi sia juvenili che litici (litofacies mLB), e alternanze di ceneri e lapilli pomicei (litofacies altLA; sezione GPT2); c) a Paolonoce (sezione GPT6) affiora un deposito da caduta grossolano, ben cernito con pomici grigio scuro e scorie (litofacies mL); d) a Lipari, nell'area di Vallone dei Lacci (sezione GPT15), si osservano le facies distali della EU4, caratterizzate da ceneri fini e grossolane massive e lapilli pomicei (da Massaro, 2014).

- *Unità Eruttiva 5 (EU5)*

La EU5 affiora a Salina nell'area di Malfa (sezione GPT2), Galera (sezione GPT4), Valdichiesa (sezione GPT9), Rocce di Barcone (sezione GPT14), e a Lipari nelle aree di Chiesa Vecchia (sezione GPT16), Vallone dei Lacci (sezione GPT15) e Madoro (sezione GPT17) (Fig. 2.11). Nelle sezioni prossimali le scorie di colore nero, rosso e talvolta violaceo, si presentano in bombe dalle svariate forme, frequentemente agglutinati,

a crosta di pane, e a cavolfiore; scarsi sono i blocchi litici, anch'essi di colore scuro (Massaro, 2014). Nelle sezioni distali le scorie ben vescicolate sono della taglia dei lapilli e/o ceneri grossolane. Le ceneri fini e grossolane sono di colore da grigio scuro a nero, e si osservano in livelli centimetrici debolmente stratificati o massivi (es. sezione GPT9) (Massaro, 2014). In base alla stratigrafia proposta da Lucchi et al. (2013a), questo deposito di scorie corrisponde al membro ss1 della Formazione Serro di Sciarato. Le litofacies individuate sono massive (mA, mL, mLb, mLc; Fig. 2.12) e i depositi interpretati come da caduta. Lo spessore massimo della EU5 si osserva nell'affioramento della cava di Malfa 2 (sezione GPT3) pari a circa 14 m; in tutte le altre zone dell'isola, gli spessori misurati sono minori. A Lipari, nelle aree di Vallone dei Lacci (sezione GPT15), Chiesa Vecchia (sezione GPT16) e Madoro (sezione GPT17) si osservano valori rispettivamente di 30, 10 e 20 cm (Massaro, 2014).

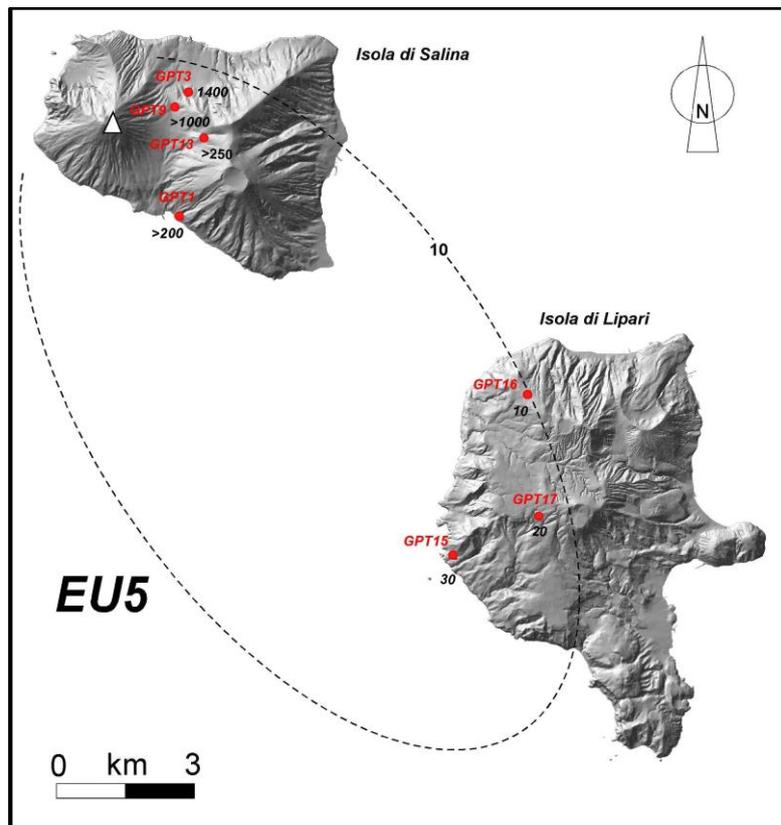


Fig. 2.11 - Mappa delle isopache dei depositi della EU5. I simboli rossi indicano i siti in cui sono state misurate le sezioni stratigrafiche. Quando presenti depositi sia da flusso sia da caduta il numero tra parentesi illustra lo spessore totale (in cm), mentre quello in corsivo lo spessore del deposito da caduta. *nd* = non determinabile. Le isopache 50 e 100 cm illustrano l'area di dispersione. Il triangolo bianco indica la posizione presunta della bocca eruttiva (da Massaro, 2014).



Figura 2.12 – Caratteristiche fisiche della EU5. a) dettaglio della parte superiore della sezione della Cava di Malfa 2 (sezione GPT3), dove affiorano i depositi delle facies prossimali costituite da banchi massivi di lapilli e blocchi di scorie nere e pomice grigie le cui litofacies predominanti sono mL e mLb; b) a Lipari nell'area del Vallone dei Lacci (sezione GPT15) affiorano strati centimetrici composti da lapilli scoriacei da grigio scuro a neri; c) parte dell'affioramento centrale della sezione della Cava di Malfa 2 (sezione GPT3), in cui sono intercalati i depositi di cenere massivi e stratificati (litofacies mAL e SA) all'interno dei depositi massivi (litofacies mLb e mBL) caratteristici della EU5; d) nella Cava di Valdichiesa (sezione GPT9) in cui affiorano le facies massive mLb, mA e mL e sono abbondanti le bombe scoriacee a cavolfiore e agglutinate (da Massaro, 2014).

2.3 Sintesi e correlazioni stratigrafiche

L'analisi di dettaglio delle litofacies (e la correlazione sulle isole di Salina e Lipari), dei depositi della formazione Rocce di Barcone (*GPT*) e la loro relazione stratigrafica con le formazioni di Punta di Sallustro, Punta di Megna e Serro dello Sciarato, ha permesso di ottenere una nuova successione stratigrafica ricostruita relativa all'evoluzione del Monte dei Porri (Fig. 2.13), che ha rappresentato la base di partenza stratigrafica di questo lavoro di tesi.

I *GPT* sono stati suddivisi nelle quattro Unità Eruttive: EU1, EU2, EU3, EU4, mentre la EU5, corrispondente al membro ss1 della formazione Serro dello Sciarato (Tabella1), in questa nuova interpretazione, viene considerata come in continuità evolutiva (da un punto di vista vulcanologico) con le unità eruttive sottostanti. Tale risultato permette di considerare la sequenza di unità eruttive EU1-5 come una successione stratigrafica di depositi legati ad una attività vulcanica che avviene quasi senza soluzione di continuità, il cui più significativo periodo di quiescenza, è da collocare al passaggio dalla unità EU3 alla EU4, come sottolineato dall'intercalazione tra di loro di un livello di *Brown Tuff* (Fig. 2.13).

Quest'ultimo aspetto è anche osservabile in Fig. 2.14, (sezioni distali di Lipari, GPT 15 e GPT16), dove vengono illustrate le correlazioni stratigrafiche delle unità eruttive EU1-5 nell'intera area di studio (Salina e Lipari), evidenziando così le loro variazioni di ricorrenza stratigrafica dalle aree prossimali a quelle distali e di conseguenza la loro dispersione areale.

Emerge quindi, confermando quanto già sottolineato da Lucchi et al, (2013a, b), che l'edificazione del Monte dei Porri è avvenuta senza significative interruzioni dell'attività vulcanica.

Nelle EU1-5 sono state prelevati una serie di campioni sottoposti ad indagini petrografiche e geochimiche, i cui dati verranno illustrati nei successivi capitoli.

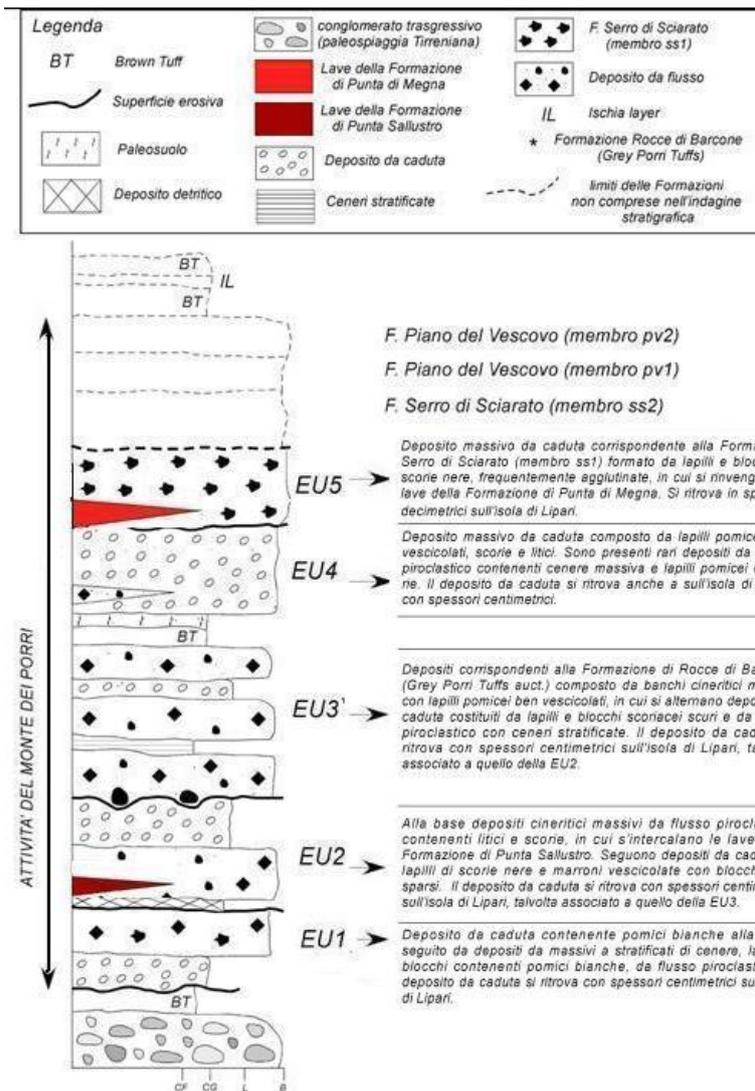


Figura 2.13 – Ricostruzione generale della successione stratigrafica relativa all'attività del Monte dei Porri in cui si distinguono le Unità Eruttive (EU1-EU5) comprese tra i conglomerati della paleo-spiaggia Tirreniana e la Formazione Serro di Sciarato (da Massaro, 2014 mod.; (*) da Lucchi et al., 2013b).

Capitolo 3

3.1 Analisi petrografica

Partendo dalla nuova successione stratigrafica ricostruita per il Monte dei Porri, sono state campionate le vulcaniti relative alle unità eruttive EU1-5. Sono stati prelevati 49 campioni per scopi geochimici, mentre l'analisi petrografica (eseguita in microscopia ottica) è stata condotta su 12 sezioni sottili di campioni di materiale juvenile rappresentativi delle unità eruttive indagate (Fig. 3.1).

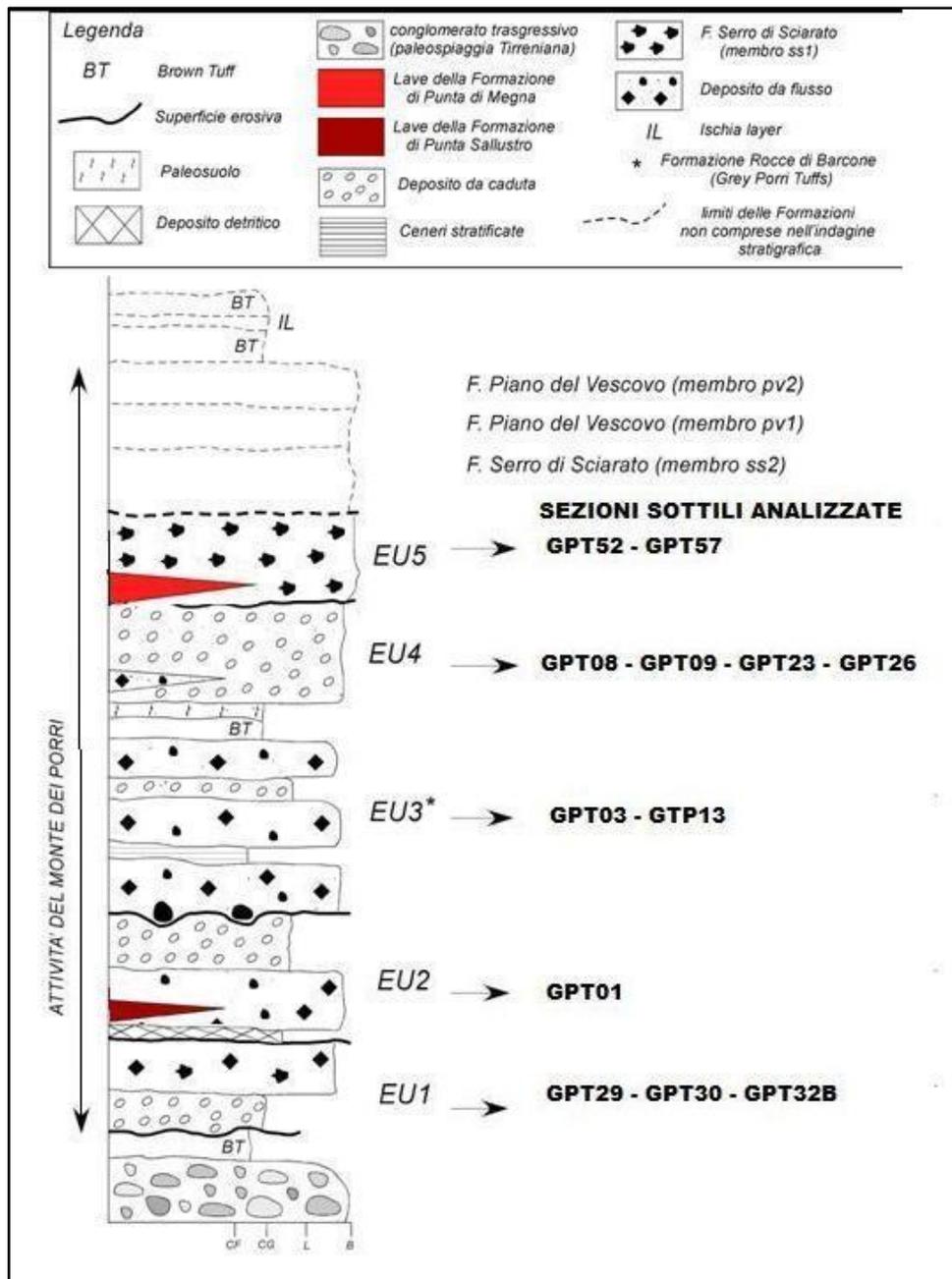


Fig. 3.1 – Sezione ricostruita della successione del Monte dei Porri con l'ubicazione stratigrafica dei campioni scelti per l'indagine petrografica (da Massaro, 2014; mod.).

Descrizione petrografica dei campioni delle singole unità eruttive (EU)

Di seguito verranno descritti i caratteri petrografici dei campioni scelti mettendo in evidenza che per la stima dell'indice porfirico (IP) sono state utilizzate le tavole comparative di SHVETSOV (1954).

Descrizione dei campioni delle singole unità eruttive (EU)

Nota: per la stima dell'indice porfirico (IP) sono state utilizzate le tavole comparative di SHVETSOV (1954).

Unità Eruttiva 1 (EU1)

Descrizione macroscopica dei campioni:

Il campione GPT29 è una scoria fortemente vescicolata, di colore scuro; GPT30 e GPT32B sono costituiti rispettivamente da pomice bianche e juvenile bandato e provengono da sezioni studiate dell'isola di Salina relative alla EU1. Essa è caratterizzata, alla base, dalla presenza di banchi massivi di lapilli pomice, talvolta ben vescicolati e bandati, scorie e litici attribuiti a depositi da caduta ai quali si sovrappongono depositi di ceneri, da massivi a stratificati con blocchi sparsi di scorie e pomice.

Caratteri petrografici:

Sono stati analizzati il campione GPT29 ed i campioni GPT30 e GPT32B prelevati rispettivamente nelle sezioni GPT5 (Quartarolo) e GPT1 (Rinella).

Il campione **GPT29** (Quartarolo) è una scoria grigia fortemente vescicolata, di colore scuro, in cui si distinguono cristalli di **pirosseno**, meno abbondanti fenocristalli di **plagioclasio**, **olivina**, **anfibolo** ed **ossidi**, immersi in una massa di fondo ipocristallina ad elevato contenuto di vescicole (Fig. 3.2A) in cui sono presenti fenocristalli di plagioclasio e pirosseno fortemente frammentati. L'indice porfirico è compreso tra 15-20%. I **pirosseni** si presentano fratturati con dominanza di **clinopirosseni** (Fig. 3.2B) sia come individui singoli sia in aggregati. Presenti anche rari **ortopirosseni** talvolta in aggregati monomineralici di due individui (Fig. 3.2C). Si evidenzia la presenza di fenocristalli di **plagioclasio** di differente tipo: alcuni di grandi dimensioni, con abito da idiomorfo a sub-idiomorfo nei quali si osservano poche inclusioni ed altri nei quali è possibile osservare tessitura a setaccio o nucleo idiomorfo e inclusioni vetrose e di minerali opachi al bordo; si segnalano molti aggregati di **plagioclasti** prismatici e/o aciculari. Fenocristalli prismatici e/o aciculari di plagioclasio di ridotte dimensioni si rinvengono nella pasta di fondo. Nei fenocristalli di **olivina**, relativamente scarsi, si evidenzia *parting* (*pseudosfaldatura*) e spesso anse di riassorbimento. L'anfibolo è molto raro alterato e con lievi tracce di sfaldatura; è presente, inoltre, un incluso con fenocristalli molto alterati (Fig. 3.2D).

Il campione **GPT30** (Rinella) è una pomice fortemente vescicolata di colore bianco, con struttura porfirica (IP 15-20%) contenente fenocristalli di **plagioclasio** e **pirosseno** e meno frequentemente **olivina** e **minerali opachi**, anch'essi immersi in una massa di fondo ipocristallina, in alcuni settori più vetrosa. I fenocristalli di **plagioclasio** sono idiomorfi o molto frammentati ed alterati. Si segnala la presenza di aggregati monomineralici (formati da fenocristalli di plagioclasio) o misti (plagioclasti e minerali opachi o plagioclasti, pirosseni ed opachi). I fenocristalli di **pirosseno** sono meno frequenti e si presentano in aggregati di due o più individui, spesso molto fratturati, con rilievo elevato ed evidenti tracce di sfaldatura. I fenocristalli di **olivina** appaiono alterati, spesso con pseudosfaldatura. I minerali opachi si presentano di due tipi: microfenocristalli o minerali opachi submillimetrici.

Il campione **GPT32B** (Rinella) è una pomice poco vescicolata bandata con struttura porfirica (IP 15-20%) in cui si riconoscono fenocristalli di **pirosseno**, **plagioclasio** ed

olivina immersi in pasta di fondo ipocristallina. I **pirosseni** presenti sono clinopirosseni fortemente fratturati. I fenocristalli di **plagioclasio** evidenziano visibili tracce di sfaldatura. I fenocristalli di **olivina** si presentano molto molto fratturati, talvolta ossidati lungo le fratture regolari e con anse di riassorbimento. Presenti diverse olivine con corona composta da plagioclasio e pirosseno. Si segnala la presenza di diversi aggregati glomeroporfirici composti da plagioclasti, pirosseni e minerali opachi di dimensioni e forme differenti.

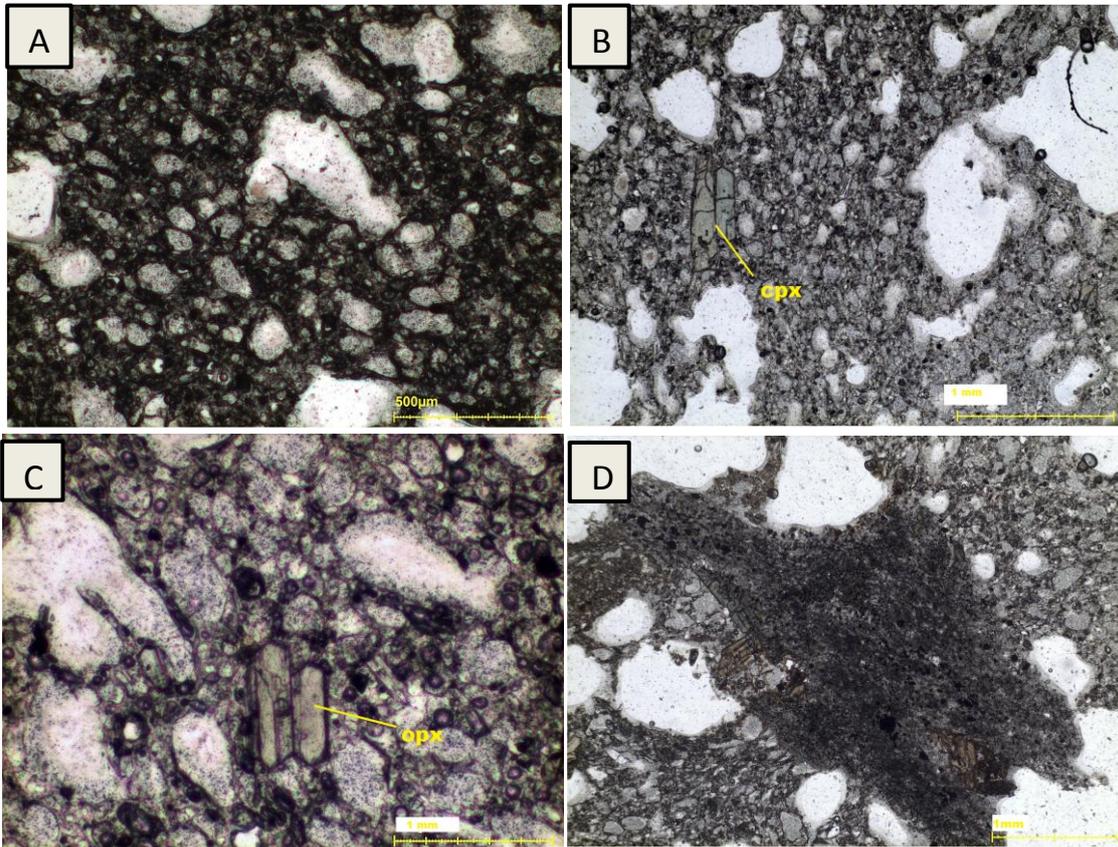


Fig. 3.2 – Immagini al microscopio ottico del campione GPT29 prelevato a Quartarolo (sezione GPT5) appartenente alla EU1. Scoria porfirica a pirosseno, plagioclasio, olivina, anfibolo e ossidi; A) si evidenzia l'elevato contenuto di vescicole nella pasta di fondo; B) nell'immagine sono ben evidenti le vescicole di forma e dimensioni differenti e aggregati di fenocristallo di clinopirosseno (cpx) idiomorfi. C) in evidenza la presenza di fenocristalli di ortopirosseno (opx) con estinzione retta e rilievo medio-alto. D) incluso (circa 3 mm lunghezza e 2 mm di larghezza) in cui si riconoscono fenocristalli molto alterati di plagioclasio, pirosseno e numerosi ossidi.

Unità Eruttiva 2 (EU2)

Descrizione macroscopica dei campioni:

GPT1 è costituito da una bomba scoriacea poco vescicolata di colore nero ed è riferibile a depositi della EU2 caratterizzata dall'alternanza di depositi da caduta e da corrente piroclastica. I depositi posti alla base sono prevalentemente da caduta e comprendono banchi di cenere massiva con pomici, scorie e raramente litici. Nella porzione superiore, invece, si rinvencono depositi da flusso, costituiti da lapilli scoriacei scuri vescicolati e pomici porfiriche a plagioclasio e pirosseno.

