

Definizione delle potenziali sorgenti di attività vulcanica in relazione all'applicazione del criterio ISPRA CE1. Report finale sulle attività svolte e definizione delle aree potenzialmente instabili in relazione ai fenomeni vulcanici – Studio CNR-IGAG

Codice DN GS 00074

Fase del progetto -

Data 16/10/2014 Pag. 1





Consiglio Nazionale
delle Ricerche

ISTITUTO DI GEOLOGIA AMBIENTALE E GEOINGEGNERIA



CNR-IGAG Area delle Ricerca di Roma 1 - Montelibretti
Via Salaria km 29,3 Monterotondo

PROGETTO: DEFINIZIONE DELLE POTENZIALI SORGENTI DI ATTIVITÀ
VULCANICA IN RELAZIONE ALL'APPLICAZIONE DEL CRITERIO
ISPRA CE1

Contenuto Report finale sulle attività svolte e definizione delle aree potenzialmente instabili in relazione ai fenomeni vulcanici

COMMITTENTE: SOGIN Spa

Codice SOGIN DN GS 00074

ROMA 10 ottobre 2014

1. PREMESSA.....	4
2. INTRODUZIONE	6
3. IL VULCANISMO IN ITALIA.....	7
3.1 QUADRO GENERALE	7
3.2 IL VULCANISMO ATTIVO	9
3.2.1 <i>Il Distretto Vulcanico dei Colli Albani.....</i>	9
3.2.1.1 Litosoma del Tuscolano-Artemisio o del Vulcano Laziale (561-351 ka).....	9
3.2.1.2 Litosoma delle <i>Faete</i> (308-250 ka).....	12
3.2.1.3 Litosoma di Via dei Laghi o Idromagmatico Recente (200-36 ka).....	12
3.2.1.4 Stato attuale di attività e scelta degli scenari di riferimento.....	16
3.2.1.5 Aspetti da approfondire.....	18
3.2.2 <i>I Campi Flegrei.....</i>	19
3.2.2.1 Stato attuale di attività e scelta degli scenari di riferimento.....	20
3.2.2.2 Aspetti da approfondire.....	23
3.2.3 <i>Ischia</i>	24
3.2.3.1 Stato attuale di attività e scelta degli scenari di riferimento.....	26
3.2.3.2 Aspetti da approfondire.....	28
3.2.4 <i>Il Vesuvio</i>	29
3.2.4.1 Stato attuale di attività e scelta degli scenari di riferimento.....	30
3.2.4.2 Aspetti da approfondire.....	32
3.2.5 <i>Il sistema vulcanico Vulcano-Lipari.....</i>	33
3.2.5.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento.....	36
3.2.5.2 Aspetti da approfondire.....	39
3.2.6 <i>Stromboli</i>	39
3.2.6.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento.....	40
3.2.6.2 Aspetti da approfondire.....	41
3.2.7 <i>Panarea</i>	42
3.2.7.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento.....	43
3.2.7.2 Aspetti da approfondire.....	44
3.2.8 <i>Seamount nel Canale di Sicilia e Isola Ferdinandea.....</i>	46
3.2.8.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento.....	47
3.2.8.2 Aspetti da approfondire.....	48
3.2.9 <i>Pantelleria</i>	48
3.2.9.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento.....	49
3.2.9.2 Aspetti da approfondire.....	50
3.2.10 <i>Etna.....</i>	50
3.2.10.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento.....	52
3.2.10.2 Aspetti da approfondire.....	54
3.2.11 <i>Seamount nel Tirreno centrale e meridionale.....</i>	55
3.2.11.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento.....	57
3.2.11.2 Aspetti da approfondire.....	58
3.3 IL VULCANISMO QUIESCENTE	58
3.3.1 <i>Monte Amiata.....</i>	60
3.3.1.1 Quadro geocronologico.....	62
3.3.2 <i>Il Distretto Vulcanico dei Monti Vulsini</i>	63
3.3.2.1 Litosoma dei Paleovulsini	64
3.3.2.2 Litosoma dei Campi Vulsini	64
3.3.2.3 Litosoma di Latera.....	65
3.3.2.4 Litosoma Montefiascone.....	65
3.3.2.5 Litosoma di Bolsena-Orvieto.....	66
3.3.2.6 Dati geocronologici del Distretto Vulcanico dei Monti Vulsini	66
3.3.3 <i>Il Distretto Vulcanico dei Monti Sabatini.....</i>	68
3.3.3.1 Vincoli cronologici all'attività del Distretto Vulcanico Sabatino.....	70
3.3.4 <i>Distretto Vulcanico di Vico.....</i>	72
3.3.4.1 Sintema di <i>Rio Ferriera</i> (419–400 ka).....	73
3.3.4.2 Sintema del <i>Lago di Vico</i> (305–144 ka).....	73
3.3.4.3 Sintema di <i>Monte Venere</i> (138–95 ka).....	75
3.3.4.4 Cronologia del Distretto Vulcanico Vicano.....	75
3.3.5 <i>Il vulcanismo della Valle Latina</i>	76
3.3.5.1 Dati geocronologici.....	77
3.3.6 <i>Il vulcano di Roccamonfina.....</i>	78
3.3.7 <i>Il distretto vulcanico del Monte Vulture.....</i>	79
3.3.8 <i>Centri vulcanici minori intra-appenninici.....</i>	81

3.3.8.1	Il centro vulcanico di San Venanzo.....	82
3.3.8.2	Cupaello	82
3.3.8.3	Polino	82
3.3.9	<i>Isole Pontine</i>	84
3.3.9.1	L'isola di Ventotene e S. Stefano	85
3.3.9.2	L'isola di Ponza.....	87
3.3.10	<i>Il vulcanismo plio-pleistocenico sardo</i>	89
3.3.10.1	Inquadramento e cronologia	89
3.3.10.2	Interpretazioni sulla genesi e sul significato geodinamico del vulcanismo plio-pleistocenico sardo: un tema dibattuto.....	91
3.3.10.3	Dati geocronologici e selezione dei centri eruttivi	93
3.3.11	<i>Il vulcanismo quiescente del Tirreno meridionale: Salina, Filicudi, Alicudi, Ustica e i seamount</i>	95
3.3.11.1	Isola di Salina	95
3.3.11.2	L'isola di Filicudi.....	97
3.3.11.3	Alicudi	98
3.3.11.4	Ustica	99
3.3.12	<i>Linosa</i>	100
3.3.13	<i>Conclusioni</i>	102
4.	VALUTAZIONE DI STABILITÀ DI BREVE E LUNGO PERIODO DELLE AREE INDICATE DA SOGIN S.P.A. IN RELAZIONE AI FENOMENI VULCANICI.....	103
4.1	INTRODUZIONE: LA DEFINIZIONE DELLE AREE DI ESCLUSIONE.....	103
4.2	PANORAMICA DELLE SORGENTI VULCANICHE ATTIVE E QUIESCENTI ITALIANE	104
4.2.1	<i>Umbria, Toscana e Lazio settentrionale</i>	105
4.2.2	<i>Lazio centro-meridionale</i>	107
4.2.3	<i>La Campania e le Isole Pontine</i>	110
4.2.4	<i>La Basilicata</i>	112
4.2.5	<i>La Sicilia e il Tirreno meridionale</i>	114
4.2.6	<i>Il Canale di Sicilia</i>	118
4.2.7	<i>La Sardegna settentrionale</i>	119
4.3	CONCLUSIONI.....	120
5.	APPENDICE: STILI ERUTTIVI E SCHEMI DI CLASSIFICAZIONE DELLE ERUZIONI.....	121
5.1	INTRODUZIONE	121
5.2	FENOMENOLOGIE ASSOCIATE ALLE ERUZIONI VULCANICHE	123
5.2.1	<i>Fenomeni di fallout di ceneri, pomici e scorie</i>	123
5.2.2	<i>Colate e surge piroclastici</i>	124
5.2.3	<i>Colate di lava e domi lavici</i>	126
6.	BIBLIOGRAFIA	128

1. PREMESSA

Le manifestazioni vulcaniche sono fenomeni complessi che derivano da processi che agiscono a scale temporali e spaziali molto variabili. La genesi dei magmi, guidata da processi di fusione parziale del mantello e/o di anatessi della crosta terrestre, può persistere in una determinata regione della Terra per milioni di anni. E' in questa prospettiva che lo studio del vulcanismo di un'area geografica deve essere inquadrato nell'evoluzione geodinamica di quella regione al fine di ricostruirne, e possibilmente prevederne, le dinamiche di lungo periodo.

Anche la differenziazione magmatica, dalla quale dipende in larga misura lo stile eruttivo dei vulcani ed i fenomeni ad esso associati, può evolvere attraverso alternate fasi di attività, quiescenza o latenza che possono durare da pochi anni a molte decine di migliaia di anni. Questo quadro introduttivo, quindi, impone di stabilire un criterio omogeneo per definire le sorgenti vulcaniche rilevanti ai fini della stabilità delle macro-aree Italia settentrionale, Italia centrale, Italia meridionale e isole.

Partendo da una definizione ampiamente accettata nella letteratura scientifica (Szakacs, 1994 e bibliografia citata), sono da considerarsi attivi tutti quei vulcani che hanno eruttato negli ultimi 10 mila anni (cfr. anche *Volcanic Hazards In Site Evaluation For Nuclear Installations, IAEA Safety guide, 2009*).

Tuttavia, nel contesto geodinamico italiano, dove i tempi di ricorrenza delle eruzioni in un medesimo apparato o distretto vulcanico possono essere ben superiori ai 10 mila anni e l'arco di tempo dell'attività vulcanica in alcune province magmatiche è nell'ordine dei milioni di anni, questa definizione, per essere efficace ai nostri scopi, deve essere integrata con il concetto di vulcano *quiescente*. Per definire cosa si debba intendere per vulcano quiescente, si possono considerare le indicazioni della *IAEA, Safety guide, 2009* che fissano a 10^{-7} eventi/anno la soglia di probabilità oltre la quale una sorgente vulcanica è potenzialmente in grado di influenzare la stabilità di un'installazione nucleare.

Tuttavia questa definizione deve essere integrata alla luce delle peculiarità delle aree vulcaniche italiane: infatti, la definizione stessa di vulcano quiescente non può prescindere dallo studio del contesto geodinamico che ha determinato il vulcanismo nelle diverse province magmatiche italiane. Nel prossimo capitolo, sono illustrati tutti gli aspetti rilevanti, nel quadro dell'evoluzione geodinamica dell'Italia, utili alla definizione di sorgente vulcanica quiescente.

Sulla base di queste considerazioni, quindi, e alla luce degli studi presenti nella letteratura scientifica e nelle linee guida dell'ISPRA e della IAEA safety standard, saranno distinte e analizzate due tipologie di sorgenti vulcaniche: le sorgenti vulcaniche attive e le sorgenti vulcaniche quiescenti.

Infine, questo report illustrerà i criteri con i quali sono state delimitate le sorgenti vulcaniche potenzialmente attive in relazione alle specificità di ciascuna area vulcanica. Il lavoro è stato organizzato in modo da includere livelli

progressivi di conoscenza, di completezza e di dettaglio mediante possibili ulteriori fasi di approfondimento, di avanzamento e di complessità.

2. INTRODUZIONE

L'intensa attività vulcanica che ha interessato l'Italia negli ultimi 10 milioni di anni rende necessaria la caratterizzazione delle sorgenti vulcaniche attive e quiescenti in relazione a una possibile ripresa dell'attività vulcanica in futuro.

In questo quadro generale, la letteratura scientifica, i rapporti tecnici e la documentazione cartografica, utile a una elaborazione dei dati geologici e vulcanologici per definire la distribuzione areale e temporale del vulcanismo, è una materia eterogenea e, in alcuni casi, incompleta. Ad esempio, per quello che riguarda i vulcani quiescenti, è ancora di dubbia interpretazione l'alternanza di presunte fasi di quiescenza - fino a centinaia di migliaia di anni - e fasi d'intensa attività vulcanica. In primo luogo, rimane da chiarire se variazioni così ampie nel numero di eventi registrati nell'unità di tempo rappresentino gli effettivi tempi di ricorrenza dell'attività vulcanica oppure se tali variazioni siano dovute a una incompleta conoscenza di alcuni intervalli crono-stratigrafici del vulcanismo italiano. E' questo il caso di alcuni distretti vulcanici dell'Italia peninsulare e insulare dove, sebbene non siano note eruzioni oloceniche, tuttavia le fasi eruttive più recenti e gli intervalli caratteristici di quiescenza sono ancora poco o affatto definiti.

Le conclusioni di questa relazione devono pertanto essere considerate provvisorie in quanto basate sull'analisi dei dati di letteratura che, in molti contesti vulcanici, presentano ancora numerose lacune e aspetti poco conosciuti. Una revisione critica dei dati disponibili e i limiti alle conoscenze scientifiche attuali sono discussi caso per caso nei capitoli dedicati ai singoli apparati vulcanici. Per quanto riguarda i criteri adottati nella delimitazione degli apparati vulcanici e il relativo inquadramento nell'evoluzione geodinamica dell'Italia, essi sono sostanzialmente basati sull'affinità petrologica e geochemica dei prodotti eruttati.

3. IL VULCANISMO IN ITALIA

In questo capitolo, dopo un inquadramento alla scala regionale del vulcanismo in Italia, saranno descritti i singoli apparati e distretti vulcanici sulla base delle principali fasi evolutive, delle caratteristiche petrologiche (composizione e, ove disponibili, le caratteristiche geochemiche dei prodotti emessi) e vulcanologiche (stili eruttivi, massima magnitudo e intensità note, dispersione areale dei prodotti) di ciascun area vulcanica. Dove disponibili, saranno riportati e discussi gli studi scientifici sulla pericolosità vulcanica. Infine, saranno discussi i criteri con cui sono state individuate le sorgenti vulcaniche e i criteri di esclusione adottate per le finalità di questo studio.

3.1 Quadro generale

La marcata variabilità, in termini di composizione degli elementi maggiori, minori e isotopica, del vulcanismo plio-quadernario italiano permette una suddivisione in diverse province magmatiche composizionalmente ben distinte l'una dall'altra. Secondo la definizione proposta da Peccerillo (2005), una provincia magmatica è una regione relativamente limitata e circoscritta in cui le rocce ignee, con peculiari e ben distinte caratteristiche composizionali o affinità petrochimiche, sono state messe in posto in un lasso di tempo relativamente breve, di alcuni milioni di anni o meno. Alla base di questa definizione c'è l'assunzione che magmi strettamente associati nello spazio e nel tempo, sono probabilmente legati a contesti geodinamici comuni, il che rappresenta un importante elemento di differenziazione delle province magmatiche. A partire da questa definizione, il vulcanismo plio-quadernario in Italia è stato distinto in diverse province comagmatiche sinteticamente descritte come segue:

Provincia Toscana. Comprende sia rocce felsiche che mafiche. Le prime includono magmi anafittici cristallini misti con fusi di origine mantellica. Le rocce mafiche variano da calcicaline e shoshoniti a potassiche e ultrapotassiche (Poli et al. 1984; Conticelli and Peccerillo 1992; Conticelli et al. 2002).

Provincia Intra-appenninica. Questa provincia comprende pochi centri monogenici dispersi nell'area dell'Appennino centrale ed è caratterizzata da rocce ultrapotassiche, kamafugiti e rare carbonatiti (Stoppa e Woolley 1997). Alcune di queste rocce piroclastiche sono state tuttavia recentemente reinterpretate come prodotti distali del complesso dei Colli Albani (Giaccio et al., 2013).

Provincia Romana. Comprende rocce potassiche e ultrapotassiche degli apparati vulcanici dei Vulsini, Vico, Sabatini e Colli Albani. Le rocce potassiche comprendono la serie trachibasalti, latiti e trachiti mentre la serie

ultrapotassica copre lo spettro compreso tra le tefriti leucitiche e le fonoliti leucitiche. Questa provincia è caratterizzata da un elevato grado di esplosività con voluminosi corpi piroclastici prevalenti su quelli effusivi.

Provincia della Valle Latina -Roccamonfina. Rocce potassiche e ultrapotassiche simili alla quelle della Provincia Romana, ma con caratteri geochimici che possono rientrare nella variabilità dell'adiacente provincia Campana (si veda oltre).

Provincia Campana. Rocce prevalentemente potassiche e ultrapotassiche degli apparati del Somma-Vesuvio, Campi Flegrei, Ischia e Isole Pontine, ma comprendente anche esempi di prodotti calcalcalini generalmente di età pliocenica (Isole Pontine e sondaggi in Campania). Alcuni aspetti di geochimica isotopica mostrano più affinità con l'arco delle Eolie che con la Provincia Romana.

Monte Vulture. Costituisce un vulcano isolato al margine esterno della catena dell'Appennino meridionale, caratterizzato da rocce alcaline arricchite sia in Na_2O and K_2O (De Fino et al., 1986). L'attività finale esplosiva si contraddistingue per la presenza di carbonatiti (Stoppa and Woolley 1997).

Provincia delle Isole Eolie. È distinta in tre settori: occidentale, centrale e orientale. L'occidentale (Alicudi, Filicudi, Salina) è costituito da rocce calcalcaline tipiche di arco insulare. Il settore centrale (Vulcano e Lipari) è caratterizzato da rocce a composizione variabile da calcalcaline a shoshoniti a rocce felsiche. Le isole orientali (Panarea e Stromboli) sono costituite da rocce a composizione calcalcalina e alcalino-potassica.

Provincia Siciliana. Comprende i numerosi vulcani attivi o ad attività recente dell'Etna, Iblei, Ustica, Linosa e Pantelleria e alcuni seamounts caratterizzati, con l'eccezioni delle rioliti peralcaline di Pantelleria, da rocce mafiche-intermedie ad affinità tholeitiche di intraplacca e/o alcalino-sodiche.

Provincia della Sardegna. Questa provincia è costituita da vulcani centrali, altopiani basaltici e centri monogenetici caratterizzati da rocce tholeitiche e/o alcalino-sodiche.

Fondale tirrenico. Comprende numerosi vulcani con diversi caratteri composizionale ed affinità che includono rocce calcalcaline, tholeitiche, sodico-transizionali e alcaline.

3.2 Il vulcanismo attivo

In questo capitolo saranno analizzati i vulcani attivi italiani, ossia gli apparati o distretti vulcanici che hanno dato luogo ad eruzioni negli ultimi 10 mila anni. Questi vulcani sono i Campi Flegrei, Ischia, il Vesuvio, Lipari, Stromboli, Isola Ferdinandea, Pantelleria, Etna e i seamount del Tirreno centrale e meridionale e del Canale di Sicilia. Sebbene l'eruzione nota più giovane sull'isola di Panarea risalga a 45 mila anni fa, si è deciso di includere quest'isola nell'elenco dei vulcani attivi in base a studi geochimici e vulcanologici pubblicati in merito all'eruzione geotermica del novembre 2002 avvenuta sui fondali dell'isola. Un'eccezione analoga rispetto alla definizione di vulcanismo attivo è rappresentata dai Colli Albani la cui attività eruttiva più recente è avvenuta circa 36 mila anni fa. In questo caso l'inclusione nell'elenco dei vulcani attivi deriva dalla presenza di sismicità superficiale che assume periodicamente caratteristiche di sciami sismici, dalla presenza di deformazioni (sollevamento) in atto da alcuni decenni e dalla presenza di una zona a bassa velocità interpretata da alcuni autori come evidenza di una camera magmatica poco profonda.

3.2.1 Il Distretto Vulcanico dei Colli Albani

La successione stratigrafica del Distretto Vulcanico dei Colli Albani può essere suddivisa in tre principali litosomi, comprendenti diverse unità vulcaniche, corrispondenti ad altrettante distinte fasi di attività caratterizzate da stili eruttivi e magnitudo molto diverse tra loro (es. de Rita et al., 1988; 1995; Giordano et al., 2006; Marra et al., 2009; Fig. 3.2.1.1).

3.2.1.1 Litosoma del Tuscolano-Artemisio o del Vulcano Laziale (561-351 ka)

Il più antico litosoma, detto del "Tuscolano-Artemisio" (c. 561-351 mila anni fa; Karner et al., 2001; Marra et al., 2004; Fig. 3.2.1.1.1) o del "Vulcano Laziale" (Giordano et al., 2006), è di gran lunga il più significativo e voluminoso e corrisponde alla più intensa ed esplosiva fase eruttiva dei Colli Albani comprendente diverse unità eruttive da flusso piroclastico, anche associate a collassi calderici, e colate laviche e depositi da attività esplosiva stromboliana e idromagmatica peri-calderica. L'intervallo basale di questo litosoma è caratterizzato da una successione di ignimbriti a composizione K-foiditica e carattere idromagmatico nota in letteratura come

“Successione dei Tufi Pisolitici” (de Rita et al., 2002; Fig. 3.2.1.1.1). La parte medio-alta della successione è invece contraddistinta da una sequenza di tre depositi di flusso piroclastico, associati a collassi calderici, noti in letteratura come “Pozzolane Rosse”, “Pozzolane Nere” e “Sequenza di Villa Senni”, quest’ultima comprendente il “Tufo Lionato” (Auct.) e le “Pozzolanelle” (v. ad es. Giordano et al., 2006, e bibliografia citata). Lo spessore complessivo di questo litosoma, nei settori medio-prossimali, è di ca. 200 m. Infine la porzione sommitale della successione comprende prevalentemente colate laviche e depositi di coni di scorie che orlano il bordo della caldera (Fig. 3.2.1.1).

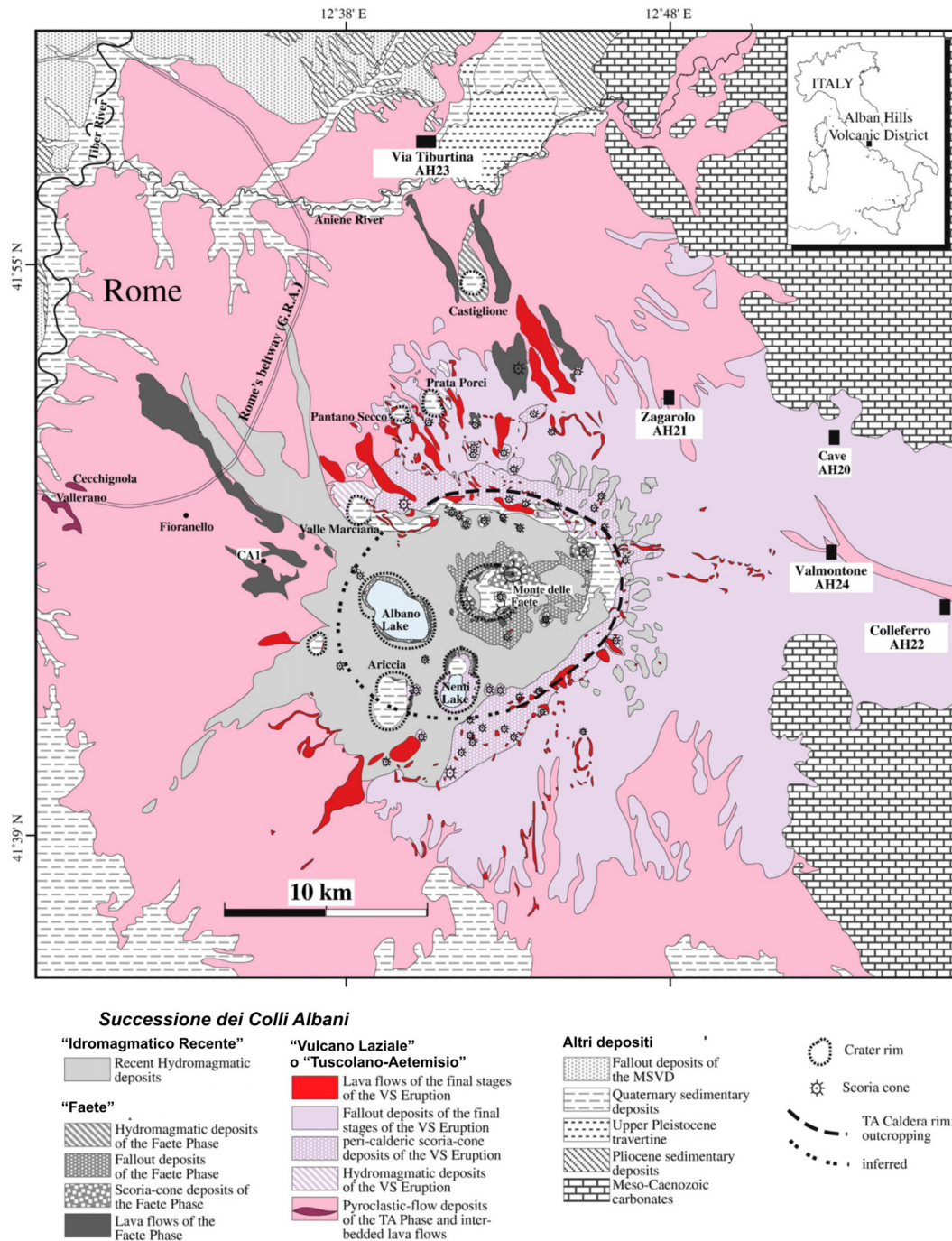


Figura 3.2.1.1. Carta geologica semplificata del Distretto dei Colli Albani (modificata da Marra et al., 2009). In legenda i depositi cartografati sono stati raggruppati nei rispettivi litosomi di appartenenza.

3.2.1.2 Litosoma delle *Faete* (308-250 ka)

Il litosoma intermedio corrisponde alla seconda fase di attività, detta delle *Faete* (c. 308-250 ka BP; Marra et al., 2003; Fig. 3.2.1.1.1), e comprende unità derivanti da modeste eruzioni esplosive e colate laviche sia periferiche sia centrali, dove si è sviluppato l'edificio intra-calderico delle *Faete* (Fig. 3.2.1.1), e una contemporanea attività idromagmatica con formazione di numerosi crateri monogenici (maar o anelli di tufo), localizzati lungo il versante settentrionale del Tuscolano-Artemisio (maar di Castiglione, Prata Porci, Pantano Secco, etc.).

3.2.1.3 Litosoma di Via dei Laghi o Idromagmatico Recente (200-36 ka)

Il terzo ed ultimo litosoma di "Via dei Laghi", della fase detta "Idromagmatica Recente" (c. 200-36 ka; Marra et al., 2003; Freda et al., 2006; Giaccio et al., 2009), comprende depositi piroclastici derivanti da eruzioni esplosive di media/modesta intensità che sono associati alla formazione dei crateri poligenici di Albano, Ariccia, Nemi e Giuturna (versante sud-occidentale dell'edificio centrale delle *Faete*; Fig. 3.2.1.1). La più importante attività della Fase Idromagmatica Recente è registrata al Cratere di Albano, sviluppatosi in seguito a sette eruzioni esplosive (Freda et al., 2006; Giordano et al., 2006; Giaccio et al., 2007; De Benedetti et al., 2008) includenti il "Peperino di Marino" o "Peperino Albano", datate tra 70 e 36 ka (Freda et al., 2006; Giaccio et al., 2009). In particolare, quattro delle sette unità eruttive del Cratere Albano (Albano 1, 3, 5 e 7) risultano notevolmente più disperse delle restanti e sono state rinvenute come depositi medio-distali da caduta e da correnti piroclastiche in tutto il settore centro-orientale dei Colli Albani (unità Albano DU1, 2, 3 e 4 di Giaccio et al., 2007), fino a ca. 15 km dal bordo del cratere (Sottili et al., 2009).

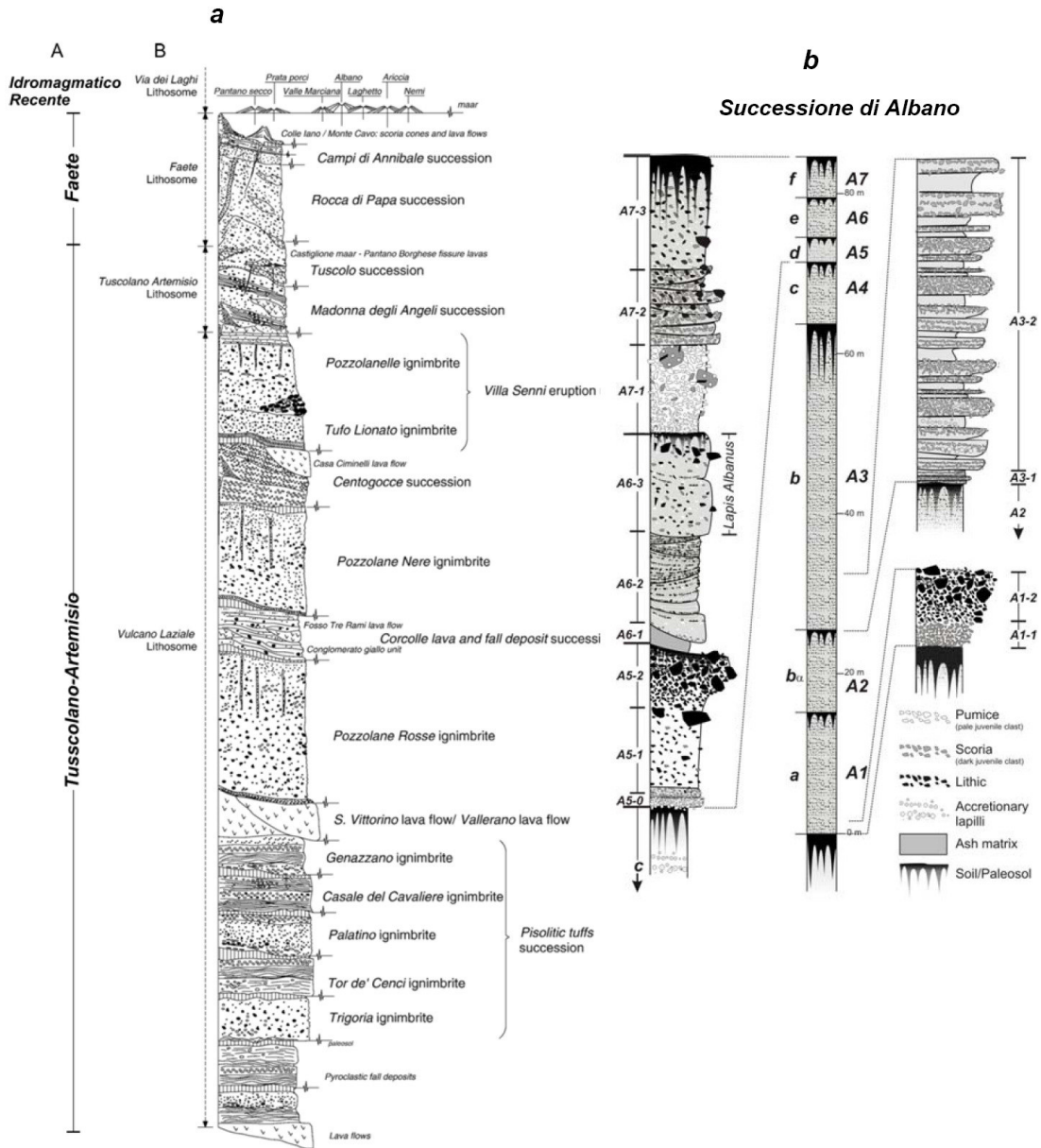


Figura 3.2.1.1.1. a: colonna stratigrafica composta schematica e nomenclature dei tre principali litosomi, o fasi eruttive, del distretto dei Colli Albani secondo Marra et al. (2009) (colonna A) e Giordano et al. (2006) (colonna B). b: particolare della successione delle sette unità eruttive del Cratere di Albano del litosoma di "Via dei Laghi" o della fase "Idromagmatica Recente". Le lettere a, b, ... f e le sigle A1, A2, ...A7 si riferiscono, rispettivamente, alle designazioni stratigrafiche di Freda et al. (2006) e Giaccio et al. (2009). Ai lati della colonna composta di Albano, dettagli degli intervalli stratigrafici contenenti i principali marker della serie (da Giaccio et al., 2007).

La ricostruzione della cronologia dell'attività vulcanica del Distretto Vulcanico dei Colli Albani è basata su 42 analisi radiometriche $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (cfr. Tabella 3.2.1.1 e relativi riferimenti bibliografici) che evidenziano la presenza di attività eruttiva almeno tra ~560 mila anni e ~40 mila anni fa.

I prodotti della storia eruttiva albana appartengono alla serie ultrapotassica della Provincia Romana e sono riconducibili ad una attività prevalentemente esplosiva, con tempi di ricorrenza che oscillano da poche migliaia di anni fino ad alcune decine di migliaia di anni. Dal punto di vista geocronologico e nell'ambito della Provincia Vulcanica Romana, il Distretto Vulcanico dei Colli Albani è tra gli apparati vulcanici meglio conosciuti e questo ha fatto ritenere che gli intervalli cronologici tra i vari cicli eruttivi rappresentino reali periodi di quiescenza piuttosto che lacune nella conoscenza della stratigrafia albana (si veda ad es., Marra et al., 2004).

Età (ka)	σ (ka)	Tipo di materiale analizzato	Unità/Nome del campione/(ubicazione)	Referimenti bibliografici
37	2	leucite	Peperino di Marino-Lapis albanus	<i>Karner et al.[2001]</i>
40	7	Leucite	Monte Due Torri (MDT) cono di scorie	<i>Freda et al., [2011]</i>
70	2	leucite	Giuturna/AH-2	<i>Marra et al.[2003]</i>
70	2	leucite	Albano/AH-2/(Lago di Albano)	<i>Marra et al.[2003]</i>
147	2	leucite	Ariccia/AH-1G/(Cratere di Ariccia)	<i>Marra et al.[2003]</i>
178	24	leucite	Nemi/AH-4	<i>Marra et al.[2003]</i>
201	2	leucite	Ariccia/AH-1E/(Cratere di Ariccia)	<i>Marra et al.[2003]</i>
203	1	leucite	Albano/AH-3B/(Cratere di Albano)	<i>Marra et al.[2003]</i>
204	2	leucite	Ariccia/AH-1D/(Cratere di Ariccia)	<i>Marra et al.[2003]</i>
242	9	leucite	phonolitictephrite/Al6/(Arcioni)	<i>Bernardi et al.[1982]</i>
250	2	leucite	Albano/AH-3C/(Cratere di Albano)	<i>Marra et al.[2003]</i>
260	5	leucite	tephriticleucitite/Al28/(Cratere di Albano)	<i>Bernardi et al.[1982]</i>
267	4	leucite	Albano/AH-3/(Cratere di Albano)	<i>Marra et al.[2003]</i>
268	2	leucite	RoccadiPapa/AH-5/(Rocca di Papa)	<i>Marra et al.[2003]</i>
273	8	leucite	tephriticleucitite/Al33/(E Saponara)	<i>Bernardi et al.[1982]</i>
277	2	leucite	Saponara	<i>Karner et al.[2001]</i>
277	2	leucite	Lava di Capo di Bove	<i>Karner et al.[2001]</i>
278	5	leucite	MonteFiore/AH-6/(Monte Fiore)	<i>Marra et al.[2003]</i>
287	6	leucite	P.teDivinoAmore/AH-16	<i>Marra et al.[2003]</i>
287	6	leucite	MonteFalcone/AH-13	<i>Marra et al.[2003]</i>
291	2	leucite	Ariccia/AH-1	<i>Marra et al.[2003]</i>
292	6	leucite	tephriticleucitite/Al20/(Capo di Bove)	<i>Bernardi et al.[1982]</i>
297	4	leucite	Osa/AH-14A	<i>Marra et al.[2003]</i>
308	2	roccia totale	Monte Mellone/AH-7A	<i>Marra et al.[2003]</i>
351	3	leucite	Monte Castellaccio	<i>Karner et al.[2001]</i>
355	2	leucite	Tufo Lionato	<i>Karner et al.[2001]</i>
356	3	leucite	Monte Ferrari/AH-15	<i>Marra et al.[2003]</i>
357	2	leucite	Pozzolanelle	<i>Karner et al.[2001]</i>
364	1	leucite	Nemi/AH-4A	<i>Marra et al.[2003]</i>
365	1	leucite	Pantano Secco/AH-12	<i>Marra et al.[2003]</i>
367	1	leucite	Valle Marciana/AH-10	<i>Marra et al.[2003]</i>
368	4	leucite	Tufo Lionato	<i>Marra et al. [2004]</i>
370	1	leucite	Ariccia/AH-1F	<i>Marra et al.[2003]</i>
372	2	leucite	PrataPorci/AH-8	<i>Marra et al.[2003]</i>
373	8	leucite	Castiglione/AH-14	<i>Marra et al.[2003]</i>
400	10	leucite	tephriticleucitite/Al17/(Acqua Acetosa)	<i>Fornaseri [1985]</i>
407	4	leucite	PozzolaneNere/R94-20	<i>Karner et al.[2001]</i>
457	4	leucite	PozzolaneRosse/R95-09A	<i>Karner et al.[2001]</i>
520	8	leucite	T.delPalatino-Cappellaccio/SPQR-5	<i>Karner et al.[2001]</i>
528	1	leucite	TufodelPalatino-Peperino	<i>Karner et al.[2001]</i>
561	1	leucite	TufoPisoliticodiTrigoria/(Casale Trigoria)	<i>Karner et al.[2001]</i>

Tabella 3.2.1.1. Dati geocronologici sul vulcanismo dei Colli Albani e fonti bibliografiche

3.2.1.4 Stato attuale di attività e scelta degli scenari di riferimento

Attualmente l'area dei Colli Albani è caratterizzata da intense e diffuse emissioni di gas (3.2.1.4.1). In particolare, sono presenti emissioni di CO₂ (oltre 500 tonnellate al giorno; Chiodini e Frondini, 2001) e H₂S ad alta pressione che, in seguito a perforazioni di pozzi a poche decine di metri di profondità, hanno dato luogo a incidenti e a vere e proprie eruzioni di gas (Barberi et al., 2007). Le emissioni di gas sono localizzate prevalentemente lungo le faglie che orlano le strutture di horst carbonatiche sepolte sotto i depositi vulcanici (Carapezza e Tarchini, 2007).

La profonda influenza della CO₂ nei processi magmatici e petrogenetici è nota almeno dalla metà degli anni '90 (Freda et al., 1997). Negli ultimi anni si stanno proponendo modelli che, partendo dal ruolo della CO₂ nei processi petrogenetici e magmatologici, mirano a spiegare il comportamento apparentemente anomalo del vulcanismo dei Colli Albani nel quadro del vulcanismo globale (Figura 3.2.1.4.2)

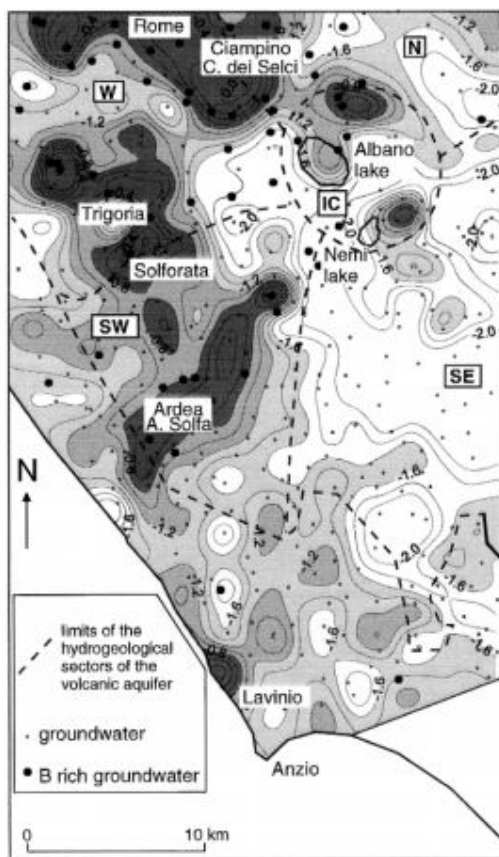


Figura 3.2.1.4.1. Mappa delle emissioni di CO₂ nell'area dei Colli Albani (unità espresse in PCO₂, unità logartmiche). Le aree caratterizzate da flussi anomali di CO₂ sono la zona di Ciampino-Cava dei Selci, la zona di Trigoria-Solforata e la zona del bacino di Ardea (da Chiodini e Frondini, 2001).

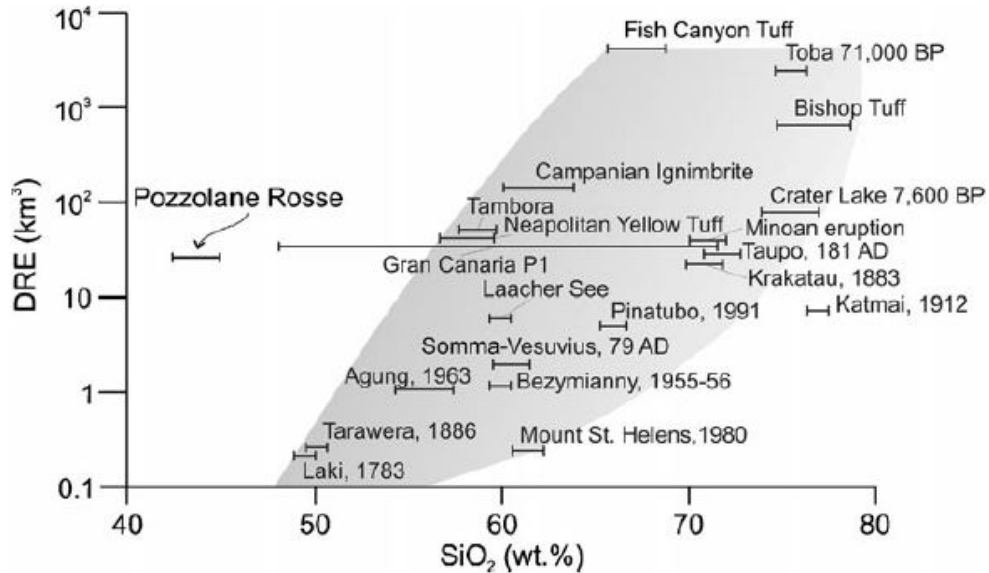


Figura 3.2.1.4.2. Relazione tra volumi di magma eruttati e contenuto in SiO₂ per alcune tra le maggiori eruzioni esplosive a scala globale. Il trend generale globale mostra un incremento tra volume di magma eruttato (DRE) e contenuto in silice. L'eruzione albana delle Pozzolane Rosse (PR), con una composizione ultrapotassica e contenuti in SiO₂ inferiori al 45% (quindi inferiori anche ai basalti), rappresenta una notevole eccezione la cui genesi è stata spiegata con un contenuto anomalo di CO₂ nel magma (da Freda et al., 2011).

Inoltre, è stata rilevata una stretta relazione tra sismicità nell'area albana e rilascio di CO₂ (Chiodini e Frondini, 2001). In particolare, l'area dei Colli Albani è stata interessata da sciame sismici che sono durati da pochi giorni ad alcuni mesi con associate anomalie nel flusso di gas (Chiodini e Frondini, 2001). Come ad esempio nel periodo aprile 1989 - marzo 1990, quando si sono registrate oltre 3000 scosse (Magnitudo massima 4) con epicentri concentrati su un'area limitata (circa 6 km x 12 km) sul margine occidentale della caldera ed ipocentri nell'intervallo 3-6 km (Amato et al., 1994).

Esiste quindi una complessa interrelazione tra sistema magmatico, abbondante presenza di CO₂ nell'area albana e attività sismica.

Inoltre, negli ultimi anni sono state misurate deformazioni crostali nell'area già interessata da attività sismica e sede della fase più recente di attività vulcanica (margine occidentale della Caldera del Tuscolano-Artemisio) con un sollevamento medio annuo tra il 1993 e il 2000 di 2,6 mm/anno (Salvi et al., 2004; Figura 3.2.1.4.3).

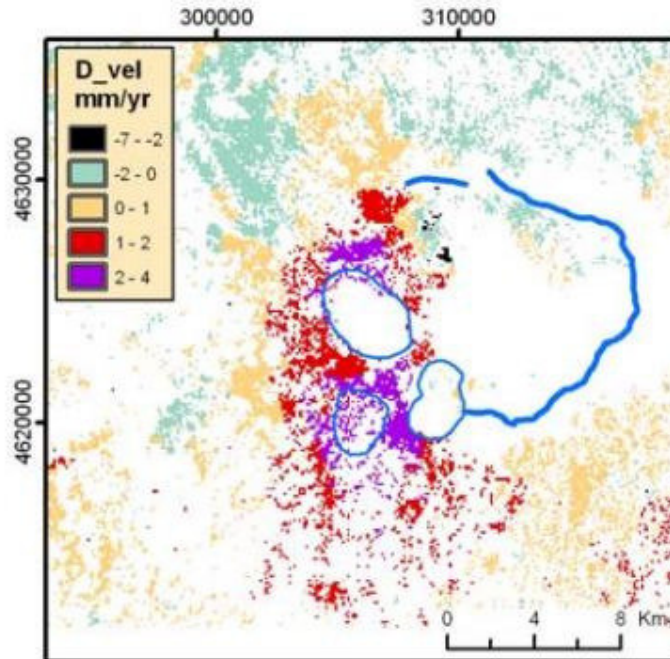


Figura 3.2.1.4..3. Velocità verticale di deformazione del suolo ai Colli Albani da misure interferometriche (SAR) nel periodo 1993 –2000 (Salvi et al., 2004). Le aree maggiormente interessate da sollevamento sono localizzate lungo il margine occidentale della caldera del Tuscolano-Artemisio, già sede dell'attività eruttiva finale circa 36 mila anni fa. Inoltre, vi sono evidenze geofisiche di una zona a bassa velocità alla profondità di 6 km che è stata attribuita alla presenza di un corpo magmatico al di sotto del distretto vulcanico dei Colli Albani (Chiarabba et al., 1997).

3.2.1.5 Aspetti da approfondire

Sebbene vi siano dati geofisici, geochimici, geocronologici ed evidenze geologiche che indicano che il Distretto Vulcanico dei Colli Albani debba essere considerato a tutti gli effetti come un vulcano attivo, tuttavia gli studi sulla pericolosità vulcanica si sono concentrati principalmente sul problema associato alle emissioni di gas e, in misura marginale, sul problema del rischio vulcanico legato ai fenomeni eruttivi.

Negli ultimi anni sono stati pubblicati numerosi lavori petrologici e vulcanologici che mettono in evidenza come il vulcanismo dei Colli Albani rappresenti una notevole eccezione nel campo del vulcanismo globale; questo comportamento apparentemente anomalo è stato messo in relazione con l'elevato contenuto di CO₂ nel sistema magmatico e, più in generale, nel sistema geotermico dei Colli Albani.

Ai fini della definizione delle aree di esclusione, i maggiori margini di incertezza sono determinati da una ancora scarsa comprensione delle dinamiche eruttive che hanno guidato le eruzioni magmatiche ed idromagmatiche dei

Colli Albani con particolare riferimento all'elevata mobilità dei flussi piroclastici e delle colate di lava (ad es. Freda et al., 2011).

3.2.2 I Campi Flegrei

L'area vulcanica dei Campi Flegrei è caratterizzata dalla presenza di un elemento dominante, la caldera dei Campi Flegrei, che ha una struttura complessa formatasi in seguito a due eventi vulcanici principali: l'eruzione dell'Ignimbrite Campana, avvenuta circa 39 mila anni fa, e l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, avvenuta circa 15 mila anni fa. Le fasi eruttive che sono succedute a ciascuno di questi due eventi di collasso calderico, hanno avuto luogo nelle aree all'interno delle zone calderiche collassate. In particolare, la fase eruttiva successiva all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano è stata caratterizzata da alcune decine di eruzioni (oltre 70; Orsi et al., 2009), con l'ultimo evento registrato ai Campi Flegrei, l'eruzione del Monte Nuovo, avvenuta nel 1538 AD. Queste eruzioni posteriori all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano sono dominate da attività prevalentemente esplosiva sia magmatica che idromagmatica e tendono ad essere concentrate in almeno 3 cluster con tempi di riposo medi intorno a 50 anni. A queste fasi in intensa attività, si sono alternate fasi di quiescenza della durata anche di alcune migliaia di anni.

L'attività eruttiva flegrea degli ultimi 15 mila anni può essere schematizzata in:

- I Epoca (15 mila - 9500 anni fa) caratterizzata da almeno 37 eruzioni esplosive avvenute lungo le faglie che orlano la caldera del Tufo Giallo Napoletano.
- II Epoca (8600 - 8200 anni fa) caratterizzata da almeno 6 eruzioni esplosive alimentate da sistemi di alimentazione ubicati lungo le faglie bordiere della caldera del Tufo Giallo Napoletano.
- III Epoca (4800 - 3800 anni fa) con prevalente attività esplosiva (almeno 26 eventi) e alcune eruzioni effusive (almeno 3). L'attività relativa alla III Epoca ha interessato il settore nord-orientale della caldera.
- Eruzione del 1538 di Monte Nuovo che interrompe un periodo di quiescenza di circa 3 mila anni ed è stata preceduta da ingenti deformazioni del suolo e attività sismica.

Dal punto di vista composizionale, i prodotti emessi ai Campi Flegrei variano da composizioni shoshonitiche a composizioni evolute trachitiche e fonolitiche. In particolare, i prodotti più evoluti sono anche quelli più abbondanti sia dal punto di vista dei volumi emessi che dal punto di vista del numero di eventi eruttivi. Inoltre il sistema magmatico flegreo ha una struttura complessa determinata dalla presenza di più livelli di stazionamento nella crosta: sulla base dei dati petrologici si è stabilita la presenza di un serbatoio relativamente profondo (8 km) dei

magmi primitivi di origine mantellica ed un livello relativamente più superficiale (4-5 km) che ha ospitato magmi più differenziati eruttati durante l'attività degli ultimi 10 mila anni.

Un dettaglio a parte meritano le isole di Procida e Vivara che sono localizzate tra i Campi Flegrei e Ischia. Procida è formata da alcuni centri eruttivi monogenici formati in seguito ad eruzioni esplosive magmatiche ed idromagmatiche. Procida è la parte emersa di un *tuff cone* (Rosi et al. 1988). L'età dei prodotti associati all'attività di queste isole è compresa tra 55 e 17 mila anni fa (D'Antonio e Di Girolamo 1994; D'Antonio et al. 1999 e bibliografia citata). I prodotti associati all'attività di Procida e Vivara sono depositi da massivi a sottilmente stratificati di ceneri, scorie, ialoclastiti e pomici che sono intercalati ai prodotti di Ischia e dei Campi Flegrei. La composizione dei prodotti varia da basalti a trachiti (Di Girolamo and Stanzione 1973).

3.2.2.1 Stato attuale di attività e scelta degli scenari di riferimento

Dopo le crisi bradisismiche del '70-'72 e del '82-'84, caratterizzate da un sollevamento massimo complessivo di oltre 3 m e da un'intensa attività sismica (oltre 10 mila terremoti registrati nell'ultima crisi) e da un incremento dell'attività fumarolica e idrotermale nell'area della Solfatara, si sono registrati episodi minori di sollevamento nel 1989 e nel 2000 caratterizzati da una sismicità relativamente modesta se paragonata alla crisi degli anni '80 (Figura 3.2.2.1.1).

Dal punto di vista geochimico (Chiodini et al. 2010), va sottolineato come a partire dal 2006, la composizione delle fumarole nell'area flegrea (Solfatara), ha visto un aumento progressivo del contributo di gas magmatici (continua e lenta crescita del rapporto CO_2/H_2O) e della temperatura (in particolare nella zona di Pisciarelli).

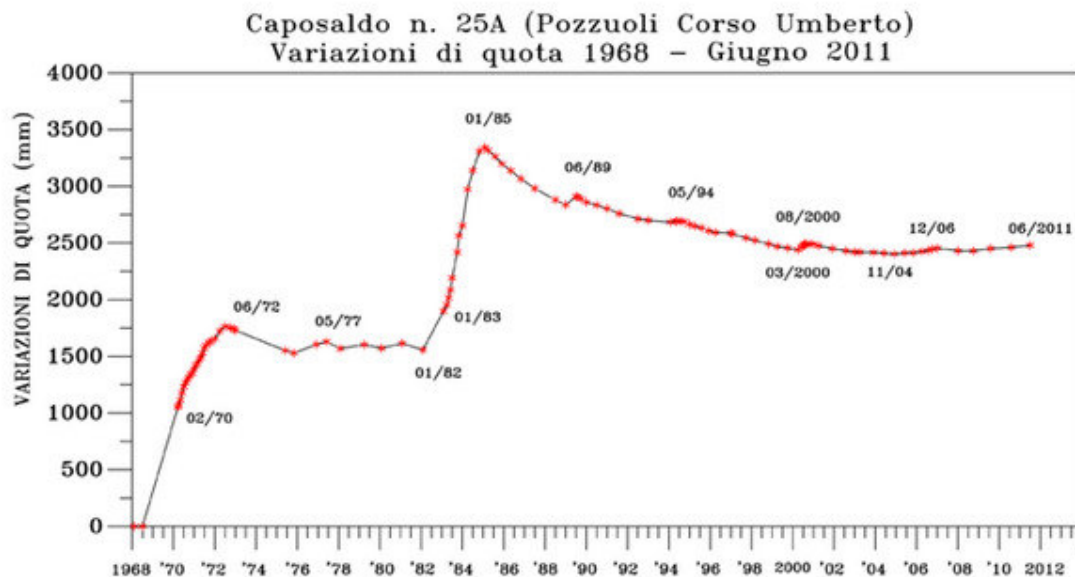


Figura 3.2.2.1.1. Deformazioni del suolo registrate nell'area flegrea (Pozzuoli) tra il 1968 e il 2013 (fonte: bollettino on-line dell'Osservatorio Vesuviano -INGV). Si notano chiaramente le due fasi deformative più intense (inizio anni '70 e inizio anni '90) che hanno dato luogo ad un sollevamento complessivo di quasi 3,5 m.

Per quanto riguarda la definizione degli scenari futuri, in letteratura scientifica è presente una valutazione della pericolosità vulcanica basata prevalentemente su dati geologici, vulcanologici, petrologici e geofisici. Pur tenendo presente che allo stato delle attuali conoscenze non è possibile prevedere quando avverrà la prossima eruzione, tuttavia questi dati, elaborati e integrati tra loro, hanno contribuito a fornire delle analisi probabilistiche su alcuni aspetti specifici quali:

- distribuzione di probabilità areale sull'ubicazione di future bocche eruttive (Selva et al., 2010)
- definizione degli stili e della magnitudo dei futuri scenari eruttivi e relativa valutazione della probabilità di accadimento (Orsi et al., 2009)
- probabilità della distribuzione di carichi al suolo (carte delle curve di isomassa) dovuti a depositi piroclastici da caduta (Costa et al., 2009)

I risultati di queste analisi, per quello che riguarda la probabilità di aperture di future bocche eruttive, indicano nelle aree comprese tra le piane di Agnano e San Vito, e tra Monte Nuovo e Averno le aree a maggiore probabilità.

Per quanto riguarda la definizione degli scenari eruttivi futuri, e prendendo a riferimento la storia eruttiva flegrea degli ultimi 5 mila anni, la distribuzione di probabilità annuale di accadimento di future eruzioni esplosive è suddivisa in tre classi, in base alla magnitudo, (Orsi et al., 2009) :

- Un'eruzione con volume delle piroclastiti $>0,4 \text{ km}^3$, una magnitudo >5 ed un'area soggetta a fallout di tefra con spessori $\geq 1 \text{ cm}$ maggiore di 1000 km^2 . Probabilità media pari a $3,73 \times 10^{-2}$.
- Un'eruzione con volume delle piroclastiti tra $0,15$ e $0,4 \text{ km}^3$, una magnitudo compresa tra $4,3$ e 5 ed un'area soggetta a fallout di tefra con spessori $\geq 1 \text{ cm}$ tra 500 km^2 e 1000 km^2 . Probabilità media pari a $2,50 \times 10^{-1}$.
- Un'eruzione con volume delle piroclastiti inferiore a $0,15$, una magnitudo inferiore a $4,3$ ed un'area soggetta a fallout di tefra con spessori $\geq 1 \text{ cm}$ inferiore a 500 km^2 . Probabilità media pari a $6,06 \times 10^{-1}$.

Questo quadro deve integrarsi con gli studi sull'interazione tra fattori locali (ad esempio la presenza di barriere topografiche o la quota topografica dei punti di emissione) e i meccanismi di propagazione dei flussi piroclastici (Alberico et al., 2011; Esposti Ongaro e Neri, 2012; Neri et al., 2013).

