

# MORFOLOGIA VULCANICA

Responsabile d'area: Francesco Dramis - Università degli Studi «Roma Tre»

Coordinatore: Elvidio Lupia Palmieri - Università degli Studi di Roma «La Sapienza»



*64. Vulcani attivi: il Vesuvio*

*65. Vulcani attivi: l'Etna*

*66. Stromboli e Vulcano*

*67. I Campi Flegrei e Ischia*

*68. Ripiani vulcanici della Sardegna*

*69. Edifici vulcanici estinti: Colli Euganei*

*70. Edifici vulcanici estinti del Lazio*

*71. Forme vulcaniche minori*

*72. Caldere e crateri*

*73. Forme connesse con il magmatismo intrusivo*

# 64. Vulcani attivi: il Vesuvio

FILIPPO RUSSO

Università degli Studi di Napoli «Federico II»

Il Vesuvio (1281 m) domina la parte centrale della costa campana. Insieme ai Campi Flegrei, esso rappresenta l'elemento più caratteristico del paesaggio napoletano; la sua tipica morfologia ne svela chiaramente la natura e l'origine: il vulcanismo. La presenza di crateri, coni eruttivi, colate laviche, ecc. e la «freschezza» delle forme permettono di considerare ancora attivo il vulcanismo. Nel **quadro 1** è rappresentata l'area vesuviana nella sua totalità: essa, come già evidenziato dal Marinelli (1922) nel precedente *Atlante*, non possiede una conformazione semplice, bensì composta ed è frutto di un'evoluzione vulcanica molto articolata. Si tratta di un complesso vulcanico che comprende il semirecinto calderico del monte Somma (alto

1131 m con la punta del Nasone) – reliquia di un vulcano spento – e l'attuale, attivo cono craterico (o «Gran Cono») del Vesuvio, che occupa quasi interamente, mascherandola, la porzione occidentale e meridionale della depressione calderica. Nel **quadro 2** la distinzione morfologica è più che evidente e si coglie bene, se si osserva la figura con speciali «occhialini» che ne permettono la visione tridimensionale. Somma e Vesuvio sono separati da una depressione semilunata (o valle intracalderica), la valle del Gigante, aperta alle due estremità. Forme simili, anche per dimensioni, sono documentate pure in altre tavole dell'*Atlante* dedicate alla morfologia vulcanica (cfr. tavola 72. «Calderi e crateri»).



Quadro 1 - F. 448 - Ercolano; F. 466 - Sorrento; - Serie 50

Poco si conosce circa l'attività eruttiva antica del complesso vulcanico, ma è certo che essa ebbe inizio alcune centinaia di migliaia di anni fa con tipologie eruttive prevalentemente laviche ed in ambiente verosimilmente sottomarino (SANTACROCE, 1987). Le vulcaniti affioranti non sono più antiche di 25 000 anni e testimoniano un'attività eruttiva parossistica con caratteri prevalentemente esplosivi (tufi, ceneri e lapilli) che solo negli ultimi tempi, prevalentemente storici, si è accompagnata ad eruzioni con carattere effusivo o misto. Come è noto, queste eruzioni hanno avuto un forte impatto sull'assetto economico e sociale delle popolazioni residenti alle falde del vulcano e più in generale sull'ambiente fisico locale: ad esempio, l'eruzione avvenuta nel 79 d. C. che distrusse, tra le altre, le note cittadine romane di *Pompei* ed *Herculaneum*. Solo raramente sono stati registrati periodi eruttivi caratterizzati da innocue effusioni laviche (ad esempio, l'eruzione del 1895-1899).

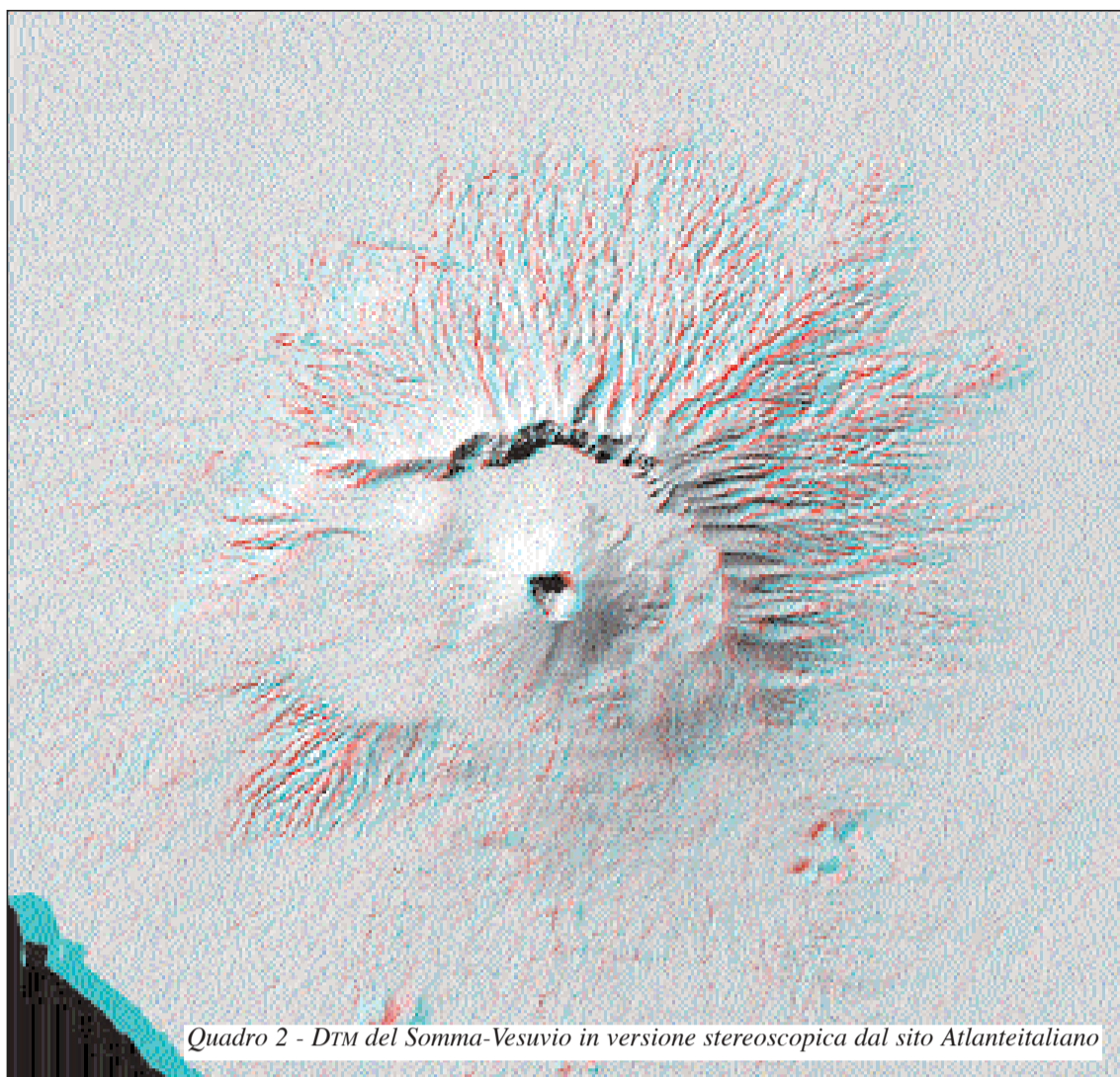
Le eruzioni esplosive parossistiche, dette anche «pliniane», sono le principali responsabili della distruzione parziale dell'edificio vulcanico e di altre profonde modificazioni della superficie topografica: è a questo tipo di eruzioni che va imputata la calderizzazione dell'edificio «sommano». Esse hanno tempi di ricorrenza dell'ordine di qualche migliaia d'anni ed inaugurano un ciclo eruttivo che si conclude poche centinaia di anni dopo con un'eruzione altrettanto esplosiva, ma di energia decisamente minore. A quest'attività fa seguito un lungo (anche millenario) periodo di quiescenza o riposo. L'attività parossistica iniziale del ciclo è seguita da eruzioni caratterizzate da emissione di volumi di magma decisamente inferiori rispetto a quelle «pliniane» (ad esempio, l'eruzione del 1631): sono eruzioni di tipo prevalentemente esplosivo o misto che caratterizzano, nel complesso, la cosiddetta «attività interpliniana». Nel

«periodo interpliniano» l'edificio vulcanico conosce, sebbene con modesti e limitati effetti, modificazioni distruttive della sua forma e delle sue dimensioni. Anche l'attività interpliniana si esplica in cicli, denominati «cicli vesuviani», e consiste in eruzioni per lo più miste, con discreta entità esplosiva, alternate a frequenti e modeste effusioni laviche, responsabili rispettivamente della distruzione/costruzione del cono vulcanico e di modeste alterazioni della superficie complessiva dell'edificio vulcanico. L'attuale cono del Vesuvio o «Gran Cono» sarebbe il prodotto delle attività eruttive dell'ultimo ciclo vesuviano, cominciato con l'eruzione del 1631 e terminato con quella del 1944 (ultima eruzione del Vesuvio).

Durante un ciclo vesuviano, eruzioni di tipo misto ed a bassa esplosività sono responsabili delle modificazioni delle dimensioni e della forma della sola area craterica e/o della formazione di bocche eruttive eccentriche di modeste dimensioni (RUSSO, 2003): una morfogenesi già riconosciuta dal Marinelli (1922) nel precedente *Atlante* ed a cui si rimanda per gli opportuni confronti. Nel **quadro 1**, la contemporanea presenza di forme calderiche (monte Somma), crateriche («Gran Cono» vesuviano) e conetti eruttivi eccentrici (ad esempio, le bocche del 1760), è proprio in relazione a questa diversità tipologica ed energetica delle eruzioni che hanno caratterizzato la storia del complesso vulcanico.

Il **quadro 3** mostra che la forma generale del complesso vulcanico è quasi tronco-conica, con versanti interni subverticali e versanti esterni piuttosto acclivi e con profilo marcatamente concavo. I versanti del Somma, in quanto più antichi, presentano un reticolo idrografico più denso ed articolato, particolarmente visibile nel **quadro 2**. Le linee di drenaggio appaiono decapitate, come frutto del troncamento causato dalla calderizzazione. Le incisioni torrentizie sono caratterizzate da valli strette, ripide e profonde («valloni» o «cupe») che prendono ad ampliarsi verso valle («lagni»). Il cambiamento morfologico, ma anche toponomastico, avviene in una fascia altimetrica compresa tra le isoipse dei 200 e dei 300 metri. Dal **quadro 1** si evince che lagni e valloni sono fortemente antropizzati: appaiono totalmente o parzialmente regimentati e spesso sono sedi della viabilità locale (alvei-strada).

I settori occidentale e meridionale dell'edificio vulcanico costituiscono le falde del giovane ed attivo vulcano vesuviano, la cui superficie, sebbene ampia, presenta un drenaggio meno sviluppato rispetto a quella «sommana» (**quadro 2**). Ciò va imputato all'estrema «gioventù» della superficie topografica vesuviana che, tra un'eruzione e l'altra, non ha conosciuto un tempo sufficientemente lungo da permettere all'erosione torrentizia di esplicare efficacemente la sua azione. Le poche aste vallive, comunque, hanno un andamento radiale centrifugo o parallelo e sono per gran parte sedi



Quadro 2 - DTM del Somma-Vesuvio in versione stereoscopica dal sito Atlanteitaliano

della viabilità locale (**quadro 1**). Tuttavia, si riscontrano settori (ad esempio le aree a nord-est di Torre del Greco e la collina del Salvatore) dove la rete drenante è più densa (**quadro 2**): si tratta però, in senso sia geologico sia geomorfologico, di relitti meridionali del vecchio edificio sommano.

Il versante vesuviano può essere scomposto in due zone, superiore ed inferiore, separate da un «gradino» morfologico (il piano delle Ginestre, intorno ai 550-600 m di quota), che rappresenta la traccia, solo in parte affiorante, del relitto calderico del Somma.

Alla conformazione generale del settore vesuviano contribuiscono alcuni rilievi secondari, legati agli allineamenti di bocche eruttive eccentriche dell'attività esplosiva ed effusiva laterale del Vesuvio (bocche medioevali del Viulo e Fossamonaca; bocche del 1760, del 1794, del 1861, del 1906). Più pronunciato è invece il rilievo tronco-conico delle bocche eccentriche legate all'attività del monte Somma (rilievo dei Camaldoli della Torre).

Altre forme vulcaniche si rilevano intorno al «Gran Cono», di cui costi-

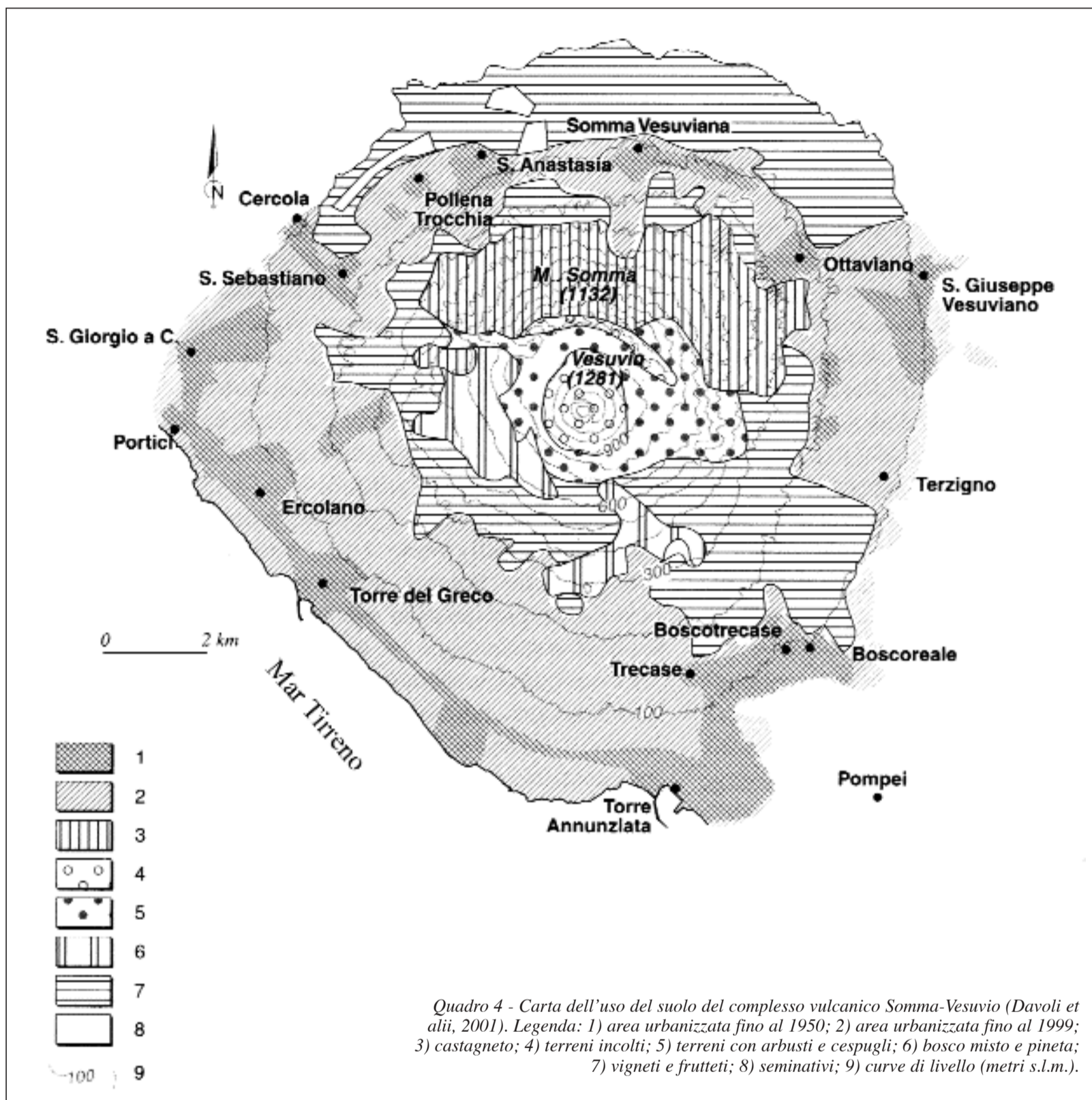


Quadro 3 - F. 184 - Napoli; F. 185 - Salerno - Serie 100V

tuiscono un interessante corollario: i rilievi subconici decametrici, detti «tumuli», legati allo scorrimento delle «lave a corda» del 1858 (MARINELLI, 1922: tavola n. 3, quadro 1); la cupola lavica del colle Umberto, cresciuta tra il 1895 ed il 1899; infine, le colate laviche del 1944, del 1929, del 1906, nonché altre del '700 e dell'800, che solcano, con chiara evidenza cartografica, i versanti vesuviani su tutti i lati. Le falde del «Gran Cono» sono invece caratterizzate da diffusi segni di instabilità dovuti a franamenti della coltre piroclastica.

Impressionante è il rapporto tra il rilievo vulcanico e l'urbanizzazione. Come si evince dal **quadro 1**, già nel passato colate laviche hanno interessato chiaramente i centri urbani riversandosi a mare (lave del 1631, 1794, 1806), dove hanno vistosamente alterato il naturale profilo rettilineo della linea di costa. Alcune di queste lave (1794), come altre (1760, 1861), sono

state emesse da bocche eccentriche poste immediatamente a ridosso delle cittadine stesse ovvero totalmente inglobate dal tessuto urbano (bocche il Viulo e Fossamonaca). Nel **quadro 4** è rappresentato l'uso del suolo nel 1999, che mostra come gran parte della superficie topografica sia urbanizzata. Infatti negli ultimi 50 anni l'urbanizzazione ha conosciuto un'immoderata espansione soprattutto aggredendo le pendici del rilievo vulcanico, per larga parte spoglio di vegetazione o con impianti di riforestazione ancora troppo giovani. L'espansione urbana si evince bene anche dal confronto della situazione riportata nel **quadro 3** con quella documentata nel **quadro 1**; il fenomeno si rileva anche dal confronto delle situazioni riportate nella tavola con quelle rappresentate in altri e più antichi documenti cartografici dell'I.G.M.



## BIBLIOGRAFIA

DAVOLI L., FREDI P., RUSSO F., TROCCOLI A., "Natural and anthropogenic factors of flood hazards in the Somma-Vesuvius area (Italy)", *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 2001, pp. 195-208.

RUSSO F. (CON LA COLLABORAZIONE DI FORMICOLA F.), *L'eruzione del Vesuvio del 1794. Breve storia di un ciclo eruttivo, cronaca dell'eruzione e modificazioni geo-*

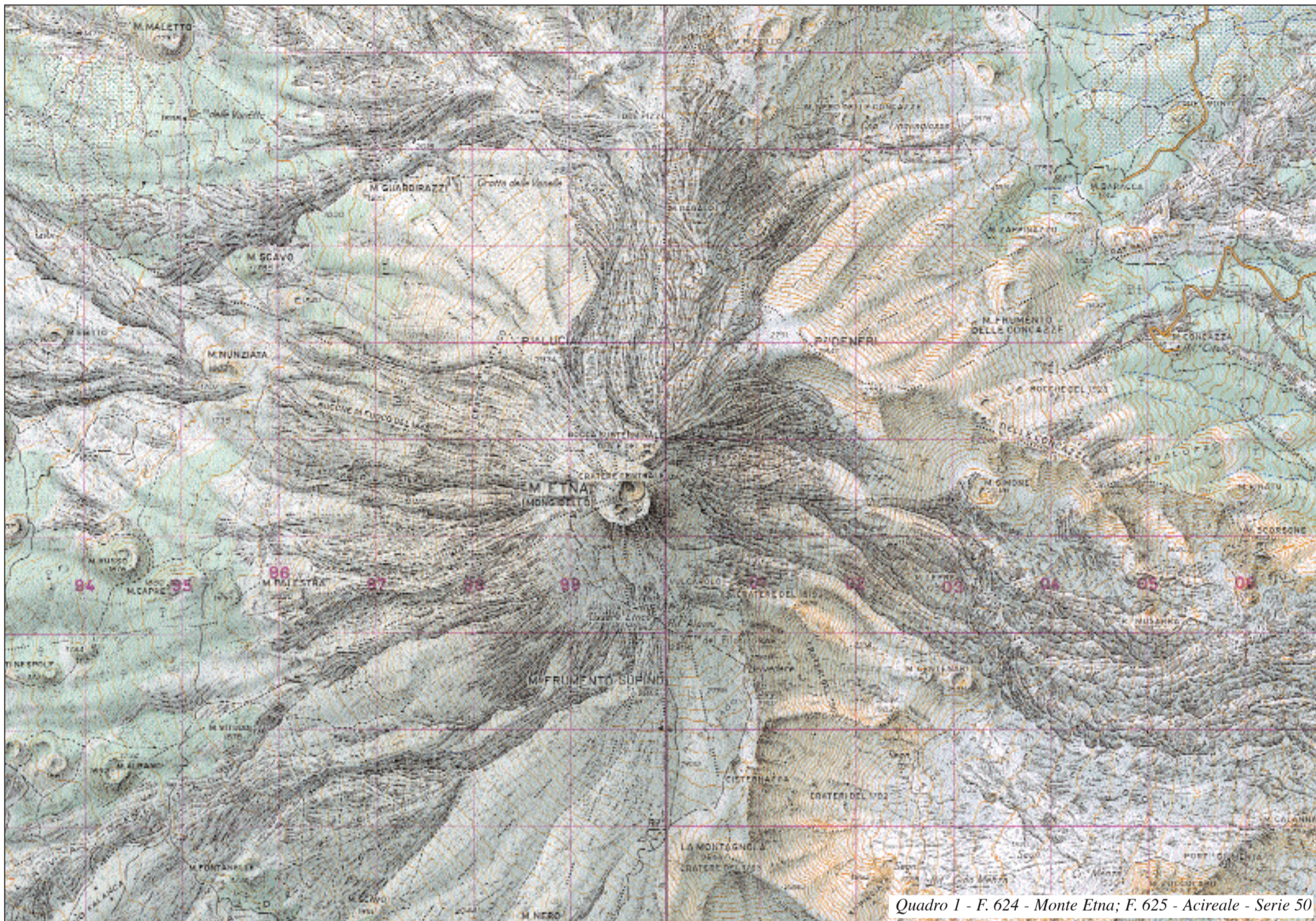
*morfolologiche del paesaggio vesuviano*, Ottaviano, Rotary International, Club Ottaviano, 2003.

