

IL VULCANO DI RADICOFANI NEL QUADRO DEL MAGMATISMO NEOGENICO-QUATERNARIO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Riassunto

Abstract

1. Introduzione

2. L'apparato vulcanico

2.1 Età

2.2. Petrografia e chimismo

3. Petrogenesi

4. Sorgenti mantelliche e implicazioni geodinamiche

Riferimenti bibliografici

RIASSUNTO

Lo studio delle vulcaniti di Radicofani ha rivelato un'ampia variabilità composizionale da shoshoniti (SH) a shoshoniti ultrapotassiche (SHUK) fino a latiti ultrapotassiche (LAUK). Queste ultime si rinvengono come affioramenti isolati a variabile distanza dal centro eruttivo e rappresentano sia ammassi subvulcanici che colate non in diretta relazione con il centro principale. Tutti gli elementi maggiori (tranne Mg e Al) e in tracce mostrano correlazioni altamente significative con K_2O , e con la composizione isotopica di Sr. Da segnalare la correlazione positiva esistente tra K_2O sia con gli elementi incompatibili che con quelli compatibili (esp. Ni). Si propone che le variazioni osservate siano il risultato di processi di mescolamento tra magmi diversi rispettivamente ad affinità lamproitica e shoshonitica. Modelli di mixing e i confronti con i prodotti della provincia magmatica dell'arco appenninico settentrionale (PMAS) suggeriscono che il termine ad affinità lamproitica sia di composizione del tutto simile alle lamproiti toscane; il termine shoshonitico è peculiare non avendo equivalenti tra i prodotti fino ad ora noti della PMAS. La totalità delle vulcaniti di Radicofani appartengono al trend saturo della PMAS e sono considerate derivare da una sorgente litosferica originariamente di composizione harzburgitica, metasomatizzata da fusi derivati da materiale della crosta continentale trasportato nel mantello superiore da processi di delaminazione-subduzione operanti durante la collisione continentale appenninica.

ABSTRACT

The rocks of Radicofani volcano show a wide compositional variability from shoshonites (SH) to ultrapotassic shoshonites (SHUK) up to ultrapotassic latites (LAUK). The latter occurs

* Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa

** Dipartimento di Scienze della Terra e Centro di Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR - Pisa

*** Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Trieste

only as isolated outcrops not directly associated with main volcanic centre either as subvolcanic bodies or relicts of lava flows. Major and trace elements, except Mg and Al, show strongly significant correlations with K_2O as well as with Sr-isotope composition. It is noteworthy to remark the positive correlation between K_2O and the other incompatible elements as well as some compatible elements such as Ni. The geochemical variations are interpreted as the result of mixing process between two magmas respectively with lamproitic and shoshonitic affinity. Mixing calculation and comparison with volcanic rocks of PMAS indicate that the lamproitic end member is compositionally similar to the Tuscan lamproites, whereas the shoshonitic end member is compositionally so peculiar to be unique among the shoshonitic products of PMAS. The whole Radicofani rocks belong to the saturated trend of PMAS and therefore they are considered to derive from a lithosphere source constituted by depleted peridotites transformed into phlogopite harzburgites by metasomatism in turn produced by melts derived from continental crust. These materials were incorporated into the upper mantle through delamination-subduction processes which took place during the Northern Apennine continental collision.

PAROLE CHIAVE: Magmatismo, vulcanismo potassico, vulcanismo ultrapotassico, Appennino Settentrionale

KEY WORDS: Magmatism, potassic volcanism, ultrapotassic volcanism, Northern Apennines

1. INTRODUZIONE

La zona interna della catena appenninica è stata interessata da un esteso magmatismo di età neogenico-quaternaria con caratteristiche geochemiche e petrografiche ampiamente variabili; in particolare, è stato recentemente osservato che, considerando la distribuzione spaziale delle vulcaniti, in corrispondenza della Campania centrale (Piana del Volturno) si verifica un significativo cambiamento di alcuni parametri geochemici: infatti alcuni elementi incompatibili quali ad esempio P, Nb e Ba sono, a parità di grado di evoluzione, arricchiti di un fattore circa 2 nelle vulcaniti potassiche ed ultrapotassiche del Vesuvio, Campi Flegrei, Ischia e Procida rispetto al resto del magmatismo quaternario dell'Italia centrale (BECCALUVA *et al.*, 1991). Queste variazioni hanno permesso di separare due principali province magmatiche limitate da una discontinuità litosferica di primo ordine, denominata *Discontinuità Litosferica Campana* (DLC; Fig.1). La diversità delle due province è confermata anche dalla distribuzione delle composizioni isotopiche di Sr e Nd delle vulcaniti in esse presenti (CONTICELLI & PECCERILLO, 1992). L'elemento

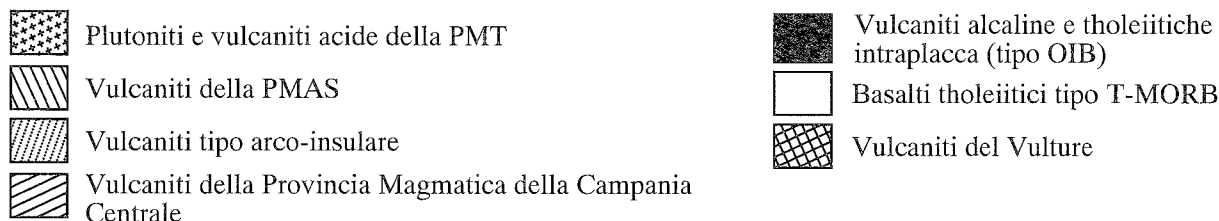
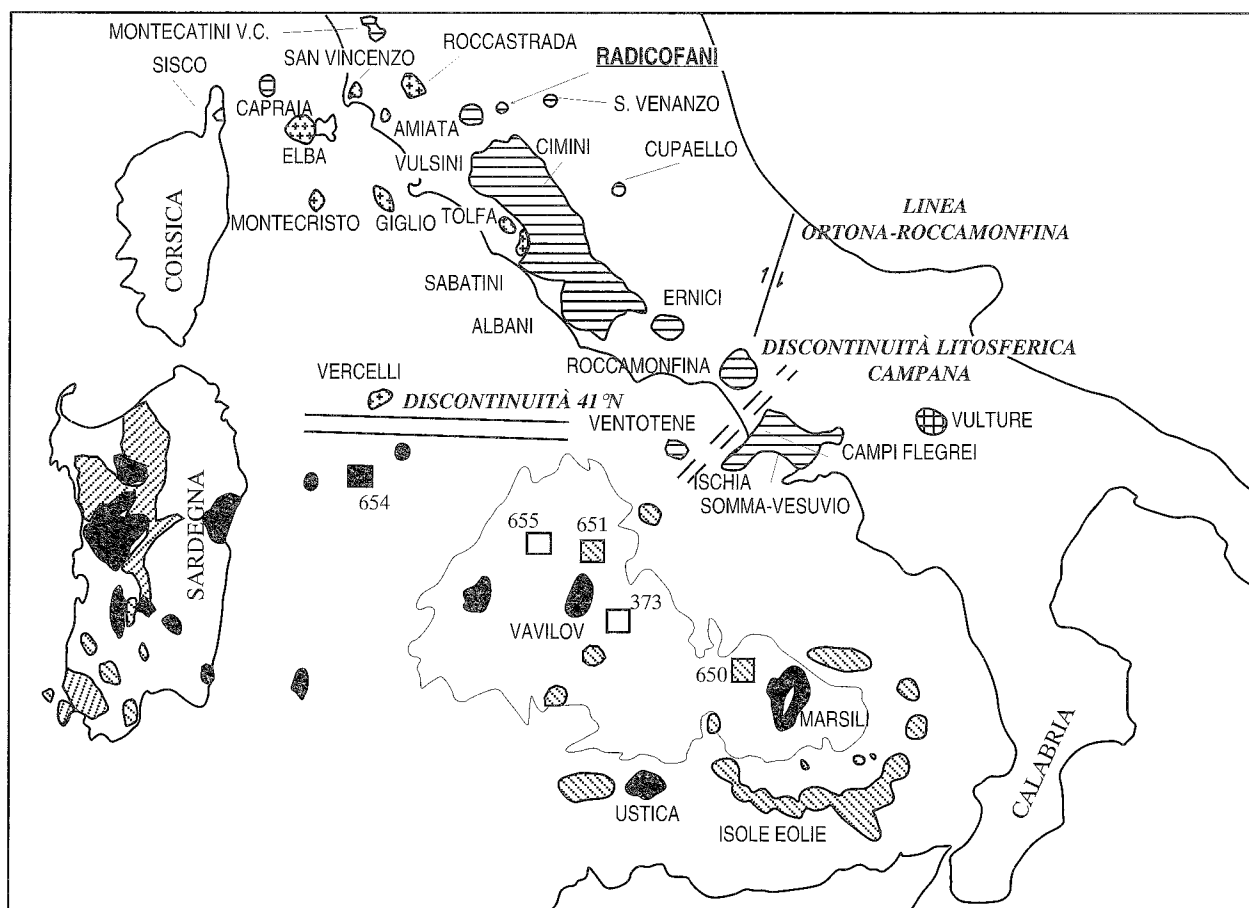


Fig. 1 - Il vulcano di Radicofani nel quadro del magmatismo circumtirrenico (da Serri, 1990, modificato). Si osservino la Discontinuità Litosferica Campana e quella 41° Nord che, unitamente alla linea Ortona-Roccamonfina, separano la Provincia Magmatica dell'Arco Appenninico Settentrionale (PMAS) da quella dell'Arco Appenninico Meridionale.

PMT, Provincia Magmatica Toscana; T-MORB, tholeiiti transizionali di dorsale medio-oceanica; OIB, basalti delle isole oceaniche. 650, 651, 654, 655, siti di perforazioni ODP Leg 124. 373 sito di perforazione ODP Leg 43.

strutturale più importante della catena appenninica associato alla DLC è rappresentato dalla linea Ortona-Roccamonfina, una discontinuità con carattere trascorrente destro che divide la catena in due archi. Sulla base della coincidenza tra discontinuità petrologica e strutturale di primo ordine denominiamo le due province rispettivamente come Provincia Magmatica dell'Arco Appenninico Settentrionale (PMAS) e Meridionale.