Caratteri petrografici:

Il campione GPT1, prelevato alla base della sezione GPT14 (Rocce di Barcone) è una bomba scoriacea poco vescicolata, di colore nero; in sezione sottile GPT1 presenta una struttura porfirica (IP 25-30%) a **plagioclasio, pirosseno, olivina**, immersi in una massa di fondo ipocristallina in cui si rinvengono ossidi sparsi e microliti di plagioclasio e clinopirosseni. Si distinguono due differenti tipi di fenocristallo di **plagioclasio**: in un tipo i fenocristalli presentano bordi con tessitura a setaccio (Fig. 3.3B) o abito subidiomorfo con abbondanti inclusioni vetrose (Fig. 3.3C); nell'altro tipo si rinvengono individui con abito idiomorfo, non alterati, senza inclusioni. I **pirosseni** sono rappresentati da clinopirosseni sia frammentati, spesso parzialmente riassorbiti, alterati e con inclusioni ai bordi, sia idiomorfi (Fig. 3.3A); più raramente si rinvengono ortopirosseni con abito idiomorfo e lieve pleocroismo (rosato o verde chiaro); I fenocristalli di **olivina**, scarsi, presentano abito da idiomorfo a subidiomorfo, risultano generalmente di piccole dimensioni e poco alterati (Fig. 3.3D). Presenti anche minerali opachi, isolati, di grandi dimensioni. Si evidenzia la presenza di un *enclave* porfirico di grandi dimensioni (>4mm lunghezza e 2,5 mm larghezza), con grado di porfiricità più elevato rispetto alla roccia incassante ma caratterizzato da paragenesi mineralogica del tutto analoga (Fig. 3.3E) e di aggregati polimineralici formati da plagioclasio e pirosseni (Fig. 3.3F).

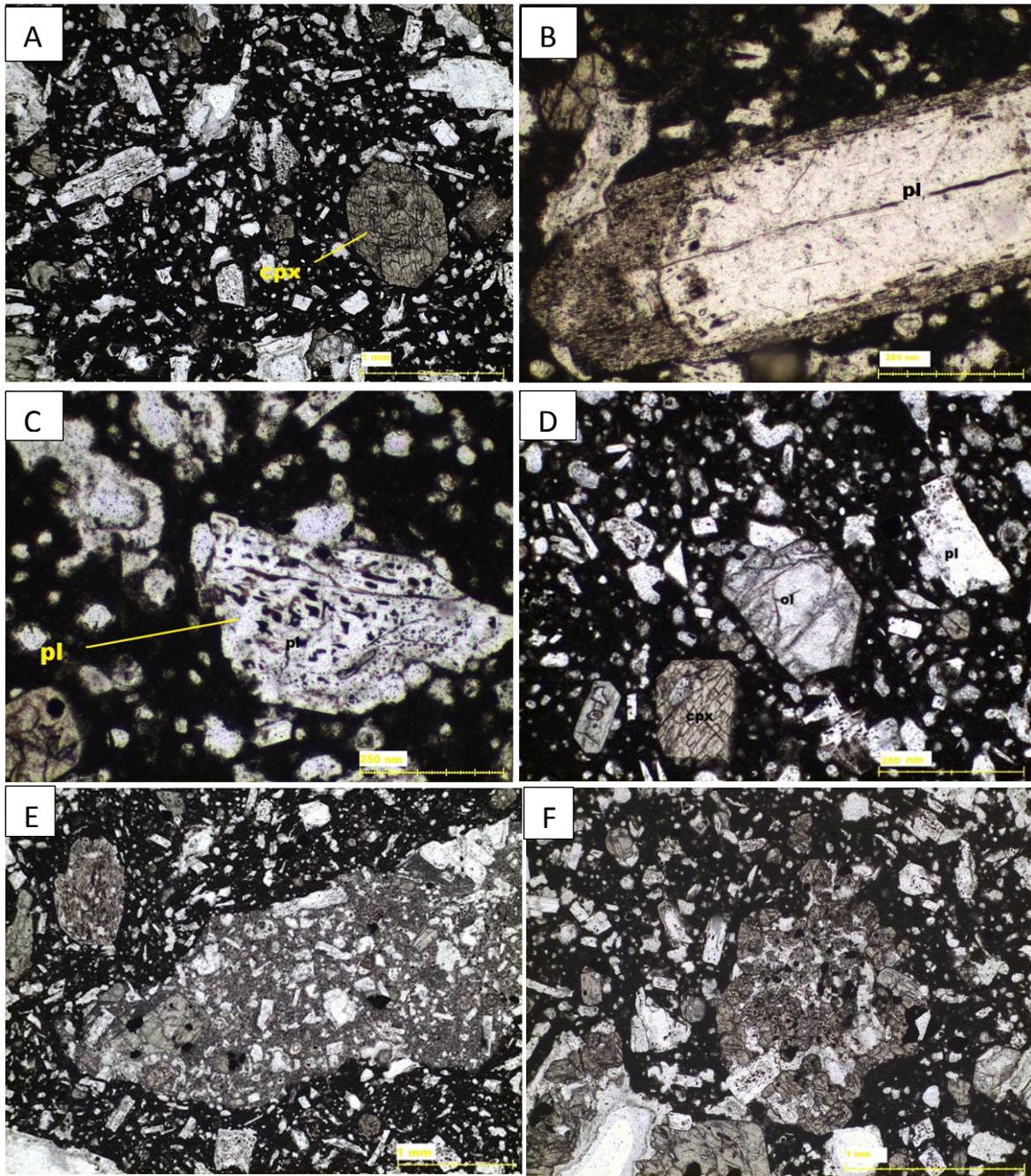


Fig. 3.3 - Immagini al microscopio ottico del campione GPT1 appartenente alla EU2, prelevato dall'affioramento di Rocce di Barcone (sezione GPT14). A) osservazione a solo polarizzatore della paragenesi mineralogica composta da abbondanti plagioclasti, pirosseni, olivine e ossidi sparsi. Si evidenzia nell'immagine la presenza di un fenocristallo di clinopirosseno idiomorfo (cpx); B) osservazione a solo polarizzatore di fenocristallo di plagioclasio con nucleo subidiomorfo e tessitura a setaccio lungo i bordi; C) fenocristallo di plagioclasio con inclusioni vetrose; D) nell'immagine si evidenzia la presenza di plagioclasio (con inclusioni ai bordi), olivina parzialmente alterata associata a plagioclasio di piccole dimensioni e clinopirosseno con evidenti tracce di sfaldatura a 90°; E) osservazione a solo polarizzatore di un enclave porfirico; F) nell'immagine è presente un aggregato glomeroporfirico tondeggianti composto da plagioclasio, pirosseno e minerali opachi.

Unità Eruttiva 3 (EU3)

Descrizione macroscopica dei campioni:

I campioni GPT03 e GPT13 sono costituiti rispettivamente da lapilli scoriacei scuri e scorie nere dense; essi provengono da un'Unità complessa (EU3) costituita da banchi cineritici massivi con lapilli pomicei ben vescicolati all'interno dei quali si rinvencono alternanze di depositi da caduta, composti da lapilli e blocchi scoriacei con tessitura porfirica e depositi da flusso piroclastico costituiti da strati di cenere massiva, fine, stratificata.

Caratteri petrografici:

Per quanto riguarda la EU3 sono stati analizzati il campione GPT03, prelevato dal deposito da caduta affiorante nella sezione GPT14 (Rocce di Barcone) e costituito da lapilli scoriacei e il campione GPT13 (Rocce di Barcone) costituito da scorie nere addensate.

GPT03 evidenzia elevata eterogeneità ed è costituito da differenti porzioni non a contatto tra loro con differente aspetto della pasta di fondo e dei fenocristalli; per una descrizione più efficace è stato quindi suddiviso nelle quattro porzioni a, b, c, d rappresentative del campione (Fig. 3.4).

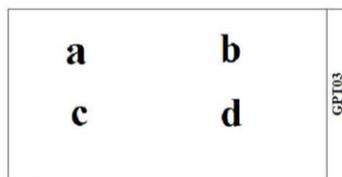
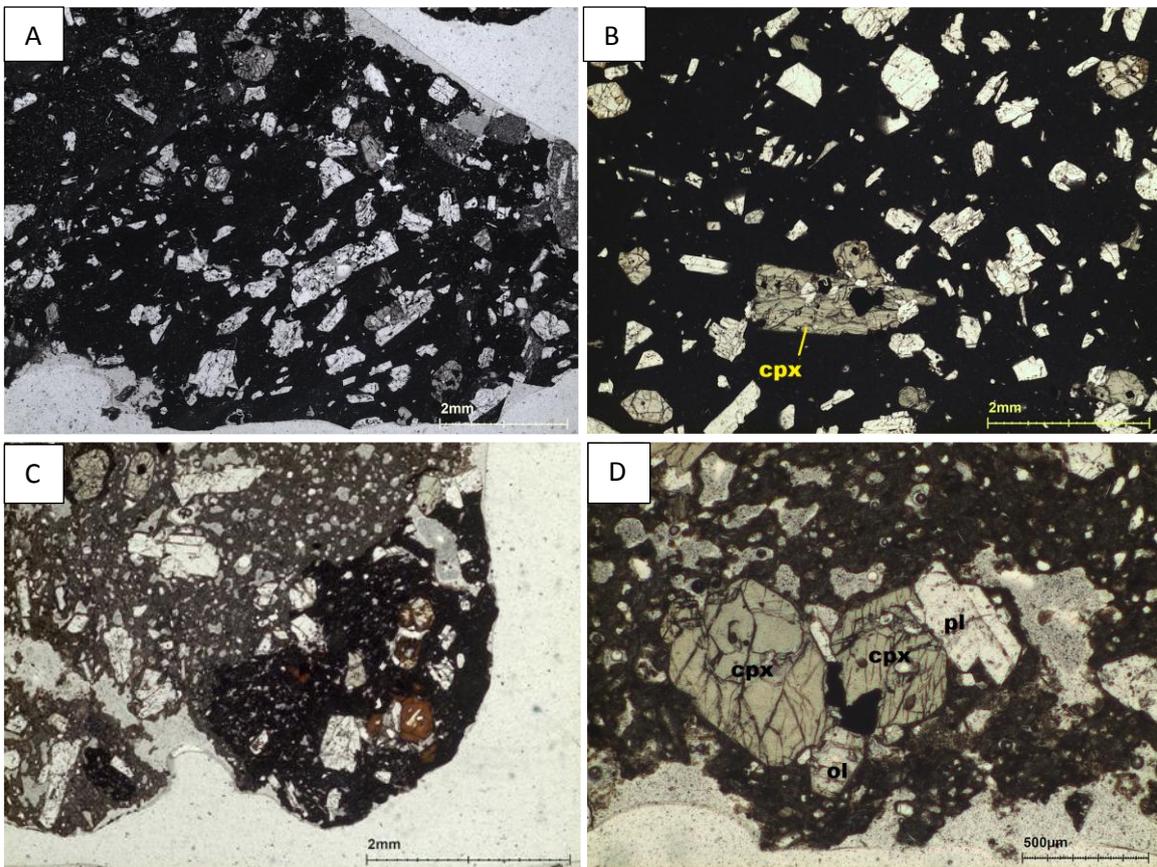


Fig. 3.4 – l'immagine illustra la posizione delle diverse porzioni che caratterizzano il campione GPT03.

La porzione (a) è caratterizzata da fenocristalli di **plagioclasio**, **pirosseno** e **olivina** (IP 15-20%) (Fig. 3.5A) su pasta di fondo microcristallina (in alcuni settori criptocristallina) a tessitura fluidale in cui si riconoscono abbondanti microliti di plagioclasio aciculare. I fenocristalli si presentano di grandi dimensioni (1-2 mm) e sia i **plagioclasti** sia i **pirosseni** appaiono molto frammentati e zonati. La porzione (b) ha aspetto porfirico su pasta di fondo criptocristallina, con ridotto contenuto di vescicole (IP 15-20%) e maggior componente vetrosa rispetto alla porzione (a), nella quale è possibile distinguere solo moltissimi piccoli fenocristalli di plagioclasio aciculare mentre altri microfenocristalli risultano indistinguibili. Presenti fenocristalli di **plagioclasio**, **pirosseno** e **olivina**. **Plagioclasio** e **pirosseno** si presentano spesso frammentati, subidiomorfi. I fenocristalli di **plagioclasio** evidenziano spesso zonature concentriche e segni di alterazione e riassorbimento al bordo; i **pirosseni** sono rappresentati da clinopirosseno talvolta con inclusioni di plagioclasio ed opachi (Fig. 3.5B). Il contenuto di **olivina** è maggiore rispetto alla porzione (a) e le stesse presentano abito da idiomorfo a sub-idiomorfo con segni di alterazione e riassorbimento ai bordi. Nella porzione (c) le scorie evidenziano struttura porfirica con pasta di fondo microcristallina (IP 20-25) a fenocristalli di **plagioclasio**, **pirosseno**, **olivina** in cui è possibile distinguere numerosi ossidi e plagioclasti. I fenocristalli di **plagioclasio** rappresentano la fase minerale più abbondante. Essi hanno generalmente abito subidiomorfo, geminati, zonati e presentano tracce di riassorbimento ai bordi. Possono presentarsi sotto forma di individui singoli, aggregati monomineralici di solo plagioclasio o misti (plagioclasti associati a pirosseni e/o ossidi). I **pirosseni** risultano spesso fortemente ossidati, fratturati e frammentati. Alcuni di essi sono circondati da plagioclasti, altri appaiono più freschi ed evidenziano abito da idiomorfo a subidiomorfo. I fenocristalli di

olivina risultano di dimensioni maggiori rispetto alle porzioni (a) e (b), idiomorfi e poco fratturati, ai bordi non si registrano segni di alterazione (eccetto casi di riassorbimento); si segnala la presenza di un enclave con olivina molto alterata di notevoli dimensioni (>2 mm) (Fig. 3.5C) e di aggregati polimineralici (Fig. 3.5D/E). La porzione (d) con pasta di fondo microcristallina è caratterizzata dalla presenza di fenocristalli di **plagioclasio**, **pirosseno** e **olivina** (IP 10-15%). Il plagioclasio è presente sotto forma di numerosi aggregati monomineralici e, in minor numero, di aggregati di plagioclasio e ossidi. I fenocristalli di olivina si presentano più abbondanti delle porzioni precedenti, con abito da idiomorfo a subidiomorfo; si rinviene talvolta associata a clinopirosseno (Fig. 3.5F).

Il campione GPT13 (Rocce di Barcone) è costituito da una scoria nera densa porfirica con fenocristalli di **olivina**, **pirosseno** e **plagioclasio**. La pasta di fondo ha struttura microcristallina (IP 30-35%). I fenocristalli di **olivina** si presentano di piccole dimensioni e idiomorfi. I **pirosseni** e i **plagioclasii** si presentano di grandi dimensioni e spesso in aggregati (2-3 mm) con molti minerali opachi di grandi dimensioni (>1mm).



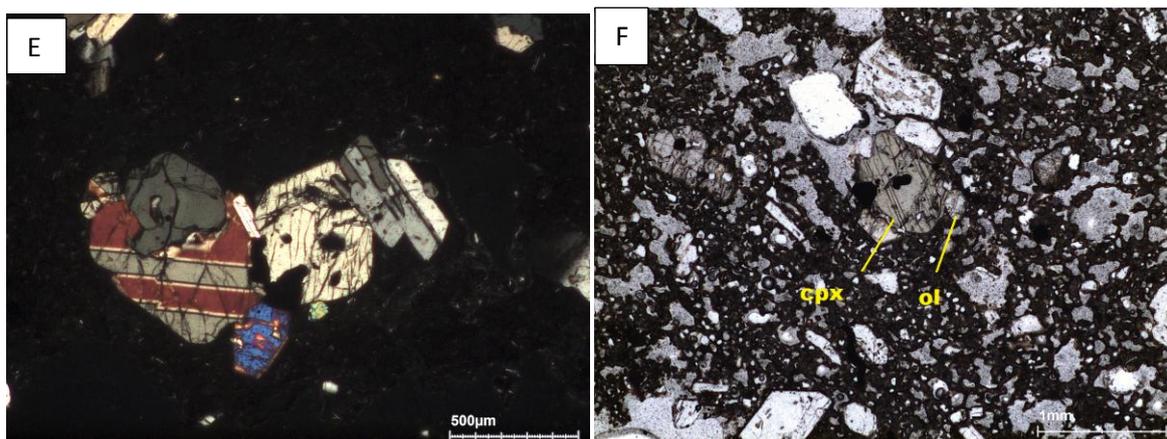


Fig. 3.5 - Immagini al microscopio ottico del campione GPT03 appartenente al deposito da caduta della EU3 affiorante a Rocce di Barcone (sezione GPT14). A) panoramica del campione riguardante la porzione A; B) particolare riguardante la porzione B in cui si evidenzia clinopirosseno con inclusioni di plagioclasio e minerali opachi; C) immagine riferita alla porzione C in cui è presente un incluso che mostra olivina molto alterata; D) porzione C in cui è presente aggregato glomeroporfirico di plagioclasio, pirosseno, minerali opachi e olivina D) al solo polarizzatore e E) a nicols incrociati; F) porzione D in cui è presente aggregato composto da clinopirosseno e olivina.

Unità Eruttiva 4 (EU4)

Descrizione macroscopica dei campioni:

Il campione GPT26 è costituito da una bomba scoriacea; GPT23 è costituito da lapilli scoriacei grossolani; GPT08 e GPT09 sono rispettivamente costituiti da juvenile denso e da una pomice. Essi sono rappresentativi della EU4, formata in prevalenza da depositi massivi da caduta composti da lapilli pomicei vescicolati, scorie e litici, intercalati a depositi da corrente piroclastica contenenti cenere, lapilli pomicei, ricoperti dalle scorie e dalle lave di Punta di Megna (Lucchi et al., 2013a, b). I lapilli pomicei sono porfirici a plagioclasio e pirosseno, e talvolta raggiungono le dimensioni di blocchi. Si rinvengono, inoltre, litici lavici, spesso alterati, e materiale juvenile denso.

Caratteri petrografici:

Le tessiture dei campioni appartenenti alla EU4 sono ben rappresentate attraverso i campioni GPT26, GPT23, GPT08 e GPT09.

Il campione **GPT26**, prelevato dal deposito descritto in sezione GPT2 (Cava di Malfa), è costituito da una bomba scoriacea. Il campione **GPT26** evidenzia elevata eterogeneità ed è costituito da differenti porzioni non a contatto tra loro con differente aspetto della pasta di fondo e dei fenocristalli; per una descrizione più efficace la sezione sottile è stata quindi suddivisa in porzioni a, b, c, d, e rappresentative del campione (Fig. 3.6).

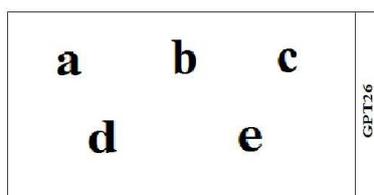


Fig. 3.6 - l'immagine illustra la posizione delle diverse porzioni che caratterizzano il campione GPT26.

Le porzioni a, b, c, d, sono poco vescicolate e hanno tessitura più porfirica, da ipocristallina a microcristallina (IP 20-30%), caratterizzata da fenocristalli di **plagioclasio**, **olivina**, **pirosseni** e **ossidi**. I fenocristalli di **plagioclasio** evidenziano spesso zonatura concentrica o tessitura a setaccio; in alcuni casi sono fortemente zonati a bande. In numerosi casi gli individui di medio-grandi dimensioni si presentano fratturati e alterati mentre in altri sono inclusi minerali opachi. Presenti aggregati di solo plagioclasio o plagioclasio+ pirosseno. I fenocristalli di **olivina** risultano spesso alterati, riassorbiti e, quasi sempre, molto fratturati (Fig. 3.7A/B); spesso sono associati a clinopirosseni. I fenocristalli di **pirosseno** sono rappresentati da clinopirosseni subidiomorfi, in alcuni casi si presentano zonati. La porzione (e) appare diversa dalle precedenti: la pasta di fondo si presenta ipocristallina, maggiormente vetrosa, con molti microfenocristalli di piccole dimensioni, frammentati (IP 20-25%); si evidenzia un maggior numero di fenocristalli di **plagioclasio** e **olivina** ma minore di fenocristalli di clinopirosseno, rispetto alle restanti porzioni (abcd). Si rileva inoltre la presenza di aggregati mineralici misti caratterizzati dalla presenza di fenocristalli di plagioclasio e pirosseni associati a minerali opachi (Fig. 3.7C/D).

Il campione **GPT23** (Cava di Malfa) proveniente dalla parte basale dell'EU è costituito da lapilli scoriacei grossolani con tessitura porfirica (IP 25-30%); presenti fenocristalli di **plagioclasio**, **pirosseno**, **olivina** e in minor quantità **anfibolo** e **minerali opachi** su pasta di fondo microcristallina (Fig. 3.8A). I fenocristalli di **plagioclasio** si rinvengono sia come individui isolati (Fig. 3.8B) che in aggregati monomineralici o associati a clinopirosseni; talvolta evidenziano inclusioni vetrose. I **pirosseni** risultano rappresentati da clinopirosseni di piccole dimensioni, fortemente fratturati, con tessitura ofitica. Sono presenti, in minor quantità, fenocristalli di **olivina**, **anfibolo** e **minerali opachi** di medio-grandi dimensioni. L'**anfibolo** (Fig. 3.8C) è molto scarso, lieve pleocroismo, abito da idiomorfo a subidiomorfo; talvolta presenta ossidazione ai bordi ed anse di riassorbimento. L'**olivina** si presenta sia sotto forma di microfenocristalli sia di grandi cristalli con dimensioni di circa 1 mm di lunghezza. Nel campione sono presenti diversi aggregati da glomeroporfirici a porfirici di notevoli dimensioni costituiti da plagioclasio, clinopirosseno e minerali opachi.

Il campione **GPT08** (Rocce di Barcone) è costituito da juvenile denso. La tessitura porfirica (IP 25-30%) è caratterizzata dalla presenza di **pirosseno**, **plagioclasio**, **olivina** e raramente **anfibolo** in pasta di fondo microcristallina contenente plagioclasio aciculari, microliti di pirosseno e **minerali opachi** idiomorfi di grandi dimensioni. I fenocristalli di **pirosseno** risultano rappresentati da **clinopirosseni** con zonature concentriche, spesso di grandi dimensioni; a solo polarizzatore alcuni clinopirosseni evidenziano lieve pleocroismo verde chiaro altri evidenziano accentuata colorazione verde, rilievo elevato ed abito perfettamente idiomorfo; si sottolinea inoltre la presenza di aggregati misti di plagioclasio e clinopirosseno. I fenocristalli di **olivina** risultano subidiomorfi, fratturati ed ossidati lungo le fratture e ai bordi (Fig. 3.8D). In alcuni casi presentano anse di riassorbimento ed appaiono molto alterati. L'**anfibolo** è **molto scarso** e presenta lieve pleocroismo ed anse di riassorbimento. Presenti numerosi minerali opachi idiomorfi di notevoli dimensioni (>1mm).

Il campione **GPT09** (Rocce di Barcone) è costituito da pomici con tessitura porfirica (IP 25-30%) in cui si evidenzia la presenza di fenocristalli di **pirosseno**, **plagioclasio** ed **olivina** in massa di fondo microcristallina. Rispetto al campione GPT08 dall'osservazione dei **pirosseni** risultano presenti solo **clinopirosseni** con abito idiomorfo e sub-idiomorfo. I fenocristalli di **plagioclasio** si presentano idiomorfi o sub-idiomorfi, isolati o in aggregati con altri plagioclasio e/o pirosseni. Talvolta i fenocristalli di plagioclasio evidenziano zonature. Fenocristalli di **olivina** si presentano di piccole dimensioni spesso associati a

clinopirosseno e più raramente a plagioclasio e clinopirosseno. Sono presenti numerosi inclusi.