SANTACROCE R. (A CURA DI), "Somma-Vesuvius", CNR, *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, 114, Prog. Fin. Geodinamica, Monografie finali, 1987, 8.

# 65. Vulcani attivi: l'Etna

VALERIO AGNESI

Università degli Studi di Palermo

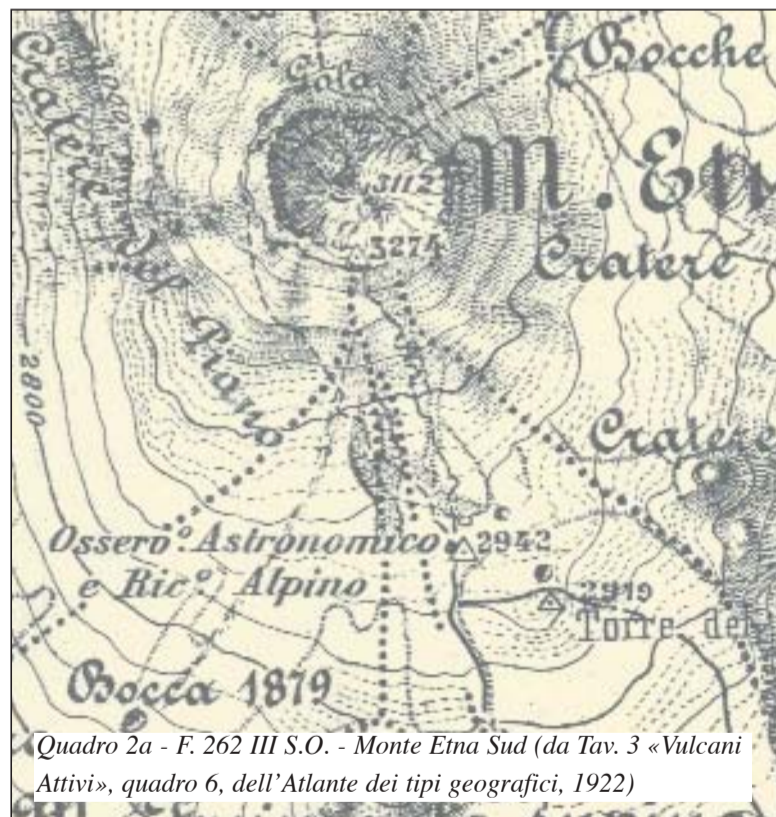


Quadro 1 - F. 624 - Monte Etna; F. 625 - Acireale - Serie 50

L'Etna (detto anche Mongibello, dalla parola araba *geb* che significa «montagna») rappresenta il più elevato vulcano attivo europeo. Situato nel settore nord-orientale della Sicilia, esso raggiunge la quota di 3323 metri sul livello del mare, presenta un diametro alla base di 35 km e ricopre un'area di 1200 km<sup>2</sup>. Lo spessore totale delle rocce vulcaniche che lo compongono non supera i 2000 m, in quanto l'edificio vulcanico si è impostato su una grande struttura anticlinale, immergente verso sud-est, costituita da rocce sedimentarie terziarie e quaternarie. Il volume totale dell'apparato vulcanico è stato stimato in 350 km<sup>3</sup>.

Le più antiche vulcaniti etnee sono le lave a *pillows* di Acicastello (prodottesi a seguito di eruzioni sottomarine) che hanno un'età di circa 500 000 anni. Da questa epoca ha inizio l'attività eruttiva, che porterà alla colmata della vasta insenatura che caratterizzava questo settore della costa ionica della Sicilia (golfo pre-etneo) e che darà origine all'imponente edificio vulcanico attuale.

L'Etna ha una struttura complessa, formata da un'unità inferiore «a scudo» ed una superiore del tipo «strato-vulcano». L'unità «a scudo» si è impostata sui sedimenti flyschoidi miocenici a NO, con contemporanee interdigitazioni con i sedimenti pleistocenici a SE. Lo strato vulcanico si è successivamente sviluppato nella parte mediana originando un edificio conico che, nei tempi suc-



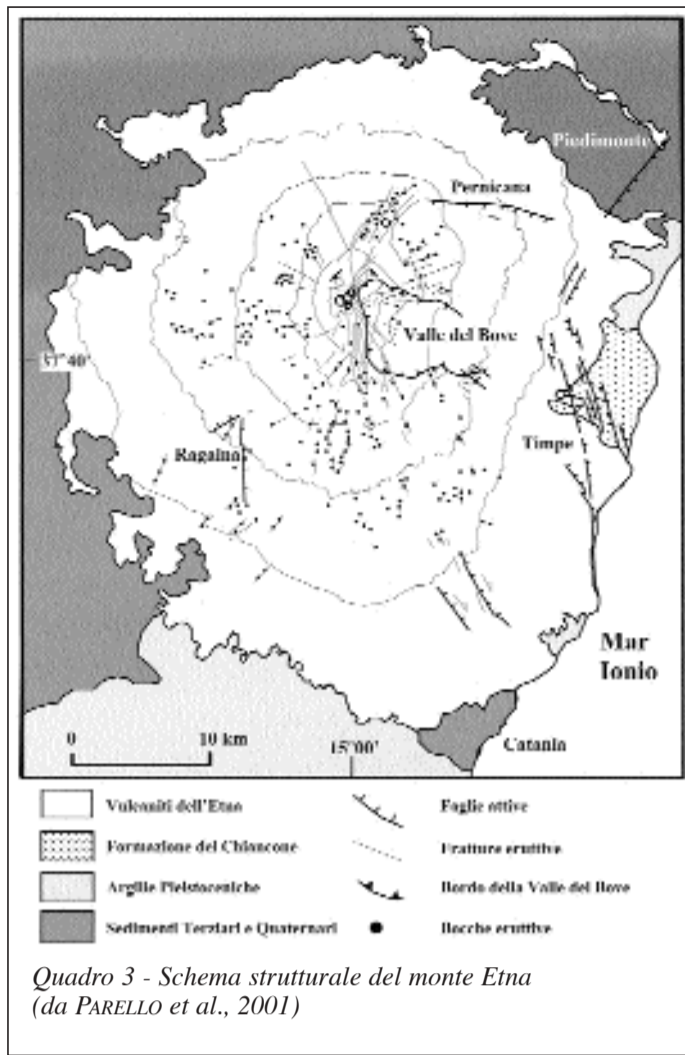
Quadro 2a - F. 262 III S.O. - Monte Etna Sud (da Tav. 3 «Vulcani Attivi», quadro 6, dell'Atlante dei tipi geografici, 1922)



Quadro 2b - F. 262 III S.O. - Monte Etna Sud - Serie 25V

cessivi, ha subito ripetute fasi costruttive e distruttive. Dal punto di vista petrografico l'unità più antica è costituita da basalti tholeitici; il sovrastante complesso vulcanico poligenico, la cui origine viene datata a circa 200 000 anni fa, è formato da basalti alcalini.

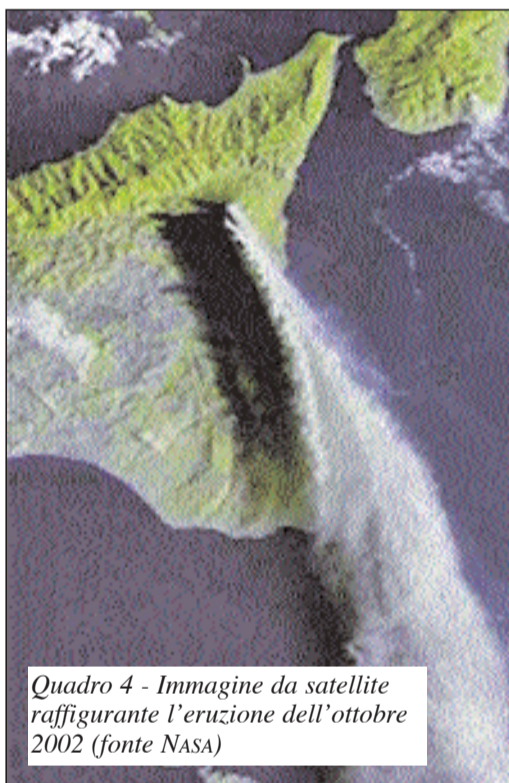
Sulla base delle lave eruttate e della storia vulcanologica è stato ipotizzato che attualmente il vulcano presenti tre serbatoi magmatici fra loro collegati: un



si sono riversate numerose colate.

La successione diacronica dei quadri 2a, 2b e 2c consente di valutare, sulla base dei diversi rilievi topografici ed aerofotogrammetrici, la rapida modificazione morfologica indotta dall'attività vulcanica nell'area craterica. Infatti il quadro 2a si riferisce alla situazione della zona del cratere relativa al 1922 (tavola n. 3 «Vulcani Attivi», quadro 6, dell'Atlante di Marinelli); il quadro 2b è relativa alla tavoletta redatta nel 1932 ed aggiornata nel 1968 (su aerofotografie del 1967); il quadro 2c riguarda l'aggiornamento pubblicato nel 1991 (su aerofotografie del 1989) realizzato dall'I.G.M. per il Dipartimento della Protezione Civile. Se si confrontano le carte topografiche, è possibile rilevare le notevoli differenze legate all'attività dei crateri sommitali. Innanzitutto la variazione della quota del punto sommitale, che nel 1922 era di 3274 m, nel rilevamento del 1968 è di 3323 m (con un innalzamento di 49 m nell'arco di 46 anni) e nel rilevamento del 1989 risulta essere di 3321 m (con un abbassamento di 2 metri in 21 anni). Anche la configurazione del cratere sommitale si è modificata: nel 1922 esso

Quadro 5 - Modello digitale del rilievo del monte Etna (da PARELLO et alii, 2001)



primo serbatoio a livello del mare, impostato nei *flysch* terziari, in diretta connessione con i crateri attuali; un secondo a circa 5 km di profondità, impostato nelle rocce calcaree dell'avampaese ibleo, che alimenterebbe il precedente; un terzo a 12-13 km di profondità, impostato nella crosta continentale, le cui connessioni con il secondo non sono al momento ben chiare.

L'edificio vulcanico è interessato da diverse strutture tettoniche, alcune legate a sistemi di fratture della crosta terrestre collegati a «campi di stress» regionale (sistema delle Timpe di Acireale ad est), altre direttamente legate all'attività del vulcano stesso (faglia della Perniciara a nord-est; faglia di Ragalna a sud-ovest). Un elemento

morfologico peculiare è costituito dalla valle del Bove, un'ampia depressione posta immediatamente ad est del cratere sommitale, legata a collassi calderici ed a successivi imponenti movimenti franosi.

L'Etna si caratterizza per un notevole grado di attività, che ha prodotto una grande quantità di lava e di depositi piroclastici; ciò ha determinato una continua modificazione dell'assetto topografico e morfologico dell'edificio vulcanico, soprattutto nella zona dei crateri. Fra questi eventi un ruolo notevole è stato giocato dalle colate dell'autunno 2002, dell'estate 2001, del 1999 e dei decenni 1983-93 e 1971-1981, per limitarci agli ultimi 25 anni.

Il quadro 1 mostra la configurazione topografica della zona centrale etnea, come riportato nei fogli della *Nuova Carta Topografica d'Italia*, alla scala 1:50000, editi dall'I.G.M. nel 1974. Nella carta si possono osservare il cratere centrale e le numerose colate che da esso si dipartono con una disposizione radiale. L'uso di un segno grafico particolare consente di individuare con chiarezza le diverse colate laviche, a partire da quella del 1607 (settore sud-occidentale della carta), fino a quella del 1964 (immediatamente ad ovest del cratere centrale). Sono ben visibili i numerosi crateri avventizi, ubicati a quote inferiori rispetto a quello centrale, e inoltre la parte alta della grandiosa valle del Bove, nella quale

presentava una forma circolare abbastanza regolare, che nel rilievo del 1968 appare notevolmente modificata dalla presenza di un nuovo cratere più piccolo, la bocca nuova, impostatosi in maniera eccentrica nella vasta depressione craterica precedente (la «voragine»); nella tavola del 1989 si nota la presenza del nuovo cratere di sud-est che nel corso degli ultimi anni, in seguito alla notevole attività eruttiva, ha quasi superato la quota del cratere principale. Il segno grafico utilizzato nelle più recenti restituzioni cartografiche consente inoltre di evidenziare bene le singole colate, tra le quali spicca in particolare quella del 1964 che, originatasi con direzione nord-sud, è stata successivamente deviata verso sud-ovest dalla presenza del rilievo del monte Frumento Supino (2845 m), lungo le cui pendici si erano invece arrestate le lave del 1787.

Il quadro 3 illustra i principali elementi strutturali e morfologici dell'edificio vulcanico.

Il quadro 4 si riferisce all'eruzione dell'ottobre del 2002. L'evento è stato preceduto da una serie di terremoti che hanno scosso l'intero edificio etneo a partire dalla sera del 26 ottobre; sono seguite un'intensa attività esplosiva e, a partire dalle prime ore del 28 ottobre, anche una colata lavica che si è diretta verso il rifugio Sapienza. Come si può osservare nella foto da satellite, l'attività eruttiva è stata accompagnata da una notevole emissione di vapore e ceneri che hanno originato l'enorme pennacchio che ha raggiunto le isole maltesi e si è spinto fino alla costa libica. La presenza di questa grande quantità di cenere nella troposfera ha costretto a ripetute chiusure, per motivi di sicurezza, dell'aeroporto di Catania.

Infine, il quadro 5 rappresenta una base topografica digitalizzata dell'area etnea, prodotta dal Gruppo Nazionale di Vulcanologia; essa costituisce un supporto estremamente versatile per studi ed elaborazioni riguardanti il vulcano.

## BIBLIOGRAFIA

FAVALLI M., INNOCENTI F., PARESCHI M. T., PASQUARÈ G., BRANCA S., CAVARRA L., MAZZARINI F., RIBALDI A., "The DEM of the Mt. Etna: geomorphologic and structural implications", *Geodinamica Acta* 12/5, 1999, pp. 279-290.  
PARELLO F., D'ALESSANDRO W., AIUPPA A., FEDERICO C., "Cartografia geochimica degli acquiferi etnei", GNDICI, pubbl. n. 2190, 2001.  
TANGUY J. C., CONDOMINES M., KIEFFER G., "Evolution of the Mount Etna magma: Constraints on the present feeling of the eruptive mechanism" *Journal of*

*Volcanology and Geothermal Research*, 75, 1997, pp. 221-250.

BORGIA A., FERRARI L., PASQUARÈ G., "Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mt. Etna", *Nature*, 357, 1992, pp. 231-235.

RUST D., NERI M., "The boundaries of large-scale collapse on the flanks of Mount Etna, Sicily", in MCGUIRE W. C., JONES A. P., NEUBERG J. (A CURA DI), "Volcano instability on the Earth and Other Planets", *Geological Society, Special Publication* n. 110, 1996, pp. 193-208.





Quadro 2 - Vincenzo Coronelli, Carta d'Italia, stralcio, 1696

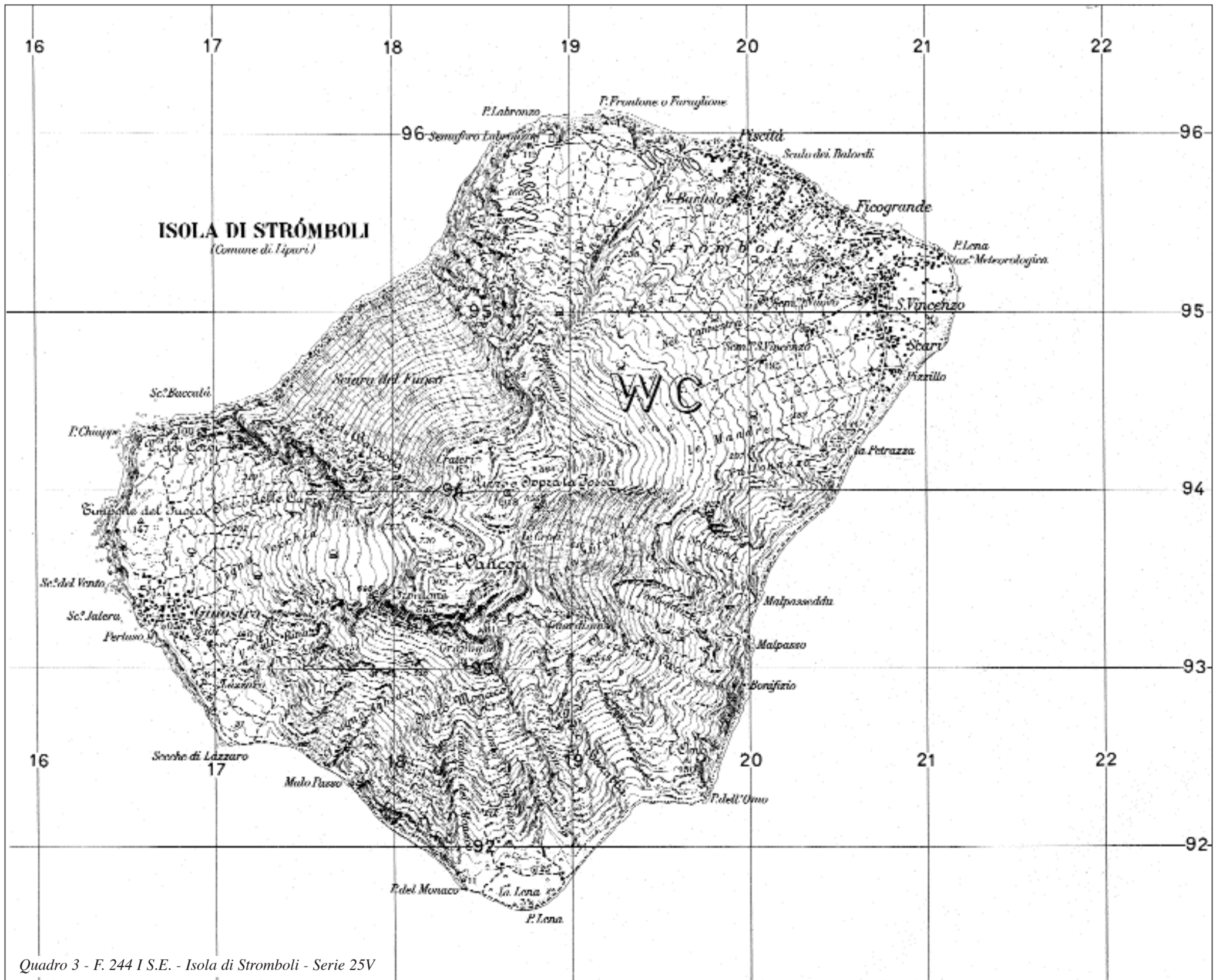
dell'isola, che è proseguita anche negli anni successivi alla redazione della carta più recente e che determina elevate condizioni di rischio vulcanico.

L'evoluzione di quest'isola è caratterizzata da un'alternanza di fasi di costruzione degli edifici vulcanici e di fasi di demolizione degli stessi, a seguito di ripetuti collassi calderici. Le prime fasi di attività risalgono a 113 000 anni fa ed hanno dato origine ad una struttura vulcanica composta («strato-vulcano»), costituita da un'alternanza di colate laviche e di

depositi piroclastici, che forma l'intero settore sud-orientale dell'isola. Questa fase si conclude con il crollo dell'imponente edificio vulcanico e la formazione della vasta caldera del Piano, il cui orlo è individuato dai rilievi del monte Aria (500 m, la cima più elevata dell'isola), di Serra dei Pisani (466 m) e del monte Saraceno (481 m). Una successiva fase vulcanica si verifica intorno a 50 000 anni fa, quando, a seguito dell'attività di numerosi centri di emissione intracalderici, si determina il riempimento della caldera formata precedentemente (località «Il Piano»). Segue un prolungato periodo di tranquillità che culmina con una nuova fase di intensa attività eruttiva, fra i 15 000 ed i 14 000 anni fa, conclusa da un nuovo collasso calderico che interessa i settori più settentrionali del vulcano primordiale e che origina l'imponente caldera della Fossa; in questa fase non mancano episodi effusivi, caratterizzati da emissione di lave molto viscosi e dalla formazione di «duomi riolitici» (monte Lentia, punta Luccia, punta Roia). Intorno a 10 000 anni fa, nella parte centrale della caldera della Fossa, si sviluppa l'attuale edificio della fossa di Vulcano, un *tuff cone* composto che raggiunge l'altezza di 391 m.