A partire dal Miocene medio, nell'arco appenninico settentrionale si sono succedute quattro fasi di magmatismo separate nello spazio e nel tempo. Esse hanno migrato da ovest (Corsica) fino ad est (Umbria-Toscana-Lazio) in un intervallo di tempo che va da circa 14 Ma fino al Pleistocene. Tale magmatismo include sia prodotti alcalini che subalcalini. Le rocce subalcaline sono diffuse esclusiva-

mente nell'arco appenninico settentrionale e sono rappresentate da plutoniti e vulcaniti acide di età compresa tra circa 7 Ma (plutoniti dell'Arcipelago toscano) e 2.5 Ma (rioliti di Roccastrada e di Cerite), e dalle rocce calcoalcaline alte in potassio dell'isola di Capraia (INNOCENTI *et al.*, 1992 e citazioni incluse). Le rocce alcaline sono invece distribuite nelle zone interne dell'intera catena; esse appartengono a due serie denominate rispettivamente serie potassica e ultrapotassica (SERRI *et al.*, 1993).

Il piccolo vulcano di Radicofani appartiene alla quarta fase magmatica (1.3-0.1 Ma) dell'arco appenninico settentrionale. A questo sistema vulcanico sono attribuite vulcaniti sia potassiche che ultrapotassiche (INNOCENTI, 1967; D'ORAZIO, 1987). In questo lavoro verranno descritti e classificati i prodotti dell'apparato vulcanico; essi

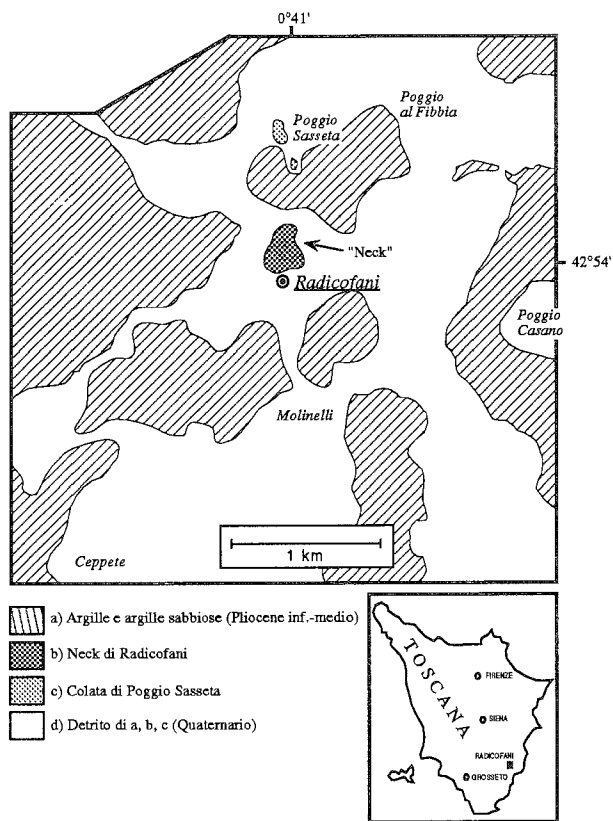


Fig.2 - Carta geologica schematica dell'area di Radicofani (da LIOTTA, 1993 modificata).

saranno successivamente inquadrati nell'evoluzione del PMAS e ne sarà discussa la loro petrogenesi.

2. L'APPARATO VULCANICO

L'apparato vulcanico di Radicofani è localizzato circa 12 km ad est del Monte Amiata nel bacino estensionale post-tortoniano Siena-Radicofani (BERTINI *et al.*, 1991). Esso presenta una forma tronco conica con un diametro basale di circa 400 m e si eleva di poco più di 100 m dall'ondulata zona circostante costituita da argille plioceniche (Fig. 2). L'apparato è interpretato come un neck al quale si associa una serie di relitti di colate laviche le cui connessioni con il centro principale non sono sempre visibili. Il contatto tra i prodotti del neck e le rocce sedimentarie circostanti non è direttamente osservabile a causa degli abbondanti detriti vulcanici accumulati alla base dell'apparato. Le caratteristiche dei prodotti del neck sono variabili dalla base al tetto. La parte basale è costituita da una roccia relativamente omogenea e compatta di colore grigio scuro, che presenta una tipica fessurazione colonnare; essa affiora per uno spessore di circa 50-60 m. Dalla parte mediana a quella sommitale del neck, la roccia diventa sempre più scoriacea con locali zone più compatte o microvescicolate; inoltre la colorazione varia dal grigio scuro al grigio violaceo fino alle parti più ossidate di colore rosso intenso, concentrate soprattutto nella parte sommitale.

Relitti di rocce vulcaniche si rinvencono intorno all'apparato centrale per un raggio di alcuni chilometri. Essi formano generalmente ammassi discontinui dai quali non è possibile trarre alcuna indicazione vulcanologica; l'unica eccezione è rappresentata dall'ammasso di Poggio Sasseta, immediatamente a nord del neck, che rappresenta il residuo di una colata lavica diretta verso nord, i cui resti si possono seguire praticamente fin all'apparato centrale (Fig. 2). Queste vulcaniti presentano tessiture variabili: mentre alcune mostrano chiari segni di orientazione preferenziale, riflesso di un meccanismo di flusso (esp.: Poggio Sasseta; Poggio Casano), altre sono isotrope, olocristalline, talora a grana media (esp.: Ceppete, Poggio Casano). Questi ultimi prodotti non trovano equivalenti petrografici nelle rocce direttamente associate al neck.

2.1 Età

Sulle vulcaniti di Radicofani sono disponibili quattro determinazioni di età (Tab.1); due sono state effettuate con il metodo K/Ar su rocce del neck (R 1, RAD 1), le altre due età sono state ottenute su uno stesso campione della lava di Poggio Casano (RA 12), sia con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (D'ORAZIO *et al.*, 1991) che con quello K/Ar. In quest'ultimo caso l'età determinata con il metodo K/Ar risulta essere superiore di circa il 15% rispetto a quella determinata con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; questi dati testimoniano la presenza di Ar in eccesso, che non è escluso possa esistere anche nei campioni del neck. L'età effettiva del neck potrebbe cioè essere significativamente più giovane di quella della colata di Poggio Casano.

Questi dati, seppure ancora non conclusivi, indicano comunque che il vulcanismo legato al centro di Radicofani ha avuto luogo nell'intorno di 1.3 Ma. Tale attività è quindi, insieme a quella dei Monti Cimini, la più vecchia all'interno del ciclo più recente del magmatismo del PMAS (fase IV; INNOCENTI *et al.*, 1992). L'età del vulcano di Radicofani è inoltre significativamente più antica rispetto ai sistemi vulcanici limitrofi del Monte Amiata (0.3-0.2

Tabella 1. Età radiometriche delle vulcaniti di Radicofani.

Campione	Materiale	Metodo	Età (Ma $\pm 1\sigma$)	Rif.
R 1	R.T.	K/Ar	1.08 \pm 0.05 (1) 1.22 \pm 0.06 (2)	Barberi <i>et al.</i> (1971)
RAD 1	M.F.	K/Ar	1.315 \pm 0.033 1.337 \pm 0.033	Pasquarè <i>et al.</i> (1983)
RA 12	R.T.	K/Ar	1.50 \pm 0.03 (3)	
RA 12	R.T.	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.299 \pm 0.003 (4) 1.303 \pm 0.005 (5)	D'Orazio <i>et al.</i> (1991)

Note: 1) le età riportate in BARBERI *et al.* (1971) sono state ricalcolate usando le costanti di decadimento di STEIGER & JÄGER (1977); 2) i dati originali del campione (IGGI ref. no. F 230) sono stati ricalcolati usando la routine "zero-time extrapolation" invece della originaria routine "time averaged"; 3) misura effettuata presso l'Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica, CNR, Pisa (analista O. GIULIANI); 4) età di plateau; 5) età di isocrona.

Tabella 2. Elementi maggiori ed in traccia, composizioni isotopiche di Sr e Moda delle vulcaniti di Radicofani.

	RA 1	RA 2	RA 3	RA 4	RA 5	RA 6	RA 7	RA 8	RA 9	RA 12
Elementi maggiori										
<i>(wt %)</i>										
SiO ₂	54.94	54.96	52.66	53.89	54.57	54.09	56.11	55.86	54.18	56.14
TiO ₂	0.90	0.90	1.00	0.94	0.88	0.91	1.04	1.01	1.00	1.05
Al ₂ O ₃	16.46	16.59	17.39	17.01	16.48	16.5	15.63	15.64	17.19	15.47
Fe ₂ O ₃	0.33	0.89	1.26	2.77	1.19	1.33	2.47	2.68	0.58	0.33
FeO	5.26	4.69	4.91	3.58	4.76	4.79	2.91	2.79	4.98	4.97
MnO	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.11	0.08	0.09	0.10	0.09
MgO	8.65	8.53	8.84	7.65	7.79	8.08	8.45	8.5	8.47	8.55
CaO	6.96	6.93	7.53	7.58	7.59	7.41	5.32	6.15	6.40	6.01
Na ₂ O	1.75	1.72	1.64	1.78	1.90	1.91	1.39	1.54	1.59	1.50
K ₂ O	3.60	3.65	3.31	3.32	3.06	3.05	5.17	4.78	3.91	4.77
P ₂ O ₅	0.29	0.31	0.26	0.3	0.27	0.27	0.37	0.34	0.29	0.35
LOI	0.77	0.74	1.10	1.08	1.41	1.56	1.05	0.63	1.30	0.76
K ₂ O/Na ₂ O	2.06	2.12	2.02	1.87	1.61	1.60	3.72	3.10	2.46	3.18
Mg#	75.9	75.9	74.7	71.8	73.0	73.2	76.9	76.8	75.7	76.7
Norme CIPW										
Q	1.65	2.51	0.06	4.21	3.57	2.87	5.11	4.51	1.52	2.53
or	21.27	21.57	19.56	19.62	18.08	18.02	30.55	28.25	23.11	28.19
ab	14.81	14.55	13.88	15.06	16.08	16.16	11.76	13.03	13.45	12.69
an	26.43	26.77	30.31	28.62	27.40	27.44	21.14	21.65	28.22	21.39
di	4.99	4.47	4.27	5.55	6.80	6.05	2.23	5.21	1.31	4.92
hy	27.23	25.68	26.50	19.37	22.63	23.63	21.74	20.14	27.66	26.22
mt	0.48	1.29	1.83	4.02	1.73	1.93	3.58	3.89	0.84	0.48
il	1.71	1.71	1.90	1.78	1.67	1.73	1.97	1.92	1.90	1.99
ap	0.67	0.72	0.60	0.70	0.63	0.63	0.86	0.79	0.67	0.81
Elementi in traccia (ppm)										
Cr	480	468	519	499	370	373	489	469	482	453
Ni	175	174	182	169	124	129	256	209	192	216
V	162	158	175	181	165	165	134	135	159	141
Co	32	31	34	34	31	31	31	30	32	30
Rb	251	258	178	192	181	185	386	359	249	347
Sr	342	353	347	336	323	321	375	367	349	357
Zr	285	296	289	260	208	217	451	404	342	400
Nb	16	16	15	15	12	12	23	20	18	20
Y	26	26	26	26	25	25	33	31	29	30
La	53	54	56	50	42	43	77	67	62	67
F	1282	1103	956	896	963	1020	1743	1548	1394	1773
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr					0.71351±4		0.71643±4		0.71484±9	
Moda (% in volume di fenocristalli)										
Olivina	10.5±7	12.4±7	10.4±7	10.4±7	9.2±7	8.0±6	11.3±7	10.2±7	9.9±7	10.2±7
Clinopirosseno	2.7±4	2.9±4	2.2±3	3.5±4	4.4±5	4.1±4	2.1±3	2.8±3	3.0±3	2.5±3
Plagioclasio				1.1±2	4.8±5	4.7±5				