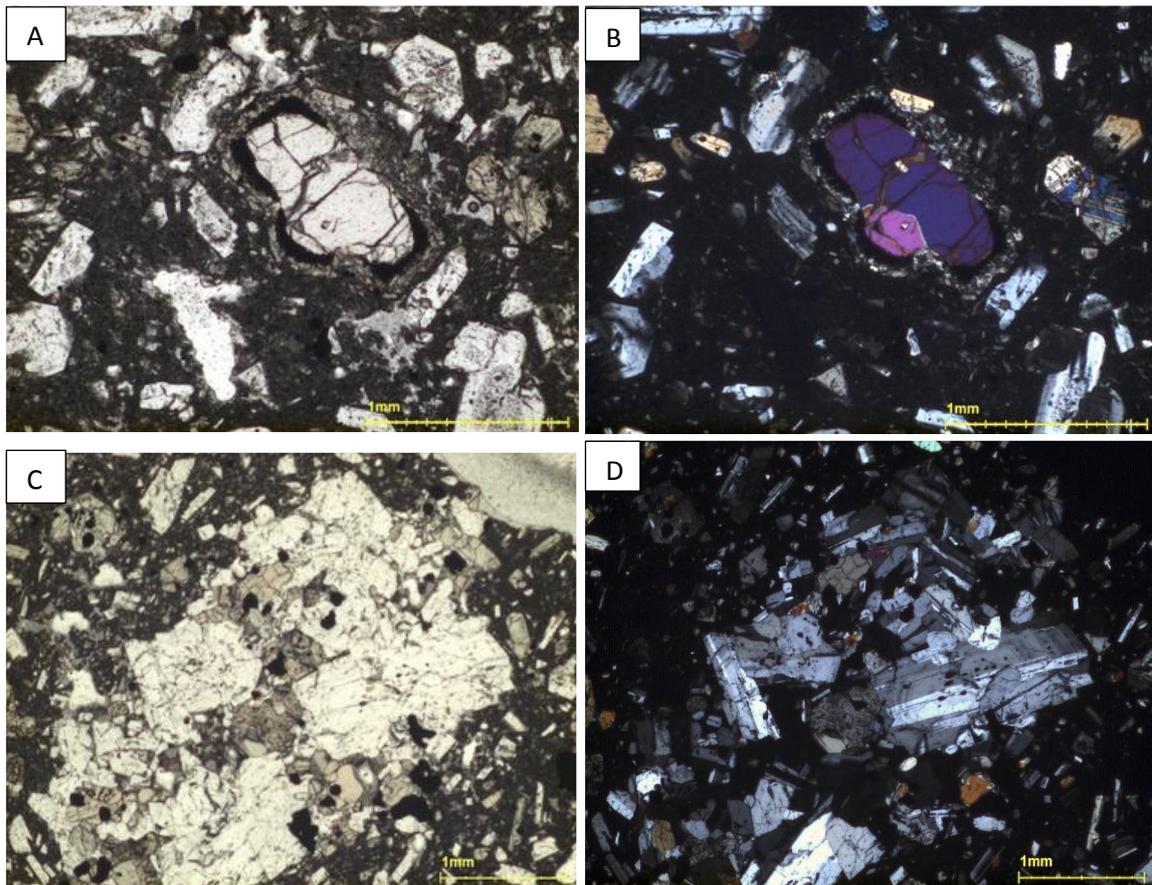


Fig. 3.7 – Immagini al microscopio ottico del campione GPT26 prelevato dal deposito da caduta della EU4 affiorante nella Cava di Malfa (sezione GPT2) e costituito da lapilli di pomice porfiriche. A) olivina con struttura coronitica al solo polarizzatore; B) a nicol incrociati; C) particolare della porzione E in cui è presente aggregato di notevoli dimensioni (>3mm) costituito da plagioclasio, pirosseno e minerali opachi al solo polarizzatore; D) stesso particolare osservato a nicols incrociati.

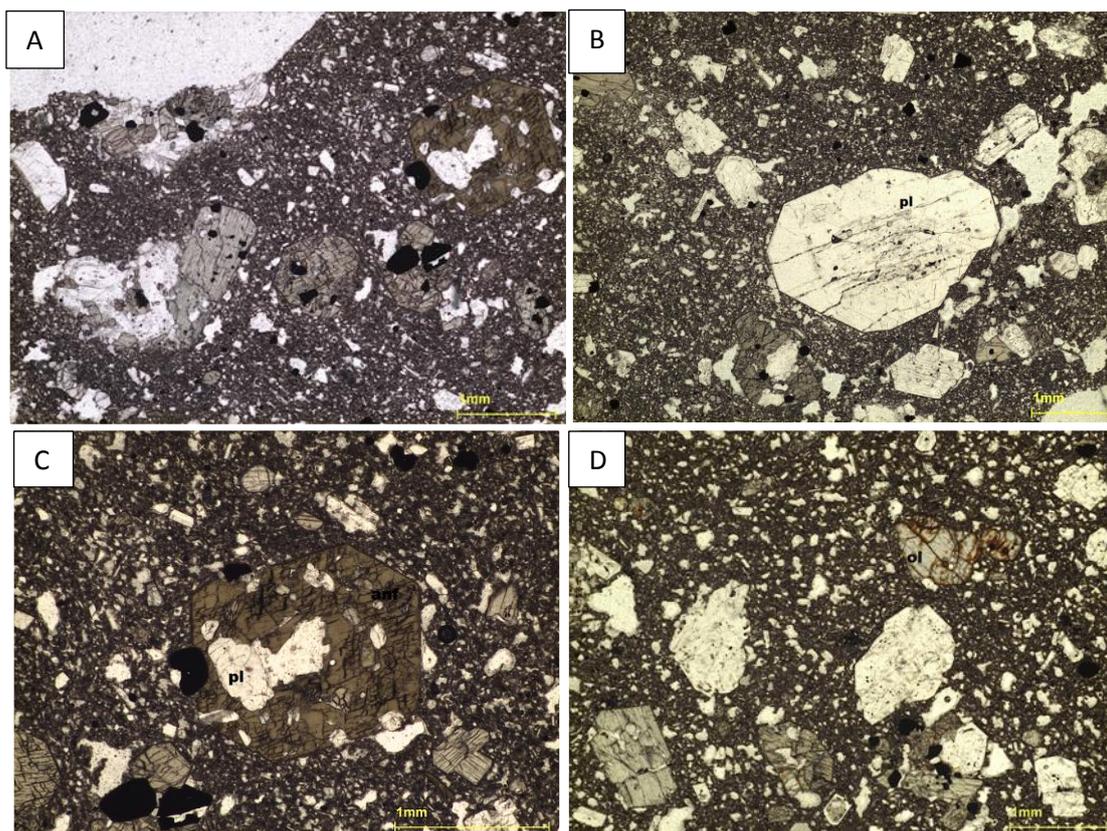


Fig. 3.8 – Immagini relative ai campioni GPT23 e GPT08 riferibili alla EU4; A) Campione GPT23 con struttura porfirica su pasta di fondo microcristallina; B) fenocristallo idiomorfo di plagioclasio rinvenuto nel campione GPT23; C) fenocristallo di anfibolo con inclusione di plagioclasio da GPT23; D) particolare del campione GPT08 in cui sono presenti fenocristalli di olivina molto alterata;

Unità Eruttiva 5 (EU5)

Descrizione macroscopica dei campioni:

GPT52 e GPT57 sono costituiti rispettivamente da una bomba scoriacea nera di dimensioni decimetriche fortemente vescicolata, con tessitura porfirica in cui si osservano abbondanti fenocristalli di plagioclasio e GPT57 da una scoria nera porfirica, ben vescicolata e agglutinata; essi sono rappresentativi della EU5 che è costituita per intero dal membro ss1 della Formazione di Serro di Sciarato (Lucchi et al., 2013a, b), ed è rappresentata, esclusivamente, da depositi da caduta. Negli affioramenti prossimali si rinvengono lapilli scoriacei e bombe con forme differenti, frequentemente agglutinate, a crosta di pane e a cavolfiore; i blocchi litici si presentano scarsi. Nelle sezioni distali le scorie si presentano molto vescicolate e si rinvengono lapilli e/o ceneri grossolane; si osservano, in livelli centimetrici stratificati o massivi, ceneri fini e grossolane.

Caratteri petrografici:

I depositi della EU5 rappresentati da GPT52 e GPT57, campionati dalla sezione GPT03, sono costituiti da scorie nere porfiriche, ben vesciolate e agglutinate.

Il campione **GPT52** (Malfa) rappresenta una scoria fortemente vescicolata con tessitura porfirica (IP 10-15%) in cui si osservano fenocristalli di **plagioclasio**, **pirosseno** e **olivina**. La massa di fondo è ipocristallina ed è composta da abbondanti ossidi e microfenocristalli di plagioclasio e pirosseno ed inclusioni vetrose. I **plagioclasti** si presentano con abito idiomorfo o subidiomorfo. Alcuni appaiono freschi ed altri molto frammentati ed alterati.

Si rinvengono immersi nella massa di fondo aggregati di diversi individui di plagioclasio, plagioclasio e pirosseno alcuni dei quali evidenziano inclusioni vetrose. I **pirosseni** sono rappresentati da fenocristalli di clinopirosseno con aspetto fratturato. Le **olivine**, meno abbondanti risultano alterate ed ossidate lungo le fratture. Si rinvengono talvolta olivine associate ad altre olivine (Fig. 3.9A/B) o associate a clinopirosseni.

Il campione **GPT57** (Malfa) è costituito da una scoria con struttura porfirica (IP 10-15%) in cui i fenocristalli di **plagioclasio**, **pirosseno** ed **olivina** immersi in una massa di fondo mista, generalmente ipocristallina (in alcuni settori microcristallina), molto vescicolata, che ospita abbondanti fenocristalli di plagioclasio aciculari e molti ossidi. I fenocristalli di **plagioclasio** evidenziano spesso zonature concentriche; si rinvengono in aggregati con altri plagioclasio o con clinopirosseni. I **pirosseni** sono rappresentati da clinopirosseni e si presentano di piccole dimensioni fortemente fratturati. I fenocristalli di **olivina**, scarsi, presentano segni di instabilità e reazione con il liquido ed appaiono fortemente fratturati e si rinvengono talvolta con strutture coronitiche a plagioclasio e pirosseno. (Fig 3.9C/D)

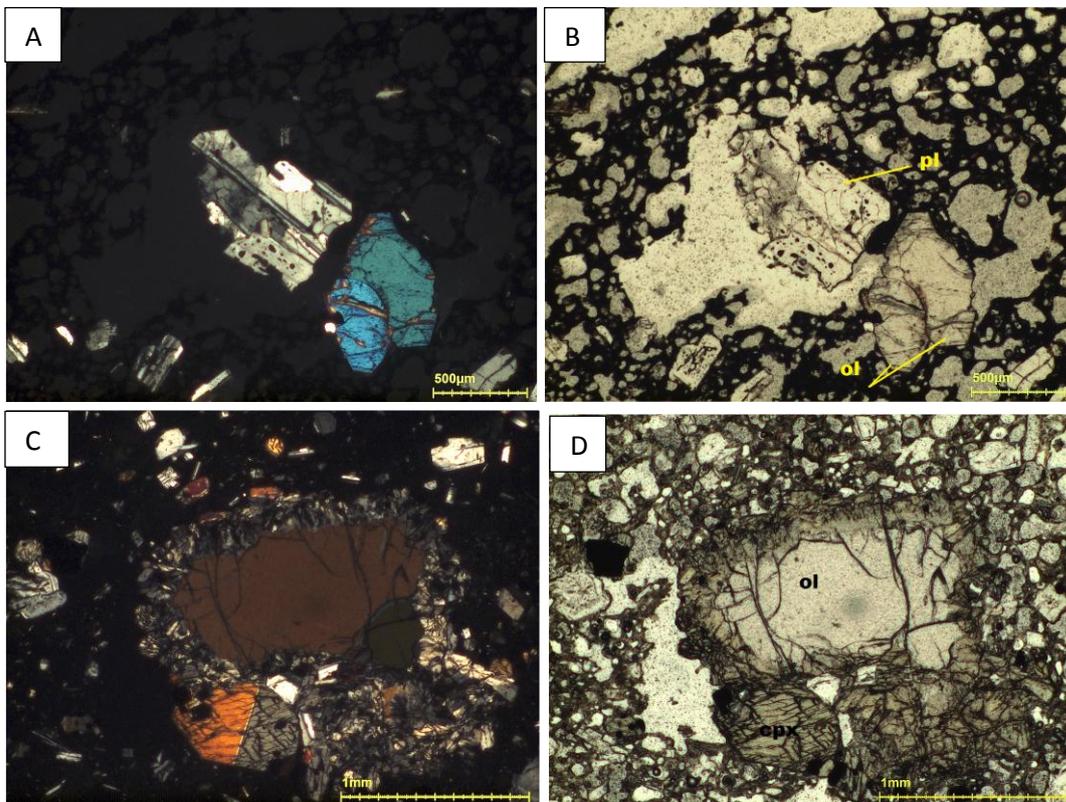


Fig. 3.10 - Immagini al microscopio ottico di 2 campioni di scorie della EU5 affiorante nella Cava di Malfa 2 (sezione GPT3). Le immagini A e B sono riferite al campione GPT52 e sono state effettuate rispettivamente a nicol incrociati e solo polarizzatore per evidenziare la presenza di due individui di olivina associati e plagioclasio con inclusioni vetrose; le immagini B e C, rispettivamente a nicol incrociati e solo polarizzatore evidenziano la presenza di olivina con struttura coronitica, costituita da fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno.

Capitolo 4

Dati geochimici

4.1 Metodi

In questo capitolo verranno indagati e discussi nel dettaglio i caratteri geochimici di 49 campioni rappresentativi dei depositi riferiti alle 5 diverse unità eruttive (EU1-5) relativamente alla successione stratigrafica del Monte dei Porri. I campioni sono stati opportunamente preparati ed analizzati mediante fluorescenza a raggi X (XRF) utilizzando uno spettrometro Philips PW 1480 presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Bari. Per la correzione degli effetti di matrice sui valori degli elementi maggiori è stato utilizzato un apposito *software* mentre per gli elementi in traccia la correzione è stata effettuata secondo quanto suggerito da Leoni e Saitta (1976). L'analisi della LOI (*Loss on Ignition*) è stata determinata tramite *calcinazione* a 950°C. I dati ottenuti sono stati interpretati alla luce delle indagini petrografiche trattate nel dettaglio nel capitolo precedente. Le paragenesi mineralogiche osservate per i diversi campioni vengono riassunte in Tab.1.

Sezione sottile	Paragenesi	EU (unità eruttiva)	Composizione
GPT29	cpx, pl, ol, opx, anf, ox	1	D
GPT30	pl, cpx, ol, ox	1	TA
GPT32B	cpx, pl, ol	1	A
GPT01	pl, cpx, ol, opx	2	BA
GPT03	pl, cpx, ol	3	BA
GPT13	ol, cpx, pl	3	BTA
GPT26	pl, ol, cpx, ox	4	BA
GPT23	pl, cpx, ol, anf, ox	4	BA
GPT08	cpx, pl, ol, anf	4	BA
GPT09	cpx, pl, ol	4	BA
GPT52	pl, cpx, ol	5	BA
GPT57	pl, cpx, ol	5	BA

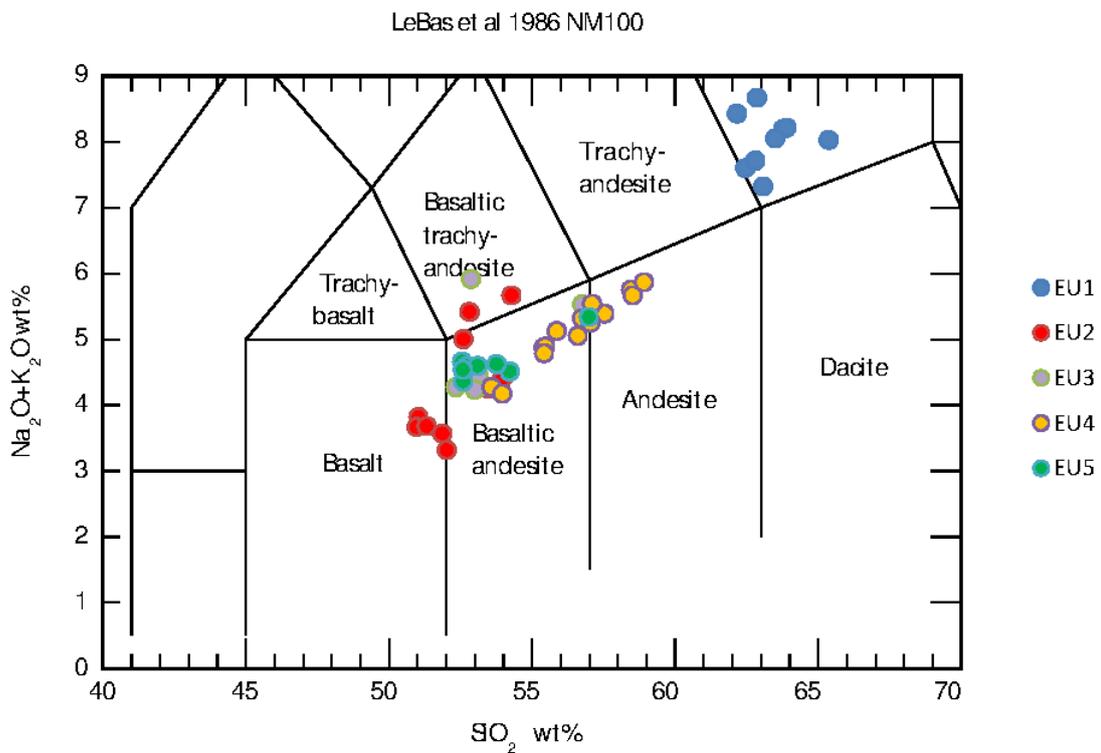
Tabella 1 – Tabella riassuntiva delle paragenesi mineralogiche e composizioni riscontrate nei campioni analizzati in microscopia ottica. Sigle: D = daciti; A = andesiti; TA = Trachi-andesiti; BA = andesiti basaltiche; BTA = andesiti trachi-basaltiche;

4.2 ELEMENTI MAGGIORI

Nel diagramma TAS (*Total Alkali/Silica*; Le Bas et al., 1986; Fig. 4.1a) si osserva che i campioni analizzati variano composizionalmente da andesiti basaltiche a daciti (da 50.48 a 64.41 wt% SiO₂) con un gap composizionale nel campo delle andesiti, da 57 a 63 wt% SiO₂. Nel diagramma classificativo K₂O-SiO₂ (Peccerillo e Taylor, 1976; Fig. 4.1b) i campioni analizzati rientrano interamente nella serie calco-alcaline alte in K con contenuti di K₂O che variano fra 1.1 e 2.9 wt%. In particolare, i campioni appartenenti alla EU1 si collocano al limite tra i settori delle andesiti, trachiti e delle daciti; i campioni riconducibili alla EU2 variano composizionalmente fra i basalti e le andesiti basaltiche; la maggior parte

dei campioni della EU3 ed EU5 si concentra nel campo delle andesiti basaltiche, mentre quelli appartenenti alla EU4 si collocano fra le andesiti basaltiche e le andesiti.

Da un punto di vista petrochimico, le vulcaniti della successione del Monte dei Porri analizzate in questo lavoro di tesi e appartenenti all'Epoca Eruttiva 5 (75 – 50 ka), mostrano una variazione composizionale, che va dalle andesiti basaltiche alle daciti nelle serie calcaline; essa contribuisce a definire il più ampio spettro di variazione petrochimica delle vulcaniti di Salina, compreso tra i basalti e le rioliti (Fig. 4.2) (Lucchi et al., 2013a, b).



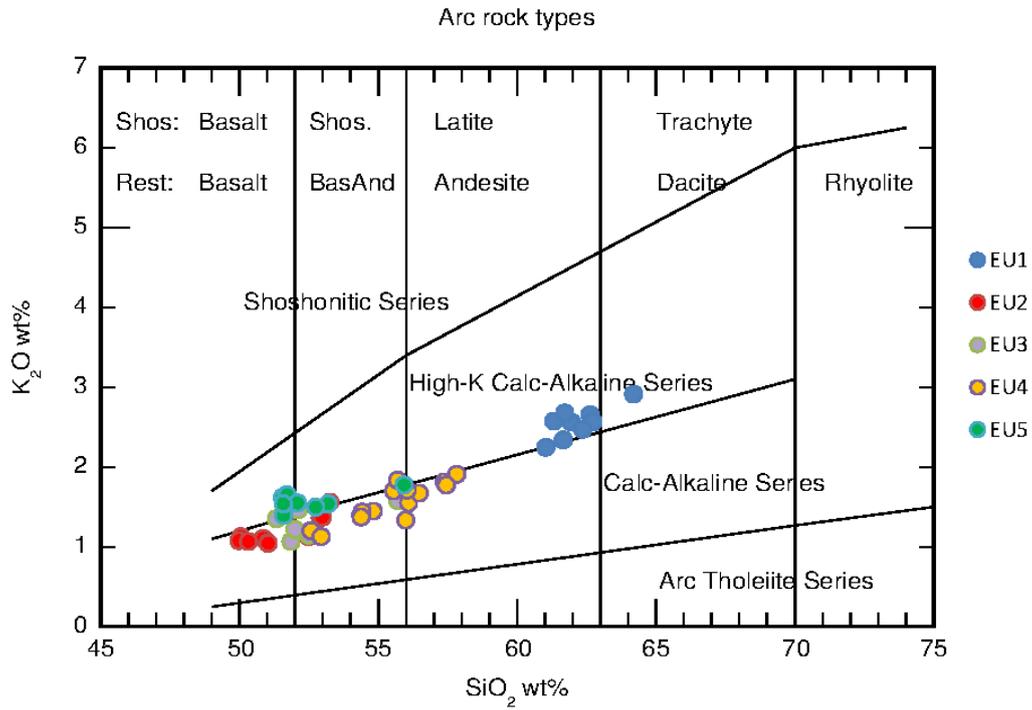


Fig. 4.1 - a) diagramma Total alkali v. silica (TAS) (Le Bas et al. 1986), e b) diagramma classificativo K₂O v. SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976), relativi ai campioni della successione delle unità eruttive EU1-5 della successione dei Monte dei Porri.