In sintesi, i fattori vulcanologici e geologici che devono convergere in un modello integrato per la valutazione della pericolosità vulcanica (ad es. Alberico et al., 2002, Figura 3.2.2.1.1) sono:

- Analisi della cronologia delle eruzioni avvenute in passato;
- Studio della distribuzione areale della probabilità di apertura di bocche eruttive;
- Analisi dei fattori topografici in relazione ai meccanismi eruttivi;
- Analisi dei fattori geologici locali in grado di influenzare lo stile eruttivo (ad esempio presenza di falde acquifere in grado di favorire interazione esplosiva di natura idromagmatica);
- Studio dell'areale di dispersione dei prodotti associati a eruzioni avvenute in passato;
- Analisi degli effetti legati a fenomeni secondari associati alla deposizione di materiale piroclastico (ad esempio lahar);
- Studio dell'interazione tra fenomeni eruttivi con bacini lacustri o marini, con particolare riferimento al potenziale tsunamigenico delle eruzioni (o dei fenomeni ad esse associati);
- Elaborazione di modelli e simulazioni numerici in relazione agli scenari eruttivi attesi.

Sebbene una sintesi di tutti questi aspetti non sia presente nella letteratura scientifica, e adottando un criterio cautelativo nella scelta dello scenario di riferimento, si ritiene appropriato, in questa prima fase di valutazione, prendere a riferimento la storia eruttiva flegrea degli ultimi 5 mila anni e, in accordo con quanto proposto da Orsi et al., (2009), riferirsi all'evento con la magnitudo più elevata registrato in questo intervallo temporale: un'eruzione intra-calderica con volume delle piroclastiti $>0,4 \text{ km}^3$, una magnitudo >5 ed un'area soggetta a fallout di tefra con spessori $\geq 1 \text{ cm}$ maggiore di 1000 km^2 .

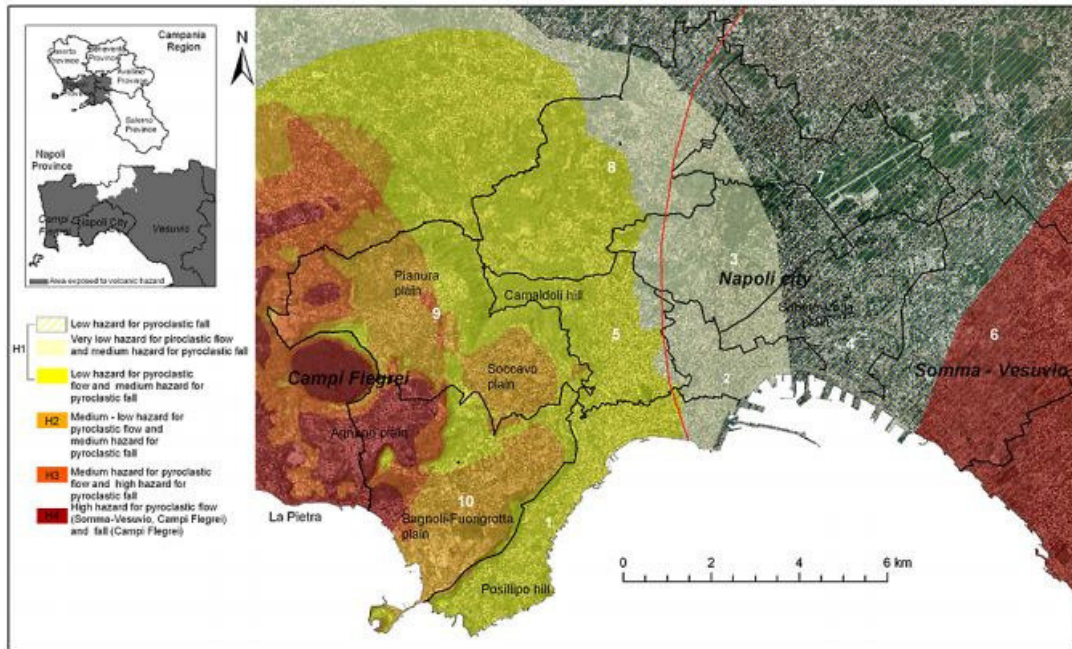


Figura 3.2.2.1.2 Probabilità condizionale del rischio vulcanico nella zona di Napoli. La linea rossa rappresenta il limite di propagazione dei flussi piroclastici associati all'eruzione vesuviana di Avellino (da Alberico et al., 2002).

Le implicazioni della scelta di questo scenario, in termini di aspetti che necessitano di ulteriori approfondimenti, sono discusse nel prossimo paragrafo.

3.2.2.2 Aspetti da approfondire

Data la mancanza di uno studio integrato degli aspetti vulcanologici, geocronologici, geologici, topografici, modellistici e probabilistici elencati sopra, nella definizione delle aree di esclusione occorrerà riferirsi a dati di letteratura che affrontano aspetti singoli del problema della pericolosità vulcanica nell'area flegrea. Per quanto riguarda lo scenario di riferimento, un'eruzione intra-calderica di magnitudo 5, gli aspetti che necessitano di ulteriori approfondimenti riguardano:

- L'analisi dei fattori topografici in relazione ai meccanismi eruttivi;
- L'analisi degli effetti legati a fenomeni secondari associati alla deposizione di materiale piroclastico (ad esempio lahar);
- Lo studio dell'interazione tra fenomeni eruttivi con bacini lacustri o marini, con particolare riferimento al potenziale tsunamigenico delle eruzioni intra-calderiche (o dei fenomeni ad esse associati).

3.2.3 Ischia

L'isola di Ischia, rappresenta la parte emersa di un vulcano ubicato circa 35 km a ovest di Napoli. Dal punto di vista morfologico e strutturale, Ischia è dominata da un rilievo centrale, il Monte Epomeo, che rappresenta la parte più rilevata di un horst vulcano-tettonico che si è formato in seguito alla risorgenza di una caldera oggi parzialmente sommersa (Figura 3.2.3.1) e da una serie di centri monogenici la cui attività ha formato alcuni promontori e, quindi, il profilo costiero dell'isola.

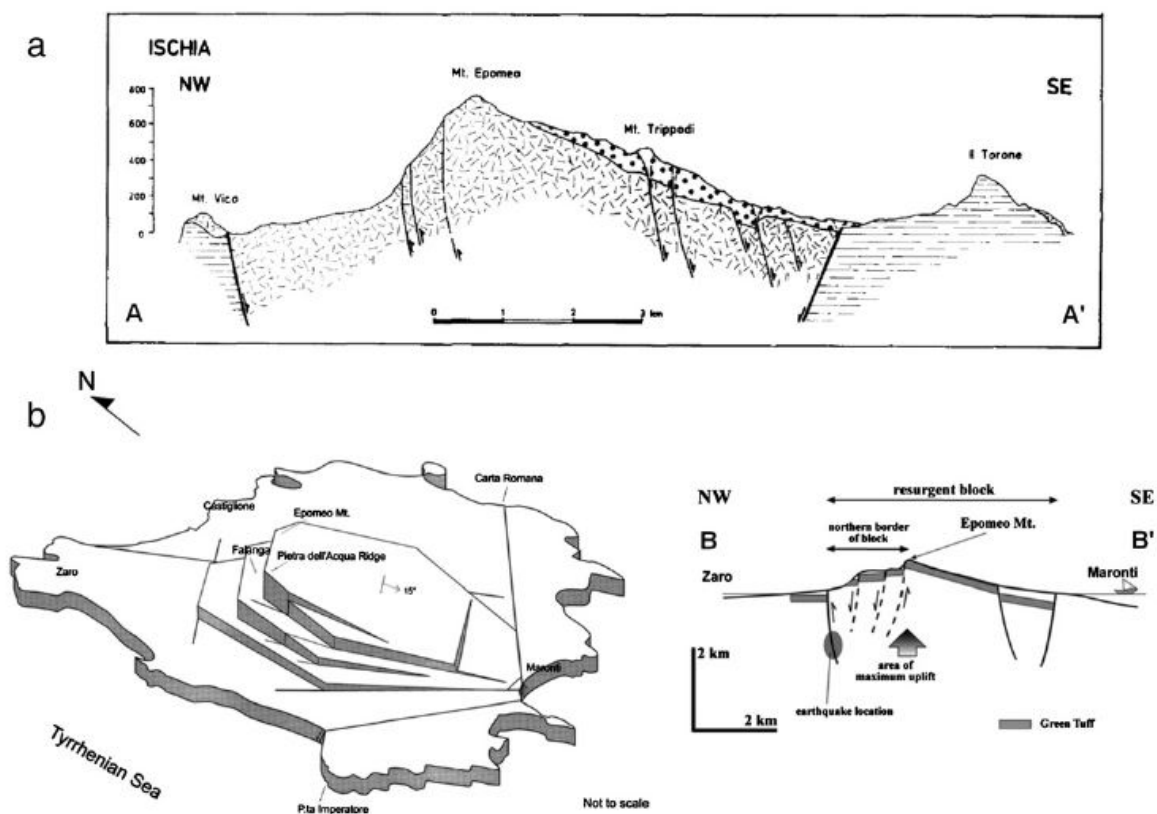


Figura 3.2.3.1. Modelli di risorgenza della caldera di Ischia secondo Orsi et al. (1991) (a) Acocella e Funicello (1999) e Molin et al. (2003) (b). I profili e il diagramma a blocco mettono in evidenza le zone di svincolo della risorgenza della caldera che si è formato in seguito all'eruzione del Tufo Verde del Monte Epomeo, circa 55 mila anni fa.

Dal punto di vista dell'evoluzione, l'attività eruttiva ischitana può essere schematizzata in quattro fasi principali (Rittmann 1930; Gillot et al. 1982; Poli et al. 1987; Vezzoli 1988; Civetta et al. 1991):

- la fase più antica, più antica di 150 mila anni, è riconducibile ad attività prevalentemente effusiva ed esplosiva;
- una seconda fase di attività, tra 150 mila e 75 mila anni fa, è testimoniata dalla presenza di una serie di domi lavici che orlano una struttura semicircolare, probabilmente il bordo di una caldera;
- la terza fase (55 mila 20 mila anni fa) di attività inizia con la messa in posto dell'eruzione del Tufo Verde dell'Epomeo che, dal punto di vista dei volumi emessi (tra i 20 e 45 km³ di DRE; *Dense Rock Equivalent*), rappresenta l'evento più importante dell'intera storia eruttiva dell'isola. Si tratta di una eruzione alla quale è associata la formazione della caldera, oggi dislocata e smembrata in più blocchi da imponenti fenomeni di risorgenza. La formazione della caldera del Tufo Verde dell'Epomeo è seguita da una serie di eruzioni effusive ed esplosive sia magmatiche che idromagmatiche con la messa in posto di depositi da caduta e da flusso e la formazione di centri monogenici di origine idromagmatica.
- L'ultima fase (10 mila anni fa - 1302 d.C.) è caratterizzata dall'attività di centri monogenici allineati lungo direttrici tettoniche estensive. L'attività di questi centri ha prodotto prevalentemente lave e la messa in posto di depositi da caduta e da flusso di origine magmatica e idromagmatica.

La figura 3.2.3.2 riporta una carta geologica semplificata dell'Isola di Ischia con i prodotti associati alle diverse fasi eruttive e la geometria del blocco risorgente del Monte Epomeo.

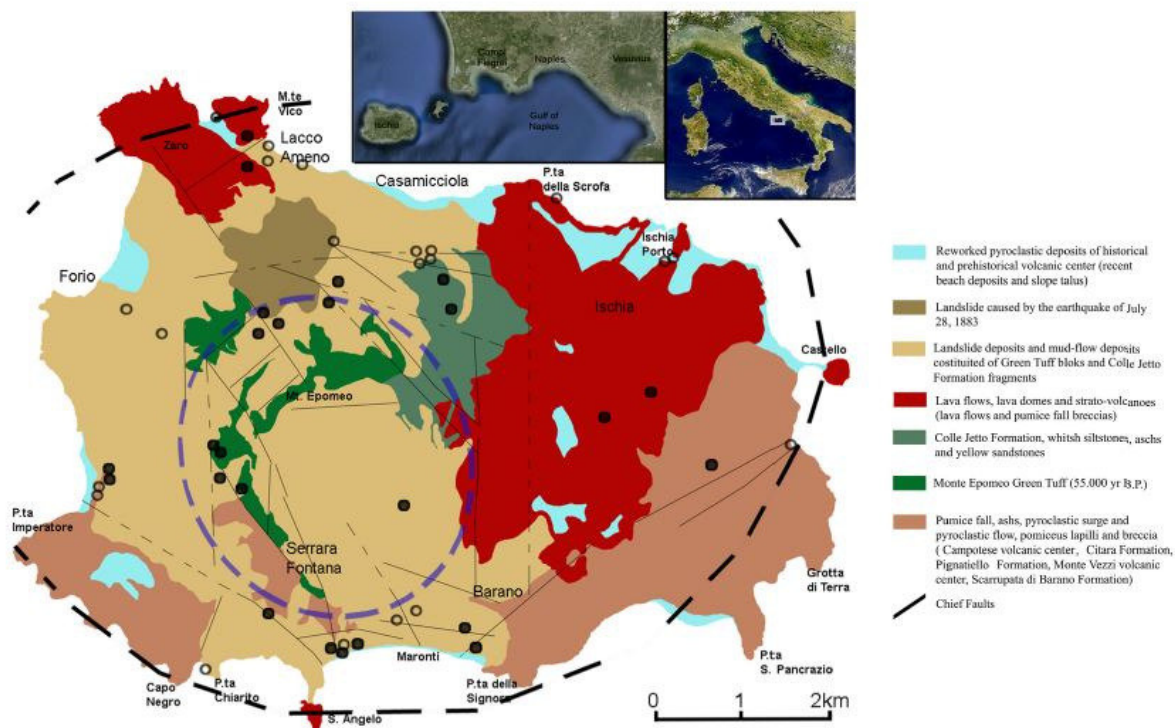


Figura 3.2.3.2. Carta geologica semplificata dell'Isola di Ischia. I cerchi pieni rappresentano le principali fumarole e i cerchi vuoti le principali sorgenti calde. La linea tratteggiata orla i bordi del blocco risorgente del Monte Epomeo, mentre la linea tratteggiata nera rappresenta il bordo della caldera del Tufo Verde del Monte Epomeo (modificata, da Carlino et al., 2014).

3.2.3.1 Stato attuale di attività e scelta degli scenari di riferimento

L'ultima eruzione che ha interessato l'isola di Ischia risale al 1302 d.C. ed è testimoniata da una colata di lava trachitica (eruzione dell'Arso). Sono state individuate diverse eruzioni di epoca storica, tra le quali una risalente alla prima colonizzazione greca dell'isola (circa all'VIII-VII sec a.C.) e le altre, associate alla formazione di domi lavici (ad es. M. Rotaro, M. Trippodi e Montagnone) di età compresa tra l'VIII secolo a.C. e il III secolo AD. Attualmente l'isola è interessata da un'intensa attività fumarolica e idrotermale (con temperature superiori a 200 °C a 700 m sotto il livello del mare) legate alla presenza di una camera magmatica relativamente superficiale (profondità inferiore ai 3 km; Carlino et al., 2014); il sistema geotermico è alimentato da una circolazione di fluidi che permeano le aree tettonizzate lungo i bordi dei blocchi della caldera risorgente (Figura 3.2.3.1.1).

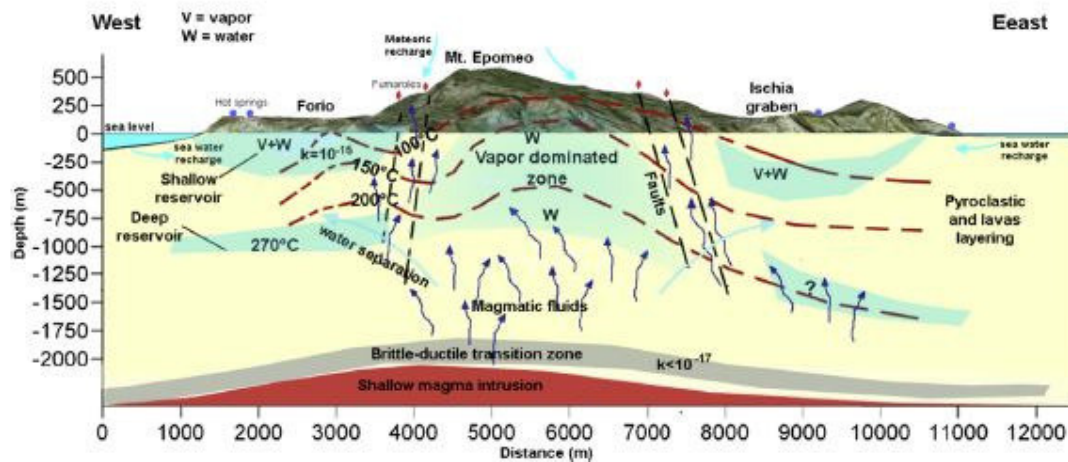


Figura 3.2.3.1.1 Modello concettuale del sistema geotermico di Ischia. Al di sotto del blocco centrale del Monte Epomeo c'è un'area dominata da emissioni di vapore. Il rilascio di calore (fumarole) avviene principalmente lungo le faglie che bordano il blocco risorgente mentre le sorgenti calde sono localizzate prevalentemente lungo la costa. L'andamento delle isoterme, con temperature superiori a 200 °C a 700 m sotto il livello del mare, è basato sui dati di pozzo e sui dati geochimici delle acque (da Carlino et al., 2014).

Sull'isola sono inoltre attivi fenomeni di deformazione del suolo che, almeno dall'epoca romana, hanno provocato una subsidenza nell'ordine di alcuni metri, probabilmente interrotta da alcune fasi di sollevamento. A partire dal 1913, la subsidenza è stata nell'ordine di 1-5 mm all'anno nell'area centrale dell'isola (blocco di Monte Epomeo, Pingue et al., 2005).

Un aspetto rilevante ai fini della valutazione della pericolosità vulcanica è la possibilità che una fase di deformazioni indotta da una risalita di magma possa generare sismicità e fenomeni di instabilità gravitativa (Paoletti et al., 2009). Analisi geomorfologiche, fonti storiche e evidenze archeologiche dimostrano che la maggior parte delle frane più importanti, dal punto di vista dei volumi, sono da mettere in relazione con terremoti (Mele e Del Prete, 1998). I fenomeni di instabilità gravitativa, possono essere ulteriormente facilitati da processi di alterazione termo-chimica e/o atmosferica che sono particolarmente accentuati lungo le strutture tettoniche della caldera e dei blocchi risorgenti (Rapolla et al., 2010). In questa prospettiva, alcuni lavori recenti hanno evidenziato come una ripresa dell'attività vulcanica possa favorire il collasso a mare del settore nord occidentale del Monte Epomeo, con effetti tsunamigenici rilevanti (Zaniboni et al. 2013; Figura 3.3.3.1.1).

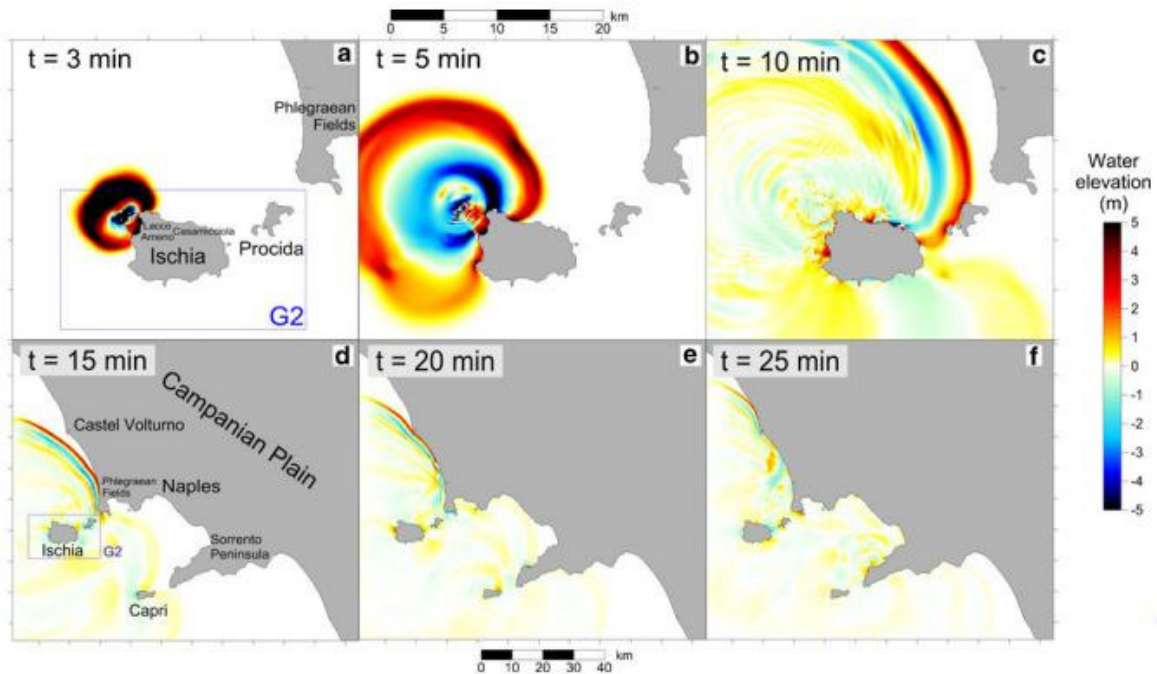


Figura 3.3.3.1.1 Modello di propagazione di un'onda di tsunami causata dal collasso del settore nord occidentale del Monte Epomeo (Ischia). In questo scenario, le aree maggiormente coinvolte sarebbero la pianura campana (area della foce del fiume Volturno). Le onde positive, ossia associate ad un sollevamento del livello del mare e quindi, ad una inondazione della costa, sono in colori dal giallo al rosso. Le onde negative, corrispondenti ad una discesa del livello del mare, sono colorate in celeste-blue (da Zaniboni et al. 2013).

Per quanto riguarda la definizione dei possibili scenari eruttivi, come criterio di prima esclusione, ci si focalizzerà sull'ubicazione dei centri eruttivi dell'ultima fase (10 mila anni) di attività caratterizzata dall'attività di centri monogenici che hanno prodotto prevalentemente lave e la messa in posto di depositi da caduta e da flusso di origine magmatica e idromagmatica. Inoltre, per quanto riguarda in particolare i fenomeni deformativi, l'area di esclusione dovrà tenere conto della presenza della caldera di Ischia, dei fenomeni deformativi a essa associati e, nei limiti di quanto noto dalla letteratura, del potenziale tsunamigenico dell'isola.

3.2.3.2 Aspetti da approfondire

La storia eruttiva di Ischia e i fenomeni ad essa associati mostrano una complessa interrelazione; in particolare la risorgenza della caldera e deformazioni del suolo, l'intensa attività idrotermale e fumarolica, la sismicità di origine

vulcano-tettonica e le eruzioni avvenute anche in epoca storica rendono la definizione di futuri scenari eruttivi un'operazione complessa che non trova attualmente riscontro nella letteratura scientifica.

In particolare, il potenziale tsunamigenico associato a una ripresa dell'attività vulcanica è materia in via di definizione. Studi recenti (Paoletti et al., 2008; Zaniboni et al., 2013), hanno messo in evidenza come, in uno scenario di *unrest* vulcanico, il collasso di una porzione del Monte Epomeo possa esporre la fascia costiera campana a onde di tsunami alte oltre 5 m. Quindi, sono da valutare con attenzione altre potenziali sorgenti tsunamigeniche ischitane potenzialmente in grado di interessare le coste tirreniche.

3.2.4 Il Vesuvio

L'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio è costituito da due strutture coalescenti: il Monte Somma, uno stratovulcano che ha subito molteplici fasi di collasso in seguito ad eruzioni Pliniane e la conseguente formazione di una caldera poligenica (diametro circa 2 km) e il cono del Vesuvio, formatosi all'interno della caldera dopo l'eruzione del 79 d.C. di Pompei. Le pareti interne della caldera e l'edificio del Vesuvio sono separati dalla Valle dell'Inferno, una depressione dove si sono incanalate alcune recenti colate di lava, compresa la colata di lava del 1944 che è l'ultima manifestazione eruttiva del Vesuvio.

Dal punto di vista della cronologia dell'attività, il Monte Somma ha un'età inferiore all'Ignimbrite Campana (Età 39 mila anni). Tuttavia i dati stratigrafici ricostruiti grazie ad un sondaggio geotermico risalente alla seconda metà degli anni '70 (Posso Trecase) mettono in evidenza come l'attività vulcanica nell'area vesuviana sia molto più antica (circa 380 mila anni fa), come testimoniato da alcune colate di lava riconducibili ad un ambiente di messa in posto sottomarino.

Schematicamente, l'evoluzione del Somma-Vesuvio, in base alle variazioni negli stili eruttivi e ai dati geochimici, può essere riassunta in una successione dei seguenti periodi eruttivi (Peccerillo, 2005 e bibliografia citata):

- il periodo compreso tra 39 mila anni (età dell'Ignimbrite Campana) e circa 20 mila anni fa caratterizzato da prevalente attività effusiva e, subordinatamente, da eruzioni esplosive a bassa energia;
- la precedente fase di attività si chiude circa 22 mila anni fa, con una brusca variazione dello stile eruttivo e l'inizio di una serie di almeno nove grandi eruzioni esplosive (da sub-Pliniane a Pliniane) e un numero imprecisato (alcune decine) di eruzioni meno energetiche. I tempi di riposo che caratterizzano questa fase eruttiva variano da centinaia a migliaia di anni. In particolare in questo periodo avviene l'eruzione Pliniana più voluminosa dell'intera storia eruttiva del Somma-Vesuvio, nota come eruzione delle Pomice di Base avvenuta circa 22 mila anni fa, associata ad una sostanziale variazione nella composizione dei prodotti

emessi e all'inizio della formazione della caldera. Seguono, a distanza di alcune migliaia di anni, altre eruzioni Pliniane tra cui le Pomici di Mercato (8500 anni fa) e le Pomici di Avellino (circa 4000 anni fa).

- il successivo periodo eruttivo (3500 anni fa - 1631 AD), caratterizzato da una frequenza delle eruzioni relativamente alta (almeno 20 eventi) e da volumi eruttati significativi, si apre circa 3500 anni fa e si conclude con l'eruzione del 1631 che può essere considerata l'ultima grande eruzione del Vesuvio. In questo periodo avviene anche la più famosa eruzione vesuviana, quella di Pompei ed Ercolano del 79 d.C. e l'eruzione di Pollena del 472 d.C. Nell'ambito di questo periodo eruttivo, tra l'eruzione di Pollena e per tutto il XII secolo, avviene una successione di eruzioni da sub-pliniane a stromboliane violente alimentate da una fase "a condotto aperto".
- Il periodo 1631 AD - 1944 AD. E' una fase eruttiva "a condotto aperto" con caratteristiche simili alla fase 472 d.C. - XII secolo. Questo periodo è caratterizzato da un'attività prevalentemente effusiva dal cratere centrale del Vesuvio o da fratture laterali, come è avvenuto nel 1760 e nel 1794.

Semplificando lo schema generale dell'attività vesuviana, si può affermare che l'attività degli ultimi 3500 anni del Vesuvio è caratterizzata da periodi di attività a condotto aperto prevalentemente effusiva con episodi esplosivi comunque inferiori a VEI 3. La composizione del magma in queste fasi relativamente meno esplosive varia da tefritica a leucitica. Questi periodi sono interrotti da periodi anche plurisecolari di quiescenza che terminano con eruzioni di tipo sub-Pliniano (VEI 4) o Pliniano (VEI 5). La composizione del magma in queste fasi con VEI 4 e VEI 5 è più differenziato con composizioni fino a fonolitico-tefritiche.

3.2.4.1 Stato attuale di attività e scelta degli scenari di riferimento

A partire dal 1944 il Vesuvio è entrato in una fase di quiescenza che ha chiuso un periodo "a condotto aperto" di oltre tre secoli. Come anche indicato dalla *Commissione nazionale incaricata di provvedere all'aggiornamento dei piani di emergenza dell'area vesuviana e flegrea per il rischio vulcanico*, istituita con il decreto n. 1828 del 18 giugno 2002 (e successivo decreto del Capo della Protezione Civile n. 698 del 6 marzo 2003), allo stato delle conoscenze "non è possibile stabilire neanche approssimativamente la presumibile durata del riposo attuale". Tuttavia, considerando che l'eruzione del 1944 ha chiuso una fase a condotto aperto, si ritiene estremamente poco probabile che la futura eruzione sarà caratterizzata da emissione di lava e fenomeni a bassa esplosività.

In quest'ottica, e trascorsi 70 anni dall'ultima eruzione, si ritiene che il Vesuvio sia entrato in una fase di quiescenza tale che gli scenari eruttivi futuri debbano includere eventi esplosivi (in ordine di energia decrescente) quali:

- eruzioni Pliniane;

- eruzioni sub-Pliniane I tipo;
- eruzioni sub-Pliniane II tipo.

Sebbene vi siano in letteratura molti lavori scientifici che stimano la probabilità che al Vesuvio avvenga un'eruzione con determinate caratteristiche di magnitudo e intensità in un determinato intervallo di tempo (ad es. Marzocchi et al., 2004), ci sono pareri discordi al riguardo. Altri autori, seguendo una diversa impostazione del problema, evidenziano come l'intensità di una futura eruzione sia indipendente dal tempo di riposo (distribuzione Poissoniana degli eventi vesuviani; Carta et al., 1981).

Gli studi statistici suggeriscono che l'Eruzione Massima Attesa del Vesuvio (o EMA), considerata nei Piani d'Emergenza (DPC 1995, DPC 2001, DPC 2010; da VEI3 a VEI4), non sia l'evento massimo che ci si può attendere in caso di riattivazione del Vesuvio e non escludono la possibilità che possano avvenire eruzioni VEI5 con una probabilità intorno all'1% nei prossimi 140 anni.

In questo studio, si è deciso di adottare un criterio più conservativo nella scelta dello scenario di riferimento di quanto sia stato fatto nei Piani di Emergenza DPC. Su questa base, è stato ritenuto opportuno considerare come scenario di riferimento una possibile eruzione pliniana con VEI5, cioè un'eruzione con le caratteristiche di maggiore energia tra quelle registrate al Vesuvio e, quindi la più distruttiva. Per le caratteristiche generali delle eruzioni pliniane si rimanda all'Appendice 5 [Stili eruttivi e schemi di classificazione delle eruzioni]. Qui ci si limiterà a descrivere quali possono essere le fasi di evoluzione di un evento VEI 5 sulla base di quanto già registrato nel passato.

L'evoluzione delle singole eruzioni di tipo pliniano con VEI5 registrate in passato al Vesuvio, può essere riassunta in una serie di fenomeni come segue:

una fase iniziale caratterizzata da esplosioni freatiche che possono evolvere in una vera e propria attività di tipo freato-magmatico. Gli effetti, in termini di danni, durante questa fase sono, relativamente alla fase parossistica successiva, i meno rilevanti.

Nella fase successiva, si ha la formazione della colonna fino a un'altezza maggiore di 20 km e tassi d'accumulo dei depositi fino a 10-20 cm/ora.

In seguito, può avvenire il collasso della colonna e la formazione di flussi piroclastici che si propagano lungo i fianchi dell'edificio vulcanico. Più dell'80% del materiale totale è eruttato in questa fase.

Infine, vi è la fase di chiusura dell'eruzione, una fase freato-magmatica che può durare anche alcune settimane, caratterizzata da un'alternanza di esplosioni magmatiche ed esplosioni freatomagmatiche, a cui possono essere associate colonne sostenute che raggiungono altezze stratosferiche e che possono generare colate piroclastiche.

La valutazione dell'impatto di un evento VEI5 non è stata effettuata nell'ambito dei Piani di Emergenza del Vesuvio in quanto lo scenario di riferimento è modulato su un'eruzione VEI4 (cfr. Dipartimento di Scenari eruttivi e livelli di allerta per il Vesuvio); inoltre, nella letteratura scientifica, non sono disponibili tutti i dati necessari ad una

valutazione complessiva dei fenomeni associati a questo tipo di eventi. Quindi, si è deciso di applicare un approccio cautelativo che tiene conto dei fenomeni eruttivi associati agli eventi VEI5 registrati nell'intera storia eruttiva del Vesuvio. In questa prospettiva e sulla base di tutti i dati stratigrafici disponibili, il punto di partenza per determinare un'area di prima esclusione è la capacità di dispersione di tutti i flussi piroclastici associati ai VEI5 registrati nelle successioni piroclastiche (Figura 3.2.4.1.1).

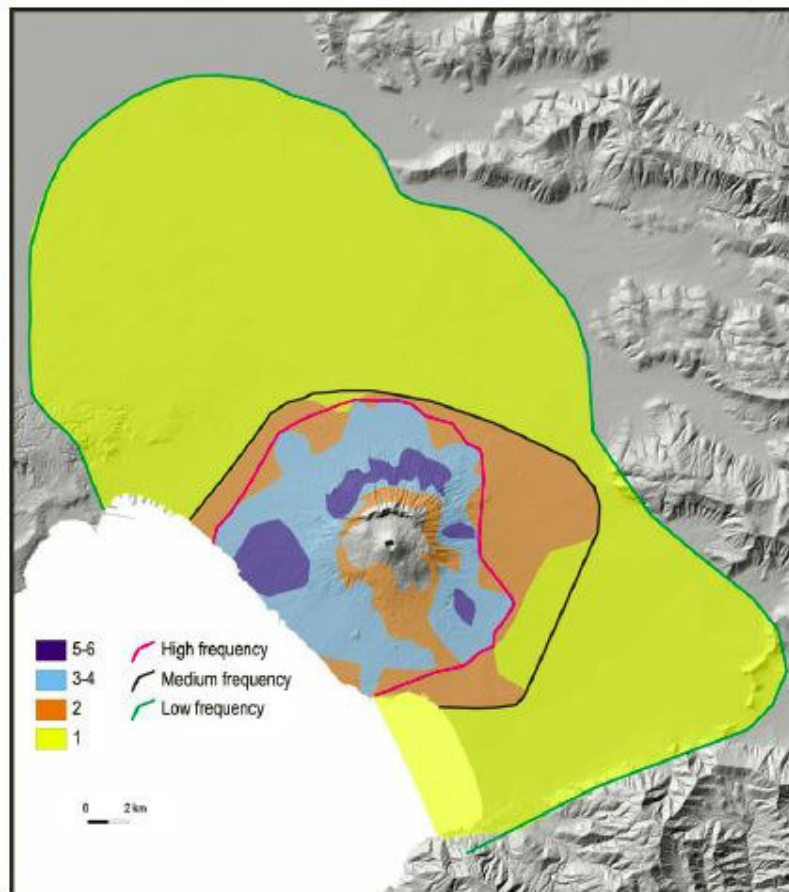


Figura 3.2.4.1.1 Frequenza (numero di eventi totali) di deposizione di flussi piroclastici dal Vesuvio negli ultimi 22 mila anni nell'area circumvesuviana e nella piana campana. Da notare come l'area con massima frequenza di deposizione sia confinata entro i 10 km dal cratere del Vesuvio. (da Gurioli et al., 2010). La massima area di inviluppo definita dai punti più distanti raggiunti da flussi piroclastici (campitura in giallo; un solo caso negli ultimi 22 mila anni), risulta allungata in direzione NO-SE, anche in relazione alle caratteristiche morfologiche della pianura campana. I punti più distanti raggiunti dai flussi piroclastici si trovano a circa 18-20 km dal cratere del Vesuvio.

3.2.4.2 Aspetti da approfondire

L'aspetto più rilevante da approfondire riguarda l'instabilità di versante determinata da alti tassi di accumulo delle ceneri associate ad un evento esplosivo VEI5. Oltre alle aree di esclusione determinate sulla base dei criteri sopra elencati, si ritiene debba essere oggetto di ulteriore approfondimento lo studio delle aree soggette a fenomeni di lahar, con particolare al settore del pre-Appennino centrale ed Appennino centrale.

3.2.5 Il sistema vulcanico Vulcano-Lipari

L'Isola di Vulcano, con un'area emersa di circa 22 km², rappresenta il settore meridionale di un grande sistema vulcanico che include sia l'isola di Vulcano che l'isola di Lipari (Gioncada et al., 2003). Per questa ragione, e per il fatto che crisi sismiche e deformazioni del suolo avvenute negli ultimi decenni mostrano una stretta interrelazione nelle due isole (Sheridan et al., 1985; cfr. paragrafo 4.3.5.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento), il vulcanismo di Vulcano e Lipari è trattato in un unico capitolo (Figura 3.2.5.1).

L'attività vulcanica a Vulcano può essere riassunta in cinque fasi di attività:

- una fase 'primordiale' tra 120 mila e 100 mila anni fa;
- una seconda fase di attività della Caldera del Piano tra 100 mila e 20 mila anni fa;
- una fase di attività del Lentia (o dei Monti Lentia) tra 20 mila e 15 mila anni fa;
- l'attività del Cratere della Fossa tra 15 mila e 8 mila anni fa;
- la formazione del Cono della Fossa a partire da circa 6 mila anni fa.

Per quanto riguarda gli stili eruttivi, a partire dalla fase primordiale, l'attività eruttiva di Vulcano è caratterizzata da un ampio spettro di stili eruttivi che ha dato luogo alla formazione di colate e domi lavici e la messa in posto di notevoli spessori di rocce piroclastiche con composizioni shoshonitica, latitica, trachitica e riolitica (Pichler, 1980).

Inoltre, circa 1000 anni fa, si ha la formazione e l'emersione di un'isola, Vulcanello che, grazie all'apporto di sedimenti, è oggi unita con un istmo all'isola di Vulcano. L'eruzione di Vulcanello è stata alimentata da magmi ad affinità alcalino potassica con un ampio spettro composizionale da lave poco differenziate a prodotti piroclastici trachitici.

L'ultima eruzione a Vulcano è avvenuta nel 1888-1890 e, in seguito alla descrizione di Mercalli and Silvestri (1891), è stato introdotto nella nomenclatura vulcanologica il termine classificativo 'vulcaniano'.

L'isola di Lipari, la maggiore tra le Isole Eolie, è stata oggetto di numerosi studi a carattere vulcanologico, petrologico e di rilevamenti finalizzati all'elaborazione di carte geologiche (cfr. Lucchi et al., 2013 e Barreca et al., 2014 e bibliografia citata)

L'attività eruttiva può essere riassunta in una successione di almeno tre cicli eruttivi principali:

- un ciclo eruttivo antico (circa da 220 mila a 80 mila anni fa) i cui prodotti sono riconducibili ad attività sia sottomarina che subaerea. Durante questa fase eruttiva vi è stata un'attività effusiva ed esplosiva con la messa in posto di prodotti da poco differenziati a differenziati (da basalti andesitici a andesiti). Nella fase finale di questo ciclo eruttivo (a partire da circa 120 mila anni fa), i prodotti assumono una componente potassica (andesiti alte in potassio e subordinate daciti e shoshoniti)
- un secondo ciclo eruttivo (da 80 mila a 13 mila anni fa) caratterizzato dalla messa in posto di notevoli spessori di prodotti piroclastici (i cosiddetti tufi marroni) associati e intercalati a lave differenziate che hanno dato luogo alla formazione di colate e domi lavici.
- Un terzo e ultimo ciclo eruttivo (13 mila anni fino al 580 d.C.) caratterizzato dalla messa in posto di lave riolitiche che hanno dato luogo alla formazione di domi e di depositi di pomici.

Dal punto di vista geologico-strutturale, l'attività più antica e meno differenziata è associata ad una serie di strutture tettoniche a prevalente andamento Est-Ovest mentre l'attività più recente deve essere messa in relazione all'allineamento tettonico Tindari-Letojanni-Malta orientato in direzione NO-SE. (Crisci et al. 1991).

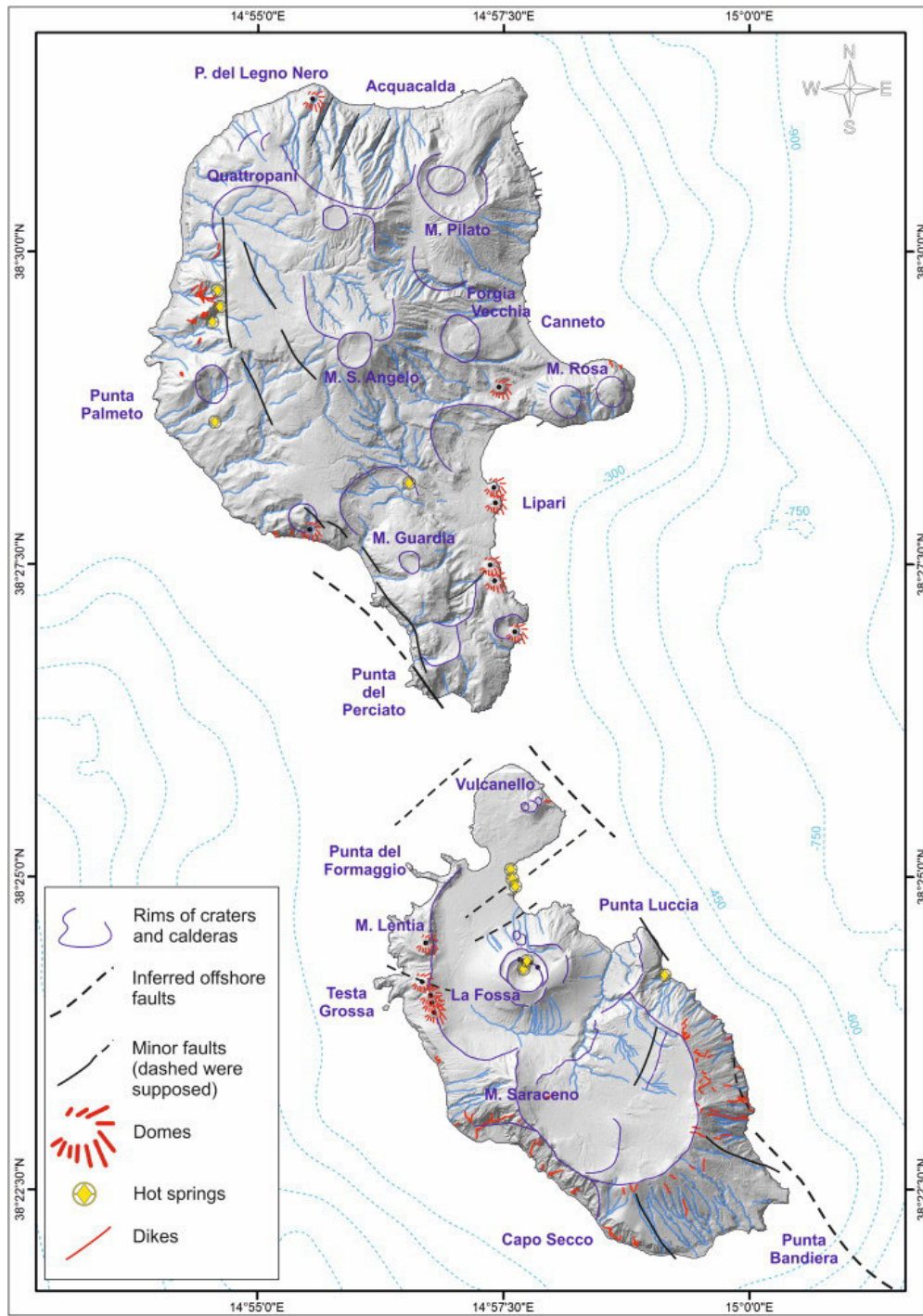


Figura 4.2.5.1 Carta morfo-strutturale e DEM di Lipari e Vulcano con le principali strutture vulcaniche e tettoniche riportate da Lucchi et al., 2013 e da Barreca et al., 2014).

3.2.5.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento

L'attenzione sul problema della pericolosità vulcanica a Lipari e a Vulcano, oltre che dalla presenza di attività eruttiva in epoca storica, si è focalizzata sulla presenza di fenomeni recenti quali sismicità diffusa e deformazioni del suolo. In particolare, il monitoraggio e l'attenzione da parte della comunità scientifica sono stati catalizzati da una fase di deformazione del suolo, con associata sismicità, che ha avuto un periodo di intensa attività a partire dalla metà degli anni '70 e che è culminata con un evento $M = 5.5$ il 15 aprile 1978 pochi chilometri a sud dell'Isola di Vulcano. Un particolare motivo di attenzione è il fatto che la sismicità, durante la crisi della seconda metà degli anni '70, è stata accompagnata da un aumento delle temperature delle emissioni gassose a Vulcano e fosse allineata lungo la direttrice tettonica Tindari-Letojanni (Figura 3.2.5.1.1) lungo la quale sono allineati i centri di attività del complesso vulcanico Vulcano-Lipari. Anche se le deformazioni e la sismicità osservate verso la metà degli anni '70 (e poi ancora nella seconda metà degli anni '80; Tedesco 1996) non sono state seguite da eruzioni, è da tenere presente che variazioni nel regime di stress crostale lungo le strutture tettoniche che controllano il vulcanismo, possono determinare le condizioni favorevoli alla risalita di magma. Inoltre, a Vulcano c'è un elemento di pericolosità legato all'accadimento di eruzioni freatiche (senza il contributo di magma), come già accaduto nell'eruzione freatica del 1727 a Forgia Vecchia.

Per quanto riguarda gli studi sulla pericolosità vulcanica a Vulcano e Lipari, proprio in seguito alla crisi degli anni '70, si sono sviluppati alcuni modelli per valutare la mobilità e l'intensità di fenomeni quali surge piroclastici (Sheridan e Malin, 1983) e di fenomeni vulcanici quali quelli verificatisi negli ultimi 20 mila anni (Frazzetta et al., 1984). Questi modelli hanno messo in evidenza come fattori geomorfologici legati all'orografia (quota dei punti di emissione e angoli degli edifici vulcanici; Figura 3.2.5.1.2), nel caso in cui si ripetano scenari eruttivi come quelli registrati negli ultimi 20 mila anni, potrebbero favorire la mobilità dei surge piroclastici e investire porzioni molto ampie della superficie delle due isole (Sheridan e Malin, 1983).

Altri studi hanno analizzato, attraverso la dispersione di depositi piroclastici e le aree interessate da colate di lava, quali aree dell'isola di Vulcano possano essere interessate da attività esplosiva (wet-surge, dry surge, depositi da caduta) ed effusiva, mettendo in evidenza come lo scenario più gravoso, da un punto di vista del rischio vulcanico, sia un'eruzione esplosiva presso il vulcano della Fossa con l'emissione di surge piroclastici (Frazzetta et al., 1984).

Per quanto riguarda i fenomeni associati all'attività vulcanica e sismica potenzialmente di grado di interessare aree anche al di fuori dell'arcipelago eoliano, si segnala l'evento di tsunami del 20 aprile 1988 quando una frana di circa 200 mila metri cubi si è staccata dal settore nord orientale del vulcano della Fossa.

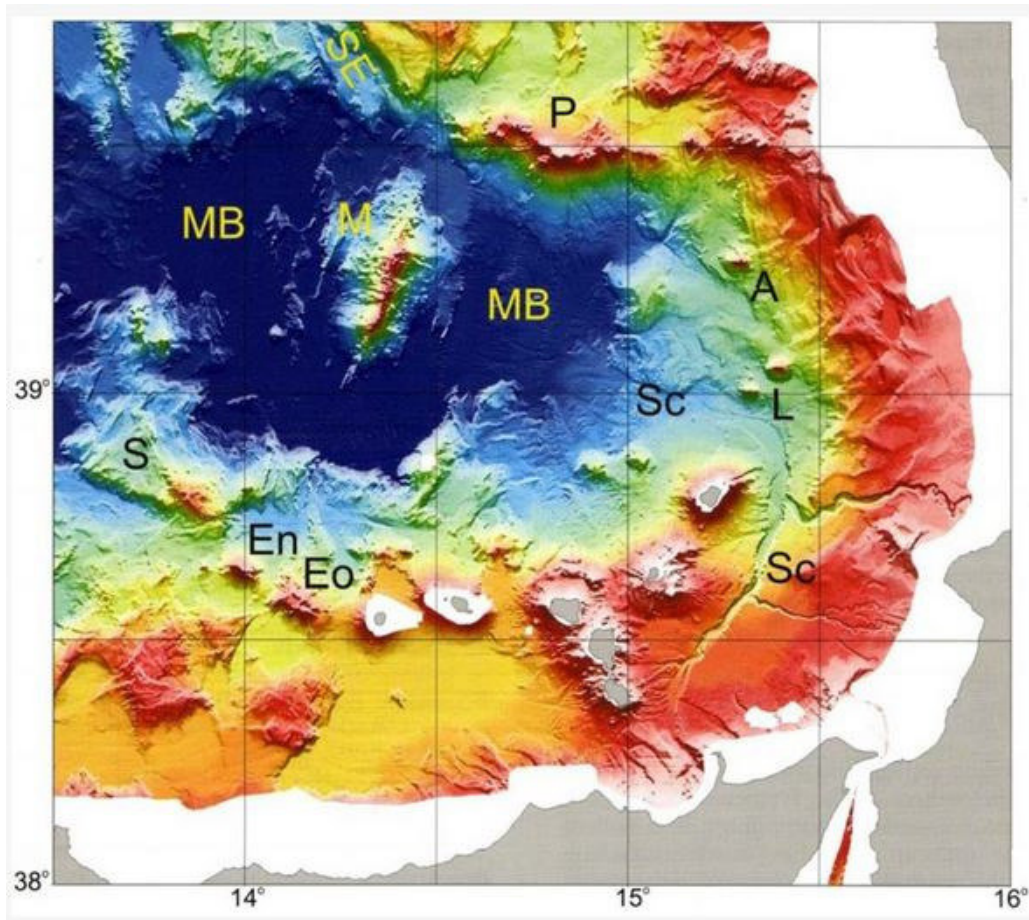


Figura 3.3.5.1.1 Mappa batimetrica del Tirreno meridionale nell'area dell'arcipelago eoliano e dei seamount tirrenici. I seamount e i principali elementi morfostrutturali sono indicati con le seguenti abbreviazioni: M: Marsili seamount; MB: Bacino del Marsili; P: Palinuro seamount; A: Alcione seamount; L: Lametini seamount; Sc: Canyon di Stromboli; Eo: Eolo Seamount; En: Enarete Seamount; S: Sisifo Seamount (da Marani et al., 2004).

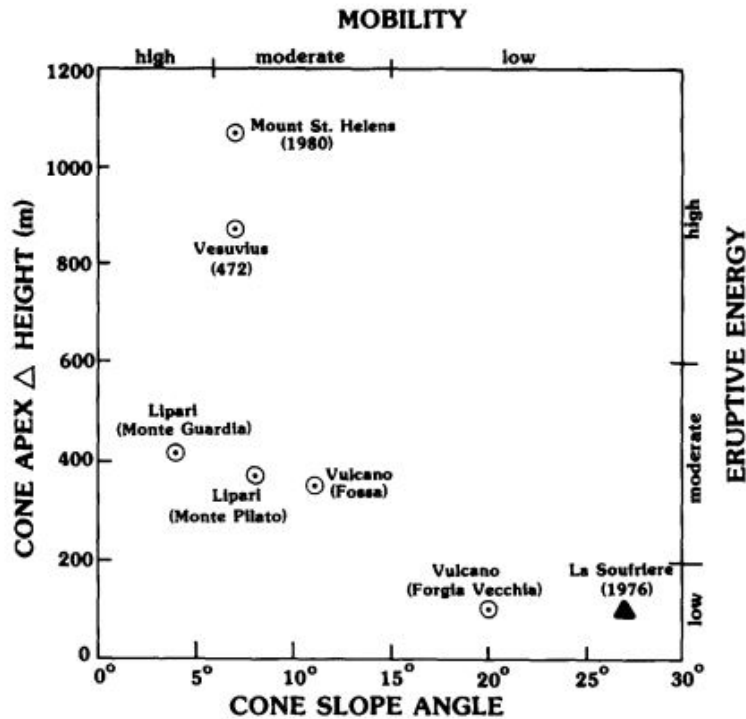


Figura 3.3.5.1.2 Relazione tra condizioni geomorfologiche (quota di emissione e pendenza degli edifici vulcanici), mobilità dei surge piroclastici ed energia eruttiva associata a Vulcano (La Fossa e Forgia Vecchia) e Lipari (Monte Pilato e Monte Guardia). Il confronto è con fenomeni vulcanici avvenuti in epoca recente e storica (da Sheridan e Malin, 1983)

Attualmente, l'attività di Vulcano è monitorata 24 ore su 24 da una rete di strumenti predisposti dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Il piano di emergenza per l'isola di Vulcano è in fase di definizione (fonte: www.protezionecivile.gov.it)

In conclusione, e sulla base dei risultati presenti in letteratura e sulla base della storia eruttiva, si ritiene che l'intera area delle isole di Vulcano e Lipari possano essere sede o essere interessate da fenomeni vulcanici di moderata e alta energia con associati eventi sismici e anomalie nel sistema idrotermale tale da comportare una esclusione completa di queste aree.

3.2.5.2 Aspetti da approfondire

Per quanto riguarda gli aspetti legati all'impatto di eruzioni, o a fenomeni connessi all'attività eruttiva, a Vulcano e a Lipari, si ritiene che debbano essere oggetto di ulteriore approfondimento i fenomeni di instabilità gravitativa di versanti marini e subaerei. Infatti, si ritiene che il potenziale tsunamigenico del collasso in mare di porzioni significative dei versanti vulcanici o delle falesie lungo le coste (i cui fattori di innesco possono includere anomalie nel sistema geotermico e sismicità, così come già avvenuto negli ultimi anni) non siano stati affrontati in modo specifico nella letteratura scientifica per quello che riguarda i potenziali effetti sulle coste Tirreniche. Pertanto, tali aspetti dovranno essere ulteriormente approfonditi ad una scala di dettaglio che potrà riguardare aree specifiche lungo le coste Tirreniche, con particolare riferimento alla Sicilia settentrionale.

3.2.6 Stromboli

Il vulcano Stromboli è formato da due strutture emerse, l'isola principale (circa 12 km²) e la piccola isola di Strombolicchio. L'età delle rocce affioranti più antiche è di circa 200 mila anni a Strombolicchio e di circa 100 mila anni a Stromboli (Condomines e Allegre, 1980; Gillot e Keller, 1993).

La composizione dei prodotti è molto ampia e include termini da calcalini a termini alti in potassio (shoshoniti).

L'attività eruttiva può essere riassunta in 5 fasi principali (Figura 3.3.6.1): Paleostromboli, Vancori, Neostromboli, Recente e Attuale (Hornig-Kjarsgaard et al. 1993).

La transizione tra le varie fasi di attività è scandita da importanti fenomeni di collasso vulcano-tettonico: in particolare la transizione dal Paleostromboli alla fase Vancori è segnata dalla formazione di una caldera, mentre la transizione dalla fase Vancori alla fase del Neostromboli è marcata dal collasso dell'intero settore occidentale dell'isola. Il passaggio dal Neostromboli all'Attività recente è associato alla formazione della Sciara del Fuoco (Figura 3.3.6.1). L'attività attuale, con caratteristiche che saranno illustrate nel prossimo capitolo, interessa l'area craterica posta nell'area del Pizzo Sopra la Fossa (Figura 3.3.6.1).

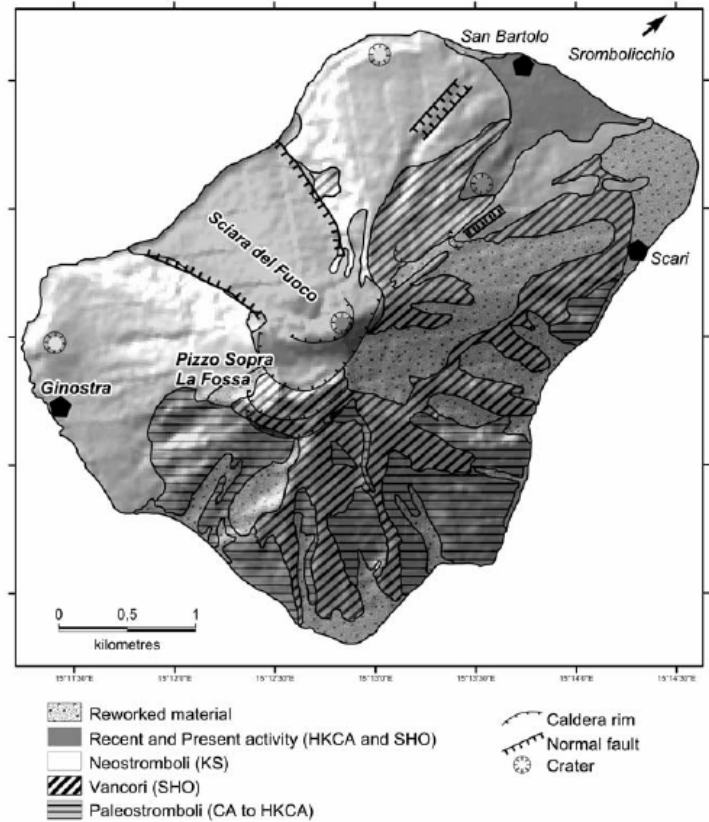


Figura 3.2.6.1 Mappa geologica semplificata di Stromboli che mette in evidenza la distribuzione dei prodotti associati alle principali fasi di evoluzione dell'edificio emerso e le strutture vulcano-tettoniche più importanti (da Hornig-Kjarsgaard et al., 1993), modificato).