L'attività di Vulcano è documentata storicamente a partire dal 475 a. C.; essa vede l'alternarsi di attività di tipo esplosivo (eruzioni idromagmatiche) ed effusivo. L'ultima eruzione è avvenuta nel 1888-1890 ed è stata caratterizzata da una violenta attività esplosiva. Il bordo del cratere attuale presenta una forma circolare ed al suo fondo si individuano i contorni circolari delle due bocche dell'eruzione del 1888-90. Attualmente l'attività vulcanica è limitata ad emissioni fumaroliche, con temperature comprese fra i 300° e i 400° C, localizzate prevalentemente lungo il bordo nord-orientale del cratere.

La penisola di Vulcanello rappresenta un edificio vulcanico autonomo, che si è originato a partire dal 183 a. C. e si è ampliato a seguito di ulteriori eruzioni verificatesi nel 126 e nel 91 a. C., alla fine del I secolo d. C., nel VI e nel XIII secolo d. C. Fino a quell'epoca Vulcanello costituiva una piccola isola fra Vulcano e Lipari; come è testimoniato dagli scritti di geografi e storici e dalle numerose rappresentazioni cartografiche. Il **quadro 2** infatti è un particolare della *Carta d'Italia* realizzata nel 1696 da Vincenzo Coronelli, «cosmografo della Serenissima Repubblica di Venezia». Si tratta



Quadro 3 - F. 244 I.S.E. - Isola di Stromboli - Serie 25V



di un'incisione in rame su due fogli, ciascuno di 630x465 mm. Nella rappresentazione della Sicilia e delle isole circumsiciliane si nota chiaramente, a nord-est di Vulcano, la presenza di una piccola isola identificabile con Vulcanello (BORRI, 1999). La carta (che si riferisce alla carta dell'*Italia Nuova* realizzata nel 1608 da Giovanni Antonio Magini) raffigura una situazione già all'epoca non più esistente, in quanto, a seguito di un'intensa eruzione verificatasi nel 1550, si venne a formare l'istmo che congiunge Vulcanello a Vulcano, per la concomitante azione dell'attività vulcanica e del moto ondoso.

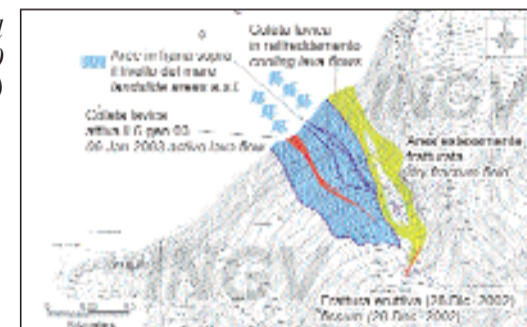
Il **quadro 3** si riferisce all'isola di Stromboli (rilievo del 1958 con aggiornamento 1968), la più settentrionale delle Eolie. L'isola è la sommità emersa di un edificio vulcanico, presenta una superficie di 12 km<sup>2</sup> e raggiunge l'altezza di 924 m, costituendo la seconda cima dell'arcipelago. Il confronto con la carta pubblicata nel 1922 da Marinelli (tavola 3, quadro 4) evidenzia, in analogia con quanto già indicato per la tavola di Vulcano, differenze nell'equidistanza fra le isoipse e nel segno grafico. La genesi dell'isola inizia circa 100 000 anni fa con la formazione di uno strato-cono, costituito da alternanze di lave e rocce piroclastiche, di composizione andesitico-basaltica. Seguono ulteriori fasi eruttive, alternate a collassi calderici; l'ultimo di questi, avvenuto intorno a 10 000-5 000 anni fa, ha dato origine al gigantesco anfiteatro della «Sciara del Fuoco». Questa struttura depressa, lunga circa 1 km, prosegue con un grande *canyon* sottomarino fino a 500 m di profondità; in essa si riversano le lave emesse dalle bocche eruttive, poste su una terrazza craterica a circa 750 m s.l.m.

La configurazione dei crateri di Stromboli è illustrata nel **quadro 4**, che riproduce uno splendido disegno delle bocche eruttive, realizzato nel 1930 dal celebre vulcanologo Alfredo Rittmann (fonte: <http://www.ct.ingv.it>). L'attività vulcanica tipica di Stromboli consiste nell'espulsione ritmica di «brandelli» incandescenti di lava dai crateri sommitali; questa attività viene detta «stromboliana» nella terminologia geologica internazionale. L'attività stromboliana si alterna, talvolta, a manifestazioni esplosive molto più violente, i cui prodotti possono ricadere su un'area estesa, interessando anche i centri abitati che sorgono lungo la costa. I più recenti eventi parossistici, che hanno prodotto gravi danni e vittime fra la popolazione dell'isola, si sono verificati nel maggio 1919 (4 morti, numerosi feriti, 20 case distrutte) e nel novembre 1930 (6 morti, 22 feriti, numerosi danni), cui ha fatto seguito una forte emigrazione della popolazione residente). L'ultima fase parossistica è iniziata ai primi di dicembre del 2002. Dopo quasi un mese di attività esplosiva ed effusiva, il pomeriggio del giorno 30, sul lato nord della «Sciara del Fuoco» si sono verificate, in un breve intervallo di tempo, due grosse frane che hanno determinato la caduta in mare di circa 20 milioni di m<sup>3</sup> di roccia. L'impatto di questi corpi di frana sul mare ha generato un'onda di maremoto (con altezza massima di 10 m) che si è propagata lungo le coste dell'isola: verso ovest è arrivata a Ginostra; verso est si è abbattuta sugli abitati di Piscità e di Ficogrande, causando tre feriti e distruggendo una ventina di case. Il **quadro 5** mostra l'area della «Sciara del Fuoco» interessata dalla frana del 30 dicembre; il supporto cartografico utilizzato è all'elemento



Quadro 4 - Schizzo topografico del cratere di Stromboli disegnato da Alfredo Rittmann, agosto 1930

Quadro 5 - L'area della Sciara del Fuoco interessata dalla frana del 30 dicembre 2002 (INGV, 2003)



577030 bis della Carta Tecnica Regionale della Sicilia, in scala 1:10 000, realizzato nel 1994 su foto aeree del 1992. La carta mostra la colata lavica precedente la frana, l'area interessata dal movimento franoso e la colata fuoriuscita da una bocca, apertasi successivamente lungo la superficie di distacco della frana. Tale attività effusiva è continuata fino al mese di aprile del 2003 (fonte [www.ct.ingv.it/Stromboli2002](http://www.ct.ingv.it/Stromboli2002)).

## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV., "Vulcani d'Italia", *I quaderni rossi di Airone*, Suppl. al n. 262, Milano, Giorgio Mondadori, 2003.
- BORRI R., *L'Italia nell'antica cartografia 1477-1799*, Ivrea, Priuli & Verruca Editori, 1999.
- CALANCHI N., ROSSI P.L., SANMARCHI F., TRANNE C. A., *Guida escursionistico-vulcanologica delle isole Eolie*, Lipari, Centro Studi e Ricerche di Storia e Problemi

- Eoliani, 1996, pp. 213.
- VILLARI L., "Rischi Naturali e Protezione Civile in Sicilia", in RUGGIERI R., SIRAGUSA E. (A CURA DI), *Sicilia a rischio. Dalla previsione alla prevenzione delle pericolosità geologiche*, Atti del III Convegno Regionale dell'Ordine dei Geologi di Sicilia, Agrigento 13-16/09/2001, 2003, pp. 43-84.



# 67. I Campi Flegrei e Ischia

FILIPPO RUSSO

Università degli Studi del Sannio



## Campi Flegrei

Con la denominazione di «Campi Flegrei» si indica l'area vulcanica continentale (circa 12x15 km) estesa ad occidente di Napoli e rappresentante il limite settentrionale del golfo di Napoli. Insieme alle isole di Procida e di Ischia, i Campi Flegrei fanno parte di un unico distretto vulcanico. Sono indubbiamente un'area di vulcanismo attivo che si protrae da oltre un milione di anni, sebbene i prodotti affioranti non siano più antichi di 50 000 anni. L'ultima manifestazione eruttiva risale al 1538, con la formazione del cono tufaceo del monte Nuovo (133 m) nei pressi di Pozzuoli.

La stragrande maggioranza delle vulcaniti flegree è costituita da piroclastiti (tufi, pomici, scorie e ceneri) derivanti da eruzioni esplosive, spesso parossistiche, emesse dai numerosi centri eruttivi monogenici che costellano l'area flegrea. L'attività effusiva (colate laviche e domi) è del tutto subordinata e localizzata a pochi affioramenti.

L'area vulcanica si estende anche in ambiente sottomarino (golfo di Pozzuoli) ed emerge con l'isola di Procida; a nord e ad ovest, invece, sfuma gradualmente nella piana Campana, mentre ad est è separata dal complesso vulcanico Somma-Vesuvio da un ampio solco vallivo.

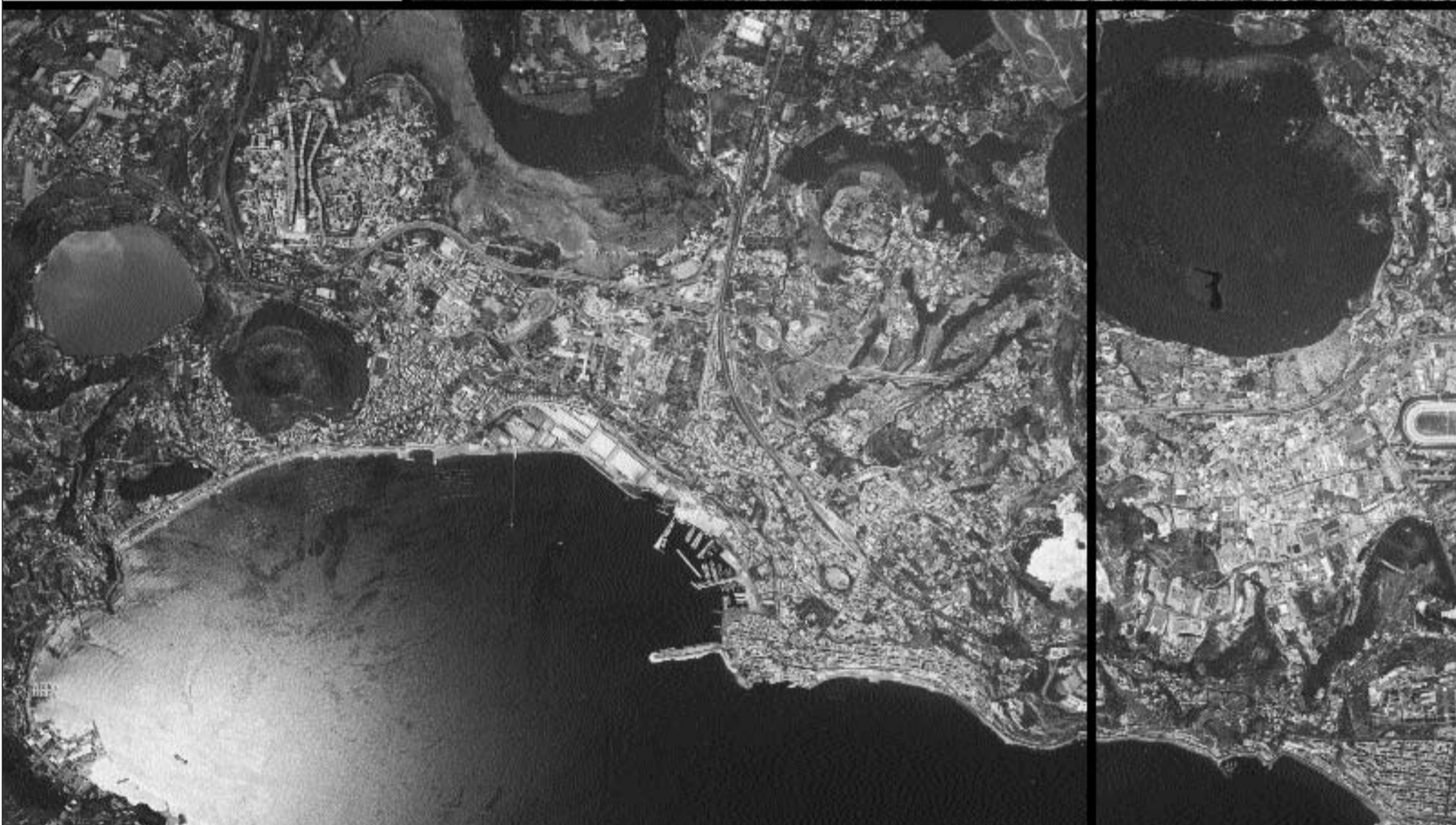
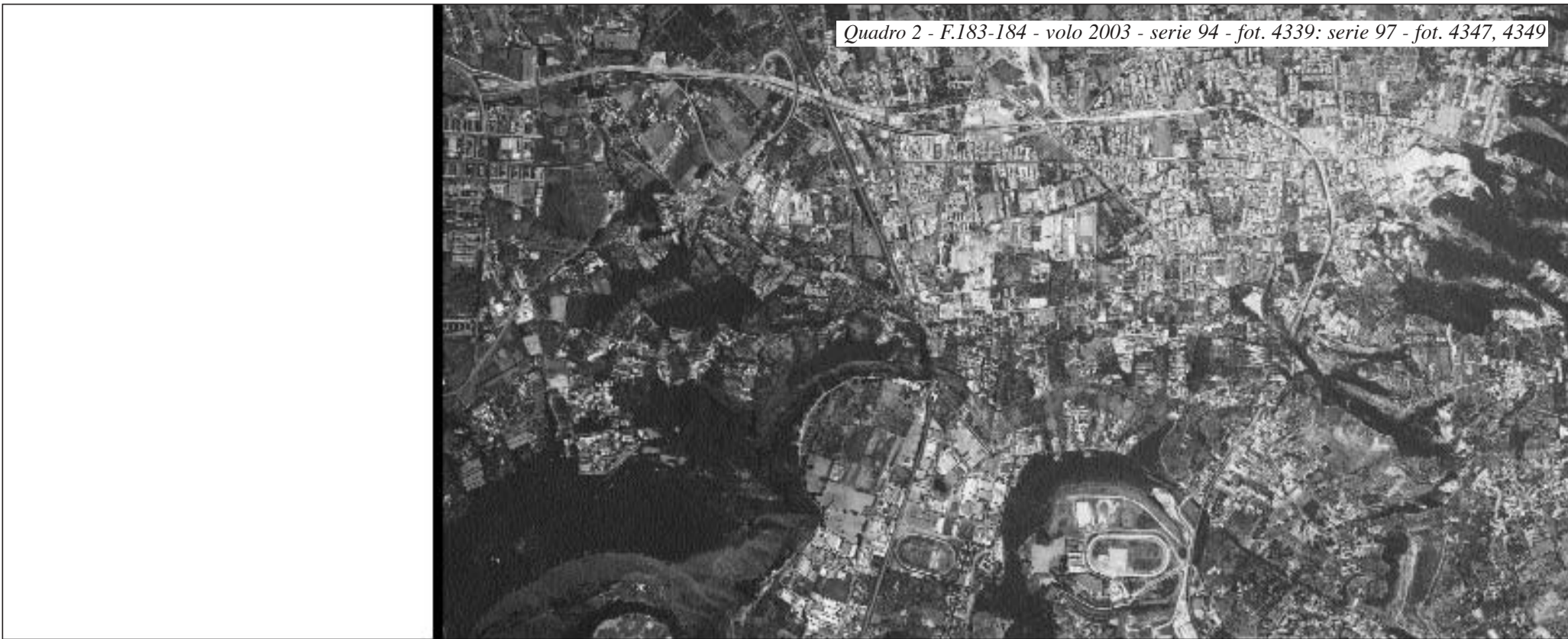
Morfologicamente i Campi Flegrei rappresentano un'area di sprofondamento tettonico (o vulcano-tettonico) piuttosto che una vera e propria caldera centrale. Infatti, i contorni dell'area presumibilmente calderizzata non

sono confrontabili con forme simili e meglio documentate, illustrate anche in questo Atlante (cfr. tavola 72. «Caldere e crateri» e tavola 64. «Vulcani attivi: il Vesuvio»).

I dati vulcanologici (ROSI, SBRANA, 1987) indicano che probabilmente due grandi eruzioni esplosive hanno contribuito alla formazione per sprofondamento della depressione flegrea: l'eruzione della cosiddetta «ignimbrite campana», avvenuta circa 35 000 anni fa ed i cui prodotti sono diffusi in tutte e cinque le province campane, e quella del cosiddetto «tufo giallo napoletano», avvenuta circa 12 000 anni fa ed i cui prodotti sono per lo più limitati all'area flegrea.

Eruzioni «pliniane» e «stromboliane» hanno caratterizzato l'attività eruttiva flegrea degli ultimi 10 000 anni (DI GIROLAMO *et alii*, 1984). Tale attività si è esplicata prevalentemente in ambiente continentale attraverso numerosi centri eruttivi monogenici sorti in maniera caotica all'interno della depressione pseudocalderica, forse perché diffusamente fratturata. Tuttavia, ulteriori sprofondamenti di origine vulcanica e tettonica, ma di minore entità rispetto ai precedenti, sono documentati anche in questo periodo e nel complesso, insieme ai relitti dei cono e dei duomi vulcanici, caratterizzano l'attuale, meravigliosamente tormentato, paesaggio vulcanico flegreo (CINQUE *et alii*, 1997).

Nel **quadro 1** è riportato il settore centrale dei Campi Flegrei continenta-



li, che ben rappresenta la tipologia delle forme vulcaniche flegree relativamente agli ultimi 10000 anni circa. Il confronto con il **quadro 2** è immediato, trattandosi di una foto aerea dello stesso settore. Nel **quadro 3** è rappresentata quasi tutta l'area flegrea agli inizi dell'Ottocento: il territorio non mostra ancora i segni delle manomissioni antropiche e della smodata urbanizzazione che, invece, risalta dal confronto con gli altri riquadri. Un fenomeno, quello dell'espansione urbana, riconducibile solo all'ul-

Quadro 3 - Atlante Geografico del Regno di Napoli di G.A. Rizzi Zannoni (1808)

timo trentennio, che ha deturpato zone di elevato interesse paesaggistico, oltre ad incrementare le già precarie condizioni di rischio vulcanico e sismico.

Le forme vulcaniche più nitide sono i coni eruttivi. L'esempio migliore è rappresentato dal monte Nuovo, anche se una forma di collasso craterico post-eruttiva caratterizza il suo fianco esterno meridionale (La Montagnella). Più vistosi invece sono i collassi vulcano-tettonici: alcuni di questi sono di tipo lineare, chilometrici, e bordano la depressione flegrea nella sua interezza (dorsali di Posillipo e di monte di Procida: **quadro 3**); altri sono di forma subcircolare ed interessano i coni eruttivi stessi (depressione di Toiano ad ovest di monte Barbaro); altri ancora, invece, sono di forma semicircolare o semiellittica (Pisani, Montagna Spaccata) e sono più confrontabili con le forme calderiche, anche se non per dimensioni.

Alcuni crateri presentano forme complesse, dovute sia all'anastomizzazione o alla sovrapposizione di due (cratere dell'Averno, in cui è ospitato l'omonimo lago) o più coni eruttivi, sia alla crescita concentrica di più coni vulcanici (cratere Senga). Altri edifici invece presentano forme ellittiche (Fondi di Cigliano), irregolari (Astroni, monte Barbaro, campo policraterico di Agnano) – sebbene sempre riconducibili alla circolarità – o squadrate (La Solfatarata): tali forme denunciano condizionamenti morfologici e strutturali subiti durante o dopo la loro impostazione.

Lungo la costa vari promontori ed isolotti a forma di semiluna (Porto Miseno - punta Pennata) e baie a contorno circolare (Baia, Bacoli, Nisida) denunciano la loro origine chiaramente craterica. L'unica isola chiaramente di origine vulcanica è Nisida (**quadro 3**).

Di sicuro tra le forme a cupola dei duomi lavici le più evidenti sono quelle del monte Olibano (155 m), presente lungo la costa ad est di Pozzuoli (**quadro 1**: toponimo Cava), e quella del colle Imperatrice, cresciuto all'interno del cratere di Astroni.