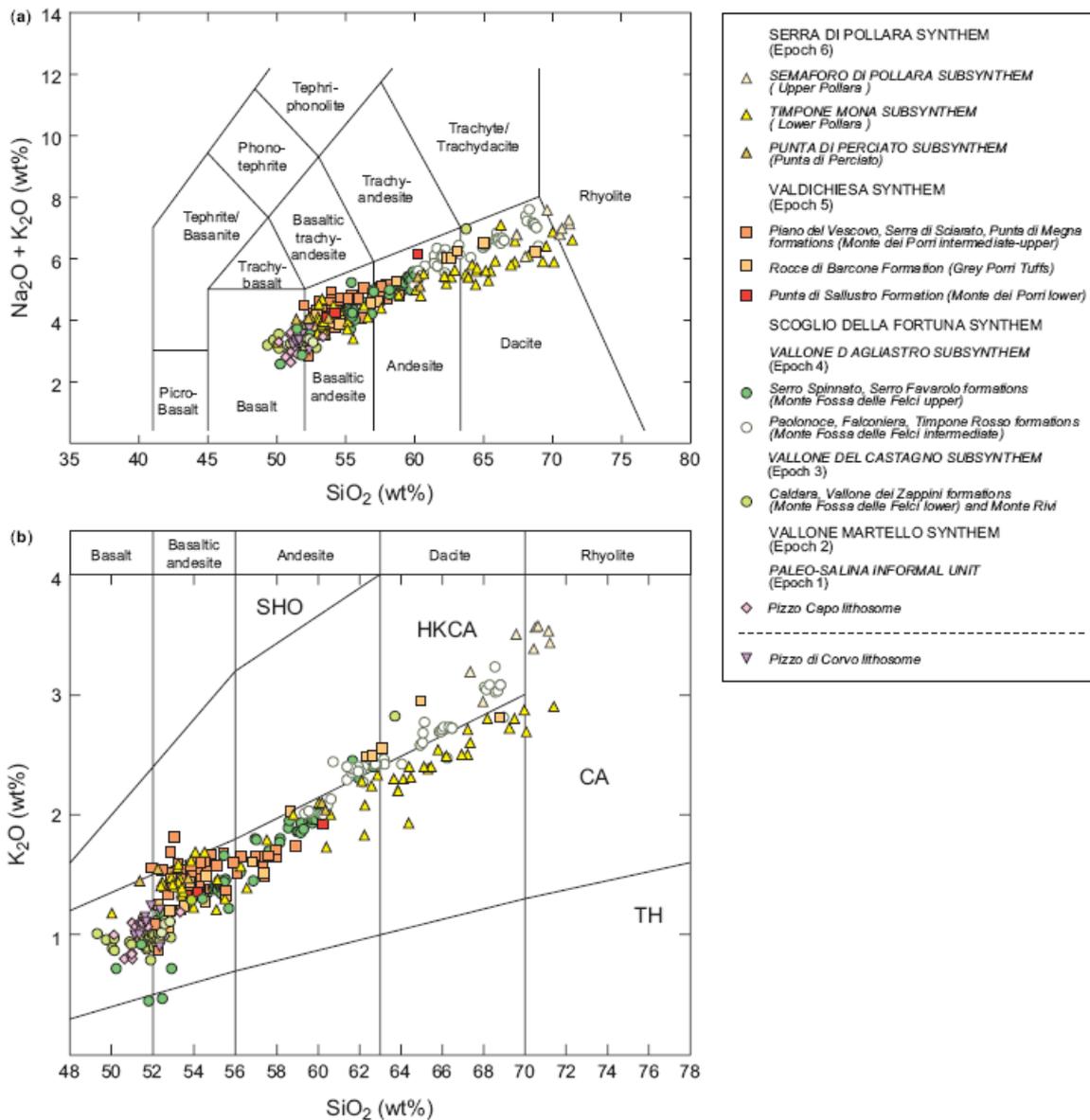


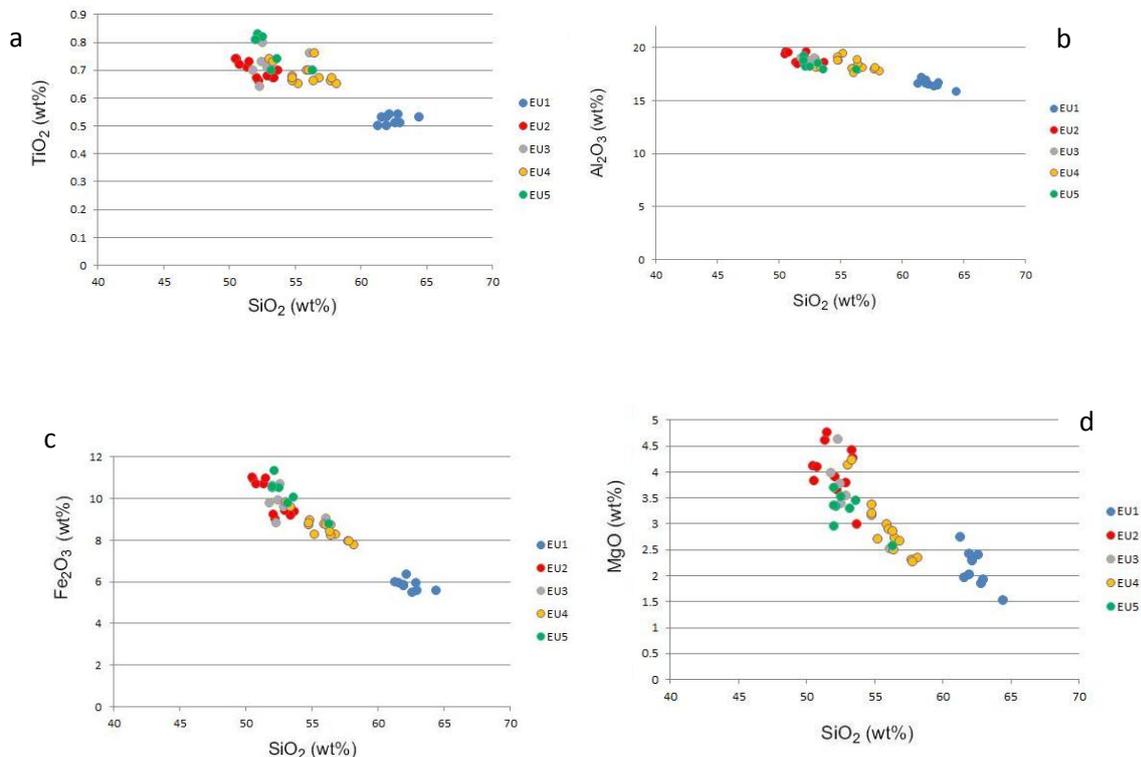
Fig. 4.2 - a) diagramma Total alkali v. silica (TAS) (Le Maitre et al. 1989), e b) diagramma classificativo K₂O v. SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976), relativi ai campioni della *suite* vulcanica di Salina (da Lucchi et al., 2013).

In figura 4.3 vengono riportati i diagrammi di variazione degli elementi maggiori rispetto alla SiO₂ elaborati durante il lavoro di tesi per i campioni 49 analizzati (Tab.2) da cui si evince:

- **CaO** (Fig. 4.3e) e **Fe₂O₃** (Fig. 4.3c) mostrano correlazione negativa con la SiO₂, trend quasi perfettamente lineare con bassa dispersione dei dati (EU1 evidenzia dispersione maggiore) e valori rispettivamente compresi tra i 4.87-10.62 wt% e 5.49-11.33 wt% (Tab.2). **CaO** e **Fe₂O₃** mostrano bassi tenori nei termini più evoluti (unità EU1) e tenori decisamente maggiori spostandosi verso composizioni basaltico-andesitiche (EU2-EU4).
- **MgO** (Fig. 4.3d) varia complessivamente fra 1.53 e 4.76 wt% mostrando una correlazione negativa con la SiO₂ ed una più elevata dispersione dei dati rispetto a

CaO e Fe₂O₃ soprattutto nei termini meno evoluti; nei prodotti più evoluti (EU1) si registra tenore minimo di ossido (1.53 wt%) che aumenta notevolmente e risulta massimo (4.76 wt%) nei campioni basaltico-andesitici della EU2.

- Il tenore di Al₂O₃ (Fig. 4.3b), è compreso tra 15.87 e 19.62 wt%; l'andamento è abbastanza lineare ed i valori risultano poco dispersi eccetto che EU1 che evidenzia maggior dispersione; il contenuto di questo ossido risulta massimo nei campioni a composizione basaltico-andesitica (EU2-EU4).
- TiO₂ (Fig. 4.3a) mostra un intervallo di variazione limitato (0.50-0.83 wt%) ed una generale correlazione negativa con la SiO₂. I tenori di TiO₂ nei campioni analizzati risultano massimi nelle andesiti basaltiche della EU5 e della EU4 e minimi nei campioni che presentano le composizioni più evolute (EU1).
- Gli alcali mostrano una correlazione positiva con la SiO₂. In particolare, K₂O (Fig. 4.3g) varia fra 1.1e 2.9 wt% presentando una modesta dispersione dei dati e Na₂O varia fra 2.19 e 5.72 wt% mostrando un trend lineare (Fig. 4.3f). Entrambi gli alcali sono arricchiti nelle composizioni evolute dell'unità EU1, mentre i tenori minimi si registrano in rocce basaltico-andesitiche dell'unità EU2. I tenori di Na₂O (2.05-5.72 wt%) sono per tutti i campioni superiori a quelli di K₂O (1.1-2.9 wt%).
- MnO (Fig. 4.3h) ha andamento lineare tendenzialmente costante con tenori che oscillano tra (0.15-0.21 wt%).
- L'intervallo di variazione di P₂O₅ (Fig. 4.3i) è molto limitato (0.07-0.17 wt%) ed evidenzia elevata dispersione. In generale si osserva un aumento del contenuto in P₂O₅ dalle andesiti basaltiche alle andesiti ed una diminuzione verso i prodotti più evoluti.



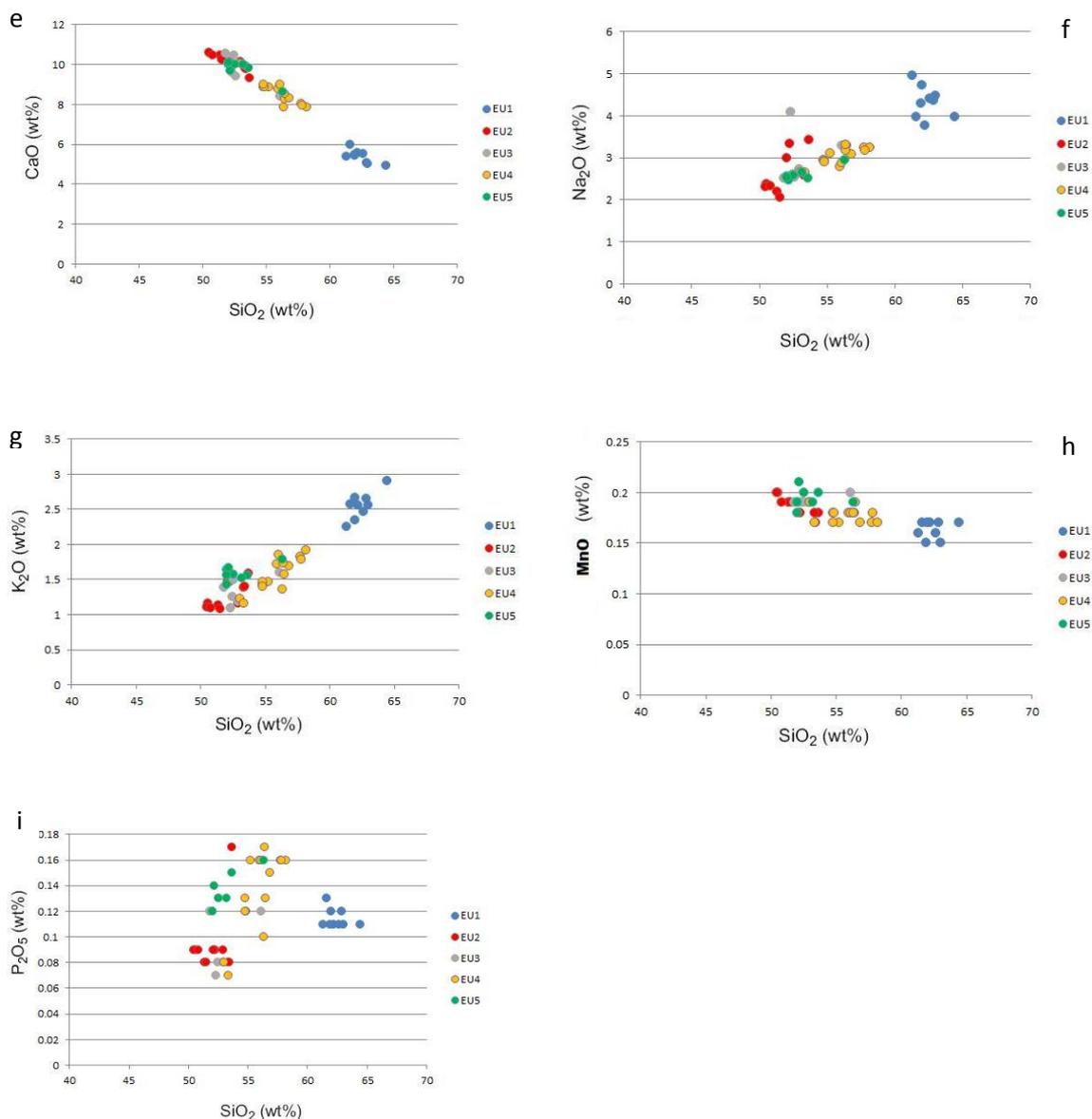


Fig. 4.3 – Diagrammi di variazione degli elementi maggiori v. SiO_2 relativi alle unità EU1-EU5; tutte le analisi sono normalizzate 100 wt%.

4.3 DISTRIBUZIONE DEGLI ELEMENTI IN TRACCIA

I diagrammi di variazione degli elementi incompatibili in traccia rispetto alla SiO_2 (Fig. 4.4), mettono in evidenza che:

- **Rb** e **Zr** (fig. 4.4a,c) mostrano una sistematica correlazione positiva rispetto a SiO_2 e moderata dispersione dei dati; il tenore è compreso tra 22-69 ppm e 50-121 ppm, rispettivamente. Anche **Y** (Fig.4.4d) e **Nb** (Fig.4.4e) aumentano regolarmente con il grado di evoluzione dei prodotti e sono rispettivamente compresi tra 13-20 ppm e 4-10 ppm.

- **Sr** (Fig.4.4b) è l'unico fra gli elementi in traccia analizzati che aumenta da 512 a 779 ppm dalle andesiti basaltiche alle andesiti e cala nei prodotti più evoluti.

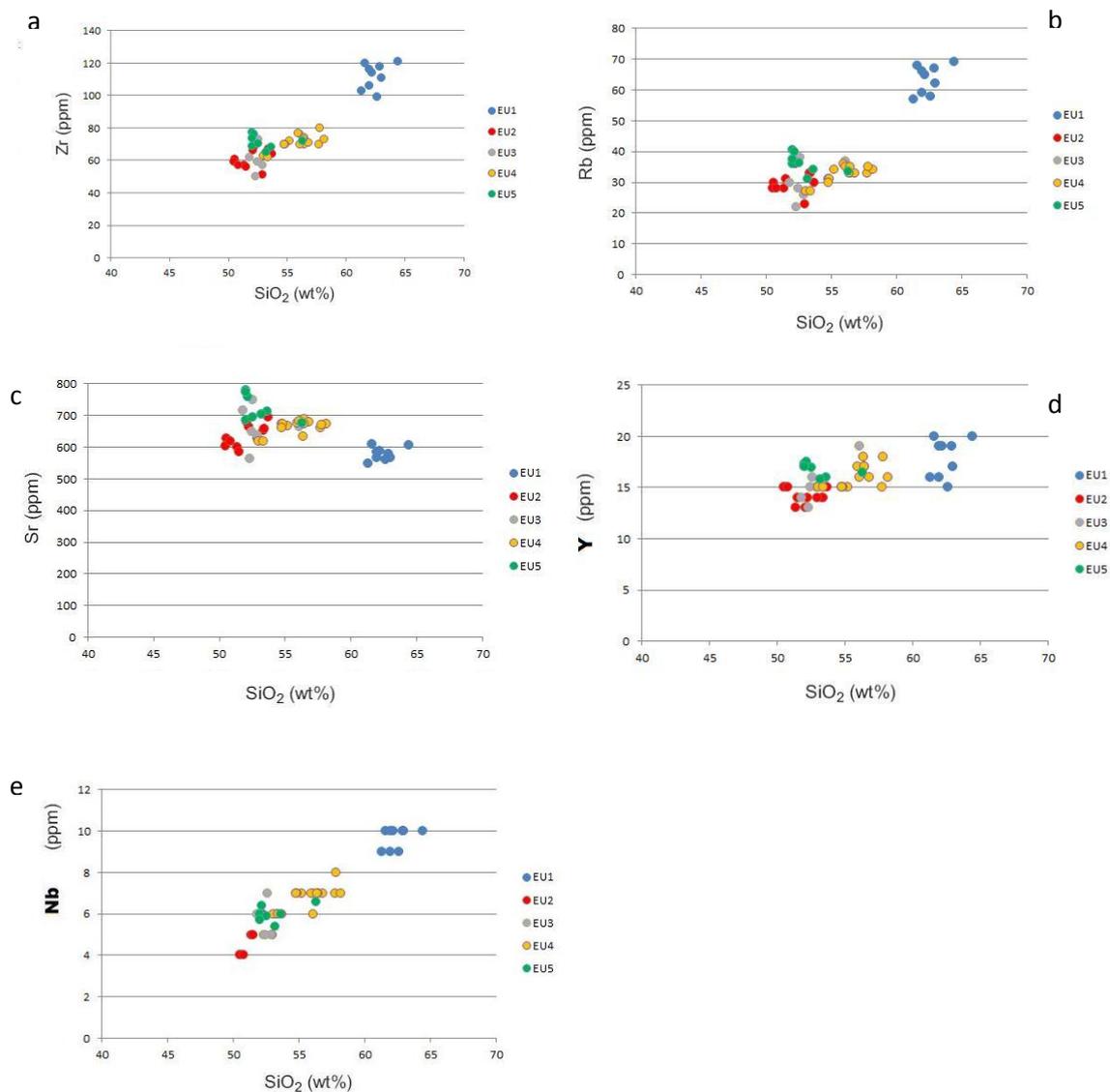


Fig. 4.4 – Diagrammi di variazione degli elementi incompatibili in traccia v. SiO₂ dei campioni relativi alla successione EU1-5.

EU	Sigla	SIO2	TIO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Totale	Alcali	RO	Sr	Y	Zr	Nb	Località	Descrizione
EU1	314	632	0.54	16.46	6.35	0.17	2.29	5.57	3.75	2.56	0.11	3.25	100.01	6.32	65	588	19	114	10 Rineasa	GPT1	lagli
EU1	300	61.59	0.53	17.15	5.96	0.17	1.97	5.98	3.97	2.57	0.13	1.33	100.01	6.54	68	610	20	120	10 Rineasa	GPT1	juvenile
EU1	308	62.87	0.54	16.44	5.92	0.17	1.84	5.09	4.35	2.65	0.12	3.32	100	7.01	67	578	19	118	10 Rineasa	GPT1	poncidi
EU1	294	64.41	0.53	15.87	5.55	0.17	1.53	4.93	3.98	2.9	0.11	2.48	99.99	6.88	69	605	20	121	10 Colanarvo	GPT5	lagli
EU1	328	61.93	0.55	16.89	5.87	0.15	2.42	5.49	4.3	2.34	0.11	2.92	100	6.63	59	568	16	106	9 Rineasa	GPT1	juvenile
EU1	29	62.89	0.51	16.67	5.59	0.15	1.93	5.01	4.47	2.56	0.11	2.89	100	7.03	62	568	17	111	10 Colanarvo	GPT5	lagli
EU1	32	61.31	0.55	16.3	5.49	0.16	2.75	5.39	4.95	2.25	0.11	3.23	100	7.2	57	549	16	103	9 Rineasa	GPT1	juvenile
EU1	30	62.61	0.51	16.3	5.49	0.16	2.4	5.54	4.42	2.47	0.11	3.04	100	6.9	58	560	15	99	9 Rineasa	GPT1	poncidi
EU1	30C	61.99	0.53	16.35	5.82	0.17	2.01	5.43	4.72	2.67	0.12	2.93	100	7.39	66	565	19	116	10 Rineasa	GPT1	poncidi
EU2	4	52.35	0.56	19.62	9	0.18	3.65	9.75	3.34	1.46	0.09	1.95	100.01	4.47	36	664	14	66	6 Rineasa	GPT1	scorie
EU2	40	52.05	0.57	19.25	9.22	0.18	3.91	10.14	3	1.47	0.09	1.19	100	4.47	36	679	13	59	6 Rineasa	GPT1	scorie
EU2	39	51.34	0.71	18.62	10.69	0.19	4.6	10.44	2.19	1.14	0.08	0.84	100.01	3.33	28	599	13	57	5 Capo Fano (G)GPT10		scorie
EU2	37	50.54	0.74	19.62	10.92	0.2	3.83	10.53	2.37	1.16	0.09	0.99	100	3.53	30	627	15	61	4 Capo Fano (G)GPT10		scorie
EU2	36	51.5	0.73	18.42	10.97	0.19	4.76	10.22	2.05	1.08	0.08	1.17	100	3.13	31	566	14	56	5 Capo Fano (G)GPT10		scorie
EU2	35B	50.48	0.74	19.36	11	0.2	4.11	10.62	2.3	1.11	0.09	0.93	100.01	3.41	28	604	15	59	4 Capo Fano (G)GPT10		scorie
EU2	35	50.61	0.72	19.51	10.69	0.19	4.1	10.49	2.32	1.1	0.09	0.93	100	3.42	30	694	15	57	4 Capo Fano (G)GPT10		scorie
EU2	5	53.69	0.7	18.62	9.37	0.18	2.99	9.3	3.42	1.58	0.17	1.3	100.01	5	28	604	15	54	6 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU2	28A	53.54	0.67	18.23	9.3	0.18	4.21	9.61	2.69	1.39	0.08	0.67	100	3.98	33	652	14	66	6 Colanarvo	GPT5	scorie
EU2	28B	53.41	0.67	18.43	9.17	0.17	4.27	9.78	2.61	1.4	0.08	0.81	100	4.01	33	652	14	66	6 Colanarvo	GPT5	scorie
EU2	28C	52.93	0.69	18.91	9.42	0.19	3.79	10.13	2.71	1.16	0.09	0.4	100.01	3.97	23	629	14	51	5 Lungue-Siani GPT11		poncidi
EU3	46	51.8	0.7	19.03	9.79	0.19	3.98	10.53	2.51	1.38	0.12	0.5	100.02	3.89	30	717	14	62	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU3	47	52.82	0.71	19.01	9.6	0.19	3.54	10.05	2.72	1.16	0.08	0.46	100	3.9	26	635	15	57	5 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU3	13	52.31	0.64	18.53	8.84	0.19	4.62	9.59	4.1	1.1	0.07	2.53	100	5.2	22	563	13	50	5 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU3	3	52.67	0.8	18.79	10.7	0.19	3.39	9.42	2.53	1.49	0.13	0.82	100	4.02	38	748	16	73	7 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU3	22A	52.45	0.73	18.54	9.93	0.19	3.76	10.47	2.61	1.25	0.08	0.21	100.01	3.86	28	649	15	59	5 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU3	22B	56.09	0.76	19	9.03	0.2	2.51	8.41	3.29	1.6	0.12	0.5	100	4.89	37	663	19	76	7 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU4	45	56.45	0.76	17.99	9.73	0.19	2.72	8.29	3.28	1.57	0.13	1.04	100.01	4.55	33	697	17	70	7 Monte Silea GPT7		poncidi
EU4	46	57.72	0.69	18.79	9.28	0.17	2.7	8.97	3.4	1.37	0.16	0.95	99.99	4.57	33	687	15	70	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU4	48	57.41	0.66	19.44	8.28	0.17	2.7	8.97	3.4	1.37	0.16	0.95	99.99	4.57	33	687	15	70	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU4	43	58.15	0.66	17.74	7.79	0.17	2.34	7.84	3.24	1.52	0.15	1.17	100	4.16	34	674	16	71	7 Monte Silea GPT7		poncidi
EU4	33	56.83	0.67	18.12	8.29	0.17	2.67	8.32	3.09	1.72	0.15	0.54	100	4.78	33	679	16	71	7 Monte Silea GPT7		poncidi
EU4	64A	55.83	0.7	17.97	8.78	0.18	2.98	8.77	2.79	1.72	0.16	1.88	99.98	4.51	36	675	17	77	7 Valore die Lu GPT15		scorie
EU4	64B	56.07	0.7	17.56	8.73	0.18	2.9	8.99	2.87	1.85	0.16	2.19	100	4.72	35	683	16	70	7 Valore die Lu GPT15		scorie
EU4	62	57.79	0.67	18.1	7.93	0.18	2.27	7.94	3.17	1.79	0.17	1.35	100	5	35	671	18	80	8 M.le Rmi GPT13		scorie
EU4	25A/B/C/D	56.41	0.66	18.43	8.22	0.18	2.49	8.54	3.17	1.73	0.17	0.92	100	4.9	35	673	17	74	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU4	8	53.01	0.74	18.1	9.8	0.19	4.14	10.05	2.65	1.33	0.08	0.8	100	3.99	27	617	15	63	6 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU4	17A	56.35	0.7	18.99	8.42	0.18	2.85	7.84	3.31	1.36	0.1	1.12	100	4.57	33	632	18	73	7 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU4	21A	56.35	0.7	18.99	8.42	0.18	2.85	7.84	3.31	1.36	0.1	1.12	100	4.57	33	632	18	73	7 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU4	22A	54.47	0.66	18.17	8.07	0.18	3.16	8.88	2.55	1.42	0.13	0.92	100	4.57	31	672	18	70	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU4	25B	54.47	0.66	18.17	8.07	0.18	3.16	8.88	2.55	1.42	0.13	0.92	100	4.57	31	672	18	70	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU4	9	53.37	0.73	18.13	9.6	0.17	4.23	9.9	2.65	1.16	0.07	1.08	100	3.81	27	619	15	60	6 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU4	23	54.78	0.67	18.78	8.82	0.17	3.37	8.99	2.91	1.4	0.12	0.98	100	4.3	30	662	15	70	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU5	54	52.05	0.81	18.54	10.61	0.19	3.7	10.02	2.54	1.42	0.12	0.49	100	3.96	36	665	17	69	6 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU5	55	53.62	0.74	17.93	10.05	0.2	3.44	9.8	2.52	1.56	0.15	1.61	100.01	4.08	34	712	16	68	6 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU5	59	52.01	0.81	19.14	10.5	0.18	3.29	10.08	2.66	1.54	0.12	0.8	100	4.12	41	709	17	77	6 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU5	57	53.19	0.7	18.54	9.77	0.19	3.29	10.02	2.65	1.52	0.13	0.16	99.99	4.14	40	703	16	65	6 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU5	56	52.17	0.83	19.19	11.33	0.21	3.33	9.67	2.47	1.57	0.14	0.08	100.01	4.14	40	703	16	65	6 Rocca di Bari GPT14		scorie
EU5	58	52.3	0.87	18.95	10.7	0.19	3.27	9.82	2.66	1.79	0.16	0.72	100.01	4.14	34	705	17	72	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU5	53	52.4	0.87	18.95	10.7	0.19	3.27	9.82	2.66	1.79	0.16	0.72	100.01	4.14	34	705	17	72	7 Monte Silea GPT7		scorie
EU5	52	52.64	0.81	18.77	10.54	0.19	3.35	10.09	2.54	1.56	0.12	0.45	100.01	4.1	37	774	17	74	6 Rocca di Bari GPT14		scorie

Tabella 2 - Tabella riassuntiva dei campioni analizzati in cui si riporta: sintetica descrizione macroscopica, relativi valori degli elementi maggiori, degli alcali, della LOI e degli elementi in traccia (i campioni sono suddivisi in EUs).