Elementi maggiori ed in traccia determinati tramite XRF ad eccezione di MgO (AAS), FeO (titolazione) e F (elettrodo fluoro-selettivo). Mg# calcolato assumendo un rapporto Fe₂O₃/FeO = 0.15. Gli errori sui rapporti isotopici rappresentano il 2σ della media. Le analisi modali sono state determinate su 3 sezioni sottili per ogni campione; gli errori (2σ) sono stati calcolati secondo VAN DER PLAS & TOBI (1965).

Ma), di Torre Alfina (0.8 Ma), dei Vulsini (0.5-0.1 Ma) e di S. Venanzo (0.5 Ma) (vedi citazioni in: SERRI *et al.*, 1993).

2.2 Petrografia e chimismo

Le rocce di Radicofani hanno tutte un contenuto in silice intermedio (SiO₂ = 52.6±56.1%; Tab. 2) e sono Q-normative. Il contenuto in alcali è relativamente alto e la

somma di K₂O e Na₂O varia tra 5.0% e 6.5%; il rapporto K₂O/Na₂O è sempre superiore ad 1.6, e raggiunge i valori massimi (3.2-3.7) nelle rocce a più elevato contenuto in SiO₂; esiste inoltre una buona correlazione negativa tra contenuti di Na₂O e di K₂O (Fig. 5). I contenuti di MgO sono sempre elevati (7.8±8.8%) come pure i valori di Mg# calcolati sulla base di un rapporto arbitrario Fe₂O₃/FeO=0.15 (72÷77).

Nel diagramma classificativo K₂O vs. SiO₂ di PECCERILLO & TAYLOR (1976) (Fig.3) si possono distinguere-

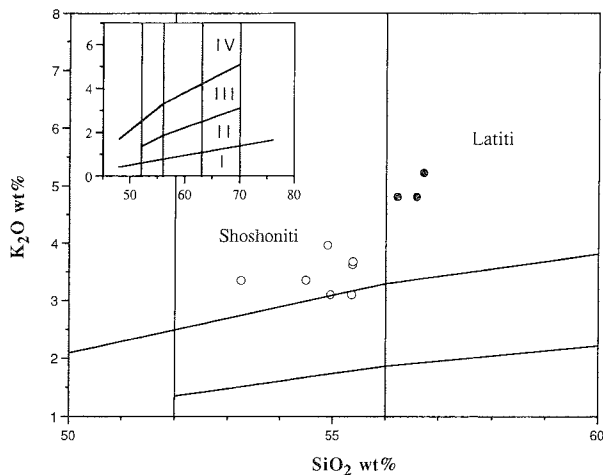


Fig. 3 - Diagramma classificativo K_2O vs. SiO_2 per le rocce orogeniche. I, associazioni tholeiitiche di arco; II, associazioni calcoalcaline; III, associazioni calcoalcaline alte in K_2O ; IV, associazioni shoshonitiche. Vulcaniti di Radicofani: cerchi vuoti, vulcaniti associate al neck e della colata di Poggio Sasseta (RA 1,2,3,4,5,6,9); cerchi pieni, vulcaniti di Poggio Casano e di località Ceppete (RA 7,8,12).

re due gruppi di campioni rappresentati rispettivamente dalle rocce del condotto e dalle lave ad esso associate da un lato, e dalle lave di Poggio Casano (RA 12) e di località Ceppete (RA 7 e RA 8) dall'altro; esse appartengono rispettivamente alla famiglia delle shoshoniti e delle latiti. Nel diagramma K_2O/Na_2O vs. K_2O (Fig. 4), la maggioranza dei campioni cade nel campo delle rocce ultrapotassiche. In conclusione le vulcaniti di Radicofani sono classificate come shoshoniti, shoshoniti ultrapotassiche e latiti ultrapotassiche; queste ultime sono limitate ai prodotti non correlati direttamente al sistema centrale.

Shoshoniti (SH). Si rinvenivano esclusivamente nella porzione basale e mediana del neck (campioni RA 4,5,6):

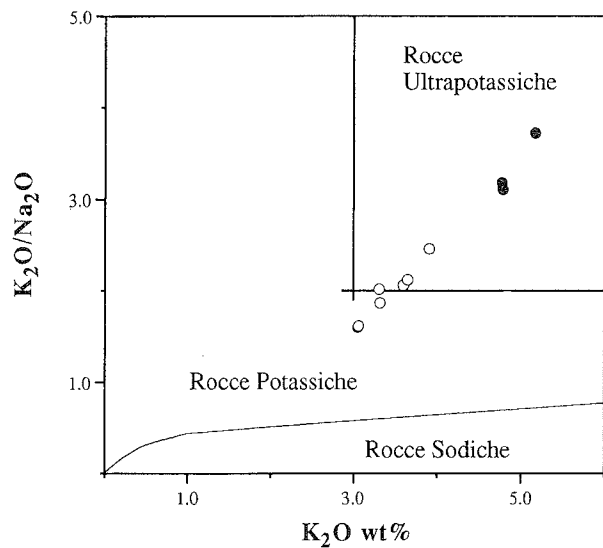


Fig. 4 - Diagramma classificativo K_2O/Na_2O vs. Na_2O per le rocce sodiche, potassiche e ultrapotassiche (da SERRI *et al.*, 1991 sulla base dei criteri di FOLEY *et al.*, 1987).

si tratta di rocce porfiriche per la presenza di fenocristalli di olivina, clinopirosseno e plagioclasio, che frequentemente si aggregano in glomerofiri. La massa di fondo è costituita oltre che dalle fasi presenti in fenocristalli, da ilmenite, sanidino, scarso vetro interstiziale generalmente trasformato in prodotti smectitici e da rare biotite, apatite e magnetite.

L'olivina è il minerale più abbondante tra i fenocristalli (8+10% in volume; Tab. 2): ha dimensioni medie intorno a 0.5 mm con allungamento massimo di 1.5 mm. È moderatamente alterata, soprattutto ai bordi e lungo le fratture, in prodotti smectitici. Contiene inclusioni di spinello cromifero (Tab. 3) ed è zonata in modo diretto con nuclei ricchi in Mg (Fo73-76) e bordi più feriferi (fino a Fo 68) (Tab. 4).

Il clinopirosseno ha composizione augitica-diopsidica; non ha alterazioni e si presenta in quantità intorno a 2+4% in volume nella paragenesi dei fenocristalli (Tab. 2); ha dimensioni inferiori a quelle dell'olivina, presenta allungamento massimo intorno a 0.5 mm e mostra frequentemente geminazioni polisintetiche (100) e debole zonatura. Esso è caratterizzato da variabili, ma generalmente bassi contenuti in TiO_2 (0.5-0.9%), Al_2O_3 (1.8-5.3%) e Na_2O (0.1-0.2%) (Tab. 5) (POLI, 1985 e questo lavoro). Le variazioni composizionali sono comprese nell'intervallo $Wo_{39-45} En_{48-55} Fs_{7-11}$.

Il plagioclasio è quantitativamente equivalente al pirosseno sia tra i fenocristalli che nella pasta di fondo (Tab. 6). I fenocristalli sono zonati con nuclei bytownitici ricchi in Ca (An80-90) e bordi più sodici fino ad An 74. Essi presentano sottili bordi con un repentino e continuo passaggio verso composizioni di alcali-feldspatiche.

Shoshoniti ultrapotassiche (SHUK). Nei prodotti della parte superiore del neck, oltre a frequenti fenomeni di ossidazione che si riflettono soprattutto nella trasformazione più o meno spinta dell'olivina in prodotti iddingsitici e del vetro in aggregati criptocristallini di goethite e ematite, si osserva una graduale diminuzione del rapporto plagioclasio/feldspato alcalino e la scomparsa totale del plagioclasio come fase presente in fenocristalli. Allo stesso tempo nella massa fondamentale aumenta la percentuale di microliti di biotite.

Le rocce di questo gruppo, al quale appartengono anche le lave della colata di Poggio Sasseta (RA 9), sono più o meno intensamente vescicolate; esse hanno tessitura porfirica con massa di fondo intergranulare o intersertale.

L'olivina rappresenta sempre la fase più abbondante in fenocristalli con contenuti variabili tra 10 e 12% in volume (Tab. 2). I fenocristalli di questa fase possono presentarsi limpidi ed inalterati, ricchi di inclusioni di ossidi opachi, o estesamente trasformati in iddingsite. Le composizioni osservate (Tab. 4) indicano la presenza di nuclei ricchi in forsterite (fino a Fo84) e bordi più feriferi (fino a Fo 69).

Il clinopirosseno non si discosta sia per chimismo che per morfologia da quello contenuto nelle shoshoniti. La sua abbondanza nella paragenesi dei fenocristalli è compresa tra 2 e 3.5% in volume (Tab. 2); le composizioni

Tabella 3. Analisi selezionate di spinello cromifero e ilmenite.