Non si può sottacere, infine, che grazie ai ripetuti sollevamenti ed abbassamenti del suolo (movimenti vulcano-tettonici) in quest'area, negli ultimi 5000 anni, interi settori sono stati dapprima dominio marino e poi conquistati all'ambiente subaereo: la piana di Bagnoli-Fuorigrotta rappresenta senza dubbio la traccia morfologica di un paleogolfo marino (RUSSO *et alii*, 1998); gli stessi ripiani terrazzati, disposti lungo la costa fino a monte Nuovo (**quadri 1 e 3**) e su cui sorge attualmente la città alta di Pozzuoli, sono da ricondurre a settori dislocati di un antico fondale marino (CINQUE *et alii*, 1997). Si tratta quindi di elementi morfologici che lasciano presumere nell'antichità una ben diversa estensione del golfo di Pozzuoli che sicuramente occupava le suddette aree, oggi di chiaro dominio continentale.

### Isola d'Ischia

L'isola d'Ischia è posta al margine nord-occidentale del golfo di Napoli. Ha una superficie di circa 50 km<sup>2</sup> e nella sua parte centrale si eleva sul livello del mare fino ai 787 m del monte Epomeo. La morfologia ischitana, molto articolata, è il risultato di fenomeni vulcanici e tettonici ancora attivi e ciò la pone in similitudine con i Campi Flegrei (insieme ai comuni aspetti geofisici e magmatologici). Anzi, nonostante la massiccia presenza di forme vulcaniche, nel paesaggio ischitano risaltano molto di più le forme tettoniche e quelle dovute a processi esogeni, tanto che a prima vista esso potrebbe essere considerato un paesaggio non vulcanico.

Le vicissitudini vulcaniche e tettoniche dell'isola possono essere sintetizzate in quattro fasi temporali (VEZZOLI, 1988):

- la prima fase si è esplicata sicuramente tra 150 000 e 55 000 anni fa (forse è anche più antica), attraverso eruzioni prevalentemente effusive che hanno generato duomi lavici, i cui relitti sono oggi rilevabili solo lungo la falesia costiera dell'isola, dove costituiscono evidenti promontori peninsulari (monte Cotto, Torre Sant'Angelo, capo Negro, punta Chiarito, monte Vico) ed isolotti (Castello di Ischia);
- la seconda fase si è esplicata tra 55 000 e 33 000 anni fa ed è stata caratterizzata essenzialmente da un'attività eruttiva esplosiva parossistica che ha dato origine alla roccia più nota dell'isola, il «tufo verde dell'Epomeo»,



nonché ad altre importanti formazioni vulcaniche (tufi di Citara). A seguito di queste eruzioni esplosive la parte centrale dell'isola sprofondò (subsidenza vulcano-tettonica) sotto il livello del mare;

- la terza fase si è esplicata tra 33 000 e 10 000 anni fa ed è stata caratterizzata essenzialmente dal sollevamento del blocco dell'Epomeo e dalla contemporanea attività vulcanica nel settore sud-occidentale (rilievi vulcanici di Scarrupo, Pilaro e Cava Pelara);



Quadro 4 - F. 464 Sez. I - Isola d'Ischia - Serie 25

- la quarta fase è cominciata circa 10000 anni fa e si è conclusa con l'eruzione dell'Arso del 1301-1302. L'attività eruttiva si concentrò prevalentemente nella depressione orientale dell'isola (*graben* di Ischia) e generò la formazione di centri eruttivi esplosivi ed effusivi di dimensioni relativamente piccole (Campotese, monte Tabor, monte Rotaro, Fondo d'Oglio e Castiglione, Montagnone-Maschiata, Porto d'Ischia), spesso allineati lungo le principali direttrici tettoniche che hanno guidato il sollevamento dell'Epomeo.

L'isola d'Ischia è dominata dal monte Epomeo: probabilmente un *horst* vulcano-tettonico che, con la sua forma grosso modo quadrilatera ed il profilo fortemente asimmetrico, occupa la parte centrale dell'isola (oltre 16 km<sup>2</sup>) (**quadri 4 e 5**).

Il versante sud-orientale dell'Epomeo è il meno acclive ed il più esteso. Qui i processi di erosione hanno generato un fitto reticolo idrografico nelle tenere piroclastiti e nei potenti accumuli di frana, frutto del rapido sman-

tellamento delle alte pendici del monte. Lo stesso dicasi per il versante settentrionale. Entrambi i versanti sono solcati da ripide e profonde incisioni torrentizie, localmente dette «cave», le cui instabili pareti producono frequenti fenomeni franosi. Il reticolo idrografico è praticamente assente nel resto dell'isola. A partire dai 350 m di quota e procedendo verso mare, il versante appare tipicamente gradonato, con almeno quattro gruppi di ripiani suborizzontali (superfici terrazzate) che rappresentano lembi sospesi di antichi fondali marini dislocati da elementi tettonici (faglie) durante la rapida risalita del monte Epomeo, risalita che si può immaginare non continua e caratterizzata da frequenti pause, responsabili della genesi di questi ripiani a mezzacosta (CINQUE *et alii*, 1997).

I versanti settentrionale ed occidentale sono invece molto acclivi e di chiara origine tettonica (scarpate e versanti di faglia) e sono interessati da fenomeni franosi (crolli e colate) che, attraversando la stretta fascia pedemontana, a tratti si spingono anche a mare (isolotti e scogli lungo la costa: ad esempio il «Fungo» di Lacco Ameno). Infatti i settori pedemontani di questi due versanti sono coperti da spessi accumuli di detrito di frana, con forme caratteristicamente lobate (piana di Forio d'Ischia), ovvero da grossi blocchi di tufo verde franati dalle ripide pareti della parte alta dei pendii.

Pure il versante orientale dell'Epomeo è di origine tettonica, anche se ciò risalta meno, giacché lo sviluppo acclive e rettilineo del versante è deturpato nella sua linearità dalla presenza dei centri eruttivi di costa Sparaina, di monte Trippodi, del bosco della Maddalena e del monte Rotaro. A mo' di gradino, a valle di questo primo allineamento di centri eruttivi se ne sviluppa un secondo, marcato da altri e coevi centri eruttivi e duomi lavici (selva del Napolitano, Posta Lubrano, fondo Ferraro, monte Maschiata, Montagnone e Porto d'Ischia).

A SE dell'Epomeo vi è l'altra zona rilevata dell'isola: la dorsale vulcanica di Torri - monte di Vezzi - monte Cotto (395 m), limitata su entrambi i lati da ripide scarpate di origine tettonica, di cui quella sud-orientale è direttamente aggettante sul mare, a formare l'alta, frastagliata ed instabile falesia costiera che caratterizza l'isola d'Ischia da Carta Romana a punta della Signora. L'origine tettonica del versante nord-occidentale della dorsale è denunciata, oltre che dalla rettilineità del versante, anche dall'allineamento di coni vulcanici (Vateliero, Molaro e Cava Nocelle) lungo il suo sviluppo; le rocce vulcaniche che costituiscono la dorsale sono sicuramente tra le più antiche dell'isola e vanno ascritte ad un momento imprecisato della prima fase evolutiva.

Le altre zone rilevate dell'isola, tutte di natura vulcanica, sono localizzate a monte di Vico (116 m) a nord, Campotese a SO e punta S. Angelo a sud. L'unico settore morfologicamente depresso è quello, a forma grosso modo triangolare, subpianeggiante, che si estende nella parte nord-orientale dell'isola tra Barano, Ischia Ponte ed Ischia Porto, denominato «graben di Ischia».

Il vulcanismo dell'isola d'Ischia, sebbene poco evidente, è attivo in tutte le sue manifestazioni; tra queste, le eruzioni senza dubbio hanno lasciato le tracce morfologiche più evidenti (RITTMANN, GOTTINI, 1980). Sono di epoca storica i rilievi vulcanici ed i duomi lavici (**quadro 4**) di monte Rotaro e del complesso Montagnone - monte Maschiata - monte Tabor. I prodotti dell'ultima eruzione ischitana, avvenuta nel 1301-1302, sono ben evidenti nella protuberante punta Molino: estrema propaggine della colata lavica che forma un evidente dosso (**quadro 6**) esteso da mare verso monte fino a sbucare dal proprio cratere, l'Arso, in località Fiaiano. Sebbene



Quadro 5 - F. 183-184 - Isola d'Ischia-Napoli - Serie 100V

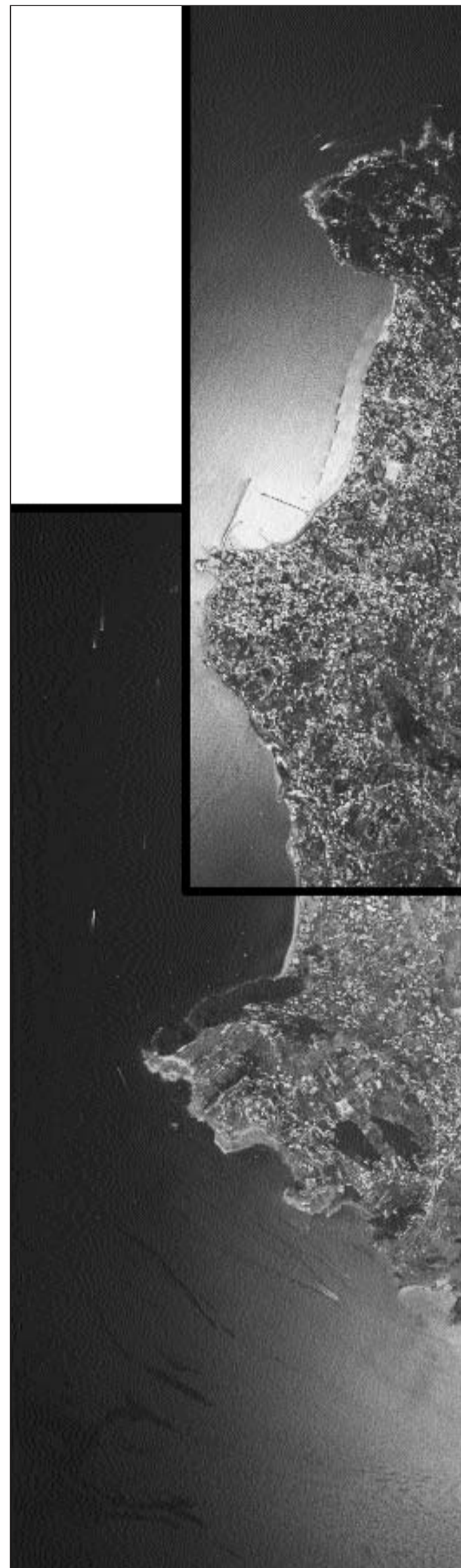
vistosa morfologicamente, la grande colata lavica di Zaro, nell'estremo settore nord-occidentale dell'isola, è di sicuro più antica (circa 6000 anni). Infine, lo stesso porto di Ischia è ospitato in un cratere vulcanico spento, la cui eruzione sarebbe avvenuta nell'89 a. C. Il porto fu ricavato nel 1854, per volere di Ferdinando II, mettendo in comunicazione col mare aperto il vecchio lago craterico (di aspetto simile al lago di Averno nei Campi Flegrei: **quadro 1**) che presentava al centro un sottile duomo lavico.

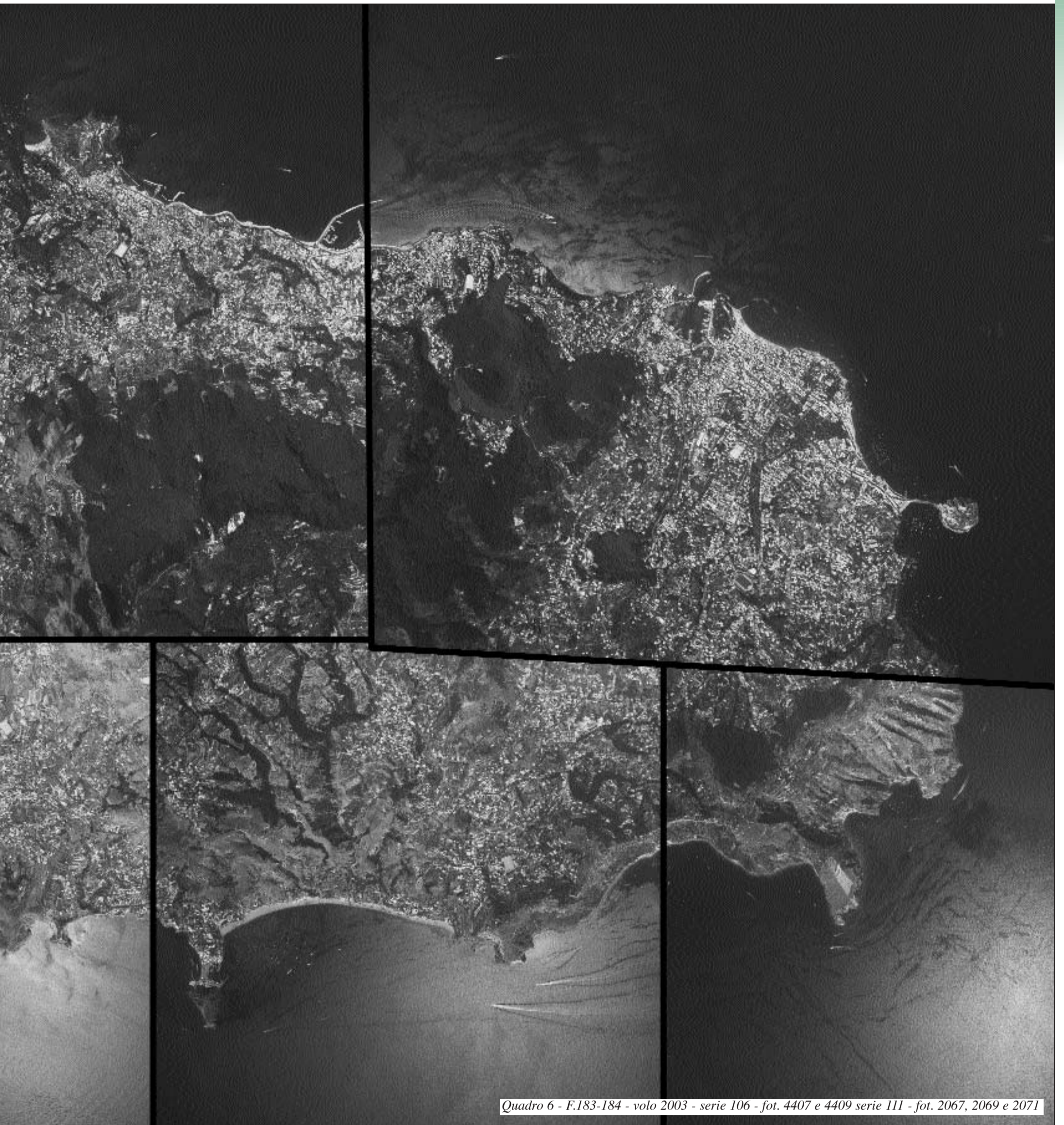
Una peculiarità dell'isola è quella di conservare le forme tipiche (coni craterici e duomi lavici) del vulcanismo (in particolare quelle della quarta fase) solo in pochi settori: per esempio, quello orientale e quello settentrionale. Per gran parte, invece, l'isola è caratterizzata da un'attiva e rapida dinamica esogena, spesso catastrofica, a luoghi indotta da fenomeni endogeni (sismicità).

La costa, in generale, si presenta tipicamente frastagliata e per lo più alta e scoscesa. Le spiagge sono poche e con evidenti problemi di stabilità. Le baie ed i promontori sono frutto dell'erosione differenziale (o morfoselezione) operata sui prodotti piroclastici e lavici dal moto ondoso. I promontori, essenzialmente lavici, sono pronunciati (penisola di S. Angelo, capo Negro, punta Imperatore, punta Chiarito, punta Caruso, ecc.); le baie sono aperte lungo debolezze strutturali delle locali vulcaniti o laddove affiorano piroclastiti. Questo meccanismo di evoluzione costiera è tipico di tutta l'isola.

La spiaggia dei Maronti (**quadro 4**), localizzata attualmente soltanto nel settore orientale dell'omonima baia, fino al 1965 si estendeva per circa 2 km da capo Grosso alla penisola di S. Angelo (**quadro 5**). Gli squilibri nella dinamica litoranea, generati nel corso degli ultimi anni dal forte carico antropico, hanno provocato la scomparsa della spiaggia nella zona occidentale della baia e riattivato la falesia, innescando ripetuti fenomeni di crollo, peraltro diffusi lungo quasi tutte le pareti delle falesie costiere dell'isola (Cocco *et alii*, 1995). Di analoghi problemi soffre la spiaggia di Citara, che sottende la ripida falesia incisa nelle omonime piroclastiti.

È infine interessante il rapporto tra il rilievo ischitano e l'urbanizzazione. Se si confrontano le rappresentazioni dell'urbanizzazione nei **quadri 5** e **6** con quella riportata nel **quadro 4**, si osserva che l'espansione urbana ha avuto un notevole ed indiscriminato sviluppo proprio nel corso degli ultimi trent'anni. La fascia pedemontana e costiera dell'isola, praticamente da Carta Romana a Forio, è densamente antropizzata, quasi senza soluzione di continuità; lo stesso dicasi per l'area del «graben di Ischia». Un'espansione urbana con sviluppo più limitato e localizzato si riscontra invece negli altri settori dell'isola. Ciò rappresenta un elemento di sicuro contrasto con i rischi idrogeologico, vulcanico e sismico che caratterizzano da sempre l'isola d'Ischia.





Quadro 6 - F.183-184 - volo 2003 - serie 106 - fot. 4407 e 4409 serie 111 - fot. 2067, 2069 e 2071

#### BIBLIOGRAFIA

CINQUE A., AUCELLI P. P. C., BRANCACCIO L., MELE R., MILIA A., ROBUSTELLI G., ROMANO P., RUSSO F., RUSSO M., SANTANGELO N., SGAMBATI D., "Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the Bay of Napoli", Fourth International Conference on Geomorphology - Italy 1997 - Guide for the excursion, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Suppl. III, 1997, t. 2, pp. 123-141.

COCCO E., DE MAGISTRIS M. A., IACONO Y., "Caratteri geoambientali, erosione e degrado delle coste dell'Isola d'Ischia", *Rivista Geografica Italiana*, Suppl. "Memorie Geografiche", n. s., n. 1, 1995, pp. 199-209.

DI GIROLAMO P., GHIARA M. R., LIRER L., MUNNO R., ROLANDI G., STANZIONE D., "Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 103, 1984, pp. 349-413.

RITTMANN A., GOTTINI V., "L'isola d'Ischia. Geologia", *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, 101, 1980.

ROSI M., SBRANA A. (A CURA DI), "Phlegrean Fields", *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, CNR, Roma, 114, Prog. Finalizzato "Geodinamica", Monografie finali, 1987, 9

RUSSO F., CALDERONI G., LOMBARDO M., "Evoluzione geomorfologica della depressione Bagnoli-Fuorigrotta: periferia urbana della Città di Napoli", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 117, 1998, pp. 21-38.