Capitolo 5

Discussione e Interpretazione dei dati

Le analisi geochimiche di campioni rappresentativi delle Unità Eruttive EU1-5, distinte nell'analisi dei depositi relativi all'attività vulcanica che ha portato all'edificazione della parte medio-basale dello stratocono del Monte dei Porri durante l'Epoca Eruttiva 5 (Lucchi et al., 2013a, b), hanno evidenziato un ampio spettro composizionale che va dalle andesiti basaltiche alle daciti e trachiti (da 50.48 a 64.41 wt% SiO₂) nelle serie calco-alcaline ricche in K (1.1-2.9 wt% K₂O) e la presenza di un significativo *gap* composizionale nel campo delle andesiti (da 57 a 63 wt% SiO₂).

Nel presente lavoro di tesi, EU5, corrispondente al membro ss1 della formazione Serro dello Sciarato (Lucchi et al., 2013a, b), è considerata in continuità evolutiva (da un punto di vista vulcanologico) con le unità eruttive sottostanti e ciò trova riscontro anche nei risultati dell'analisi geochimica effettuata e di seguito discussa.

I diagrammi di variazione degli elementi maggiori e di alcuni elementi in traccia con SiO₂ mostrano andamenti curvilinei (es., MgO) e lineari (es., CaO, Fe₂O₃, Al₂O₃) tipici di processi di cristallizzazione frazionata che portano i magmi mafici (basalti e andesiti basaltiche) ad evolversi verso composizioni intermedie (daciti e trachiti).

In particolare, il sensibile calo di MgO (Fig 5.1a) nelle composizioni meno evolute ed intermedie (EU1-4) è presumibilmente legato al frazionamento di olivina e pirosseni durante le prime fasi di evoluzione del magma che portano la composizione del liquido da basaltica ad andesitico-basaltica con sensibile riduzione anche del contenuto in Fe₂O₃ e CaO. La mancanza delle analisi di elementi in traccia tipicamente compatibili con queste fasi minerali (es. Cr e Ni) e quindi maggiormente sensibili alla loro rimozione dal liquido, impedisce di valutare con maggior dettaglio il ruolo di olivina e pirosseni durante i primi *step* di evoluzione del magma, tuttavia la prevalenza di queste fasi nei prodotti meno evoluti, evidenziata dalle analisi petrografiche, conferma le osservazioni geochimiche.

Il passaggio dalle composizioni andesitico-basaltiche a quelle andesitiche è segnato da una significativa variazione di pendenza nei *trend* di Sr e TiO₂ (Fig 5.1b, c). Essi infatti aumentano passando dai basalti alle andesiti basaltiche per poi calare nelle andesiti, ciò è riconducibile al frazionamento di plagioclasio e ossidi. Il plagioclasio infatti diventa preponderante nei prodotti andesitici mentre gli ossidi compaiono come fenocristalli.

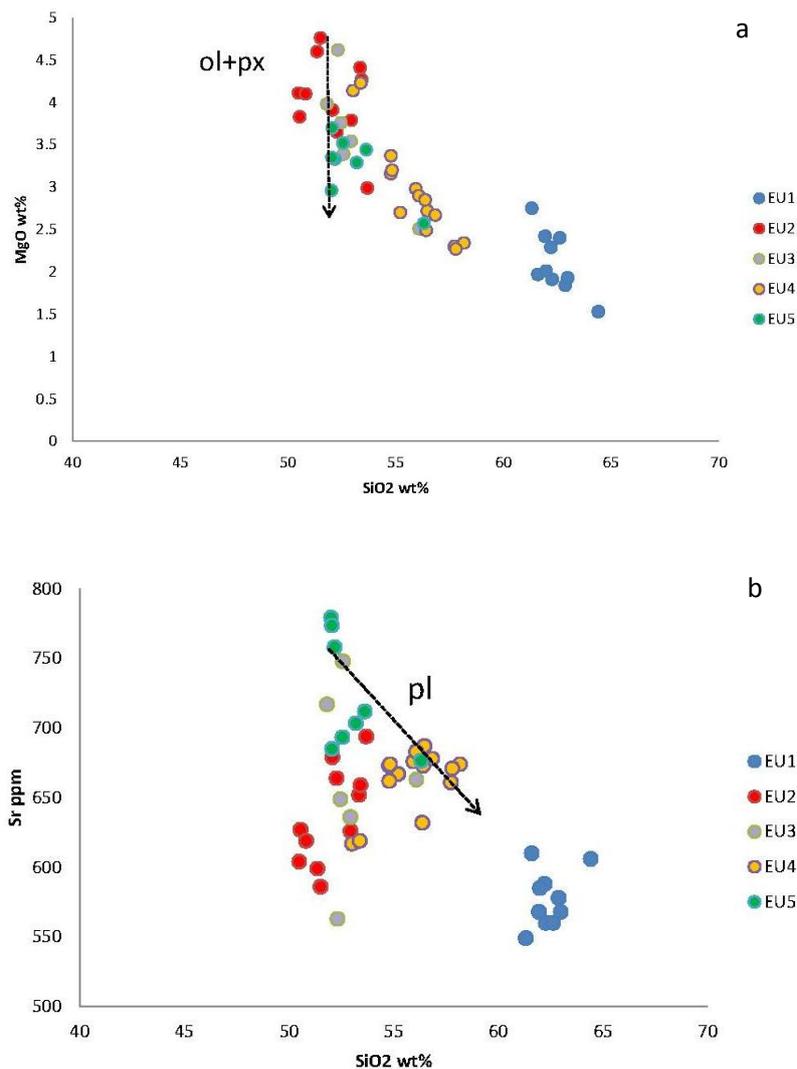
L'ultimo *step* di evoluzione del magma accompagna il passaggio dalle andesiti alle daciti e trachiti, in cui si registrano i più bassi tenori di MgO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂ e i più elevati contenuti di alcali ed elementi incompatibili di tutta la serie. K₂O, Na₂O, Zr, Nb, Y e Rb infatti sono da mediamente ad altamente incompatibili con le fasi minerali presenti quindi tendono a concentrarsi nei magmi più evoluti. L'inversione di pendenza nel *trend* di P₂O₅, che mostra una correlazione positiva con la SiO₂ dai basalti alle andesiti e improvvisamente cala nei termini più evoluti, è riconducibile al frazionamento di apatite (Fig 5.1d). La comparsa dell'anfibolo nei termini andesitici e dacitici indica un aumento del contenuto in acqua nel sistema. In mancanza di fasi idrate infatti, l'acqua si comporta come elemento incompatibile e tende ad arricchirsi progressivamente passando dai termini mafici a quelli più evoluti.

Dalla combinazione dei dati geochimici e vulcanologici è possibile ricostruire le variazioni composizionali dei prodotti emessi nel corso dell'attività vulcanica che ha portato alla messa in posto delle EU1-5 (Fig. 5.2). In particolare, l'unità EU1, che si trova alla base della successione, è caratterizzata dalle composizioni più evolute (daciti e trachiti). I prodotti emessi durante questa fase sono costituiti da depositi da caduta e da flusso generati durante un'intensa fase di attività vulcanica esplosiva di tipo pliniano che risulta tra le più

intense di tutto l'arco Eoliano (Lucchi et al., 2013a, b). Ad essa seguono, con netta variazione composizionale, i prodotti delle unità EU2 e EU3 (da basalti ad andesiti basaltiche) che risultano i meno evoluti di tutto il ciclo eruttivo che ha condotto all'edificazione della porzione medio-basale dello stratocono del Monte dei Porri. Le caratteristiche stratigrafiche della EU2 e della EU3 sono state interpretate come una generale alternanza di depositi da caduta e depositi da flusso piroclastico riferibili ad attività esplosiva di tipo intermittente, prevalentemente di tipo vulcaniano durante l'EU2. Nella zona basale dell'EU2 si rinvengono intercalate le lave e le scorie riferibili alla formazione di Punta Sallustro.

In seguito ad un periodo di quiescenza, l'attività vulcanica riprende con carattere esplosivo intermittente di tipo subpliniano e deposizione di prodotti da caduta e flusso piroclastico (EU4) con composizione mediamente evoluta (da andesiti basaltiche ad andesiti) che risultano ricoperti dalle lave della formazione di Punta di Megna.

L'unità eruttiva EU5, corrispondente al membro ss1 della formazione Serro dello Sciarato (Lucchi et al., 2013a, b) e nel presente lavoro di tesi considerata come in continuità evolutiva con le unità eruttive sottostanti, segna il ritorno verso composizioni mafiche (andesiti basaltiche) e registra una brusca variazione dello stile eruttivo che passa da attività esplosiva di tipo subpliniano ad un'attività caratterizzata da fontane e colate laviche.



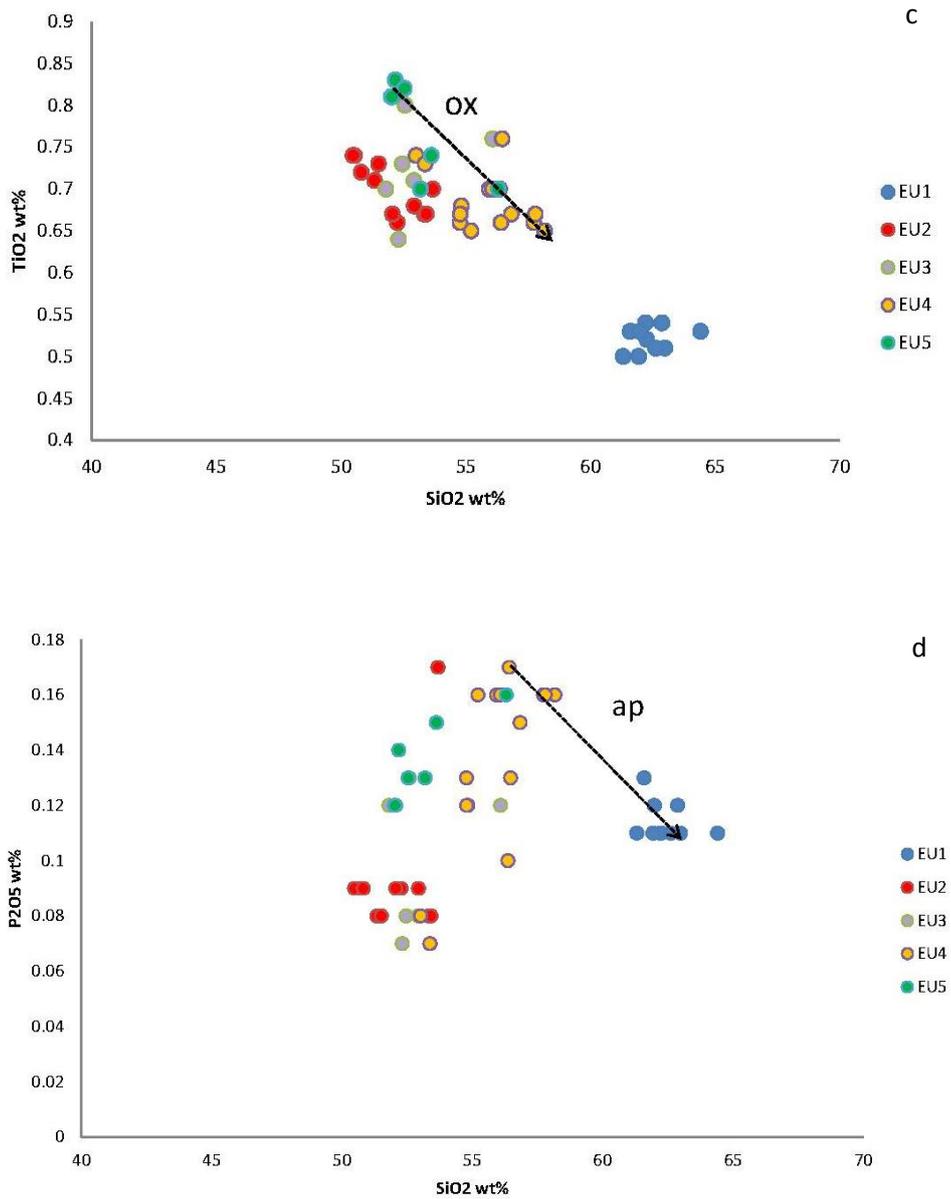


Fig. 5.1 – Diagrammi di variazione in cui si evidenzia: a) riduzione del contenuto in MgO dovuta a frazionamento di olivina e pirosseno da composizioni basaltiche ad andesitico-basaltiche; b) e c) riduzione del contenuto, rispettivamente, in Sr e TiO₂ dovuta a frazionamento del plagioclasio e degli ossidi nelle andesiti; d) riduzione del tenore in P₂O₅ riconducibile a cristallizzazione dell'apatite nei termini più evoluti.

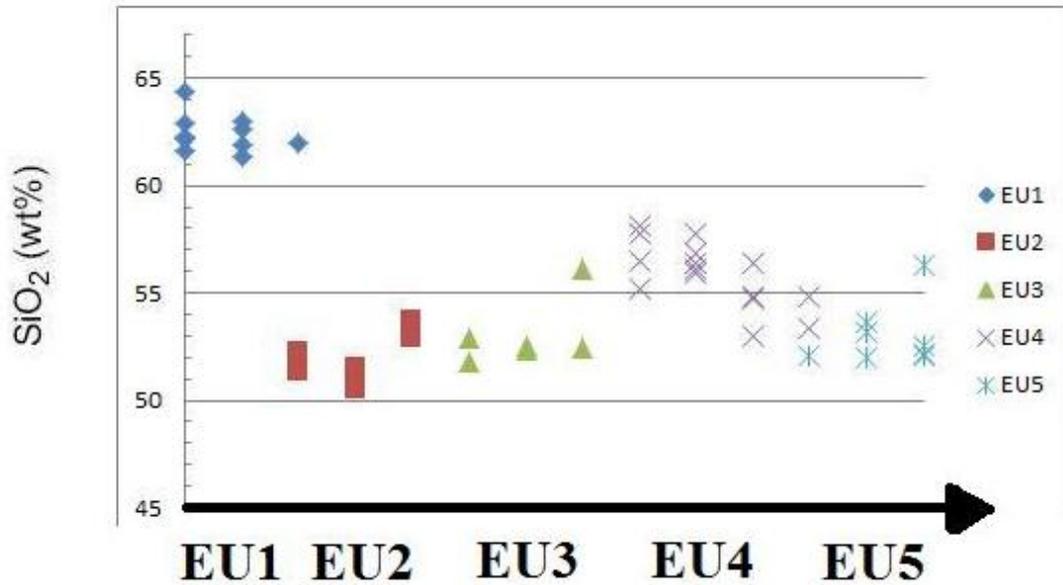


Fig. 5.2 – Grafico relativo alla variazione del contenuto in SiO₂ nelle differenti EUs nel ciclo eruttivo che si esplica tra EU1 ed EU5.

Sulla base dei dati vulcanologici e geochimici è possibile ipotizzare che l'attività vulcanica responsabile della messa in posto delle EU1-5 cominci con una fase di apertura del condotto eruttivo (fase esplosiva pliniana) accompagnata dall'emissione dei magmi più evoluti (EU1), posti al *top* della camera magmatica. Ad essa presumibilmente segue il coinvolgimento dei livelli più profondi del *reservoir* magmatico dove risiedono i magmi più mafici (EU2 e EU3). A queste prime fasi segue poi un periodo di quiescenza dell'attività vulcanica durante il quale i magmi mafici evolvono verso composizioni mediamente evolute. La ripresa dell'attività vulcanica vede infatti l'emissione di prodotti andesitici (EU4) seguita da magmi meno evoluti (EU5) che porta ad un progressivo svuotamento del sistema.

Conclusioni

In questo lavoro di tesi è stata fornita una caratterizzazione petrografica e geochemica dei depositi vulcanici che hanno portato all'edificazione della porzione medio-basale dello stratocono del Monte dei Porri di Salina, durante l'Epoca Eruttiva 5 (~70 e 57 ka; Lucchi et al., 2013a, b).

Sulla base dei loro caratteri litologici e della loro correlabilità alla scala delle isole di Salina e Lipari, sono state definite cinque differenti unità eruttive (EU1-5), ciascuna delle quali presenta delle distinte peculiarità petrochimiche:

- L'unità eruttiva EU1 segna l'innesco dell'attività vulcanica che porta all'edificazione del Monte dei Porri. La sua deposizione, come indicato dai dati stratigrafici, è da mettere in relazione ad una colonna eruttiva di tipo pliniano nella fase iniziale, che ha disperso (verso SE) livelli di pomice bianche, attraverso meccanismi deposizionali da caduta. Nelle aree prossimali al centro eruttivo, venivano invece depositi, durante le fasi di collasso della colonna, spessi depositi da correnti piroclastiche (PDC) diluite e concentrate contenenti sia pomice che clasti densi scuri. Da un punto di vista petrochimico, il materiale juvenile (pomice bianche e clasti densi scuri), ha nell'insieme composizione trachi-dacitica e paragenesi mineralogica composta da $\text{cpx}+\text{pl}+\text{ol}\pm\text{opx}\pm\text{anf}$.
- La EU2 è costituita da un'alternanza di depositi stratificati da PDC e depositi da caduta (sempre dispersi verso SE), contenenti pomice e scorie di colore scuro, mentre nelle aree prossimali si ha la messa in posto di colate laviche. L'attività eruttiva si caratterizza come vulcaniana (intesa come attività transiente), durante la quale vengono effuse anche le colate laviche. Composizionalmente, le pomice e le scorie evidenziano netta variazione composizionale con *range* compreso tra basalti ed andesiti basaltiche e paragenesi mineralogica a $\text{pl}+\text{cpx}+\text{ol}\pm\text{opx}$.
- La EU3, i cui depositi presentano caratteristiche simili a quelli della EU2 (ma con un areale di distribuzione più limitato), è costituita da dominanti prodotti da PDC al cui interno si intercalano strati nerastri formati da blocchi di scorie e pomice grigie ben vescicolate a composizione basaltico-andesitica contenenti $\text{pl}+\text{cpx}+\text{ol}$.
- La presenza di un livello di un *Brown tuff* e di un paleosuolo a separare i prodotti della EU3 da quelli della successiva EU4, indica un periodo di stasi sufficientemente lungo prima della ripresa dell'attività vulcanica del Monte dei Porri. Quest'ultima, come testimoniato dalla presenza di abbondante materiale litico (breccia) alla base della EU4, si caratterizza come una nuova fase di apertura di un condotto localizzato in posizione differente rispetto a quello responsabile della messa in posto delle EU1-3. Alla breccia ricca in litici seguono spessi depositi da caduta, che si ritrovano diffusi anche sull'isola di Lipari, in particolare nel suo settore di NO, permettendo di classificare questa fase eruttiva come pliniana. La componente juvenile di EU4 ha composizione da andesitico-basaltica ad andesitica e paragenesi mineralogica a $\text{pl}+\text{cpx}+\text{ol}\pm\text{anf}$;
- I depositi della EU5 (riferiti al membro ss1 della formazione Serro dello Sciarato; Lucchi et al., 2013a o b) confinano inferiormente con i depositi della EU4 attraverso una superficie erosiva che non segna una significativa discontinuità

dell'attività vulcanica. Essi sono costituiti da strati di scorie da caduta, con dispersione generale verso SE, contenenti (nelle sezioni prossimali) abbondanti bombe scoriacee e più rari blocchi litici, messe in relazione ad un'attività alimentata da fontane di lava. Alla base della EU5 sono intercalate le colate laviche della formazione Punta di Megna a testimonianza di un'attività di tipo esplosivo/effusivo. La composizione della componente juvenile scoriacea evidenzia il ritorno verso composizioni mafiche (andesiti basaltiche) e paragenesi mineralogica a $pl+cpx+ol$ confermando l'affinità composizionale e la continuità evolutiva con le unità che la precedono, ipotizzata attraverso l'indagine vulcanologica.

La composizione dei magmi coinvolti varia nel corso dell'eruzione da trachi-dacitica (EU1), basaltica e andesitico-basaltica (EU2), francamente andesitico-basaltica (EU3), andesitico-basaltica e andesitica (EU4) ad andesitico-basaltica (EU5). I dati geochimici hanno messo in evidenza come l'evoluzione composizionale dei magmi coinvolti sia da mettere in relazione con processi di cristallizzazione frazionata che hanno coinvolto prevalentemente olivina e pirosseni durante il passaggio dai magmi più primitivi alle composizioni intermedie, e successivamente plagioclasio, ossidi e apatite. Il grado di cristallinità dei prodotti risulta essere inferiore nelle unità EU1 (IP=15-20%) e EU5 (IP=10-15%) rispetto alle unità intermedie EU2-EU4 che evidenziano IP più frequentemente compreso tra 25 e 30%.

Le osservazioni petrografiche unite alle interpretazioni geochimiche hanno consentito di ipotizzare che l'eruzione abbia determinato dapprima l'evacuazione dei magmi più evoluti (e meno cristallini) al *top* della camera magmatica (EU1) e successivamente un progressivo svuotamento del *reservoir* magmatico nelle sue porzioni intermedie e basali (EU2-3). Durante una fase di quiescenza dell'attività vulcanica il sistema magmatico può avere avuto il tempo necessario per ricaricarsi con nuovi magmi primitivi ed evolversi nuovamente verso composizioni intermedie (EU4). Infine il ritorno verso composizioni mafiche (EU5) potrebbe indicare nuovamente il pescaggio di magma da porzioni profonde della camera magmatica.

BIBLIOGRAFIA

- Alagna K. E., Peccerillo A., Martin S., Donati C., 2010. Tertiary To Present Evolution Of Orogenic Magmatism In Italy. *Journal of Virtual explorer* Volume 36 Paper 18.
- Annen C., Blundy J. D., Sparks R. S. J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47, 505–539.
- Argnani A., Savelli C., 2002. Magmatic signature of episodic backarc rifting in the southern Tyrrhenian sea. In Ziegler P., Cavazza W., Robertson A.H.F.R. & S. Crasquin-Soleau Eds., *PeriTethys Memoir 6: Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mem. Mus. d'Histoire Nat., 186, 735-754.
- Barberi F., Innocenti F., Ferrara G., Keller J., Villari L., 1974. Evolution of Aeolian Arc Volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). *Earth Planet. Sc. Lett.*, 21, 269-276.
- Barberi, F., Gandino, A., Gioncada, A., La Torre, P., Sbrana, A. & Zenucchini, C. 1994. The deep structure of the Aeolian arc in the light of gravity, magnetic and volcanological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61, 189–206.
- Barca D., Ventura G., 1991. Evoluzione vulcano-tettonica dell'isola di Salina (arcipelago delle Eolie). *Mem. Soc. Geol. It.*, 47, 401-415.
- Beccaluva L., Rossi P., Serri G., 1982. Neogene to recent volcanism of the southern Tyrrhenian, Sicilian area: implication of the geodynamic evolution of the Calabrian Arc. *Earth Evol Sci*, 3, 222-238.
- Beccaluva L., Gabbianelli G., Lucchini F., Rossi P.L., Savelli C., 1985. Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 74, 187- 208.
- Bergeat, A., 1899. Die Äolischen Inseln (Stromboli, Panaria, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi und Alicudi). *Abh. Math. Phys. Kl. Kgl. Bayer. Akad. Wiss.*, vol. 20. I. Abt., München, 274 pp.
- Bergeat A. 1910. Der Cordieritandesit von Lipari, seine andalusitführenden Einschlüsse und die genetischen Beziehungen zwischen dem Andalusit, Sillimanit, Biotit, Cordierit, Orthoklas und Spinnel in den letzteren. *N. Jb. Mineral., Beil.*, 30, 575-627.
- Bernasconi M.P. & Ferrini G., 1989. I terrazzi marini dell'isola di Salina (Isole Eolie, Tirreno meridionale): un'ipotesi di datazione. *Il Quaternario*, 2, 49-55.
- Bosman A., Casalbore D., Chiocci F. L., Romagnoli C., 2013. Bathy-morphological map. Central Aeolian Sector. Scale 1: 50,000. In: Lucchi, F., Peccerillo A., Keller J., Tranne C. A., Rossi P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, enclosed DVD.
- Calanchi N., De Rosa R., Mazzuoli R., Ricci Lucchi F., Rossi P.L., Santacroce R., 1987. L'attività esplosiva del centro di Pollara (Salina, Isole Eolie). *Boll. GNV*, 187-215.
- Calanchi N., De Rosa R., Mazzuoli R., Rossi P.L., Santacroce R., Ventura G., 1993. Silicic magma entering a basaltic magma chamber: eruptive dynamics and magma mixing: an example from Salina (Aeolian Islands, Southern Tyrrhenian Sea). *Bull. Volcanol.*, 55, 504-522.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998a. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 651–665.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P.Th., Sabadini, R., 1998b. The two stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modelling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 667–679.
- Cassignol C., Gillot P. Y., 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium–argon dating: experimental groundwork and applications. In: Odin, G. S. (ed.) *Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley, New York, 159–179.
- Chappell J. & Schackleton N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137-140.
- Chiarabba C., De Gori P., Speranza F., 2008. The southern Tyrrhenian subduction zone: deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 408–423.