Campione	RA 5		RA 9		RA 12		RA 12 ml
	mf	mf	mf	mf	mf	mf	
TiO ₂	2.12	2.43	2.39	1.52	1.62	1.57	50.76
Al ₂ O ₃	16.89	17.15	14.27	16.64	12.66	12.42	0.11
V ₂ O ₃	1.06	1.69	1.49		1.53	1.64	
Cr ₂ O ₃	36.71	35.11	42.54	40.07	48.09	46.86	
FeO	34.98	36.95	30.89	31.58	27.97	27.66	47.79
MnO	0.07	1.09	1.02	0.20	0.34	1.18	1.02
MgO	6.86	6.90	7.87	7.81	7.82	7.35	1.76
Totale	98.69	101.32	100.47	97.82	100.03	98.68	101.44
Ti	0.053	0.059	0.059	0.038	0.040	0.040	0.934
Al	0.657	0.650	0.549	0.649	0.494	0.492	0.003
Cr	0.958	0.893	1.098	1.048	1.257	1.245	
V	0.028	0.044	0.039		0.041	0.044	
Fe ³⁺	0.252	0.296	0.196	0.227	0.128	0.139	0.129
Fe ²⁺	0.713	0.698	0.647	0.647	0.645	0.638	0.849
Mn	0.002	0.030	0.028	0.006	0.010	0.034	0.021
Mg	0.337	0.331	0.383	0.385	0.385	0.368	0.064

Le analisi degli spinelli sono state ricalcolate sulla base di 3 cationi e 4 atomi di ossigeno; quella dell'ilmenite sulla base di 2 cationi e 3 atomi di ossigeno. mf, microfenocristalli inclusi nell'olivina; ml, microlite della pasta di fondo. Analisi effettuate tramite SEM-EDS.

osservate cadono nell'intervallo Wo 38.8-44.2, En 48.7-52.8, Fs 6.7-8.4.

Nella massa di fondo sono presenti microliti di plagioclasio labradoritico e feldspato alcalino in proporzioni all'incirca uguali, clinopirosseno, olivina, biotite, ilmenite, apatite, scarso vetro interstiziale e raramente un minuto minerale di colore bruno scuro, probabilmente anfibolo.

Latite ultrapotassiche (LAUK). Queste rocce si rinvenivano unicamente come blocchi, anche di dimensioni notevoli, sparsi nella campagna intorno al neck. Dal punto di vista petrografico esse sono contraddistinte dalla scarsità di plagioclasio presente solo tra i microliti. Tessitualmente si distinguono due principali tipi: uno rappresentato da lave porfiriche con massa di fondo

intersertale (lave di Poggio Casano), altre caratterizzate da aggregati equidimensionali e olocristallini di olivina e sanidino con subordinato clinopirosseno (rocce di località Ceppete). In queste ultime il sanidino include piccolamente microliti delle altre fasi minerali rappresentate da pirosseno, plagioclasio, biotite, anfibolo bruno scuro, frequenti aciculi di apatite, ossidi di ferro e titanio; queste caratteristiche petrografiche non consentono di escludere una originaria giacitura subvulcanica.

Le rocce porfiriche sono contraddistinte dalla predominanza di fenocristalli di olivina (~10% in volume; Tab. 2) spesso iddingsitizzata e con frequenti inclusioni di spinello cromifero (Tab. 3). Le composizioni osservate (Tab. 4) indicano nuclei magnesiaci (fino a Fo 84) e bordi più ferriferi (fino a Fo 68). Tra i fenocristalli, il clinopirosseno è presente in quantità intorno al 2-3% in volume (Tab. 2). I preliminari dati microanalitici raccolti indicano composizioni che non si discostano significativamente da quelle delle shoshoniti (Wo 42-46 En 45.9-52.8 En 6.2-10.3; Tab. 5). La massa fondamentale è dominata dal feldspato alcalino al quale si associa clinopirosseno, biotite, ilmenite (Tab. 3), anfibolo bruno scuro, apatite, scarse olivina, magnetite e vetro interstiziale.

Xenocristalli. Nelle rocce di Radicofani sono tipicamente diffusi xenocristalli di quarzo, di dimensioni per lo più millimetriche. Tuttavia anche se risaltano in modo evidente per dimensioni e colorazione (LACROIX, 1893) essi non superano l'1% in volume. Hanno una forma per lo più arrotondata con un vistoso bordo di reazione costituito da clinopirosseno e vetro bruno, che talvolta penetra all'interno dei cristalli attraverso fratture; talora aggregati di cristalli corrosi di quarzo raggiungono le dimensioni di alcuni cm. Con minore frequenza sono stati rinvenuti anche xenocristalli di cordierite, e microaggregati formati da andalusite-sillimanite-spinello verde-anortite.

Tabella 4. Analisi selezionate di fenocristalli di olivina.

Campione	RA 5					RA 9					RA 12				
	F _n	F _b	F _n	F _n	F _b	F _n	F _n	F _n	F _i	F _b	F _b	F _n	F _i	F _n	F _b
SiO ₂	38.37	38.35	38.26	38.78	38.59	39.45	39.44	39.85	39.7	39.18	38.91	40.13	39.56	39.86	38.92
FeO	24.47	25.44	23.51	23.49	24.43	18.72	18.26	15.63	16.52	17.73	22.04	15.58	18.19	16.43	20.3
MnO	0.42	0.32	0.63								0.28	0.33	0.45	0.4	0.55
MgO	38.25	37.49	37.62	38.7	37.31	42.02	42.12	44.79	43.94	42.64	38.9	44.57	42.49	44.13	40.27
CaO		0.17	0.33								0.14	0.18	0.17	0.14	0.17
Totale	101.51	101.77	100.35	100.97	100.33	100.19	99.82	100.27	100.16	99.55	100.27	100.79	100.86	100.96	100.21
Si	0.993	0.994	0.999	1.001	1.007	1.004	1.005	0.999	1.001	1.000	1.007	1.002	1.000	0.998	1.001
Fe	0.530	0.551	0.514	0.507	0.533	0.398	0.389	0.328	0.348	0.378	0.477	0.325	0.385	0.344	0.437
Mn	0.009	0.007	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.007	0.010	0.008	0.012
Mg	1.475	1.449	1.465	1.490	1.452	1.594	1.600	1.674	1.651	1.622	1.500	1.659	1.601	1.647	1.544
Ca	0.000	0.005	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005
Somma Cationi	3.007	3.006	3.001	2.999	2.993	2.996	2.995	3.001	2.999	3.000	2.993	2.998	3.000	3.002	2.999
Fo % =	73.6	72.4	74.0	74.6	73.1	80.0	80.4	83.6	82.6	81.1	75.9	83.6	80.6	82.7	78.0

Le analisi sono state ricalcolate sulla base di 4 atomi di Ossigeno. F_n, nucleo di fenocristallo; F_b, bordo di fenocristallo; F_i, zona intermedia di fenocristallo.

Tabella 5. Analisi selezionate di clinopirosseno.

Campione	RA 5				RA 12		
	Fn	Fn	Fn	Fn	Fn	Fb	Fn
SiO ₂	51.26	51.85	51.85	51.39	51.48	51.85	51.06
TiO ₂	0.89	0.7	0.63	0.57	0.99	0.81	0.96
Al ₂ O ₃	2.77	3.68	4.27	5.28	3.91	2.24	3.17
FeO	4.79	6.25	4.3	4.86	5.13	6.44	4.47
MnO	0.15	0.09	0.04	0.04	0.29	0.06	0.13
MgO	17.01	17.21	16.97	17.4	15.93	16.84	16.45
CaO	21.52	19.86	21.58	20.19	22.06	20.53	21.72
C ₂ O ₃	0.82	0.22	1.07	0.64	0.53	0.47	1.35
Totale	99.21	99.86	100.71	100.37	100.32	99.24	99.31
Si	1.892	1.901	1.881	1.865	1.886	1.920	1.887
Al	0.120	0.159	0.183	0.226	0.169	0.098	0.138
Ti	0.023	0.019	0.017	0.015	0.027	0.023	0.027
Cr	0.024	0.006	0.031	0.018	0.015	0.014	0.039
Mg	0.936	0.941	0.917	0.941	0.870	0.930	0.906
Fe ²⁺	0.148	0.192	0.130	0.147	0.157	0.200	0.138
Mn	0.005	0.003	0.001	0.001	0.009	0.002	0.004
Ca	0.851	0.780	0.839	0.785	0.866	0.815	0.860
Wo	43.88	40.73	44.42	41.86	45.52	41.87	45.06
En	48.26	49.12	48.61	50.21	45.74	47.79	47.49
Fs	7.86	10.15	6.97	7.93	8.74	10.35	7.45

Analisi ricalcolate sulla base di 6 atomi di Ossigeno.

Le rocce di Radicofani mostrano nel loro insieme una significativa variabilità composizionale. Le differenze osservate sono valutabili attraverso i diagrammi di variazione riportati nella Fig. 5, nei quali come indice di variazione è stato utilizzato il contenuto di K₂O. Tale componente è stato scelto in quanto nelle rocce studiate non sono presenti minerali potassici tra i fenocristalli, essendo il sanidino e la biotite limitati alle masse fonda-

Tabella 6. Analisi selezionate di fenocristalli di plagioclasio

Campione	RA 5				
	Fb	Fn	Fn	Fb	Fb
SiO ₂	48.35	47.19	47.02	45.26	48.2
Al ₂ O ₃	30.66	31.52	33.91	34.08	31.06
Fe ₂ O ₃	0.54	0.62	0.7	0.59	0.55
CaO	15.87	16.75	16.96	17.59	15.68
Na ₂ O	2.29	1.49	1.59	0.82	2.29
K ₂ O	0.66	0.58	0.29	0.21	0.61
Totale	98.37	98.15	100.47	98.55	98.39
Si	2.260	2.213	2.153	2.115	2.250
Al	1.689	1.743	1.830	1.877	1.709
Fe ³⁺	0.019	0.022	0.024	0.021	0.019
Ca	0.795	0.842	0.832	0.881	0.784
Na	0.208	0.136	0.141	0.074	0.207
K	0.039	0.035	0.017	0.013	0.036
An	76.30	83.18	84.03	91.03	76.30
Ab	19.92	13.39	14.26	7.68	20.17
Or	3.78	3.43	1.71	1.29	3.53
Si+Al+Fe ³⁺	3.97	3.98	4.01	4.01	3.98

Analisi ricalcolate sulla base di 8 atomi di ossigeno.

mentali, inoltre le sue variazioni relative sono tra le maggiori osservate (da circa 3.0 a 5.2%). Tra gli elementi maggiori, una buona correlazione positiva con K₂O è mostrata da P₂O₅ (r=0.94) e, in modo meno evidente, da SiO₂. Al contrario correlazioni negative sono presentate da CaO (r=0.96), Na₂O (r=0.92) e FeOtot (r=0.91). I contenuti di TiO₂ rimangono praticamente costanti, essendo compresi tra 0.9 e 1.1%; quelli di Al₂O₃ mostrano una debole correlazione negativa (r=0.77) con K₂O, presentando per le rocce shoshonitiche valori dispersi intorno a 17%, mentre le LAUK si attestano su valori significativamente più bassi e costanti (circa 15.5%).