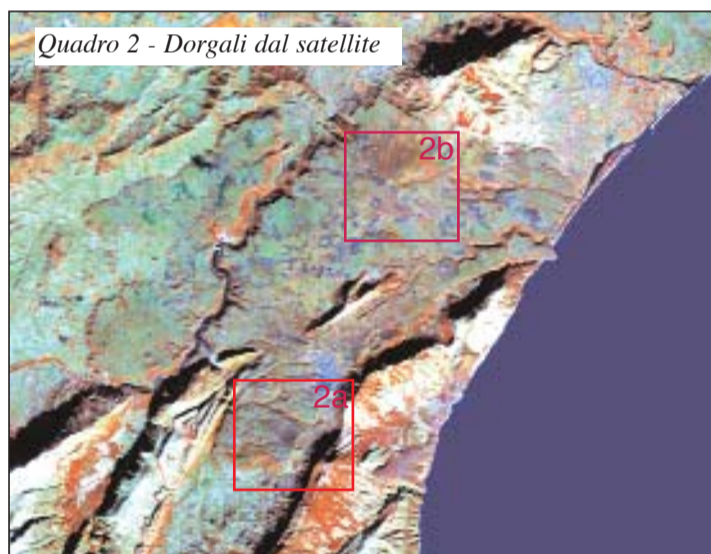
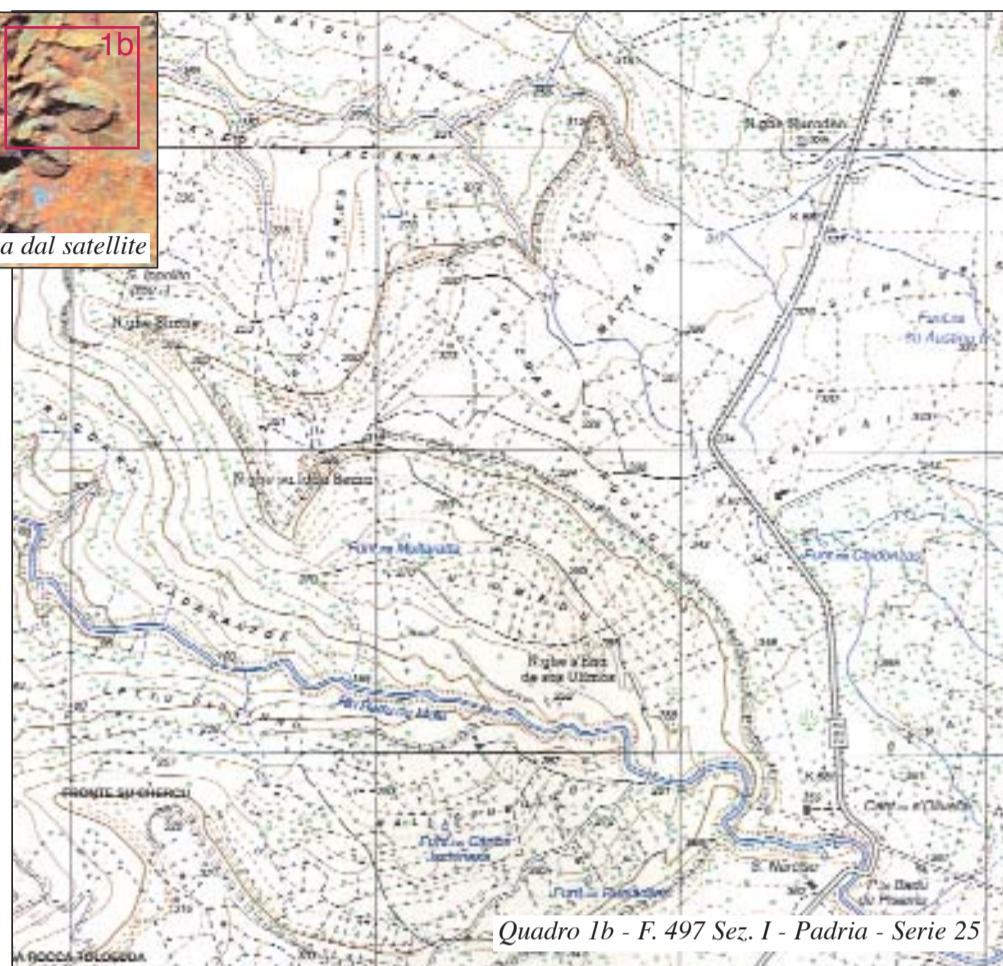
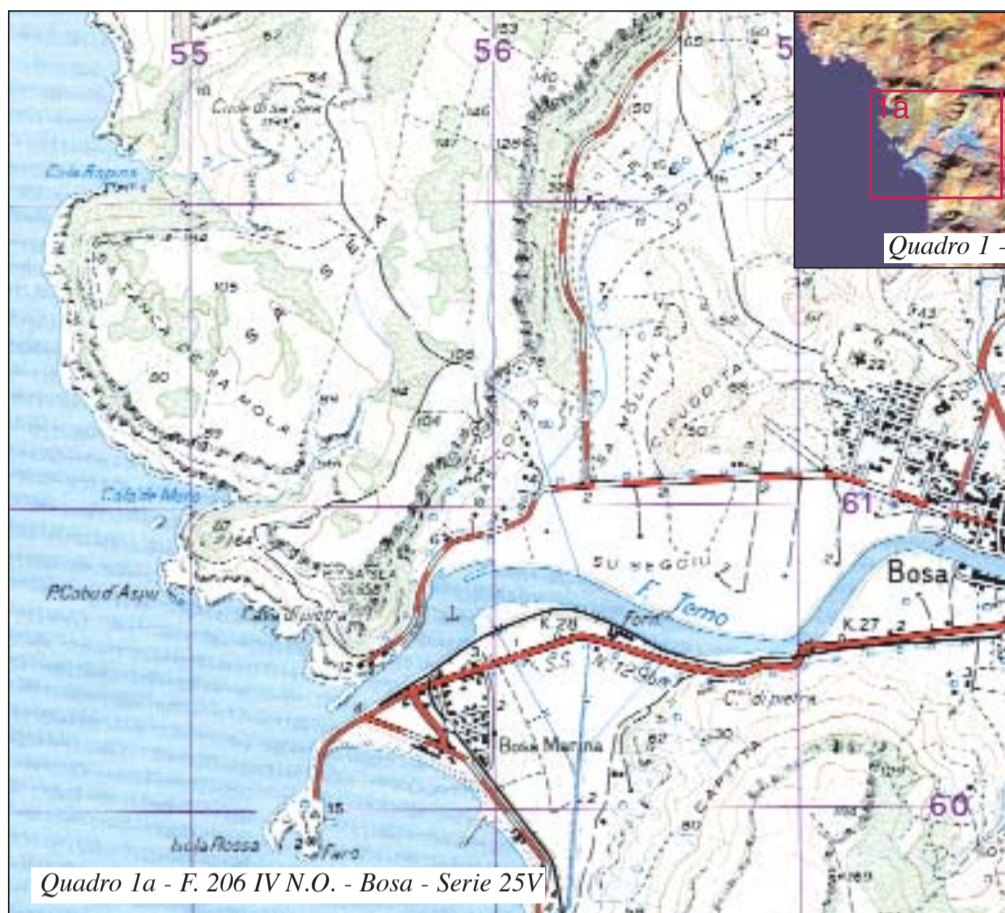
VEZZOLI L. (A CURA DI), "Island of Ischia", *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, CNR, Roma, 114, Prog. Finalizzato "Geodinamica", Monografie finali, 10, 1988.



# 68. Ripiani vulcanici della Sardegna

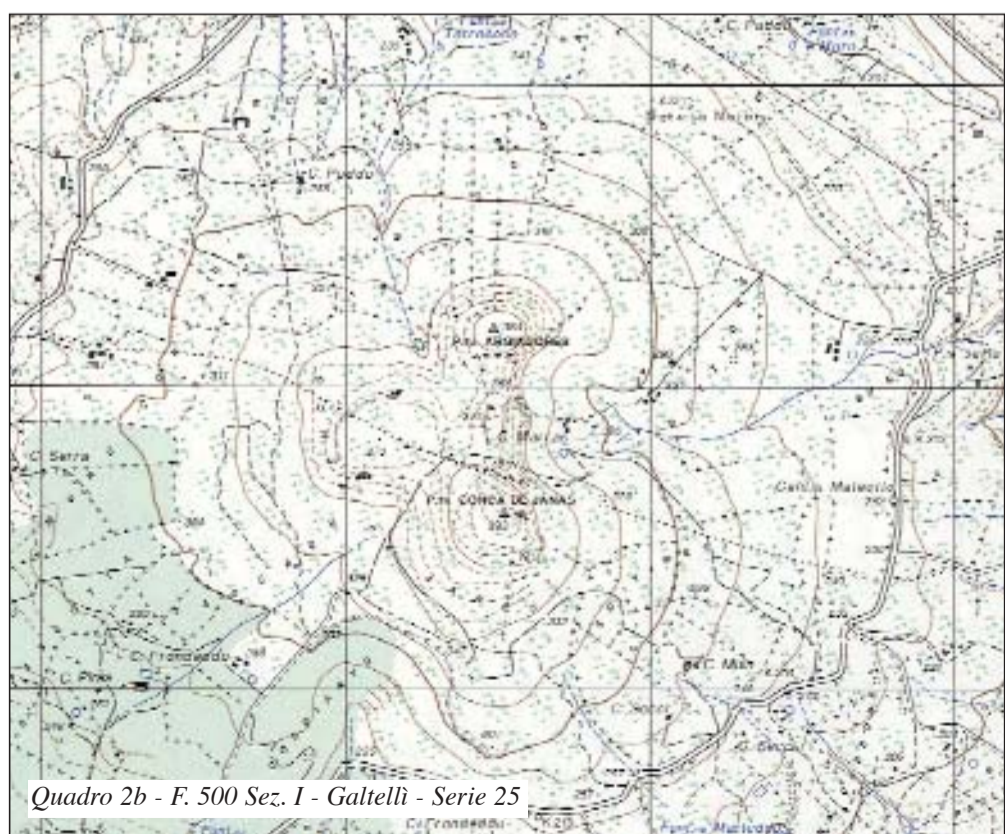
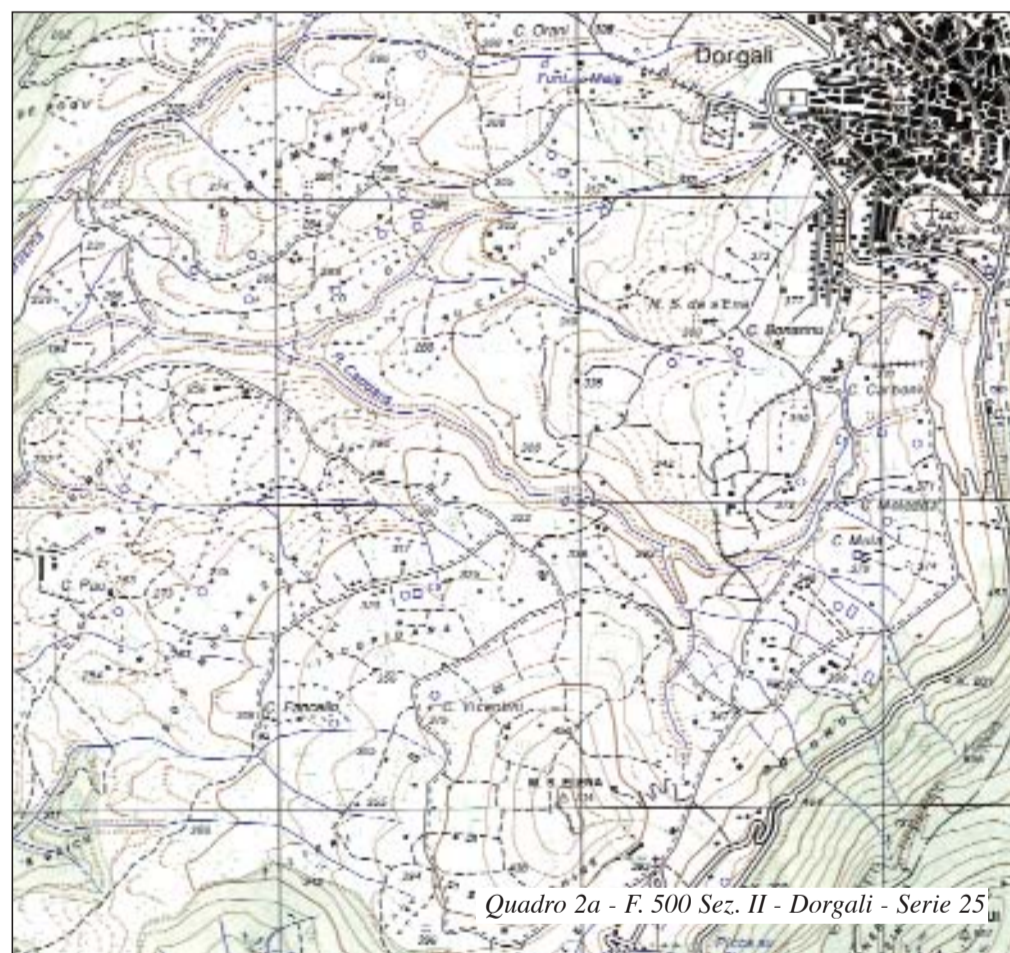
ANTONIO ULZEGA\*

Università degli Studi di Cagliari

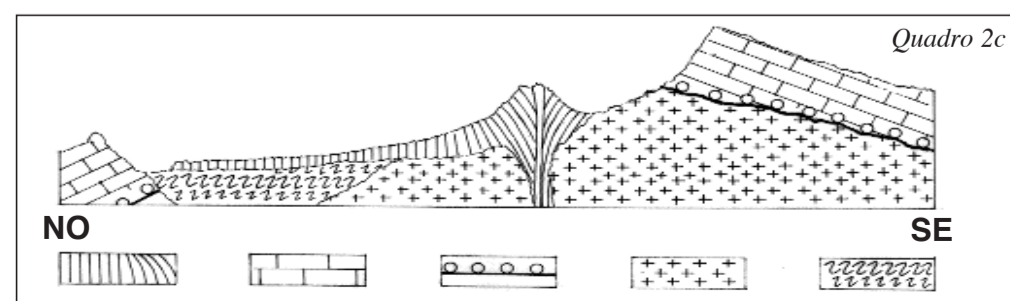


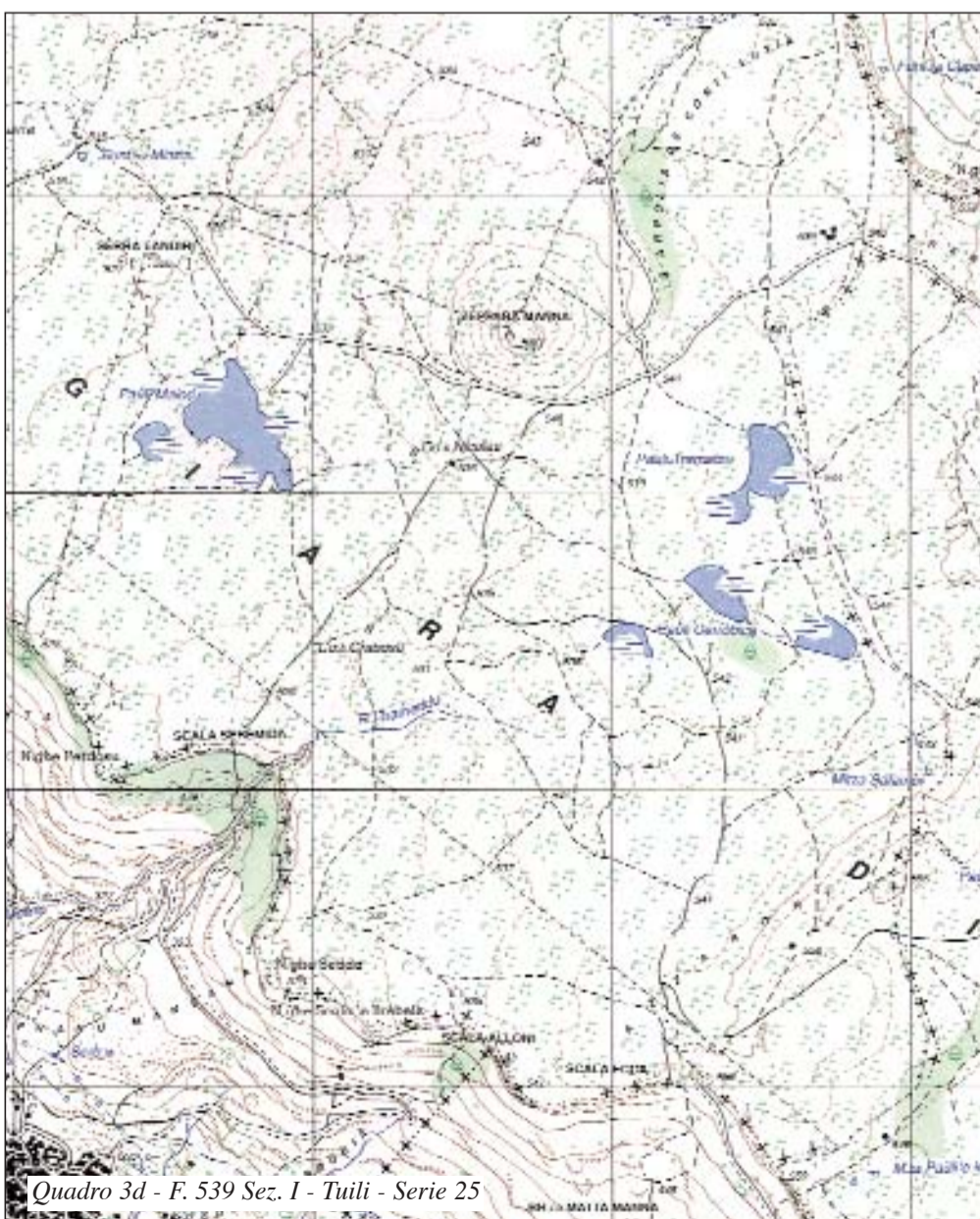
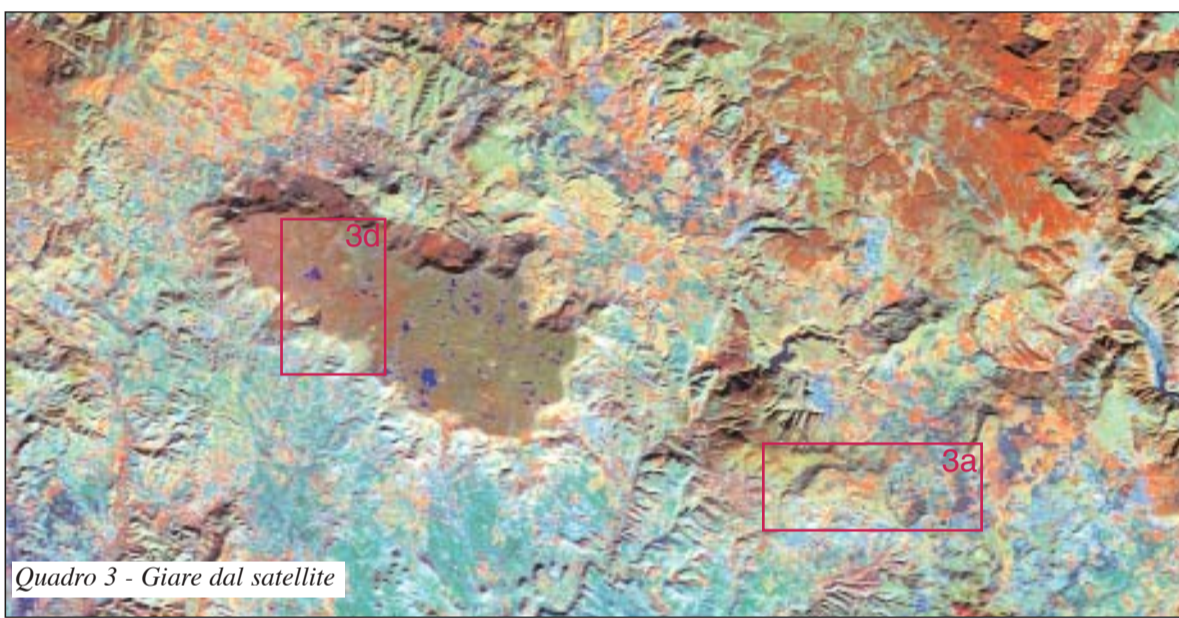
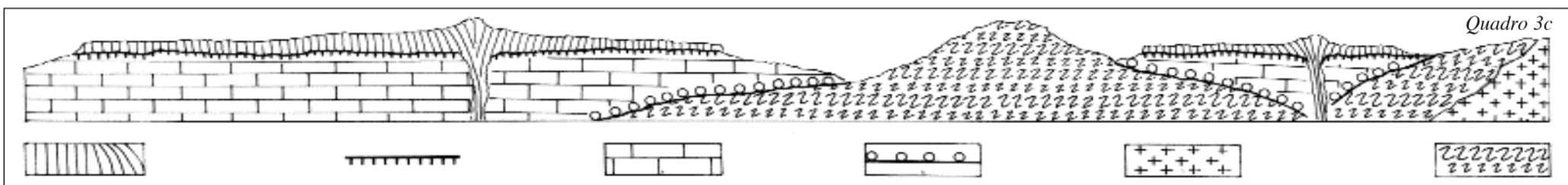
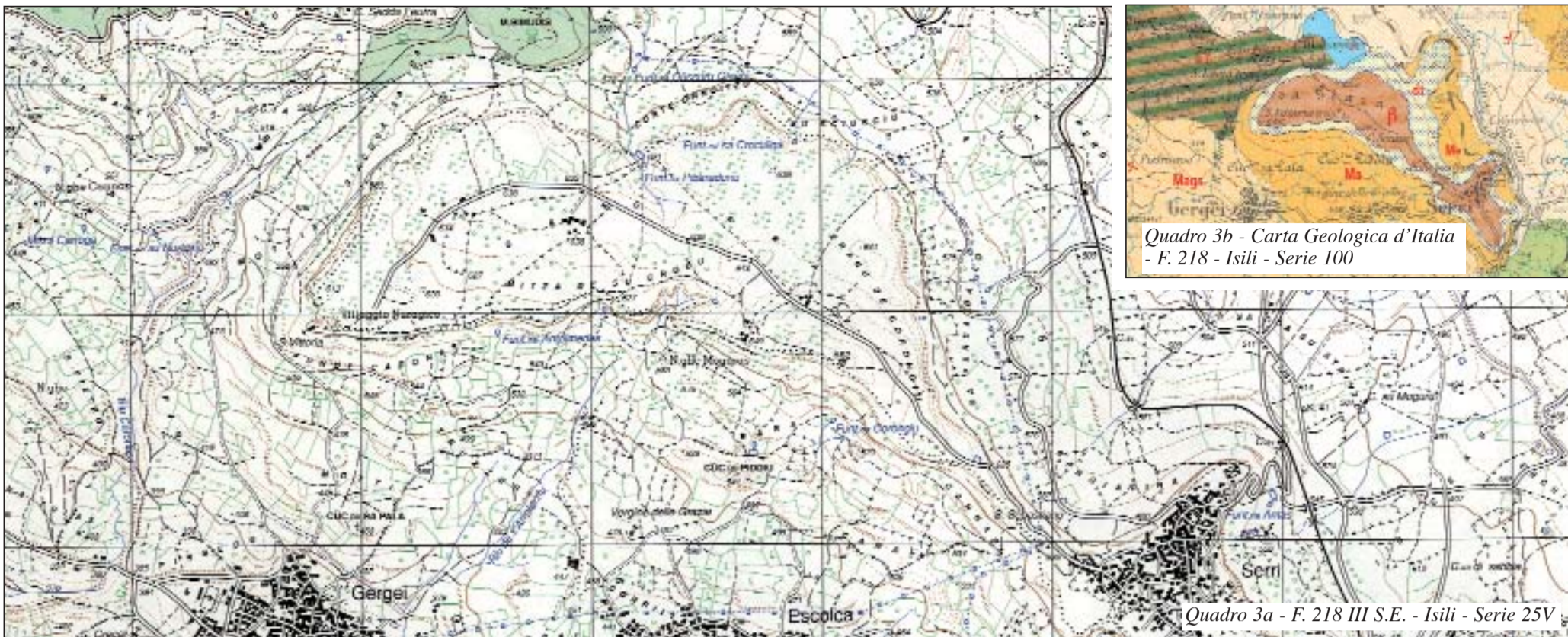
L'importante varietà delle forme vulcaniche della Sardegna giustifica ampiamente la scelta di dedicare ad esse un'intera sezione con tre tavole ricche di esempi, operata da Olinto Marinelli nell'*Atlante dei Tipi Geografici* (1922); il quadro viene riproposto con figure in buona parte nuove, ma significative nel contesto regionale.