- Chiocci F. L., Romagnoli C., 2004. Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie. In: Chiocci F. L., D'Angelo S., Romagnoli C. (eds) *Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi lungo le coste italiane*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Istituto Poligrafico dello Stato, Roma, Italy, 58, 81–114.
- Chiodini, G., Caliro, S. et al. 2006. Geochemistry of the submarine gaseous emissions of Panarea Aeolian Islands, Southern Italy: magmatic vs hydrothermal origin and implications for volcanic surveillance. *Pure and Applied Geophysics*, 163, 759–780, doi: 10.1007/s00024-006-0037-y.
- Continiso R., Ferrucci F., Gaudiosi G., Lo Bascio D., Ventura G., 1997. Malta escarpment and Mt. Etna: early stages of an asymmetric rifting process? Evidence from geophysical and geological data. *Acta Vulcanologica*, 9, 39–47.
- Cortese M., Sabatini V., 1892. *Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 7, 131.
- Crisci G.M., De Rosa R., Esperança S., Mazzuoli R., Sonnino M., 1991. Temporal evolution of a three component system: the Island of Lipari (Aeolian Arc, southern Italy). *Bull. Volcanol.*, 53, 207–221.
- Critelli S., Valvo M.S., Ventura G., 1993. Relazioni tra attività vulcanica, sedimentazione epiclastica ed evoluzione geomorfologia nell'isola di Salina (Isole Eolie). *Boll. Soc. Geol. It.*, 112, 447–470.
- De Astis G., Peccerillo A., Kempton P.D., La Volpe L., Wu T.W., 2000. Transition from calc-alkaline to potassium-rich magmatism in the subduction environments: geochemical and Sr, Nd, Pb isotopic constraints from the island of Vulcano (Aeolian arc). *Contrib Mineral Petrol*, 139, 684–703.
- De Astis G., Ventura G., Vilardo G., 2003. Geodynamic significance of the Aeolian volcanism (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) in light of structural, seismological and geochemical data. *Tectonics* vol. 22.
- De Astis G., Dellino P., La Volpe L., Lucchi F. & Tranne C.A. 2006. Geological map of the island of Vulcano (Aeolian Islands). University of Bari, University of Bologna, and INGV; printed by L.A.C., Firenze.
- De Astis G., Lucchi F., Dellino P., La Volpe L., Tranne C. A., Frezzotti M. L. & Peccerillo A., 2013. Geology, volcanic history and petrology of Vulcano (central Aeolian archipelago). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 281–348.
- De Ritis R., Ventura G. & Chiappini M., 2007. Aeromagnetic anomalies reveal hidden tectonic and volcanic structures in the central sector of the Aeolian Islands, southern Tyrrhenian Sea, Italy. *Journal of Geophysical Research*, 112, B10105, doi: 10.1029/2006JB004639.
- De Rosa R., Mazzuoli R., Rossi P.L., Santacroce R., Ventura G., 1989. Nuovi dati per la ricostruzione della storia evolutiva dell'isola di Salina (Isole Eolie). *Boll. GNV*, 809–825.
- De Rosa R., Mazzuoli R., Ventura G., 1996. Relationship between deformation and mixing processes in lava flows: a case of study of Salina (Aeolian Island, Tyrrhenian Sea). *Bull. Volcanol.*, 58, 286–297.
- De Rosa R., Donato P., Ventura G., 2002. Fractal analysis of mingled/mixed magmas: an example from the Upper Pollara eruption (Salina Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Lithos*, 65, 299–311.
- De Rosa R., Guillou H., Mazzuoli R., Ventura G. 2003. New unspiked K-Ar ages of volcanic rocks of the central and western sector of the Aeolian Islands: reconstruction of the volcanic stages. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120, 161–178.
- Doherty A. L., Bodnar R. J., De Vivo B., Messina A., 2012. Towards understanding the origin and evolution of the parent magmas of the Grey Porri Tuffs, Monte dei Porri, Island of Salina, Aeolian Islands. *Contrib. Soc. Geol. It.*, Vol. 21 (2012), pp. 268–270.
- Donato P., Behrens H., De Rosa R., Holtz F., Parat F., 2006. Crystallization conditions in the Upper Pollara magma chamber, Salina Island, Southern Tyrrhenian Sea. *Mineralogy and Petrology*, 86,

89–108.

- Ellam R.M., Harmon R. S., 1990. Oxygen isotope constraints on the crustal contribution to the subduction-related magmatism of the Aeolian Islands, southern Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 105–122.
- Ellam R. M., Menzies M. A., Hawkesworth C. J., Leeman W. P., Rosi M., Serri G., 1988. The transition from calc-alkaline to potassic orogenic magmatism in the Aeolian Islands, Southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, 50, 386–398.
- Ellam R.M., Hawkesworth C. J., Menzies M. A., Rogers N.W., 1989. The volcanism of Southern Italy: role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4589–4601.
- Esperança S., Crisci G.M., De Rosa R., Mazzuoli R., 1992. The role of the crust in the magmatic evolution of the island of Lipari (Aeolian Island, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112, 450-562.
- Fabbi A., Ghisetti F. and Vezzani L. (1980): The Peloritani-Calabria range and the Gioia basin in the Calabrian arc (Southern Italy): relationships between land and marine data. *Geologica Romana*, 19, 131-150.
- Favalli M., Karatson D., Mazzuoli R., Pareschi M. T., Ventura G., 2005. Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolian archipelago (Southern Italy) based on integrated DEM data. *Bulletin of Volcanology*, 68, 157–170.
- Fischer R.V., Schminke H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York Tokyo, 472 pp.
- Forni F., 2011. Petrology and geochemistry of Lipari island (Aeolian Archipelago): constraints on magma genesis and evolution. PhD Thesis, Università di Bologna, 265 pp.
- Forni F., Lucchi F., Peccerillo A., Tranne C. A., Rossi P. L., Frezzotti, M. L., 2013. Stratigraphy and geological evolution of the Lipari volcanic complex (central Aeolian Archipelago). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 213–279.
- Francalanci L., Taylor S.R., McCulloch M.T., Woodhead J.D., 1993. Geochemical and isotopic variation in the calc-alkaline rocks of the Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea, Italy: constraints on magma genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, 300- 313.
- Francalanci L., Avanzinelli R., Petrone C.M., Santo A., 2004. Petrochemical and magmatological characteristics of the Aeolian Arc volcanoes, southern Tyrrhenian Sea, Italy: inferences on shallow level processes and magma sources variations. *Per. Mineral*, 73, 75-104.
- Gabbianelli G., Gillot G. Y., Lanzafame G., Romagnoli C. & Rossi P. L. 1990. Tectonic and volcanic evolution of Panarea Aeolian Islands, Italy. *Marine Geology*, 92, 313–326.
- Gabbianelli G., Romagnoli C., Rossi P.L., Calanchi N., 1993. Marine geology of the Panarea Stromboli area (Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian sea). *Acta Vulcanologica*, 3, 11-20.
- Gamberi F., Marani M., Savelli C., 1997. Tectonic, volcanic and hydrothermal features of a submarine portion of the Aeolian arc (Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, 140, 167–181.
- Gasparini C., Iannaccone G., Scandone P., Scarpa R., 1982. Seismotectonics of the Calabrian Arc. *Tectonophysics* 84, 267-286.
- Gertisser R., Keller J., 2000. From basalt to dacite: origin and evolution of the calcalkaline series of Salina, Aeolian Arc, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 607-626.
- Gill J., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 390 pp.
- Gillot P. Y., Villari L., 1980. K/Ar geochronological data on the Aeolian arc volcanism: a preliminary report. CNR, Italy, Open File Report, 3.
- Gillot P.Y., 1987. Histoire volcanique des Illes Eoliennes: arc insulaire or complexe orogenique anulaire ? *D.T. Igal*, 11, 35-42. *Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de l'Apparent*, 11, 35–42.
- Gillot P.Y., Cornette Y., 1986. The Cassinogol technique for potassium– argon dating, precision and

- accuracy: examples from late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chemical Geology*, 59, 205–222.
- Gillot P. Y., Cornette Y., Max N., Floris B., 1992. Two reference materials, trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating ($K-Ar$ and $^{40}Ar/^{39}Ar$) of Pleistocene and Holocene rocks. *Geostandards Newsletter*, 16, 55–60.
- Gvirtzman Z., Nur A., 2001. Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 117–130.
- Hess P.C., 1989. *Origin of the igneous rocks*. Harvard University Press, Cambridge Massachusetts, 336 pp.
- Keller J. (1966): *Die Geologie der Insel Salina*.- Diss. Freiburg 1966 183 S.
- Keller J. 1967. Alter und Abfolge der vulkanischen Ereignisse auf den Äolischen Inseln. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg*, 57, 33-67. Keller J., 1974. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, 29-47.
- Keller J. (1978): Primary olivine-nephelinite magmas in the Rhinegraben riftvalley volcanism (Central Europe).- *International Geodynamics Conference "Magma Genesis"*, Tokyo 1978, Vol. of Abstracts 270-271. Keller J., 1980. The island of Salina. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 36, 489-524.
- Keller J. (1978): Megakristalle von Al-reichem Klinopyroxen in Olivinnepheliniten und deren experimentelle Modellierung als Hochdruck-Liquidusphasen.- *Fortschr. Mineral.* 56, Beih.1, 56-57.
- Keller J., 1982. Mediterranean island arcs. In: Thorpe RS. (ed) *Andesites*, Wiley, Chichester, 307-325.
- Keller J., Ryan W. B. F., Ninkovich D., Altherr R., 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200.000 yr as in deep-sea sediment. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 591–604.
- Keller J., Morche, W., 1993. Exceptional explosivity of Upper Quaternary andesitic volcanism of Salina, Aeolian Islands: dynamics of fall, surge and blast event. *IAVCEI General Assembly, Canberra*. Abstract volume.
- Lanzafame G., Bousquet J. C., 1997. The Maltese escarpment and its extension from Monte Etna to Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithospheric discontinuity. *Acta Vulcanologica*, 9, 121–135.
- Lanzafame G., Ricci Lucchi F., Rossi P. L., 1987. Evidence of surges overtopping a large topographic barrier: the island of Salina, Aeolian Archipelago, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32, 355–361.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27/3, 745–750.
- Le Maitre R. W., Bateman P. et al., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Oxford, United Kingdom.
- Leocat E., 2011. Histoire éruptive des volcans du secteur occidental des Iles Eoliennes (Sud de la Mer Tyrrhenienne, Italie) et evolution temporelle du magmatisme. Unpublished PhD thesis, University of Paris 11 Orsay, France.
- Leocat E., Gillot P.Y., Peccerillo A., 2009. Temporal evolution of the Western and Central volcanism of the Aeolian Island Arc (Italy, southern Tyrrhenian Sea). *EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009–13106.
- Leocat E., Gillot P.Y., Peccerillo A., 2010. Eruptive history of western and central Aeolian volcanoes (South Tyrrhenian Sea): insights from K/Ar dating. 44th Annual meeting of the Volcanic and Magmatic Studies Group (VMSG), 4th–6th January 2010, Abstract Volume.
- Leoni L., Saitta M. 1976. X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standard. *Rend. Soc. Mineral. Petrol.*, 32, 479-510.

- Locardi E., Nappi G. 1979. Tettonica e vulcanismo recente nell'isola di Lipari implicazioni geodinamiche. *Bollettino Societa' Geologica Italiana*, 98, 447–456.
- Lucchi F., 2000. Evoluzione dell'attività vulcanica e mobilità verticale delle Isole Eolie nel tardo Quaternario. PhD Thesis, Università di Bologna, 186 pp.
- Lucchi F., 2009. Late-Quaternary terraced marine deposits as tools for wide-scale correlation of unconformity-bounded units in the volcanic Aeolian archipelago (southern Italy).
- Lucchi F., 2013. Stratigraphic methodology for the geological mapping of volcanic areas: insights from the Aeolian archipelago (southern Italy). In: Lucchi F., Peccerillo A., Keller J., Tranne C. A., Rossi P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 37–55.
- Lucchi F., Tranne C.A., Calanchi N., Pirazzoli P., Romagnoli C., Radtke U., Reyss J.L., Rossi P.L., 2004a. Stratigraphic constraints to date Late-Quaternary ancient shorelines and to evaluate vertical movements at Lipari (Aeolian Islands). *Quaternary International* 115/116, 105–115.
- Lucchi F., Tranne C.A., Calanchi N., Rossi P.L., 2004b. Late Quaternary fossil shorelines in the Aeolian Islands (Southern Tyrrhenian Sea): evaluation of long-term vertical displacements. In: Antonioli, F., Monaco, C. (Eds.), *Contribution from the study of ancient shorelines to understanding the recent vertical motions. Field trip across the Messina Straits. Meeting Proceedings. Quaternaria Nova*, vol. VIII, pp. 115–137.
- Lucchi F., Tranne C. A., De Astis G., Keller J., Losito R., Morche W., 2008. Stratigraphy and significance of Brown Tuffs on the Aeolian Islands (southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177.
- Lucchi F., Keller J., Tranne C. A., 2013a. Regional stratigraphic correlations across the Aeolian archipelago (southern Italy). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 55–81.
- Lucchi F., Tranne C. A., Peccerillo A., Keller J., Rossi P. L., 2013b. Geological history of the Panarea volcanic group (eastern Aeolian Archipelago). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 349–393.
- Lucchi F., Peccerillo A., Tranne C. A., Rossi P. L., Frezzotti M. L., Donati C., 2013c. Volcanism, calderas, and magmas of the Alicudi composite volcano (western Aeolian archipelago). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne C. A., Rossi P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 83–111.
- Lucchi F., Santo A., Tranne C. A., Peccerillo A., Keller J., 2013d. Volcanism, magmatism, volcano-tectonics and sea-level fluctuations in the geological history of Filicudi (western Aeolian archipelago). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 113–153
- Lucchi F., Tranne C. A., Keller J., Gertisser R., Forni F., De Astis G., 2013e. Geological map of the island of Salina, scale 1:10,000 (Aeolian archipelago). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, enclosed DVD.
- Lucente F. P., Chiarabba C., Cimini G. B. & Giardini D. 1999. Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region. *Journal of Geophysical Research*, 104, 07–20327.
- Malinverno A., Ryan W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration derived by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, 5, 227-245.
- Mantovani E., Albarello D., Tamburelli C., Babbucci D. 1996. Evolution of the Tyrrhenian basin and surrounding regions as result of the Africa-Eurasia convergence. *Journal of Geodynamics*. 21; 35-37.
- Marani M.P., Gamberi F., 2004. Struttura del Mar Tirreno svelata dalla morfologia del fondale. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It. XLIV* (2004), pp.97-108.
- Massaro S., 2014. Studio dei meccanismi fisici che determinano la transizione tra attività effusiva ed esplosiva nelle eruzioni vulcaniche: esempi dalle attività dei Tufi Grigi dei Porri (isola di

- Salina, Eolie) e del vulcano Fuego de Colima (mexico). Tesi Magistrale, Università di Bari.
- Mazzuoli R., Tortorici L., Ventura G. 1995. Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano Islands Aeolian Islands, Southern Tyrrhenian Sea, Italy. *Terra Nova*, 7, 444–452.
- Montuori C., Cimini G.B., Favali P. 2007. Teleseismic tomography of the southern Tyrrhenian subduction zone: new results from seafloor and land recordings. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03311, doi: 10.1029/2005JB004114.
- Morche W., 1988. Tephrochronologie der Aolischen Inseln. Unpublished PhD thesis, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Germany, 238 pp.
- Morelli C., Giese P., Cassinis R., Colombi B., Guerra I., Luogo G., Scarascia S., Schutte K.G., 1975. Crustal structure of the southern Italy. A seismic refraction profile between Puglia-Calabria-Sicily. *Bull. Geofis. Teor. Appl.*, 17/67, 183-210.
- Neri G., Barberi G., Orecchio B., Aloisi M. 2002. Seismotomography of the crust in the transition zone between the southern Tyrrhenian and Sicilian tectonic domains. *Geophysical Research Letters*, 29, doi: 10.1029/2002GL015562.
- Nicolosi I., Speranza F., Chiappini M. 2006. Ultrafast oceanic spreading of the Marsili basin, southern Tyrrhenian Sea: evidence from magnetic anomaly analysis. *Geology*, 34, 717–720.
- Pasquarè G., Abbate E., Bosi C., Castiglioni G. B., Merenda L., Mutti E., Orombelli G., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R., Premoli Silva I., Sassi F. P., 1992. Carta Geologica d'Italia 1:50,000, Guida al Rilevamento. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni, ser. III, vol. 1, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- Peccerillo A., 2005. Plio-Quaternary volcanism in Italy. *Petrology, Geochemistry, Geodynamics*. Springer, Heidelberg. 365 pp.
- Peccerillo A., De Astis G., Faraone D., Forni F., Frezzotti M. L., 2013. Compositional variations of magmas in the Aeolian arc: implications for petrogenesis and geodynamics. In: Lucchi F., Peccerillo A., Keller J., Tranne C. A. & Rossi P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 489–508.
- Peccerillo A., Taylor S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Pepe F., Bertotti, G., Cella, F. & Marsella, E. 2000. Rifted margins formation in the Southern Tyrrhenian Sea: a high-resolution seismic profile across the north Sicily continental margin. *Tectonics*, 19, 241–257.
- Pichler H. 1968. Zur Altersfrage des vulkanismus des Aeolischen Archipels und der Insel Ustica (Sizilien). *Geologische Mitteilungen*, 7, 299-332. Pichler H. 1980. The island of Lipari. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 36, 415-440.
- Pontevivo A., Panza G. 2006. The Lithosphere-Asthenosphere System in the Calabrian Arc and Surrounding Seas – Southern Italy. *Pure and Applied Geophysics*, 163, 1617–1659.
- Quarenì F., Ventura G., Mulargia F., 2001. Numerical modelling of the transition from fissure-to central-type activity on volcanoes: a case study from Salina Island, Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 124, 213–221.
- Quidelleur X., Gillot P.Y., Filoche G., Lefevre J.C., 2005. Fast geochemical changes and rapid lava accumulation at Stromboli Island (Italy) inferred from K-Ar dating and paleomagnetic variations recorded at 60 and 40 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 177–193.
- Rollinson H. R., 1993. (eds) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London (Longman Scientific and Technical).
- Romagnoli C., 2013. Characteristics and morphological evolution of the Aeolian volcanoes from the study of submarine portions. In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 13–26.
- Romagnoli C., Calanchi C., Gabbianelli G., Lanzafame G., Rossi P. L., 1989. Contributi delle ricerche di geologia marina alla caratterizzazione morfostrutturale ed evolutiva dei complessi vulcanici di Salina, Lipari e Vulcano (Isole Eolie). *Boll. Grup. Naz. Vulcan.*, 2, 971-978.

- Romagnoli C., Casalbore D. et al., 2013. Bathy-morphological setting of the Aeolian islands. In: Lucchi F., Peccerillo A., Keller J., Tranne C. A., Rossi P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 27–36.
- Rosenbaum G., Lister G.S., 2004. Neogene and Quaternary rollback of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23.
- Rossi P. L., Calanchi N., Lanzafame G., 1987b. Nuovi dati strutturali sull'isola di Salina ed area sottomarina circostante. *Bollettino GNV (Gruppo Nazionale Vulcanologia)*, 1, 611–616.
- Santo, A. P., Clark, A. H. 1994. Volcanological evolution of Aeolian Arc, Italy: Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Filicudi rocks. IAVCEI Congress, Abstract Volume, Ankara, 1994. Savelli, C. 2000. Two-stage progression of volcanism 8–0 Ma in the central Mediterranean southern Italy. *Journal of Geodynamics*, 31, 87–104.
- Shvetsov M.S. (1954). Concerning some additional aids in studying sedimentary formations: *Bull. Moscow. Soc. Naturalists, Bull. Moscow. Univ. Geol. Sect.*, 29, 61-66. Peccerillo A., 2005. Plio-Quaternary Volcanism in Italy: Petrology, Geochemistry, Geodynamics. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 365 pp.
- Spadini G., Wezel F.C., 1994. Structural evolution of the “41st parallel zone”: Tyrrhenian Sea, *Terra Nova*, 6, 552-562.
- Spakman W. 1990. Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, 2, 542–552.
- Sulpizio R. 2005. Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 01/2005; 145:315-336.
- Sulpizio R., Mele D., Dellino P., La Volpe L., 2005. A complex, subplinian-type eruption from low-viscosity, phonolitic to tephri-phonolitic magma: The AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius (Italy). *Bull. Volcanol.*, 67, 743– 767.
- Sulpizio R., Mele D., Dellino P., La Volpe L., 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology*, doi:10.1111/j.1365-3091.2006.00852.x.
- Sulpizio R., Dellino P., 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. In: Gottsman, J., Marti, J., (Eds). *Calderas volcanism: analysis, modelling and response*. *Developments in Volcanology*, Vol. 10., 57-96. Elsevier, Amsterdam, doi 10.1016/S1871-644X(07)00002-2.
- Sulpizio R., De Rosa R., Donato P., 2008. The influence of variable topography on the depositional behaviour of pyroclastic density currents: the examples of the Upper Pollara eruption (The island of Salina, southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175, 367–385.
- Sulpizio R., Van Welden A., Caron B., Zanchetta G. The Holocene tephrostratigraphic record of Lake Shkodra (Albania and Montenegro), *J. Quaternary Sci.*, 25, 633–650, 2010.
- Sun S.-S., McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, *Special Publications*, 42, 313–345.
- Tibaldi A. 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bulletin of Volcanology*, 63, 112–125.
- Tranne C.A., Lucchi F., Calanchi N., Lanzafame G., Rossi P.L., 2002a. Geological map of the island of Lipari (Aeolian Islands). University of Bologna and INGV; printed by L.A.C., Firenze.
- Tranne C.A., Lucchi F., Calanchi N., Rossi P.L., Campanella T., Sardella A., 2002b. Geological map of the island of Filicudi (Aeolian Islands). University of Bologna and INGV; printed by L.A.C., Firenze.
- Trua T., Serri G., Marani P.M., Rossi P.L., Gamberi F., Renzulli A., 2004. Mantle domains beneath the southern Tyrrhenian: constraints from recent sea floor and dynamic implications. *Periodico di Mineralogia* 73, 53–73.

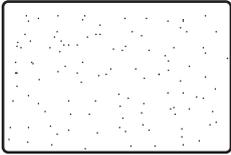
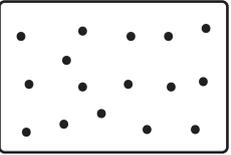
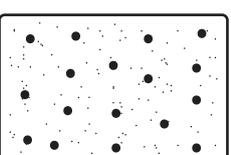
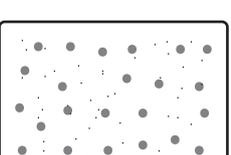
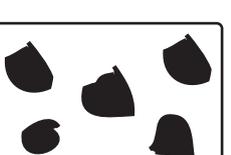
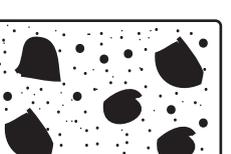
- Ventura G., 2001. The strain path and emplacement mechanism of lava flows: an example from Salina (southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 229–240.
- Ventura G., Vilaro G., Milano G. & Pino N.A. 1999. Relationships among crustal structure, volcanism and strike-slip tectonics in the Lipari-Vulcano Volcanic Complex (Aeolian Islands, Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 116, 31-52.
- Ventura G., 2013. Kinematics of the Aeolian volcanism (Southern Tyrrhenian Sea) from geophysical and geological data. In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society of London, *Memoirs*, 37, 3–11. Geological Society, London, *Memoirs* 2013, v.37; p3-11.