Nelle Fig. 6 e 7 sono diagrammate le concentrazioni degli elementi in traccia rispetto al contenuto di K₂O. Una

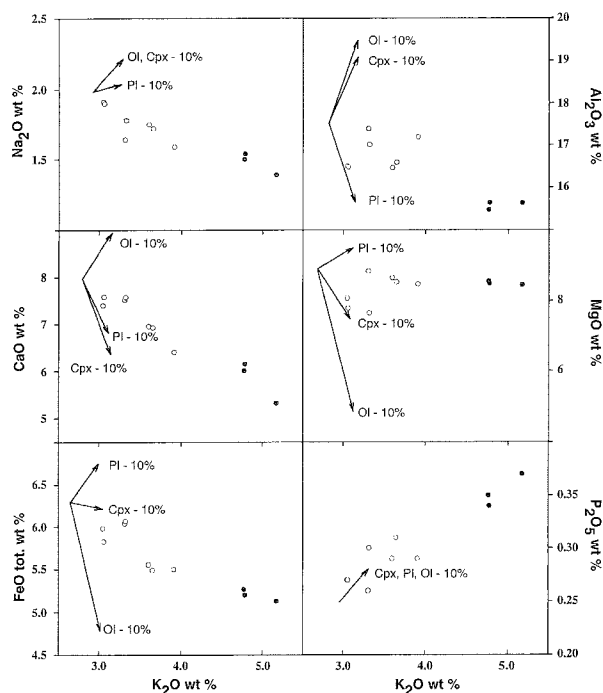


Fig. 5 - Diagrammi di variazione degli elementi maggiori vs. K₂O. Vettori proporzionali al frazionamento del 10% di olivina (Fo75), plagioclasio (An 84) e pirosseno (Wo 44-En 49) (composizioni tratte dalle analisi dei fenocristalli della shoshonite RA 5).

particolarità geochimica delle rocce studiate è quella di possedere allo stesso tempo tenori relativamente elevati in elementi compatibili, quali Ni e Cr, e in elementi igromagmafilici (Tab. 2). Variazioni ampie (60÷80%) caratterizzano i contenuti di Rb, Zr, Ni, F, Nb e La. Una buona correlazione positiva con K₂O (r>0.9) è presentata da Rb, Zr, Sr, Nb, La, Y, Ni e F. Una correlazione negativa è mostrata da V (r=0.88), mentre il Cr mostra valori relativamente elevati e costanti in tutti i campioni eccetto quelli della parte basale del neck, che mostrano tenori più bassi. Nella Fig. 8 è riportata la distribuzione degli elementi igromagmafilici normalizzati alla composizione del mantel-

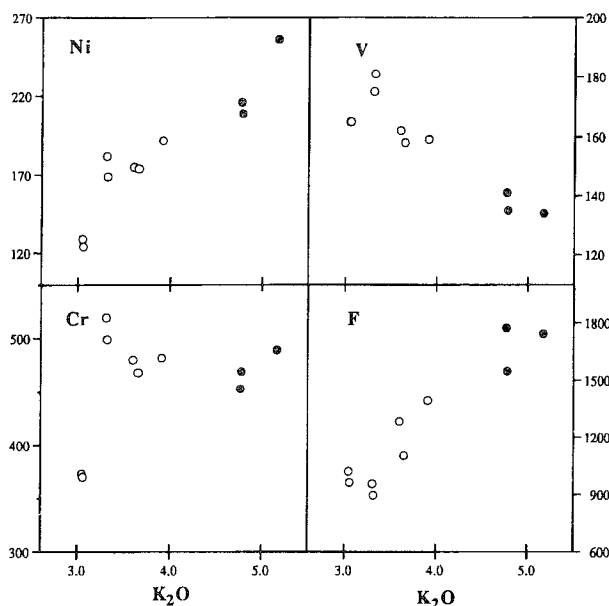


Fig. 6 - Diagrammi di variazione di Ni, V, Cr e F (ppm) vs. K_2O (wt%).

lo primordiale secondo WOOD (1979). Le rocce studiate presentano andamenti fortemente frazionati caratterizzati da elevati arricchimenti in LILE, alti rapporti LILE/HFSE e anomalie negative di Nb, P e Ti, tipici delle rocce ad

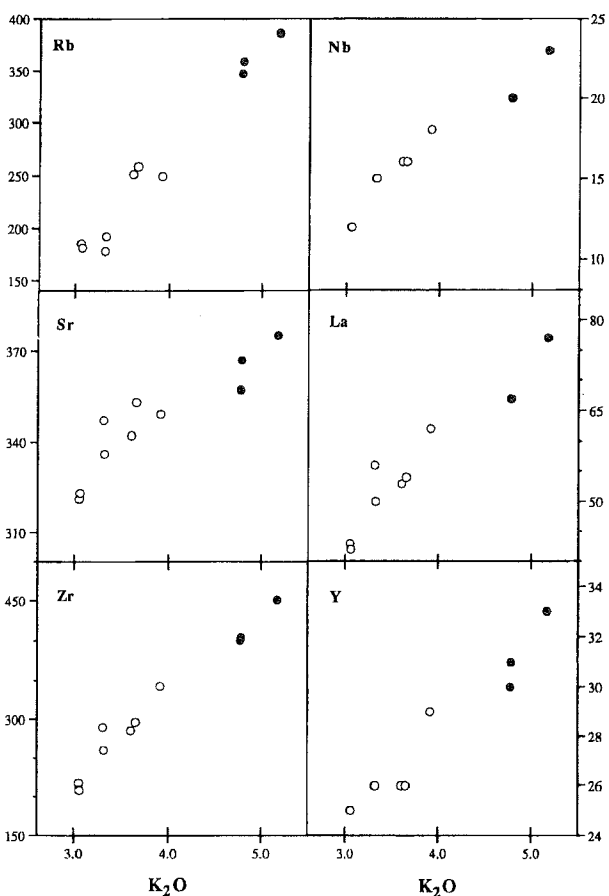


Fig. 7 - Diagrammi di variazione di Rb, Nb, Sr, La, Zr e Y (ppm) vs. K_2O (wt%).

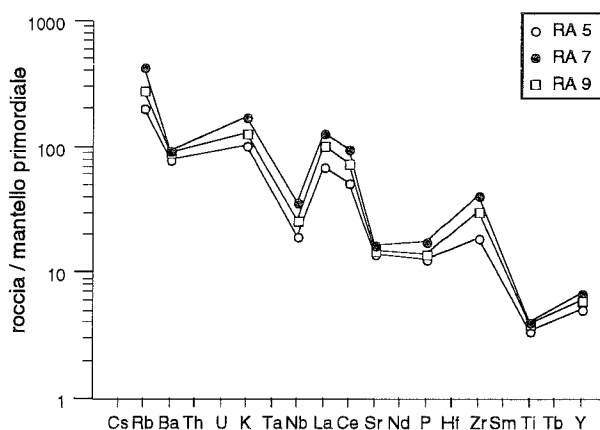


Fig. 8 - Concentrazioni degli elementi incompatibili delle vulcaniti di Radicofani normalizzate rispetto alla composizione del mantello primordiale di WOOD *et al.* (1979). Dati da questo lavoro e inediti in D'ORAZIO *et al.* (in prep.).

affinità orogenica. Significative appaiono anche le anomalie negative di Ba e Sr. Nel complesso i pattern di queste rocce riproducono quelli osservati nei materiali della crosta superiore ed in particolare nei sedimenti terrigeni a grana fine ("shales"; TAYLOR & McLENNAN, 1985).

3. PETROGENESI

In questa sezione, la petrogenesi delle vulcaniti di Radicofani verrà discussa considerando in prima istanza possibili meccanismi evolutivi che possono aver agito a partire da un unico magma capostipite. Verranno presi in considerazione la cristallizzazione frazionata, la differenziazione pneumatolitica, già invocata in precedenza (INNOCENTI, 1967), e l'assimilazione accompagnata o meno da cristallizzazione frazionata. Infine verranno discussi possibili processi di mescolamento che coinvolgono magmi capostipite diversi.

Cristallizzazione frazionata. I più probabili minerali coinvolti in un processo di differenziazione per cristallizzazione frazionata sono quelli presenti nella paragenesi in fenocristalli. I valori del contrasto di densità tra un liquido shoshonitico (campione RA 5) e le fasi minerali comunemente presenti in fenocristalli, sono riportati nella Figura 9 in funzione della pressione ed alla temperatura di 1200° C. Come si vede, mentre olivina e clinopirosseno presentano contrasti di densità con il liquido sufficientemente grandi da consentire un loro frazionamento gravitativo, il plagioclasio mostra densità molto vicine a quelle del liquido stesso; un suo frazionamento tuttavia potrebbe essere spiegato considerando la presenza di glomerofiri costituiti dall'associazione pirosseno + plagioclasio la cui densità e dimensione sono tali da permettere una efficiente separazione gravitativa. Nei diagrammi di variazione degli elementi maggiori (Fig. 5) sono riportati i vettori di

frazionamento delle singole fasi. In prima approssimazione la cristallizzazione frazionata dei tre minerali considerati, in proporzioni variabili, rende conto delle variazioni osservate, tranne per la distribuzione di Na₂O che è totalmente incompatibile con frazionamento o accumulo di ol ± cpx ± pl.