3.2.6.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento

L'attuale attività dello Stromboli è caratterizzata da eruzioni a condotto aperto con caratteristiche di esplosività generalmente basse. Nello specifico, si tratta di fontane di lava intermittenti o piccole esplosioni che generalmente hanno un'altezza intorno ai 100 m, ma che occasionalmente possono raggiungere i 300 m. L'impatto di questo tipo di attività interessa l'immediata vicinanza dell'area craterica e la Sciara del Fuoco (Figura 4.2.6.1). Tuttavia, con tempi di ritorno nell'ordine di alcuni decenni, si sono registrate eruzioni potenzialmente in grado di interessare tutta la superficie dell'isola, quali quelle avvenute nel 1919 e nel 1930. Si tratta di eruzioni che sono accompagnate dal lancio balistico di blocchi anche di dimensioni metriche, con ampie aree di ricaduta sull'Isola. Questo tipo di

eruzioni può avvenire anche senza fenomeni precursori. Negli ultimi decenni si sono osservati anche periodi caratterizzati da attività effusiva prolungata (come nell'estate del 2014) che ha interessato prevalentemente la zona pericraterica e la Sciara del Fuoco.

3.2.6.2 Aspetti da approfondire

I principali aspetti da approfondire riguardano i fenomeni di instabilità gravitativa ai quali è soggetta la Sciara del Fuoco. Il collasso di ampi settori della Sciara del Fuoco, più o meno conseguenza dell'attività eruttiva dello Stromboli, possono originare tsunami come quello avvenuto nel 2002. Gli effetti dello tsunami del 2002 hanno avuto notevoli ripercussioni sulle coste dell'isola di Stromboli, ma fenomeni di minore intensità sono stati osservati sulla costa cilentana e in Sicilia settentrionale (Figura 3.2.6.2.1). Pertanto, il potenziale tsunamigenico di Stromboli deve essere oggetto di uno studio specifico per definirne gli effetti lungo le coste tirreniche.

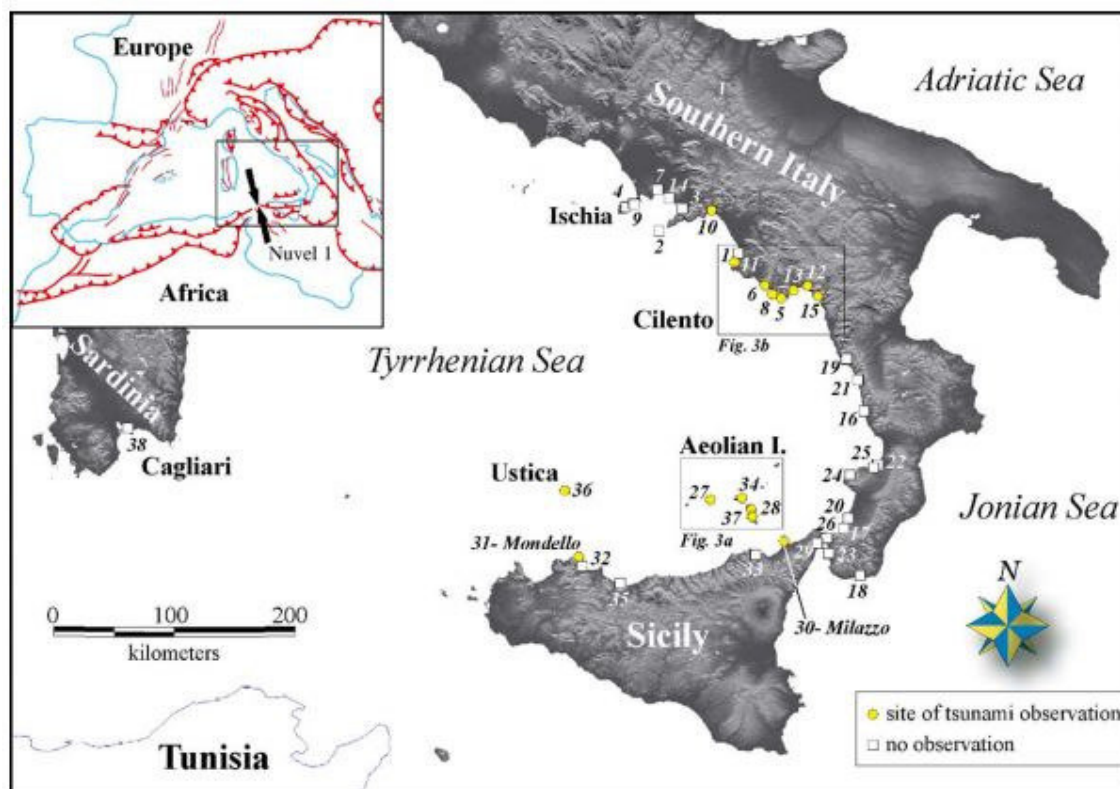


Figura 3.2.6.2.1 Aree interessate dallo tsunami del 30 dicembre 2002 causato dal collasso di una porzione della Sciara del Fuoco a Stromboli (da Maramaia et al., 2005).

3.2.7 Panarea

L'isola di Panarea copre una superficie di circa 3,5 km² (comprese le isolette di Basiluzzo, Dattilo, Lisca Bianca, Lisca Nera e altre minori) è la più piccola tra le isole Eolie. Dal punto di vista geologico-strutturale, Panarea si trova insieme a Stromboli lungo l'allineamento tettonico Tindari-Letojanni (Lanzafame and Bosquet, 1997). L'edificio vulcanico di Panarea, che nella parte sommersa forma con l'isola di Stromboli una unica struttura vulcanica sommersa, risale dal fondo marino per circa 1300 m e raggiunge una quota massima di 421 m s.l.m..

L'attività vulcanica a Panarea e isolette minori inizia circa 150 mila anni fa ed è caratterizzata prevalentemente da attività effusiva con la formazione di domi lavici e colate di lava di composizione da calcalcalina alta in potassio a dacitica e riolitica, e subordinata attività esplosiva (Calanchi et al., 1999).

Dal punto di vista della storia eruttiva, l'attività vulcanica di Panarea può essere riassunta in sei fasi principali scandite da periodi di quiescenza (Lucchi et al. 2003). La parte più consistente dell'isola (e delle isolette minori circostanti) si è formata in un intervallo temporale relativamente breve tra 150 mila e 105 mila anni fa, mentre negli ultimi 100 mila anni l'attività vulcanica a Panarea (e delle isolette minori circostanti) è caratterizzata dalla formazione del domo endogeno di Basiluzzo e dalla deposizione di due flussi piroclastici pomicei (Lucchi et al., 2003). Sull'isola di Panarea affiorano anche depositi vulcanici originati da centri vulcanici ubicati sulle altre isole eoliane, come i Tufi Marroni (Tranne et al., 2000; 2002). Questi depositi di provenienza esterna all'isola scandiscono l'intervallo temporale che va da 70 mila a 8 mila anni fa. Non ci sono evidenze di attività eruttiva successiva agli 8 mila anni. Nella figura 3.7.1.1 è riportato uno schema stratigrafico ed una carta geologica illustranti la distribuzione areale delle fasi principali di attività di Panarea e isole limitrofe.

Tuttavia, Panarea è stata inserita nell'elenco dei vulcani attivi in seguito alla pubblicazione di evidenze geochimiche che mostrano una significativa componente magmatica negli episodi di violento degassamento avvenuti nelle acque circostanti l'isola negli ultimi anni (v. paragrafo successivo).

3.2.7.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento

Negli ultimi anni, sui fondali prospicienti l'isola di Panarea, si è focalizzata l'attenzione su un numero consistente di crateri da esplosione associati alle aree sottomarine di emissioni di gas e di acque termali (Monecke et al., 2012). Si tratta di crateri di forma circolare e diametri che variano da pochi metri a 100 m (Figura 3.2.7.1.1). L'attività di degassamento più o meno costante registrata sui fondali di Panarea è stata nell'ordine di 9×10^6 l al giorno per almeno due decenni (Caliro et al., 2004). Questa fase di attività è stata bruscamente interrotta nel novembre 2002 quando un'esplosione di gas ha generato un cratere di circa 20 m di diametro seguita da intense emanazioni di gas (Anzidei et al. 2005). Analisi geochimiche sui gas emanati dopo l'esplosione hanno mostrato un incremento nella concentrazione di alcune specie chimiche (H_2 e CO) e la forte diminuzione di altre specie chimiche (CH_4) che è stata messa in relazione con una iniezione di fluidi magmatici nel sistema idrotermale (Chiodini et al., 2006). Secondo una possibile interpretazione, l'esplosione idrotermale sarebbe stata provocata dall'improvviso rilascio di fluidi ad alta temperatura dal corpo magmatico profondo, il che ha delle implicazioni notevoli in termini di valutazione della pericolosità vulcanica poiché le caratteristiche del sistema magmatico profondo sono poco conosciute (Chiodini et al., 2006).

Anche le intense deformazioni (circa 1,35 m per millennio) che hanno interessato negli ultimi 2000 anni l'area antistante le coste di Panarea (isola di Basiluzzo), sono state messe in relazione con la presenza di un corpo magmatico in fase di raffreddamento (Tallarico et al., 2003).

3.2.7.2 Aspetti da approfondire

Sebbene non vi siano evidenze di attività eruttiva magmatica negli ultimi 8 mila anni, studi geochimici sul sistema idrotermale hanno evidenziato una componente magmatica nelle anomalie geochimiche osservate in seguito all'esplosione idrotermale del 2002 (Chiodini et al., 2006). Questo dato, insieme al fatto che l'isola è interessata da deformazioni recenti originate dalle dinamiche endogene del sistema magmatico (Tallarico et al., 2003) rende necessaria una rivalutazione del problema del rischio vulcanico a Panarea.

Non essendoci in letteratura studi finalizzati alla valutazione della pericolosità vulcanica nell'isola, si ritiene che debbano essere oggetto di ulteriore approfondimento due aspetti fondamentali. Il primo riguarda la possibilità che vi sia una ripresa di attività eruttiva magmatica in futuro. Il secondo aspetto riguarda la possibilità che in seguito ad anomalie nel sistema idrotermale sottomarino possano accadere fenomeni di instabilità gravitativa tali da generare onde di tsunami.

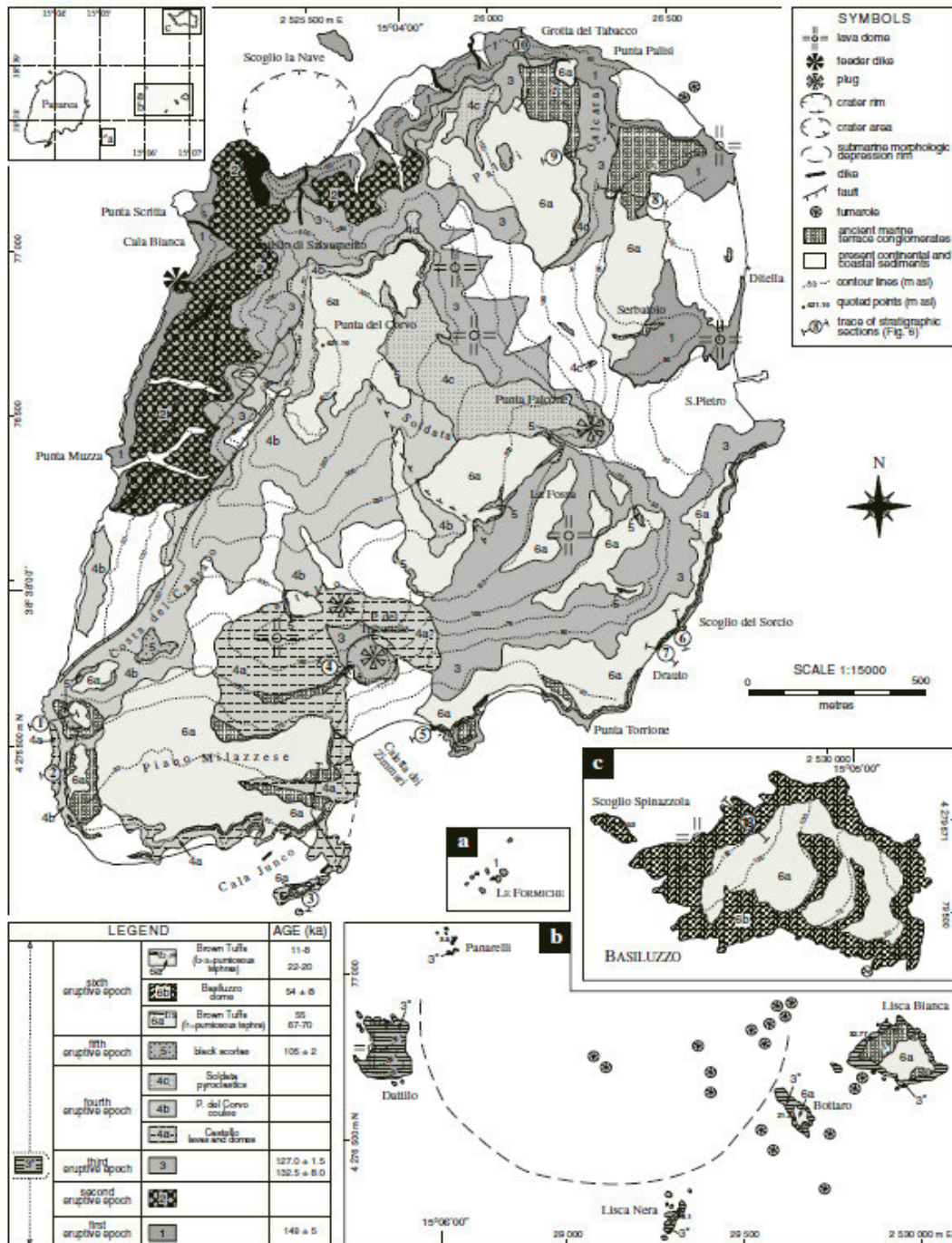


Figura 3.2.7.1.1. Carta geologica di Panarea e definizione dei principali cicli eruttivi che hanno caratterizzato l'evoluzione dell'isola. Da notare come i prodotti più recenti (Tufi Marroni, Brown Tuffs nella legenda) siano di stati originati da centri eruttivi non radicati a Panarea. Nel riquadro (b) è riportata l'ubicazione delle fumarole più importanti. Il riquadro (c) riporta l'estensione areale dei terrazzi marini (campitura più scura parallela o subparallela alla costa) da mettere in relazione con fasi di sollevamento o abbassamento relativi del livello marino (da Lucchi et al., 2007).

3.2.8 Seamount nel Canale di Sicilia e Isola Ferdinandea

Sui fondali del Canale di Sicilia, sono stati riconosciuti almeno una decina di vulcani sottomarini recenti di varie dimensioni (Calanchi et al. 1989). Alcuni di questi vulcani hanno dato luogo ad eruzioni in epoca storica.

I seamount Tetide, Anfitrite, Galatea e Cimotoe sono ubicati circa 50 km a nord est di Pantelleria (Figura 3.2.8.1).

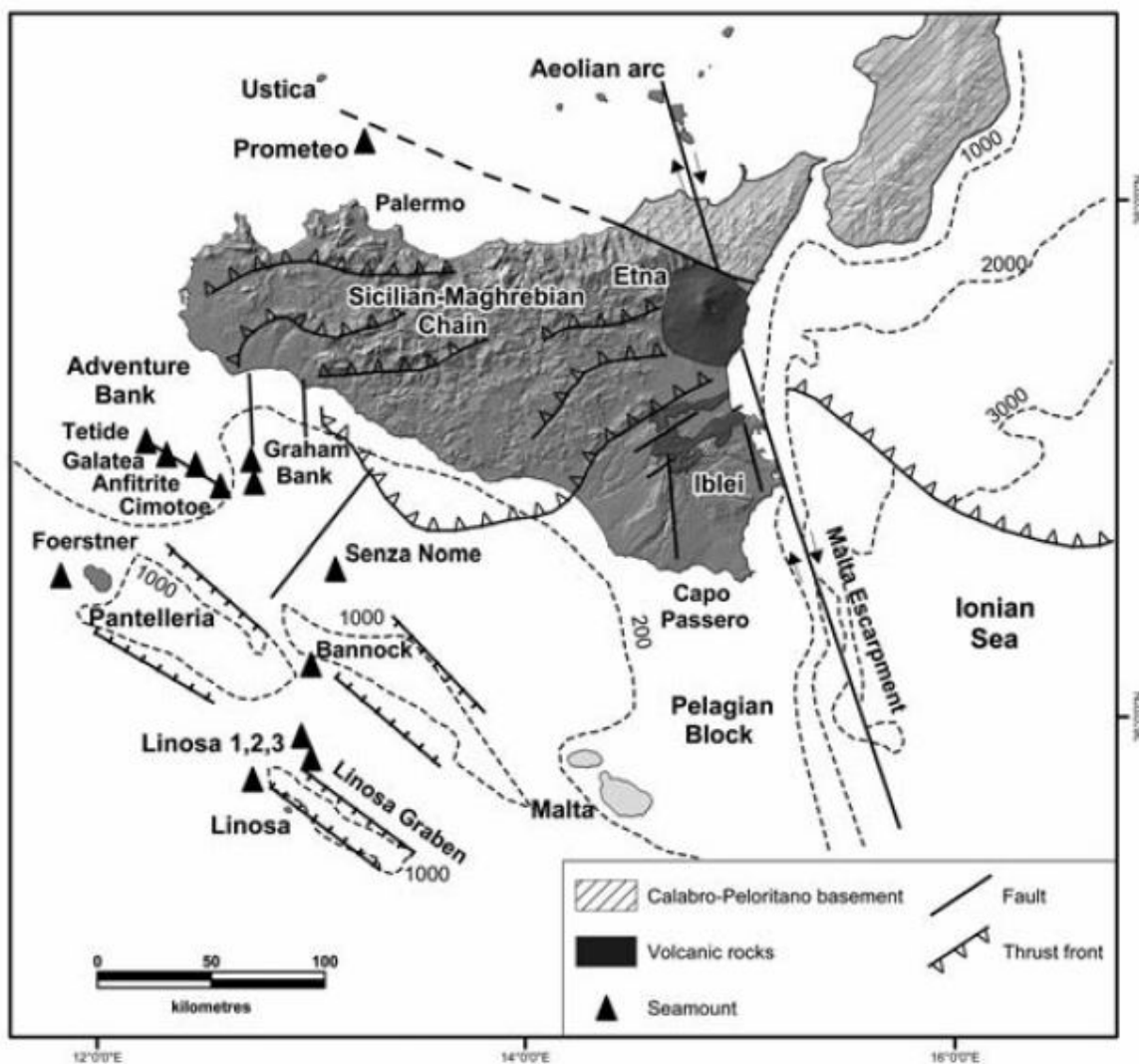


Figura 3.2.8. 1. Ubicazione dei seamount del Canale di Sicilia e principali lineamenti strutturali dell'area (da Peccerillo, 2005).

Il Tetide è un cono vulcanico con un diametro di circa 3 km e una quota massima di 18 m sotto il livello del mare. Il seamount Anfitrite ha un diametro di circa 1 km e una quota massima di 40 m sotto il livello del mare. Galatea è un

edificio di forma conica con un diametro di circa 2 km e raggiunge una quota massima di 74 m sotto il livello del mare.

Il Banco Graham è localizzato circa 50 km a sud della costa siciliana e raggiunge una quota massima di circa 9 m sotto il livello del mare. La porzione sommitale dell'edificio è parte del sistema di alimentazione che ha dato luogo, nel 1831, all'eruzione dell'Isola Ferdinandea, un'isola che emerse per pochi mesi e fu poi rapidamente smantellata dall'erosione marina. L'attività più recente del canale di Sicilia è avvenuta nel 1891 al vulcano Foerster, a circa 5 km a nord ovest di Pantelleria. Date le affinità petrologiche e di contesto geologico-strutturale, l'eruzione del 1891 sarà discussa nel capitolo dedicato all'Isola di Pantelleria.

Dal punto di vista compositivo, i seamount del Canale di Sicilia mostrano delle composizioni poco differenziate (toleiti, alcali-bastalti, hawaiiiti e basaniti (Calanchi et al. 1989).

3.2.8.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento

La ricerca oceanografica nell'area dei seamount del Canale di Sicilia ha conosciuto un notevole incremento negli ultimi anni; la campagna effettuata nel 2012 dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV (Coltelli et al, 2012) ha permesso di ottenere alcuni dati preliminari sulla composizione geochemica di alcune fumarole nell'area indicata nella figura 3.2.8.1.1.

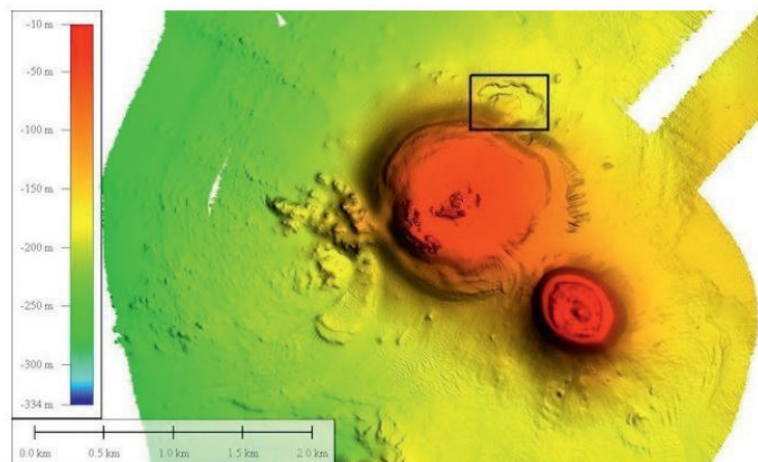


Figura 3.2.8.1.1 Batimetria ad alta risoluzione del Graham Bank (Isola Ferdinandea) ottenuta durante la missione oceanografica INGV del 2012 (v. testo). In basso, a sinistra è visibile il cono troncato dell'edificio vulcanico che ha originato l'Isola Ferdinandea nel 1831; la struttura rilevata posta a nord-ovest dell'Isola Ferdinandea è un edificio vulcanico di cui non si conosce l'età. Il rettangolo evidenzia un'area pervasa da fumarole (da Coltelli et al., 2012).

Attualmente la zona dei seamount della Sicilia, almeno per quanto riguarda le aree oggetto di esplorazione oceanografica, è pervasa da emissioni di gas con una significativa impronta geochimica profonda (mantellica; Coltelli et al., 2012). L'area è stata anche interessata da sismicità avvertita lungo la costa meridionale della Sicilia (area di Sciacca) in concomitanza con l'eruzione dell'Isola Ferdinandea del 1831.

3.2.8.2 Aspetti da approfondire

Gli aspetti più rilevanti del vulcanismo nel canale di Sicilia riguardano in primo luogo la cronologia delle eruzioni avvenute presso i seamount. Ad esempio, ancora non è nota l'età dell'edificio vulcanico situato sul banco Graham, a poche centinaia di metri dall'Isola Ferdinandea.

Inoltre, è da definire il potenziale tsunamigenico delle aree sommerse dei seamount in relazione a possibili processi di instabilità gravitativa. Gli studi volti all'individuazione di possibili serbatoi magmatici al di sotto degli edifici vulcanici sommersi mediante metodi geofisici e geochimici sono solo agli inizi (ad es. Coltelli et al., 2012; Calò e Parisi, 2014).

3.2.9 Pantelleria

L'isola di Pantelleria è la parte emersa di un vulcano che si eleva oltre 1000 m dal fondo marino e raggiunge una quota di 836 m sul livello del mare. L'assetto strutturale dell'isola è controllato da faglie orientate prevalentemente in direzione NO-SE e N-S. Il sistema di faglie orientate NE-SO separa due domini petrologici, ovvero da un settore settentrionale con prodotti prevalentemente basaltici ed un settore meridionale dove dominano i termini differenziati peralcalini.

Dal punto di vista vulcanologico-strutturale, l'isola di Pantelleria è uno stratovulcano interessato da due aree di collasso (*nested calderas*) ed è principalmente costituito da trachiti peralcaline e rioliti (pantelleriti) e, in misura subordinata, da termini sodici-transizionali fino a basalti con una debole componente alcalina.

I prodotti di Pantelleria più antichi sono stati datati a 324 mila e 220 mila anni fa mentre le vulcaniti più recenti sull'isola risalgono a circa 4 mila anni fa (e.g. Civetta et al. 1984, 1998; Mahood and Hildreth 1986). Un'eruzione sottomarina è avvenuta nel 1891 pochi chilometri a nord-est di Pantelleria (vulcano Foerstner) ed è stata descritta da Washington (1909).

L'attività di Pantelleria, a prevalente carattere esplosivo, ha prodotto successioni piroclastiche a dominante carattere peralcalino e alcune lave. Alternate a fasi parossistiche, ci sono stati cicli eruttivi caratterizzati da attività prevalentemente effusiva o debolmente esplosiva (stromboliana) e composizioni meno differenziate (basaltiche); queste fasi sono state datate circa 118 mila, 83 mila, 29 mila e meno di 10 mila anni fa (Civetta et al. 1984, 1998; Mahood and Hildreth 1986).

I maggiori eventi, in termini di volumi emessi e di esplosività, sono da collocare a circa 114 mila anni e 50 mila anni fa e sono associati a collassi calderici nel settore sud-orientale dell'isola (Orsi and Sheridan 1984; Mahood and Hildreth 1986). L'episodio di collasso calderico più recente, è associato all'eruzione del Tufo Verde di Pantelleria (circa 56 mila anni; Scaillet et al., 2013), che presenta una stratigrafia complessa con depositi piroclastici da flusso e da caduta di composizione trachitica e pantelleritica (Orsi and Sheridan 1984). La fase di attività post-calderica (posteriore a 50 mila anni fa) è caratterizzata da termini differenziati (attività intra-calderica) che basaltici (attività extra-calderica nel settore nord-occidentale dell'isola).

3.2.9.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento

L'eruzione dell'ottobre 1891 avvenuta sul fondale posto a 5 km al largo della costa nord occidentale di Pantelleria è l'unica conosciuta in epoca storica essendo stata descritta attraverso le osservazioni effettuate in mare aperto (ed es. Riccò 1892). L'edificio vulcanico, la cui morfologia e dimensioni non furono definite, fu chiamato Foerstner volcano da Washington (1909).

La ricostruzione delle dinamiche eruttive, l'ubicazione delle bocche eruttive e le peculiarità dei prodotti emessi sono stati e sono tuttora oggetto di diverse interpretazioni (Conte et al., 2014 e bibliografia citata). Le ricostruzioni proposte per spiegare le caratteristiche dei depositi associati all'eruzione del 1891 sono fondamentalmente due: nella prima ipotesi, vi è stata un'attività prevalentemente effusiva con un accumulo di gas in condizioni pre-eruttive (Gaspar et al., 2003); nella seconda ipotesi, l'attività sarebbe stata caratterizzata dalla formazione di fontane di lava o eruzioni stromboliane (Conte et al., 2012; 2014). Questa eruzione fu accompagnata da intensa attività sismica, da crescente attività fumarolica e da un sollevamento lungo la costa Nord orientale dell'Isola. L'isola attualmente è sede di emissioni di gas e di un sistema geotermico complesso originato da un miscelamento di acque meteoriche, acqua marina e brine di origini profonde.

Alla luce della storia eruttiva di Pantelleria, gli scenari di riferimento devono prendere in considerazione l'eventualità di un ripresa di attività eruttiva, anche con caratteristiche di moderata-forte esplosività sia su terraferma che in mare. Inoltre, anche eruzioni di modesta entità in mare come quella del 1891, il cui impatto diretto

sull'isola è stato trascurabile, possono essere accompagnate da fenomeni di deformazione del suolo e anomalie nel sistema geotermico potenzialmente in grado di interessare l'isola.

3.2.9.2 Aspetti da approfondire

Deve essere oggetto di ulteriore valutazione la possibilità che in futuro una crisi vulcanica a Pantelleria, sia su terraferma che in mare, possa generare onde di tsunami i cui effetti potrebbero interessare le coste della Sicilia meridionale.

3.2.10 Etna

L'edificio vulcanico dell'Etna (altezza variabile, attualmente intorno a 3315 m s.l.m.) ha una superficie di oltre 1200 km² nella Sicilia orientale. L'edificio presenta una forma conica asimmetrica legata alla presenza della Valle del Bove, l'elemento morfologico più rilevante, e ha una inclinazione delle pendici bassa (circa 5°-10°) fino ad una quota di 1800 m, che diventa improvvisamente più ripida (fino a 25°) nella porzione sommitale del vulcano (figura 3.2.10.1). Dal punto di vista dell'evoluzione, la storia eruttiva dell'Etna può essere distinta in quattro principali fasi di attività:

- una fase iniziale caratterizzata da prevalente attività effusiva e composizioni poco differenziate (basalti toleitiici) ha avuto luogo tra 580 mila e 225 mila anni fa. Questa fase ha interessato una regione piuttosto estesa dai Monti Iblei, alla riviera dei Ciclopi alle pendici dei Monti Peloritani. I prodotti associati a questo tipo di attività sono lave a cuscino, ialoclastiti.
- A partire da circa 220 mila anni, l'attività si concentra lungo la costa ionica con una variazione della composizione dei prodotti che diventa Na-alkalina. Questa fase raggruppa l'attività di diversi apparati (Timpe, Trifoglietto, Cuvigghiuni, Vavalaci, etc) la cui cronologia e caratteristiche sono state ricostruite a partire dai prodotti affioranti lungo le pareti della Valle del Bove e lungo il fianco orientale dell'edificio attuale.
- In seguito (tra 80 mila e 60 mila anni fa) si ha la formazione dell'edificio vulcanico del Mongibello a sua volta suddiviso in un'attività antica (o del vulcano Ellittico, testimoniata da lave e piroclastiti da benmoreitiche a trachitiche) e una fase del Mongibello recente, caratterizzata da attività prevalentemente

effusiva e debolmente esplosiva (stromboliana). Le due fasi del Mongibello, sono separate da un evento di collasso calderico avvenuto circa 11 mila anni fa.

- La fase di attività più recente ha interessato sia la porzione sommitale che le pendici del vulcano con fratture eruttive che hanno alimentato colate di lava estese fino alla costa ionica. L'attività attuale sarà approfondita nel prossimo paragrafo.

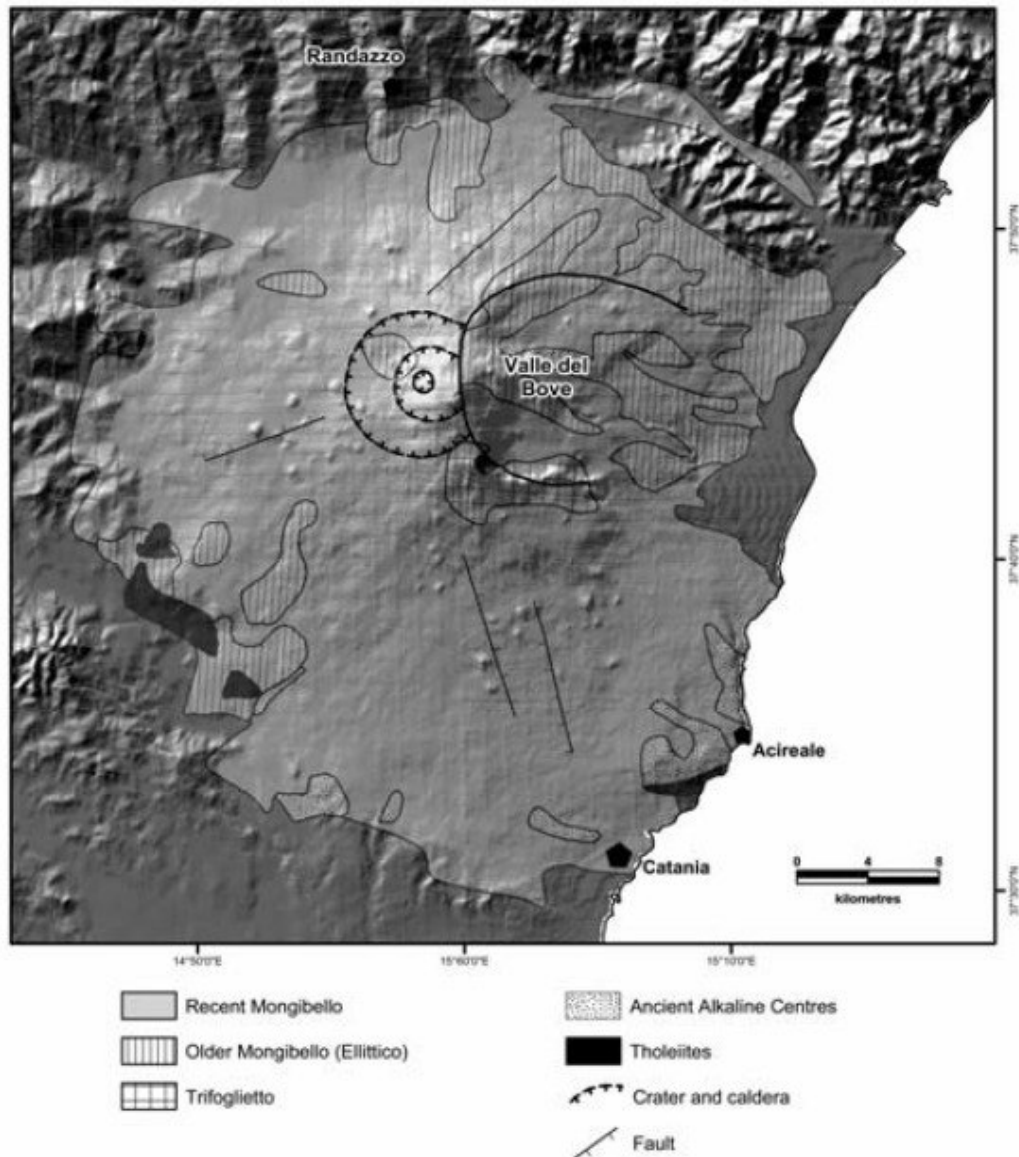


Figura 3.2.10.1. Mappa geologica dell'Etna e principali strutture vulcano-tettoniche (da Gillot et al., 1994, modificata)

3.2.10.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento

L'attività recente dell'Etna si è manifestata con eruzioni sommitali e con eruzioni eccentriche (Figura 3.2.10.1.1). Le eruzioni sommitali sono alimentate dal condotto centrale dell'edificio vulcanico e interessano prevalentemente i crateri principali di Nord-Est, il cratere Centrale e il cratere di Sud-Est. Occasionalmente, le eruzioni sommitali possono essere alimentate da fessure eruttive che si irradiano dal condotto centrale (eruzioni fissurali) con geometrie che di solito ricalcano strutture vulcano tettoniche pre-esistenti. Le eruzioni eccentriche (altrimenti dette periferiche), sono alimentate da sistemi magmatici indipendenti dal condotto centrale e possono avvenire a quote al di sotto dei 1000 m s.l.m. (ad es. l'eruzione dei Monti Rossi del 1669).

Dal 1865 ad oggi, si possono distinguere vari cicli eruttivi caratterizzati da un'alternanza di periodi di intensa attività eccentrica, alternati a periodi di quiescenza o attività eruttiva sommitale.

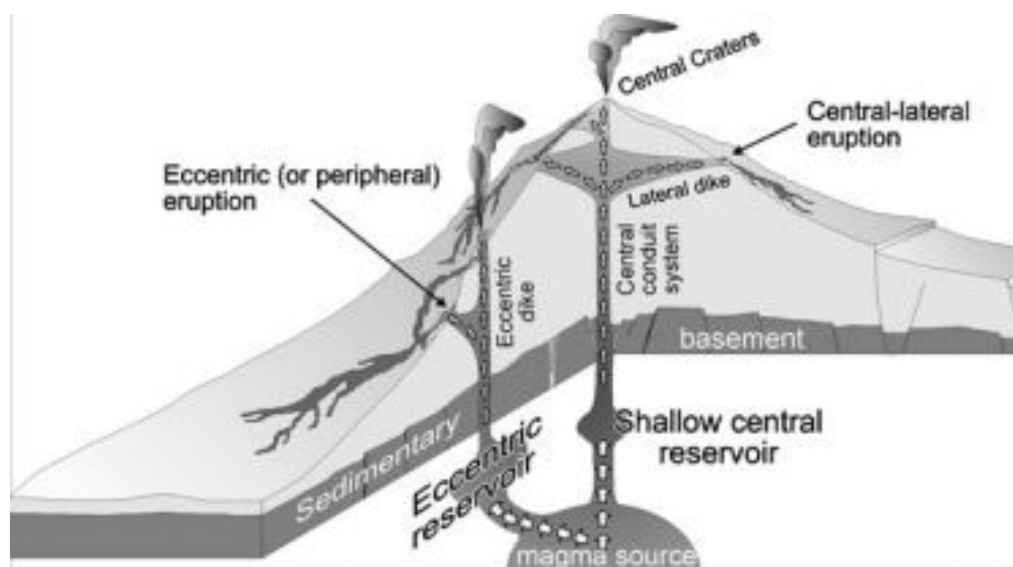


Figura 3.2.10.1.1. Classificazione delle eruzioni etnee in base alla geometria e alla localizzazione dei sistemi di alimentazione (da Neri et al., 2009, modificato).

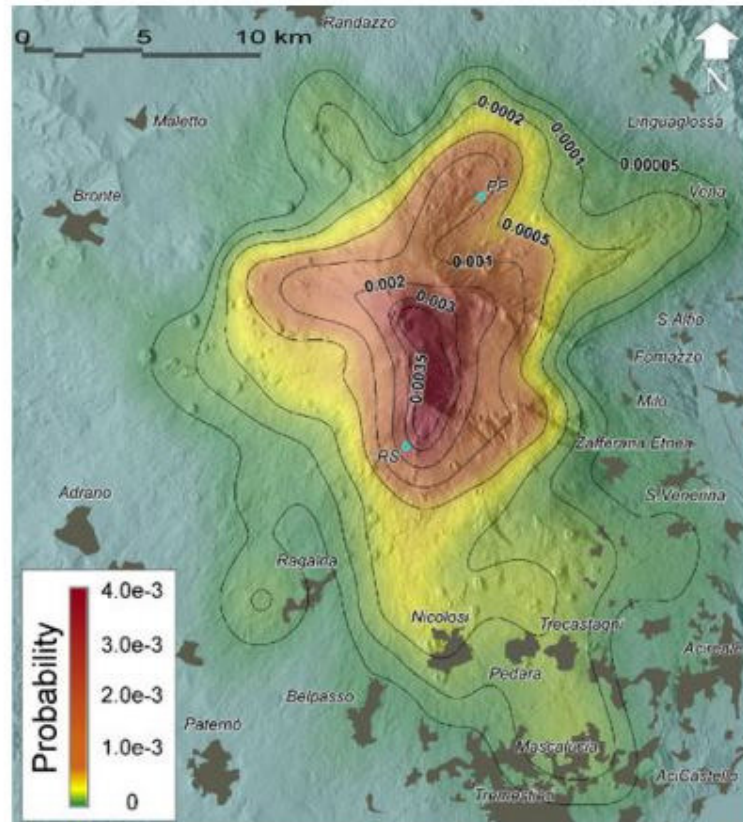


Figura 3.2.10.1.2 Mappa di probabilità di apertura di bocche eruttive sul vulcano Etna. Da notare come l'apertura di bocche eruttive nella porzione più esterna dell'edificio vulcanico sia nell'ordine di 10^{-5} eventi anno⁻¹.

A partire dall'analisi delle caratteristiche strutturali e morfologiche di eruzioni eccentriche e laterali avvenute negli ultimi 2000 anni, è stata proposta una carta della probabilità di apertura di nuove bocche eruttive (Cappello et al., 2012; figura 3.2.10.1.2).

Il dato più rilevante è che le aree potenzialmente interessate da apertura di bocche eruttive, sebbene con geometrie asimmetriche rispetto all'edificio vulcanico, interessano una porzione dominante del vulcano con una probabilità annua maggiore di 10^{-5} per quote al di sotto dei 500 m s.l.m.

Un altro aspetto rilevante che riguarda l'assetto vulcanologico dell'Etna è il processo di instabilità gravitativa che interessa il fianco orientale e meridionale dell'edificio vulcanico. Secondo Borgia et al. (1992), il movimento gravitativo sarebbe un processo relativamente stazionario e legato ad un livello di scollamento profondo, ossia di importanza crostale.

Secondo altre interpretazioni, l'instabilità gravitativa di versante dell'Etna avrebbe anche una componente più superficiale legata all'attività magmatica. In questo modello, quindi, le deformazioni subirebbero delle accelerazioni in condizioni di risalita di magma, quando nella porzione superficiale dell'edificio vulcanico si formano delle tasche di magma. [Neri et al., 2009, Rust et al., 2005 e bibliografia citata].

Ai fini della definizione di scenari eruttivi di riferimento, il dato rilevante è che la storia geologica dell'Etna è scandita da eventi esplosivi (eruzioni Pliniane e sub-Pliniane) che sono stati innescati da magmi relativamente poco differenziati. Si tratta quindi di un comportamento 'anomalo', come anche sottolineato da studi petrologici sperimentali, e spiegabile solo ammettendo dei tassi di decompressione improvvisi e rilevanti di corpi magmatici superficiali, quali quelli che accompagnano fenomeni di collasso di versante (Coltelli et al., 1998; Giordano e Dingwell, 2003; Corsaro and Pompilio, 2004). Questo scenario di 'innesco gravitativo' di eruzioni esplosive potrebbe spiegare eventi apparentemente anomali come l'eruzione pliniana basaltica di epoca repubblicana romana (122 a.C.) e l'eruzione subpliniana dell'età del bronzo (circa 4000 anni fa).

Quindi non è da escludere che in futuro, movimenti del versante orientale etneo possano indurre eruzioni esplosive di tipo pliniano, specialmente lungo la parete occidentale della Valle del Bove che con i suoi oltre 1000 m di dislivello rappresenta una struttura di debolezza del vulcano sollecitato dai movimenti di scivolamento verso la costa ionica (Bozzano et al., 2010 e bibliografia citata). Tuttavia fenomeni di franamento di dimensioni eccezionali sono preceduti da una serie di fenomeni minori di cui oggi non vi è alcuna evidenza.

3.2.10.2 Aspetti da approfondire

In conclusione, anche se l'Etna si può ritenere, ai fini della pericolosità vulcanica, un vulcano noto e studiato (ai fini della pericolosità vulcanica), questi studi riguardano soprattutto l'attività effusiva mentre sono poco definiti gli scenari relativi alle eruzioni pliniane e sub-pliniane che sono state registrate negli ultimi 4000 anni.

Il ripetersi di queste eruzioni in futuro, qualora eventi di collasso di versante e conseguente rapida decompressione di riserve di magma nella porzione medio-alta dell'edificio vulcanico si dovessero ripetere, deve essere considerato tra gli scenari di riferimento. In sintesi, nella definizione delle aree di esclusione, saranno integrati gli aspetti che riguardano l'attività effusiva, attività esplosiva sub-Pliniana e Pliniana e scenari di instabilità gravitativa di versante.

3.2.11 Seamount nel Tirreno centrale e meridionale

Il fondo del Tirreno è costellato da numerosi seamount (figure 3.2.11.1 e 3.2.5.1.1) che mostrano un ampio spettro di variazioni composizionali dei prodotti, da calcalcaline a toleitiche con termini anche sodico-transizionali e alcalini. Secondo l'interpretazione di Locardi (1993), i seamount con affinità calcalcaline e shoshonitiche si sono sviluppati lungo una struttura arcuata nel Tirreno centrale. In questo quadro, il ciclo vulcanico più antico del Tirreno centrale, di cui l'isola di Ponza rappresenterebbe la porzione più antica, risale a circa 4,5 Ma.

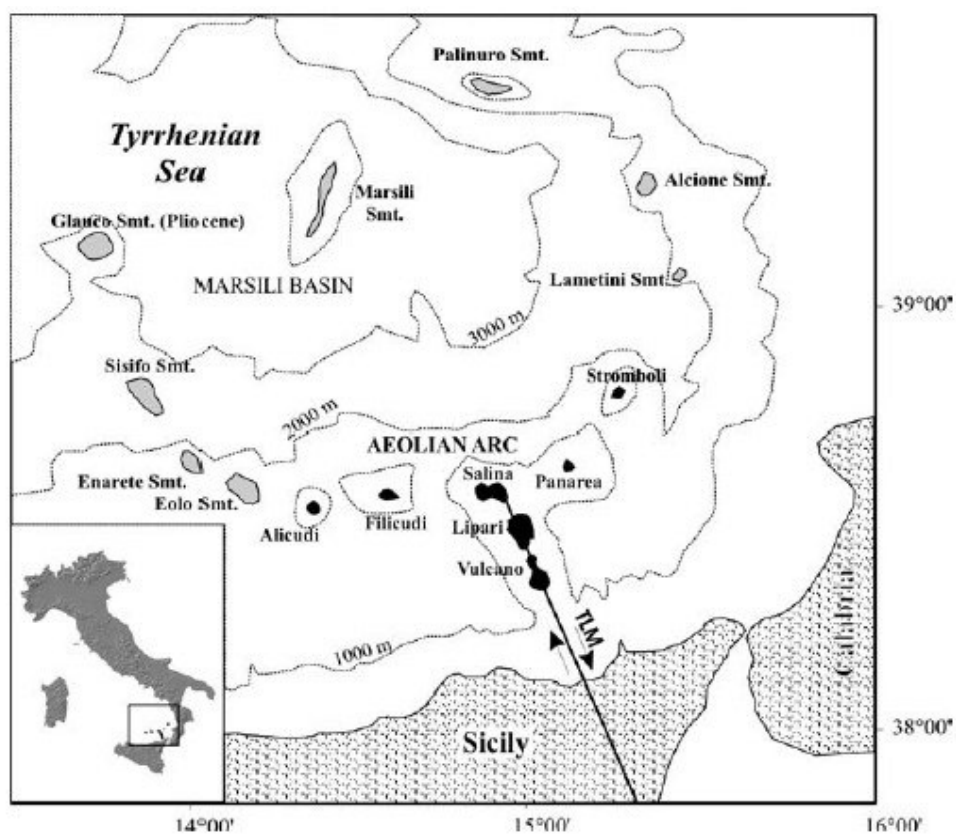


Figura 3.2.11.1. Ubicazione dei seamount del Tirreno meridionale (da Peccerillo, 2005). Da notare come lungo la direttrice tettonica Tindari-Letojanni-Scarpata di Malta (TLM) siano allineati i centri vulcanici più recenti dell'Isola di Vulcano, di Lipari, di Salina e, sul settore settentrionale, il seamount Marsili.

I seamount più recenti sono quelli del Tirreno meridionale, a Nord dell'arcipelago eoliano, con un'attività più giovane di 1,3 Ma. Dal punto di vista geografico, il settore a nord ovest delle Eolie ospita i seamount Sisifo, Enarete ed Eolo, il settore nord orientale i seamount Lametini, Alcione e Palinuro. Nel settore settentrionale, lungo la direttrice tettonica Tindari-Letojanni-Scarpata di Malta, si trova il seamount Marsili, la struttura vulcanica attiva più

grande d'Europa (Caratori et al., 2010). Dal punto di vista composizionale, i prodotti associati al vulcanismo sottomarino del Tirreno meridionale comprendono termini toleitiici, calcalcalini e shoshonitici (Peccerillo, 2005). Ci sono molti aspetti del vulcanismo sottomarino del Tirreno meridionale ancora poco conosciuti, come la cronologia assoluta delle eruzioni, le fasi di evoluzione dei singoli apparati vulcanici e gli stili eruttivi. Uno degli aspetti più rilevanti ai fini del presente studio, riguarda la possibilità che i fianchi dei seamount, già sede di alterazione idrotermale pervasiva, possano collassare e generare tsunami. Sebbene la valutazione del potenziale tsunamigenico degli apparati sottomarini del Tirreno meridionale sia una materia in corso di definizione, alcuni studi sulla batimetria e rilievi geofisici (indagini gravimetriche e sulle anomalie magnetiche) hanno messo in evidenza la presenza di corpi di frana di ingenti dimensioni (almeno 50 km³; Figura 3.2.11.2) da mettere in relazione con fenomeni di collasso dei fianchi dei seamount (Caratori et al., 2010).

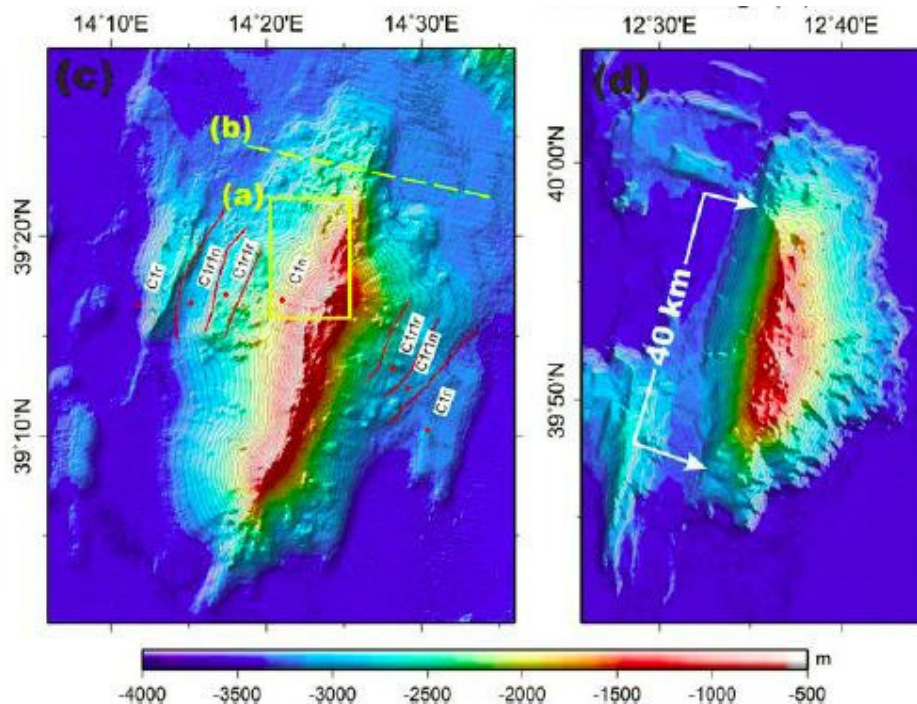


Figura 3.2.11.2. Mappa batimetrica dei seamount Marsili e Vavilov. Il settore occidentale del Seamount è stato interessato da un fenomeno di collasso che ha un'estensione in pianta nell'ordine dei 40 km e un volume stimato di almeno 50 km³ (da Caratori et al., 2010).

3.2.11.1 Stato attuale di attività e definizione degli scenari di riferimento

Solo recentemente sono stati effettuati degli studi di dettaglio sul seamount Marsili che hanno messo in una complessità notevole nella struttura e nella morfologia dell'edificio vulcanico (Ventura et al., 2013).

In particolare, lungo i fianchi dell'edificio vulcanico del Marsili, sono presenti molti coni vulcanici con diametri alla base che possono raggiungere il chilometro e altezze massime di circa 200 metri (Figura 3.2.11.1.1).

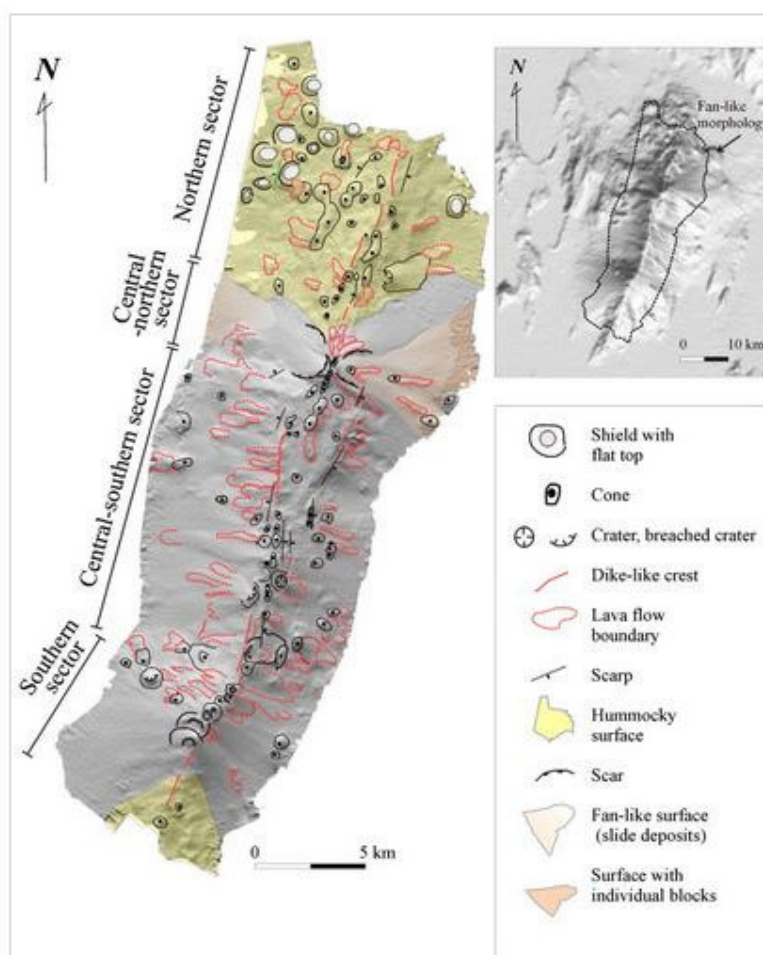


Figura 3.2.11.1.1. Carta geomorfologica del seamount Marsili sovrapposta ad un'immagine DSM. In alto a destra, un'immagine a minore risoluzione delle zone circostanti. Da notare la presenza di superfici di instabilità e strutture tipicamente associate ai collassi di versante (hummock). Sono inoltre riportati i crateri e i coni vulcanici lungo le pendici dell'edificio principale (da Ventura et al., 2013).

Per quanto riguarda la cronologia delle eruzioni dei seamount del Tirreno meridionale, nel 2014 è stato pubblicato un lavoro che per la prima volta documenta attività vulcanica olocenica. In particolare, attraverso l'analisi stratigrafica, tessiturale, geochimica e geocronologica di materiale piroclastico rinvenuto in una carota campionata

nella porzione sommitale dell'edificio vulcanico del Marsili, si è stabilita una cronologia per due eventi eruttivi del Marsili da collocare rispettivamente a 5000 e a 3000 anni fa (Iezzi et al., 2014).

3.2.11.2 Aspetti da approfondire

La presenza di attività vulcanica in epoca recente nei vulcani sottomarini del Tirreno meridionale e le evidenze di fenomeni di collasso di versante deve far ritenere che fenomeni di tsunami potenzialmente in grado di interessare le coste tirreniche possano avvenire in futuro. Pertanto, deve essere oggetto di ulteriore valutazione l'impatto su terraferma di onde di tsunami generate dall'attività dei seamount tirrenici.

3.3 Il vulcanismo quiescente

Il vulcanismo dell'Italia peninsulare e insulare è caratterizzato da un'ampia varietà di litotipi a testimonianza di un assetto geodinamico della regione piuttosto complesso, la cui evoluzione è legata alla formazione dell'orogene appenninico e all'apertura del bacino tirrenico (e.g., Mantovani et al. 1997; Doglioni et al. 1999; Cavazza e Wezel 2003).