L'immagine di Bosa vista da satellite (**quadro 1**) mostra le ultime coperture di lave basaltiche plioceniche con il bordo in arretramento che dà luogo ad ampi e regolari anfiteatri (**quadro 1b**), mentre il basamento è costituito dalle vulcaniti delle serie calcocalcine oligoceniche con alternanze di episodi piroclastici ed effusioni di tipo ignimbrico; le ignimbriti costituiscono i banchi duri che determinano un paesaggio a gradoni ed i tavolati delle som-



mità dei rilievi al mare (**quadro 1a**). Grosso modo alla stessa latitudine del Bosaso, ma sulla costa orientale della Sardegna, il vulcanismo è esclusivamente basico, con numerosi centri di emissione nell'area di Dorgali. L'immagine da satellite (**quadro 2**) mostra gli aspri ed elevati rilievi calcarei mesozoici del golfo di Orosei, sboccati da un importante sistema di faglie e gli espandimenti lavici che occupano sia la piana costiera sia i fondovalle interni, su un basamento comune scistoso e granitico di età paleozoica. La sezione Dorgali (**quadro 2a**) ed il profilo geologico (**quadro 2c**) mostrano la ben conservata morfologia vulcanica del centro di emissione tardo-plio-





cenico del monte S. Elena sui graniti del basamento, con al fianco il massiccio calcareo del monte Tului. A nord di Dorgali, nella piana del fiume Cedrino, il vulcanismo basaltico plio-quadernario presenta numerosi centri di emissione con forme crateriche ben conservate, talora anche con più coni, come le punte Conca de Janas e Argiadores (**quadro 2b**). Gli espandimenti lavici, incisi successivamente dallo stesso fiume Cedrino, si spingono fino al mare ed anche sotto il livello del mare, dando luogo ad estese piattaforme: queste sono le ultime manifestazioni vulcaniche della Sardegna.

Il paesaggio di tutta la parte centro-occidentale della Sardegna è dominato dai profili orizzontali dei vasti espandimenti prevalentemente basaltici, che localmente prendono il nome di «Giare».

Questi *plateau* sono dislocati a varie altezze, fino ad oltre 600 m, generalmente ben delimitati da bordi netti in erosione. La messa in posto di queste lave, prevalentemente di età pliocenica, è dovuta alle ultime fasi della tettonica alpina ed ha interessato

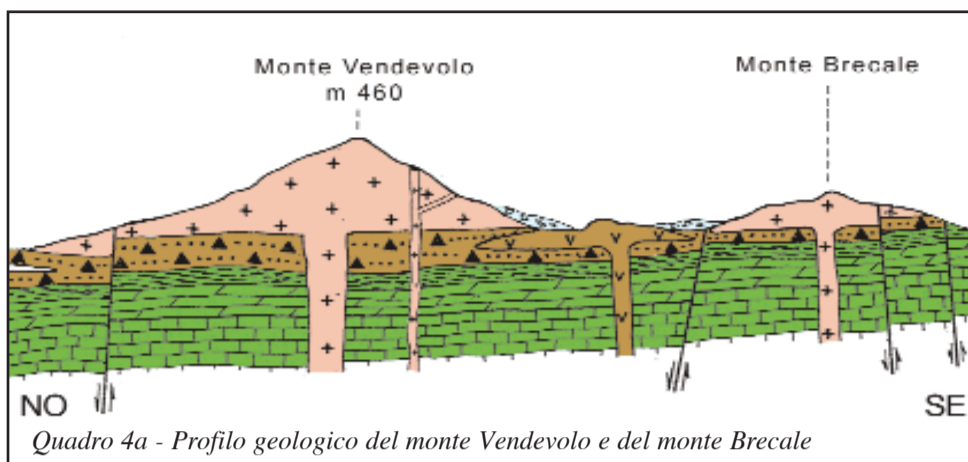
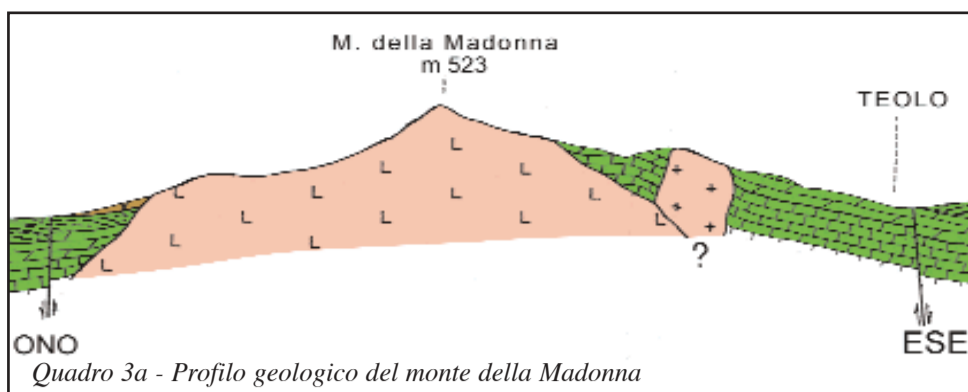
basamenti di varia epoca e natura: da paleozoici a mesozoici, ma soprattutto miocenici, in ambienti continentali morfologicamente evoluti. Così l'immagine satellitare (**quadro 3**) mostra la grande Giara di Gesturi e a sud-est la più piccola Giara di Serru, che si elevano isolate su un territorio profondamente inciso da un fitto reticolo idrografico. Il **quadro 3b** mostra i rapporti tra il basamento paleozoico (in verde) e mesozoico (in azzurro) e i sedimenti silicoclastici miocenici (nei due gialli) sui quali si sono espansi i basalti pliocenici della Giara di Serru rappresentati nel **quadro 3a**. Il profilo geologico (**quadro 3c**) mostra i rapporti di giacitura tra le varie formazioni e la conformazione attuale delle forme del rilievo coerenti con i diversi processi erosionali che hanno interessato i differenti tipi litologici. Il **quadro 3d** mostra la parte centrale della Giara di Gesturi, caratterizzata da un'estesa superficie orizzontale su cui le acque piovane formano paludi, il bordo netto che evidenzia lo spessore della colata di circa 20 m, ed infine il piccolo rilievo, detto Zeppara Manna, isolato e conico, che è uno dei due centri di emissione della Giara. Lungo i bordi delle giare una successione di costruzioni nuragiche testimonia l'importanza strategica di questi altopiani, luoghi ancora oggi ricchi di fascino per il loro isolamento e le difficoltà che si presentano al loro accesso.

\* Con la collaborazione di Paolo Gerbi per le sezioni orografiche presenti

## BIBLIOGRAFIA

- MARCHI M., MACCIOTTA G., GARAU A. M., "Cainozoic magmatism in Sardinia and its geodynamic significance", *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana*, 1, 2002, pp. 343-348.
- SIGURDSSON H., *Encyclopedia of Volcanoes*, San Diego, Academic Press, 2000.
- ULZEGA A., *Carta geomorfologica della Sardegna Marina e Continentale*, C.N.R., P. F. Oceanografia e Fondi Marini, Novara, Istituto Geografico De Agostini, 1988.





dro 2) e Lauri, nei pressi di Teolo (quadro 3). Pur non disconoscendo la bontà di questa interpretazione, ricerche più recenti, precedute da una profonda analisi critica di F. Donà (1964), hanno messo in evidenza come solo una piccola parte di tali lembi sia sicuramente dovuta ad erosione, essendo molte di tali superfici pianeggianti legate a cause strutturali (PICCOLI *et alii*, 1981).

Nei quadri 3 e 4 si può osservare chiaramente la differenza fra l'azione delle acque incanalate (*calti*) che ha profondamente inciso i ripiani in rocce tenere (marne), e quella delle acque dilavanti sui versanti in rocce dure (parte superiore dei versanti dei gruppi monte della Madonna - monte Grande e monte Venda - monte Vendevolo). Il passaggio litologico fra le rocce dure e tenere è messo in evidenza ancor più chiaramente dall'esame dei profili trasversali di questi rilievi, sottolineato da un netto cambiamento di pendenza al contatto tra la roccia dura trachitica e la «Scaglia rossa» o la «Marna euganea incassante». Un tipico esempio si osserva sul versante meridionale del monte Grande - monte della Madonna (quadri 3 e 3a), dove le rocce sedimentarie hanno con la roccia vulcanica rapporti prevalentemente discordanti. Sui banchi suborizzontali della Scaglia rossa si sviluppa il lembo della paleosuperficie dei Lauri (località Ghetto), riconoscibile intorno alla quota di 200 metri (quadro 3). Il contatto con la roccia eruttiva si osserva poco a monte nelle cava di pietra (versante meridionale del monte Grande), dove sono osservabili bellissimi esempi di fessurazione colonnare.

Il monte Lozzo (323 m) costituisce l'esempio più bello di laccolite di eruzione tra quelli presenti negli Euganei (quadri 2 e 2a). Il colle emerge isolato nella pianura, separato dal complesso montuoso principale dalle alluvioni quaternarie, che lo circondano in ogni lato (settore occidentale del quadro 1). La carta geologica schematica (quadro 1) mette ancora in evidenza come la parte centrale del colle sia costituita da rocce vulcaniche, mentre i versanti circostanti siano costituiti da rocce sedimentarie. La lava trachitica si è intrusa fra le rocce del «Biancone» (al letto) e quelle della «Scaglia rossa» (al tetto) e, sfondando la copertura sedimentaria, ha dato luogo ad un laccolite di eruzione. L'erosione ha asportato dalla cima l'intera copertura sedimentaria, che però si ritrova sui ripiani che circondano la parte inferiore del monte, riconoscibili intorno alla quota di 100 metri (quadro 2a).

Il maggior rilievo euganeo, il monte Venda (601 m), viene interpretato insieme al vicino monte Vendevolo (460 m) come una cupola di ristagno riolitica (quadri 4 e 4a). Tutto attorno affiorano rocce sedimentarie appartenenti alla «formazione delle Marne euganee» e tufi basaltici dovuti al primo ciclo eruttivo.

Fra gli altri fenomeni che hanno intensamente concorso al modellamento subaereo vanno segnalati i processi gravitativi. La caduta di detrito, ad esempio, ha originato le falde detritiche che fasciano le pendici dei colli eruttivi (monte Venda, monte Vendevolo, monte della Madonna).

Il gruppo collinare euganeo è stato sede fin dall'epoca romana di intensa attività estrattiva, rappresentando la fonte principale di materiale lapideo per la vicina pianura veneta. Dalle cave euganee (fra le più note ed estese si ricorda quelle di Zovon rappresentate nel quadro 3) vengono estratte soprattutto le trachiti e le rioliti come pietre ornamentali e i calcari e le marne come mate-

riale da cemento. Attualmente l'attività estrattiva è regolamentata con una opportuna legge a salvaguardia del paesaggio euganeo. È stata vietata l'apertura di nuove cave ed è stato istituito il Parco Naturale dei Colli Euganei che include la gran parte degli stessi.

Il quadro 5 rappresenta infine la famosa zona idrotermale di Abano Terme-Montegrotto. Recenti ricerche geologiche e geofisiche hanno permesso di ritene-



re che in questo settore dei Colli Euganei si sviluppi un complesso sistema di faglie che suddividono in blocchi le rocce sedimentarie profonde, le quali rappresentano il serbatoio naturale delle acque idrotermali. Il circuito sarebbe di tipo geotermale e non ricollegabile direttamente al vulcanismo, che, come si è detto, si è estinto durante l'Era Terziaria (PICCOLI *et alii*, 1981).

## BIBLIOGRAFIA

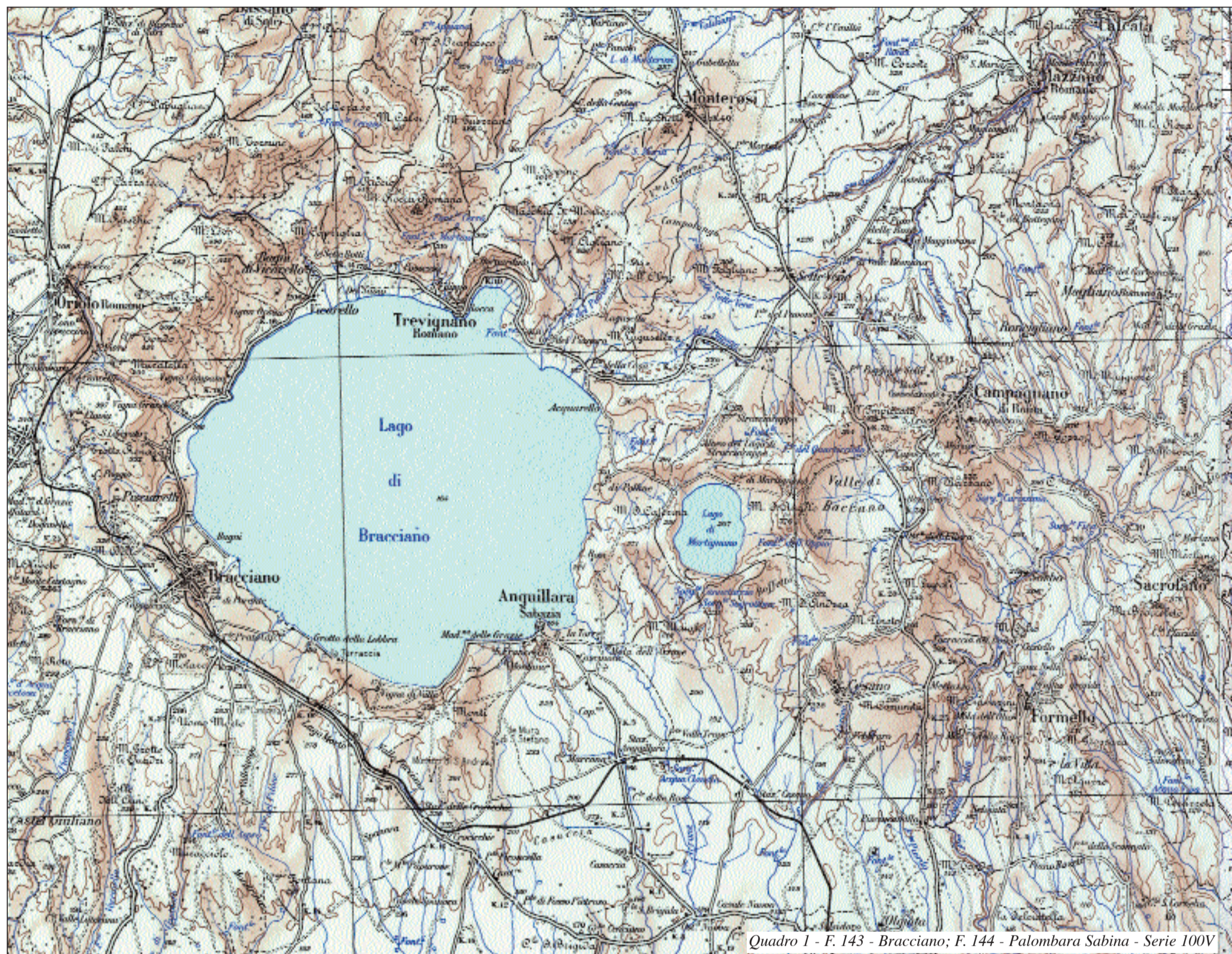
- ASTOLFI A., COLOMBARA A., *La geologia dei Colli Euganei*, Padova, Editoriale Programma Ed., 1990.
- DONÀ F., "Di un nuovo studio sulla morfologia degli Euganei", *Rivista Geografica Italiana*, 71, 1964, pp. 55-62.
- MARINELLI O., *Atlante dei tipi geografici*, Firenze, I.G.M., 1922, tav. 11, "Pianure sovralluvionate ed alture isolate", quadri 1, 2, 3.

- PICCOLI G., SEDEA R., BELLATI R., DI LALLO E., MEDIZZA F., GIRARDI A., DE PIERI R., DE VECCHI G. P., GREGNANIN A., PICCIRILLO E. M., NORINELLI A., DAL PRÀ A., "Note illustrative della Carta geologica dei Colli Euganei, alla scala 1:25 000", *Memorie di Scienze Geologiche*, 34, Padova, 1981, pp. 523-566.
- SCHLARB A., "Morphologische Studien in den Euganeen", *Frankfurter Geographische Hefte*, 37, 1961, pp. 171-199.

# 70. Edifici vulcanici estinti del Lazio

PAOLA FREDI

Università degli Studi di Roma «La Sapienza»



I vulcani del Lazio si sono sviluppati lungo una fascia orientata in direzione NNO-SSE, parallelamente alla costa tirrenica ed alla catena appenninica. La loro origine è successiva alla formazione e all'emersione dell'ossatura degli Appennini ed è legata a profonde modificazioni strutturali cui fu sottoposto il margine occidentale delle nuove terre emerse; a seguito di queste modificazioni la crosta si assottigliò e iniziò a formarsi un nuovo bacino marino: il futuro Tirreno. Attraverso le profonde lacerazioni crostali che accompagnarono tale processo risalirono grandi quantità di magmi che alimentarono un intenso vulcanismo. Le prime manifestazioni vulcaniche furono a chimismo acido ed originarono, nell'attuale regione del Lazio, i domi dei monti Cimini, a nord del vulcano di Vico (cfr. tavola 71. «Forme vulcaniche minori»), e quelli dei monti Ceriti, ubicati poco ad est dello stralcio topografico del **quadro 1**. L'attività di questi due distretti vulcanici ebbe inizio, rispettivamente nel Pleistocene inferiore e nel Pleistocene superiore e si concluse circa 1 milione di anni fa. In epoche più recenti, a partire da circa 500 000-600 000 anni fa, prese avvio una nuova fase dell'attività vulcanica. A questa fase si può ascrivere la nascita dei grandi distretti vulcanici del Lazio, a chimismo alcalino-potassico, che corrispondono, procedendo da nord verso sud, ai monti Vulsini, al vulcano di Vico, ai monti Sabatini e ai Colli Albani (**quadro 2**). Di questi quattro distretti vengono qui trattati soltanto i primi tre, poiché, secondo recenti indagini, l'attività dei Colli Albani non può considerarsi del tutto estinta.