Per valutare quantitativamente questo processo è stato effettuato un calcolo di bilancio di massa a partire dal campione RA 5 (SH), rappresentativo della parte basale del neck, fino ad arrivare alla latite ultrapotassica RA 7 (LAUK) attraverso un campione a chimismo intermedio (RA 9; SHUK). Per il calcolo sono state utilizzate le composizioni delle fasi in fenocristalli realmente osservate. I dati ottenuti sono riportati nella Tabella 7: come si può notare, le migliori soluzioni non presentano attendibilità petrologica. Infatti il primo passaggio prevede il contemporaneo accumulo di ol e pl e frazionamento di cpx, fornendo inoltre una soluzione non soddisfacente (somma dei quadrati dei residui, r²=1.6). Per la seconda transizione si ottiene una soluzione soddisfacente (r²= 0.59) solo facendo intervenire nel frazionamento oltre all'olivina anche il plagioclasio; quest'ultima fase è tuttavia assente nella paragenesi dei fenocristalli delle SHUK e LAUK. Se si utilizza l'associazione realmente osservata (ol+cpx) il risultato è del tutto insoddisfacente (r²= 9.2). In conclusione, la distribuzione degli elementi maggiori non è spiegabile con un semplice processo di cristallizzazione frazionata delle fasi osservate in fenocristalli: questa considerazione è rinforzata dalle variazioni degli elementi in traccia che presentano una covarianza tra elementi compatibili quali Ni, e incompatibili quali Rb, Zr etc. (Fig. 6, 7). Infine i dati isotopici disponibili (Tab. 2) mostrano che l'evoluzione dei prodotti esaminati non è avvenuta a partire da un unico magma capostipite per semplice cristallizzazione frazionata.

Differenziazione pneumatolitica. La particolare composizione dei prodotti della sommità del neck e di alcune colate, aveva fatto avanzare l'ipotesi (MARINELLI, 1961;

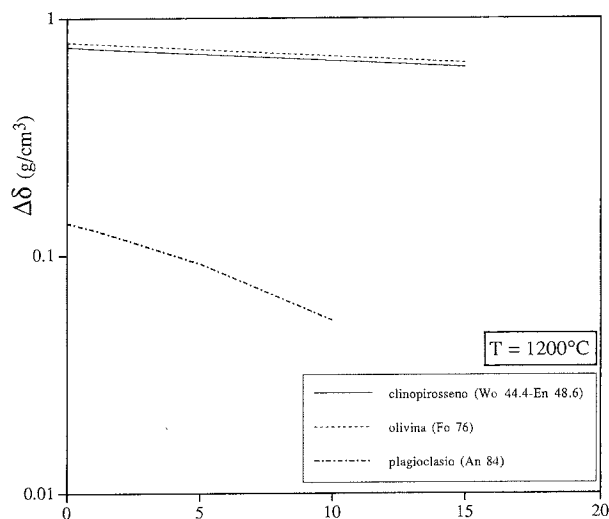


Fig. 9 - Variazione del contrasto di densità tra un liquido silicatico di composizione uguale alla shoshonite RA 5 e i fenocristalli in essa contenuti, in funzione della pressione (Kbar) e a T=1200°C. Densità calcolate secondo NIU & BATIZA (1991).

INNOCENTI, 1967) che le variazioni chimiche osservate fossero legate alla vescicolazione del magma nel condotto e al conseguente trasporto dei metalli alcalini nella fase gassosa. Già sulla base degli elementi maggiori era stato comunque osservato che le differenze composizionali erano troppo complesse per un meccanismo di differenziazione così semplice come il "gaseous transfer"; fu pertanto proposto un processo di mobilizzazione selettiva di alcuni elementi, oltre agli alcali, che venivano trasportati nelle zone di più bassa pressione da una diffusione anionica. Tuttavia si deve osservare come la transizione SH-LAUK avvenga con un marcato aumento del rapporto K/Na, contrariamente alle evidenze sperimentali che suggeriscono una maggiore affinità del sodio per la fase gassosa (SAKUYAMA & KUSHIRO, 1979). Inoltre i dati geochimici oggi disponibili indicano che l'incremento di K e Rb è accompagnato da un importante arricchimento in

Tabella 7. Risultati delle prove di cristallizzazione frazionata.

	Da SH (RA 5) a SHUK (RA 9)			Da SHUK (RA 9) a LAUK (RA7)			Da SHUK (RA 9) a LAUK (RA7)		
	Diff. oss.	Diff. calc.	Residuo	Diff. oss.	Diff. calc.	Residuo	Diff. oss.	Diff. calc.	Residuo
SiO ₂	-0.52	-0.41	-0.11	1.92	0.11	1.80	1.92	1.94	-0.02
TiO ₂	0.17	-0.01	0.18	-0.02	0.01	-0.03	-0.02	0.18	-0.20
Al ₂ O ₃	0.56	0.48	0.08	-1.64	0.27	-1.91	-1.64	-1.62	-0.02
FeO tot	-0.41	0.41	-0.82	-0.37	-0.03	-0.35	-0.37	0.06	-0.44
MnO	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.00	-0.01	-0.01	0.00	-0.01
MgO	0.87	0.50	0.37	-0.02	-0.23	0.21	-0.02	-0.26	0.24
CaO	-1.17	-1.16	-0.01	-1.05	-0.29	-0.76	-1.05	-1.26	0.20
Na ₂ O	-0.39	0.06	-0.44	-0.19	0.03	-0.22	-0.19	0.03	-0.22
K ₂ O	0.86	0.12	0.74	1.32	0.11	1.21	1.32	0.86	0.46
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.02	0.07	0.01	0.06	0.07	0.06	0.01
	Olivina = 3.42 Clinopirosseno = -7.03 Plagioclasio = 0.61			Olivina = -0.19 Clinopirosseno = -1.96			Olivina = -4.18 Plagioclasio = -12.85		
	Somma quadrati residui = 1.60			Somma quadrati residui= 9.17			Somma quadrati residui= 0.59		

elementi considerati scarsamente mobili o immobili come Zr, Nb, Ni. Si può quindi concludere che il quadro geochimico delle rocce studiate non dovrebbe essere stato modificato in modo significativo da un processo affine alla differenziazione pneumatolitica.

Assimilazione. I dati isotopici e le variazioni generali osservate suggeriscono che l'evoluzione dei prodotti di Radicofani sia avvenuta in un sistema aperto. In questa ottica è stato preso in esame un modello di assimilazione associato a cristallizzazione frazionata (AFC, DE PAOLO, 1981). Come magmi iniziali sono state assunte le composizioni estreme osservate e cioè quelle dei campioni RA 7 (LAUK) e RA 5 (SH). Come materiali contaminanti sono state prese in considerazione: i) la composizione media di un basamento cristallino-modello della Toscana (BCT) ricavato dai dati di GIANELLI & PUXEDDU (1979); questa composizione risulta estremamente vicina a quella della crosta continentale superiore media (TAYLOR & MCLENNAN, 1985); ii) una crosta continentale inferiore mafica (CIM) (CONDIE, 1989). La modellizzazione è stata effettuata variando sia il rapporto tra massa di materiale assimilato e massa di materiale frazionato (r) sia la frazione di liquido residuo (F); inoltre si è assunta come associazione mineralogica frazionata quella effettivamente osservata nei fenocristalli. In nessun caso modellizzato si sono ottenute soluzioni compatibili con le variazioni effettivamente osservate. A titolo di esempio sono riportate le soluzioni di alcuni modelli nel diagramma Ni vs. Zr di Figura 10a. In esso si evidenzia come l'andamento del processo AFC sia totalmente in contrasto con quello presente nell'associazione studiata; inoltre le grosse differenze composizionali nei poli contaminanti prescelti non sono in grado di produrre significative variazioni nei trend AFC, almeno per valori di r e di F geologicamente accettabili.

Un altro possibile processo che agisce in un sistema aperto è rappresentato dalla contaminazione massa a massa. Nella modellizzazione di questo processo si sono utilizzati gli stessi poli contaminanti dell'AFC. Nell'ipotesi di un mixing binario, le composizioni dei due poli non sono in grado singolarmente di spiegare le variazioni osservate: è quindi necessario ricorrere a una combinazione dei due termini BCT e CIM. Tuttavia le proporzioni dei due componenti necessarie a giustificare le variazioni osservate variano estesamente da elemento a elemento; infine la quantità di materiale che dovrebbe essere assimilato è sempre molto grande. Se a titolo di esempio si considera la distribuzione di Ni e Zr (Fig. 10b) si conclude che la quantità di contaminante formato da CIM e BCT in rapporto circa 1:1, dovrebbe essere intorno superiore all'80%: ciò dovrebbe produrre, passando da latiti ultrapotassiche a shoshoniti, anche una notevole diminuzione di MgO e CaO, in contrasto a quanto effettivamente osservato.

L'insieme di queste considerazioni portano a escludere che processi di contaminazione massa a massa o di AFC possano essere considerati responsabili delle variazioni geochimiche ed isotopiche osservate.