Sulla base delle età, della distribuzione geografica e delle affinità petrologiche e geochemiche, il vulcanismo che ha interessato l'Italia peninsulare mostra una polarità geochemica orientata da W verso E (Serri et al., 1993; Serri 1997; Savelli 2000; 2002) e può essere distinto in quattro "fasi magmatiche" principali (Fig. 3.3.1). La *fase I* (15 – 14 Ma) è associata all'inizio dello smembramento dell'orogene Alpino ed ha interessato principalmente il Tirreno settentrionale con la messa in posto delle lamproiti di Sisco, nella Corsica Alpina, ed ha interessato in seguito i settori più orientali del margine tirrenico (Savelli, 2000). La *fase II* (8 – 6 Ma) è caratterizzata dalla messa in posto di plutoni magmatici di composizione granodioritica e granitica ed è da mettere in relazione con la prosecuzione dell'apertura del bacino tirrenico che interessa settori via via più meridionali, come testimoniato dai plutoni granitoidi più antichi (8,2-7,2 Ma) dell'Isola d'Elba occidentale (M.te Capanne) e dell'Isola di Montecristo ed il Vercelli Seamount (Barberi et al., 1986; Poli 1992; Innocenti et al., 1997). Sempre a questa seconda fase tardo-miocenica, sono da mettere in relazione le vulcaniti andesitiche e riodacitiche dell'isola di Capraia. Il vulcanismo della *fase III* (6 – 2 Ma), localizzato più ad est rispetto alle fasi precedenti, è rappresentato dai monzograniti dell'Elba orientale (Porto Azzurro) e dell'Isola del Giglio, dai monzograniti di Gavorrano, Castel di Pietra, Campiglia

e Monteverdi e dalle rioliti di S. Vincenzo e Roccastrada nella Toscana meridionale, dalle rioliti del distretto Tolfetano-Cerite-Manziate del Lazio Settentrionale. Abbiamo poi le lamproiti di Montecatini-Val di Cecina e di Orciatico nella Toscana Centrale. Continua, sempre in questa fase, l'attività a S dell'Isola di Capraia con l'emissione di basalti shoshonitici (Poli et al., 1995).

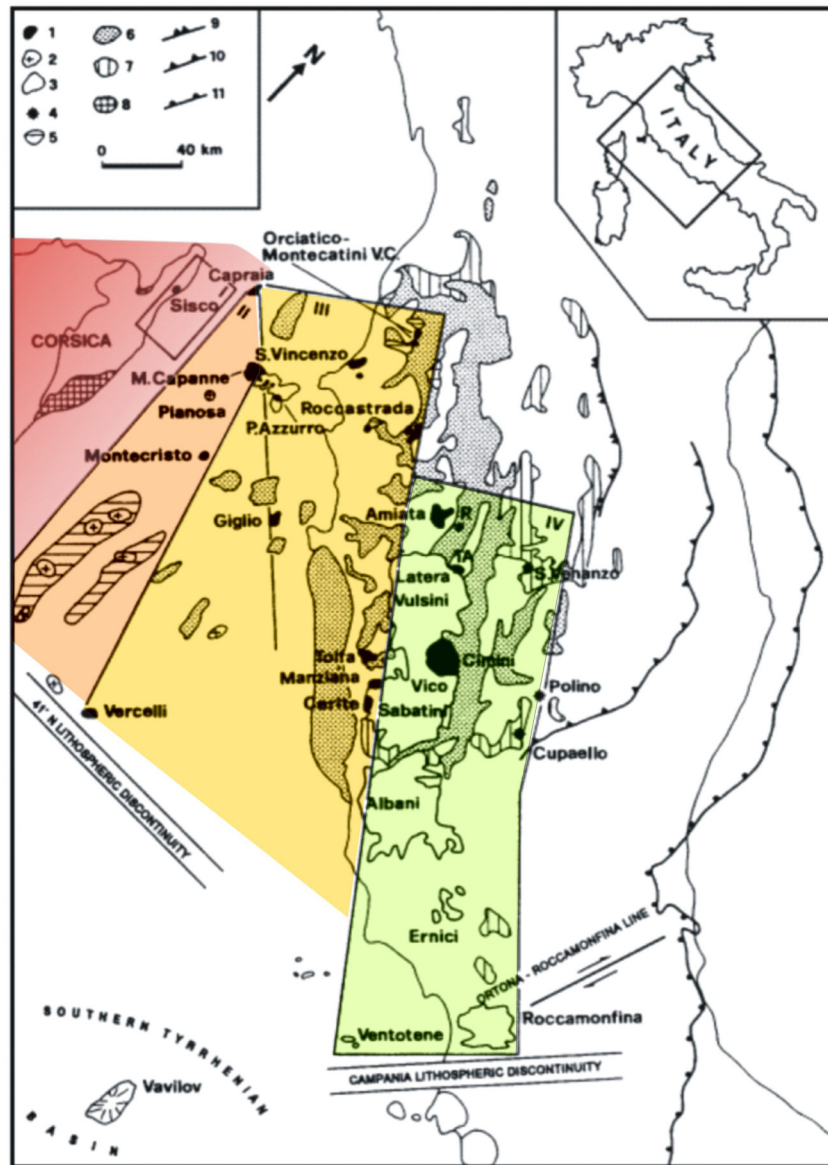


Figura 3.3.1. Migrazione del vulcanismo tirrenico-peritirrenico dal Miocene al Pleistocene (modificato da Savelli, 2000). Fase I (15 – 14 Ma; area in rosso), lamproiti di Sisco; fase II (8 – 6 Ma; area in arancio,) plutoni granitoidi dell'Isola d'Elba occidentale (M. Capanne) e dell'Isola di Montecristo e rioliti dell'isola di Capraia; fase III (6 – 2 Ma, area in giallo), monzograniti dell'Elba orientale, dell'Isola del Giglio, di Gavorrano, Castel di Pietra, Campiglia e Monteverdi e rioliti di S. Vincenzo, Roccastrada e del distretto Tolfetano-Cerite-Manziate; fase IV (1,3 – 0.03? Ma) vulcanismo alcalino-potassico dei distretti vulcanici Vulsino, Sabatino, Vicano e dei Colli Albani.

La fase IV (1,3 – 0,03 Ma) è caratterizzata dal vulcanismo alcalino-potassico della Provincia Laziale (0,8-0,03 Ma) dei distretti vulcanici Vulsino, Sabatino, Vicano e dei Colli Albani, con la messa in posto di ingenti volumi di prodotti (Barberi et al., 1994). A questa fase più recente di attività vulcanica sono da mettere in relazione anche le lamproiti del distretto di Torre Alfina e i prodotti ibridi con affinità lamproitica-shoshonitica che formano il *neck* di Radicofani (1,3 Ma). Anche il vulcanismo dell'Amiata (0,3-0,2 Ma) della Valle Latina (0,6-0,2 Ma), di Roccamonfina (0,5-0,15 Ma), delle Isole Pontine (1,0-0,15 Ma), dei centri vulcanici minori intra-appenninici (0,6-0,2 Ma) e del Monte Vulture (0,7-0,13 Ma) è da mettere in relazione a questa fase. Attualmente l'area interessata dalla fase IV di vulcanismo presenta un elevato flusso di calore (50-120 mW/m², Mongelli e Zito, 1991).

Nel presente lavoro, saranno considerati quiescenti tutti i distretti e apparati vulcanici che appartengono alla fase IV di attività perchè il vulcanismo che si è prodotto in questa fase, per le ragioni evidenziate sopra, è espressione del quadro geodinamico tuttora in atto. Alle aree vulcaniche quiescenti dell'Italia peninsulare, è stato associato il vulcanismo delle Isole Eolie occidentali (Salina, Filicudi e Alicudi) per analogia petrologica e contesto geodinamico uguale al vulcanismo del settore vulcanicamente attivo delle Eolie orientali (Vulcano, Lipari, Panarea e Stromboli) e dei seamount del Tirreno meridionale. Per quanto riguarda il vulcanismo di Ustica, l'inclusione nel vulcanismo quiescente è motivata dai seguenti aspetti:

- l'assetto geodinamico dell'isola e l'affinità petrologica condivisa con i vulcani attivi della provincia siciliana (Etna e Pantelleria), espressione di un vulcanismo intraplacca con affinità alcalino-sodica (Peccerillo 2005)
- i tempi di quiescenza tra le eruzioni usticesi che in alcuni casi sono maggiori del tempo intercorso dall'ultima eruzione (0,13 Ma nel caso di Ustica).

Infine, un discorso specifico riguarda l'isola di Linosa che, come recentemente è stato evidenziato, condivide con il vulcanismo attivo del rift del Canale di Sicilia la medesima impronta geochemica e petrologica, espressione del medesimo contesto geodinamico (Avanzinelli et al., 2014).

3.3.1 Monte Amiata

Il Monte Amiata, parte della Provincia Magmatica Toscana (figura 3.3.1.1), è un edificio vulcanico lineare la cui attività, prevalentemente effusiva, è legata alla tettonica distensiva plio-quadernaria del margine peri-tirrenico. Caratterizzate da composizioni siliciche, le vulcaniti coprono un'area di circa 90 km² al di sopra delle Serie Toscana (Cristiani e Mazzuoli, 2003; Brogi, 2004, 2006, 2007).

Secondo uno schema proposto da Ferrari et al. (1996), le fasi di attività dell'Amiata possono essere sintetizzate in:

- una prima fase (303-309 ka) con uno sviluppo lungo direttrici tettoniche orientate ENE-OSO; durante questa fase si ha la messa in posto del Complesso Trachidacitico Basale, di incerta origine: spesso in media 150-200 m, alcuni

autori riconducono questa unità ad un attività prevalentemente effusiva (Barberi et al., 1971) mentre altri autori propendono per una interpretazione 'reomorfica' del deposito e, quindi, derivante da attività vulcanica esplosiva (*rheomorphic ignimbrite*, Mazzuoli e Pratesi, 1963; Marinelli, 1967). In seguito, è stata proposta un'origine più complessa del deposito (Ferrari et al., 1996) legata ad una fase iniziale debolmente esplosiva e ad una fase finale prevalentemente effusiva (colate di lava 'a blocchi');

- una seconda fase di attività è caratterizzata dalla formazione di domi lavici e dalla messa in posto di alcune colate di lava ad essi associate. Anche questa fase è legata a direttrici tettoniche orientate prevalentemente in direzione ENE-OSO;

- la terza ed ultima fase di attività, dominata dalla formazione di domi lavici, ha un'età incerta: sebbene Bigazzi et al. (1981) riportino un'età di circa 0,2 Ma, recentemente Cadoux e Pinti (2009) mettono in discussione questa cronologia asserendo che questa età radiometrica possa essere legata a processi intratellurici pre-eruttivi (di camera magmatica) e, quindi, antecedenti all'età effettiva delle eruzioni.

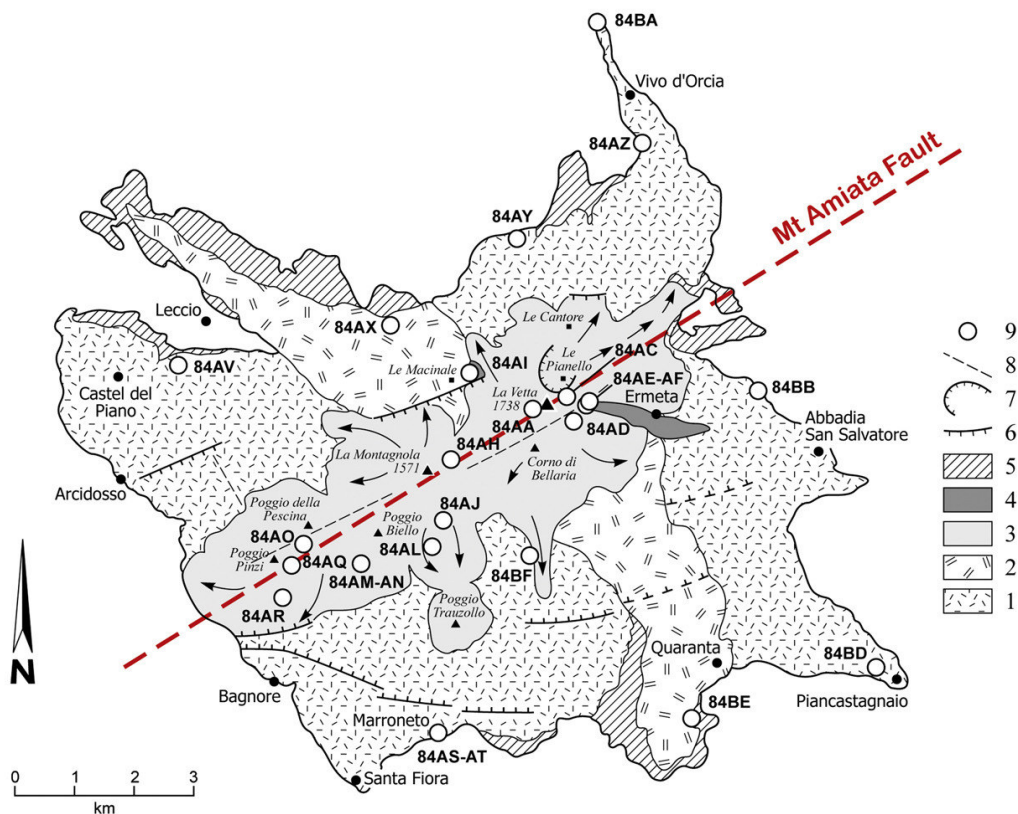


Figura 3.3.1.1. Mappa geologica semplificata del Monte Amiata: Legenda: 1) Complexo Trachitico Basale, unità inferiore; 2) Complexo Trachitico Basale, unità superiore; 3) Complexo dei domi lavici e delle colate di lava; 4) Lave olivin-latitica; 5) Copertura detritica; 6) Faglie; 7) Zone ribassate; 8) Faglie presunte; 9) Direzione di flusso delle colate di lava. Da Cadoux e Pinti, 2009.

La composizione dei prodotti del Monte Amiata hanno un carattere fortemente differenziato con termini dominati da trachiti a trachidaciti (Ferrari et al., 1996; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2009) e fenomeni diffusi di contaminazione crostale da parte di magmi genitori di composizione da trachibasaltica a shoshonitica.

In particolare nella seconda e terza fase di attività, le composizioni dei prodotti del Monte Amiata suggeriscono un'origine dei magmi legata al mescolamento di termini differenziati ricchi in silice e termini sottosaturi ultrapotassici (van Bergen, 1983). In questa ottica, il Monte Amiata è stato definito un vulcano a carattere 'ibrido' (Conticelli et al., 2009), perché alimentato da composizioni che sono legate all'interazione tra magmi a carattere 'Toscano' (privi di leucite) e magmi tipici della provincia Romana (con leucite e a carattere potassico e ultrapotassico).

Oltre agli aspetti riguardanti l'edificio vulcanico dell'Amiata, si ritiene che il centro vulcanico di Radicofani debba essere associato al vulcanismo alcalino potassico dell'Amiata e come tale inserito nel quadro del vulcanismo alcalino-potassico tosko-laziale. Si tratta di un neck e dei resti di una colata di lava di composizione shoshonitica ad affinità ultrapotassica, datata 1,3 Ma (D'Orazio et al., 1991; Peccerillo, 2005)

3.3.1.1 Quadro geocronologico

Età (ka)	σ (ka)	Tipo di materiale analizzato	Unità/Nome del campione/(ubicazione)	Referimenti bibliografici
204	10	sanidino	Unit3/MA77-12/	<i>Bigazzietal.[1981]</i>
208	10	sanidino	Unit3/MA77-17/(La Montagnola)	<i>Bigazzietal.[1981]</i>
210	3	sanidino	Unit5/MA77-14/(Sasso di Renzola)	<i>Bigazzietal.[1981]</i>
244	5	sanidino	Unit3/MA78-32/(Rif. delle Macinaie)	<i>Bigazzietal.[1981]</i>
287	6	sanidino	Piancastagnaio/PIAN	<i>Barberietal.[1994]</i>
299	6	sanidino	Amiata/BA13A/(pozzo Bagnare)	<i>Barberietal.[1994]</i>
301	1	non riportato	Unit2/MA80-89/(PianCastagnaio)	<i>Bigazzietal.[1981]</i>
310	4	non riportato	Unit2/MA77-1/(Castel de IPiano)	<i>Bigazzietal.[1981]</i>
318	8	feldspato	AMI2/(A.S.Salvatore-Arcidosso road)	<i>Pasquare`etal.[1983]</i>
578	15	plagioclasio	AMI4/(Strada Faggia)	<i>Pasquare`etal.[1983]</i>

Tabella 3.3.1.1.1. Riassunto dei dati geocronologici relativi ai prodotti dell'attività vulcanica del Monte Amiata.

3.3.2 Il Distretto Vulcanico dei Monti Vulsini

Le successioni vulcaniche del Distretto Vulsino sono prevalentemente costituite da piroclastiti ed in misura subordinata da colate di lava estese su una superficie di oltre 2000 km² (Fig. 3.3.2.1). La stratigrafia, e quindi storia eruttiva, può essere suddivisa, sulla base delle diverse fasi di evoluzione, in cinque litosomi principali: Paleovulsini, Campi Vulsini, Bolsena-Orvieto, Latera e Montefiascone (Palladino et al., 2010) (Fig. 3.3.2.2). Dalla ricostruzione della storia eruttiva del Distretto emerge una generale rotazione in senso orario, attorno all'attuale depressione vulcano tettonica di Bolsena, delle principale fasi parossistiche di attività vulsina (Palladino et al., 2010).

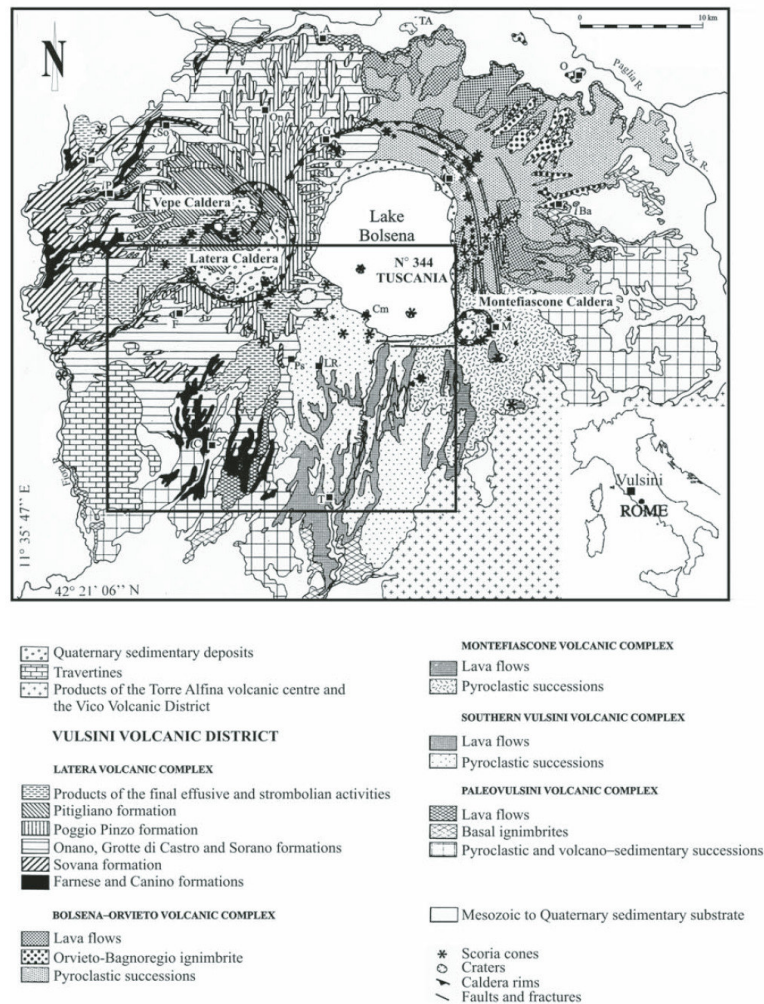


Figura 3.3.2.1. Carta geologica schematica del Distretto Vulcanico Vulsino (da Vezzoli et al., 1987, modificata da Palladino et al., 2010).

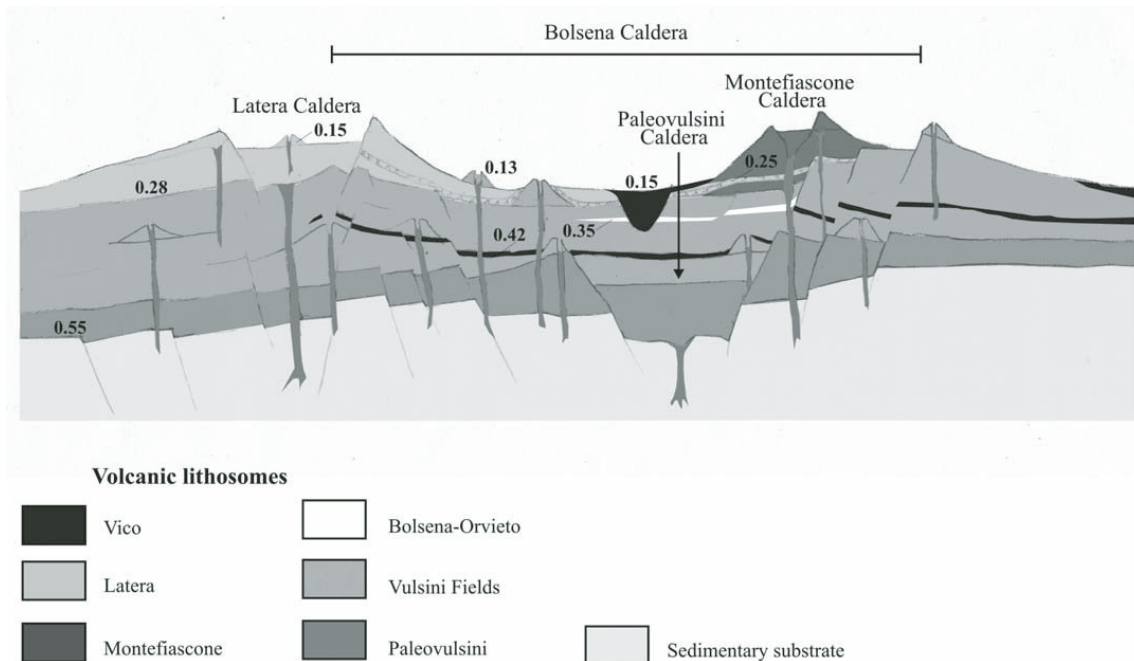


Figura 3.3.2.2. Unità litosomatiche e principali unità eruttive del Distretto Vulcanico Vulsino (escluso il litosoma esotico di Vico) organizzate secondo lo schema della nomenclatura UBSU adottato nella recente cartografia geologica alla scala 1:50,000 (Progetto CARG) (Da Palladino et al., 2010).

3.3.2.1 Litosoma dei Paleovulsini

Questo litosoma raggruppa i prodotti più antichi del Distretto vulsino (590 - <490 ka; Nicoletti et al., 1981; Cioni et al., 1989; Nappi et al., 1995; Funiciello et al., 2010) che comprendono depositi da colata piroclastica trachitici, saldati (ignimbriti basali o Nenfri) ai quali sono associati depositi da caduta pliniana probabilmente da riferire alla fase di formazione di una caldera, ormai completamente sepolta, nel settore che corrisponde all'attuale lago di Bolsena (Palladino et al., 2010). I volumi emessi durante questa prima fase di attività sono stimati essere nell'ordine di alcune decine di chilometri cubi (Palladino et al., 2010).

3.3.2.2 Litosoma dei Campi Vulsini

Dominato essenzialmente da attività effusiva e, in misura subordinata, da attività esplosiva, i prodotti che si riferiscono a questo litosoma hanno un'età compresa tra 490 e 130 ka (Palladino et al., 2010). Estese colate di lava, propagatesi in direzione nord-sud, affiorano a sud del lago di Bolsena sino ai confini meridionali del distretto

(ad esempio la Lava di Casale Quarticciolo; 356 ± 15 ka; Funicciello et al., 2010); si suppone che le fratture eruttive che hanno originato queste lave siano orientate in direzione circa est-ovest in corrispondenza di lineamenti tettonici che orlano la depressione del lago di Bolsena (Buonasorte et al., 1987). A questo stesso litosoma sono stati riferiti prodotti piroclastici affioranti nel settore meridionale del distretto, quali ad esempio il deposito da colata piroclastica di Castel Broco (Palladino et al., 2010).

3.3.2.3 Litosoma di Latera

Il litosoma di Latera, descritto nel settore occidentale del distretto Vulsino, è costituito da un vulcano ad apparato centrale che ha un diametro alla base di circa 30 km, troncato da una caldera poligenetica con un diametro di circa 8 km. Il volume dei prodotti emessi nell'intera storia eruttiva di Latera è $> 10\text{km}^3$ (Palladino et al., 2010). La fase iniziale di attività, testimoniata dalle unità di Farnese e di Canino (ca. 278–231 ka), è caratterizzata dalla messa in posto di depositi da colata piroclastica a matrice cineritica e pomicea (Palladino e Agosta, 1997) intercalati a depositi da caduta pliniana diffusamente presenti nelle successioni vulcaniche dei Vulsini occidentali e meridionali. L'attività successiva, dominata dalla messa in posto di colate piroclastiche (Unità di Sovana, Sorano, e Grotte di Castro, ca. 207–180 ka), è associata alle fasi più importanti della formazione della caldera. Chiudono la successione dell'attività di Latera le unità di Onano ($<1\text{km}^3$ di prodotti emessi) e la formazione di Pitigliano (166–155 ka; Vezzoli et al., 1987; Turbeville, 1992): quest'ultimo evento è stato associato alla formazione della caldera del Vepe (Nappi et al., 1991), che ha ancora oggi una chiara evidenza morfologica nel settore centrale della caldera di Latera. Studi recenti per la nuova cartografia geologica in scala 1:50,000 (progetto CARG, foglio 344 Toscana) hanno messo in evidenza come l'inizio dell'attività di Latera sia quasi contemporanea all'attività di Montefiascone (v. paragrafo 3.3.2.4).

3.3.2.4 Litosoma Montefiascone

Il litosoma di Montefiascone è un edificio vulcanico ad apparato centrale ubicato a sud-est del lago di Bolsena, tagliato nella porzione centrale da una caldera con un diametro di circa 3 km (Figura 3.3.2.1). La fase iniziale di attività è associata alla messa in posto di un deposito da colata piroclastica ricca di litici (Montefiascone basal

ignimbrite; Nappi e Marini, 1986) interpretata come un evento di natura idromagmatica responsabile della fase principale di collasso della caldera.

In seguito, da centri eruttivi pericalderici, sono emesse lave (ad es. lava di Orto Piatto; $226,6 \pm 14,9$ ka; Nappi et al., 1995) e il plateau delle Cerchiare che rappresentano i litotipi più primitivi nella storia dell'intero distretto Vulsino.

3.3.2.5 Litosoma di Bolsena-Orvieto

Il litosoma di Bolsena-Orvieto comprende successioni piroclastiche e lave che affiorano principalmente nel settore settentrionale e orientale del Distretto Vulsino, dal lago di Bolsena sino alla Valle del Tevere. Marker stratigrafici di questo litosoma, essenzialmente il livello di pomici da caduta pliniana di Ponticello ($351,7 \pm 4$ ka, Nappi et al., 1994) e il livello di pomici dell'Ospedaletto ($246,7 \pm 2,9$, Nappi et al., 1995), sono stati correlati a scala regionale con le formazioni di Farnese del litosoma di Latera .

Il principale evento eruttivo riferito a questo litosoma è l'ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio ($333,0 \pm 3,8$ ka, Nappi et al., 1995; 296 ± 4 - 294 ± 7 ka, Turbeville, 1992) che mostra tutti i caratteri tipici delle eruzioni associate alla formazione delle caldere.

3.3.2.6 Dati geocronologici del Distretto Vulcanico dei Monti Vulsini

I dati geocronologici sull'attività vulcanica del distretto Vulsino ammontano ad un totale di 48 analisi radiometriche $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (cfr. Tabella 3.3.2.6.1 e relativi riferimenti bibliografici) che evidenziano la presenza di attività vulcanica almeno nell'intervallo compreso tra ~600 mila anni e ~130 mila anni fa.

I centri eruttivi vulsini sono distribuiti su una superficie di alcune centinaia di km² nell'area circostante l'attuale Lago di Bolsena e sono stati alimentati da magmi ad affinità alcalino-potassica. Gli stili eruttivi sono caratterizzati da una variabilità sia nello spazio che nel tempo e coprono l'intero spettro di attività, da effusiva ad esplosiva (Palladino et al., 2010), sebbene vi sia una dominanza di prodotti associati ad attività esplosiva di natura magmatica ed idromagmatica. La cronologia disponibile delle eruzioni (Tabella 3.3.3.6.1, e bibliografia citata) mostra intervalli tra episodi eruttivi che variano da poche migliaia di anni fino ad alcune decine di migliaia di anni.

Età (ka)	σ (ka)	Tipo di materiale analizzato	Unità/Nome del campione/(ubicazione)	Referimenti bibliografici
127	2	pasta di fondo	Isola Bisentina /PS41PA	<i>Nappi et al.(1995)</i>
130	10	sanidino	trachyte/VF4/(Bagnoregio)	<i>Nicoletti et al. (1981)</i>
146	9	pasta di fondo	Monte Becco/VUL6/(LaBotte)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
155	11	sanidino	Tufo di Pitigliano/PF4	<i>Turbeville (1992)</i>
158	11	sanidino	Tufo di Pitigliano/PF4	<i>Turbeville (1992)</i>
158	5	pasta di fondo	Selva del Lamone/VUL12/(Strada del Lamone)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
166	4	sanidino	UnitA/VUL7/(Case Collina)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
166	4	sanidino	UnitA/VUL8/(Case Collina)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
178	4	leucite	UnitA/VUL8/(Case Collina)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
182	5	pasta di fondo	UnitA/VUL/(Case Collina)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
187	8	sanidino	Igimbrite di Montefiascone	<i>Turbeville (1992)</i>
200	10	sanidino	trachyte/VS60/(Tessennano)	<i>Nicoletti et al. (1981)</i>
204	5	sanidino	ignimbriteY	<i>Turbeville (1992)</i>
220	90	roccia totale	Latite/VS38/(Torre Crognola)	<i>Nicoletti et al.(1981)</i>
227	15	pasta di fondo	OrtoPiattoPS15PA	<i>Nappi et al.(1995)</i>
247	3	sanidino	PumicefalofOspedaletto/TuronaPS36PA	<i>Nappi et al.(1995)</i>
253	3	sanidino	ignimbriteA/CaninoPS39PA	<i>Nappi et al.(1995)</i>
256	3	roccia totale	Cerquetella/PS16PA	<i>Nappi et al.(1995)</i>
260	7	sanidino	UnitG/VUL4/(Sorano-C.Azzara)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
278	8	sanidino	UnitG/VUL4/(Sorano-C.Azzara)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
280	30	leucite	phonotephriteP164(Latera)	<i>Nicoletti et al. (1981)</i>
290	30	sanidino	trachyte/VS14/(Pitigliano)	<i>Nicoletti et al. (1981)</i>
310	10	sanidino	leucitetrachyte/BS31/(C.Gallicella)	<i>Nicoletti et al. (1981)</i>
310	60	leucite	phonolictephrite/VF8/(F.leCarpine)	<i>Nicoletti et al. (1981)</i>
316	8	pasta di fondo	MountCalvo/PSQ1/(Monte Calvo)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
319	4	sanidino	Bagnoregio/IgimbriteEBOL-156	<i>Barberi et al. (1994)</i>
325	6	pasta di fondo	Vulci/PSQ2/(Pontedell'Abbadia)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
329	8	sanidino	Selvadell'Odinano/35A, (S.Lorenzo Nuovo)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
333	4	sanidino	Igimbrite di Orvieto- BagnoregioIgimbrite/ IlGiglioPS31PA	<i>Nappi et al. (1995)</i>
334	8	pasta di fondo	Selva dell'Odinano/35A/ (S. Lorenzo Nuovo)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>
336	8	biotite	Selva dell'Odinano/35A/ (S. Lorenzo Nuovo)	<i>Metzeltin & Vezzoli (1983)</i>

Tabella 3.3.3.6.1 (segue).

340	30	leucite	leucitite/768.1(T12)/(C.sa Gazzetta)	Varekamp (1980)
350	60	leucite	leucitite/768.2(T13)/(C.sa Gazzetta)	Varekamp (1980)
350	40	leucite	leucititetephrite/1020(T10)/(Benano)	Varekamp (1980)
352	4	sanidino	PonticelloPumiceFall/ PS28PA/(Ponticello)	Nappi et al. (1995)
356	15	leucite	Lava di Casale Quarticcio	Funiciello et al. (2010)
357	4	pasta di fondo	Vietena/PS26PA	Nappi et al. (1995)
381	9	sanidino	Pumice Fallout 0	Turbeville (1992)
400	20	sanidino	trachyte/VS44/(La Rocca)	Nicoletti et al. (1981)
410	150	roccia totale	Latite/VS65/(Monte Calvo)	Nicoletti et al. (1981)
410	20	leucite	tephriticphon/BS7/(Acquapendente)	Nicoletti et al. (1981)
413	10	pasta di fondo	Torrente Lente/VUL2/(Sorano)	Metzeltin & Vezzoli (1983)
420	40	sanidino	IgnimbriteC-Tephri-phonolite/ VS47C/(LaRocca)	Nicoletti et al. (1981)
	50	leucite	leucititetephrite/1018(T9)/(Le Velette)	Varekamp (1980)
500	7	sanidino	Nenfro/EBOL-34/(Sermugnano)	Barberi et al. (1994)
550	20	sanidino	trachyte/VS33/(Piano della Selva)	Nicoletti et al. (1981)
589	8	sanidino	Bagnoregio/Basalfall/EBOL-2	Barberi et al. (1994)
610	20	sanidino	trachyte/VS31A/(Piano della Selva)	Nicoletti et al. (1981)

Tabella 3.3.3.6.1. Dati geocronologici del Distretto Vulcanico dei Monti Vulsini e relative fonti bibliografiche.

3.3.3 Il Distretto Vulcanico dei Monti Sabatini

L'evoluzione del Distretto vulcanico dei Monti Sabatini, caratterizzata da un ampio spettro di stili eruttivi e magnitudo, può essere suddivisa in quattro fasi principali di attività (Figg. 3.3.3.1 e 3.3.3.2, Sottili et al., 2010) che ha avuto luogo da più centri eruttivi distribuiti su un'area di alcune centinaia di km².

L'attività antica (0,8-0,5 Ma), registrata principalmente nel settore orientale del Distretto (centro eruttivo di Morlupo-Castelnuovo) è caratterizzata dalla messa in posto di voluminose colate piroclastiche e depositi da caduta pliniana; tra i principali vi sono la successione del Tufo Giallo della Via Tiberina (561±1 - 548±4 ka; Karner et al., 2001) ed il Tufo Giallo di Prima Porta (514±3 ka; Karner et al., 2001). Depositi da caduta pliniana più antichi (0,8-0,7 Ma), di incerta attribuzione sono stati descritti in sondaggio nell'area metropolitana di Roma e lungo la valle del Tevere.

A questo periodo di attività, segue la fase del Sabatini Meridionale (0,5-0,4 Ma, Southern Sabatini; Sottili et al., 2004) caratterizzata da un'elevata esplosività (sino a VEI 4-5) associata alla messa in posto di depositi da caduta pliniana (Fall A, Fall B, Fall C e Fall D; Sottili et al., 2004) e dall'eruzione del Tufo Rosso a Scorie Nere (449±1 ka; Karner et al., 2001).

L'attività vulcanica prosegue nel settore centrale del Distretto (0,3-0,2 Ma) nelle zone di Sacrofano e del Lago di Bracciano. Alla formazione della caldera di Bracciano sono associati il Tufo di Bracciano, il Tufo di Pizzo di Prato e il Tufo di Vigna di Valle con età radiometrica, rispettivamente, di 307±5 k, 249±16 ka e 193±7 ka (Sottili et al.,

2010). A questa terza fase di attività, è associata anche la formazione di coni di scorie e la messa in posto di colate di lava nel settore meridionale del lago di Bracciano.

La quarta fase di attività, la più recente (0,2-0,1 Ma), interessa il settore centrale di Distretto ed è caratterizzata principalmente dalla formazione di centri eruttivi di origine idromagmatica (maar) che hanno eruttato volumi in genere inferiori a 1 km³ per singola unità eruttiva. Durante questa fase, i volumi più significativi sono associati alla formazione della caldera di Baccano (0,13-0,09 Ma), mentre l'età radiometrica più giovane finora nota è attribuita ai prodotti di Martignano (≤86 ka; Sottili et al., 2010), cratere di origine idromagmatica oggi occupato dall'omonimo lago.

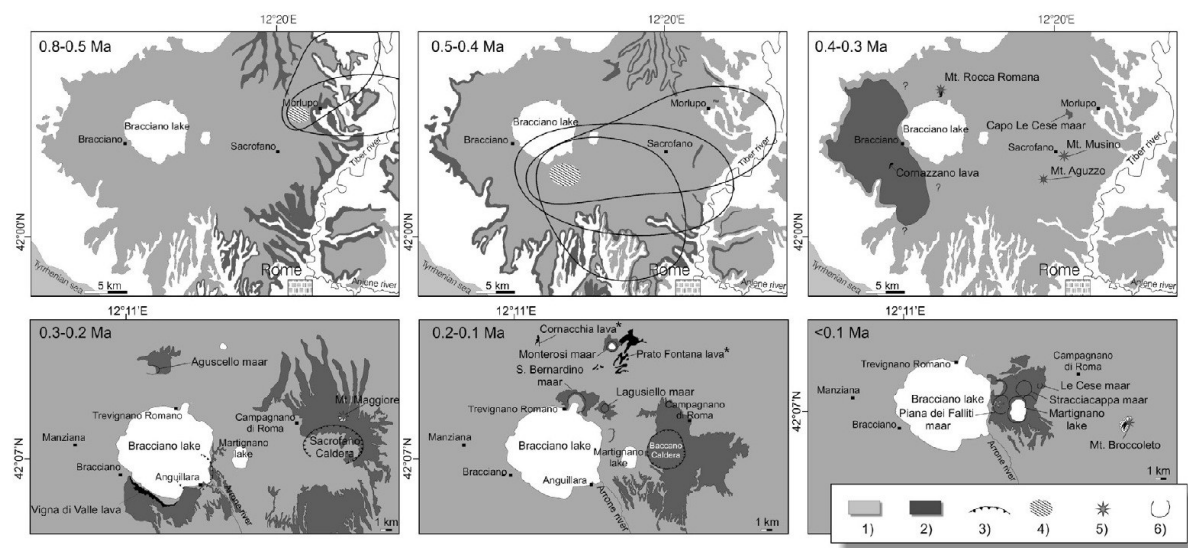


Figura 3.3.3.1. Evoluzione del Distretto vulcanico Sabatino durante le principali fasi di attività: a) fase iniziale di attività nel settore orientale (Morlupo-Castelnuovo di Porto) con ubicazione del principale centro eruttivo dedotto dalla carta delle isopache dei depositi da caduta pliniana; b) attività del Sabatini Meridionale con distribuzione areale del Tufo Rosso a Scorie Nere e areale di dispersione dei depositi da caduta pliniana; c) areale di dispersione del Tufo di Bracciano nel settore occidentale e ricostruzione delle isopache dei depositi da caduta pliniana attribuiti al centro di Sacrofano; d) distribuzione del Tufo di Vigna di Valle e del Tufo di Pizzo di Prato associati alla formazione della caldera di Bracciano e del Tufo Giallo di Sacrofano, quest'ultimo associato al centro di Sacrofano; e) ed f) attività del centro di Baccano e prodotti dell'attività idromagmatica del periodo più recente di attività sabatina. Legenda: 1) prodotti dell'attività sabatina; 2) prodotti associati alle diverse fasi di attività sabatina; 3) orli calderici 4) centri eruttivi dedotti dalle carte delle isopache e delle isoplete; 5) coni di scorie; e 6) orli di crateri idromagmatici tipo "maar" (Modificato da Sottili et al., 2004; 2010, Masotta et al., 2010).

I prodotti dell'attività sabatina, che ammontano ad un totale di circa 180 km³ (Feroci et al. 1987) durante l'intera evoluzione del Distretto, coprono l'intero spettro delle composizioni ultrapotassiche della Provincia Romana da trachibasalti a fonoliti e trachiti e, sulla base di un'analisi sistematica dei prodotti emessi durante l'attività effusiva e/o debolmente esplosive (colate di lave e coni di scorie), sono state distinte una serie alta in bario (serie HBaS) con litotipi privi di plagioclasio, con leucite e

ricchi di elementi incompatibili (REE, Nb, Zr, Th) mentre i litotipi della serie con basso contenuto in bario (LBaS) sono caratterizzati dalla presenza di plagioclasio e flogopite (Conticelli et al., 1997).

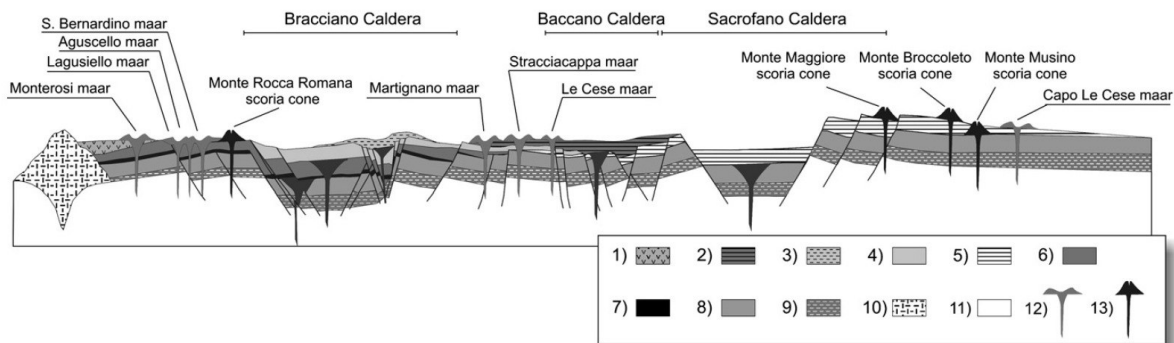


Figura 3.3.3.2. Schema dei rapporti stratigrafici tra i principali prodotti dell'attività sabatina e dei distretti vulcanici adiacenti (Distretto Vicano). Legenda: 1) Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano (Distretto Vicano, 150 ± 4 ka; Laurenzi e Villa, 1987); 2) prodotti di Baccano; 3) Tufo di Vigna di Valle; 4) Tufo di Pizzo di Prato; 5) Tufo Giallo di Sacrofano; 6) Tufo di Bracciano; 7) colate di lava; 8) Prodotti del Sabatini meridionale compreso il Tufo Rosso a Scorie Nere; 9) prodotti dell'attività di Morlupo compresa la successione del Tufo Giallo della Via Tiberina; 10) domi lavici del distretto Tolfetano–Cerite-Manziate (6,4-1,8 Ma, Evernden e Curtis, 1965; Lombardi et al., 1974; de Rita et al. 1994, 1997); 11) substrato pre-vulcanico costituito dalle successioni Meso-Cenozoiche; 12) anelli di tufo; 13) coni di scorie. (Da Sottili et al., 2010, modificato).

3.3.3.1 Vincoli cronologici all'attività del Distretto Vulcanico Sabatino

La ricostruzione della cronologia dell'attività vulcanica del distretto Sabatino è basata su un dataset di 44 analisi radiometriche $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (cf. Tabella 3.3.3.1.1. e relativi riferimenti bibliografici) che hanno fornito evidenze di attività vulcanica nell'intervallo compreso tra ~800 mila anni e ~90 mila anni fa.

La distribuzione spaziale dei centri eruttivi sabatini (Figura 3.3.3.1) interessa un'area di circa 250 km² (Sottili et al., 2010), sebbene il numero e gli intervalli eruttivi per ciascun punto di emissione siano ancora incerti. I prodotti dell'attività sabatina, circa 180 km³ in totale (Feroci et al. 1987), appartengono alla serie ultrapotassica della Provincia Romana con termini da trachibasalti a fonoliti e trachiti.

L'attività vulcanica copre l'intero spettro degli stili eruttivi con valori di esplosività vulcanica (VEI, Volcanic Explosivity index) fino a 4-5 e tempi di ricorrenza che oscillano da poche migliaia di anni fino ad alcune decine di migliaia di anni. Allo stato delle attuali conoscenze, non è dato definire se si tratti di veri periodi di quiescenza oppure se queste lacune temporali nella cronologia delle successioni vulcaniche siano dovute a lacune nella conoscenza della stratigrafia sabatina.

Età (ka)	σ (ka)	Tipo di materiale analizzato	Unità/Nome del campione/(ubicazione)	Referimenti bibliografici
86	n.d.	sanidino	Maar di Martignano	<i>Sottili et al., (2010)</i>
89	12	leucite	Maar di Piana dei Falliti	<i>Sottili et al., (2010)</i>
91	6	leucite+sanidino	Maar di Stracciapape	<i>Sottili et al., (2010)</i>
93	5	leucite	Cono di scorie di Monte Brocchetto	<i>Sottili et al., (2010)</i>
95	5	leucite+sanidino	Maar di Le Cese	<i>Sottili et al., (2010)</i>
131	2	leucite	Unità inferiore di Baccano	<i>Sottili et al., (2010)</i>
134	33	leucite	Lava di Prato Fontana	<i>Nappi and Mattioli, (2003)</i>
154	7	leucite	Lava di M. Cornacchia	<i>Nappi and Mattioli, (2003)</i>
158	4	leucite	Maar di Lagusiello	<i>Sottili et al., (2010)</i>
193	7	leucite	Tufo di Vigna di Valle	<i>Sottili et al., (2010)</i>
206	7	leucite	Cono di scorie di Monte Maggiore	<i>Sottili et al., (2010)</i>
249	16	sanidino	Tufo di Pizzo Prato	<i>Sottili et al., (2010)</i>
266	5	sanidino	Post TufoGiallodiSacrofano/R95-04B	<i>Karner & Renne (1998)</i>
283	3	leucite	Lava di Vigna di Valle	<i>Sottili et al., (2010)</i>
286	6	sanidino	Tufo Giallo di Sacrofano	<i>Sottili et al., (2010)</i>
296	3	leucite	Maar di Aguscello	<i>Sottili et al., (2010)</i>
300	6	leucite	Cono di scorie di Monte Aguzzo	<i>Sottili et al., (2010)</i>
307	5	leucite	Tufo di Bracciano	<i>Sottili et al., (2010)</i>
310	2	sanidino	Magliano Romano plinian fall	<i>Sottili et al., (2010)</i>
315	14	leucite	Lava di Monte Rocca Romana	<i>Sottili et al., (2010)</i>
316	6	leucite	Tufo di Bracciano	<i>Sottili et al., (2010)</i>
316	6	sanidino	Cono di scorie di Monte Musino	<i>Sottili et al., (2010)</i>
327	4	leucite+sanidino	Lava di Cornazzano	<i>Sottili et al., (2010)</i>
410	1	sanidino	livello di pomici -PonteGaleria	<i>Karner et al. (2001)</i>
416	12	sanidino	livello di pomici -TiberValley/SPQR-51	<i>Karner et al. (2001)</i>
427	5	sanidino	Tufi Varicolori di La Storta/R94-30C	<i>Karner & Renne (1998)</i>
434	8	sanidino	Tufi Varicolori di La Storta/R95-04H	<i>Karner & Renne (1998)</i>
449	1	sanidino	Tufo Rosso a Scorie Nere/R93-26A	<i>Karner et al. (2001)</i>
485	3	sanidino	Tufi Stratificati Varicolori di Sacrofano/ R93-11M	<i>Karner & Renne (1998)</i>
488	4	sanidino	Tufo Terrosocon Pomici Bianche/R93-11M	<i>Karner et al. (2001)</i>
500	6	sanidino	Tufi Stratificati Varicolori di Sacrofano/ R93-22C	<i>Karner & Renne (1998)</i>
514	3	sanidino	Tufo Giallo di Prima Porta	<i>Karner et al. (2001)</i>
514	5	sanidino	Grottarossa Pyroclastic Sequence-b	<i>Karner et al. (2001)</i>
517	15	leucite	T.delPalatino-Cappellaccio/SPQR-5	<i>Karner & Renne (1998)</i>
518	5	sanidino	Grottarossa Pyroclastic Sequence-a-PalatineHill	<i>Karner et al. (2001)</i>
526	6	sanidino	Tufi Stratificati Varicolori di Sacrofano/ R94-28	<i>Karner & Renne (1998)</i>
541	1	sanidino	Tufo Giallo della Via Tiberina/R93-02/ (CavaPerini)	<i>Karner et al. (2001)</i>
547	5	sanidino	Upper Tufo Giallo della Via Tiberina-c/	<i>Karner et al. (2001)</i>
587	2	sanidino	Morlupo Trachytic Unit/VSAC-31/(Morlupo)	<i>Cioni et al. (1993)</i>
614	3	sanidino	pre-Tufo Giallo della Via Tiberina/R93-06N	<i>Karner & Renne (1998)</i>
649	4	sanidino	ING-01wellcore	<i>Karner et al. (2001)</i>

758	4	sanidino	early air fall tuff/R93-12F/(PonteGaleria)	Karner et al. (2001)
783	7	sanidino	PT-S6 sondaggio	Karner et al. (2001)
802	4	sanidino	PT-2bS2 sondaggio	Karne et al. (2001)

Tabella 3.3.3.1.1. Dati geocronologici del Distretto Vulcanico Sabatino e relative fonti bibliografiche.

3.3.4 Distretto Vulcanico di Vico

Il Distretto Vulcanico Vicano è formato da un singolo stratovulcano troncato nell'area sommitale da una caldera poligenetica (Mattias e Ventriglia, 1970; Perini et al., 1997, 2004) oggi occupata dal lago di Vico. La prima fase di attività si è sviluppata al di sopra del settore occidentale dell'apparato vulcanico Cimino. L'attività successiva alla formazione della caldera, principalmente sviluppatasi all'interno della caldera stessa, ha prodotto volumi molto ridotti, relativamente all'attività precedente (Perini et al. 1997, 2004).

Le successioni vulcaniche vicane sono state divise in tre principali sintemi: il sintema di Rio Ferriera, il sintema del Lago di Vico e il sintema di Monte Venere (Figg. 3.3.4.1 e 3.3.4.2).

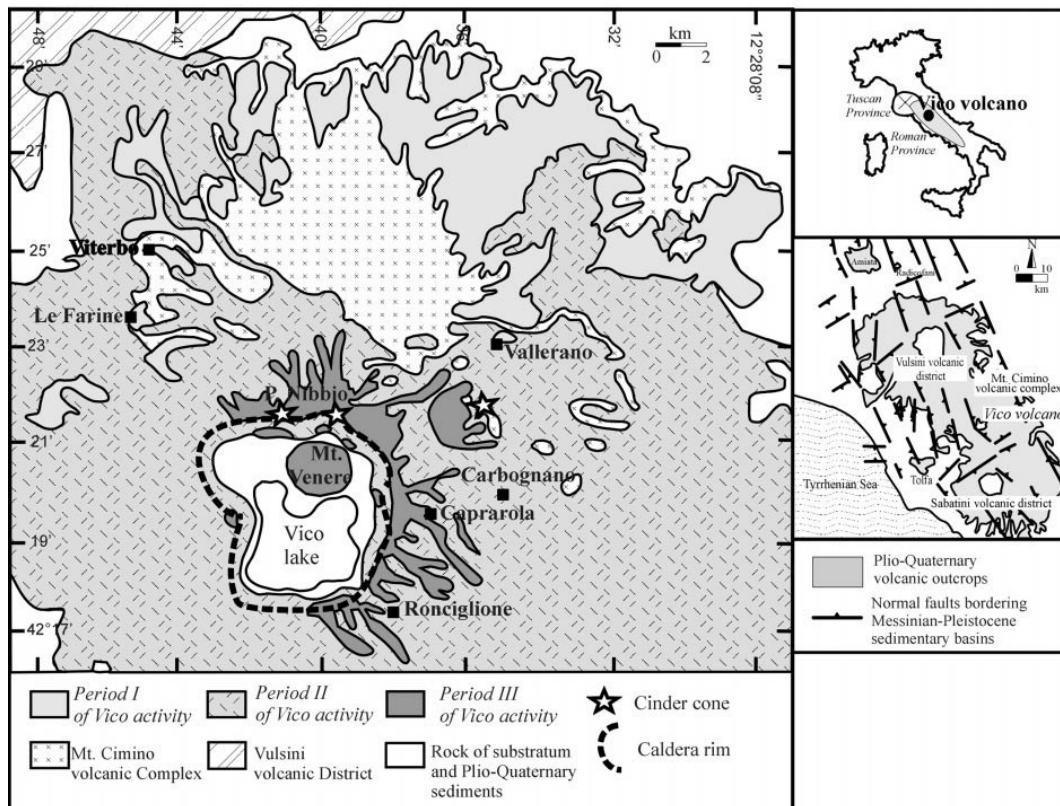


Figura 3.3.4.1. Carta geologica schematica Distretto vulcanico di Vico con la distribuzione dei prodotti relativi ai tre principali sintemi o periodi di attività del vulcano (da Perini et al., 2004).

3.3.4.1 Sintema di *Rio Ferriera* (419–400 ka)

Questa prima fase di attività è caratterizzata dalla messa in posto di depositi da caduta pliniana (Vico alfa e Vico beta) e di depositi da flusso piroclastico, insieme ad una subordinata attività effusiva testimoniata da modesti espandimenti lavici (Cioni et al., 1987; Barberi et al., 1994; Perini et al., 1997, 2000).

3.3.4.2 Sintema del *Lago di Vico* (305–144 ka)

I prodotti relativi alla costruzione dello stratovulcano durante la fase del Lago di Vico (0,3–0,26 Ma; Sollevanti, 1983; Laurenzi e Villa, 1987; Barberi et al., 1994) consistono principalmente in imponenti colate di lava a leucite (~ 50 km³; Bertagnini e Sbrana, 1986; Perini et al., 1997, 2004).

A questa fase effusiva, segue una fase esplosiva e la formazione della caldera poligenetica (8 km in diametro) in relazione a quattro eventi eruttivi che sono rispettivamente: l'eruzione di Farine (età indeterminata) l'eruzione di Ronciglione (0.16 Ma), l'eruzione di Sutri (anche nota in letteratura come "Tufo Rosso a scorie nere vicano" o come "Vico C", 0.15 Ma) e l'eruzione di Carbognano che chiude circa 0.14 Ma fa questo ciclo eruttivo (Sollevanti, 1983; Laurenzi e Villa, 1987; Barberi et al., 1994; Perini et al., 1997, 2004; Bear et al., 2009a,b). Le quattro eruzioni responsabili della formazione della caldera sono depositi da flusso piroclastico preceduti da fasi di colonna sostenuta, come testimoniato dai depositi di pomice da caduta alla base delle singole unità eruttive. L'estensione areale dei depositi delle singole unità eruttive supera i 20 km dal bordo della caldera su di una superficie di oltre 900 km² e volumi superiori ai 10 km³ di magma fonolitico emesso (Eruzione di Sutri, Bear et al., 2009b).