Appendice 1

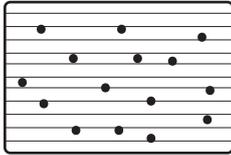
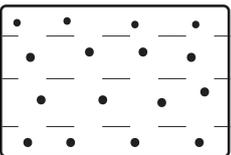
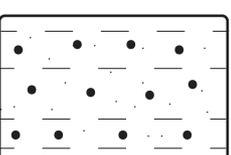
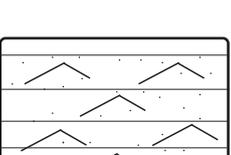
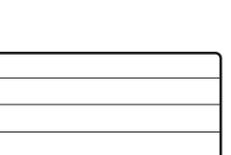
LEGENDA

LITHOFACIES

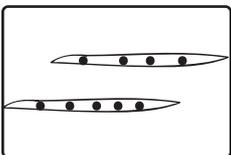
Litofacies massive

	mA
	mCA
	mL
	mLA
	maccrA
	mB
	mLB
	mALB

Litofacies stratificate

	isL
	dsL
	dsLA
	xsA
	sA
	altLA

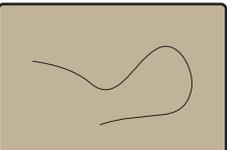
Litofacies lenticolari

	lensL
--	-------

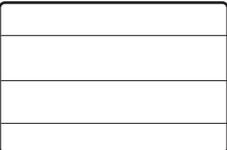
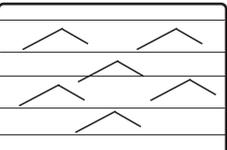
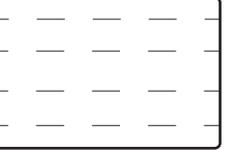
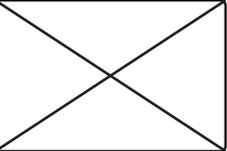
LITOLOGIA E SIMBOLOGIA GRANULOMETRICA

 litici	FA = cenere fine
 bombe a cavolfiore	CA = cenere grossolana
 scorie	L = lapilli
 scorie arrossate	B = blocchi
 juvenile pomiceo di colore bianco	
 juvenile pomiceo di colore scuro	
 balistici con bomb sag	

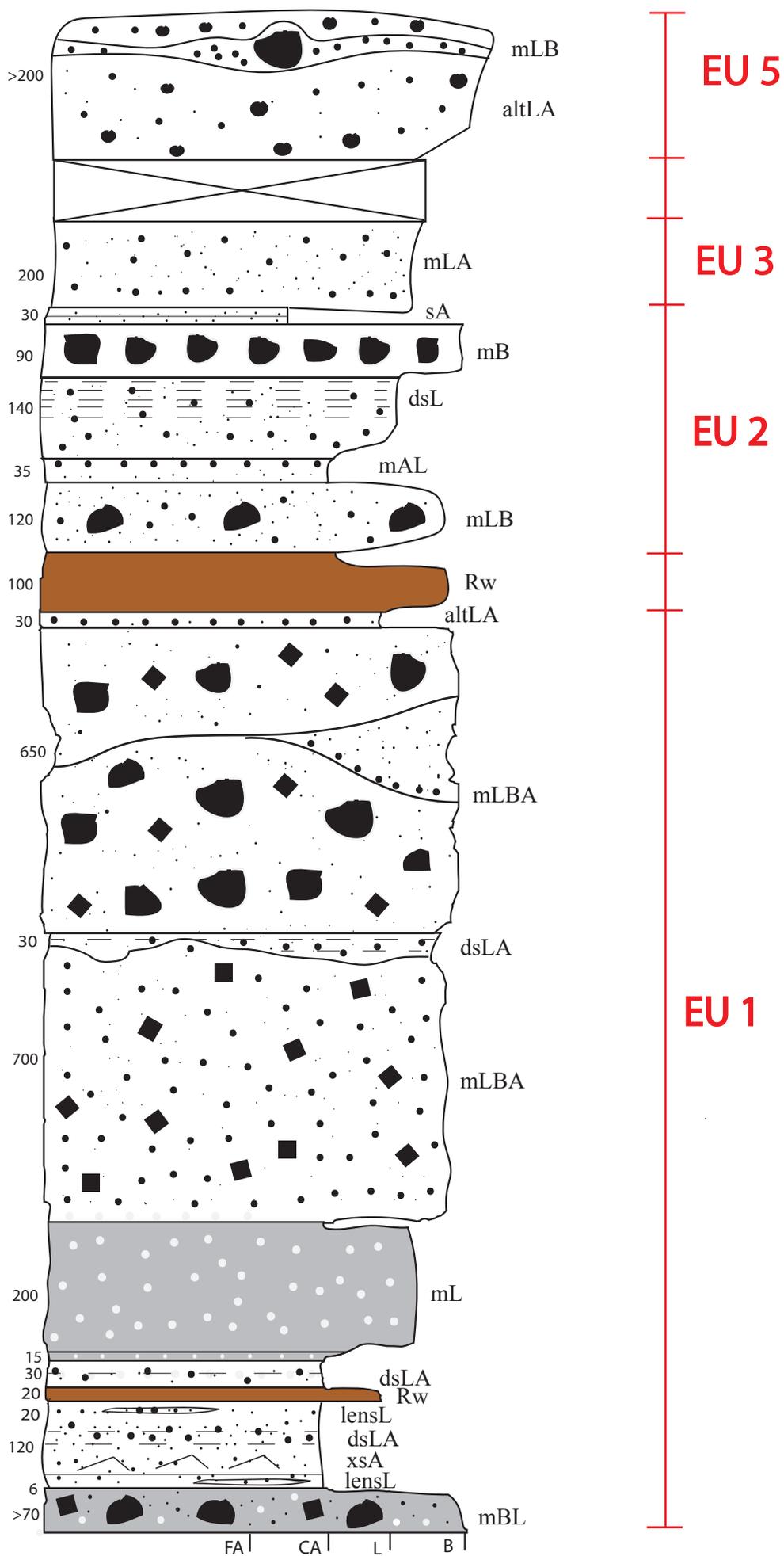
ALTRE LITOLOGIE

	Tufi Brunni (BT)
	materiale rimaneggiato (Rw)
	paleosuolo
	matrice cineritica
	materiale rimobilizzato sineruttivo (slumping)

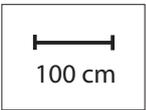
SIMBOLOGIA DELLA STRATIFICAZIONE

	stratificazione piano-parallela
	stratificazione incrociata
	stratificazione diffusa
	materiale non riconoscibile
	superficie erosiva

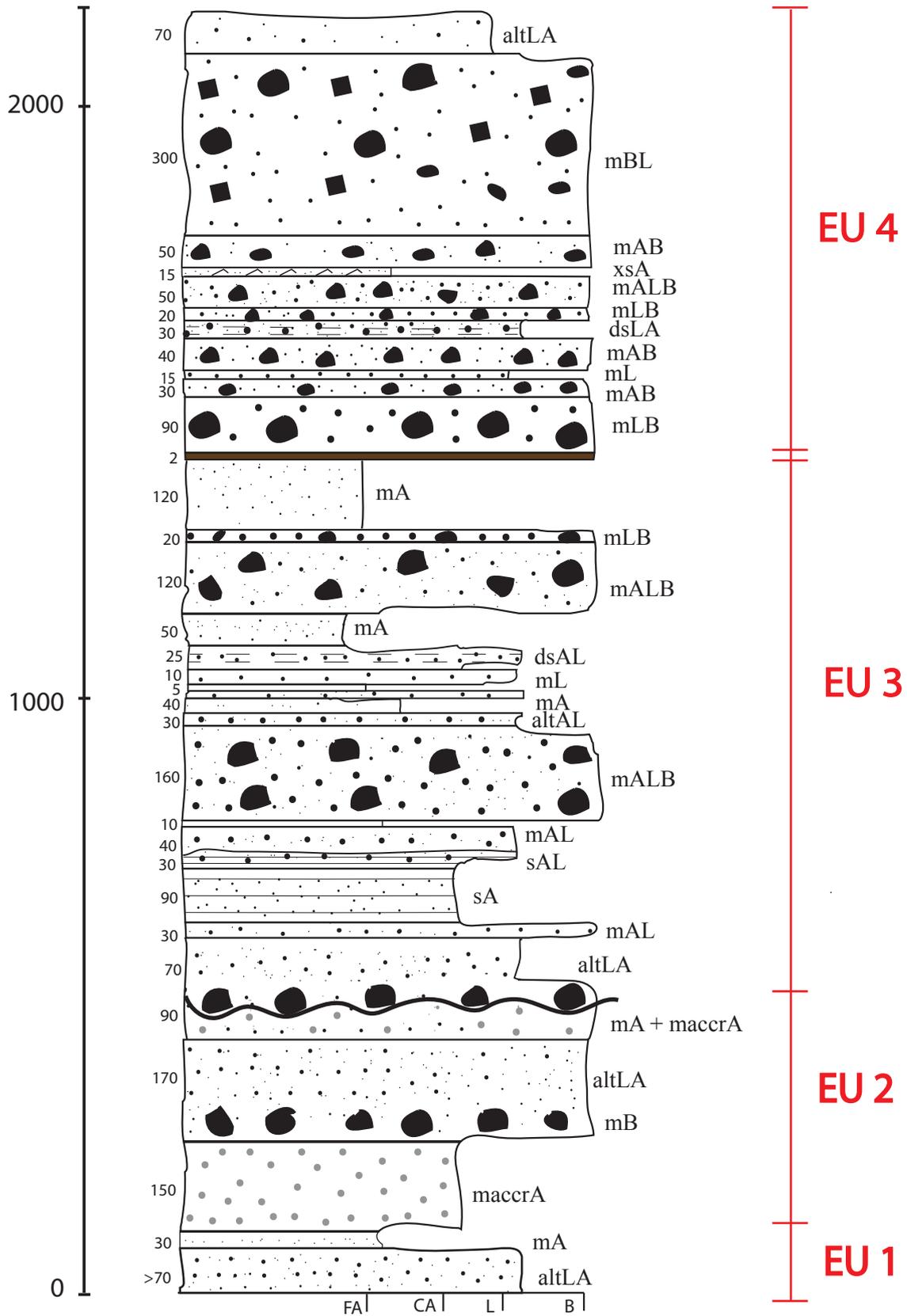
38° 32' 52" N - 14° 49' 50" E



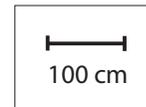
GPT 2 - Cava di Malfa, Salina



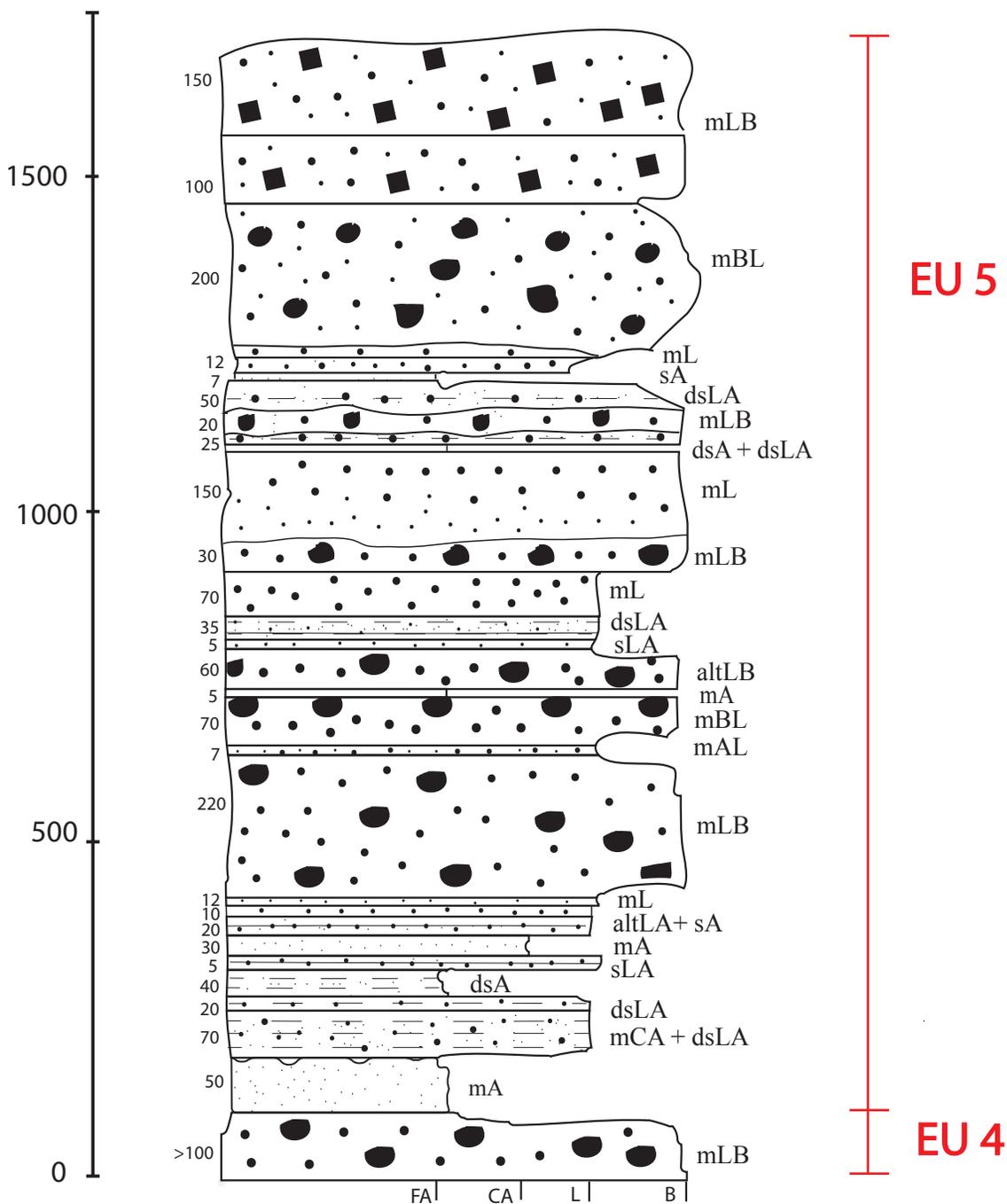
38° 34' 01" N - 14° 49' 52" E



GPT 3 - Cava di Malfa 2, Salina

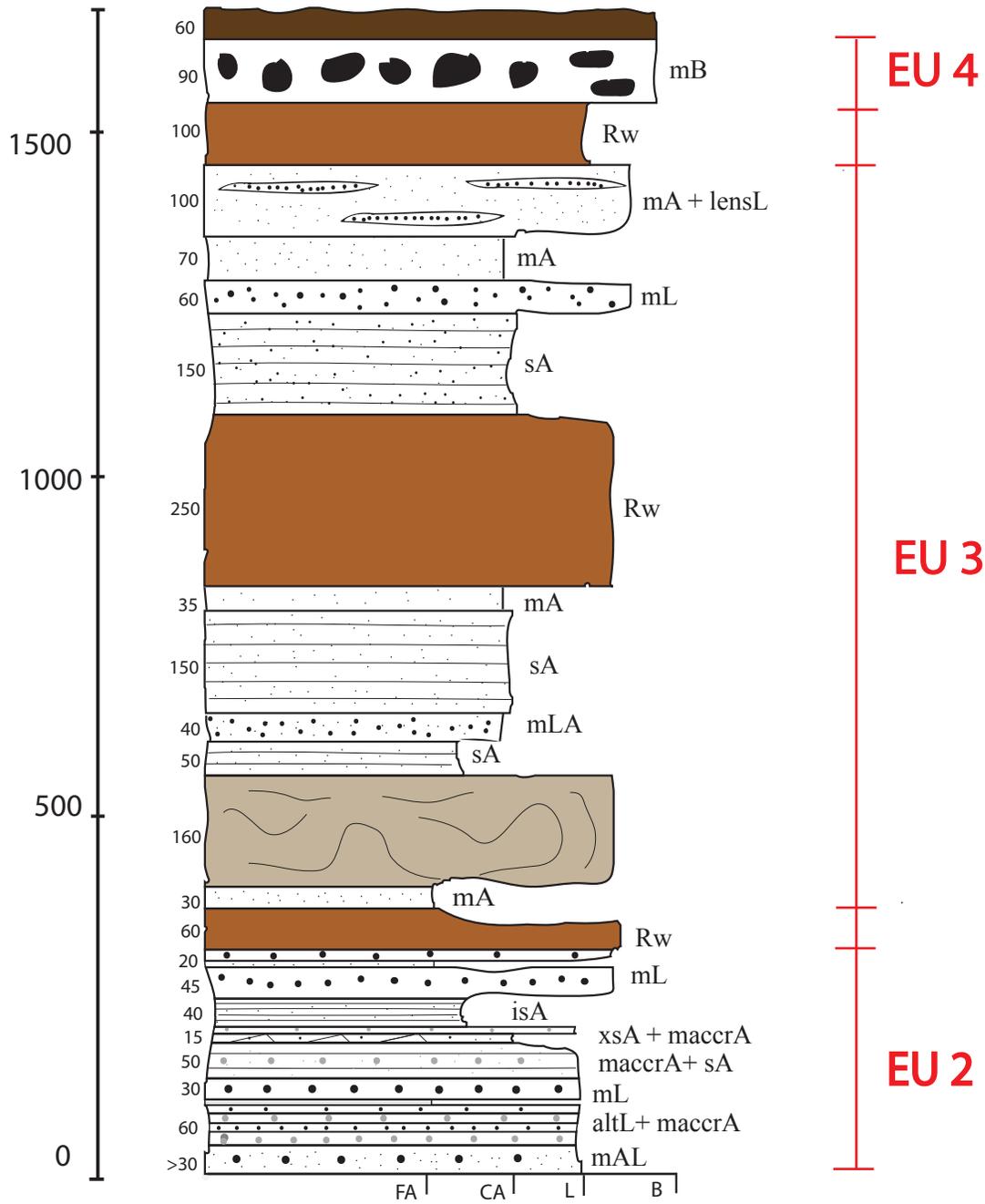
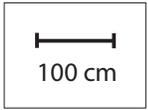


38° 34' 10" N - 14° 49' 51" E

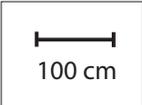


GPT 4 - Galera, Salina

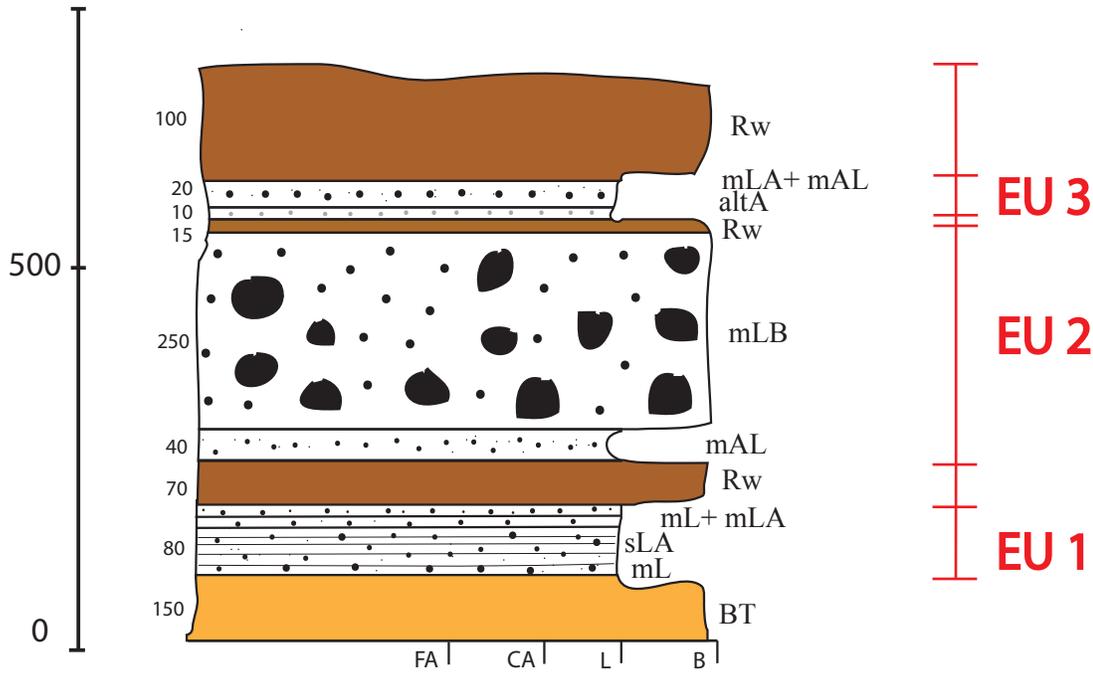
38° 34' 47" N - 14° 50' 35" E



GPT 5 - Quartarolo, Salina



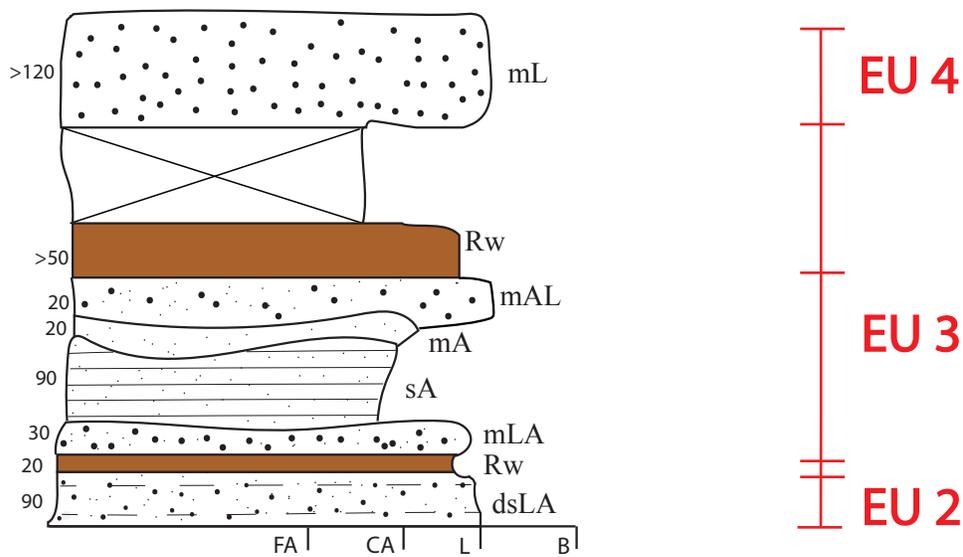
38° 34' 47" N - 14° 50' 42" E



GPT 6 - Paolonoce, Salina

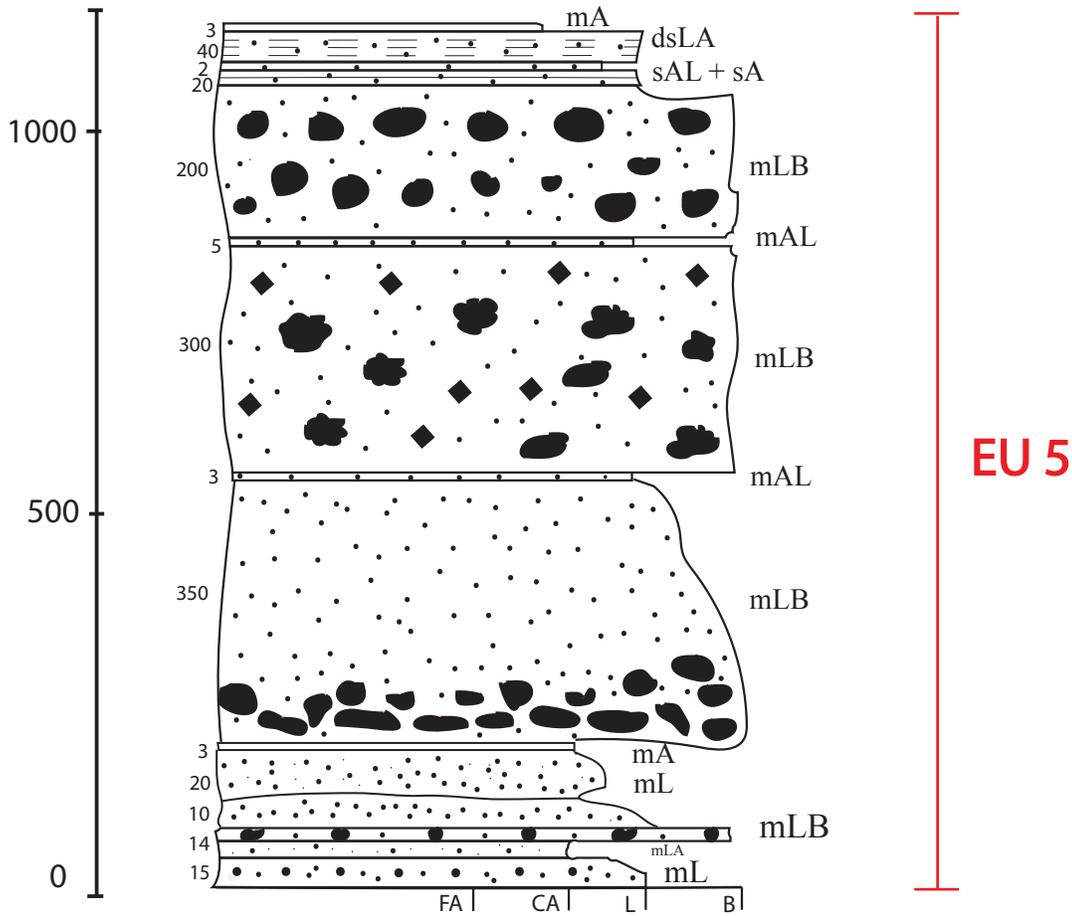
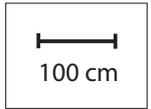
spessori non in scala