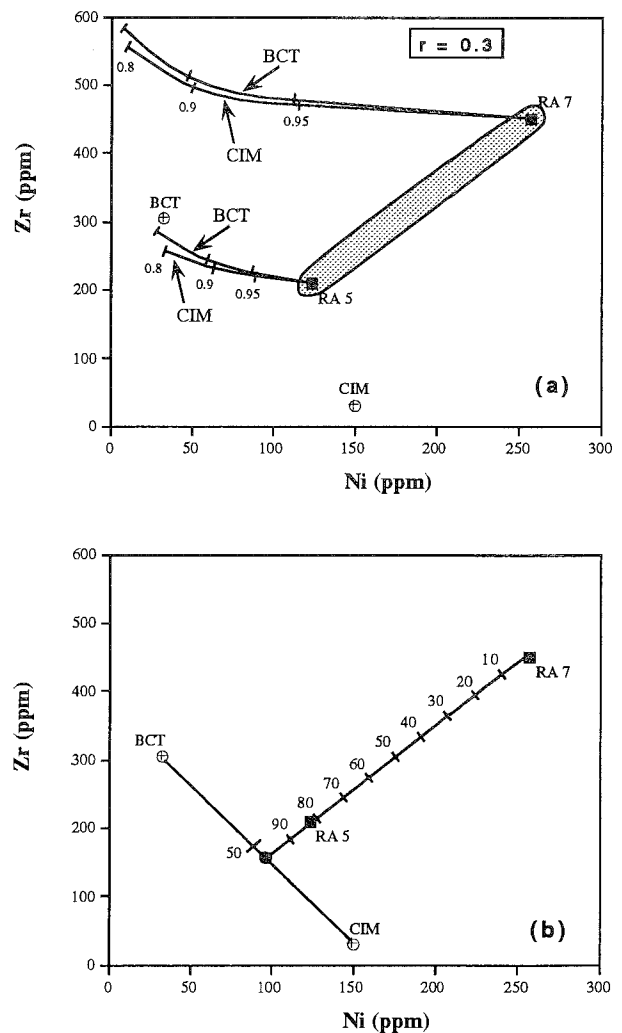


Fig. 10 - a) Diagramma Zr vs. Ni nel quale sono riportati i risultati di alcuni modelli di AFC. Poli contaminanti: BCT, basamento cristallino toscano (media di 10 micascisti tratti da GIANELLI & PUXEDDU, 1979); CIM, Crosta continentale inferiore mafica (CONDIE, 1989). Le tacche lungo le varie curve, tutte calcolate per $r=0.3$ (r = rapporto tra velocità di assimilazione e velocità di frazionamento), rappresentano i valori di F (frazione di magma residuo). Nei modelli che considerano come magma di partenza le LAUK (RA 7) si è assunto un solido frazionante costituito da ol+cpx in rapporto 1:1; in quelli che considerano le SH (RA 5) il solido frazionante ha la composizione ol+pl+cpx nel rapporto 2:1:1. I coefficienti di ripartizione usati sono tratti da CHEN *et al.* (1990). L'area in grigio racchiude tutte le vulcaniti di Radicofani studiate.
b) Diagramma Zr vs. Ni nel quale è riportato un possibile trend di assimilazione massa a massa da parte delle LAUK considerando un contaminante costituito da BCT e CIM in rapporto prossimo a 1:1. I numeri sulla linea di mescolamento binario indicano la percentuale di contaminante assimilato.

Mescolanza tra magmi diversi. I modelli precedentemente illustrati portano a concludere che non esiste alcun processo di differenziazione semplice e/o di assimilazione crostale in grado di spiegare gli andamenti geochimici osservati. In particolare non è possibile derivare da un basalto shoshonitico le latiti ultrapotassiche, contemporaneamente arricchite in elementi compatibili e incompatibili. Naturalmente anche il percorso opposto non si accorda con i caratteri geochimici delle rocce studiate. Dobbia-

mo pertanto assumere l'esistenza di almeno due magmi primari geochimicamente distinti, di derivazione subcrostale. La distribuzione degli elementi sia in traccia che maggiori ha messo in evidenza la presenza di trend lineari in tutti i diagrammi y vs. K_2O con coefficienti di correlazione (r) normalmente > 0.9 . Tra gli elementi maggiori, Al_2O_3 mostra una debole correlazione negativa con K_2O ($r=0.77$), mentre non si osserva alcuna significativa correlazione con MgO . Gli elementi in traccia sono tutti ottimamente correlati con $r>0.9$, tranne Cr e Co, che presentano una dispersione relativamente ampia. Queste variazioni suggeriscono che il processo fondamentale che controlla la distribuzione dei vari elementi è costituito dal mescolamento tra due magmi: in tutti i casi, i termini estremi sono rappresentati rispettivamente dalle LAUK e dalle SH; i dati disponibili non consentono di stabilire se questi campioni rappresentano effettivamente i membri estremi del processo di mescolamento. I soli elementi che mostrano un certo grado di dispersione nei diagrammi di correlazione sono elementi compatibili, quali Mg, Cr e Co; ciò può essere imputato a modesti effetti di frazionamento di olivina, che contengono frequentemente inclusioni di spinello cromifero.

La profondità alla quale è avvenuto il processo di mescolamento rimane ancora un problema aperto: esso infatti potrebbe essere avvenuto in condizioni superficiali, in un momento immediatamente precedente l'eruzione oppure nella litosfera profonda in prossimità della zona/e sorgente/i. Le piccole dimensioni dell'apparato vulcanico, il modesto volume dei prodotti emessi e la loro primitività relativamente alta tendono ad escludere la presenza di una camera magmatica superficiale e quindi favoriscono l'ipotesi di un mescolamento relativamente profondo.

La presenza di xenocristalli parzialmente riassorbiti, prevalentemente di quarzo e molto più raramente di cordierite, indica che i magmi hanno interagito anche con materiali cristallini. L'assenza di evidenze geochimiche, cioè significativi spostamenti delle rocce dai trend lineari, suggerisce che questo processo sia quantitativamente trascurabile. Si ritiene pertanto che l'interazione magmi-crosta sia stata limitata solo alla incorporazione di piccole quantità di materiali cristallini strappate dalle rocce incassanti durante la rapida risalita dei magmi verso la superficie.

Le correlazioni lineari ad alta significatività ($r>0.9$, tranne Al_2O_3 $r=0.77$) tra tutti gli elementi e K_2O consentono, sulla base delle equazioni delle rette di correlazione, di calcolare la possibile composizione del termine estremo a basso contenuto in potassio, al quale sono stati arbitrariamente assegnati valori di K_2O pari a 0, 1, 2 e 3%. I risultati ottenuti sono riportati in Tabella 8. Si fa presente che il calcolo del contenuto in MgO è stato effettuato escludendo dalla retta di correlazione lineare i tre campioni di shoshoniti del neck per le quali esistono evidenze di deboli fenomeni di frazionamento post-mescolamento di olivina e spinello cromifero. Per alcuni elementi (Nb, Zr, F, Rb) si sono ottenuti valori negativi per la condizione $K_2O=0$; ciò indica che la soluzione ottenuta non è verosimile e che

Tabella 8. Calcolo del termine estremo più povero in K_2O del processo di mescolamento

	K0	K1	K2	K3
SiO ₂	50.5	51.7	52.9	54.1
TiO ₂	0.7	0.8	0.8	0.9
Al ₂ O ₃	19.1	18.5	17.9	17.1
FeO	7.2	6.8	6.4	6.0
MnO	0.15	0.13	0.12	0.11
MgO	9.1	9.0	8.9	8.8
CaO	10.6	9.7	8.7	7.8
Na ₂ O	2.5	2.3	2.1	1.9
K ₂ O	0.0	1.0	2.0	3.0
P ₂ O ₅	0.13	0.18	0.22	0.27
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7096	0.7109	0.7122	0.7135
Ni	0	47	94	140
V	231	212	193	175
Rb	-133	-33	68	168
Sr	267	288	308	329
Zr	-89	15	118	222
Nb	-1	4	8	13
Y	14	17	21	25
La	4	17	31	45
F	-317	89	495	902

I calcoli sono stati effettuati fissando il contenuto in $K_2O=0$ (K_0), 1 (K_1), 2 (K_2) e 3 (K_3). L'abbondanza dei vari elementi è stata calcolata sulla base delle rette di correlazione K_2O vs. elemento.

quindi il contenuto di K_2O nel magma deve assumere un valore tale da far sì che il contenuto di questi elementi sia > 0 . In questo modo si deduce che il contenuto minimo di K_2O deve essere almeno di 1.33%, valore al quale il contenuto di Rb diventa zero. In conclusione la composizione del termine di mescolamento più povero in potassio deve essere compresa tra i valori K1 e K3 della Tabella 8 ed avere una composizione isotopica di Sr compresa tra 0.7113 e 0.7135.

Rocce shoshonitiche con composizioni complessive come quelle qui calcolate non sono state ancora trovate tra i prodotti dell'Appennino settentrionale al di fuori di Radicofani. Al contrario, il termine estremo a più elevato contenuto in potassio è verosimilmente un magma ad affinità lamproitica del tutto confrontabile con le lamproiti toscane.

4. SORGENTI MANTELLICHE E IMPLICAZIONI GEODINAMICHE

Come già detto l'attività eruttiva del vulcano di Radicofani (1.3 Ma) si inquadra nella fase più recente del PMAS. In tale fase, nota come Fase IV, sono stati individuati due cicli magmatici distinti (INNOCENTI *et al.*, 1992). Il ciclo iniziale (1.3-0.8 Ma), del quale fanno parte oltre a Radicofani, i Monti Cimini (1.3-0.9 Ma) e Torre Alfina (0.8 Ma), è caratterizzato da attività sporadica e volumetricamente modesta che interessa solo una piccola parte del bacino retroarco toско-umbro-laziale. L'attività vulcanica infatti è localizzata in una ristretta fascia allungata per circa 80 km fra Toscana meridionale e Lazio

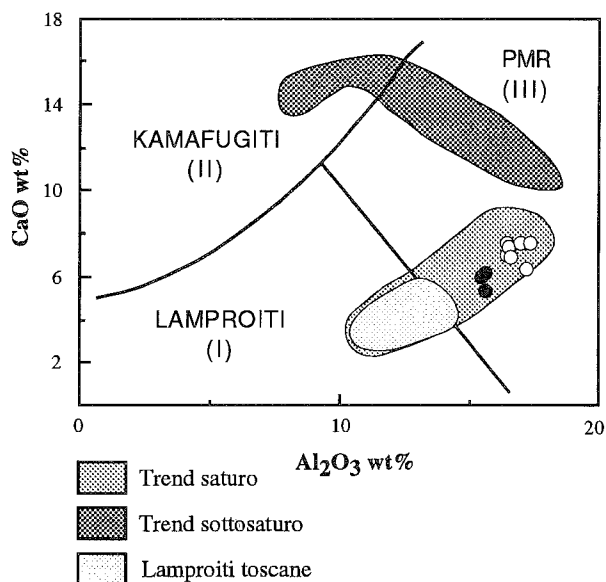


Fig. 11 - Diagramma CaO vs. Al_2O_3 (da FOLEY *et al.*, 1987 modificato da INNOCENTI *et al.*, 1993) nel quale sono riportati i campi delle rocce primitive saturate e sottosature della PMAS. È stato evidenziato anche il campo delle lamproiti toscane.

settentrionale (Fig. 1), in corrispondenza con il bacino Radicofani-Monti Cimini, che secondo BARBERI *et al.* (1992) è il più profondo bacino sedimentario post-tortoniano dell'Appennino settentrionale.