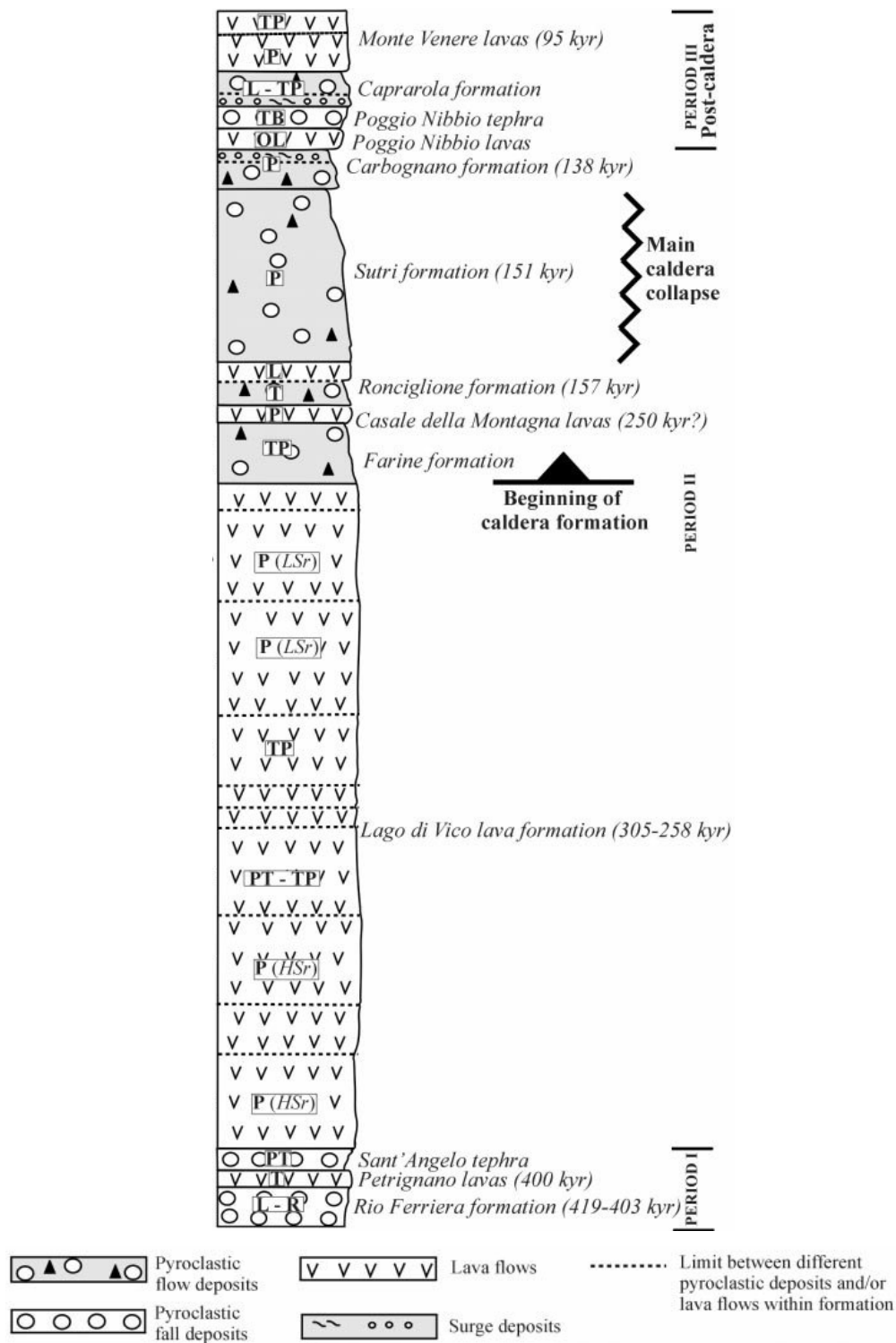


Figura 3.3.4.2 – Colonna stratigrafica schematica del Distretto vulcanico di Vico rappresentativa dei prodotti relativi ai tre principali sistemi o periodi di attività del vulcano (da Perini et al., 2004).

3.3.4.3 Sintema di Monte Venere (138–95 ka)

La fase di attività intra-calderica di Monte Venere consiste principalmente nella formazione di alcuni coni di scorie, ai quali sono associati modesti espandimenti lavici, di cui il maggiore e più giovane è Monte Venere con un'età radiometrica K/Ar tra 0,095 e 0,085 Ma (Laurenzi e Villa, 1985; Villemant e Fléhoc, 1989). Questa ultima fase è caratterizzata da composizioni sottosature che vanno da tefriti a leucite (Monte Venere), a latiti ad olivina (lave di Poggio Nibbio) a trachibasalti ad olivina (scorie di Poggio Nibbio scoria).

3.3.4.4 Cronologia del Distretto Vulcanico Vicano

I prodotti alcalino-potassici dell'attività del Distretto Vulcanico Vicano, sulla base di un dataset delle sole 8 analisi radiometriche $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ disponibili in letteratura (cfr. Tabella 3.3.4.4.1 e relativi riferimenti bibliografici), hanno un'età compresa tra ~420 mila anni e ~120 mila anni fa.

L'attività vulcanica, dominata da uno stile eruttivo esplosivo, sembra avere tempi di ricorrenza che raggiungono ordini di grandezza di centinaia di migliaia di anni. Tuttavia, la lacunosità delle attuali conoscenze sia stratigrafiche che geocronologiche, rende fortemente problematica l'elaborazione dei pochi dati disponibili ai fini della valutazione dei tempi di ricorrenza dell'attività vulcanica.

Età (ka)	σ (ka)	Tipo di materiale analizzato	Unità/Nome del campione/(ubicazione)	Referimenti bibliografici
120	6	sanidino	Vico Ignimbrite D?	<i>Turbeville (1992)</i>
138	2	sanidino	ignimbriteD/V85-27/ (strada Ronciglione-Caprarola)	<i>Laurenzi & Villa (1987)</i>
154	2	leucite	ignimbriteC/VS85-17/ (strada Viterbo-Canepina)	<i>Laurenzi & Villa (1987)</i>
157	3	sanidino	ignimbriteB/V85-19bis/ (strada Fabbrica-Ronciglione)	<i>Laurenzi & Villa (1987)</i>
258	2	sanidino	SanRocco/V84-3/(SanRocco)	<i>Laurenzi & Villa (1987)</i>
403	6	sanidino	TufiStratificatiVaricoloriVicanib/V88-7	<i>Barberi et al ([1994)</i>
412	7	sanidino	TufiStratificatiVaricoloriVicania/ V85-75PL	<i>Barberi et al.(1994)</i>
419	2	sanidino	TufiStratificatiVaricolori/V85-75 (strada Viterbo-S. Martino al Cimino)	<i>Laurenzi & Villa (1987)</i>

Tabella 3.3.4.4.1. Dati geocronologici del Distretto Vulcanico Vicano e relative fonti bibliografiche.

3.3.5 Il vulcanismo della Valle Latina

L'area vulcanica della Valle Latina (nota in letteratura scientifica anche come vulcanismo dei Monti Ernici; Peccerillo 2005), è parte della porzione meridionale della Provincia Comagmatica Romana (Fig. 3.3.5.1) e consiste in una serie di una ventina di apparati monogenici (Fig. 3.3.5.2).

L'attività vulcanica ha avuto un carattere da effusivo a moderatamente esplosivo con la formazione di limitati espandimenti lavici, coni di scorie e alcuni depositi da flusso piroclastico a carattere magmatico e idromagmatico.

Dal punto di vista composizionale, la peculiarità del vulcanismo della Valle Latina è l'associazione, in un'area relativamente limitata, di prodotti vulcanici con caratteristiche petrologiche estremamente variabili in termini di contenuto in potassio, e di elementi in traccia.

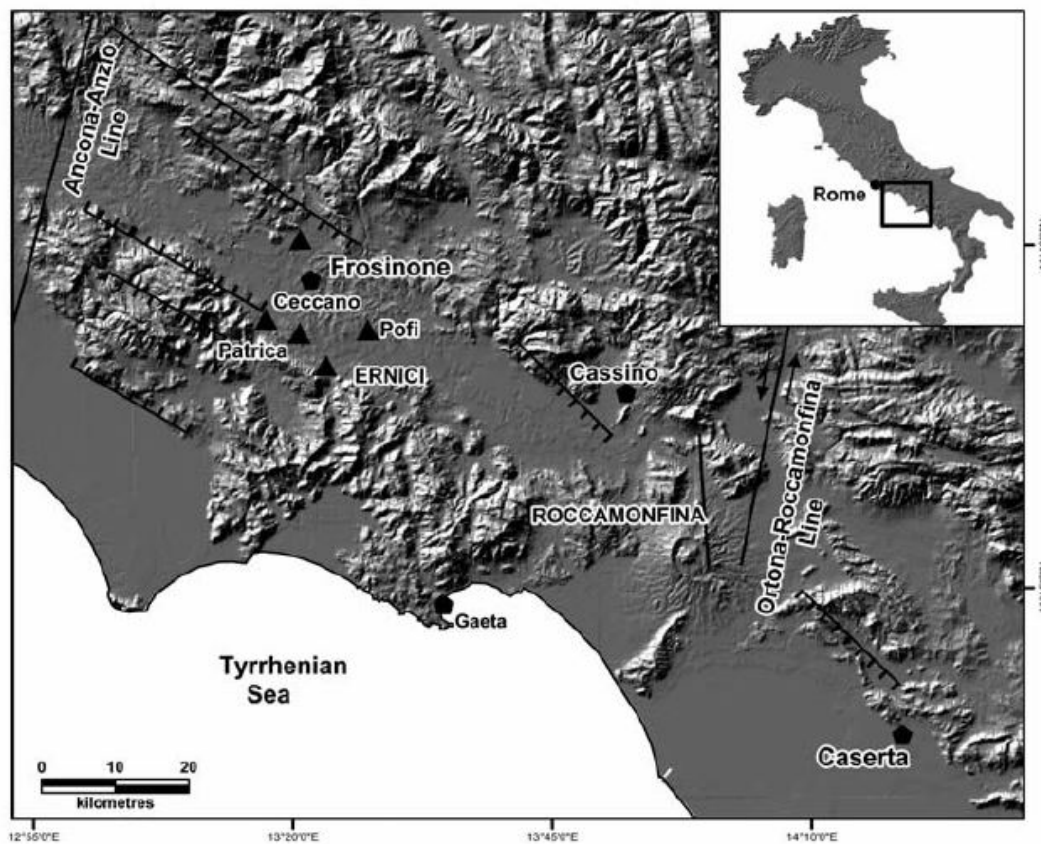


Figura 3.3.5.1 Ubicazione dell'area vulcanica della Valle Latina (da Peccerillo, 2005).

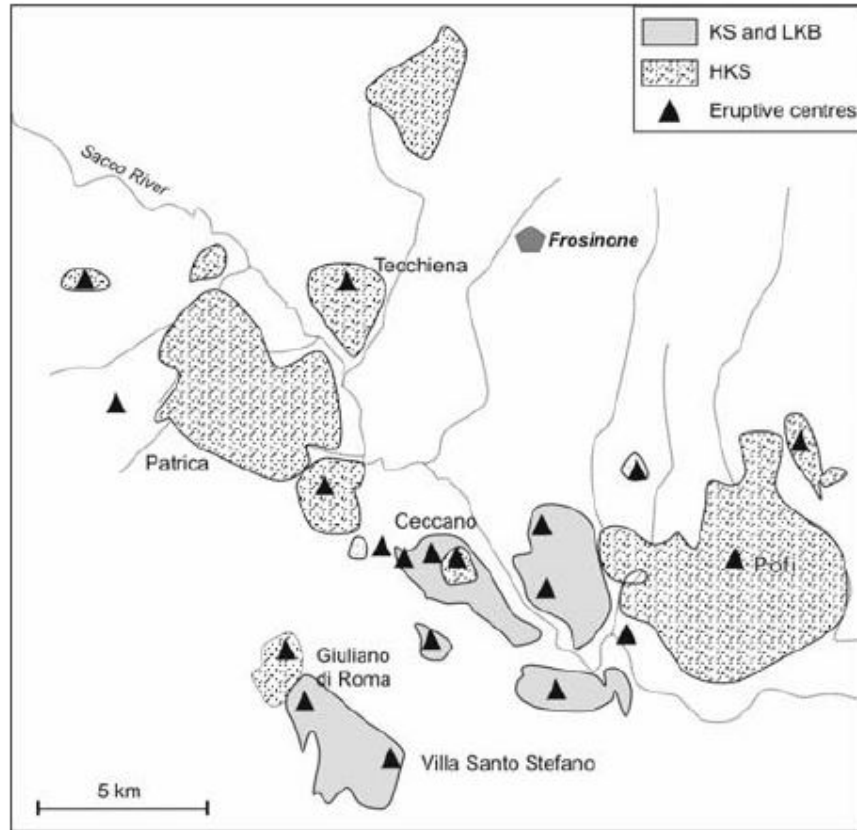


Figura 3.3.5.2. Mappa geologica semplificata della Valle Latina (modificata dopo Civetta et al., 1981); i triangoli neri indicano l'ubicazione degli apparati monogenici individuati su basi morfologiche o inferiti sull'analisi delle facies. Per una revisione aggiornata della geologia di superficie si veda anche il Foglio 402 Ceccano (Progetto CARG, Cartografia Geologica in scala 1:50,000) in allestimento per la stampa ma disponibile in rete sul sito <http://www.isprambiente.gov.it/>. Legenda: KS - serie potassica; HKS - serie alta in potassio; LKB - basalti con bassi contenuti di potassio.

3.3.5.1 Dati geocronologici

I dati geocronologici relativi al vulcanismo della Valle Latina e relative fonti bibliografiche sono riportati nella Tabella 3.3.5.1.1.

Età (ka)	σ (ka)	Tipo di materiale analizzato	Unità	Referimenti bibliografici
				<i>Progetto CARG</i>
231	19	non riportato	Unità di Mola di Vento	<i>Foglio 402 Ceccano</i> <i>Progetto CARG</i>
263	58	non riportato	Unità di Colle Capriolo	<i>Foglio 402 Ceccano</i>
298	43	pasta di fondo	Unità di Pofi	<i>Boari et al., 2009</i>
345	9	pasta di fondo	Unità di Colle Spinazzeta	<i>Boari et al., 2009</i>
357	13	pasta di fondo	Unità di Colle Selva Piana	<i>Boari et al., 2009</i>
379	10	pasta di fondo	Unità di Valcatora	<i>Boari et al., 2009</i>
410	7	pasta di fondo	Celleta	<i>Boari et al., 2009</i>
602	4	leucite	Colle Castellone	<i>Boari et al., 2009</i>
633	14	pasta di fondo	Piglione	<i>Boari et al., 2009</i>

Tabella 3.3.5.1.1. Dati geocronologici relativi al vulcanismo della Valle Latina e relative fonti bibliografiche.

3.3.6 Il vulcano di Roccamonfina

L'evoluzione del vulcano di Roccamonfina può essere sintetizzata in tre principali fasi di attività: durante la fase più antica, caratterizzata da prevalente attività effusiva e subordinata attività esplosiva, si è avuta la formazione del cono principale. Questo edificio vulcanico composito ha un diametro di base di circa 20 km.

Durante la seconda fase, vari eventi riconducibili ad attività fortemente esplosiva hanno dato luogo alla formazione della caldera, tuttora l'elemento morfologico più rilevante del vulcano, che ha troncato con una depressione di circa 6 km il cono principale. A questa seconda fase sono riconducibili due tra i maggiori depositi da flusso piroclastico dell'intera storia eruttiva di Roccamonfina: il Brown Leucitic Tuff (BLT) e il White Trachytic Tuff (WTT), secondo la nomenclatura introdotta da Giannetti and Luhr (1983) e poi ripresa da Luhr and Giannetti (1987).

Nella terza e ultima fase, l'attività è caratterizzata da un prevalente carattere effusivo o debolmente esplosivo con la messa in posto di lave (domi e colate) e la formazione di coni di scorie all'interno della caldera e sui fianchi dell'edificio vulcanico (Chiesa et al., 1995; Giannetti e De Casa, 2000).

Età (ka)	σ (ka)	Tipo di materiale analizzato	Unità/Località	Referimenti bibliografici
148	9	pasta di fondo	Domo lavico; Santa Croce	<i>Rouchon et al., 2008</i>
169	6	pasta di fondo	Domo lavico; Monte Lattani	<i>Rouchon et al., 2008</i>
232	3	biotite	Cratere principale, ejecta; Fontanafredda	<i>Rouchon et al., 2008</i>
245	6	pasta di fondo	Lava; Cianne maie	<i>Rouchon et al., 2008</i>
269	4	pasta di fondo	Cono di scorie; Colle Friello	<i>Rouchon et al., 2008</i>
273	6	pasta di fondo	Lava; S. Maria a Vologno	<i>Rouchon et al., 2008</i>
331	2	sanidine	(YTT) Yellow Trachytic Tuff	<i>Rouchon et al., 2008</i>
356	5	biotite; pasta di fondo	Lava; Spicciano	<i>Rouchon et al., 2008</i>
353	5	sanidino	(BLT) Brown Leucitic Tuff	<i>Rouchon et al., 2008</i>
358	8	leucite; pasta di fondo	Lava; Fontana Radina	<i>Rouchon et al., 2008</i>
368	9	leucite; pasta di fondo	Lava; La Frascara	<i>Rouchon et al., 2008</i>
370	8	pasta di fondo	Lava; Galluccio	<i>Rouchon et al., 2008</i>
390	8	pasta di fondo	Cono di scorie; Monte Capitolo	<i>Rouchon et al., 2008</i>
403	9	sanidino	Cono di scorie; Monte Ofelio	<i>Rouchon et al., 2008</i>
439	9	sanidino	pomici; Rio Rava	<i>Rouchon et al., 2008</i>
472	7	leucite; pasta di fondo	Cono di scorie; Tuoro Piccolo	<i>Rouchon et al., 2008</i>
495	33	pasta di fondo	Lava; S. Maria di Mortola	<i>Rouchon et al., 2008</i>
479	29	pasta di fondo	Lava; San Carlo	<i>Rouchon et al., 2008</i>
479	29	pasta di fondo	Lava in area distale (RMF1)	<i>Rouchon et al., 2008</i>
495	33	pasta di fondo	Lava in area distale (RMF9)	<i>Rouchon et al., 2008</i>

Tabella 3.3.6.1.1. Dati geocronologici relativi al vulcanismo di Roccamonfina e relative fonti bibliografiche.

3.3.7 Il distretto vulcanico del Monte Vulture

Il Monte Vulture è il sistema vulcanico più orientale nell'ambito del magmatismo Plio-Quaternario italiano e si trova in una regione lungo il fronte compressivo appenninico più esterno.

Queste peculiarità del contesto geologico strutturale determina delle caratteristiche specifiche nella composizione dei magmi, negli elementi maggiori, negli elementi in tracce e nella paragenesi mineralogica.

L'attività vulcanica si è manifestata, nella fase iniziale (circa 0.7-0.8 Ma; Figura 3.3.7.1), con l'emissione di prodotti relativamente differenziati (fonoliti) che hanno alimentato eruzioni esplosive e, in misura subordinata, domi

eccentrici (Laurenzi et al., 1993; Brocchini et al., 1994). In questa fase, si stima siano stati emessi prodotti per un volume complessivo di 0,5-1 km³ (Beccaluva et al., 2002).

Nella fase successiva (0.6-0.4 Ma), si ha formazione vera e propria dello stratovulcano (volumi emessi nell'ordine di 30-40 km³, con attività prevalentemente esplosiva accompagnata, in misura subordinata, dalla formazione di colate e domi lavici (La Volpe e Rapisardi, 1977; La Volpe e Principe, 1989; Beccaluva et al., 2002). Questa fase è caratterizzata da prodotti sottosaturi quali tefriti, basaniti, foiditi e fonotefriti (Peccerillo, 2005). L'evoluzione dello stratovulcano in questa fase è caratterizzata da una successione di collassi calderici e dalla formazione di crateri più o meno eccentrici che determinano la morfologia attuale del Monte Vulture. L'attività finale è da collocarsi intorno a 0.13 Ma (Brocchini et al., 1994; Figura 3.3.7.2).

LA VOLPE <i>et alii</i> , 1988; LA VOLPE E PRINCIPE 1989, 1994, 1999;		GIANNANDREA <i>et alii</i> , 2004; SCHIATTARELLA <i>et alii</i> , 2005; presente lavoro		
Unità Vulcano Stratigrafiche (UVS)	Unità litostratigrafiche e centri secondari	Unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU)		
VI UVS o Unità dei Laghi di Monticchio	Piroclastici a composizione carbonatitico-mellititica 132 ± 12 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994)	Subsistema di Serra di Bràida	Sintema dei Laghi di Monticchio	Supersintema di Monticchio
		Subsistema di Lago Piccolo 132 ± 12 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994)		
Subsistema di Lago Grande				
Subsistema di Piano Comune				
Subsistemadi Casa rossa				
V UVS o Unità di Case Lopez-Masseria Granata	Depositi di flussi piroclastici 484 ± 8 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994)	Subsistema di Masseria di Cuscito	Sintema della Valle dei Grigi-Fosso del Corbo	
		Subsistema di Imbandina		
IV UVS o Unità di Vulture-S. Michele	Ha ynofiro di Melfi 557 ± 7 ka (BONADONNA <i>et alii</i> , 1998)	Subsistema di Solagne Arcidiaconata	Sintema di Melfi	Supersintema di Monte Vulture
		Subsistema Piano di Croce		
		Subsistema del Castello di Melfi 557 ± 7 ka (BONADONNA <i>et alii</i> , 1998)		
	Centri secondari di Piana Ferrera e Barile	Subsistema di Ventaruolo 624 ± 35 ka - 624 ± 30 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994).	Sintema di Barile	
	Centro effusivo di Toppo S. Agata	Subsistema di Vulture-San Michele 601 ± 7 ka - 629,6 ± 4,7 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994).		
	Depositi di flusso piroclastici con intercalazioni di colate laviche e subordinati piroclastiti da caduta. 624 ± 35 ka, 601 ± 7 ka, 624 ± 30 ka 629,6 ± 4,7 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994).	Subsistema di Rionero 612 ± 19 ka (BONADONNA <i>et alii</i> , 1998) 655 ± 25 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994) ≤ 660 (LAURENZI <i>et alii</i> , 1993)		
III UVS o Unità di Barile-Rionero	Piroclastiti tefritici e foiditici prevalentemente da caduta. Età compresa fra 612 ± 20 ka (BONADONNA <i>et alii</i> , 1998) e 655 ± 25 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994)			
II UVS o Unità di Masseria Boccaglie	Piroclastiti tefritico-fonolitici da flusso e da caduta. Età compresa fra 655 ± 25 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994) e ≤ 660 (LAURENZI <i>et alii</i> , 1993)			
I UVS o Unità di Fara d'Olivo	Cripto duomo fonolitico di Toppo San Paolo 646,3 ± 6,7 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994)	Subsistema di Toppo San Paolo 646,3 ± 6,7 ka (BROCCHINI <i>et alii</i> , 1994)		
	Blocchi trachi-fonolitici di Rupe di Gallo 674 ± 7 ka (BONADONNA <i>et alii</i> , 1998)	Subsistema di Fara d'Olivo 730 ± 20 ka (VILLA, 1985)	Sintema di Foggianello	
	Coltri ignimbriche di Fara d'Olivo 730 ± 20 ka (VILLA, 1985)	Subsistema di Campanile		
Conglomerati alluvionali con lenti sabbiose contenenti granuli di feldspati, granati e pirosseni.		Subsistema della Spinoritola 674 ± 7 ka (BONADONNA <i>et alii</i> , 1998)		

Figura 3.3.7.1. Schema e nomenclatura delle unità stratigrafiche e cronologia assoluta del vulcanismo del Monte Vulture. (da Giannandrea et al., 2006 con dati geocronologici da: Bonadonna et al., 1998, Brocchini et al., 1994, Laurenzi et al., 1993, Villa et al., 1986).

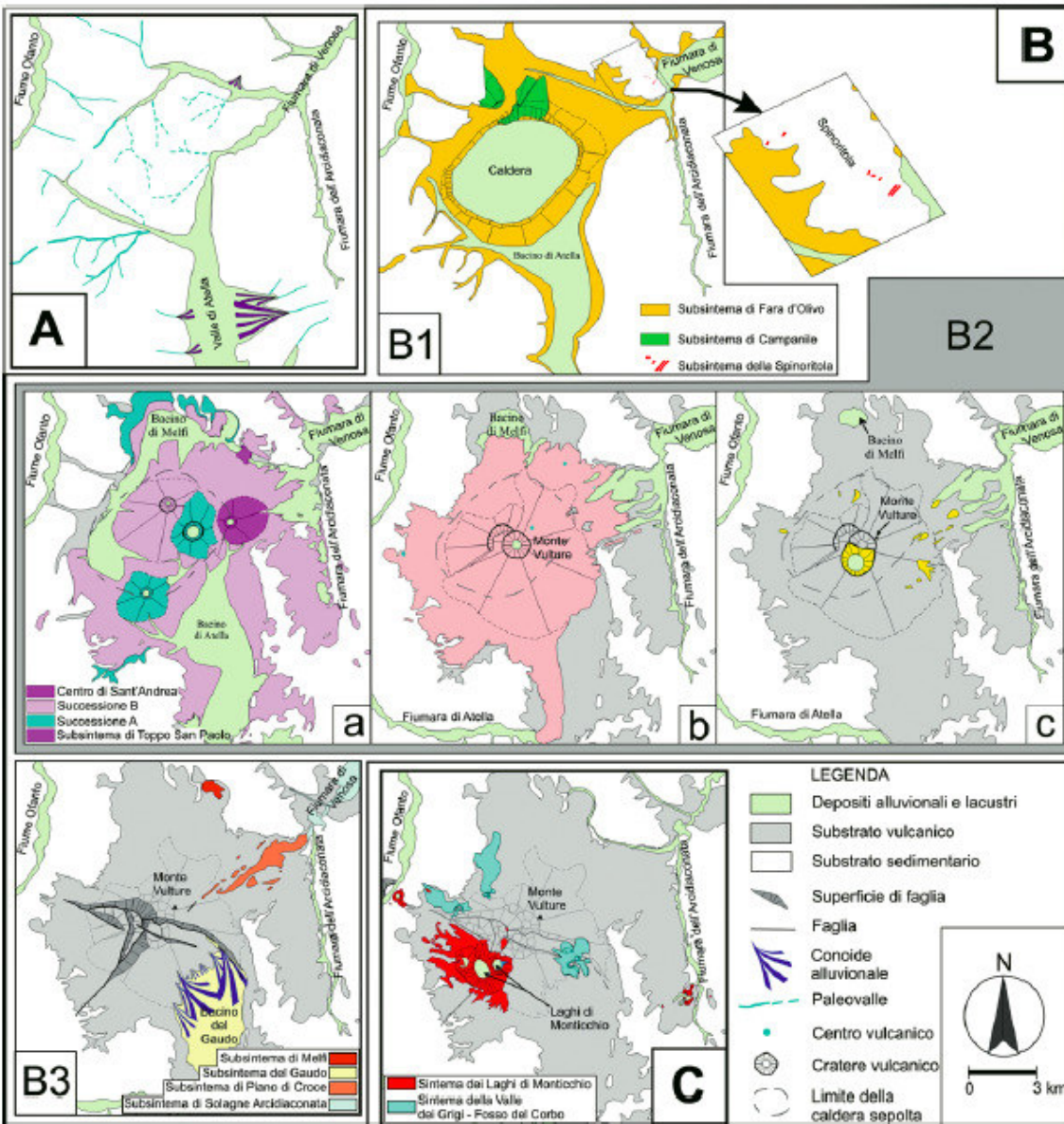


Figura 3.3.7.2. Schema delle fasi evolutive del Monte Vulture (modificato da Giannandrea et al., 2006)

3.3.8 Centri vulcanici minori intra-appenninici

Il vulcanismo intra-appenninico ha dato luogo ad una serie di piccoli centri monogenici caratterizzati da una limitata dispersione dei prodotti piroclastici e da piccole colate di lava. Dal punto di vista composizionale, sebbene le origini del magmatismo intra-appenninico siano materia di accesa discussione (si veda ad esempio Lavecchia e Stoppa,

1996, Peccerillo 2004, Peccerillo 2005). Oltre alla genesi del magmatismo, un altro aspetto molto controverso, riguarda l'interpretazione di alcuni depositi piroclastici presenti in aree appenniniche e pre-appenniniche che sono interpretati da alcuni autori come evidenza di centri vulcanici radicati (ad esempio Lavecchia e Stoppa, 1996 e letteratura citata), mentre negli ultimi anni vi è stata una crescente consapevolezza che tali depositi piroclastici siano riconducibili a facies distali di eruzioni conosciute del vulcanismo della Provincia Comagmatica Romana (si veda ad esempio Sottili et al., 2004; Freda et al., 2010; Giaccio et al., 2013).

Ai fini del presente studio, sono stati considerati i centri vulcanici che, per evidenze stratigrafiche e/o per la presenza di colate di lava nelle successioni, sono da considerarsi sicuramente radicati (Peccerillo 2004; Peccerillo 2005 e bibliografia citata). Si tratta dei centri di San Venanzo, Cupaello e di Polino.

3.3.8.1 Il centro vulcanico di San Venanzo

Questa piccola area vulcanica è costituita da tre centri monogenici (San Venanzo, Pian di Celle e Celli; Figura 3.3.8.1.1) che coprono una superficie totale di circa 0.15 km². I prodotti associati a questi centri monogenici sono colate di lava e prodotti piroclastici riconducibili a prevalente attività esplosiva di tipo idromagmatico. I dati geocronologici attribuiscono ai prodotti associati al centro vulcanico di Pian di Celle un'età di circa 265 ka (Laurenzi et al., 1994). La composizione dei prodotti mostra un carattere fortemente sottosaturo di silice (alti livelli di leucite e kalsilite normativa; Peccerillo 2005 e bibliografia citata).

3.3.8.2 Cupaello

Il centro vulcanico di Cupaello, ubicato circa 7 km a E-NE di Rieti, è formato da una colata di lava, estesa su una lunghezza di 750 m, che copre un orizzonte di materiale piroclastico da ceneri a lapilli (Stoppa e Cundari, 1995). Le datazioni radiometriche suggeriscono un'età di circa 639 ka (Laurenzi et al., 1994). Dal punto di vista composizionale, la lava ha un carattere peralcalino fortemente sottosaturo (kamafugitico; Peccerillo 2005).

3.3.8.3 Polino

Il centro vulcanico di Polino (Figura 3.3.8.3.1) è formato da due piccoli diatremi circondati da depositi piroclastici stratificati fortemente alterati (Stoppa e Lupini, 1993). L'età radiometrica, determinata su flogopite, è di circa 246 ka (Laurenzi et al., 1994). Dal punto di vista composizionale, c'è una forte analogia con i prodotti di Cupaello con differenze che riguardano gli elementi in tracce (Peccerillo, 2005).

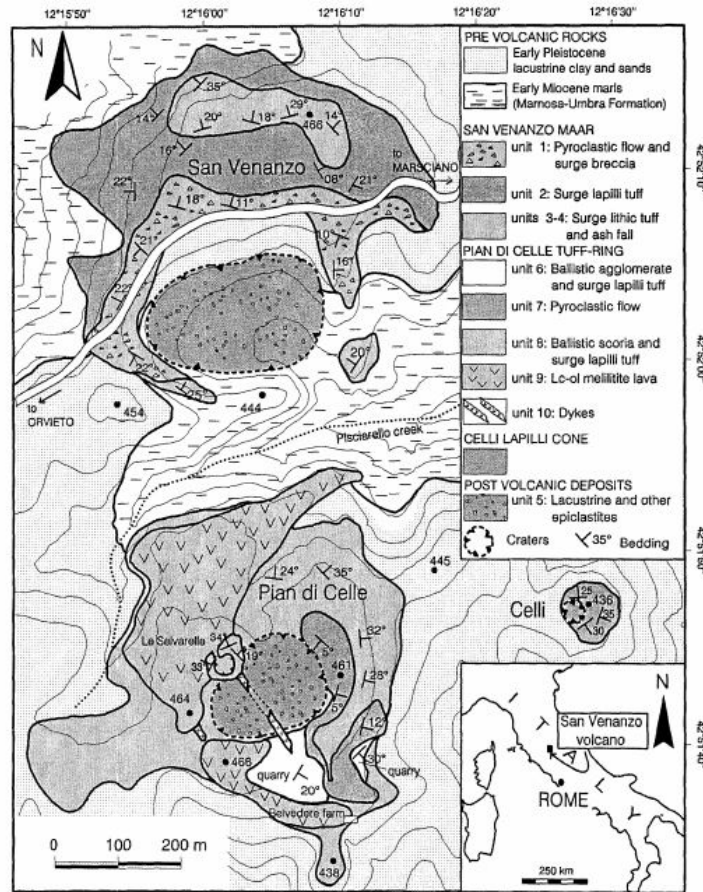


Figura 3.3.8.1 Mappa geologica semplificata del centro vulcanico intra-appenninico di San Venanzo (da Stoppa, 1996).

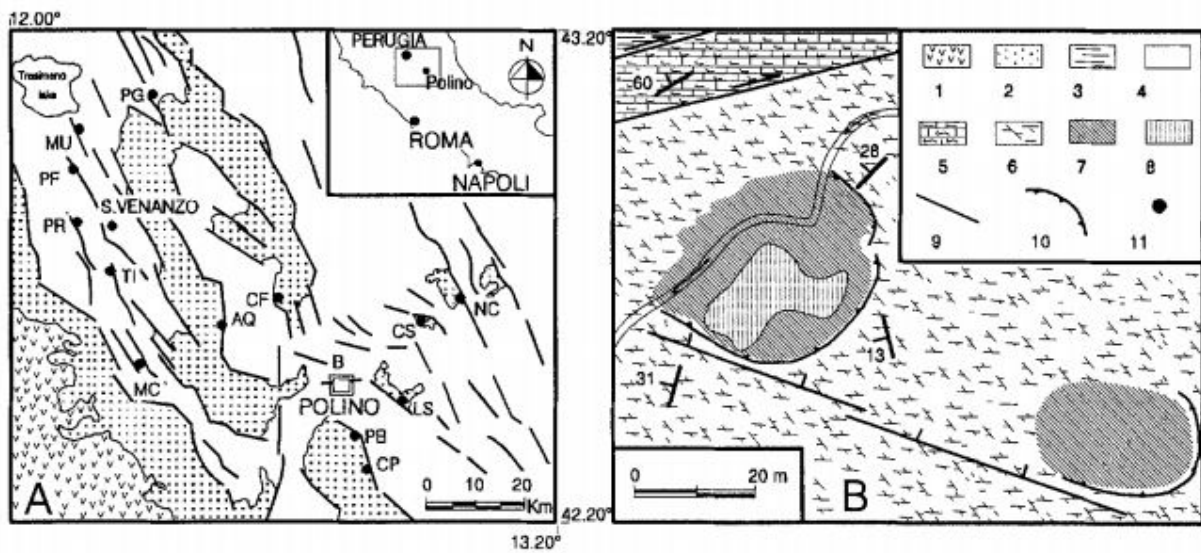
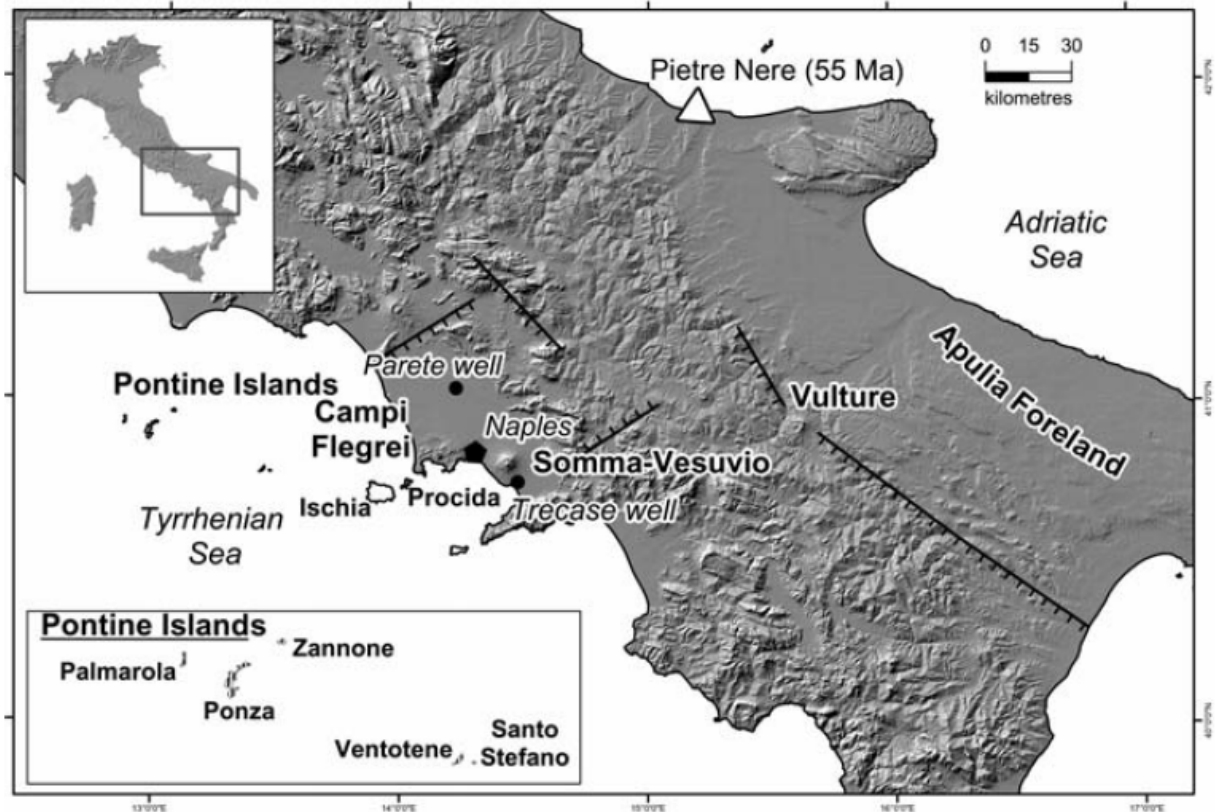


Figura 3.3.8.3.1. Ubicazione e distribuzione areale del centro vulcanico di Polino (da Stoppa e Lupini, 1993).

3.3.9 Isole Pontine

L'arcipelago delle Pontine (Figura 3.3.9.1) è formato da cinque isole (Ponza, Palmarola, Zannone, Ventotene and Santo Stefano) ed è stato associato da alcuni autori al vulcanismo della Provincia Campana, sebbene i dati petrologici suggeriscano che solo i prodotti delle isole orientali (Ventotene e Santo Stefano) e l'attività più recente di Ponza (circa 1 Ma) hanno caratteristiche affini a quelle della Provincia Campana (Peccerillo, 2005).

Dal punto di vista vulcanologico, e in relazione all'affinità con il vulcanismo quiescente e attivo del margine peritirrenico, in questo lavoro sarà considerato il vulcanismo dell'isola di Ventotene, di S. Stefano e l'attività recente dell'isola di Ponza (Merle et al., 1988).



3.3.9.1. L'arcipelago delle Isole Pontine (Tirreno centrale) si trova ad ovest della Provincia Campana e mostra, almeno per quello che riguarda le isole di Ventotene, Santo Stefano e l'attività più recente di Ponza (posteriore a 1 Ma), delle affinità petrologiche e geochimiche con i Campi Flegrei e con il Vesuvio (mappa da Peccerillo, 2005).

3.3.9.1 L'isola di Ventotene e S. Stefano

L'isola di Ventotene è formata da una serie di colate di lava tagliate dal bordo di una caldera e coperte da una successione di prodotti piroclastici (Perrotta et al., 1996). L'isola di Santo Stefano è formata da un domo lavico coperto di materiale piroclastico. L'attività esplosiva che ha originato la successione piroclastica è legata ad attività magmatica ed idromagmatica, come testimoniato dai depositi da caduta e da flusso affioranti.

Dal punto di vista geocronologico, i prodotti associati all'attività vulcanica delle isole di Ventotene e S. Stefano coprono un intervallo compreso tra 0,92 e 0,15 Ma.

L'attività vulcanica si chiude, tra 0,3 e 0,15 Ma, con una grande eruzione esplosiva, l'Ignimbrite di Parata Grande (Figura 3.3.9.1.1), alla quale è associata la formazione di una caldera oggi sommersa (Perrotta et al., 1996, Casalbore et al., 2014).

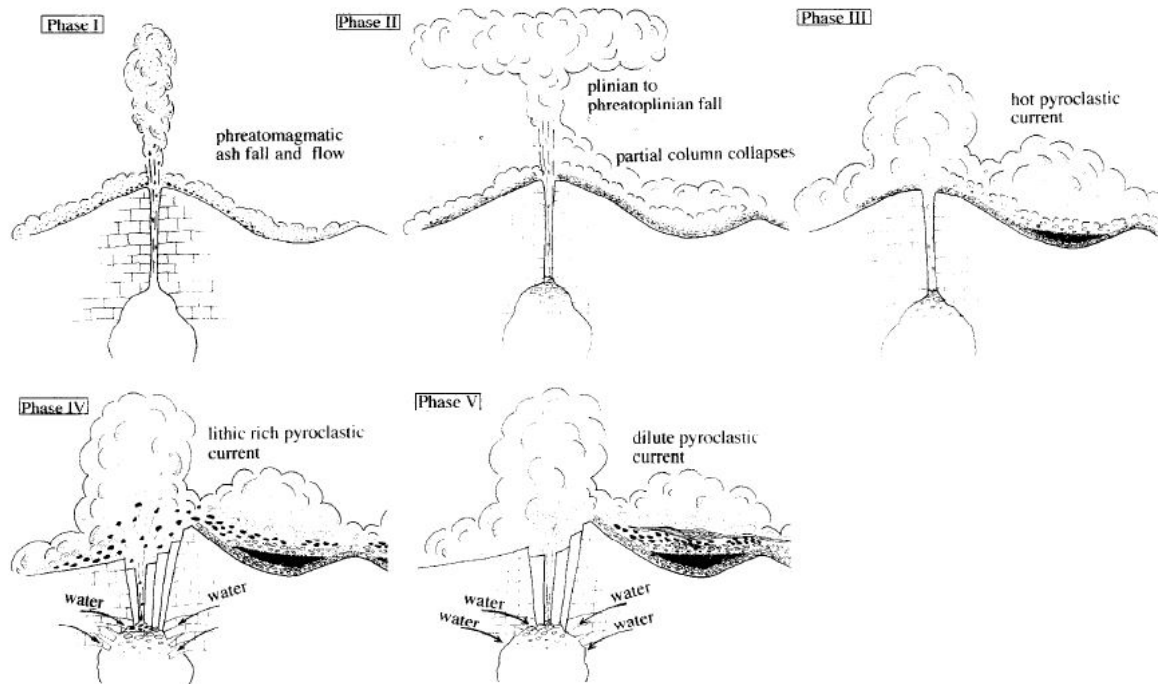


Figura 3.3.9.1.1. Fasi principali dell'eruzione dell'Ignimbrite di Parata Grande. (1) Fase iniziale con attività freatomagmatica ed associati flussi piroclastici e depositi da caduta, (2) formazione di una colonna sostenuta pliniana con segni di interazione esplosiva acqua-magma, (3) collasso della colonna eruttiva, (4) inizio del collasso del tetto della camera magmatica e contemporanea interazione esplosiva acqua-magma, (5) formazione di flussi piroclastici ricchi di litici e fase finale di collasso della caldera (da Perrotta et al., 1996).

Dal punto di vista dello stile eruttivo, l'ignimbrite di Parata Grande è caratterizzata da più fasi contraddistinte da elevata esplosività e dalla formazione di una colonna pliniana e di flussi piroclastici con una fase finale fortemente condizionata dall'interazione esplosiva acqua-magma.

Dal punto di vista morfologico e batimetrico, la caldera è stata indagata con un'indagine multi-beam ad alta risoluzione (Figura 3.3.9.1.2) e i risultati hanno permesso di definire la geometria del sistema vulcanico di Santo Stefano e Ventotene (Casalbore et al., 2014). La caldera ha dimensioni di circa 4,5 km x 2,5 km ed è ubicata a Nord Ovest dell'isola di Ventotene. Lo studio ha permesso di individuare anche numerosi fenomeni di instabilità gravitativa registrati da zone di distacco e aree di accumulo del materiale franato (Casalbore et al., 2014).

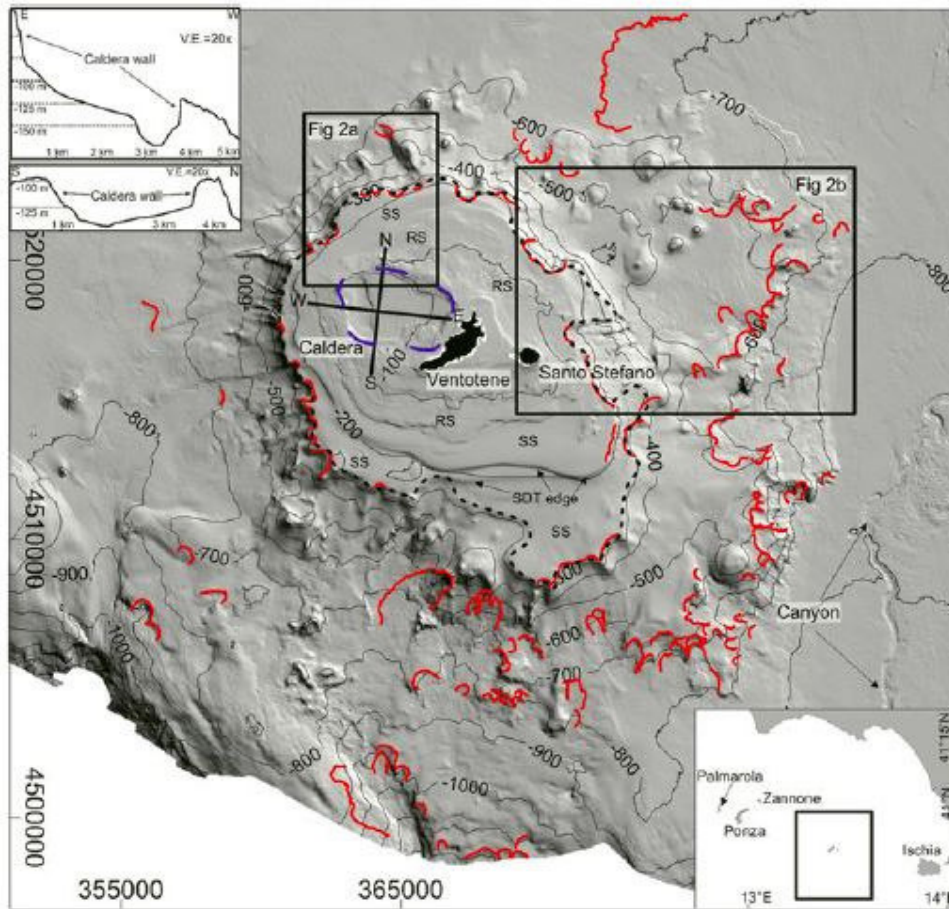


Figura 3.3.9.1.2. Immagine multi-beam dell'edificio vulcanico di Santo Stefano e Ventotene. In blu sono riportati i limiti della caldera associata all'eruzione dell'ignimbrite di Parata Grande, in rosso sono marcate le zone di distacco di frana. Da notare come i fenomeni di distacco siano pervasivi lungo tutto il margine esterno dell'edificio vulcanico (da Casalbore et al., 2014).

3.3.9.2 L'isola di Ponza

Nell'ambito del vulcanismo quiescente italiano, qui saranno riportate le caratteristiche e la cronologia dell'attività finale di Ponza che mostra delle affinità petrologiche e geochimiche con il vulcanismo della Provincia Campana. Queste affinità riguardano la composizione delle trachiti dell'ultimo ciclo di attività datato a circa 1 Ma che sono simili a quelle dei Campi Flegrei e di Roccamonfina (Cadoux et al. 2005; Conte and Dolfi 2002; Peccerillo, 2005). In particolare, l'unità vulcanica che testimonia la fase finale di attività vulcanica è il *neck* di Monte Guardia datato con metodi radiometrici circa 0.93 Ma (Bellucci et al., 1999).

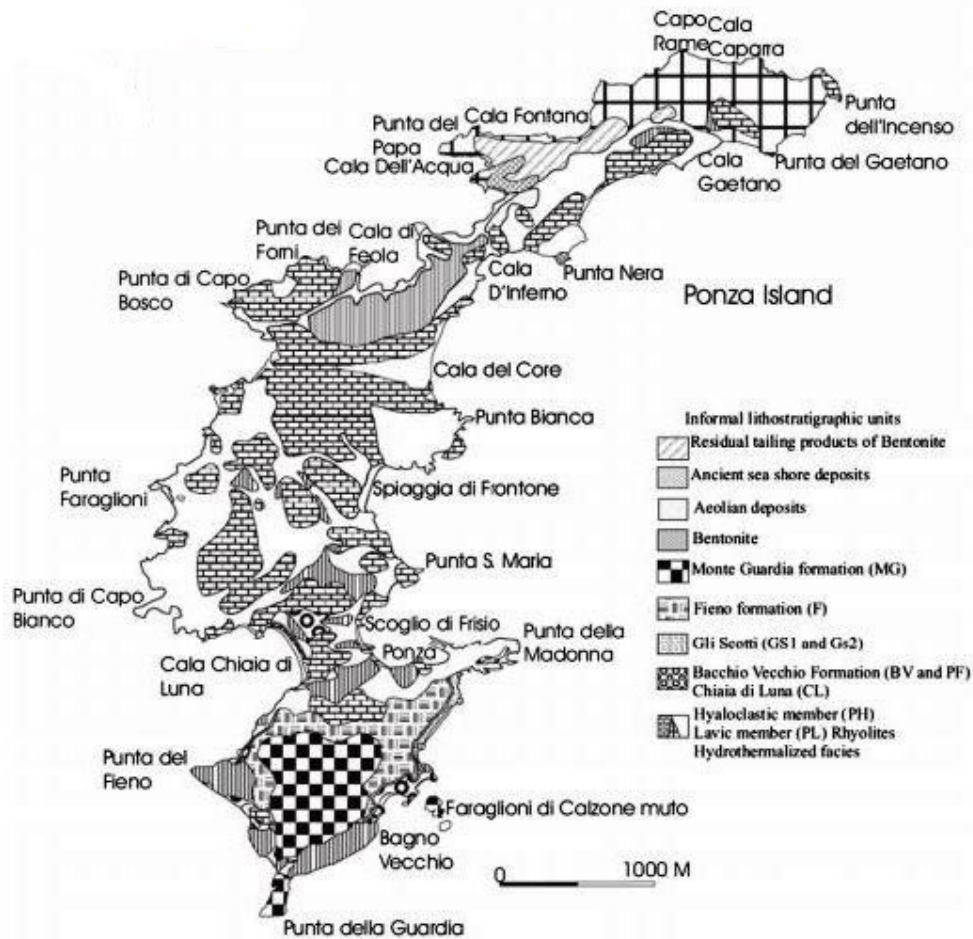


Figura 3.3.9.2.1 Mappa geologica semplificata di Ponza. I prodotti associati all'attività pleistocenica di Ponza (Formazione di Monte Guardia) sono lave di composizione trachitica che affiorano nel settore meridionale dell'isola (modificata da Paone, 2013).

La differenza fondamentale tra la fase vulcanica pliocenica a composizione prevalentemente riolitica e la fase pleistocenica subaerea a composizione prevalentemente trachitica è determinata, in termini petrologici, da una componente di assimilazione crostale dominante nella fase pliocenica (Conte e Dolfi, 2002). In questo quadro, la

differenza tra fase vulcanica pliocenica e fase vulcanica pleistocenica riflette, in termini petrologici, l'evoluzione del quadro geodinamico dell'intero margine tirrenico in cui i processi di contaminazione e assimilazione crostale caratterizzano e accompagnano le prime fasi del vulcanismo (a prevalente carattere calcalkalino) mentre le fasi successive ad affinità alcalino-potassico sono rappresentative di una fase più matura di distensione del margine tirrenico.

3.3.10 Il vulcanismo plio-pleistocenico sardo

3.3.10.1 Inquadramento e cronologia

La Sardegna è stata interessata da attività magmatica dall'Eocene almeno fino al Pleistocene Superiore. Su basi petrologiche, geochimiche e cronologiche, e mettendo in secondo piano l'episodio poco conosciuto Eocenico (limitato sia nella durata (circa 61-62 Ma) che nell'estensione areale), è possibile distinguere due cicli eruttivi principali:

- un ciclo Oligo-Miocenico più antico (circa 32-15 Ma) ad affinità prevalentemente calcalkalina e, in misura subordinata, toleitica, che mostra, dal punto di vista geodinamico, i caratteri tipici del magmatismo di arco
- un ciclo più recente Plio-Quaternario (circa 5 - 0,1 Ma) ad affinità da toleitica ad alcalina il cui inquadramento geodinamico è molto dibattuto.

In particolare, il ciclo magmatico Plio-Quaternario ha interessato un orizzonte areale e temporale piuttosto ampio (Fig. 3.3.10.1.1).

I principali centri e aree interessate dal vulcanismo Plio-Pleistocenico sardo sono:

- Capo Ferrato (5,3 - 4,9 Ma) caratterizzato dalla messa in posto di colate di lava, dicchi e domi con composizioni differenziate trachitiche e trachiandesitiche;
- l'area centrale della Sardegna (3,5-2,1 Ma) caratterizzata dalla presenza di alcuni piccoli centri vulcanici monogenici con composizioni relativamente da poco differenziate (basalti, hawaiiiti) a moderatamente differenziate (mugeariti);
- Monte Arci (circa 3,2 Ma) caratterizzato dalla presenza di lave molto differenziate (andesiti e rioliti) e, in misura subordinata, da termini meno differenziati;
- Orosei-Dorgali (da 3,9 a circa 2 Ma) dove dominano le lave poco o mediamente differenziate (hawaiiiti e mugeariti);
- Campeda-Planargia (da 3,2 a circa 2 Ma) associato ad un plateau di lava formato da termini basaltici, hawaiiitici e mugearitici;
- Montiferro (3,8 - 2,3 Ma) caratterizzato dalla presenza di molti centri monogenici e un ampio spettro di composizioni da basaniti e hawaiiiti fino a trachiti e fonoliti;
- Loguduro (2,4 - 0,1 Ma) caratterizzato da numerosi 'cinder cone', coni di scorie e associate colate di lava con composizioni poco differenziate ad affinità prevalentemente alcalina sia sodica che potassica e, in misura subordinata, toleitica.

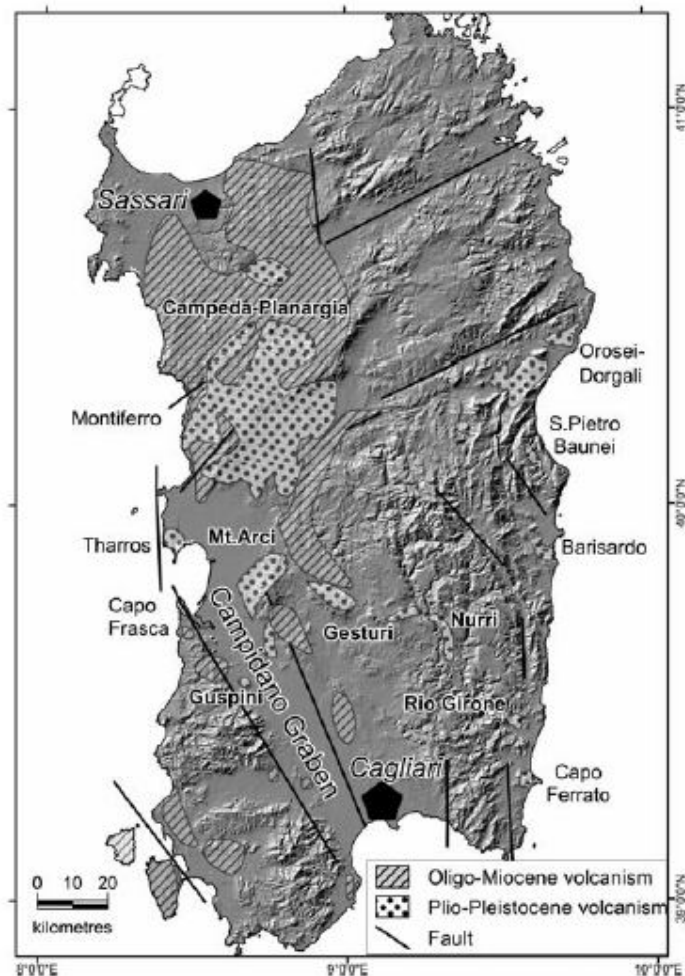


Fig. 3.3.10.1.1. Distribuzione areale del vulcanismo Oligo-Miocenico e Plio-Pleistocenico in Sardegna secondo Peccerillo (2005). Nella mappa sono riportate alcune strutture tettoniche di importanza regionale.

Ai fini di questo lavoro, e sulla base dei dati di letteratura disponibili, il ciclo vulcanico Plio-Quaternario sarà analizzato nelle sue componenti geochimiche, petrologiche, cronologiche e vulcanologiche. La ragione di questo approfondimento è dettata da diversi ordini di considerazioni: la prima, in ordine di importanza, riguarda senza dubbio la controversa interpretazione della genesi, in termini di contesto geodinamico, del vulcanismo plio-pleistocenico sardo che ha delle implicazioni rilevanti, come vedremo nel paragrafo successivo, ai fini del presente studio (Savelli 1988; Morra et al. 1994; Lustrino et al. 1996, 2000, 2002, 2004; Gasperini et al. 2000).