38° 32' 13" N - 14° 51' 42" E



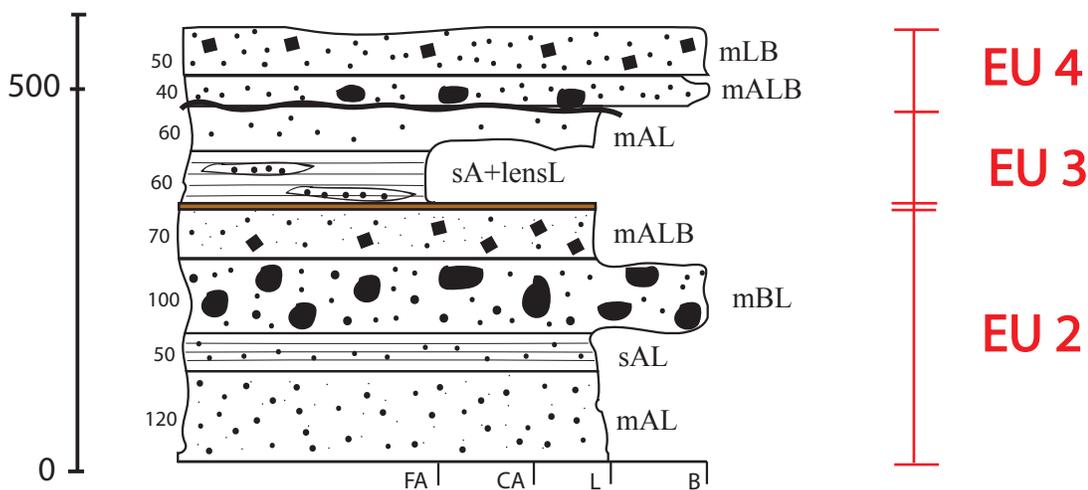
GPT 9 - Cava di Valdichiesa, Salina

38° 34' 09" N - 14° 49' 51" E



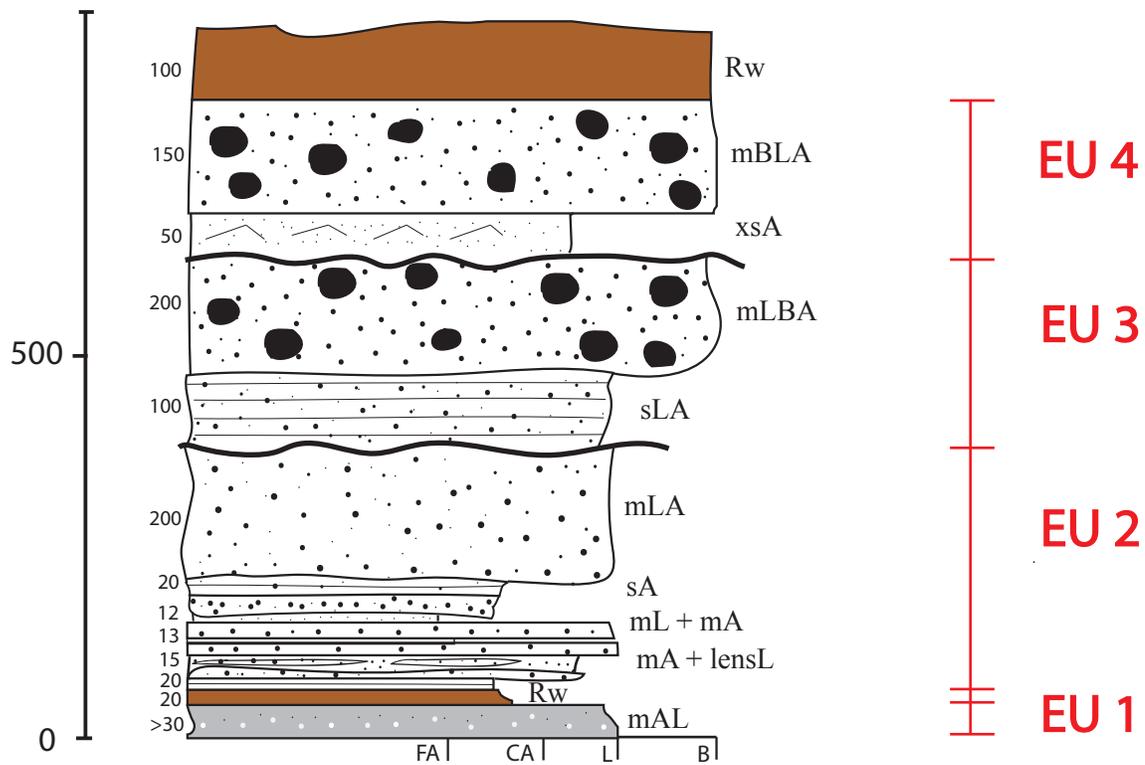
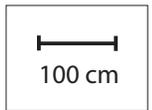
GPT 10 - Cava di Capo Faro, Salina

38° 34' 58" N - 14° 51' 55" E



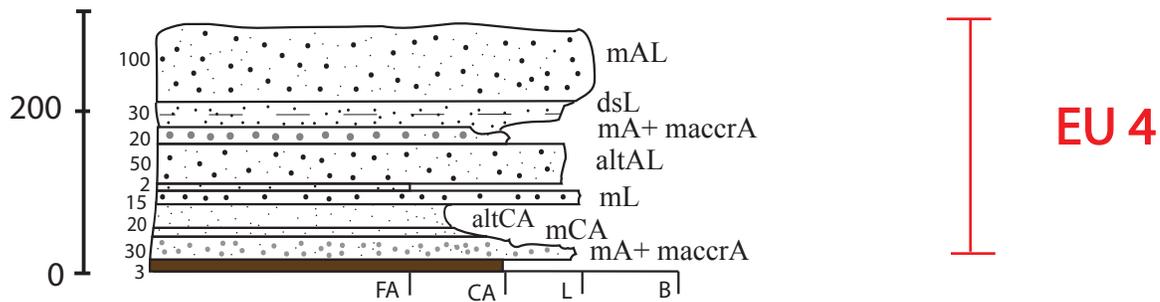
GPT 11 - Lingua-S.Marina, Salina

38° 33' 13" N - 14° 52' 05" E



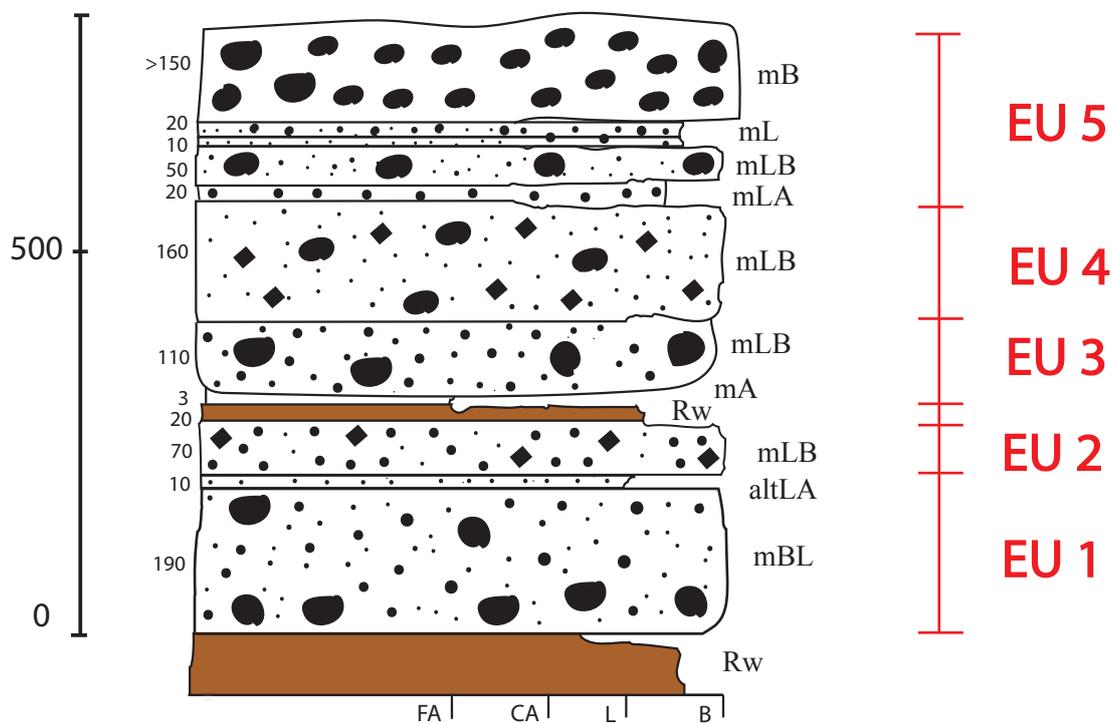
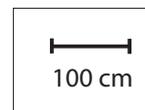
GPT 12 - M.te Fossa delle Felci, Salina

38° 33' 24" N - 14° 50' 54" E



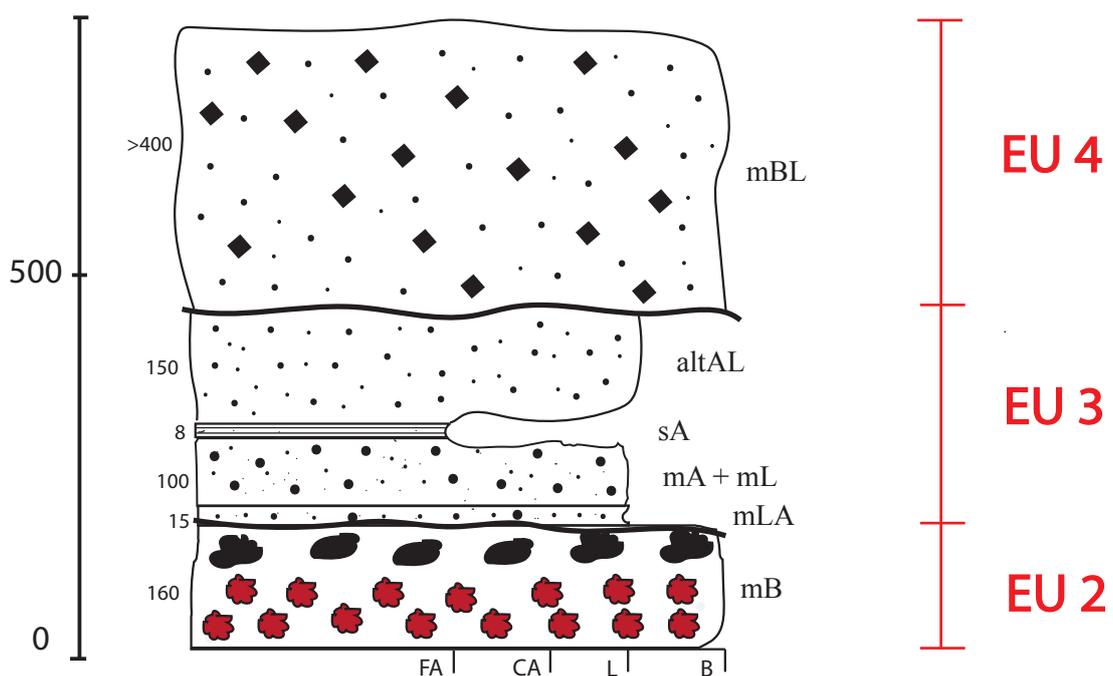
GPT 13 - Monte Rivi (composita), Salina

38° 33' 47" N - 14° 50' 27" E



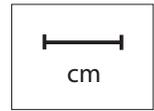
GPT 14 - Rocce di Barcone, Salina

38° 33' 04" N - 14° 48' 54" E

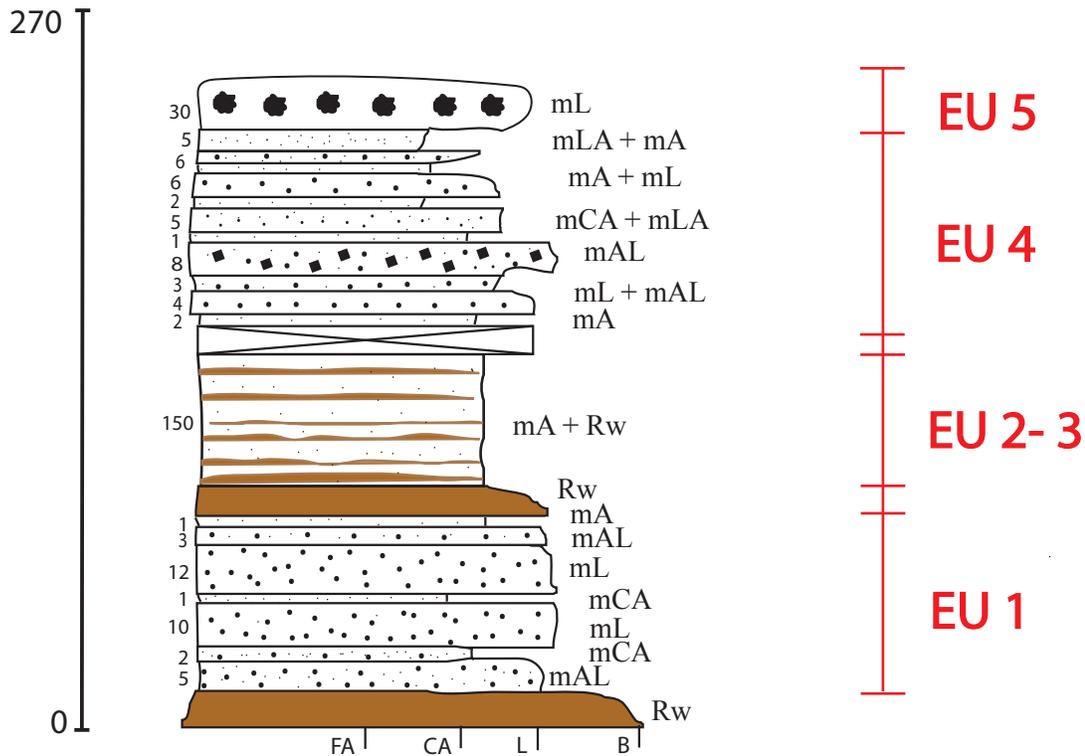


GPT 15 - Vallone dei Lacci, Lipari

38° 28' 42" N - 14° 54' 16" E

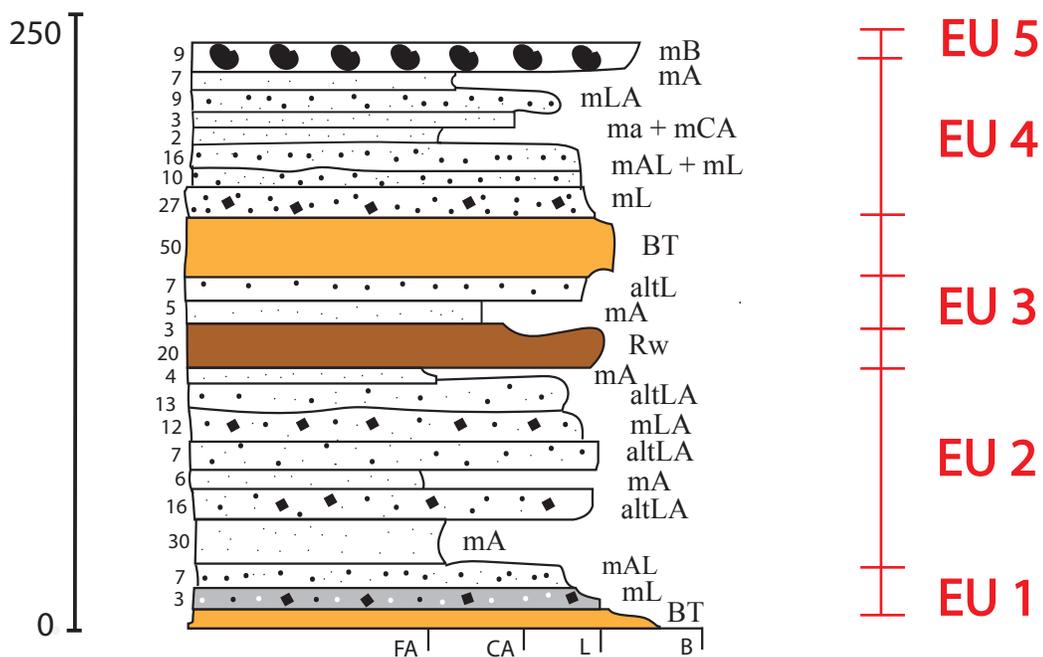


spessori non in scala



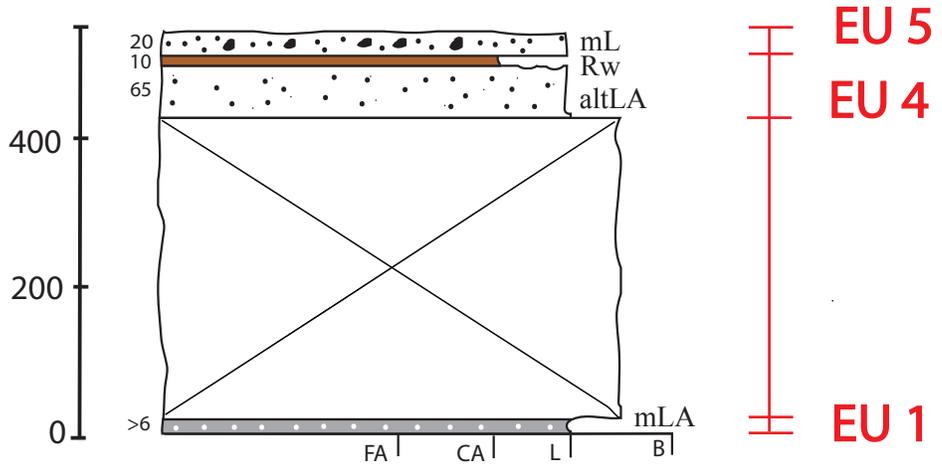
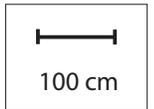
GPT 16 - Chiesa Vecchia, Lipari

38° 30' 39" N - 14° 55' 19" E



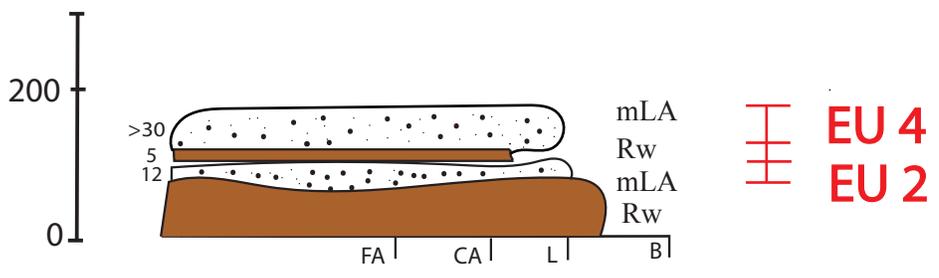
GPT 17 - Madoro, Lipari

38° 29' 09" N - 14° 55' 29" E



GPT 18 - Monterosa, Lipari

38° 28' 58" N - 14° 58' 35" E



RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare tutti coloro che mi hanno aiutato nella realizzazione della mia tesi, dedicando il primo pensiero al mio Relatore, il Professor Claudio Antonio Tranne, per la grande disponibilità, la pazienza, la cortesia dimostratemi e per il grande aiuto fornitomi durante quest'esperienza di tesi. Un grazie di cuore per tutto quel che mi ha insegnato.

Ringrazio sentitamente la mia Correlatrice, la Dott.ssa Francesca Forni, per il tempo dedicatomi e per la disponibilità dimostrata nel redimere i miei dubbi durante la stesura del lavoro, ma soprattutto per la forza, la tenacia e l'affetto che mi hai trasmesso nei mesi difficili, quelli del grande impegno e dei pochi risultati, che sembravano non finissero mai e che oggi sono lontanissimi anche grazie a te, tutta la mia infinita gratitudine.

Un grazie enorme anche al Professor Federico Lucchi sempre simpatico e disponibile durante questi mesi di lavoro in Dipartimento e al Professor Braga per la cortesia e il prezioso aiuto fornitomi per effettuare le fotografie delle sezioni sottili oltre che per aver chiarito tanti miei dubbi. Un sentito grazie anche al Professor Gasparotto, ai suoi preziosi consigli durante le fasi del lavoro in microscopia ottica. Ringrazio l'Università di Bari per avermi dato la possibilità di svolgere le analisi geochimiche presso il suddetto Dipartimento ed in particolare ringrazio il Dott. Roberto Sulpizio, per il prezioso contributo e la mia collega ed amica Silvia Massaro per l'aiuto, l'affetto e l'amicizia.

Un grazie con particolare affetto al mio primo insegnante di Geologia e primo Relatore, il Professor Alberto Castellarin, per aver fatto nascere in me il sogno di diventare geologa. E' stato un onore poter collaborare con ciascuno di voi, siete stati tutti molto gentili e ribadisco la grande stima e riconoscenza che ho per ognuno.

Grazie ai miei splendidi amici di facoltà in particolare Stefano, Michela, Vittoria, Laura, Serena e Umberto siete fantastici e quei campi vissuti insieme non li dimenticherò mai...sempre nel cuore contro ogni distanza! Un grazie anche a tutti i miei amici vicini e lontani che hanno creduto in me e mi hanno spronato a non arrendermi in questo percorso difficile, in particolare grazie alle mie sorelle dolomitiche Roby e Vero, per gli anni, le gioie e le sconfitte vissute sotto lo stesso tetto, al mio grande amico Carlo per esserci sempre stato, con i suoi consigli, le sue dritte e i suoi rimproveri, alla mia amica Paola, con cui ho condiviso l'esperienza universitaria dal primo giorno e che resta, a distanza di oltre dieci anni, una delle persone più care che ho la fortuna e l'onore di avere accanto. Un grazie importante a tutta la mia famiglia, alle mie nonne e ai nonni, che porto sempre nel cuore, a tutti i miei fantastici zii... In particolare questa tesi di laurea è dedicata ai pilastri della mia vita: ai miei splendidi genitori che hanno reso possibile tutto ciò con il loro amore e il loro sostegno, la mia insostituibile sorella Angela e la mia dolce metà Christian, per avermi accompagnato in questo percorso di studio e di vita. Grazie per la pazienza e per averci sempre creduto, anche più di me. Infinita gratitudine ed amore per tutti voi, vi voglio un gran bene.

E anche a te F., che metti sempre mano da lassù, un grazie e un bacio da me alle stelle.