Il secondo ciclo magmatico inizia intorno a 0.6 Ma (0.7-0.5 Ma; Vulsini, Sabatini, Albani, Ernici, Roccamonfina, Ventotene) e interessa una estesa regione del bacino retroarco compresa fra la Toscana meridionale e la Campania settentrionale. La fase parossistica di questo ciclo si ritiene che abbia avuto luogo in un ristretto intervallo compreso tra 0.4 e 0.3 Ma. Successivamente, fra 0.17 e 0.08 Ma, i vari sistemi vulcanici diventano inattivi (BARBERI *et al.*, 1992). Il vulcano più settentrionale della Fase IV è rappresentato dal complesso dominatamente acido del Monte Amiata che, secondo i dati attualmente disponibili, è stato in attività tra 0.3-0.2 Ma.

Da un punto di vista petrogenetico i prodotti della Fase IV sono dominati da magmi di origine subcrostale; l'unica eccezione è rappresentata dalle rocce di composizione trachidacitica presenti ai Monti Cimini e al Monte Amiata, nelle quali prevale un componente derivato da fusione parziale di crosta continentale. Nei prodotti più diffusi eruttati durante la Fase IV, si rinvengono termini relativamente primitivi ($Mg\# > 60$) le cui caratteristiche petrologiche e geochimiche hanno permesso di distinguere due diversi gruppi (SERRI *et al.*, 1993) che definiscono due trend a carattere divergente. CaO e SiO_2 sono i due componenti maggiori che consentono di operare la migliore discriminazione. Il primo trend detto saturo (saturated trend, ST) è costituito da rocce alcaline potassiche e ultrapotassiche da debolmente sottosature (ol-hy-normative) a soprasure (Q-normative); i prodotti più tipici e/o diffusi sono rappresentati da shoshoniti, latiti ultrapotassiche e lamproiti; esse hanno contenuti in CaO sempre $< 9\%$ (Fig.

11). Il secondo trend, detto sottosaturato (undersaturated trend, UT) è costituito da rocce alcalino potassiche sottosature, fino a ultrapotassiche fortemente sottosature. Queste ultime variano da termini ne-normativi a le-normative fino a larnite-normativi. Tutte le rocce di questo trend hanno contenuti in CaO $> 10\%$. I prodotti più tipici sono basalti e trachibasalti a leucite, basaniti a leucite, leucititi tefritiche e melilititi.

L'insieme delle rocce di Radicofani, pur mostrando notevoli variazioni composizionali da termini potassici a ultrapotassici si inseriscono totalmente nel trend saturo (Fig. 11). Le rocce shoshonitiche presentano contenuti degli elementi maggiori che si avvicinano a quelli mostrati dai basalti shoshonitici del trend sottosaturato di Roccamonfina (vedi Fig. 3 e 4 in SERRI *et al.*, 1993), pur rimanendo ben distinti da essi; le latiti ultrapotassiche, al contrario, presentano un chimismo che tende verso composizioni lamproitiche.

La distribuzione degli elementi in traccia ed isotopi, esemplificata nel diagramma $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Ce/Sr di Fig. 12,

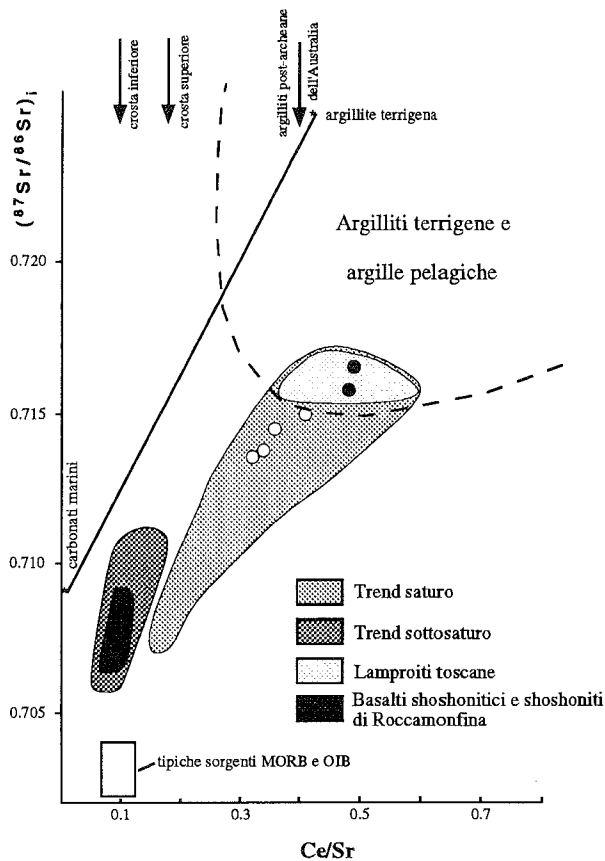


Fig. 12 - Diagramma $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ vs. Ce/Sr per le rocce primitive del trend saturo e sottosaturato della PMAS (modificato da SERRI *et al.*, 1991). Le frecce indicano i valori medi del rapporto Ce/Sr della crosta inferiore, crosta superiore e delle argilliti australiane post-archeane tratti da TAYLOR & McLENNAN (1985). Il campo delle argilliti terrigene e argille pelagiche e la composizione dei carbonati marini, tratti da BECCALUVA *et al.* (1991). Sono stati anche evidenziati il campo dei basalti shoshonitici e shoshoniti del trend sottosaturato di Roccamonfina e quello delle lamproiti toscane. Dati relativi a Radicofani da questo lavoro e inediti in D'ORAZIO *et al.* (in prep.).

mostra una netta distinzione fra le rocce shoshonitiche di Radicofani e quelle di Roccamonfina, mentre le latiti ultrapotassiche sono del tutto confrontabili con le lamproiti toscane.

I dati riportati in questo lavoro consentono di considerare le due sorgenti dei magmi di Radicofani, sia quella da cui derivano i termini shoshonitici che quella che ha generato le lave ad affinità lamproitica, come appartenenti al sistema mantellico che ha prodotto i magmi che formano le rocce del trend saturo. Le caratteristiche geochemiche e mineralogiche di questo sistema sono state discusse in un precedenti lavori di revisione sul magmatismo dell'Appennino settentrionale (SERRI *et al.*, 1993): il modello di riferimento prevede che la sorgente mantellica sia dominatamente costituita da harzburgiti a grado di residualità variabile localizzate a profondità < 50 km all'interno dello strato meccanico del mantello litosferico (MBL, mechanical boundary layer). I caratteri geochemici e isotopici dei magmi primitivi del trend saturo indicano inoltre che la sorgente è stata variabilmente metasomatizzata da fusi ricchi in Si e K, poveri in Na e Ca e con rapporti $K_2O/Na_2O > 6-7$, $Ce/Sr > 0.3$ e $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.717$. Queste caratteristiche suggeriscono che questi fusi metasomatizzanti derivino da materiali della crosta continentali bassi in Sr come ad esempio i sedimenti terrigeni poveri in carbonati. Il risultato di tale processo metasomatico dovrebbe essere una peridotite harzburgitica variamente arricchita in flogopite. Il modello proposto per spiegare il metasomatismo del MBL da parte di fusi crostali prevede un processo di delaminazione e subduzione della litosfera continentale adriatica conseguente alla collisione continentale appennica, attiva dal Miocene ad oggi.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORDELISI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI M.A., SBRANA A., VERNIA L., VILLA I.M. (1993) - *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium*. Mem. Descr. Carta geol. d'Italia, **49**, (in stampa)
- BECCALUVA L., DI GIROLAMO P. & SERRI G. (1991) - *Petrogenesis and tectonic setting of the Roman volcanic Province, Italy*. Lithos, **26**, 191-221.
- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geol. Camerti, **1**, 155-178.
- CHEN C.Y., FREY F.A. & GARCIA M.O. (1990) - *Evolution of alkalic lavas at Haleakala volcano, east Maui, Hawaii*. Contrib. Mineral. Petrol., **105**, 197-218.
- CONDIE K.C. (1989) - *Plate Tectonics & Crustal Evolution*. Oxford, Pergamon Press, pp. 476.
- 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.
- D'ORAZIO M. (1987) - *Le vulcaniti di Radicofani (Siena): petrologia, geochemica e caratteristiche isotopiche dello Sr*. Tesi di Laurea inedita, Università di Pisa, pp. 164.
- D'ORAZIO M., LAURENZI M.A. & VILLA I.M. (1991) - *$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of a shoshonitic lava flow of the Radicofani volcanic center (Southern Tuscany)*. Acta Vulcanol., **1**, 63-67.
- DE PAOLO D.J. (1981) - *Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation*. Earth Planet. Sci. Lett., **53**, 189-202.
- FOLEY S.F., VENTURELLI G., GREEN D. H. & TOSCANI L. (1987) - *The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models*. Earth Sci. Rev., **24**, 81-134.
- GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1979) - *An attempt of classifying the Tuscan Paleozoic: geochemical data*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 435-446.
- INNOCENTI F. (1967) - *Studio chimico-petrografico delle vulcaniti di Radicofani*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **13**, 99-128.
- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI P. & TONARINI S. (1992) - *Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: thirty years after Marinelli's model*. Acta Vulcanol., **2**, 247-265.
- LACROIX A. (1893) - *Les enclaves des roches volcaniques*. Paris, Macon.
- LIOTTA D. (1993) - *Carta geologica del settore centro-meridionale del Bacino di Radicofani (provincia di Siena)*. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena.
- NIU Y. & BATIZA R. (1991) - *DENSCAL: a program for calculating densities of silicate melts and mantle minerals as a function of pressure, temperature, and composition in melting range*. Computers & Geosciences, **17**, 679-687.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976) - *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*. Contrib. Mineral. Petrol., **58**, 63-81.
- POLI G. (1985) - *Phase compositions in volcanic rocks from south Tuscany magmatic area (Central Italy): inferences on conditions of magma crystallization*. N. Jb. Mineral. Abh., **151**, 141-161.
- SAKUYAMA M. & KUSHIRO I. (1979) - *Vesiculation of Hydrous Andesitic Melt and Transport of Alkalies by Separated Vapor Phase*. Contrib. Mineral. Petrol., **71**, 61-66.
- SERRI G. (1990) - *Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 219-242.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Magmatismo neogenico-quaternario dell'area toscolaziale umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, **1**, 429-463.

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**, 117-147.

TAYLOR S.R. & McLENNAN S.M. (1985) - *The continental crust:*

its composition and evolution. Oxford, Blackwell Sci. Publ., pp. 312.

WOOD D.A. - *A variably reined sub-oceanic upper mantle. Genetic significance for mid-ocean ridge basalt from geochemical evidence*. *Geology*, **7**, 499-503.