Un altro aspetto rilevante riguarda la cronologia assoluta che è stata attribuita ai prodotti più recenti (circa 0.1 Ma) che è quindi da mettere in relazione, sulla base delle considerazioni già fatte per il vulcanismo pleistocenico ad affinità alcalino-potassica, con un quadro geodinamico analogo a quello attuale. Nel prossimo paragrafo saranno

illustrate le linee generali del dibattito scientifico in atto in merito all'interpretazione del vulcanismo plio-pleistocenico sardo. Su questa base sarà discusso il grado di confidenza con cui è stata determinata la delimitazione delle aree e soprattutto gli approfondimenti necessari a migliorare le conoscenze sulle aree vulcaniche sarde.

3.3.10.2 Interpretazioni sulla genesi e sul significato geodinamico del vulcanismo plio-pleistocenico sardo: un tema dibattuto

Dal punto di vista della letteratura scientifica, lo studio del vulcanismo plio-pleistocenico sardo ha ricevuto un notevole interesse negli ultimi due decenni. Cionostante, gli aspetti prettamente vulcanologici e, a maggior ragione, gli aspetti legati all'analisi della pericolosità vulcanica non sono stati affrontati in studi scientifici.

In questo paragrafo saranno analizzati gli aspetti controversi che riguardano la genesi del magmatismo sardo in relazione alla peculiare impronta geochimica dei prodotti eruttati e al quadro geodinamico che ha determinato tale peculiarità. Come si vedrà, ci sono fondamentalmente due interpretazioni contrapposte che possono essere riassunte schematicamente come segue:

- una prima ipotesi, secondo la quale l'impronta geochimica del vulcanismo plio-pleistocenico sardo è determinata dalla fusione parziale di un plateau basaltico riciclato nel mantello; la fusione parziale e la risalita dei magmi sarebbe, secondo questa ipotesi, influenzata e favorita da un *plume* mantellico (Gasperini et al. 2000)
- una seconda ipotesi, nella quale le caratteristiche isotopiche e composizionali dei prodotti possono essere spiegate dai processi sin-collisionali ercinici in crosta continentale; secondo questa ipotesi, il forte raccorciamento crostale determinato dai processi orogenici avrebbe causato un processo di delaminazione e *sinking* di una porzione densa di crosta di tipo eclogitico, poi soggetta a fusione parziale. (Lustrino et al. 1996, 2000, 2002, 2004). Quindi, la transizione da vulcanismo orogenico ad anorogenico in Sardegna sarebbe legata all'arretramento dello slab e il magmatismo sarebbe un effetto *far-field* della subduzione magrebide (Figura 3.3.10.2.1).

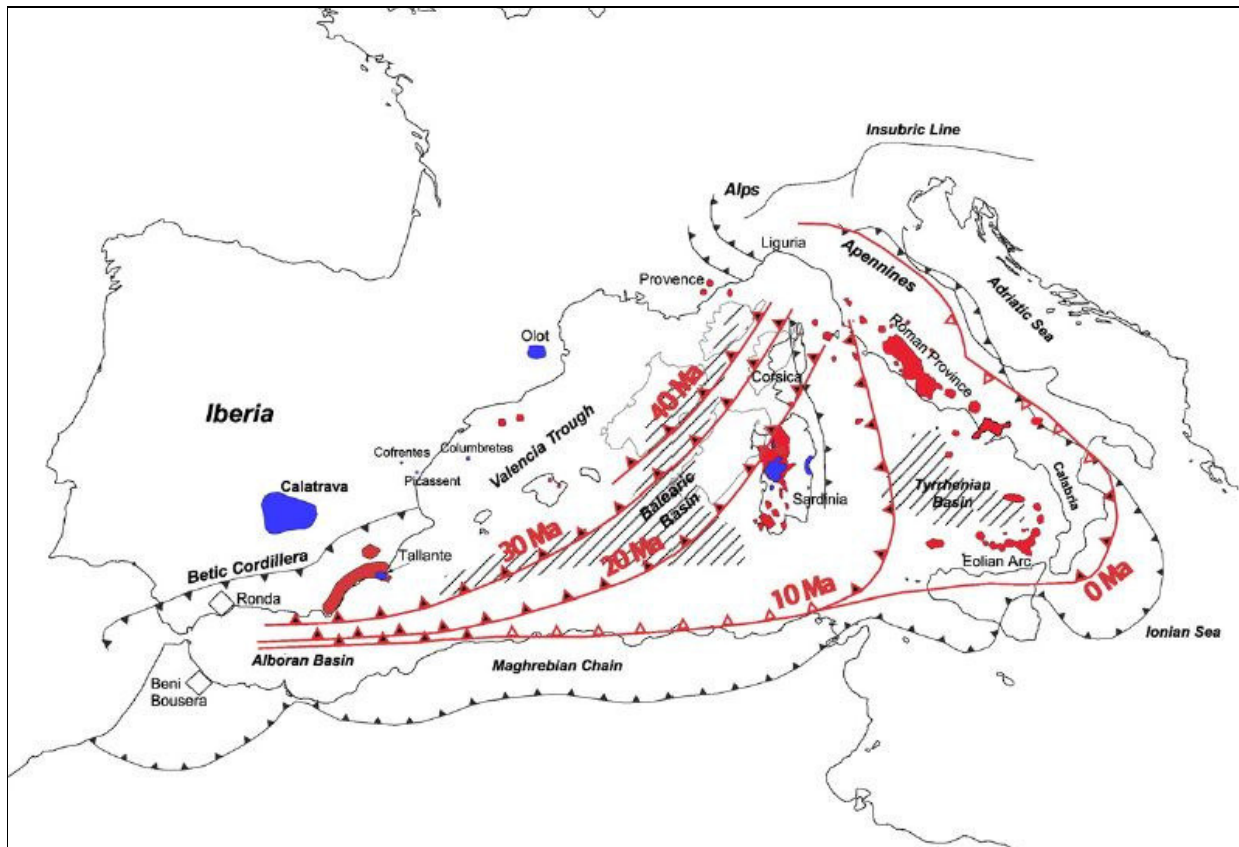


Figura 3.3.10.2.1. Il vulcanismo sardo nel quadro dell'evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale. In rosso sono rappresentate le aree interessate da magmatismo orogenico nel Cenozoico, in blu il magmatismo anorogenico tardo miocenico-quaternario. Nella figura è anche riportata la geometria e lo spostamento del sistema di subduzione negli ultimi 40 milioni di anni (Da Beccaluva et al., 2011, modificata).

Ai fini del presente lavoro, è piuttosto rilevante l'esistenza di ipotesi così distanti riguardo alla genesi del magmatismo plio-pleistocenico sardo, poiché questo, come vedremo, ha effetti sull'interpretazione dei dati geocronologici disponibili.

Infatti, abbracciando l'ipotesi di un magmatismo influenzato dalla presenza di un *plume* mantellico, e dati i tempi di evoluzione e persistenza di attività tipici dei *plume* mantellici (da alcuni milioni a decine di milioni di anni), dobbiamo supporre che le condizioni e i processi profondi che hanno originato il vulcanismo plio-quaternario sardo siano stati relativamente stabili negli ultimi 5 milioni di anni, ossia nell'arco temporale in cui si è manifestato il vulcanismo. In questo caso, le caratteristiche del vulcanismo plio-quaternario sardo (in termini di volumi emessi, tempi di ritorno e stili eruttivi) costituirebbero un fenomeno "unitario" e, quindi, da considerare nella sua globalità ai fini della valutazione della pericolosità vulcanica.

Viceversa, se si assume un'origine del magmatismo prevalentemente legata all'arretramento dello slab e, quindi, ad un effetto *far-field* della subduzione magrebide, l'evoluzione spazio-temporale del sistema di subduzione è stata così veloce (Figura 3.3.10.2.1) da rendere il vulcanismo sardo un processo in continua evoluzione. Quindi, abbracciando questa seconda ipotesi, vi sarebbe un grosso margine di incertezza nel definire un intervallo temporale che sia "significativo" del quadro geodinamico in atto ai fini di una valutazione della pericolosità vulcanica.

3.3.10.3 Dati geocronologici e selezione dei centri eruttivi

Nell'ambito del vulcanismo plio-pleistocenico sardo, su base geochemica (rapporto isotopico del neodimio, dello stronzio, del piombo e delle terre rare; Figura e Tabella 3.3.10.3.1) è stata definito il campo vulcanico di Loguduro (Gasperini et al., 2000).

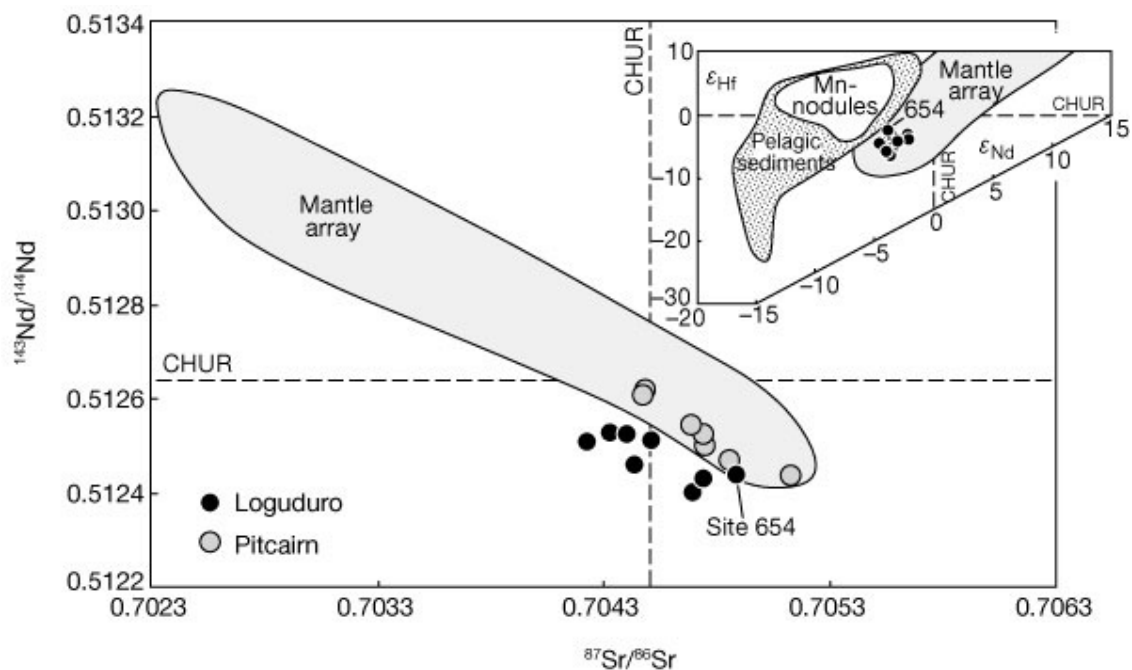


Fig. 3.3.10.3.1 Grafico del rapporto isotopico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ per i prodotti associati al campo vulcanico di Loguduro, Sardegna (da Gasperini et al., 2000): l'uniformità composizionale e i dati geocronologici disponibili rendono il vulcanismo di Loguduro un insieme omogeneo e come tale è stato trattato nella valutazione delle sorgenti vulcaniche.

Centro vulcanico	Località/Comune	Composizione prodotti	Foglio della carta geologica d'Italia (1:100.000)	Lat.	Long.	Età (Ma±σ)
M. Lugherres	Osilo	trachibasalto	180	40°44'55"	8°43'16"	
M. Meddaris	Ploaghe	trachibasalto	193	40°38'53"	8°44'20"	0,14±0,1
M. Pubulena	Ploaghe	trachibasalto	193	40°37'49"	8°44'03"	
M. Ruju	Osilo	basalto alcalino	193	40°36'45"	8°44'30"	0,6±0,1
M. Pelao	Thiesi	hawaiite	193	40°32'30"	8°44'20"	1,8±0,1
C. Lisiri	Ittireddu	trachibasalto	193	40°32'25"	8°53'56"	
M. Oes	Torralba	trachibasalto	193	40°30'57"	8°46'22"	0,4±0,2
M. Austidu	Torralba	trachibasalto	193	40°30'29"	8°48'14"	
M Cuccureddu	Cheremule	trachibasalto	193	40°30'04"	8°43'03"	
M. Cujaru	Bonorva	trachibasalto	193	40°28'27"	8°50'17"	
M. Annuaru	Giave	trachibasalto	193	40°28'05"	8°45'19"	
C. Nurra	Cossoine	trachibasalto	193	40°26'45"	8°40'47"	
M. Benalzosu	Semestene	hawaiite	193	40°24'26"	8°44'15"	2,2±0,1
Pozzomaggiore	Pozzomaggiore	trachibasalti	193	40°23'31"	8°39'23"	2,4±0,2

Tabella 3.3.10.3.1. Nome dei centri vulcanici, ubicazione, composizione e dati geocronologici relativi al campo vulcanico di Loguduro. Dati geocronologici da Beccaluva et al., 1977.

Si tratta di un campo vulcanico caratterizzato dalla presenza di numerosi centri monogenici ad attività da effusiva debolmente esplosiva con la formazione di coni di scorie ed associate colate di lava. Tenendo conto anche della distribuzione temporale dell'attività (da 2,4 a 0,14 Ma), con periodi di quiescenza -seppur basati su un dataset incompleto- di attività nell'ordine anche delle centinaia di migliaia di anni, si ritiene che il vulcanismo del campo vulcanico di Loguduro debba essere inserito tra i vulcani quiescenti italiani.

Inoltre, ci sono alcune caratteristiche del vulcanismo di Loguduro che lo rendono molto simile al vulcanismo presente nell'area di Yucca Mountain (Nevada, USA), dove il governo degli Stati Uniti ha progettato un sito di stoccaggio di materiale nucleare e dove, al riguardo, sono stati fatti studi sulla pericolosità vulcanica (Valentine e Perry, 2007). Queste analogie riguardano:

- un contesto geodinamico molto simile per processi petrogenetici (presenza di un plume mantellico);
- l'assetto geologico-strutturale (presenza di un graben attivo dal Miocene);
- la cronologia degli eventi eruttivi con tempi di quiescenza anche nell'ordine delle centinaia di migliaia di anni;
- l'età dell'ultima eruzione (circa 0.1 Ma);
- il tipo di attività eruttiva caratterizzata dalla formazione di centri eruttivi monogenici con attività effusiva o debolmente esplosiva (stromboliana);
- le composizioni poco differenziate, essenzialmente basaltiche.

Per le ragioni appena esposte, si ritiene che il vulcanismo plio-pleistocenico sardo debba entrare negli studi di pericolosità vulcanica e debba essere oggetto di ulteriori approfondimenti.

3.3.11 Il vulcanismo quiescente del Tirreno meridionale: Salina, Filicudi, Alicudi, Ustica e i seamount

Nel capitolo dedicato al vulcanismo attivo del Tirreno meridionale si sono introdotte gli aspetti rilevanti, ai fini di questo studio, delle isole di Vulcano, Lipari, Panarea e Stromboli. Nel presente capitolo saranno analizzati i vulcani quiescenti, quindi con attività eruttiva certa anteriore ai 10 mila anni, presenti nel Tirreno meridionale. Un approfondimento a parte sarà dedicato ai seamount che rappresentano un tema di frontiera per quello che riguarda gli studi; come vedremo molti aspetti rilevanti, quali ad esempio l'età dell'attività vulcanica, sono ancora poco o affatto conosciuti.

3.3.11.1 Isola di Salina

L'isola di Salina si trova all'intersezione tra il sistema di faglie Tindari-Letojanni-Malta e l'allineamento Alicudi-Filicudi. L'isola rappresenta la parte emersa di un edificio vulcanico che si eleva 1500 m al di sopra del fondo marino e raggiunge i 962 m sul livello del mare. La morfologia dell'isola è dominata dai due edifici vulcanici di Monte delle Felci e Monte Porri.

L'età dei prodotti vulcanici affioranti è compresa tra 430 mila e 13 mila anni (Keller 1980; Gillot 1987), anche se un lavoro più recente ha attribuito un'età di 168 mila anni per i prodotti più antichi affioranti (De Rosa et al., 2003).

L'attività vulcanica può essere riassunta in tre fasi principali (Figura 3.3.11.1.1):

- una fase iniziale caratterizzata dalla formazione di una serie di stratovulcani (Rivi-Capo, Corvo e Fossa delle Felci) con prodotti da basaltici ad andesitici.
- una fase successiva in cui si ha la formazione dell'edificio vulcanico di Monte Porri, circa 67 mila anni fa, nel settore occidentale dell'isola. I prodotti associati a questa fase andesiti-daciti.
- Infine, tra circa 30 mila e 13 mila anni fa, si ha l'attività effusiva ed esplosiva nell'area di Pollara con prodotti da basaltici a riolitici.

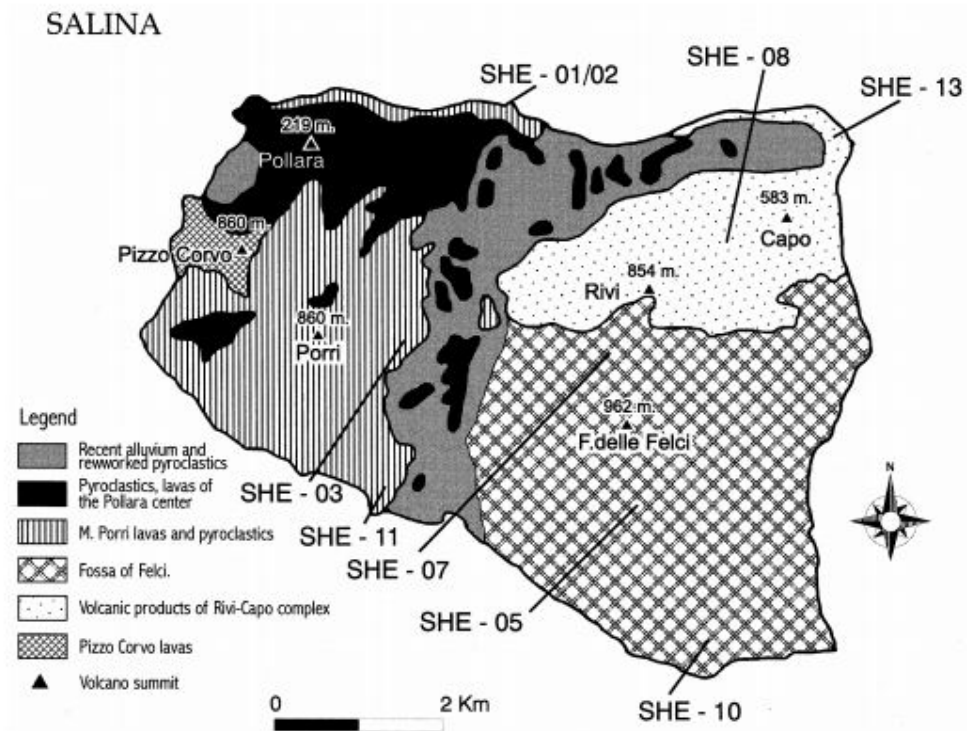


Figura 3.3.11.1.1 Schema geologico di Salina che evidenzia la distribuzione areale dei prodotti associati alle fase iniziale di attività (Rivi-Capo, Corvo e Fossa delle Felci), alla successiva fase di Monte Porri e alla fase finale del centro eruttivo di Pollara (da De Rosa et al., 2003).

Per quanto riguarda l'attività recente di Salina, studi vulcanologici sulle successioni piroclastiche hanno permesso una ricostruzione delle dinamiche eruttive associate alla formazione del centro eruttivo di Pollara. In particolare, lo studio di Sulpizio et al. (2008) ha messo in evidenza l'effetto delle barriere morfologiche (gli orli craterici di un tuff ring) sulla propagazione dei flussi piroclastici. In figura 3.3.11.1.2 è riportata la mappa delle isopache associate ad una delle unità eruttive attribuite al centro di Pollara; l'areale di dispersione dei depositi da flusso piroclastico risulta fortemente confinato nelle morfologie vulcaniche con un areale di dispersione che interessa tutta la porzione occidentale e centrale dell'isola.

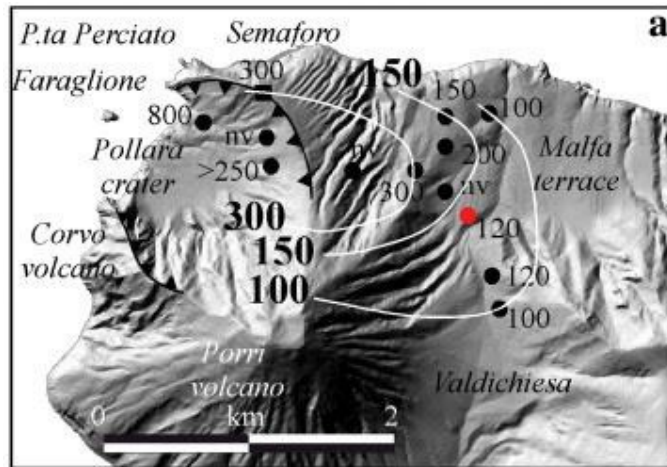


Figura 3.3.11.1.2. Mappa delle isopache rappresentative di una singola unità da flusso emessa durante l'attività recente dell'Isola di Salina (centro eruttivo di Pollara, circa 13 mila anni fa). La propagazione dei flussi piroclastici risulta fortemente condizionata dalle barriere morfologiche. Nella porzione centrale dell'Isola di Salina, a circa 2 km dal centro eruttivo, gli spessori associati ad una singola unità da flusso sono nell'ordine del metro (Da Sulpizio et al., 2008).

3.3.11.2 L'isola di Filicudi

La morfologia dell'isola di Filicudi è il risultato di una serie di centri vulcanici coalescenti, alcuni dei quali sono parzialmente sommersi (Figura 3.3.11.2.1).

Dal punto di vista compositivo, i prodotti emessi sono basalti calcocalini, andesiti e daciti.

L'età dell'attività vulcanica più antica, ancora non ben definita, secondo i lavori più recenti è da collocarsi a circa 200 mila anni (De Rosa et al., 2003). L'attività finale, che oggi è testimoniata dal neck andesitico de La Canna e dalle piccole isole circostanti, ha un'età di circa 40 mila anni (Santo et al. 1995), sebbene questa datazione sia messa in discussione da lavori più recenti (si veda ad esempio Tranne et al., 2002).

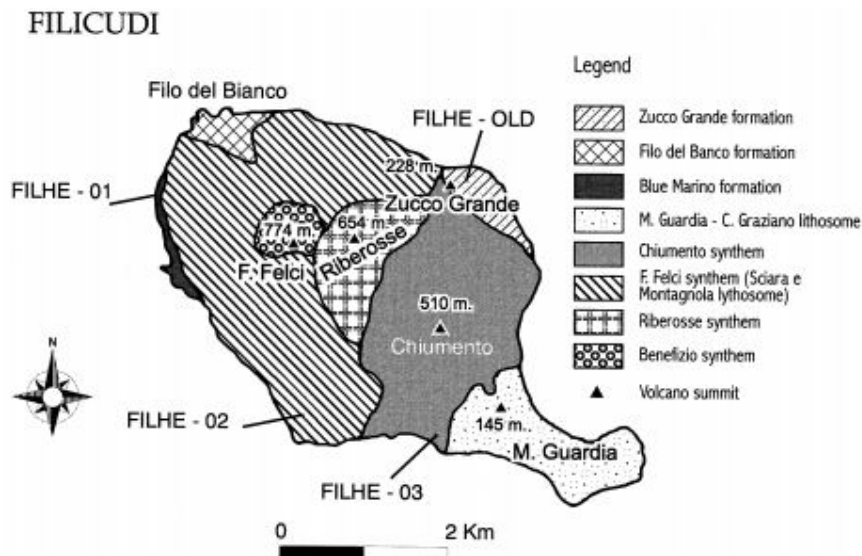


Figura 3.3.11.2.1 Mappa geologica semplificata dell'isola di Filicudi (modificata dopo Manetti et al., 1995)

L'attività di Filicudi è prevalentemente effusiva con colate di lava e domi lavici e subordinati depositi piroclastici associati ad un'attività debolmente esplosiva.

3.3.11.3 Alicudi

L'isola di Alicudi, la più occidentale tra le isole Eolie, è formata da un edificio vulcanico che emerge per 675 m sul livello del mare (Figura 3.3.11.3.1). La parte emersa dell'isola è espressione di almeno tre principali fasi di attività, la più antica delle quali è da collocarsi a circa 106 mila anni fa; ciascuna fase è scandita da eventi di collasso nella porzione sommitale dell'edificio vulcanico (Villari, 1980). L'isola è costituita in misura dominante da colate e domi lavici e subordinate unità piroclastiche derivanti dall'attività stromboliana associata alla formazione di coni di scorie. In particolare, durante le prime due fasi di attività, le composizioni dei prodotti (prevalentemente lave) sono basalti calcicalcine e basalti andesitici. Durante la terza e ultima fase di attività, che termina circa 28 mila anni fa (Gillot 1987), si ha attività effusiva con colate di lava ed estrusione di domi lavici di composizione prevalentemente andesitica.

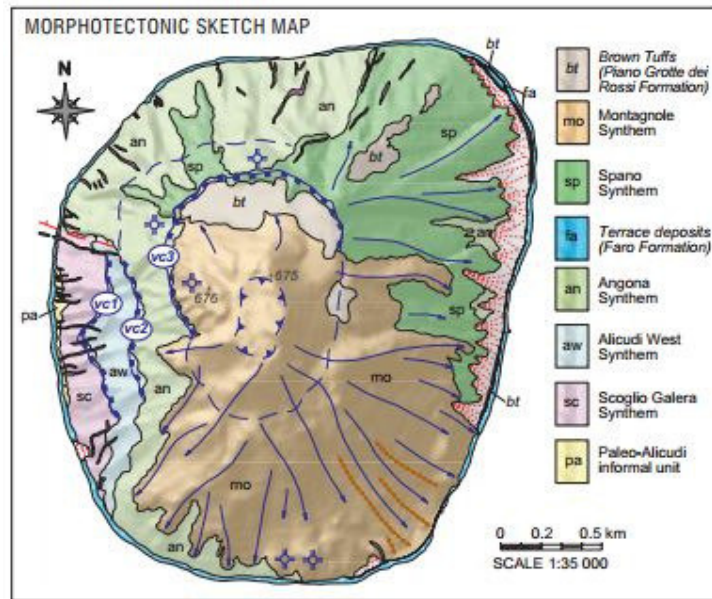


Figura 3.3.11.3.1 Carta morfotettonica di Alicudi e limiti di sintemi che mette in evidenza la presenza di strutture calderiche sommitali e di cicli eruttivi che hanno avuto origine prevalentemente da un edificio centrale (da Lucchi et al., 2013).

3.3.11.4 Ustica

L'isola di Ustica è la parte emersa di un complesso vulcanico che si eleva per oltre 2000 metri al di sopra del fondale marino fino ad una quota di 244 m sopra il livello del mare. Studi sulla stratigrafia dell'isola hanno evidenziato un'età del vulcanismo usticese compresa tra 750 mila e 130 mila anni fa (Figura 3.3.11.4.1 De Vita et al. 1998). In particolare, l'attività precedente a 0.5 Ma ha avuto un carattere prevalentemente effusivo, con la formazione di pillow lavas e pillow breccias che attualmente affiorano nel settore meridionale dell'isola.

In seguito, il vulcanismo ha assunto un carattere sia effusivo che esplosivo idromagmatico che ha dato luogo alla formazione di tuff cone, come quello di Capo Falconiera, ubicato nel settore orientale dell'isola (Figura 3.3.11.4.1).

In generale, il magmatismo ha avuto un carattere prevalentemente mafico con una sola eruzione trachitica che ha dato luogo alla formazione di un domo lavico (De Vita et al. 1998).

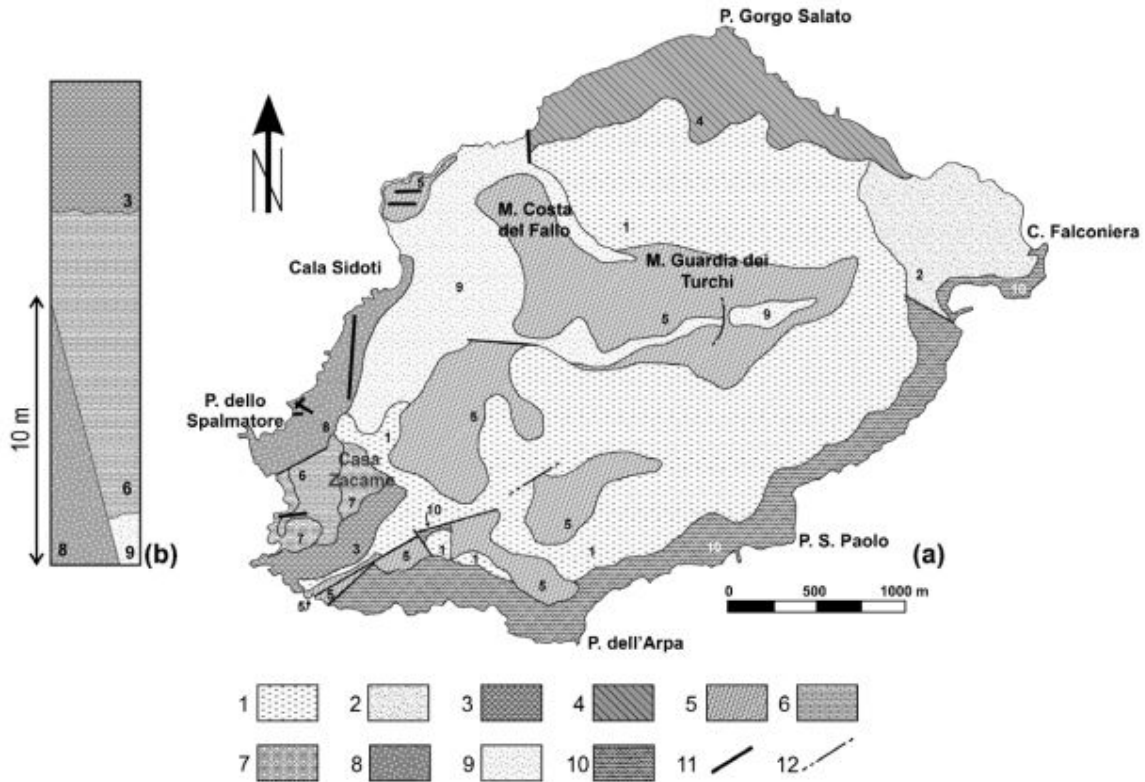


Figura 3.3.11.4.1 Mappa geologica schematica di Ustica che mette in evidenza l'estensione areale e i rapporti stratigrafici tra le varie fasi di evoluzione dell'isola (da Alletti et al., 2005, modificata dopo De Vita et al., 1998) (b) schema dei rapporti stratigrafici dei prodotti vulcanici di Ustica (1) Principali terrazzi marini (200 mila 350 mila anni fa); (2) Tufo di Capo Falconiera tufo (130 mila anni fa); (3) Lava basaltica di Casa Zacame (250 mila anni fa); (4) Lave mugearitiche di Tramontana e Cala del Camposanto (250 mila – 400 mila anni fa); (5) lave hawaiiitiche di M. Costa del Fallo (300 mila – 500 mila anni fa); (6) Lava hawaiiitica del Villaggio (300 mila anni fa); (7) Tufo di Case Alaimo; (8) ialoclastiti e pillow lavas di Cala Sidoti di composizione hawaiiitica (420 mila anni fa); (9) Tufo di M. Costa del Fallo (500 mila anni); (10) Lave sottomarine basaltiche di Torre S. Maria e Punta Falconiera (550 mila – 735 mila anni fa); (11) dicchi; (12) faglie.

3.3.12 Linosa

L'isola di Linosa è la sommità emersa di un grande vulcano sottomarino ubicato al margine sud-occidentale del graben di Linosa (Figura 3.3.12.1)

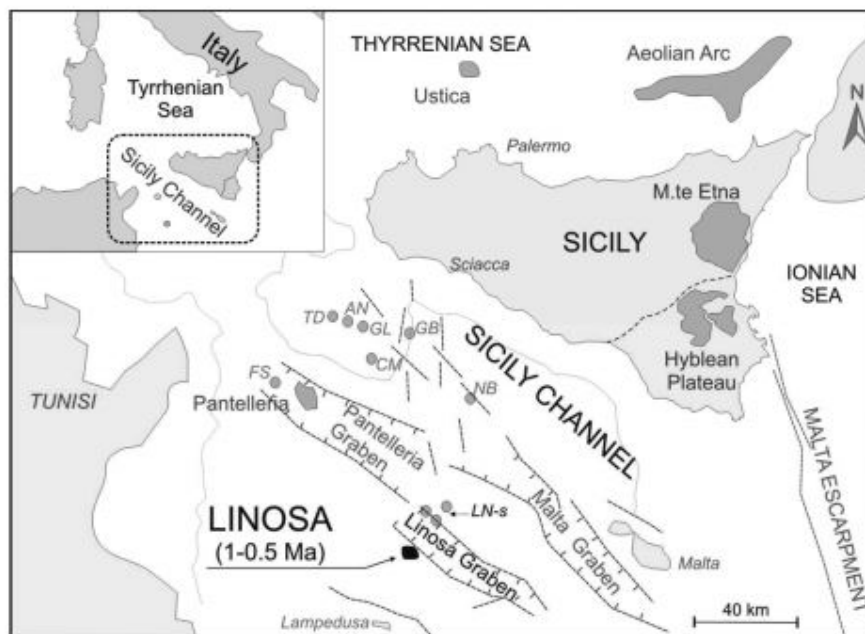


Figura 3.3.12.1. Localizzazione dell'Isola di Linosa nell'ambito delle principali strutture tettoniche del canale di Sicilia. In grigio scuro sono campite le principali aree vulcaniche della Sicilia (da Cellura et al., 2014).

La porzione emersa dell'isola è costituita da prodotti riconducibili ad attività sia esplosiva che effusiva. Dal punto di vista dell'evoluzione, il vulcanismo si è sviluppato tre principali fasi eruttive: la prima fase (circa 1.06 Ma; Rossi et al. 1996) caratterizzata da prodotti poco differenziati (hawaiiiti) che hanno alimentato un'attività da poco a moderatamente esplosiva con la formazione di coni di scorie e tuff ring. Anche la seconda fase è caratterizzata da attività magmatica (stromboliana) ed idromagmatica esplosiva alla quale è associata anche attività effusiva. Anche i prodotti della seconda fase sono poco differenziati (basalti e hawaiiiti). La terza e ultima fase (0,53 Ma; Rossi et al., 1996), che ha dato luogo alla formazione dei principali centri monogenici (coni di scorie e tuff ring) dell'isola, è caratterizzata da attività idromagmatica e magmatica.

Attualmente sull'isola non ci sono evidenze di manifestazioni vulcaniche secondarie (fumarole, sorgenti termali). Inoltre, uno studio recente sulle emissioni di gas sull'isola hanno messo in evidenza un'origine prevalentemente superficiale della CO₂ con un contributo subordinato di origine profonda (Cellura et al., 2014).

Recentemente è stato evidenziato una notevole, se non uguale, affinità petrologica e geochemica tra i prodotti vulcanici di Linosa e quelli associati al vulcanismo attivo del rift del Canale di Sicilia, con il quale condivide il medesimo contesto geodinamico (Avanzinelli et al., 2014):

3.3.13 Conclusioni

In questo capitolo sono stati riportati i dati di letteratura disponibili sulla cronologia, sulle caratteristiche composizionali, sulla distribuzione areale e sugli stili eruttivi che hanno caratterizzato il vulcanismo quiescente attivo nell'Italia peninsulare e insulare a partire da almeno 1 Ma.

A differenza della vasta letteratura scientifica sul vulcanismo attivo italiano, il quadro sul vulcanismo quiescente risulta essere senza dubbio parziale, in particolare per l'incompletezza dei dati geocronologici e, soprattutto, per la scarsa conoscenza dei parametri eruttivi che hanno caratterizzato l'attività vulcanica delle diverse sorgenti vulcaniche.

Tuttavia, esistono alcune caratteristiche comuni tra vulcanismo quiescente e vulcanismo attivo, specialmente per quello che riguarda gli stili eruttivi delle diverse sorgenti vulcaniche. Queste caratteristiche comuni derivano da affinità petrologiche e magmatologiche delle sorgenti vulcaniche attive e quiescenti che sono espressione di un medesimo quadro geodinamico. La valutazione di stabilità di breve e lungo periodo delle aree, sarà quindi il risultato di un'integrazione tra dati vulcanologici disponibili sui vulcani quiescenti ed attivi.

4. VALUTAZIONE DI STABILITÀ DI BREVE E LUNGO PERIODO DELLE AREE INDICATE DA SOGIN S.P.A. IN RELAZIONE AI FENOMENI VULCANICI.

4.1 Introduzione: la definizione delle aree di esclusione

In questo capitolo sono illustrati i criteri di esclusione nelle macroaree Italia settentrionale, Italia centrale, Italia meridionale e isole per effetto della presenza e delle caratteristiche delle potenziali sorgenti di attività vulcanica in relazione all'applicazione del criterio ISPRA CE1.

Secondo tale criterio, sono da escludere "quelle aree che presentano apparati vulcanici attivi o quiescenti, quali: Etna, Stromboli, Colli Albani, Campi Flegrei, Ischia, Vesuvio, Lipari, Vulcano, Panarea, Isola Ferdinandea e Pantelleria".

Partendo da questa definizione generale e da una revisione critica dei dati di letteratura e dalle linee guida IAEA, il primo passo è stato definire quali sono gli elementi che caratterizzano un apparato vulcanico attivo e un apparato vulcanico quiescente.

Quindi, sulla base delle caratteristiche delle sorgenti vulcaniche attive e quiescenti illustrate sin qui, sono state modulate le aree di esclusione. Queste caratteristiche includono gli stili eruttivi, le affinità magmatologiche, la cronologia assoluta delle eruzioni e, dove disponibili, i parametri eruttivi fondamentali (VEI, magnitudo, areale di dispersione dei prodotti). Inoltre, per ciascun distretto o apparato vulcanico è stata riportata, sulla base della letteratura disponibile, la distribuzione areale delle sorgenti vulcaniche distinguendo i crateri e le caldere.

Riguardo all'uso di termini specifici nella nomenclatura degli stili eruttivi e degli schemi di classificazione delle eruzioni, si rimanda all'Appendice conclusiva del presente report dove è stata riportata una sintesi dei concetti vulcanologici fondamentali utilizzati.

Per quanto riguarda le caratteristiche vulcanologiche e geologico-strutturali delle sorgenti vulcaniche riassunte nei prossimi paragrafi, si rimanda alla letteratura scientifica citata nei singoli paragrafi del Capitolo 3.2 sul vulcanismo attivo e del Capitolo 3.3 sul vulcanismo quiescente.

Per ciascuna sorgente vulcanica saranno inoltre elencati le criticità e gli aspetti da approfondire -legati prevalentemente ad una mancanza di studi scientifici specifici sui temi trattati che nelle successive fasi di definizione delle aree di esclusione dovranno essere oggetto di approfondimenti specifici.

4.2 Panoramica delle sorgenti vulcaniche attive e quiescenti italiane

Sulla base delle caratteristiche delle aree vulcaniche attive e quiescenti presenti sul territorio italiano, le aree di esclusione possono essere distinte in due gruppi:

- **aree vulcaniche attive** che interessano 3 Regioni: Lazio, Campania e Sicilia e isole minori
- **aree vulcaniche quiescenti** che interessano 7 regioni: Toscana, Lazio, Umbria, Campania, Basilicata, Sicilia, Sardegna.

La figura 4.2.1 riporta la mappa con la sintesi delle aree del territorio italiano oggetto di esclusione. Le singole sorgenti vulcaniche e i relativi criteri adottati saranno descritti nei paragrafi seguenti.

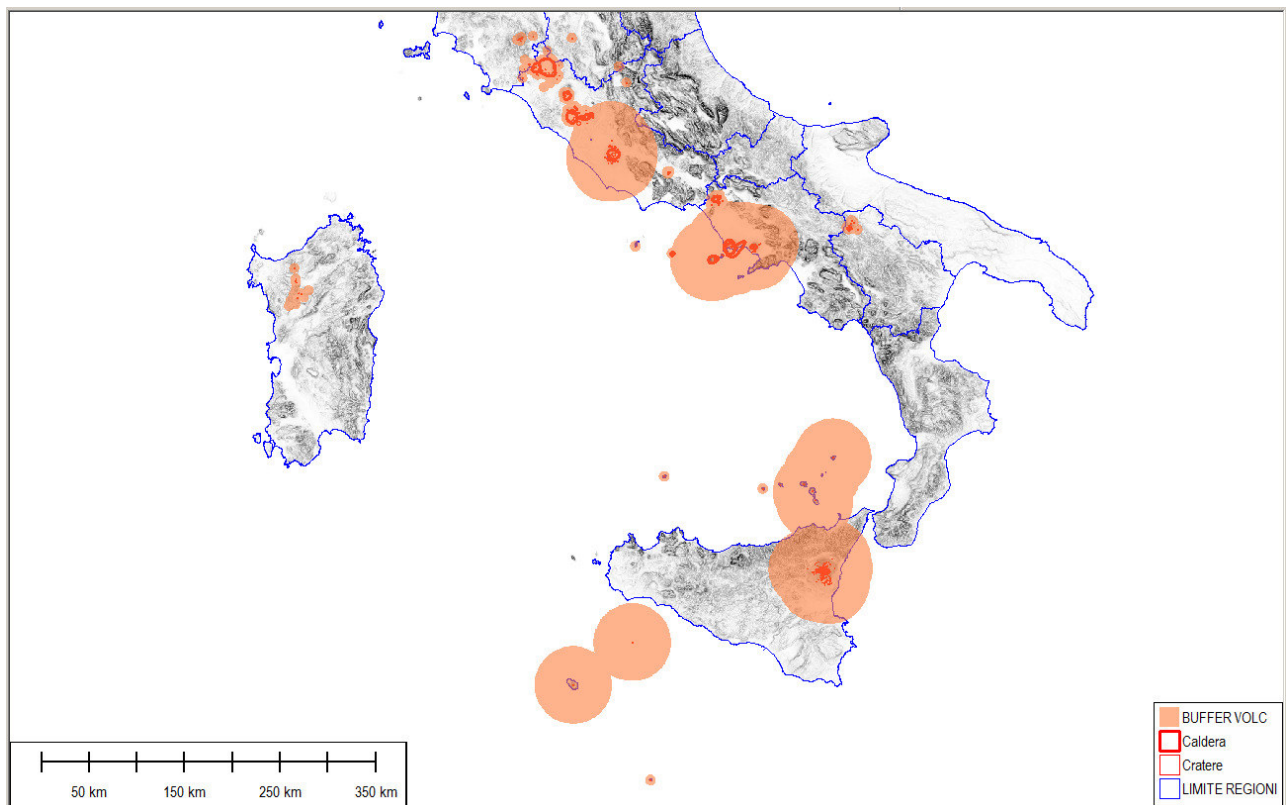


Figura 4.2.1. Sintesi delle aree del territorio nazionale interessate da esclusione in base per la presenza di aree vulcaniche attive e quiescenti. Oltre ai limiti amministrativi regionali, sono riportati i crateri e le caldere presenti nelle diverse aree vulcaniche e la campitura arancione BUFFER VOLC che identifica le aree oggetto di esclusione.

4.2.1 Umbria, Toscana e Lazio settentrionale

Le aree di esclusione delle regioni Umbria, Toscana e Lazio settentrionale (Figura 4.2.1.1) sono legate alla presenza delle sorgenti vulcaniche del Monte Amiata e Radicofani, del Distretto Vulcanico dei Monti Vulsini, del Distretto Vulcanico Vicano e dei centri vulcanici minori intra-appenninici di San Venanzo e Polino.

Per quanto riguarda l'attività dell'Amiata, le sorgenti vulcaniche puntuali (crateri) sono allineate lungo le due principali direttrici vulcano-tettoniche NE-SO (faglia del Monte Amiata) e NNO-SSE e sono distribuite su un'area piuttosto circoscritta nella porzione morfologicamente più rilevata del Monte Amiata. Il tipo di attività vulcanica (prevalentemente alimentata da magmi differenziati associati alla messa in posto di domi lavici) e la distribuzione temporale dell'attività vulcanica (periodo 0.3-0.2 Ma circa) hanno suggerito di considerare tutte le sorgenti vulcaniche conosciute ai fini della definizione delle aree di esclusione con una zona di prima esclusione di 5 km di raggio da ogni singolo centro eruttivo.

Nel caso del centro eruttivo di Radicofani, al quale è riconducibile un'attività prevalentemente effusiva, si è definita una zona di prima esclusione di 5 km di raggio intorno al punto di emissione.

Il Distretto Vulcanico dei Monti Vulsini, caratterizzato da una storia eruttiva lunga e complessa, è caratterizzato dalla presenza di numerosi crateri dispersi su un'area molto vasta i cui punti estremi distano tra loro oltre 30 km. Si tratta di centri monogenici la cui attività ha avuto un carattere debolmente esplosivo sia magmatico che idromagmatico.

Altri elementi caratterizzanti questa area vulcanica sono le caldere di Latera e di Bolsena, situate nelle aree più centrali del distretto vulcanico, che sono espressione morfologica di corpi magmatici relativamente superficiali drenati nel corso di eruzioni esplosive. La presenza di strutture tettoniche di rilevanza crostale intorno alla caldera di Latera e di Bolsena, già via preferenziale di risalita di magmi e di attività vulcanica in passato, rende necessaria la definizione di un buffer di almeno 5 km nelle porzioni circostanti le due caldere. Inoltre, da un'analisi dei dati di letteratura, si è rilevato come la distribuzione areale dei prodotti associati ai centri monogenici magmatici (coni di scorie) e idromagmatici (maar) sia cartografata nella bibliografia disponibile in aree adiacenti ai centri stessi. Su questa base si ritiene che un criterio di prima esclusione nell'area vulsina debba essere una fascia di almeno 5 km da ciascuno dei crateri riportati in letteratura. Al momento non sono disponibili studi in letteratura sulla pericolosità vulcanica di questo distretto.

Il Distretto Vulcanico di Vico è un edificio centrale troncato da una caldera sommitale e da attività post-calderica da effusiva a moderatamente esplosiva. Sebbene non siano noti in letteratura segnali associati ad attività magmatica come deformazioni crostali o sismicità, si ritiene che le aree pericalderiche, interessate da fagliazione di importanza crostale e possibile via di risalita di magmi e di deformazioni di origine vulcano-tettonica, debbano rientrare nelle zone di prima esclusione con una fascia di almeno 5 km.

L'area di esclusione già attribuita alla caldera racchiude l'unico centro intreccalderico vicano noto con un'estensione areale tale da non rendere necessarie ulteriori prescrizioni per questo centro.

Per i centri minori intraappenninici umbri di San Venanzo e Polino, con volumi emessi molto modesti, attività eruttiva da effusiva a debolmente esplosiva, e aree di dispersione areale molto limitate, si ritiene che un'area di 5 km di raggio sia adeguata a definire la zona di prima esclusione.

In conclusione, per le regioni Umbria, Toscana e Lazio settentrionale, vi sono alcuni aspetti che riguardano la complessa interazione tra mobilità dei flussi piroclastici, meccanismi eruttivi e fattori locali (ad es. legati all'orografia delle zone pericalderiche) che sono stati affrontati marginalmente nella letteratura scientifica e non allo scopo di definire la pericolosità vulcanica. Si rimanda pertanto ad un'ulteriore fase di approfondimento la completa definizione degli scenari legati ai fenomeni da flusso piroclastico. Un discorso analogo vale per la definizione degli scenari eruttivi legati alla formazione di colonne pliniane sostenute (e relativi depositi da fallout).

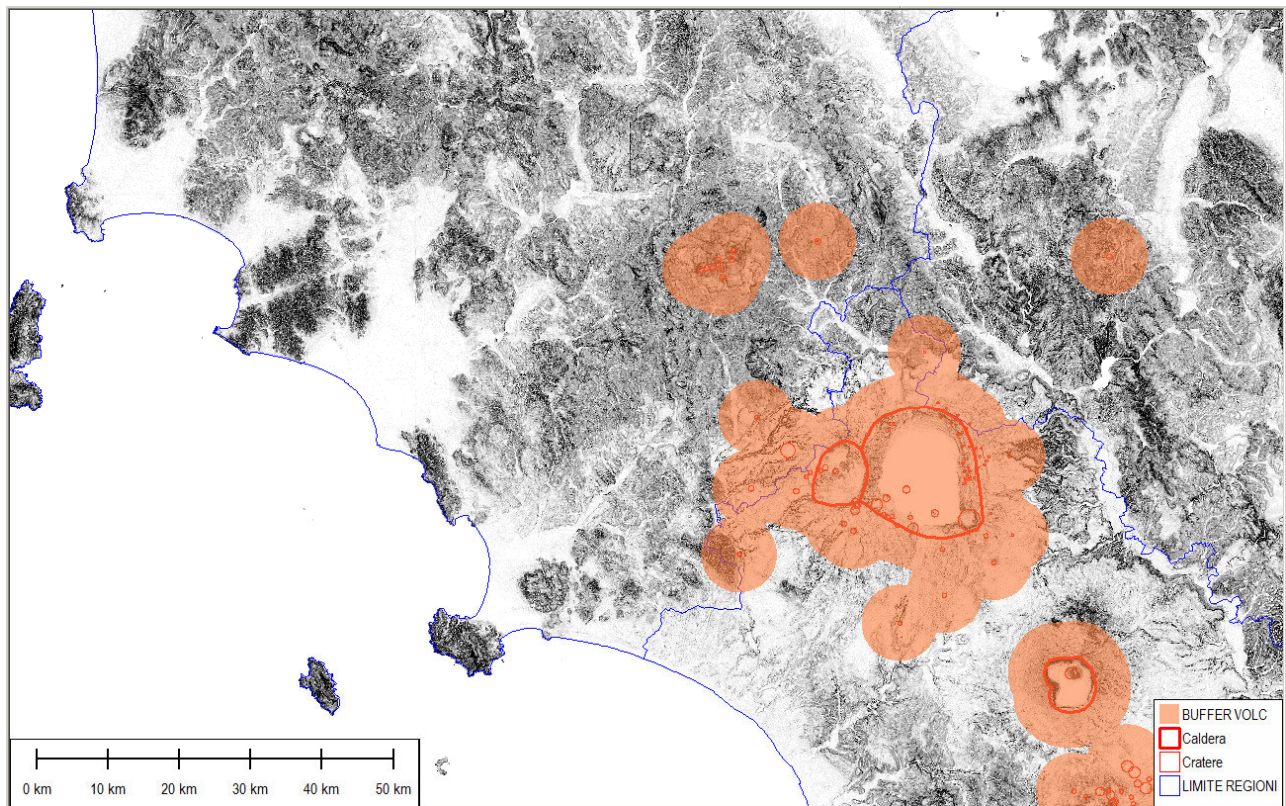


Figura 4.2.1.1. Aree di esclusione in Toscana, Umbria e Lazio settentrionale. Dal punto di vista dell'estensione areale, la sorgente vulcanica più rilevante è il Distretto Vulcanico dei Monti Vulsini (v. testo per la caratterizzazione delle singole sorgenti vulcaniche).

4.2.2 Lazio centro-meridionale

L'area del Lazio centro-meridionale è interessata dal vulcanismo attivo del Distretto Vulcanico dei Colli Albani e dal vulcanismo quiescente del Distretto Vulcanico Sabatino, dei centri vulcanici della Valle Latina e dal vulcanismo intra-appenninico, limitato al solo centro eruttivo di Cupaello (Figura 4.2.2.1).

Il Distretto Vulcanico Sabatino è caratterizzato dalla presenza di numerosi centri eruttivi monogenici (maar e coni di scorie) e dalle caldere di Bracciano, Sacrofano, Baccano e Morlupo-Castelnuovo; quest'ultima caldera non ha evidenze morfologiche ma è stata localizzata grazie alle analisi di facies dei depositi piroclastici a essa attribuiti. Dal punto di vista dell'individuazione delle aree di esclusione, gli elementi di valutazione più importanti sono: la cronologia delle eruzioni, le caratteristiche eruttive dei centri monogenici (in termini di volumi eruttati e di energia liberata; Sottili et al., 2012 e bibliografia citata) e le aree interessate da strutture vulcano-tettoniche presenti lungo i bordi delle caldere. Su queste basi, è stato possibile delineare delle aree di esclusione intorno ai centri monogenici e alle caldere che hanno un'estensione di 5 km. Di fatto, non vi è soluzione di continuità tra le aree di esclusione attorno ai centri eruttivi dei Monti Sabatini e le aree di esclusione legate al vulcanismo attivo dei Colli Albani che ora esamineremo (Figura 4.2.2.1).

Il Distretto Vulcanico dei Colli Albani, la cui attività finale risale a circa 36 mila anni fa, è l'unico attivo nel Lazio. Come descritto in dettaglio nel paragrafo 3.2.1 dedicato ai Colli Albani, oltre a fenomeni diffusi di emanazione di gas e anomalie geotermiche, l'area dei Colli Albani è caratterizzata anche da deformazioni crostali (sollevamento) e dalla presenza di una zona a bassa velocità delle onde sismiche interpretata come una camera magmatica.

Dal punto di vista dei punti di emissione, sono presenti numerosi centri pericalderici monogenici sia di origine magmatica che idromagmatica che mista che hanno dato luogo alla formazione di coni di scorie, eventualmente associati a colate di lava, e maar. Inoltre, l'elemento tettonico-strutturale più rilevante nell'area albana è la caldera sub-circolare del Tuscolano-Artemisio che ha un diametro superiore ai 10 km.

Si ritiene che a causa di un possibile scenario di ripresa dell'attività vulcanica siano da considerare aree di esclusione tutte le aree circostanti le zone attualmente soggette a deformazioni crostali e emanazioni gassose. Inoltre, sono da considerare aree di esclusione le zone interessate dalla deposizione di flussi piroclastici di origine idromagmatica e magmatica relativi alla fase di attività del Tuscolano Artemisio e alla fase di attività finale. Per queste ragioni, e integrando i dati vulcanologici, cartografici e geochimici, si ritiene che un'area di prima esclusione di 40 km da tutti i centri eruttivi sia conforme ai requisiti richiesti.

Per quanto riguarda il vulcanismo quiescente della Valle Latina (Fig. 4.2.2.1), si tratta di un insieme di 4 centri vulcanici monogenici magmatici e idromagmatici che sono dispersi su un'area limitata (inferiore a 5 km) con una modesta dispersione dei prodotti da caduta e da flusso. Ai fini di questo studio, si ritiene conforme ai requisiti richiesti una zona di esclusione attorno a tutti i centri vulcanici individuati di 5 km.

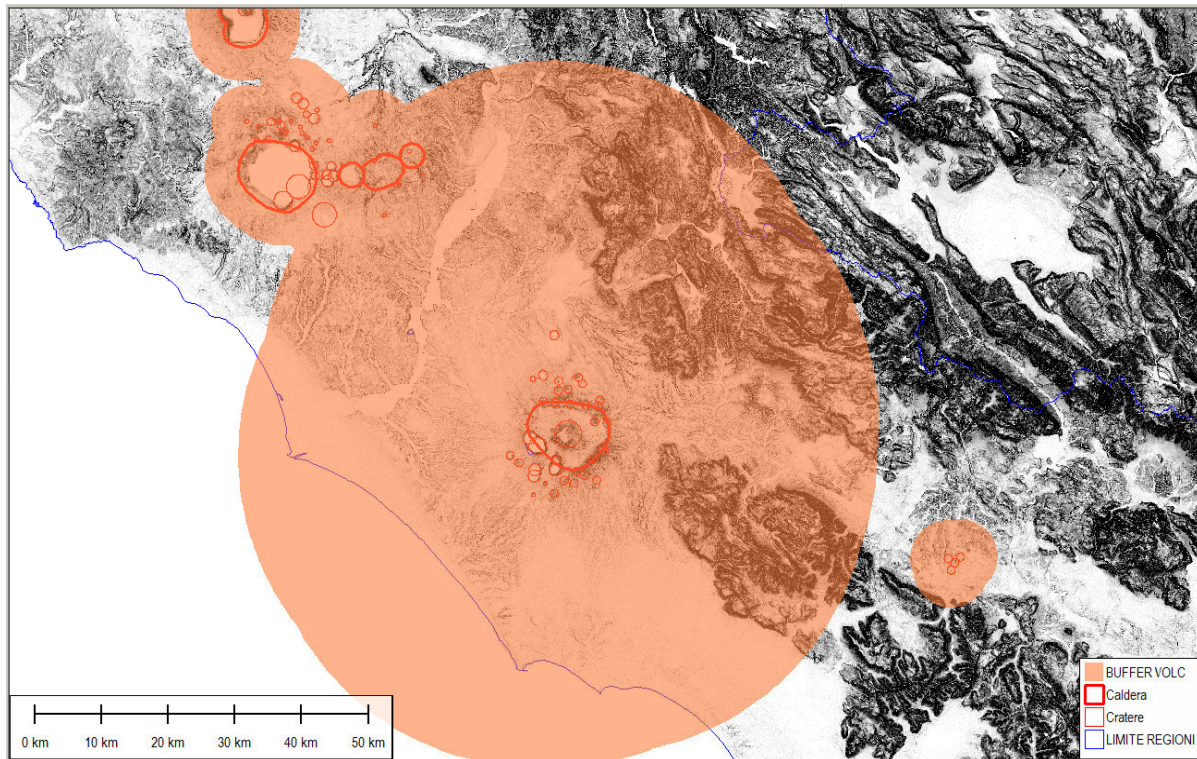


Figura 4.2.2.1. Aree di esclusione legate alle aree vulcaniche attive e quiescenti nel Lazio centro-meridionale. L'area di maggiore influenza, dal punto di vista dell'esclusione, è determinata dal vulcano attivo dei Colli Albani.