Il distretto vulcanico sabatino (**quadro 1**), circa 20 km a nord di Roma, è stato caratterizzato da un'attività di tipo areale, iniziata nelle zone periferiche e poi migrata progressivamente verso il centro. Le manifestazioni vulcaniche hanno interessato un'area ampia circa 1 500 km<sup>2</sup>, disseminata di numerosissimi centri di emissione. Il più antico, oggi non più identificabile, doveva esse-

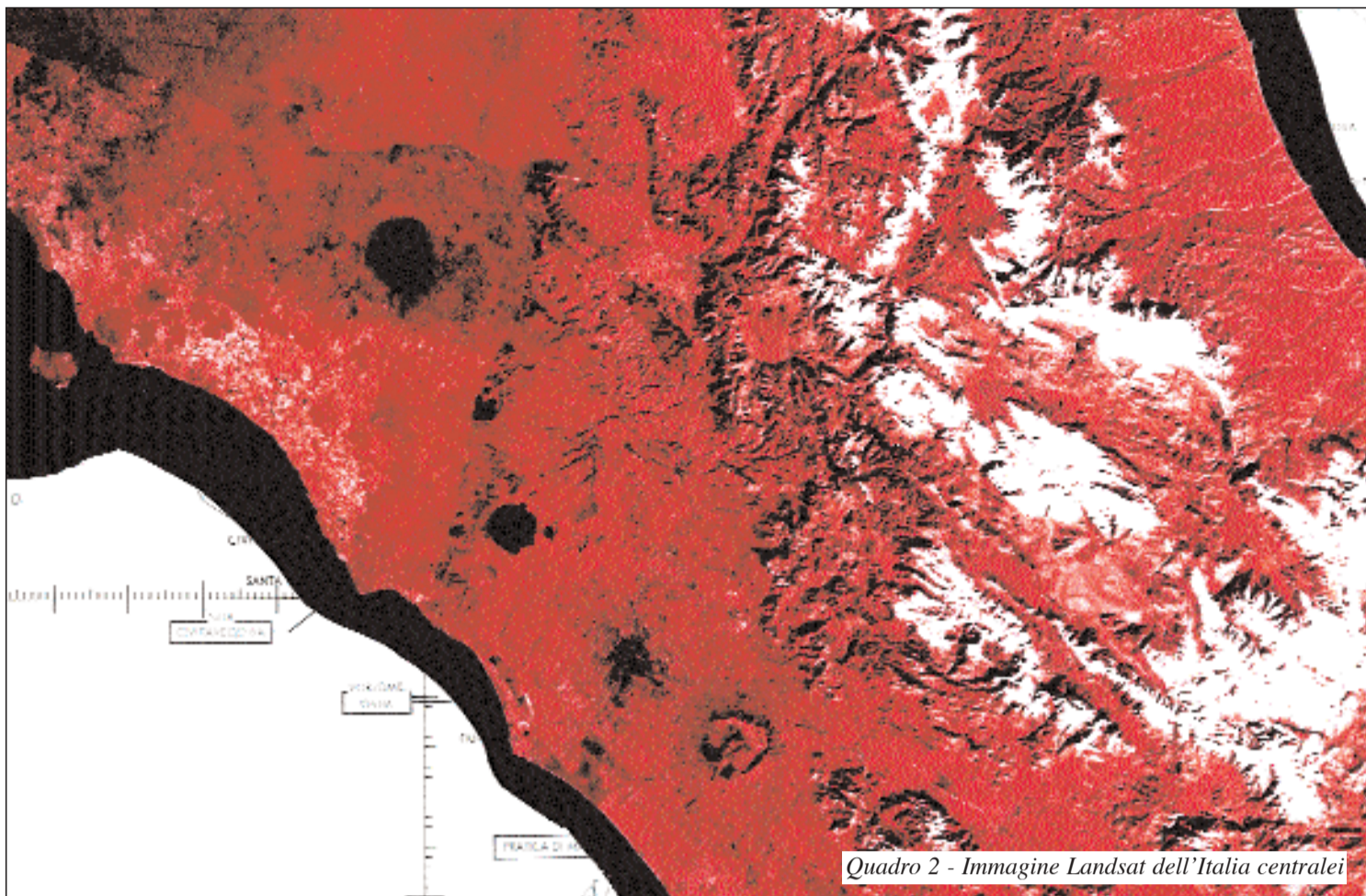
re ubicato in prossimità dell'attuale abitato di Morlupo, nella parte orientale del **quadro 3**. In questo stesso settore ebbe origine anche il vulcano di Sacrofano, l'unico edificio centrale dell'intero distretto.

L'esame congiunto dello stralcio topografico (**quadro 1**) e della carta tematica (**quadro 3**) mette in luce l'esistenza di numerose forme del rilievo di origine vulcanica. Queste forme, classificabili come positive (cioè rilevate) e negative (cioè depresse), sono presenti soprattutto nella fascia centrale. Le forme positive più evidenti si concentrano soprattutto a nord del lago di Bracciano e sono rappresentate da una serie di coni di scorie (cfr. tavola 71. «Forme vulcaniche minori»); tra questi il monte Rocca Romana, con i suoi 612 m s.l.m., costituisce il rilievo più alto di tutta l'area sabatina. Tra le forme negative, la «depressione vulcano-tettonica» che ospita il lago di Bracciano è senza dubbio la più vistosa (per il significato di «depressione vulcano-tettonica» cfr. tavola 72. «Caldere e crateri»). Verso est si individuano la depressione del cratere di Martignano, che ospita un piccolo lago (cfr. tavola 72. «Caldere e crateri»), e quella della valle di Baccano, con un fondo assai piatto. Di più difficile identificazione è la depressione di Sacrofano, ancora più ad est: più antica delle altre, essa si presenta profondamente modificata sia dai successivi eventi vulcanici sia dal modellamento operato dalle acque correnti superficiali.

Questa depressione ellittica presenta un asse maggiore con direzione NE-SO, coincidente con il corso d'acqua che dalle pendici di monte Solforoso si dirige verso la località Sorbo. I suoi limiti esterni sono comunque riconoscibili, soprattutto nella parte nord-orientale, in una serie di coni di scorie (monti Tozzo, Maggiore, Solforoso, Merlano e Broccoleto) che fanno da spartiacque tra il reticolo idrografico centrifugo, cioè diretto verso l'esterno, e quello centripeto, diretto verso l'interno della depressione.

La depressione di Sacrofano e quella di Baccano rappresentano il residuo dell'unico edificio vulcanico centrale dell'intero distretto vulcanico sabatino. L'evoluzione morfologica di questo edificio è riassumibile in quattro fasi principali (**quadro 4**), di ciascuna delle quali si trova ancora traccia nel rilievo attuale (**quadro 1**). Il vulcano di Sacrofano si originò a partire da circa 500 000 anni fa, quando i prodotti più antichi costruirono l'ossatura dell'edificio centrale. Sui versanti di questo rilievo si instaurò una serie di valli radiali, ancora in parte riconoscibili nelle valli solcate dal reticolo centrifugo prima citato. In una fase successiva l'attività esplosiva del vulcano produsse una grande colata piroclastica (sospensione caldissima di gas e frammenti rocciosi) che determinò il collasso dell'edificio vulcanico e la formazione dell'ampia «caldera» ellittica (per il significato di «caldera» cfr. tavola 72. «Caldere e crateri»); all'interno della caldera si impostò un reticolo centripeto. Tanto la depressione calderica quanto la rete idrografica centripeta sono riconoscibili nel paesaggio attuale, precedentemente descritto. Una successiva attività vulcanica idromagmatica (cioè determinata dall'interazione «acqua-magma»), ad alta esplosività, determinò la formazione, sul margine occidentale della caldera, di un evidente rilievo del tipo *tuff-cone* (cfr. tavola 71. «Forme vulcaniche minori»); anche questo rilievo, denominato monte Razzano, si è parzialmente conservato nel paesaggio attuale, al limite tra la depressione di Sacrofano e quella di Baccano. Con questo evento terminò l'attività del vulcano di Sacrofano. La fase evolutiva successiva fu caratterizzata dall'attività del centro di Baccano, i cui prodotti operarono, in più riprese, il colmamento della caldera di Sacrofano. L'attività di Baccano culminò nella formazione della caldera omonima, ancora ben conservata, che interruppe verso ovest la continuità della caldera di Sacrofano e fu accompagnata dal fagliamento del *tuff-cone* di monte Razzano; di questo rilievo, infatti, è attualmente osservabile soltanto la metà orientale, mentre quella occidentale è sepolta al di sotto dei prodotti di Baccano.

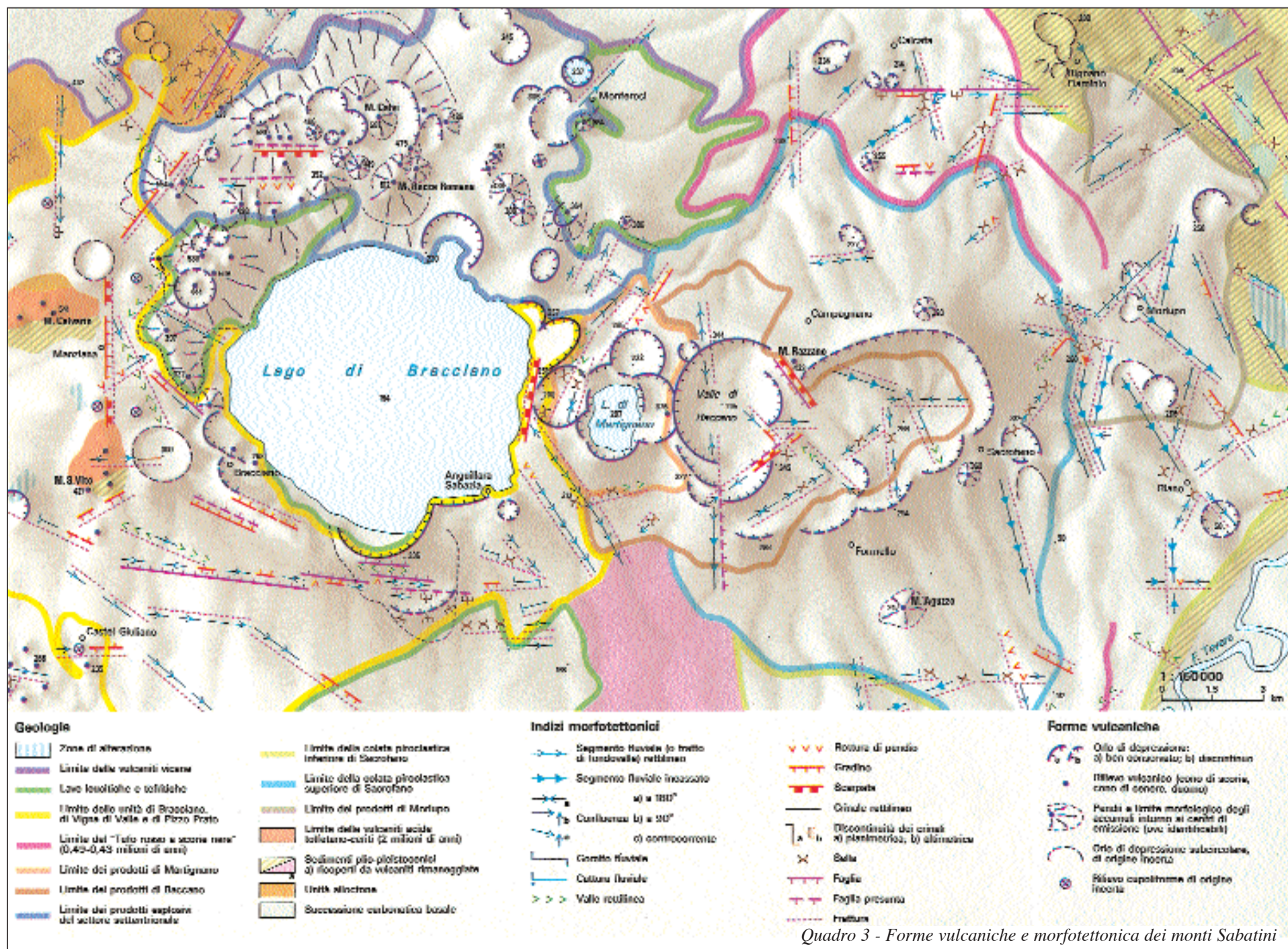
La morfologia delle zone più periferiche del distretto vulcanico sabatino



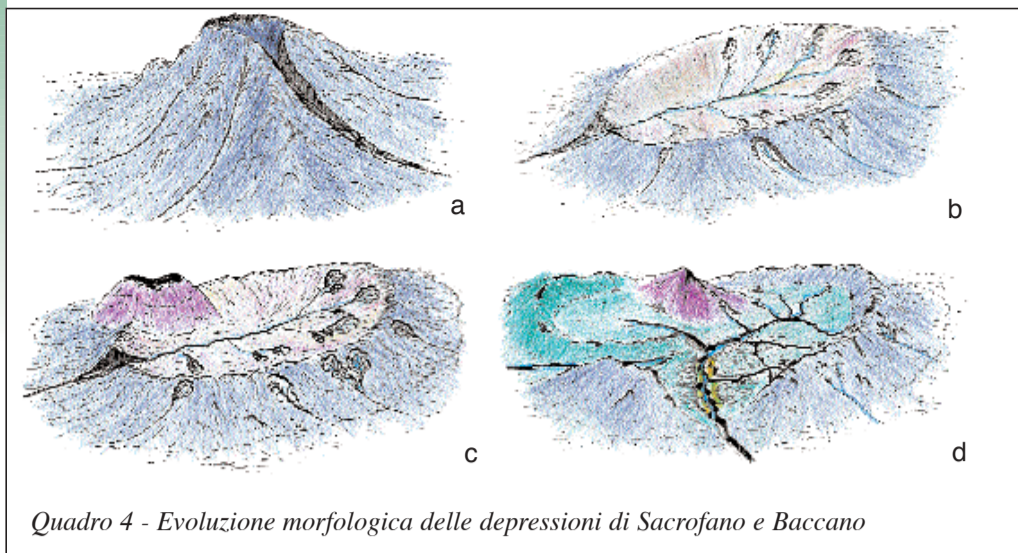
Quadro 2 - Immagine Landsat dell'Italia centrale

è quella caratteristica di tutte le aree vulcaniche del Lazio. Le ripetute colate piroclastiche emesse hanno originato superfici debolmente inclinate verso l'esterno rispetto ai principali centri di emissione; attualmente esse sono modellate dagli agenti esogeni, in particolare dalle acque correnti superficiali. Nel **quadro 1** queste superfici sono evidenti a NE del lago di Bracciano, presso l'abitato di Monterosi, e a SE dello stesso, tra Anguillara Sabazia e Cesano.

L'esame della carta del **quadro 3** evidenzia che le caratteristiche morfologiche dei monti Sabatini sono strettamente dipendenti non soltanto dagli eventi vulcanici, ma anche dai fenomeni tettonici, come testimoniano i numerosi «indizi morfotettonici», cioè quelle caratteristiche del rilievo che lasciano presumere l'esistenza di un controllo tettonico. Questi fenomeni tettonici hanno guidato non soltanto il vulcanismo, ma anche l'evoluzione morfologica recente, come è testimoniato dalle modificazioni subite nel tempo dalla rete idrografica della zona di Morlupo, descritta nella tavola 49. «Reticoli e fratture».



Quadro 3 - Forme vulcaniche e morfotettonica dei monti Sabatini

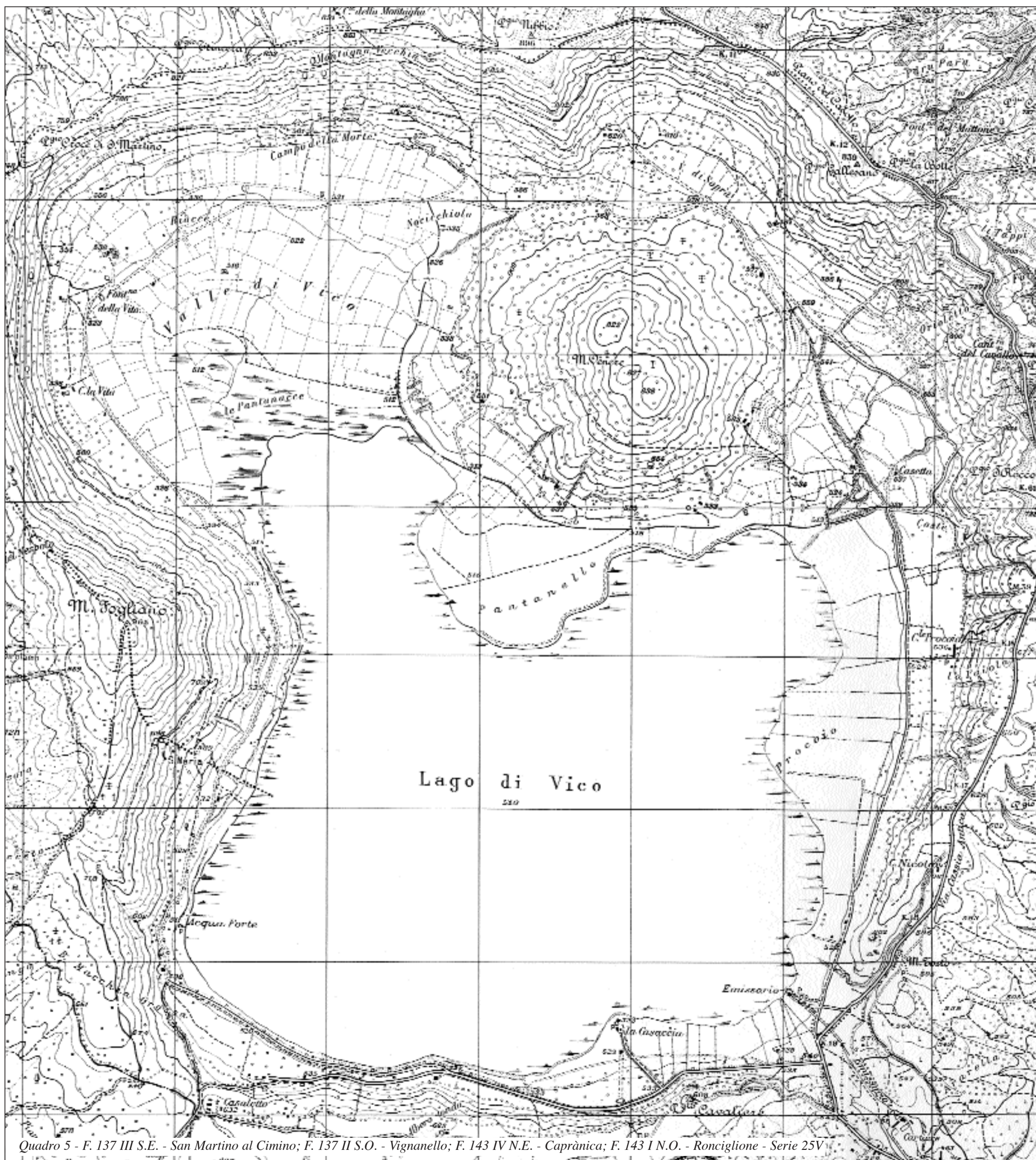


Quadro 4 - Evoluzione morfologica delle depressioni di Sacrofano e Baccano

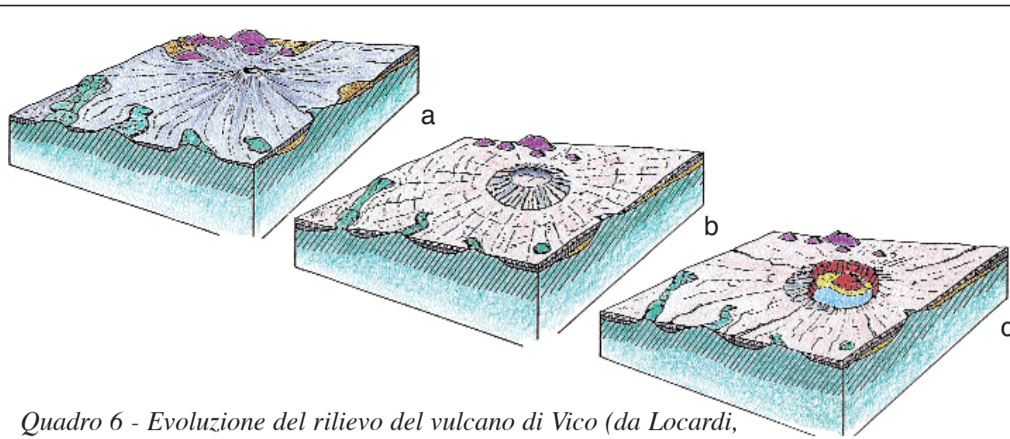
Il vulcano di Vico (**quadro 5**), a differenza del vulcano sabatino e di quello vulsineo (**quadro 7**), è un apparato centrale, originato da attività eruttive concentrate in un'area ristretta. La sua storia evolutiva può essere riassunta sin-

teticamente in tre fasi principali (**quadro 6**). In una prima fase, iniziata circa 400 000 anni fa, eruzioni sia esplosive sia effusive edificarono uno strato-vulcano. Durante una seconda fase, iniziata circa 200 000 anni fa, un'attività soprattutto esplosiva originò un'ampia caldera, dai margini piuttosto articolati, che è ancora ben distinguibile nel rilievo attuale. Nello stralcio topografico (**quadro 5**) è ben riconoscibile il limite esterno della depressione; esso coincide con lo spartiacque che passa per monte Fogliano e, procedendo in senso orario, tocca i coni di scorie di poggio Croce di S. Martino, poggio Nibbio, poggio Gallesano, poggio S. Rocco, fino a poggio Cavaliere. Ben delineati sono anche i versanti interni della depressione, a forte acclività, che convogliano le acque superficiali verso il lago di Vico. La terza fase dell'evoluzione, iniziata intorno a 140 000 anni fa, fu caratterizzata da un'attività idromagmatica, favorita dalla presenza di uno specchio lacustre, e terminò con l'edificazione del cono lavico di monte Venere. La lettura della carta permette di riconoscere facilmente questo cono che, circondato attualmente da zone piatte di deposito, doveva inizialmente costituire un'isola.