Il centro intrappenninico di Cupaello, ubicato a ridosso della piana di Rieti (Fig. 4.2.2.2) è stato caratterizzato da attività prevalentemente effusiva ed una dispersione areale dei prodotti molto limitata. Sulla base delle caratteristiche vulcanologiche note si ritiene conforme ai requisiti richiesti una zona di esclusione attorno al centro di emissione di Cupaello di 5 km.

Il vulcano quiescente di Roccamonfina (Figura 4.2.3.1), situato al confine tra Lazio e Campania, è caratterizzato da un edificio centrale troncato da una caldera e da numerosi centri monogenici che coprono un'area relativamente ampia (oltre 15 km di distanza tra i centri eruttivi più distanti tra loro). Dal punto di vista vulcanologico, l'attività di Roccamonfina è caratterizzata da eventi di media-elevata esplosività alla quale sono associati depositi da caduta pliniana e da flusso piroclastico.

In conclusione, per quanto riguarda il Lazio centro-meridionale, analogamente al caso del vulcanismo del Lazio settentrionale, vi sono aspetti che riguardano la complessa interazione tra mobilità dei flussi piroclastici, meccanismi eruttivi e fattori locali che sono stati affrontati solo marginalmente nella letteratura scientifica e non ai fini di definire la pericolosità vulcanica. Si rimanda, quindi, ad un'ulteriore fase di approfondimento la completa definizione degli scenari legati ai fenomeni da flusso piroclastico. Un discorso analogo vale per la definizione degli scenari eruttivi legati alla formazione di colonne pliniane sostenute (e relativi depositi da fallout). In via preliminare si ritiene che un'area di prima esclusione debba includere tutte le aree circostanti i centri eruttivi per una distanza minima di 5 km, con la specifica tecnica che gli aspetti legati alle singole condizioni di sito saranno approfondite nel prosieguo del lavoro.

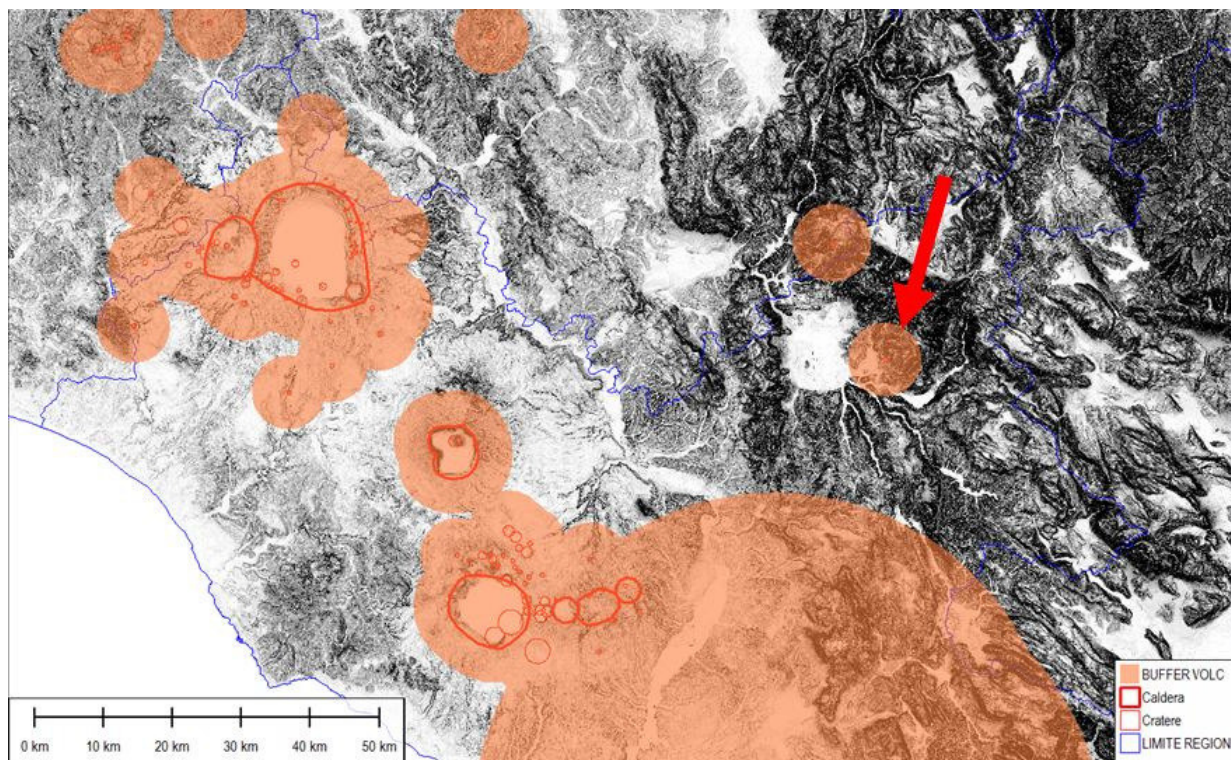


Fig. 4.1.4.2. Aree di esclusione del Lazio centro-meridionale e ubicazione del centro vulcanico intraappenninico di Cupaello (freccia rossa; cfr. testo per la discussione delle aree di esclusione).

4.2.3 La Campania e le Isole Pontine

L'area campana è caratterizzata dalla presenza dei vulcani attivi dei Campi Flegrei, Vesuvio e Procida. Al vulcanismo della Provincia Campania, sulla base delle affinità petrologiche e geochemiche, è associato il vulcanismo quiescente delle Isole Pontine di Ponza (limitatamente all'ultima fase di attività, circa 1 Ma) e Ventotene-S. Stefano (Figura 4.2.3.1).

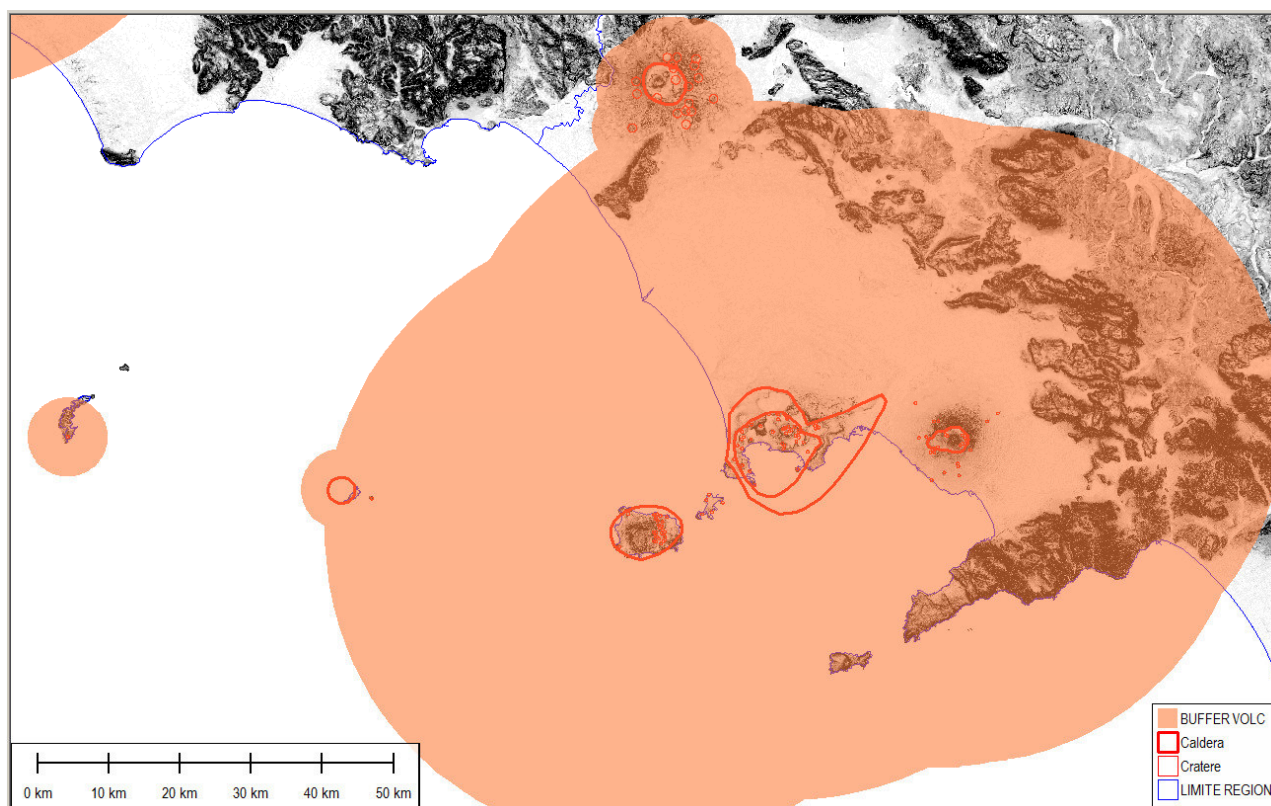


Figura 4.2.3.1. Aree di esclusione della Campania e delle Isole Pontine di Ventotene - S. Stefano e Ponza.

Per quanto riguarda il vulcanismo attivo dei Campi Flegrei, una delle aree a maggior rischio vulcanico al mondo, sulla base dei dati di letteratura discussi nel paragrafo 3.2.2 sui Campi Flegrei, si ritiene che gli elementi di maggiore criticità delle aree di esclusione siano legati alla scelta dello scenario eruttivo di riferimento. Sulla base dei dati di letteratura, si è evidenziato sopra come lo scenario ritenuto più probabile sia un'eruzione intracalderica con volume delle piroclastiti $>0,4 \text{ km}^3$, una magnitudo >5 ed un'area soggetta a fallout di tefra con spessori $\geq 1 \text{ cm}$ maggiore di 1000 km^2 . Tuttavia, occorre rilevare come negli ultimi 40 mila anni, i Campi Flegrei siano state sede di un'attività vulcanica con magnitudo e VEI ben più elevati (ad es. eruzioni del Tufo Giallo Napoletano e dell'Ignimbrite Campana) delle tipiche eruzioni intra-calderiche. Sulla base di queste considerazioni, si ritiene che

un'area di prima esclusione debba includere tutte le aree che, per caratteristiche orografiche (zone pianeggianti circostanti la caldera), sono potenzialmente soggetti ad invasione dei flussi piroclastici con particolare riferimento alla pianura campana. Inoltre, si ritiene che i tassi e gli spessori di accumulo associati alla formazione di colonne sostenute nell'area flegrea possano raggiungere valori critici nelle appenniniche e preappenniniche campane in relazione alla possibile formazione di lahar sineruttivi.

Per queste ragioni, si ritiene che una distanza minima di esclusione delle aree circostanti la caldera dei Campi Flegrei di 40 km risponda ai requisiti richiesti. Questa distanza di 40 km esclude ampiamente le aree notoriamente soggette a deformazione crostali che interessano le zone intracalderiche. Per questo motivo, il tema delle crisi bradisismiche non sarà affrontato in dettaglio in merito ai criteri di esclusione.

Un discorso analogo, ma più vincolato dal punto di vista scientifico data la grande disponibilità di dati anche in funzione dell'elaborazione del Piano di Emergenza, riguarda il Vesuvio (cfr, paragrafo 3.2.4 sul Vesuvio). Ai fini del presente studio, si è ritenuto considerare nei criteri di esclusione tutte le aree invase da flussi piroclastici negli ultimi 22 mila anni, così come delimitate in base al record tefrostratigrafico. Inoltre, si è scelto come scenario eruttivo di riferimento un'eruzione con VEI5, ossia un'eruzione con le caratteristiche di massima energia tra quelle registrate nell'intera storia eruttiva del Vesuvio. Le ragioni della scelta di questo scenario eruttivo sono state esposte nel dettaglio nel paragrafo 3.2.4 sul Vesuvio. Analogamente a quanto già osservato per i Campi Flegrei, si ritiene che i tassi e gli spessori di accumulo associati alla formazione di colonne sostenute al Vesuvio possano raggiungere valori critici nelle appenniniche e preappenniniche campane in relazione alla possibile formazione di lahar sineruttivi.

Per questa serie di motivazioni, si ritiene che una distanza minima di esclusione dal Vesuvio, calcolata a partire da tutti i centri pericalderici (Figura 4.2.3.1), debba essere di 40 km.

Per quanto riguarda il vulcanismo attivo dell'isola di Ischia, nella valutazione dell'estensione delle aree di esclusione si ritiene debbano essere considerati i seguenti quattro aspetti:

- storia eruttiva ischitana scandita da eventi ad elevata energia
- fenomeni vulcanici secondari rilevanti in atto (emissioni di gas, anomalie nel gradiente geotermico, deformazioni crostali associate alla presenza di un corpo magmatico relativamente superficiale)
- diffusi e volumetricamente significati fenomeni di instabilità gravitativa.

Integrando i dati di letteratura e gli scenari associati alla ripresa dell'attività vulcanica ad Ischia, si ritiene che le aree di esclusione debbano riguardare una superficie di 40 km di raggio misurato a partire dal bordo della caldera di Ischia (Figura 4.2.3.1). Da notare come questo inviluppo, per quello che riguarda l'Italia peninsulare, coinvolge totalmente aree già escluse in base alla presenza dei vulcani napoletani. A questo riguardo, si fa notare altresì come l'area di esclusione associata al vulcanismo di Ischia, includa in parte anche le fasce costiere della

Campania che, secondo lavori scientifici recenti, potrebbero essere interessate da tsunami generati da processi di collasso di porzioni del Monte Epomeo (Ischia).

Per quanto riguarda il vulcanismo quiescente di Ventotene - S.Stefano e di Ponza, si rileva come le sorgenti vulcaniche attive in passato siano la caldera semisommersa nei pressi dell'Isola di Ventotene, il domo lavico dell'Isola di Santo Stefano e il centro eruttivo presente nella porzione meridionale dell'Isola di Ponza (Figura 4.2.3.1.). In relazione alla distribuzione areale di queste sorgenti vulcaniche e alle caratteristiche del vulcanismo pleistocenico registrato nell'area, si ritiene che l'intera area delle isole di Ventotene e di S. Stefano debba essere esclusa.

Le aree di esclusione intorno ai centri vulcanici delle due isole, infatti, ricadono ampiamente nella distanza minima dei 5 km dai centri eruttivi e dai bordi della caldera.

Per quanto riguarda l'Isola di Ponza, si ritiene che una zona di esclusione per un raggio di 5 km intorno al centro eruttivo oggi testimoniato dal neck di Monte Guardia sia adeguata per definire le zone di prima esclusione.

4.2.4 La Basilicata

L'unica area vulcanica presente in Basilicata è il Distretto Vulcanico del Monte Vulture. Si tratta di una sorgente vulcanica quiescente caratterizzata dalla presenza di un edificio centrale, oggi troncato da una caldera, e da una serie di centri monogenici di origine magmatica e idromagmatica che coprono un'area con un raggio inferiore ai 15 km. Dal punto di vista dello stile eruttivo, è da rilevare la presenza di numerosi depositi da caduta e da flusso piroclastico nelle successioni piroclastiche del Monte Vulture che, sulla base dell'attuale distribuzione areale dei prodotti, hanno coperto un'area ad anello intorno all'attuale caldera almeno fino alla valle del Fiume Ofanto a Ovest, alla fiamara di Venosa ad est, al Bacino di Melfi a nord e alla fiamara di Atella a Sud.

Sebbene non vi siano lavori scientifici finalizzati alla valutazione della pericolosità vulcanica, sulla base della cronologia eruttiva, delle caratteristiche e della distribuzione areale dei depositi associati all'attività eruttiva del Monte Vulture, si ritiene adeguato un criterio di esclusione esteso per un raggio di 5 km dai centri eruttivi del Monte Vulture (Figura 4.2.4.1). In questo modo, le aree di esclusione circoscrivono la quasi totalità, in termini di volumi, dei depositi piroclastici del Monte Vulture e, in relazione ai meccanismi di propagazione dei flussi piroclastici, tutte le aree morfologicamente depresse intorno alla caldera e ai centri eruttivi.

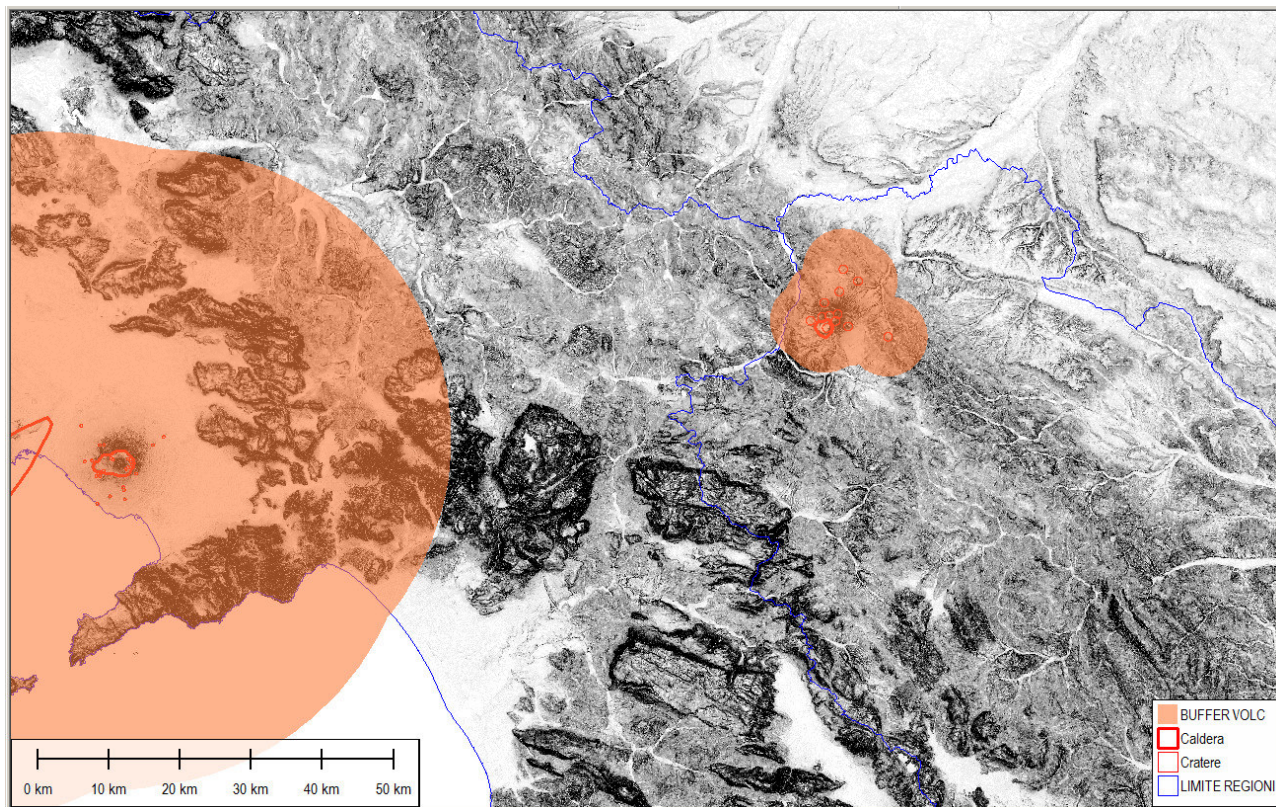


Figura 4.2.4.1. Aree di esclusione relative al vulcanismo quiescente del Monte Vulture. Le aree di esclusione interessano in massima parte la Basilicata e, con una superficie limitata, la Campania.

4.2.5 La Sicilia e il Tirreno meridionale

Il vulcanismo attivo delle Isole Eolie comprende le isole di Stromboli, Panarea, Lipari e Vulcano, mentre le sorgenti vulcaniche quiescenti sono Salina, Filicudi e Alicudi (Figura 4.2.5.1).

In questa fase di studio focalizzata sulle definizioni delle aree di esclusione è opportuno sintetizzare alcuni denominatori comuni che hanno contraddistinto l'attività vulcanica di queste isole.

Si tratta di un'attività eruttiva contrassegnata da eventi fortemente esplosivi e da periodiche crisi sismiche associate a deformazioni crostali e anomalie nei sistemi geotermici che sono sfociate, nel caso di Panarea, in vere e proprie eruzioni idrotermali. Nelle isole di Vulcano, Lipari e Stromboli negli ultimi anni si sono osservati fenomeni di instabilità gravitativa dei versanti che hanno originato frane in mare e conseguenti onde di tsunami. Inoltre, studi oceanografici hanno messo in evidenza la presenza di nicchie di distacco sottomarine che suggeriscono una diffusa instabilità anche delle aree sommerse.

Questi elementi di criticità forniscono un denominatore comune così macroscopico dal punto di vista della valutazione della pericolosità vulcanica da porre in secondo piano qualsiasi altra peculiarità dell'attività eruttiva o delle affinità petrologiche nelle singole sorgenti vulcaniche. Il vulcanismo delle isole Eolie, in definitiva, pone un fattore di elevata criticità riguardo alla stabilità dell'arcipelago eoliano ma anche, in misura ancora da valutare, per le coste tirreniche.

In questo quadro generale, si ritiene che sia le isole vulcanicamente attive con sorgenti vulcaniche quiescenti debbano essere aree di esclusione totale. L'estensione delle aree di esclusione adeguata per le sorgenti vulcaniche attive dovrà essere di almeno 40 km mentre si può ritenere appropriato definire un buffer di 5 km per le sorgenti quiescenti. In base a considerazioni analoghe a quelle che riguardano le isole vulcanicamente quiescenti delle Eolie, anche l'isola di Ustica sarà oggetto di esclusione totale. In termini geografici, le aree di esclusione comprendono l'intero arcipelago eoliano, Ustica e una stretta fascia costiera della Sicilia settentrionale (Figura 4.1.7.1).

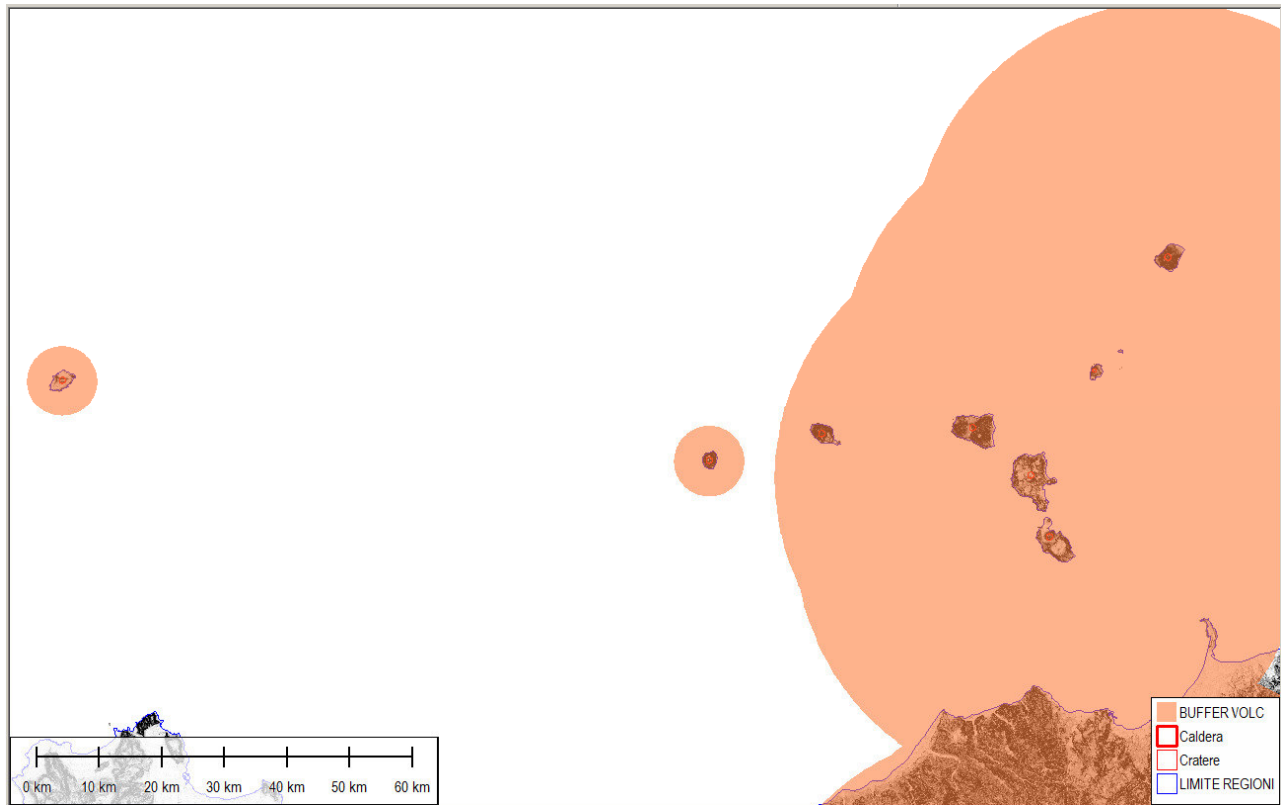


Figura 4.2.5.1. Aree di esclusione relative alle isole Eolie e a Ustica. L'area di 40 km dalle sorgenti vulcaniche attive interessa marginalmente la costa settentrionale della Sicilia.

Per quanto riguarda l'attività vulcanica dei seamount del Tirreno Meridionale, con particolare riferimento al Marsili e al Vavilov, sebbene l'impatto diretto dell'attività eruttiva sulle terre emerse non possa essere oggetto di esclusione, tuttavia il potenziale tsunamigenico dei seamount tirrenici rimane un tema che dovrà essere oggetto di ulteriori approfondimento.

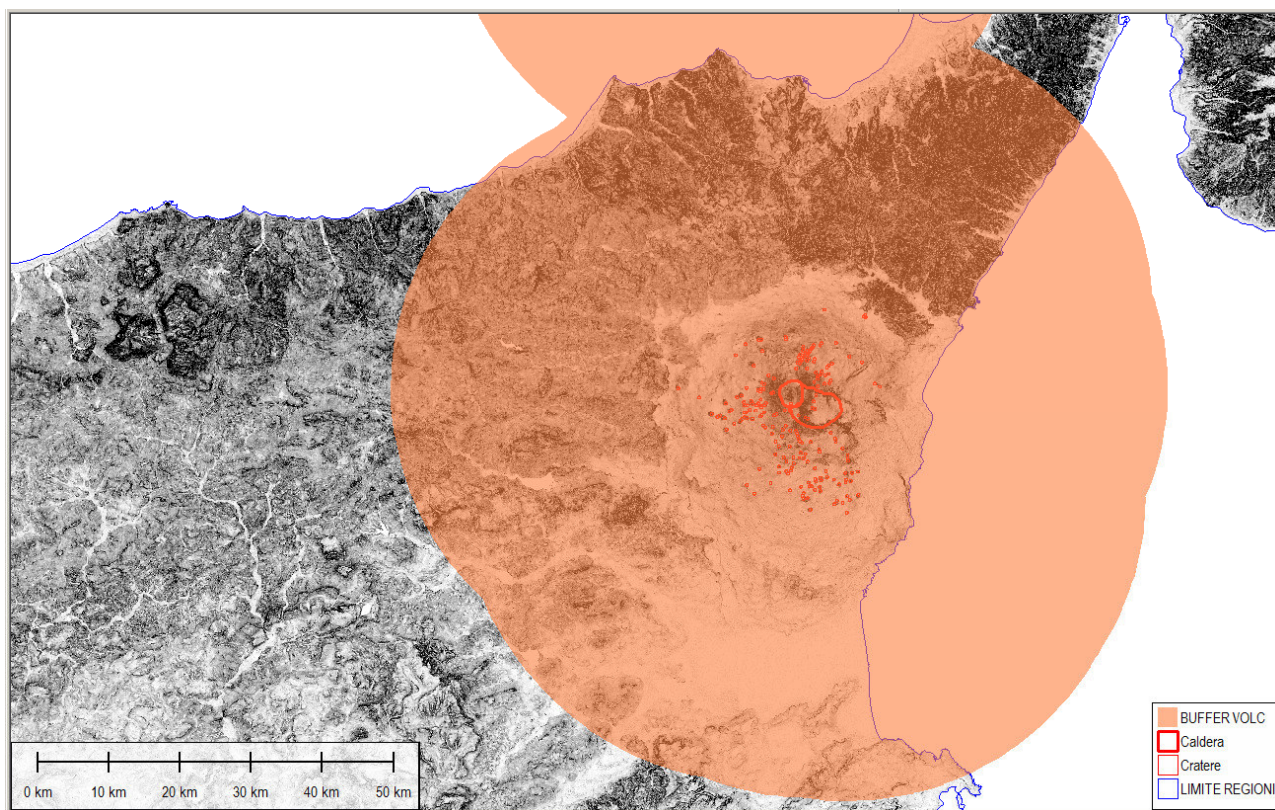


Figura 4.2.5.2. Aree di esclusione relativa all'attività vulcanica del Monte Etna. Le zone di esclusione definiscono un'area di 40 km di raggio calcolata intorno a ciascuna sorgente eruttiva (crateri eccentrici e caldere etnee).

Per quanto riguarda il vulcanismo etneo (Figura 4.2.5.2), gli elementi sui quali sono stati formulati i criteri di esclusione sono tre:

- le aree soggette a invasione di colate laviche;
- le aree potenzialmente interessate da deformazioni gravitative profonde e collassi di versante;
- le aree interessate da eruzioni esplosive innescate da collassi di versante.

Per quanto riguarda il primo punto, basandosi su mappe di probabilità di apertura di bocche eruttive, sono da considerarsi aree soggette a invasione di colate laviche, sia pure con densità di probabilità diverse, tutti i fianchi dell'edificio vulcanico sino alle valli del fiume Alcantara e Simeto che orlano rispettivamente i fianchi settentrionale, orientale e meridionale del vulcano e sino alle coste ioniche ad est.

Le aree potenzialmente soggette a deformazioni gravitative profonde e collassi di versante interessano principalmente il versante orientale dell'edificio vulcanico etneo. In ogni caso queste aree si sovrappongono ai settori dell'edificio vulcanico che sono già stati esclusi in base alla probabilità di invasione da parte delle colate di lava.

Infine, consideriamo le eruzioni esplosive innescate da collassi di versante. Si tratta di scenari eruttivi ben documentati anche in epoca storica che hanno dato luogo ad eruzioni pliniane e subpliniane. Questo tipo di eruzioni, apparentemente anomale se si considera la composizione poco differenziata dei magmi etnei, può essere spiegata in termini di rapida decompressione di corpi magmatici relativamente superficiali in seguito ad eventi catastrofici di collassi di versante. Fu questo il caso, ad esempio, dell'eruzione pliniana del 122 a.C., alla quale è associata la formazione della caldera del Piano. Questo evento produsse danni così ingenti all'antica città di Catania e alle aree lungo la costa orientale della Sicilia, che secondo numerose fonti latine e greche (Boschi & Guidoboni, 2001), la regione fu esentata dal pagamento delle tasse dal senato Romano per i successivi dieci anni. Poiché la geometria e l'estensione delle aree soggette a caduta di materiale piroclastico nel corso delle eruzioni pliniane è fortemente condizionata dalla direzione dei venti dominanti, si ritiene che le aree potenzialmente affette da eruzioni di tipo pliniano come quella avvenuta nel 122 a.C. ricadano in un'area di 40 km dalle potenziali sorgenti vulcaniche etnee (Figura 4.2.5.2).

4.2.6 Il Canale di Sicilia

Le sorgenti vulcaniche attive del Canale di Sicilia hanno dato luogo ad eruzioni fino all'800. Si tratta delle eruzioni dell'Isola Ferdinandea del 1831 e dell'eruzione del vulcano Foerster nel 1891, a circa 5 km a nord ovest di Pantelleria. Sebbene l'impatto di queste due eruzioni sulla terraferma sia stato limitato ai fenomeni sismici, la storia eruttiva di queste sorgenti vulcaniche è caratterizzata da eruzioni fortemente esplosive alimentate da magmi differenziati (trachiti) e associate a collassi calderici (ad es. l'eruzione del Tufo Verde di Pantelleria).

Per questo motivo si ritiene che l'isola di Pantelleria debba essere oggetto di esclusione (Figura 4.2.6.1). Altresì il vulcanismo attivo nell'area dell'Isola Ferdinandea deve essere oggetto di ulteriori approfondimenti in relazione al potenziale tsunamigenico di future eruzioni sui fondali del Canale di Sicilia.

Per quanto riguarda Linosa, sebbene l'attività più recente attestati sull'isola risalga a oltre 0,5 Ma, l'affinità petrologica e geochemica con le altre sorgenti vulcaniche del Canale di Sicilia e il contesto geodinamico comune al vulcanismo attivo di Pantelleria e dell'Isola Ferdinandea suggeriscono di ritenere che l'isola debba essere oggetto di esclusione.

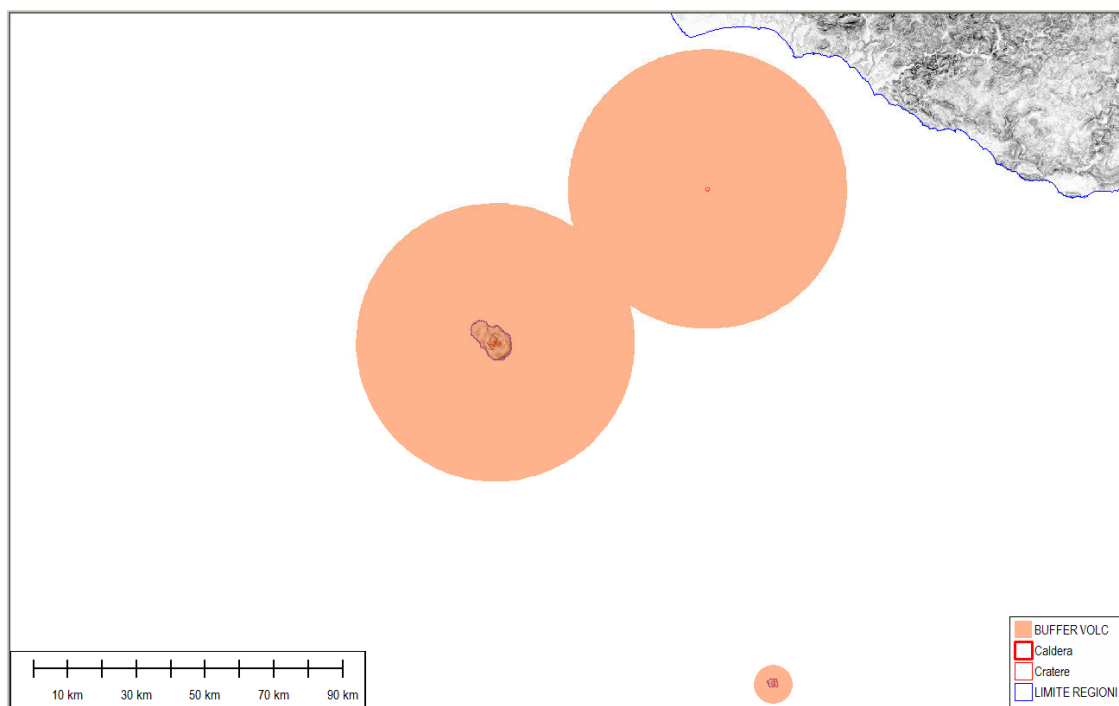


Figura 4.2.6.1. Il Canale di Sicilia è caratterizzato dalla presenza di aree vulcaniche attive (Isola Ferdinandea e Pantelleria) e quiescenti (Linosa). Le aree vulcaniche emerse sono oggetto di esclusione così come il vulcanismo sottomarino deve essere ulteriormente approfondito negli aspetti che riguardano il potenziale tsunamigenico di eventuali future eruzioni.

4.2.7 La Sardegna settentrionale

Il vulcanismo quiescente plio-pleistocenico sardo interessa un'area allungata in direzione nord-sud nella provincia di Sassari con una distanza massima tra i singoli centri eruttivi di circa 40 km (Figura 4.2.7.1). L'area vulcanica è nota nella letteratura scientifica come campo vulcanico di Loguduro. Nella Tabella 3.3.10.3.1 sono riportati i nomi dei centri vulcanici, l'ubicazione, la composizione e i dati geocronologici disponibili.

Si tratta in prevalenza di centri eruttivi monogenici originati da attività prevalentemente effusiva e/o debolmente esplosiva che hanno dato luogo alla formazione di coni di scorie con associati modesti espandimenti lavici. I punti di emissione sono stati individuati sulla base della cartografia ufficiale e sull'analisi delle morfologie vulcaniche dei crateri, ancora oggi ben visibili e in molti casi interessati da attività estrattiva.

La distribuzione areale dei prodotti è limitata e in genere non supera le poche centinaia di metri dal punto di emissione. Per quanto riguarda le aree di esclusione associate ai centri vulcanici, si ritiene comunque che la distanza di rispetto dai singoli centri vulcanici debba essere non inferiore ai 5 km.

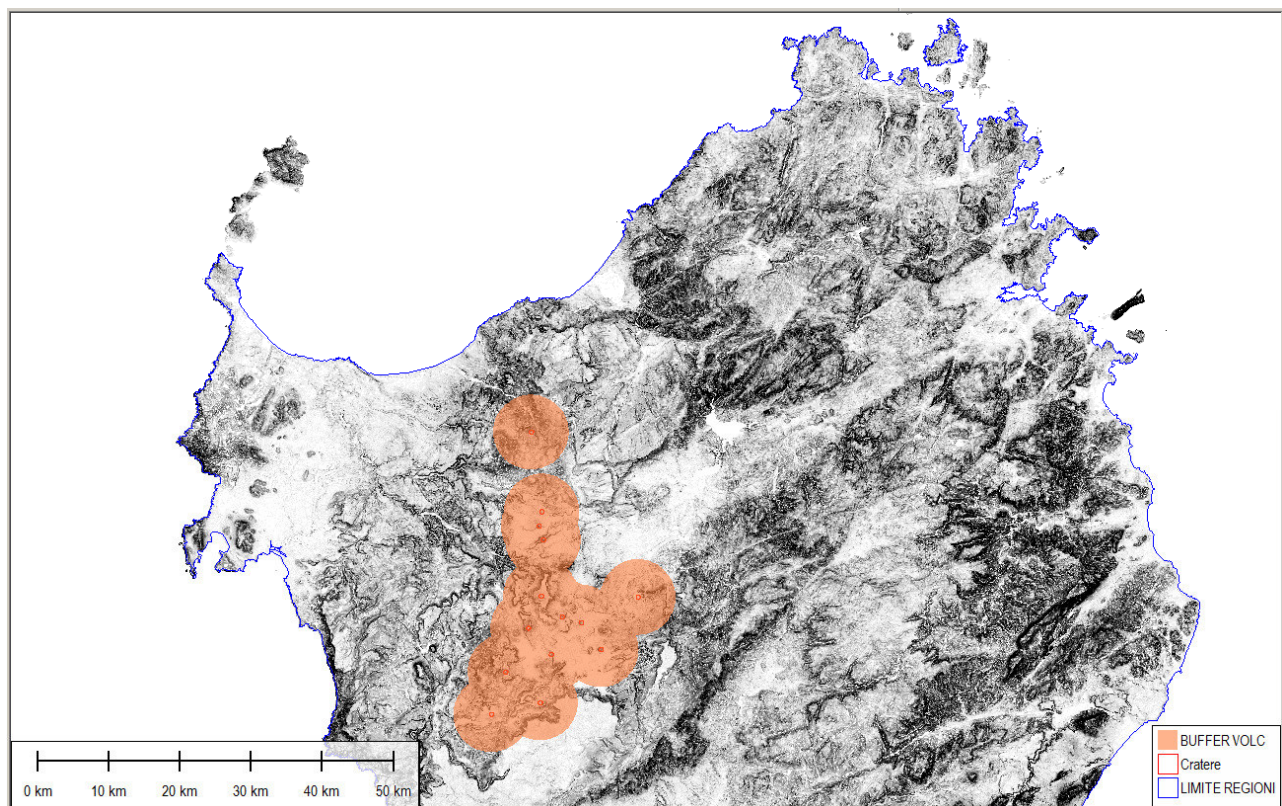


Figura 4.2.7.1. Distribuzione areale dei centri vulcanici plio-pleistocenici della Sardegna settentrionale (campo vulcanico di Loguduro) e relative aree di esclusione.

4.3 Conclusioni

In questo capitolo sono stati riassunti i criteri di esclusione delle sorgenti vulcaniche attive e quiescenti italiane. Partendo dal criterio generale ISPRA CE1, e da una revisione critica dei dati di letteratura e delle indicazioni IAEA (2009), il primo passo è stato definire quali sono gli elementi che caratterizzano un apparato vulcanico attivo e un apparato vulcanico quiescente.

Per ciascuna area vulcanica, si sono modulate delle aree di prima esclusione la cui estensione dipende dalle caratteristiche delle singole sorgenti vulcaniche in relazione agli stili eruttivi, alla cronologia dell'attività vulcanica e, nel caso dei vulcani attivi, ai lavori esistenti sulla pericolosità vulcanica.

A tal riguardo, oltre alle figure incluse nel presente report, viene consegnato un file GIS con l'ubicazione di tutte le sorgenti vulcaniche attive e quiescenti (crateri e caldere) e degli inviluppi delle aree di esclusione.

Data l'eterogeneità dei dati di letteratura disponibili sul vulcanismo italiano, e il continuo aggiornamento al quale la stessa è soggetta, le aree individuate devono essere considerate aree minime di esclusione con la possibilità in futuro di approfondire, per singole aree geografiche e ad una scala di dettaglio maggiore, gli aspetti critici che, caso per caso, sono stati evidenziati nel corso del lavoro.

In particolare, rimane un tema delicato quello che riguarda il potenziale tsunamigenico di alcune aree vulcaniche attive, con particolare riferimento al vulcanismo delle isole minori e dei vulcani napoletani. Pertanto lo studio e le conclusioni qui proposte sono da intendersi come propedeutiche ad ulteriori indagini di approfondimento che necessitano, per essere affrontate, di una stretta integrazione dei dati di letteratura qui riportati con nuovi dati ed interpretazioni originali.

5. APPENDICE: STILI ERUTTIVI E SCHEMI DI CLASSIFICAZIONE DELLE ERUZIONI

Il vulcanismo Plio-quadernario italiano preso in esame in questo lavoro presenta un'ampia varietà di stili eruttivi in relazione all'estrema variabilità dei contesti geologico-strutturali delle aree vulcaniche e delle caratteristiche composizionali dei magmi eruttati.

Questo capitolo ha lo scopo di agevolare la lettura dei capitoli relativi alla descrizione dell'attività vulcanica in Italia dove sono stati utilizzati termini specifici per definire stili eruttivi e fenomeni ad essi associati. Inoltre, in questa sintesi è riportata una revisione delle principali caratteristiche degli stili eruttivi e gli schemi di riferimento utilizzati nella letteratura scientifica per classificare l'attività vulcanica.

5.1 Introduzione

La classificazione formale degli stili eruttivi, basata sulle diverse caratteristiche dell'attività vulcanica, è basata principalmente sull'osservazione diretta delle eruzioni, in particolare dell'attività dei vulcani italiani, e deriva da una descrizione qualitativa dei fenomeni e dei depositi ad essi associati. L'eruzione è esplosiva se il magma è emesso in forma frammentata, effusiva se invece esce come un continuo liquido. Sebbene termini quali "stromboliano", "vulcaniano" ed "etneo" siano entrati stabilmente e si usino ancora nella letteratura scientifica, qui di seguito saranno, quando possibile, intenzionalmente evitati a vantaggio dell'adozione di schemi di classificazione delle eruzioni più moderni, ovvero basati su parametri quantitativi, seguendo quanto accettato e diffuso nella letteratura scientifica più aggiornata. Tra i parametri recentemente presi in considerazione ai fini della classificazione, vi sono ad esempio: l'energia totale rilasciata nel corso di un'eruzione, i volumi emessi, il tasso eruttivo di picco, l'indice di frammentazione dei prodotti, etc..

Una delle prime classificazioni quantitative delle eruzioni esplosive fu proposta da Walker (1973) ed è basata sull'Indice di Frammentazione (F), definito come la percentuale in peso dei prodotti con granulometria < 1 mm misurata nel punto in cui l'asse di dispersione interseca l'isopaca 1/10 dello spessore massimo, e sull'Indice di dispersione (D), definito come l'area delimitata dall'isopaca pari a 1/100 dello spessore massimo del deposito. Questa classificazione fornisce una stima del grado di esplosività dell'eruzione anche in relazione al possibile meccanismo con il quale è avvenuta (magmatica o idromagmatica).

In seguito, Walker (1980) ha introdotto un ulteriore parametro nella classificazione che tiene conto della velocità di propagazione dei flussi piroclastici; tale indice, definito 'violenza' delle eruzioni esplosive, è il rapporto fra lo spessore medio del deposito da flusso piroclastico e il raggio equivalente dell'area coperta dal deposito stesso.

In seguito, Newhall e Self (1982) hanno introdotto uno schema classificativo basato su un parametro semiquantitativo denominato "indice di esplosività vulcanica" (VEI, nella letteratura anglosassone "Volcanic

Explosivity Index”) che tiene conto di alcuni parametri osservabili nel corso delle eruzioni, oppure stimabili attraverso l’analisi dei depositi ad esse associati, quali l’altezza della colonna, la durata dell’eruzione, la presenza di materiale iniettato nella troposfera o nella stratosfera. Il VEI ha una scala da 0 (eruzioni non esplosive con volumi fino a 10.000 m³) a 8 (eruzioni cataclismiche con volumi maggiori di 10¹² m³) (Fig. 5.1.1).

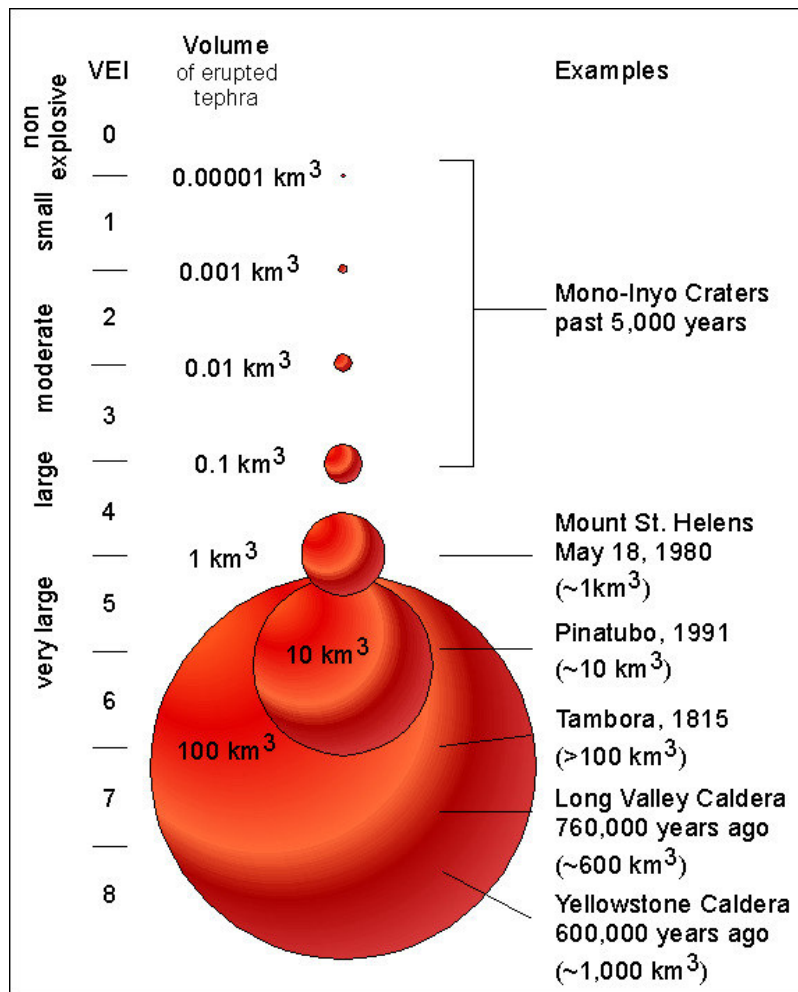


Fig. 5.1.1 – Scala VEI (Volcanic Explosivity Index) di Newhall e Self (1982) (da USGS).

Sulla base della relazione empirica tra tasso eruttivo e volume totale emesso nel corso di un eruzione (Carey e Sigurdsson, 1989), sono stati in seguito definiti due parametri quantitativi per la classificazione delle eruzioni: l’Intensità, misurata come il logaritmo decimale del tasso eruttivo espresso in m³ s⁻¹ e la Magnitudo, definita come il logaritmo decimale del volume di magma emesso.

In alternativa ai precedenti schemi, nell’ultimo decennio, sono stati proposti alcuni modelli per classificare le eruzioni sulla base della quantità di energia rilasciata espressa, in termini assoluti, in tonnellate di tritolo equivalenti (Megatoni) o in Joule (es., Raue 2004, Goto et al. 2001, Taddeucci et al., 2010).

5.2 Fenomenologie associate alle eruzioni vulcaniche

Qui di seguito è riportata una descrizione sintetica delle caratteristiche fisiche dei più comuni fenomeni vulcanici e degli ordini di grandezza, in termini di areale di dispersione dei prodotti, volumi eruttati, temperature, durata del fenomeno e principali parametri eruttivi utili alla definizione dell'hazard vulcanico in una data area.

5.2.1 Fenomeni di fallout di ceneri, pomici e scorie

A seguito di eruzioni esplosive, il materiale piroclastico con granulometrie e densità diverse, come le ceneri, le pomici e le scorie è iniettato nell'atmosfera - in alcuni casi fino ad altezze stratosferiche - insieme ai gas e trasportato dai venti fino a regioni distanti migliaia di chilometri dal punto di emissione. I depositi che derivano da questo tipo di fenomeni sono detti di caduta.

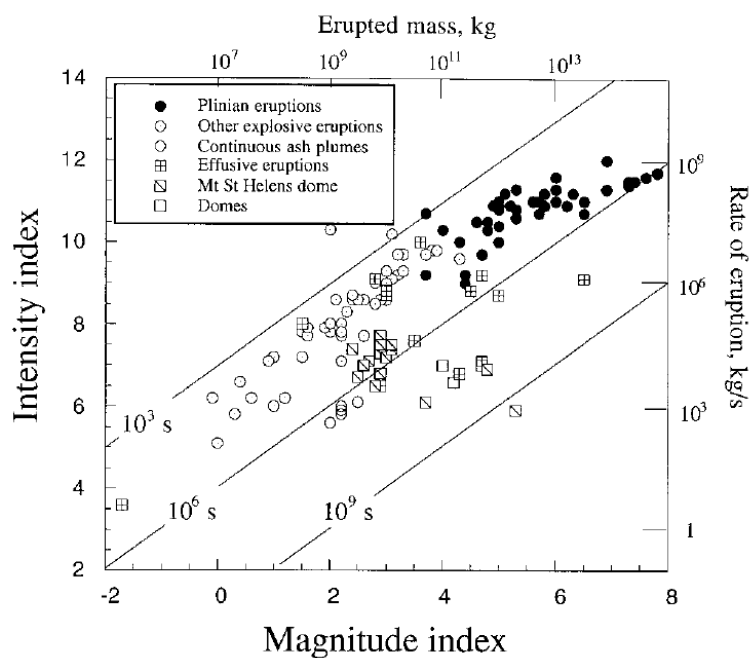


Fig. 5.2.1.1. Magnitudo ed Intensità di alcune eruzioni storiche. I quadrati rappresentano le eruzioni effusive, i cerchi rappresentano le eruzioni esplosive. Nel caso di eruzioni a colonna sostenuta che alimentano flussi piroclastici, il tasso eruttivo di picco può superare di uno o due ordini di grandezza il tasso eruttivo che accompagna la formazione di flussi piroclastici: nel caso di eruzioni a colonna sostenuta con formazione di flussi piroclastici, l'intensità si riferisce al tasso eruttivo di picco raggiunto nelle fasi convettive. Per quanto riguarda le eruzioni effusive, l'intensità è riportata come il tasso eruttivo medio. Le linee continue in diagonale riportano, a parità di intensità, la durata (in secondi) per un'eruzione di determinate classi di magnitudo. (da Pyle, 1999).

La massa totale eruttata durante le eruzioni esplosive può superare 10¹⁵ kg con un tassi eruttivi di 10⁹ kg/s (Pyle, 1999; Figura 5.2.1.1).

Durante la caduta, i piroclasti, in funzione della loro dimensione, forma e densità raggiungono una velocità 'limite' definita come velocità terminale di caduta. La distribuzione areale dei depositi è controllata dalla direzione e dall'intensità del vento e dalle caratteristiche della colonna eruttiva. La misura della quantità di materiale caduta in funzione della distanza del punto di emissione può essere misurata come isomassa (unità di peso per unità di superficie) o come variazione laterale dello spessore (isopache); entrambe queste unità di misura tendono a decrescere in modo esponenziale con la distanza dal vulcano. Le particelle piroclastiche hanno dimensioni estremamente variabili con diametri da pochi micron a decimetri. I depositi da caduta più estesi sono generati dalle eruzioni di tipo pliniano e, in misura minore, da eruzioni di tipo stromboliano e vulcaniano.

5.2.2 Colate e surge piroclastici

I flussi piroclastici sono miscele ad alta temperatura di roccia, aria e gas vulcanici che derivano dalla frammentazione del magma o al collasso di domi lavici e si muovono con velocità che possono superare le decine di metri al secondo. In generale, i flussi piroclastici sono generati dal collasso di colonne eruttive, dal collasso pressoché immediato (fontanamento o boil-over) dal punto di emissione (condotti o faglie ad anello lungo i bordi craterici) nel momento in cui i flussi stessi raggiungono una densità maggiore di quella dell'atmosfera circostante; altri meccanismi noti derivano dal collasso di domi lavici o del fronte di colate di lava ad alta viscosità o ancora, nel contesto di interazione esplosiva tra acqua-magma (attività idromagmatica).

La temperatura dei flussi piroclastici può essere molto vicina alla temperatura del magma o prossime alla temperatura atmosferica a seconda della quantità di aria che viene ingerita nel flusso stesso oppure in funzione del tasso di raffreddamento. La propagazione dei flussi piroclastici è in gran parte guidata dalla gravità mentre la distanza che possono raggiungere i flussi (runout) è favorita nel caso di basso attrito interno, di bassa densità e di elevata turbolenza. Spesso, i flussi piroclastici, possono avere un'inerzia sufficiente a superare barriere topografiche e a raggiungere decine di chilometri dal punto di emissione in funzione del volume eruttato e dello spessore della nube piroclastica.

La pressione dinamica prodotta dall'impatto dei flussi piroclastici con superfici perpendicolari al flusso può superare 100 kPa (Valentine, 1998) (Fig. 5.2.2.1).

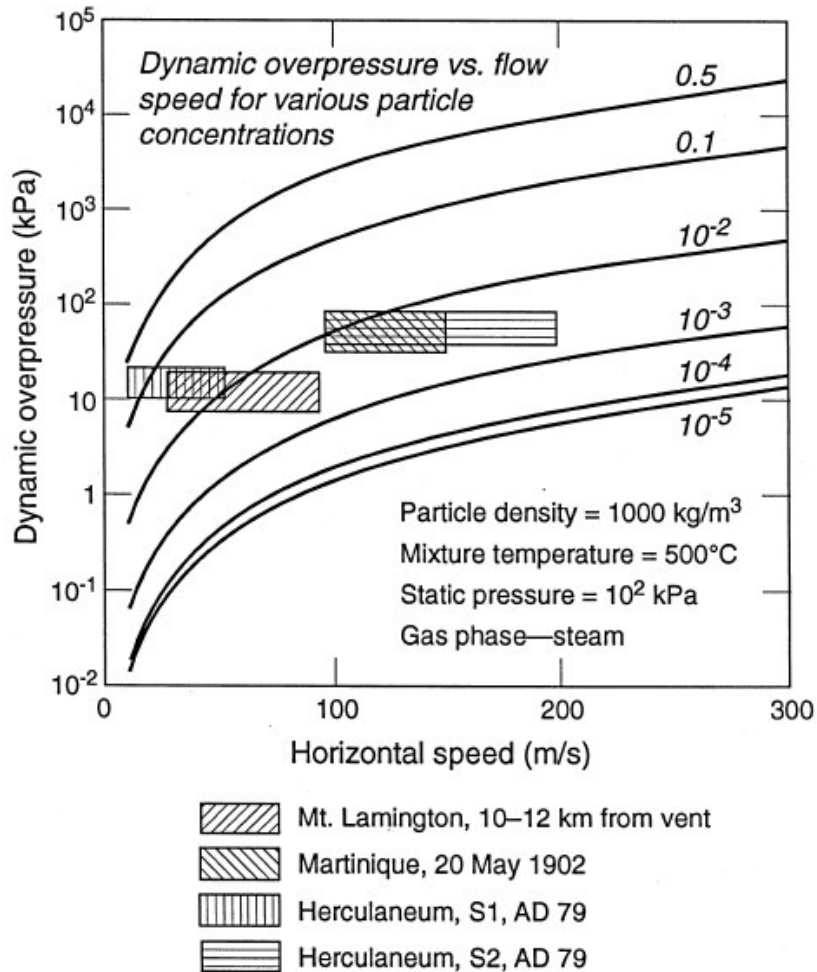


Fig. 5.2.2.1. Diagramma [pressione dinamica] vs. [velocità orizzontale] per flussi piroclastici con temperature di 500 °C contenenti frazioni in volume di particelle solide (piroclasti con densità di 1000 kg/m³) di 10⁻⁵, 10⁻⁴, 10⁻³, 10⁻², 0,1 e 0,5 e fase gassosa vapore. Le campiture rappresentano valori di velocità dei flussi piroclastici nel corso di eruzioni storiche ottenuti attraverso lo studio dei danni provocati (da Valentine, 1998).

I surge piroclastici sono miscele diluite di particelle solide e gas che si muovono sul terreno ad alte velocità e che subiscono un'influenza della topografia meno significativa dei flussi piroclastici. Stime di densità dei surge piroclastici hanno fornito valori che oscillano tra 1 e 6 kg/m³, quindi inferiori alle densità dei flussi piroclastici. I 'ground surge' sono generati dalla maggior parte dei fenomeni eruttivi che danno luogo anche ai flussi piroclastici e spesso sono associati ai flussi piroclastici stessi.

I "base surge" sono generati da esplosioni idromagmatiche durante le quali avviene l'interazione esplosiva tra magma e acqua di falda o acqua presente sulla superficie terrestre. Di solito, i "base surge" contengono acqua liquida o sotto forma di vapore e hanno una temperatura inferiore o prossima al punto di ebollizione dell'acqua e possono propagarsi fino a 10 km dal cratere. La pericolosità associata a questo tipo di fenomeni, oltre all'impatto

diretto di frammenti di roccia e agli effetti dovuti al seppellimento, sono l'asfissia dovuta all'inalazione di ceneri e di gas letali.

Flussi piroclastici e surge possono viaggiare per chilometri al di sopra di specchi d'acqua e, in alcuni casi, l'ingresso di flussi piroclastici relativamente densi in acqua può generare tsunami.

Generalmente, flussi piroclastici e surge possono essere associati ad attività vulcanica esplosiva, come le eruzioni vulcaniane e pliniane, o anche a piccoli centri eruttivi monogenetici quali anelli di tufo, coni di tufo e coni di scorie.

5.2.3 Colate di lava e domi lavici

L'emissione in superficie di magmi con contenuti in volatili molto bassi può dare origine ad eruzioni effusive che possono durare anche mesi o anni.

La colate di lava, tipicamente associate ad eruzioni effusive, possono avere delle morfologie estremamente variabili in funzione della viscosità, del tasso eruttivo e della morfologia del substrato. Si ritiene che viscosità maggiori di 10^{10} - 10^{11} Poise impediscano alle lave di fluire. Tassi eruttivi tipici di eruzioni effusive sono compresi tra $<1\text{m}^3/\text{sec}$ ed alcune decine di m^3/sec , anche se valori fino a migliaia di m^3/sec sono stati osservati nelle eruzioni alimentate da magmi a bassa viscosità (ad es. eruzioni di 'tipo islandese'). Le velocità di propagazione delle colate di lava possono oscillare da meno di 1 m/s ad alcune decine di m/s, raggiungendo distanze anche di decine di chilometri dal punto di emissione. A seconda della morfologia, le colate di lava possono essere definite:

Pahoehoe: generalmente associate a magmi poco viscosi e con alte temperature, hanno superfici lisce e strutture 'a corde';

Aa: con superficie rugosa, spesso a formare brecce con spigoli vivi mentre in profondità passano a lave compatte;

Lave a blocchi: sono formate essenzialmente da blocchi, anche metrici, con superfici piane e sono associate a magmi viscosi.

Le lave con composizioni più differenziate (andesiti, trachiti, daciti e rioliti), a causa della maggiore viscosità, formano piccoli flussi di lave 'a blocchi' oppure rilievi cupoliformi (domi lavici) che in alcuni casi possono avere una forma subcircolare (mesa) oppure torreggiante (spina).

I domi lavici hanno in genere temperature inferiori ai $900\text{ }^\circ\text{C}$ e possono avere tempi di crescita relativamente lenti (da giorni a parecchi mesi) fino all'edificazione di rilievi alti da decine a centinaia di metri. Il crollo di un domo lavico, o di parte di esso, ancora in fase di formazione può generare una nube piroclastica ad alta temperatura ("Block and ash flow") che può propagarsi rapidamente anche decine di chilometri dal punto di collasso. Il potenziale distruttivo di questo tipo di eruzioni, note in letteratura come eruzioni di tipo Peléeiano in seguito all'eruzione del 1902 del Monte Pelée (Martinica, Piccole Antille), è proporzionale al volume e al contenuto in volatili del materiale

coinvolto nel collasso, e dall'energia potenziale (quota topografica) accumulata nel corso dell'estrusione del domo lavico.

6. BIBLIOGRAFIA

- [1] Acocella, V., Funiciello, R. (1999). The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of the island of Ischia, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88, 109-123.
- [2] Alberico I., Lirer L., Petrosino P., Scandone R. (2002). A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 11; 63-78.
- [3] Alberico I., Petrosino P., Lirer L. (2011). Volcanic hazard and risk assessment in a multi-source volcanic area: the example of Napoli city. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 11, 1057-1970. doi:10.5194/nhess-11-1057-2011.
- [4] Alletti M., Pompilio M., Rotolo S.G. (2005). Mafic and ultramafic enclaves in Ustica Island lavas: Inferences on composition of lower crust and deep magmatic processes. *Lithos*, 84, (3-4), 151-167.
- [5] Amato A., Chiarabba C., Cocco M., di Bona M., Selvaggi G. (1994). The 1989-1990 seismic swarm in the Alban Hills volcanic area, central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61; 225-237.
- [6] Anzidei M., Esposito A., Bortoluzzi G., De Giosa F. (2005). The high resolution bathymetric map of the exhalative area of Panarea (Aeolian islands, Italy). *Ann Geophys* 48; 17-39.
- [7] Avanzinelli R., Braschi E., Marchionni S., Bindi L., (2014). Mantle melting in within-plate continental settings: Sr-Nd-Pb and U-series isotope constraints in alkali basalts from the Sicily Channel (Pantelleria and Linosa Islands, Southern Italy). *Lithos*, 188; 113-129.
- [8] Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., Iaccarino S., Laurenzi M.A., Sbrana A., Vernia L., Villa I.M. (1994). Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 49; 77-134.
- [9] Barberi F., Carapezza M.L., Ranaldi M., Tarchini L. (2007). Gas blowout from shallow boreholes at Fiumicino (Rome): Induced hazard and evidence of deep CO₂ degassing on the Tyrrhenian margin of Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165; 17-31.
- [10] Barberi F., Ferrara G., Franchi F., Serri G., Tonarini S., Treuil M. (1986) Geochemistry and geochronology of the Capraia Island volcanic Complex (North Tyrrhenian Sea, Italy). *Terra Cognita abstract* 6, pp. 185.
- [11] Barberi F., Innocenti F., Ricci C.A. (1971). La Toscana meridionale. Il magmatismo. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 27; 169-210.
- [12] Barreca G., Bruno V., Cultrera F., Mattia M., Monaco C., Scarfi L. (2014). New insights in the geodynamics of the Lipari-Vulcano area (Aeolian Archipelago, southern Italy) from geological, geodetic and seismological data. *Journal of Geodynamics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.07.003>.
- [13] Bear A.N., Cas R.A.F., Giordano G. (2009b). The implications of spatter, pumice and lithic clast rich proximal co-ignimbrite lag breccias on the dynamics of caldera forming eruptions: The 151 ka Sutri eruption, Vico Volcano, Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181; 1-24.
- [14] Bear, A.N., Cas, R.A.F., Giordano, G. (2009a). Variations in eruptive style and depositional processes associated with explosive, phonolitic composition, caldera-forming eruptions: The 151 ka Sutri eruption, Vico Caldera, central Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184; 225-255.

- [15] Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Siena F. (2011). Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean. *Lithos*, 123; 218-224.
- [16] Beccaluva L., Coltorti M., Di Girolamo P., Melluso L., Milani L., Morra V., Siena E. (2002). Petrogenesis and evolution of Mt. Vulture alkaline volcanism (Southern Italy). *Mineralogy and Petrology*, 74, 277-297.
- [17] Beccaluva L., Deriu M., Macciotta G., Savelli C., Venturelli G. (1977). Geochronology and magmatic character of the Pliocene-Pleistocene volcanism in Sardinia. *Bull. Volcanol.* 40; 1-16.
- [18] Bellucci F., Lirer L., Munno R. (1999). Geology of Ponza, Ventotene and Santo Stefano islands (with a 1:15.000 scale geological map). *Acta Vulcanol.* 11(2); 197-222
- [19] Bertagnini, A., Sbrana, A. (1986). Il Vulcano di Vico: stratigrafia del Complesso Vulcanico e sequenze eruttive delle Formazioni Piroclastiche. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35; 699-713.
- [20] Bigazzi G., Bonadonna F.P., Ghezzi C., Giuliani O., Radicati di Brozolo F., Rita F. (1981). Geochronological study of the Monte Amiata lavas (Central Italy). *Bulletin of Volcanology*, 44(3); 455-465.
- [21] Boari E., Tommasini S., Maurenzi M.A., Conticelli S. (2009). Transition from ultrapotassic Kamafugitic to Subalkaline Magmas: Sr, Nd, and Pb isotope, Trace element and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data from the Middle Latin Valley volcanic field, Roman Magmatic Province, central Italy. *Journal of Petrology* 50, 1327-1357.
- [22] Bonadonna F.P., Brocchini D., Laurenzi M.A., Principe C., Ferrara G. (1998). Stratigraphical and chronological correlations between Monte Vulture volcanics and sedimentary deposits of the Venosa basin. *Quaternary International*, 47; 87-96.
- [23] Borgia A., Ferrari L., Pasquarè G. (1992), Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. *Nature*, 357; 231-235.
- [24] Boschi E., Guidoboni E. (2001). Catania terremoti e lave dal mondo antico alla fine del Novecento. INGV-SGA, Compositori editore, pp. 414.
- [25] Bozzano F., Gaeta M., Lenti L., Martino S., Paciello A., Palladino D.M., Sottili G. (2013) Modelling the effects of eruptive and seismic activities on flank instability at Mt. Etna, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118 (10); 5252-5273.
- [26] Brocchini D., La Volpe L., Laurenzi M.A., Principe C. (1994). Storia evolutiva del Monte Vulture. *Plinius*, 12, 22-25.
- [27] Brogi A. (2004). Assetto geologico del nucleo di Falda Toscana affiorante nel settore occidentale del Monte Amiata (Appennino Settentrionale): strutture pre- e sin-collisionali relitte preservate durante lo sviluppo della tettonica distensiva post collisionale. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 123; 443-461.
- [28] Brogi A. (2006). Neogene extension in the Northern Apennines (Italy): insights from the southern part of the Monte Amiata geothermal area. *Geodinamica Acta*, 19/1; 33-50.
- [29] Brogi A. (2007). The structure of the Monte Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension. *International Journal of Earth Sciences*, 97 (4); 677-703.
- [30] Buonasorte G., Fiordelisi A., Rossi U., (1987). Tectonic structures and geometric setting of the Vulsini volcanic complex. *Periodico di Mineralogia* 56; 123-136.

- [31] Cadoux A., Pinti D.L. (2009). Hybrid character and pre-eruptive events of Mt Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179; 169-190.
- [32] Cadoux A., Pinti D.L., Aznar C., Chiesa S., Gillot P.Y. (2005). New chronological and geochemical constraints on the genesis and evolution of Ponza and Palmarola volcanic islands (Tyrrhenian Sea, Italy). *Lithos*, 81; 121-151.
- [33] Calanchi N., Colantoni P., Rossi P.L., Saitta M., Serri G. (1989). The Strait of Sicily continental rift systems: physiography and petrochemistry of the submarine volcanic centres. *Mar. Geol.* 8; :55-83.
- [34] Calanchi N., Tranne C.A., Lucchini F., Rossi P.L., Villa I.M. (1999). Explanatory notes to the geological map (1:10 000) of Panarea and Basiluzzo islands (Aeolian Arc, Italy). *Acta Vulcanol.* 11; 223-243.
- [35] Caliro S., Caracausi A., Chiodini G., Ditta M., Italiano F., Longo M., Minopoli C., Nuccio P.M., Paonita A., Rizzo A. (2004). Evidence of a recent input of magmatic gases into the quiescent volcanic edifice of Panarea, Aeolian islands, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 31; L07619.
- [36] Calò M., Parisi L. (2014). Evidences of a lithospheric fault zone in the Sicily Channel continental rift (southern Italy) from instrumental seismicity data. *Geophys. J. Int.* 199(1); 219-225.
- [37] Cappello A., Neri M., Acocella V., Gallo G., Vicari A., Del Negro C. (2012). Spatial vent opening probability map of Mt Etna volcano (Sicily, Italy). *Bull. Volcanol.*, 74; 2083-2094, doi:10.1007/s00445-012-0647-4.
- [38] Carapezza M.L., Tarchini L. (2007). Accidental gas emission from shallow pressurized aquifers at Alban Hills volcano (Rome, Italy): Geochemical evidence of magmatic degassing? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165; 5-16.
- [39] Caratori Tontini F., Cocchi L., Muccini F., Carmisciano C., Marani M., Bonatti E., Ligi M., Boschi E. (2010). Potential-field modeling of collapse-prone submarine volcanoes in the southern Tyrrhenian Sea (Italy). *Geophys. Res. Lett.* 37; L03305, doi:10.1029/2009GL041757.
- [40] Carey S.N., Sigurdsson H. (1989). The intensity of plinian eruptions. *Bull. Volcanol.* 51; 28-40.
- [41] Carlino S., Somma R., Troiano A., Di Giuseppe M.G., Troise C., De Natale G. (2014). The geothermal system of Ischia Island (southern Italy): Critical review and sustainability analysis of geothermal resource for electricity generation, *Renewable Energy* 62; 177-196.
- [42] Carta S., Figari R., Sartoris G., Sassi E., Scandone R. (1981), A statistical model of Vesuvius and its volcanological implication, *Bull. Volcanol.* 44; 129-151.
- [43] Casalbore D., Bosman A., Martorelli E., Sposato A., Chiocci F.L. (2014). Mass wasting features on the submarine flanks of Ventotene volcanic edifice (Tyrrhenian Sea, Italy). In: *Submarine mass movements and their consequences*, vol 37. Springer International Publishing, pp. 285-293.
- [44] Cavazza W., Wezel F.C. (2003). The Mediterranean region. A geological primer, *Episodes* 26, pp. 160-168.
- [45] Cellura D., Stagno V., Camarda M., Valenza M (2014). Diffuse soil CO₂ degassing from Linosa island *Annals Of Geophysics*, 57, 3, 2014, S0329; doi:10.4401.
- [46] Chiarabba, C., Amato, A. & Delaney, P. T. (1997). Crustal structure, evolution, and volcanic unrest of the Alban Hills, Central Italy. *Bulletin of Volcanology*, 59, 161-170.

- [47] Chiesa S., Floris B., Gillot P.Y., Prosperi L., Vezzoli L. (1995). Il Vulcano di Roccamonfina. In: ENEA (Ed.), Lazio Meridionale. ENEA, pp. 128-150.
- [48] Chiodini G., Caliro S., Caramanna G., Granieri D., Minopoli C., Moretti R., Perotta L., Ventura G. (2006). Geochemistry of the submarine gaseous emissions of Panarea (Aeolian islands, southern Italy): magmatic vs. hydrothermal origin and implications for volcanic surveillance. *Pure Appl Geophys* 163; 759-780.
- [49] Chiodini G., Caliro S., Cardellini C., Granieri D., Avino R., Baldini A., Donnini M., Minopoli C. (2010). Long term variations of the Campi Flegrei (Italy) volcanic system as revealed by the monitoring of hydrothermal activity. *Journal Of Geophysical Research*, vol. 115, ISSN: 0148-0227, doi: 10.1029/2008JB006258.
- [50] Chiodini G., Frondini F. (2001). Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy *Chemical Geology*, 177; 67-83.
- [51] Cioni R., Laurenzi M.A., Sbrana A., Villa I.M. (1989). Geochronology and stratigraphy of basal pyroclastites of the Vulsini volcanic district. *Plinius* 1; 46-47.
- [52] Cioni R., Sbrana A., Bertagnini A., Buonasorte G., Landi P., Rossi U., Salvati L. (1987). Tephrostratigraphic correlations in the Vulsini, Vico and Sabatini volcanic successions. *Periodico Mineralogia* 56; 137-155.
- [53] Civetta L., Cornette Y., Crisci G., Gillot P.Y., Orsi G., Requejo C.S. (1984). Geology, geochronology and chemical evolution of the island of Pantelleria. *Geol. Mag.* 121; 541-562.
- [54] Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., Tilton G.R. (1998). The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *J Petrol* 39; 1453-1491.
- [55] Civetta L., Gallo G., Orsi G. (1991). Sr- and Nd-isotope and trace-element constraints on the chemical evolution of the magmatic system of Ischia (Italy) in the last 55 ka. *J Volcanol Geotherm Res* 46; 213-230.
- [56] Civetta L., Innocenti, F., Manetti P., Peccerillo A., Poli G. (1981). Geochemical characteristics of potassic volcanics from Mt. Ernici (Southern, Latium, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 78; 37-47.
- [57] Coltelli M., D'Anna G., Cavallaro D., Grassa F., Mangano G., Azzaro R., D'Alessandro A., Passafiume G., Amato A., Gurrieri S., Patanè D., Gresta S. (2012). Ferdinandea 2012: the oceanographic cruise on the Graham Bank, Strait of Sicily, GNGTS 2012.
- [58] Coltelli M., Del Carlo P., Vezzoli L. (1998). The discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. *Geology*, 26; 1095-1098.
- [59] Condomines M., Allegre C.J. (1980). Age and magmatic evolution of Stromboli volcano from ^{230}Th - ^{238}U disequilibrium data. *Nature* 288; 354-357.
- [60] Conte A. M., Martorelli E., Calarco M., Sposato A., Perinelli C., Coltelli M., Chiocci F.L. (2012). The 1891 submarine eruption of lava balloons off Pantelleria Island (Sicily Channel, Italy): Contributions from marine geology and volcanology; International Workshop on Oceanic island Volcanoes & Society (2012 El Hierro Conference), El Hierro, Canary Islands, Spain, 10-15 Oct.
- [61] Conte A.M., Dolfi D. (2002). Petrological and geochemical characteristics of Plio-Pleistocene volcanics from Ponza Island (Tyrrhenian Sea, Italy). *Mineral Petrol* 74; 75-94.

- [62] Conte A.M., Martorelli E., Calarco M., Sposato A., Perinelli C., Coltelli M., Chiocci F.L. (2014). The 1891 submarine eruption offshore Pantelleria Island (Sicily Channel, Italy): Identification of the vent and characterization of products and eruptive style. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15; 2555-2574, doi:10.1002/2014GC005238.
- [63] Conticelli S., Boari E., Braschi E., Laurenzi M.A., Manetti P. (2009). Il Monte Amiata un vulcano quaternario con caratteristiche vulcanologiche, geochimiche e petrologiche controverse. Proc. Workshop "In Terra d'Amiata. Geologia, mineralogia, e patrimonio minerario", Abbadia San Salvatore (Siena), Dicembre 2009, pp. 21-23.
- [64] Conticelli S., D'Antonio M., Pinarelli L., Civetta L. (2002). Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany. *Mineral. Petrol.* 74; 189-222.
- [65] Conticelli S., Francalanci L., Manetti P., Cioni R., Sbrana A. (1997). Petrology and geochemistry of the ultrapotassic rocks from the Sabatini Volcanic District, central Italy: the role of evolutionary processes on the genesis of variably enriched alkaline magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75; 107-136.
- [66] Conticelli S., Peccerillo A. (1992). Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in Central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos* 28; 221-240.
- [67] Corsaro R.A., Pompilio M. (2004). Magma dynamics in the shallow plumbing system of Mt. Etna as recorded by compositional variations in volcanics of recent summit activity (1995-1999). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 137; 55-71.
- [68] Costa A., Dell'Erba F., Di Vito M.A., Isaia R., Macedonio G., Orsi G., Pfeiffer T. (2009). Tephra fallout hazard assessment at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Bull. Volcanol.* 71; 259-273.
- [69] 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.
- [70] Cristiani C., Mazzuoli R. (2003). Monte Amiata volcanic products and their inclusions, *Periodico di Mineralogia* LXXII (2), pp. 169-181.
- [71] D'Antonio M., Civetta L., Orsi G., Pappalardo L., Piochi M., Carandente A., De Vita S., Di Vito M.A., Isaia R. (1999) The present state of the magmatic system of the Campi Flegrei caldera based on the reconstruction of its behaviour in the past 12 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91; 247-268.
- [72] D'Antonio M., Di Girolamo P. (1994). Petrological and geochemical study of mafic shoshonitic volcanics from Procida-Vivara and Ventotene islands (Campanian Region, South Italy). *Acta Vulcanol* 5; 69-80.
- [73] De Benedetti A.A., Funicello R., Giordano G., Diano G., Caprilli E., Paterne M. (2008). Volcanology, history and myths of the Lake Albano maar (Colli Albani volcano, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176; 387-406.
- [74] De Fino M., La Volpe L., Peccerillo A., Piccarreta G., Poli G. (1986). Petrogenesis of Monte Vulture volcano, Italy: inferences from mineral chemistry, major and trace element data. *Contrib Mineral Petrol* 92; 135-145.
- [75] de Rita D., Bertagnini A., Carboni G., Ciccacci S., Di Filippo M., Faccenna C., Fredi P., Funicello R., Landi P., Sciacca P., Vannucci N., Zarlenga F. (1994). Geological-petrological evolution of the Ceriti Mountains Area (Latium, central Italy). *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 49; 291-322.
- [76] de Rita D., Faccenna C., Funicello R., Rosa C. (1995). Stratigraphy and Volcano-Tectonics. In: Trigila, R. (Ed.), *The Volcano of the Alban Hills*. Università degli Studi di Roma "La Sapienza", Rome Italy, pp. 33-71.

- [77] de Rita D., Funicello R., Parotto M. (1988). Carta geologica del Complesso vulcanico dei Colli Albani, Progetto Finalizzato 'Geodinamica', C.N.R., Rome, Italy.
- [78] de Rita D., Giordano G., Esposito A., Fabbri M., Rodani S. (2002). Large volume phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani volcano (Middle Pleistocene, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118; 77-98.
- [79] de Rita D., Rodani S., Rosa C., Puzzilli L.M. (1997). Il settore sud-occidentale del Distretto vulcanico sabatino: stratigrafia ed evoluzione alla luce di dati di sondaggio e di rilevamento. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 116; 319-334.
- [80] De Rosa R., Gouillou 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.
- [81] De Vita S., Laurenzi M.A., Orsi G., Voltaggio M. (1998). Application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and ^{230}Th dating methods to the chronostratigraphy of Quaternary basaltic volcanic areas: the Ustica Island case history. *Quat. Intern.* 47/48; 117-127.
- [82] Di Girolamo P., Stanzione D. (1973). Lineamenti geologici e petrologici dell'isola di Procida. *Rend Soc It Mineral Petrol* 29; 81-125.
- [83] Doglioni C., Harabaglia P., Merlini S., Mongelli F., Peccerillo A., Piromallo C. (1999). Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth-Science Review* 45; 167-208.
- [84] D'Orazio M., Laurenzi M.A., Villa I.M. (1991) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a shoshonitic lava flow of the Radicofani volcanic center (Southern Tuscany). *Acta Vulcanol.* 1, 63-67.
- [85] Esposti Ongaro T., Neri A. (2012). Assessing pyroclastic density current dynamics and hazard of Plinian events at Campi Flegrei (Italy) by using 3D numerical simulations. EGU General Assembly, 2012.
- [86] Evernden J.F., Curtis G.H. (1965). The Potassium Argon dating of Late Cenozoic rocks on east Africa and Italy. *Current Anthropology* 6(4); 343-364.
- [87] Feroci M., Funicello R., Giuliani R., Salvi S. (1987). Struttura ed evoluzione del substrato delle aree vulcaniche albana e sabatina, *Bollettino GNV* pp. 343-348.
- [88] Ferrari, L., Conticelli, S., Burlamacchi, L., Manetti, P. (1996). Volcanological Evolution of the Monte Amiata Volcanic Center, Southern Tuscany, Central Italy: New Geological and Petrochemical data. *Acta Vulcanologica* 8; 41-56.
- [89] Frazzetta G., Gillot P.Y., La Volpe L., Sheridan M.F. (1984). Volcanic hazards at fossa of vulcano: data from the last 6,000 years. *Bull. Volcanol.*, 47, 1; 105-124.
- [90] Freda C., Gaeta M., Giaccio B., Marra F., Palladino D.M., Scarlato P., Sottili G., (2011). CO_2 -driven large mafic explosive eruptions: the Pozzolane Rosse case study from the Colli Albani Volcanic District (Italy). *Bull. Volcanol.*, 73; 241-256.
- [91] Freda C., Gaeta M., Karner D.B., Marra F., Renne P.R., Taddeucci J., Scarlato P., Christensen J., Dallai L. (2006). Eruptive history and petrologic evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, Central Italy). *Bull. Volcanol.* 68; 567-591.
- [92] Freda C., Gaeta M., Palladino D.M., Trigila R. (1997). The Villa Senni Eruption (Alban Hills, central Italy): the role of H_2O and CO_2 on the magma chamber evolution and on the eruptive scenario. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78 (1-2); 103-120.

- [93] Funicello R., de Rita D., Sposato A., Esposito A., Fabbri M., Marsili P., Mazzini I., Paccara P., et alii (2010). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000; Foglio 354 "Tarquinia": Presidenza del Consiglio dei Ministri, Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici: Servizio Geologico d'Italia, Roma, scala 1:50.000.
- [94] Gaspar J.L., Queiroz G., Pacheco J.M., Ferreira T., Wallenstein N., Almeida M.H., Coutinho R. (2003) Basaltic lava balloons produced during the 1998-2001 Serreta Submarine ridge eruption (Azores). In: White, J., Clague, D., Smellie, J. (Eds.), Subaqueous Explosive Volcanism, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 140, pp. 205-212.
- [95] Gasperini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Macera P., Télouk P., Albarède F. (2000). Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature* 408; 701-704.
- [96] Giaccio B., Arienzo I., Sottili G., Castorina F., Gaeta M., Nomade S., Galli P., Messina P. (2013). Isotopic (Sr-Nd) and major element fingerprinting of distal tephras: an application to the Middle-Late Pleistocene markers from the Colli Albani volcano, central Italy. *Quaternary Science Reviews*, 67; 190-206. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.01.028.
- [97] Giaccio B., Marra F., Hajdas I., Karner D.B., Renne P.R., Sposato A. (2009). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and ^{14}C geochronology of the Albano maar deposits: Implications for defining the age and eruptive style of the most recent explosive activity at Colli Albani Volcanic District, Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185; 203-213.
- [98] Giaccio B., Sposato A., Gaeta M., Marra F., Palladino D.M., Taddeucci J., Barbieri M., Messina P., Rolfo M.F. (2007). Mid-distal occurrences of the Albano Maar pyroclastic deposits and their relevance for reassessing the eruptive scenarios of the most recent activity at the Colli Albani Volcanic District, Central Italy. *Quaternary International* 171-172; 160-178.
- [99] Giannandrea P., La Volpe L., Principe C., Schiattarella M. (2006). Unità stratigrafiche a limiti inconformi e storia evolutiva del vulcano medio-pleistocenico di Monte Vulture (Appennino meridionale, Italia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 125; 67-92.
- [100] Giannetti B., De Casa G. (2000). Stratigraphy, chronology, and sedimentology of ignimbrites from the white trachytic tuff, Roccamonfina Volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 96, 243-295.
- [101] Giannetti B., Luhr J.F. (1983). The White Trachytic Tuff of Roccamonfina volcano (Roman Region, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 84; 235-252.
- [102] Gillot P.Y. (1987) Histoire volcanique des Iles Eoliennes: arc insulaire ou complexe orogénique anulaire? *Doc Trav IGAL* 11; 35-42.
- [103] Gillot P.Y., Chiesa S., Pasquare G., Vezzoli L. (1982). <33000yr K/Ar dating of the volcano-tectonic horst of the Isle of Ischia, Gulf of Naples. *Nature* 299; 242-245.
- [104] Gillot P.Y., Keller J. (1993). Radiochronological dating of Stromboli. *Acta Vulcanol* 3; 69-77.
- [105] Gioncada A., Mazzuoli R., Bisson M., Pareschi M.T. (2003). Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari-Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 122; 191-220.
- [106] Giordano D., Dingwell D.B. (2003). Non-Arrhenian multicomponent melt viscosity: A model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 208; 337-349.

- [107] Giordano G., De Benedetti A.A., Diana A., Diano G., Gaudio F., Marasco F., Miceli M., Mollo S., Cas R.A.F., Funicello R. (2006). The Colli Albani mafic caldera (Roma, Italy): stratigraphy, structure and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155; 49-80.
- [108] Goto A, Taniguchi H., Yoshida M., Ohba T., Oshima H. (2001). Effect of explosions energy and depth to the formation of blast wave and crater: field explosion experiment for the understanding of volcanic explosion. *Geophysical Research Letters* 28; 4287-4290.
- [109] Gurioli L., Sulpizio R., Cioni R., Sbrana A., Santacroce R., Luperini W., Andronico D. (2010). Pyroclastic flow hazard assessment at Somma-Vesuvius based on the geological record. *Bull. Volcanol.* 72; 1021-1038.
- [110] Hornig-Kjarsgaard I., Keller J., Koberski U., Stadlbauer E., Francalanci L., Lenhart R. (1993). Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian Arc, Italy. *Acta Vulcanol* 3; 21-68.
- [111] IAEA, Safety Standard (2009), Volcanic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations, pp. 1-92.
- [112] Iezzi G., Caso C., Ventura G., Vallefucio M., Cavallo A., Behrens H., Mollo S., Paltrinieri D., Signanini P., Vetere F. (2014). First documented deep submarine explosive eruptions at the Marsili Seamount (Tyrrhenian Sea, Italy): A case of historical volcanism in the Mediterranean Sea, *Gondwana Research* 25; 764-774.
- [113] Innocenti F., Westerman D.S., Rocchi S., Tonarini S. (1997). The Montecristo monzogranite (Northern Tyrrhenian Sea, Italy): a collisional pluton in an extensional setting. *Geological Journal* 32; 131-151.
- [114] Karner D.B., Marra F., Renne P. (2001). The History of the Monti Sabatini and Alban Hills Volcanoes: Groundwork for Assessing Volcanic-Tectonic Hazards for Rome. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107; 185-219.
- [115] Keller J. (1980). The Island of Salina. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* 36; 489-524.
- [116] La Volpe L., Principe C. (1989). Stratigrafia e Storia eruttiva del Monte Vulture - Revisione ed aggiornamenti. Gruppo Nazionale per la Vulcanologia. *Bollettino* 1989, 889-902.
- [117] La Volpe L., Rapisardi L. (1977). Osservazioni geologiche sul versante meridionale del M. Vulture: genesi ed evoluzione del bacino lacustre di Atella. *Boll. Soc. Geol. It.*, 96; 181-197.
- [118] Lanzafame G., Bousquet J.C. (1997). The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithospheric discontinuity. *Acta Vulcanol* 9; 121-135.
- [119] Laurenzi M.A., Brocchini D., Principe C., Ferrara G. (1993). Mt. Vulture volcano chronostratigraphy and the effectiveness of dating young phlogopites. Abstracts EUG 7°, Strasburgo.
- [120] Laurenzi M.A., Villa I. M. (1987). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of Vico ignimbrites. *Periodico di Mineralogia*, 56; 285-293.
- [121] Laurenzi M.A., Villa I., Stoppa F. (1994). Eventi ignei monogenici e depositi piroclastici nel Distretto Ultra-alciano Umbro-laziale (ULUD): revisione, aggiornamento e comparazione dei dati cronologici. *Plinius* 12; 61-65.
- [122] Laurenzi M.A., Villa I.M. (1985). K/Ar chronology of the Vico volcano (Latium, Italy), In: Abstracts and time schedule of IAVCEL, 1985. Scientific assembly, Giardini-Naxos, Italy.
- [123] Lavecchia G., Stoppa F. (1996). The tectonic significance of Italian magmatism: an alternative view to the popular interpretation. *Terra Nova* 8; 435-446.
- [124] Locardi E. (1993). Dynamics of deep structures in the Tyrrhenian-Apennines area and its relation to neotectonics. *Il Quaternario* 6; 59-66.

- [125] Lombardi G., Nicoletti M., Petrucciani C. (1974). Età delle vulcaniti dei complessi Tolfetano, Cerite e Manziate (Lazio Nord-occidentale). *Periodico di Mineralogia* 43; 351-376.
- [126] Lucchi F., Peccerillo A., Keller J., Tranne C.A., Rossi P.L. (2013), *The Aeolian Islands Volcanoes*, vol. 37. Geological Society, London, *Memoirs*, pp. 37-53.
- [127] Lucchi F., Peccerillo A., Tranne C.A., Rossi P.L., Frezzotti M.L., Donati C. (2013). Volcanism, calderas, and magmas of the Alicudi composite volcano (western Aeolian archipelago). In: Lucchi F, Peccerillo A, Keller J, Tranne CA, Rossi PL (eds) *The Aeolian Island volcanoes*. *Geol Soc London Mem* 37; 83-111.
- [128] Lucchi F., Tranne C.A., Calanchi N., Keller J., Rossi P.L. (2003). Geological map of Panarea and minor islets (Aeolian Islands). University of Bologna, University of Freiburg and INGV, L.A. C., Firenze.
- [129] Lucchi F., Tranne C.A., Calanchi N., Rossi P.L. (2007). Late quaternary deformation history of the volcanic edifice of Panarea, Aeolian Arc, Italy. *Bull. Volcanol.* 69 (3); 239-257.
- [130] Luhr J.F., Giannetti B. (1987). The Brown Leucitic Tuff of Roccamonfina Volcano (Roman Region, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 95; 420-436.
- [131] Lustrino M., Melluso L., Morra V. (2000). The role of lower continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Sardinia (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 180; 259-270.
- [132] Lustrino M., Melluso L., Morra V. (2002). The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). *Lithos* 63; 83-113.
- [133] Lustrino M., Melluso L., Morra V., Secchi F. (1996). Petrology of Plio-Quaternary volcanic rocks from central Sardinia. *Per Mineral* 65; 275-287.
- [134] Lustrino M., Morra V., Melluso L., Brotzu P., D'Amelio F., Fedele L., Lonis R., Franciosi L., Petteruti Liebercknect A.M. (2004). The Cenozoic igneous activity in Sardinia. *Per Mineral* 73; 105-134.
- [135] Mahood G.A., Hildreth W. (1986). Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. *Bull Volcanol* 48; 143-172.
- [136] Manetti P., Pasquarè G., Tsegaye A. (1995). New geovolcanological mapping of the island of Filicudi (Aeolian Arc, Italy) *Acta Vulcanol.*, 7; 1-5.
- [137] Mantovani E., Albarello D., Tamburelli C., Babbucci D., Viti M. (1997). Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main controlling factors of the recent Mediterranean deformation pattern. *Annals of Geophysics* 40; 611-643.
- [138] Maramaia A., Graziana L., Alessio G. Burrato P., Colinia L., Cuccia L., Nappi R., Nardia A., Vilardo G. (2005). Near- and far-field survey report of the 30 December 2002 Stromboli (Southern Italy) tsunami *Marine Geology* 215; 93-106.
- [139] Marani M.P., Gamberi F., (2004). Structural framework of the Tyrrhenian Sea unveiled by seafloor morphology. *Mem. Descr. Carta. Geol. Ital.* LXIV, 97-107.
- [140] Marinelli G. (1967) *Genèse des magmas du volcanisme Plio-quaternaire des Apennins*. *Geologische Rundschau* 57; 127-141.
- [141] Marra F., Freda C., Scarlato P., Taddeucci J., Karner D.B., Renne P.R., Gaeta M., Palladino D.M., Trigila R. Cavarretta G. (2003). Post-caldera activity in the Alban Hills Volcanic District (Italy): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and insights into magma evolution. *Bull. Volcanol.* 65; 227-247.

- [142] Marra F., Karner D.B., Freda C., Gaeta M., Renne P.R. (2009). Large mafic eruptions at the Alban Hills Volcanic District (Central Italy): chronostratigraphy, petrography and eruptive behavior, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179; 217-232.
- [143] Marra F., Taddeucci J., Freda C., Marzocchi W., Scarlato P. (2004). The recurrence of volcanic activity along the Roman Comagmatic Province (Tyrrhenian margin of Italy) and its tectonic significance. *Tectonics* 23, TC4013, doi:10.1029/2003TC001600.
- [144] Marzocchi W., Sandri L., Gasparini P., Newhall C., Boschi E. (2004). Quantifying probabilities of volcanic events: The example of volcanic hazard at Mount Vesuvius, *J. Geophys. Res.*, 109; doi:10.1029/2004JB003155.
- [145] Masotta M., Gaeta M., Gozzi F., Marra F., Palladino D.M., Sottili G. (2010). H₂O- and temperature-zoning in magma chambers: the example of the Tufo Giallo della Via Tiberina eruptions (Sabatini Volcanic District, central Italy). *Lithos*, DOI: 10.1016/j.lithos. 2010.04.004.
- [146] Mattias, P.P., Ventriglia, U. (1970). La regione vulcanica dei Monti Sabatini e Cimini, *Memorie della Società Geologica Italiana*, 9, pp. 331-384.
- [147] Mazzuoli R., Pratesi M. (1963). Rilevamento e studio chimico-petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata, *Atti Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie* 70; 355-429.
- [148] Mele R., Del Prete S., (1998). Fenomeni di instabilità dei versanti in Tufo Verde del Monte Epomeo (Isola d'Ischia-Campania). *Boll. Soc. Geol. It.* 117; 93-112.
- [149] Mercalli G., Silvestri O. (1891). L'eruzione dell'Isola di Vulcano incominciata il 3 agosto 1888 e terminata il 22 marzo 1890. *Ann. Uff. Centr. Meteor. Geodin. It.* 10; 71-281.
- [150] Merle, O. Metrich N., Santacroce R., Savelli C. (1988). Ventotene, a potassic Quaternary volcano in central Tyrrhenian Sea. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 43; 1195-1213.
- [151] Metzeltin S., Vezzoli L. (1983) Contributi alla geologia del Vulcano di Latera (Monti Vulsini, Toscana meridionale-Lazio settentrionale): *Memorie della Società Geologica Italiana*, 25; 247-271.
- [152] Molin P., Acocella V., Funicello R. (2003). Structural, seismic and hydrothermal features at the border of an active intermittent resurgent block: Ischia island (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 121; 65-81.
- [153] Monecke T., Petersen S., Hannington M.D., Anzidei M., Esposito A., Giordano G., Garbe-Schönberg D., Augustin N., Melchert B., Hocking M. (2012). Explosion craters associated with shallow submarine gas venting off Panarea island, Italy. *Bull. Volcanol.* <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-012-0651-8>.
- [154] Mongelli F., Zito G. (1991). Flusso di calore nella regione Toscana, *Studi Geologici Camerti, Volume speciale CROP* 03, pp 91-98.
- [155] Morra V., Secchi F.A., Assorgia A. (1994). Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic calc-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy. *Chem Geol* 118; 109-142.
- [156] Nappi G., Capaccioni B., Mattioli M., Mancini E., Valentini L. (1994). Plinian fall deposits from Vulsini volcanic district (central Italy). *Bull. Volcanol.* 56; 502-515.
- [157] Nappi G., Marini A. (1986). I cicli eruttivi dei Vulsini orientali nell'ambito della vulcanotettonica del Complesso. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35; 679-687.

- [158] Nappi G., Renzulli A., Santi P. (1991). Evidence of incremental growth in the Vulsinian calderas (central Italy), in Verma-Surendra, P., ed., *Calderas: Genesis, Structure and Unrest*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47; 13-31.
- [159] Nappi G., Renzulli A., Santi P., Gillot Y. (1995). Geological evolution and geochronology of the Vulsini volcanic district (central Italy), *Bollettino della Società Geologica Italiana* 114; 599-613.
- [160] Neri A., Bevilacqua A., Isaia R., Aspinall W. (2013). Assessing Pyroclastic Density Current Hazard in Caldera Settings: The Example of Campi Flegrei Caldera (Italy)- AGU Fall Meeting, 2013.
- [161] Neri M., Casu F., Acocella V., Solaro G., Pepe S., Berardino P., Sansosti E., Caltabiano T., Lundgren P., Lanari R. (2009). Deformation and eruptions at Mt. Etna (Italy): A lesson from 15 years of observations. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02309, doi:10.1029/2008GL036151.
- [162] Newhall C.G., Self S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research* 87; 1231-1238.
- [163] Nicoletti M. (1969). Datazioni argon-potassio di alcune vulcaniti delle regioni vulcaniche Cimina e Vicana, *Periodico di Mineralogia* 38; 1-20.
- [164] Nicoletti M., Petrucciani C., Piro M., Trigila R. (1981). Nuove datazioni vulsine per uno schema di evoluzione dell'attività vulcanica: Nota II: Il quadrante sud-occidentale. *Periodico di Mineralogia* 50; 141-169.
- [165] Orsi G., di Vito M.A., Selva J., Marzocchi W. (2009). Longterm forecast of eruption style and size at Campi Flegrei caldera (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 287; 265-276.
- [166] Orsi G., Gallo G., Zanchi A. (1991). Simple-shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 47; 1-11.
- [167] Orsi G., Sheridan M.F. (1984). The Green Tuff of Pantelleria: rheoignimbrite or rheomorphic fall?. *Bull Volcanol* 47; 611-626.
- [168] Palladino D.M., Agosta E. (1997). Pumice fall deposits of the Western Vulsini volcanoes (central Italy), *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78; 77-102.
- [169] Palladino D.M., Simei S., Sottili G., Trigila R. (2010). Integrated approach for the reconstruction of stratigraphy and geology of Quaternary volcanic terrains: an application to the Vulsini Volcanoes (central Italy), In: G. Groppelli e L. Viereck (Eds.), *Stratigraphy and geology in volcanic areas*, Geological Society of America Special Paper 464; 63-84.
- [170] Paoletti V., Di Maio R., Cella F., Florio G., Mocka K., Roberti N., Secomandi M., Supper R., Fedi M., Rapolla A. (2009). The Ischia Volcanic Island (Southern Italy): inferences from potential field data interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179; 69-86.
- [171] Paoletti V., Rapolla A., Secomandi M. (2008). Magnetic signature of submarine volcanoes in the Phlegrean Fields-Ischia Ridge (North-Western side of the Bay of Naples, Southern Italy). *Annals of Geophysics* 51(4); 575-584.
- [172] Paone A. (2013). Petrogenesis of trachyte and rhyolite magmas on Ponza Island (Italy) and its relationship to the Campanian magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 267; 15-29.
- [173] Pasquarè G., Chiesa S., Vezzoli L., Zanchi A. (1983). Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene Superiore. *Mem. Soc. Geol. It.* 25; 145-157.

- [174] Peccerillo A. (2004). Carbonate-rich pyroclastic rocks from central Apennines: carbonatites or carbonated rocks? A commentary. *Per. Mineral.* 73; 165-175.
- [175] Peccerillo A. (2005). Plio-quadernary volcanism in Italy. *Petrology, Geochemistry, Geodynamics*. Springer ed., Berlin, 365 pp.
- [176] Perini G., Conticelli S., Francalanci L. (1997). Inferences on the volcanic history of the Vico volcano, Roman Magmatic Province, central Italy: stratigraphic, petrographic and geological data. *Mineralogica et Petrographica Acta* 11; 67-93.
- [177] Perini G., Francalanci L., Davidson J.P., Ponticelli S. (2004). Evolution and genesis of magmas from Vico volcano, central Italy: multiple differentiation pathways and variable parental magmas. *Journal of Petrology* 45; 139-82.
- [178] Perrotta A., Scarpati C., Giacomelli L., Capozzi A.R. (1996). Proximal depositional facies from a caldera-forming eruption: the Parata Grande Tuff at Ventotene Island (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71; 207-228.
- [179] Pichler H. (1980). The Island of Lipari. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol* 36; 415-440.
- [180] Pingue F., Berrino G., Borgstrom S.E.P., Brandi G., Capuano P., Cecere G., et al. (2005). Geodesia (Vesuvio, Campi Flegrei, Isola di Ischia; Vulcano- Isole Eolie). In: Macedonio G, Tammaro U, editors. *Attività di Sorveglianza dell'Osservatorio Vesuviano e Rendiconto 2003* p. 59-170.
- [181] Poli G. (1992). Geochemistry of Tuscan Archipelago granitoids, Central Italy: the role of hybridization processes in their genesis. *Journal of Geology* 100; 41-56.
- [182] Poli G., Frey F.A., Ferrara G. (1984). Geochemical characteristics of the south Tuscany (Italy) volcanic province, constraints on lava petrogenesis. *Chem Geol* 43; 203-221.
- [183] Poli G., Prosperini N., Conticelli S., Ognà M. (1995). Petrology and Geochemistry of Capraia Island (Tuscan Archipelago - Italy): Complex Origin of a Calc-alkaline Volcano, in: *Atti del 75° Congresso Nazionale della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Venezia*. *Plinius* 14; 121-122.
- [184] Poli S., Chiesa S., Gillot P.Y., Gregnanin A., Vezzoli L. (1987). Chemistry versus time in the volcanic complex of Ischia (Gulf of Naples, Italy): evidence of successive magmatic cycles. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95; 322-335.
- [185] Pyle D.M. (1999). Sizes of volcanic eruptions, in H. Sigurdsson et al., eds, *Encyclopedia of Volcanology*, Academic Press, pp. 263 - 269.
- [186] Rapolla A., Paoletti V., Secomandi M. (2010). Seismically-induced landslide susceptibility evaluation: Application of a new procedure to the island of Ischia, Campania Region, Southern Italy. *Engineering Geology* 114; 10-25.
- [187] Raue H. (2004). A new model for the fracture energy budget of phreatomagmatic explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129; 99-108.
- [188] Riccò A. (1892). Terremoti, sollevamento ed eruzione sottomarina a Pantelleria nella seconda metà dell'ottobre 1891, *Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser.IIa, Pt. 3, vol. XI, 7-27, Roma*.
- [189] Rittmann A. (1930). *Geologie der Insel Ischia*. *Zeitschr Vulkanol* 6; 265 pp.
- [190] Rosi M., Sbrana A., Vezzoli L. (1988). Stratigrafia delle isole di Procida e Vivara. *Boll. Gruppo Naz. Vulcanol.* 4; 500-525.
- [191] Rossi P.L., Tranne C.A., Calanchi N., Lanti E. (1996). Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Linosa (Sicily Channel). *Acta Vulcanol* 8; 73-90.

- [192] Rouchon V., Gillot P.Y., Quidelleur X., Chiesa S., Floris B., 2008. Temporal evolution of the Roccamonfina volcanic complex (Pleistocene), central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177; 500-514.
- [193] Rust D., Behncke B., Neri M., Ciocanel A. (2005). Nested zones of instability in the Mount Etna volcanic edifice, Italy, *Journal Volcanology Geothermal Research* 144; 137-153.
- [194] Salvi S., Atzori S., Tolomei C., Allievi J., Ferretti A., Rocca F., Prati C. et alii (2004). Inflation rate of the Colli Albani volcanic complex retrieved by the permanent scatterers SAR interferometry technique. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12606, doi:10.1029/2004GL020253.
- [195] Santo A.P., Chen Y., Clark A.H., Farrar E., Tsegaye A. (1995). 40Ar/39Ar ages of the Filicudi Island volcanics: implications for the volcanological history of the Aeolian Arc, Italy. *Acta Vulcanol.* 7; 3-18.
- [196] Savelli C. (1988). Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea: implications for the processes of opening in a young interarc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics* 146; 163-181.
- [197] Savelli C. (2000). Two-stage progression of volcanism (8-0 Ma) in the central Mediterranean (southern Italy), *Journal of Geodynamics* 31; 87-104.
- [198] Savelli C. (2002). Time-space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). *Journal of Geodynamics* 34; 99-126.
- [199] Scaillet G., Vita-Scaillet, Rotolo S. G. (2013). Millennial-scale phase relationships between ice-core and Mediterranean marine records: insights from high-precision 40Ar/39Ar dating of the Green Tuff of Pantelleria, Sicily Strait *Quat. Sci. Rev.*, 78; 141-154.
- [200] Selva J., Costa A., Marzocchi W., Sandri L. (2010). BET VH: exploring the influence of natural uncertainties on long-term hazard from tephra fallout at Campi Flegrei (Italy), *Bull. Volcanol.*, 72(6); 717-733.
- [201] Serri G. (1997). Neogene-Quaternary magmatic activity and its geodynamic implications in the central Mediterranean region. *Annali di Geofisica*, 3; 681-703.
- [202] Serri G., Innocenti F., Manetti P. (1993). Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy, *Tectonophysics* 223 (1-2); 117-147.
- [203] Sheridan M.F., Frazzetta G., La Volpe L. (1985). Eruptive histories of Lipari and Vulcano, Italy, during the past 22000 years. *Geol Soc Am Spec Publ* 212; 29-34.
- [204] Sheridan M.F., Malin M.C., (1983). Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari, and Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4); 187-202.
- [205] Sollevanti F. (1983). Geologic, volcanologic, and tectonic setting of the Vico-Cimino area, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17 (1-4); 203-217.
- [206] Sottili G., Palladino D. M., Marra F., Jicha B., Karner D.B., Renne P. (2010). Geochronology of the most recent activity in the Sabatini Volcanic District, Roman Province, central Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196; 20-30.
- [207] Sottili G., Palladino D.M., Gaeta M., Masotta M. (2012). Origins and energetics of maar volcanoes: examples from the ultrapotassic Sabatini Volcanic District (Roman Province, central Italy). *Bull. Volcanol.*, 74; 163-186.

- [208] Sottili G., Palladino D.M., Zanon V. (2004). Plinian activity during the early eruptive history of the Sabatini Volcanic District, Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 135; 361-379.
- [209] Sottili G., Taddeucci J., Palladino D.M., Gaeta M., Scarlato P., Ventura G. (2009). Subsurface dynamics and eruptive styles of maars in the Colli Albani Volcanic District, Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 180; 189-202.
- [210] Stoppa F. (1996). The San Venanzo maar and tuff ring: eruptive behaviour of a carbonatite-melilitite volcano. *Bull. Volcanol.* 57; 563-577.
- [211] Stoppa F., Cundari A. (1995). A new Italian carbonatite occurrence at Cupaello (Rieti) and its genetic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122; 275-288.
- [212] Stoppa F., Lupini L. (1993). Mineralogy and petrology of the Polino monticellite calciocarbonatite (Central Italy). *Mineral. Petrol.* 49; 213-231.
- [213] Stoppa F., Woolley A.R. (1997). The Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance. *Mineral Petrol* 59; 43-67.
- [214] 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 (Salina Island, southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 175 (3); 367-385.
- [215] Szakacs A. (1994). Redefining active volcanoes: A discussion. *Bull. Volcanol.*,56; 321-325.
- [216] Taddeucci J., Sottili G., Palladino D.M., Ventura G., Scarlato P. (2010). A note on maar eruption energetics: current models and their application. *Bull. Volcanol.* 72; 75-83.
- [217] Tallarico A., Dragoni M., Anzidei M., Esposito A. (2003). Modeling long term ground deformation due to the cooling of a magma chamber: the case of Basiluzzo Island (Aeolian Islands, Italy). *J Geoph Res* 108(B12):2568-2585. DOI:10.1029/2002JB002376.
- [218] Tedesco D. (1996). Fluid geochemistry at Vulcano Island; a change in the volcanic regime or continuous fluctuations in the mixing of different systems?. *J. Geophys. Res.*, B, 100; 4157-4167.
- [219] Tranne C.A., Calanchi N., Lucchi F., Rossi P.L. (2000). Geological sketch map of Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Dip Sci Terra*, University of Bologna, Italy.
- [220] Tranne C.A., Lucchi F., Calanchi N., Rossi P.L., Campanella T., Sardella A. (2002). Geological map of Filicudi (Aeolian Islands), University of Bologna, LAC Florence.
- [221] Turbeville B.N. (1992). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and stratigraphy of the Latera caldera, Italy, *Bulletin of Volcanology* 55; 110-118.
- [222] Valentine G.A. (1998). Damage to structures by pyroclastic flows and surges, inferred from nuclear weapons effects. *Journal Volcanology and Geothermal Research* 87; 117-140.
- [223] Valentine G.A., Perry F.V. (2007). Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). *Earth Planet. Sci. Lett.* 261; 201-216.
- [224] Van Bergen M.J. (1983). Polyphase metamorphic sedimentary xenoliths from Mt. Amiata volcanics (Central Italy): evidence for a partially disrupted contact aureole. *Geologische Rundschau* 72; 637-662.
- [225] Varekamp J.C. (1980). The geology of the Vulsinian area, Latium Italy. *Bull. Volcanol.* 43; 487-503.

- [226] Ventura G., Milano G., Passaro S., Sprovieri M. (2013). The Marsili Ridge (Southern Tyrrhenian Sea, Italy): An island-arc volcanic complex emplaced on a 'relict' back-arc basin. *Earth-Science Reviews* 116; 85-94.
- [227] Vezzoli L. (ed) (1988). Island of Ischia. *Quad Ric Sci CNR Rome*, 114, 10; 133 pp.
- [228] Vezzoli L., Conticelli S., Innocenti F., Landi P., Manetti P., Palladino D.M., Trigila R. (1987). Stratigraphy of the Latera volcanic complex: Proposals for a new nomenclature. *Periodico di Mineralogia* 56; 89-110.
- [229] Villa I.M. (1986). Cronologia $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ del complesso vulcanico del Monte Vulture. *Rend. SIMP*, 41; 146-147.
- [230] Villari L. (1980). The Island of Alicudi. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* 36; 441-466.
- [231] Villemant B., Fléhoc C. (1989). U/Th fractionation by fluids in K-rich magma genesis: the Vico volcano, Central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 91; 312-326.
- [232] Walker G.P.L. (1973). Explosive volcanic eruptions-a new classification scheme. *Geologische Rundschau* 62; 431-446.
- [233] Walker G.P.L. (1980). The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8; 69-94.
- [234] Washington H.S. (1909). The submarine eruptions of 1831 and 1891 near Pantelleria. *Am J Sci* 27; 131-150.
- [235] Zaniboni F., Pagnoni G., Tinti S., Della Seta M., Fredi P., Marotta E., Orsi G. (2013). The potential failure of Monte Nuovo at Ischia Island (Southern Italy): numerical assessment of a likely induced tsunami and its effects on a densely inhabited area. *Bull. Volcanol.* 75:763, DOI 10.1007/s00445-013-0763-9.