L'area vulcanica dei monti Vulsini, come quella dei monti Sabatini, mostra l'impronta di un'attività di tipo areale, verificatasi, a partire da circa 600 000



Quadro 5 - F. 137 III S.E. - San Martino al Cimino; F. 137 II S.O. - Vignanello; F. 143 IV N.E. - Caprànica; F. 143 I N.O. - Ronciglione - Serie 25V

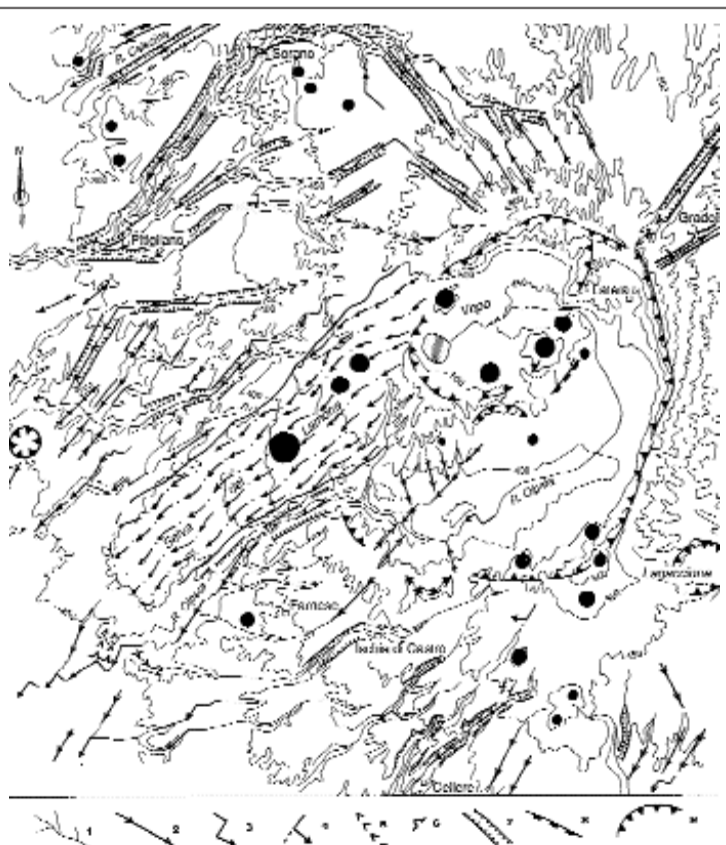


Quadro 6 - Evoluzione del rilievo del vulcano di Vico (da Locardi, 1965, modificato). I rilievi in rosso sullo sfondo sono i domi acidi dei monti Cimini a ridosso dei quali si è edificato lo strato-vulcano

anni fa, su un'estensione di circa 2 300 km<sup>2</sup> (quadro 7). Tra le forme del rilievo fa spicco la grande depressione vulcano-tettonica che, del tutto analoga a quella del lago di Bracciano, qui ospita il lago di Bolsena. All'individuazione di tale depressione contribuirono soprattutto le manifestazioni vulcaniche dei centri eruttivi del settore orientale, tra i quali i più importanti furono quelli di Bolsena, ubicato presso l'attuale omonimo abitato, e quello di Montefiascone, localizzato immediatamente a SE della depressione di Bolsena e soltanto in parte rappresentato nello stralcio topografico (cfr. tavola 72. «Calderi e crateri»). Contemporaneamente alle fasi finali dell'attività di quest'ultimo centro ebbero inizio, circa 300 000 anni fa, anche le manifestazioni del centro di Latera, nel settore occidentale; le ripetute esplosioni che caratterizzarono la sua attività portarono alla formazione di un'ampia caldera che caratterizza attualmente il paesaggio di quest'area. Lo stralcio topografico mette in luce



Quadro 7 - F. 136 - Toscana; F. 137 - Viterbo - Serie 100V



Quadro 8 - Carta geomorfologia del settore orientale del distretto vulcanico vulsino. 1, corsi d'acqua perenni; 2, corsi d'acqua rettilinei ed in approfondimento; 3, gomiti fluviali; 4, creste rettilinee; 5, valli rettilinee a V; 6, sorgenti con emissioni di gas; 7, forre; 8, scarpate; 9, orlo di depressione vulcanica; 10, coni di cenere e scorie; 11, curve di livello; 12, isobate

l'esistenza della depressione ellittica con limiti molto netti nella sua parte settentrionale ed orientale. Nel settore occidentale e sudoccidentale tali limiti appaiono meno netti, poiché vennero interrotti dalle emissioni di colate di lava finali. Tra queste, quella di Selva del Lamone, particolarmente resistente all'azione demolitrice degli agenti esogeni, costituisce una forma di particolare evidenza (quadro 8).

Anche nell'area vulsinea, come in quella sabatina, le zone periferiche sono caratterizzate da superfici a debole energia del rilievo, dovute alla messa in posto dei materiali vulcanici e immergenti verso l'esterno rispetto ai principali centri di emissione.

#### BIBLIOGRAFIA

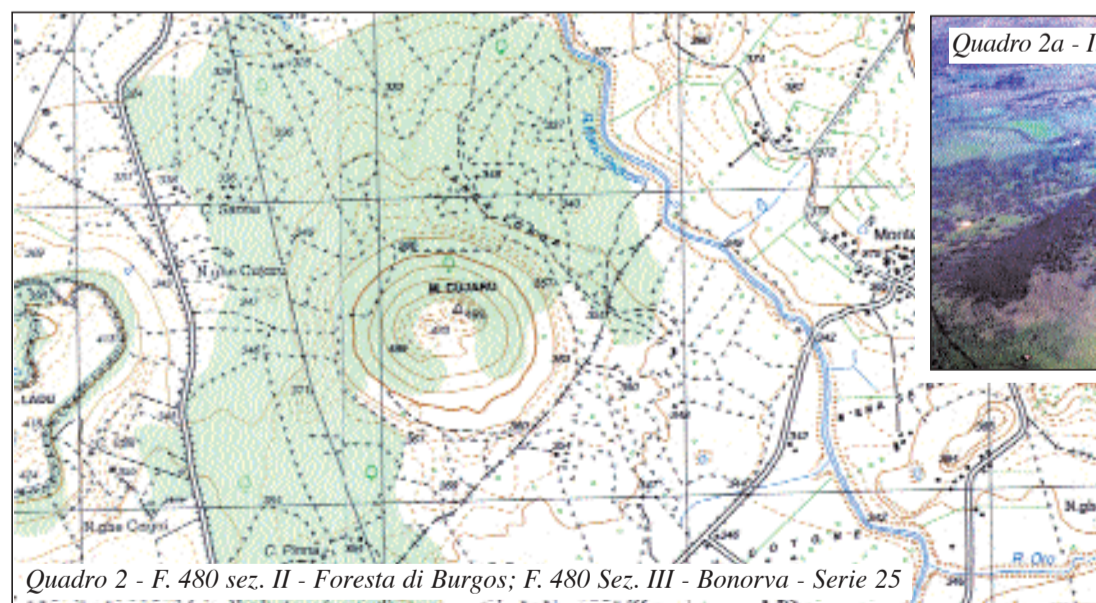
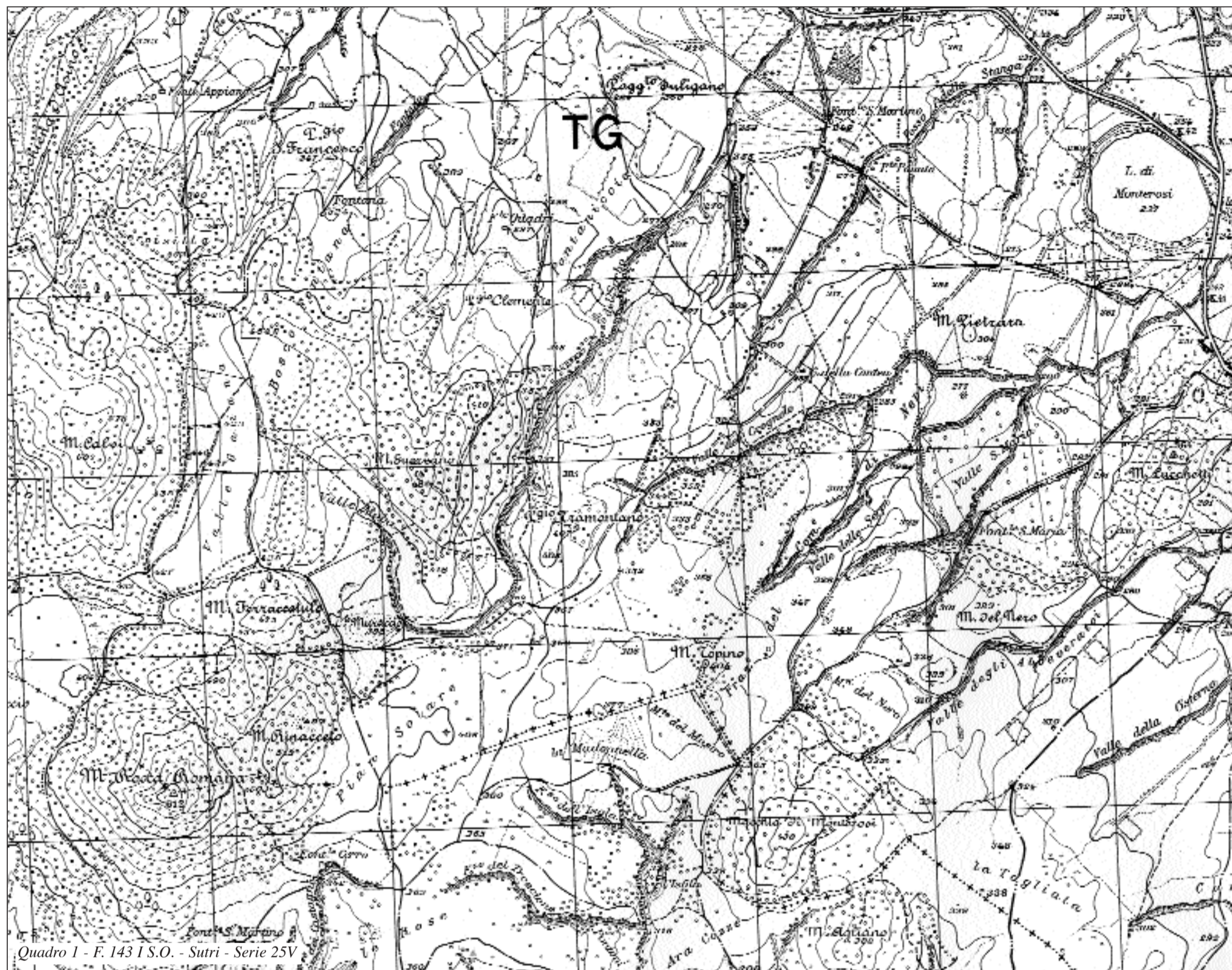
- BIASINI A., BUONASORTE G., CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E., "Geomorphological characteristics", in Sabatini volcanic complex, *Quaderni de "La Ricerca scientifica"*, 114, Roma 1993, pp. 81-94.
- BUONASORTE G., CICCACCI S., DE RITA D., FREDI P., LUPA PALMIERI E., "Some relations between morphological characteristics and geological structure", in *The Vulsini Volcanic Complex (Northern Latium, Italy)*, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.*, 82, 1991, pp. 59-71.
- CICCACCI S., DE RITA D., FREDI P., "Studio geomorfologico delle depressioni vulcaniche di Sacrofano e Baccano nei monti Sabatini (Lazio)", *Memorie della Società Geologica Italiana* 35, 1986, pp. 833-845.
- LOCARDI E., "Tipi di ignimbriti di magmi mediterranei: le ignimbriti del vulcano di Vico", *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali*, 72, 1965, pp. 55-173.



# 71. Forme vulcaniche minori

PAOLA FREDI

Università degli Studi di Roma «La Sapienza»



estinti del Lazio»). Al margine sudoccidentale dello stesso stralcio si osservano tre coni (monte Rocca Romana, monte Rinacceto e monte Ferracetulo), strettamente addossati l'uno all'altro, che danno origine ad un «cono multiplo». Queste associazioni di coni di scorie si formano frequentemente nelle aree a vulcanismo areale, come quella dei monti Sabatini. Il meccanismo di formazione è

simile a quello che produce i coni parassiti o avventizi: il primo cono blocca il condotto principale, ed i successivi si mettono in posto in corrispondenza di condotti che si originano nelle vicinanze.

Un cono di scorie isolato è quello di monte Cùjaru, rappresentato nello stralcio del **quadro 2**. Esso è costituito dai prodotti scoriacei di una colata di basalto debolmente alcalino, che circa 800000 anni fa ha prodotto la piana di sbarramento vulcanico di S. Lucia di Bonorva, nella Sardegna nordoccidentale. La sua sommità è pianeggiante per la presenza di un cratere, mentre i suoi versanti risultano non molto acclivi, come è tipico dei rilievi vulcanici di natura basaltica. (**quadro 2a**).

Tra le forme vulcaniche negative si possono annoverare i piccoli crateri di esplosione, legati ad attività idromagmatica, come quello che ospita il lago di Monterosi (**quadro 1**) e quello del monte Annaru (**quadri 3 e 3a**). Nel primo esempio si tratta di un *maar*, cioè di un cratere originato da attività così esplosive da favorire la dispersione dei materiali emessi, impedendo la formazione di bastioni intorno alla depressione. In casi come questo il condotto di esplosione

Come «forme vulcaniche minori» si intendono quelle forme – positive o negative – che, per le loro dimensioni o per l'intensità dell'attività eruttiva che le ha prodotte, sono di importanza subordinata rispetto ai principali centri di emissione di una determinata area vulcanica.

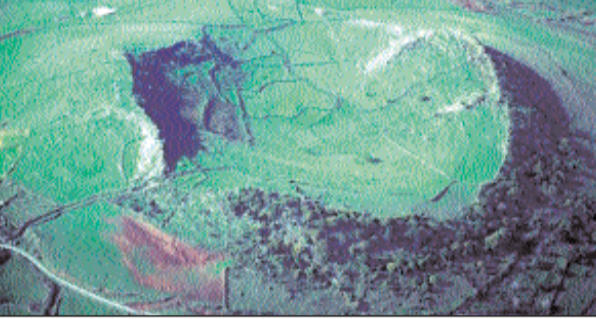
In questo senso possono considerarsi forme minori i «coni di scorie», cioè quei rilievi vulcanici, con o senza cratere sommitale, che si formano per attività esplosive, con emissione di prodotti piroclastici e talora di piccole colate di lava.

Nello stralcio topografico del **quadro 1** si osservano diversi coni di scorie, densamente vegetati, che rappresentano il risultato dell'attività di centri minori appartenenti al distretto vulcanico sabatino (cfr. tavola 70. «Edifici vulcanici

Quadro 3 - F. 480 Sez. III - Bonorva - Serie 25



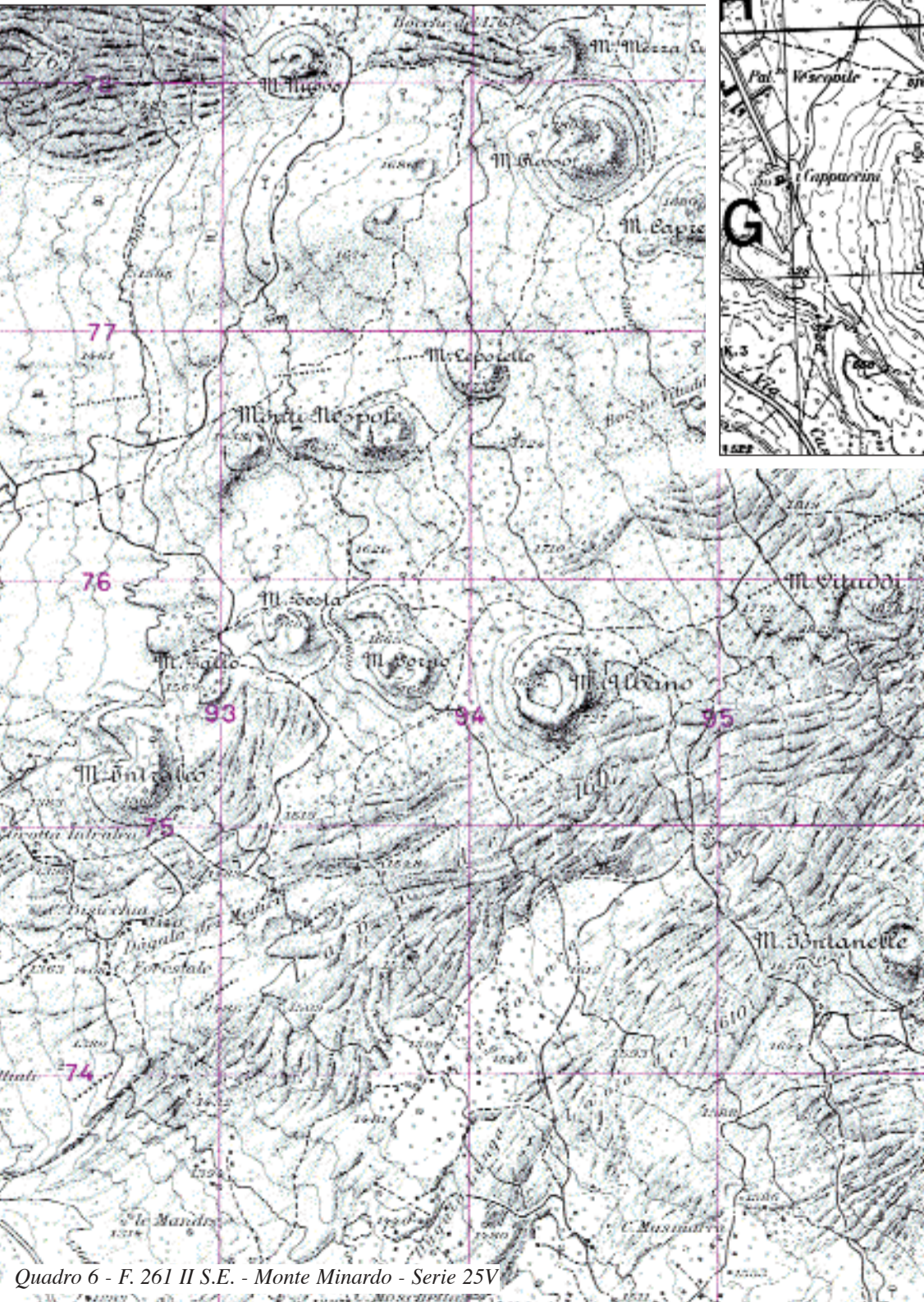
Quadro 3a - Il cratere di esplosione di monte Annaru



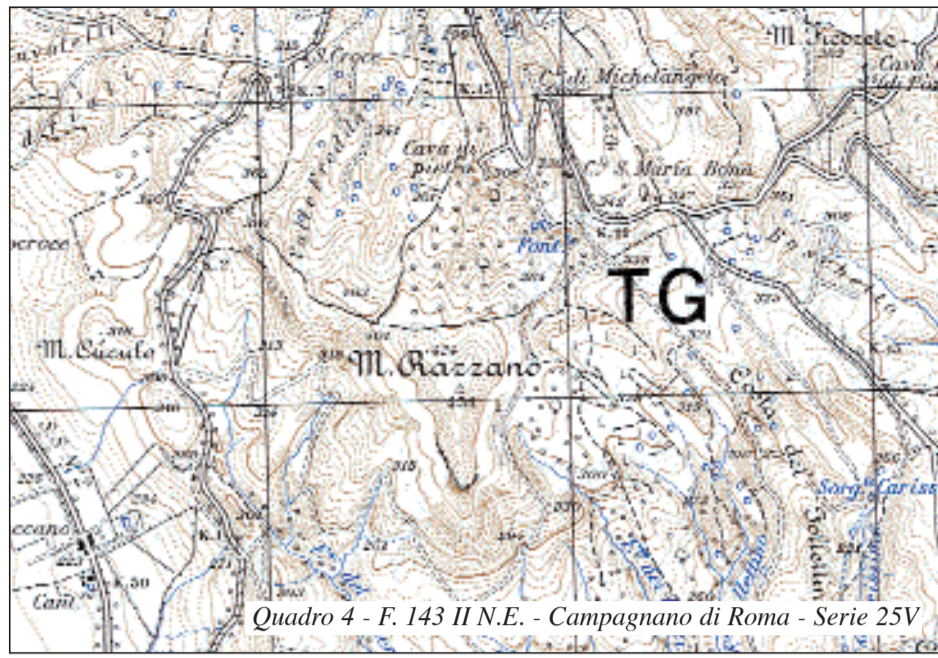
viene spesso riempito dalle acque vadose. La seconda depressione, invece, mostra le caratteristiche dei tuff-ring: crateri circondati da bastioni (costituiti, nell'esempio rappresentato, da scorie basaltiche) di altezza minore rispetto al diametro della depressione.

Nello stralcio del **quadro 4** è rappresentato il tuff-cone di monte Razzano, nell'area sabatina. Nei rilievi di questo tipo l'altezza dei bastioni è notevolmente superiore al diametro dell'eventuale cratere sommitale. Anche queste forme vulcaniche, come le precedenti, sono legate ad attività fortemente esplosive, tanto che i prodotti vulcanici emessi inglobano spesso i materiali che costituiscono il substrato attraversato dai magmi in risalita.

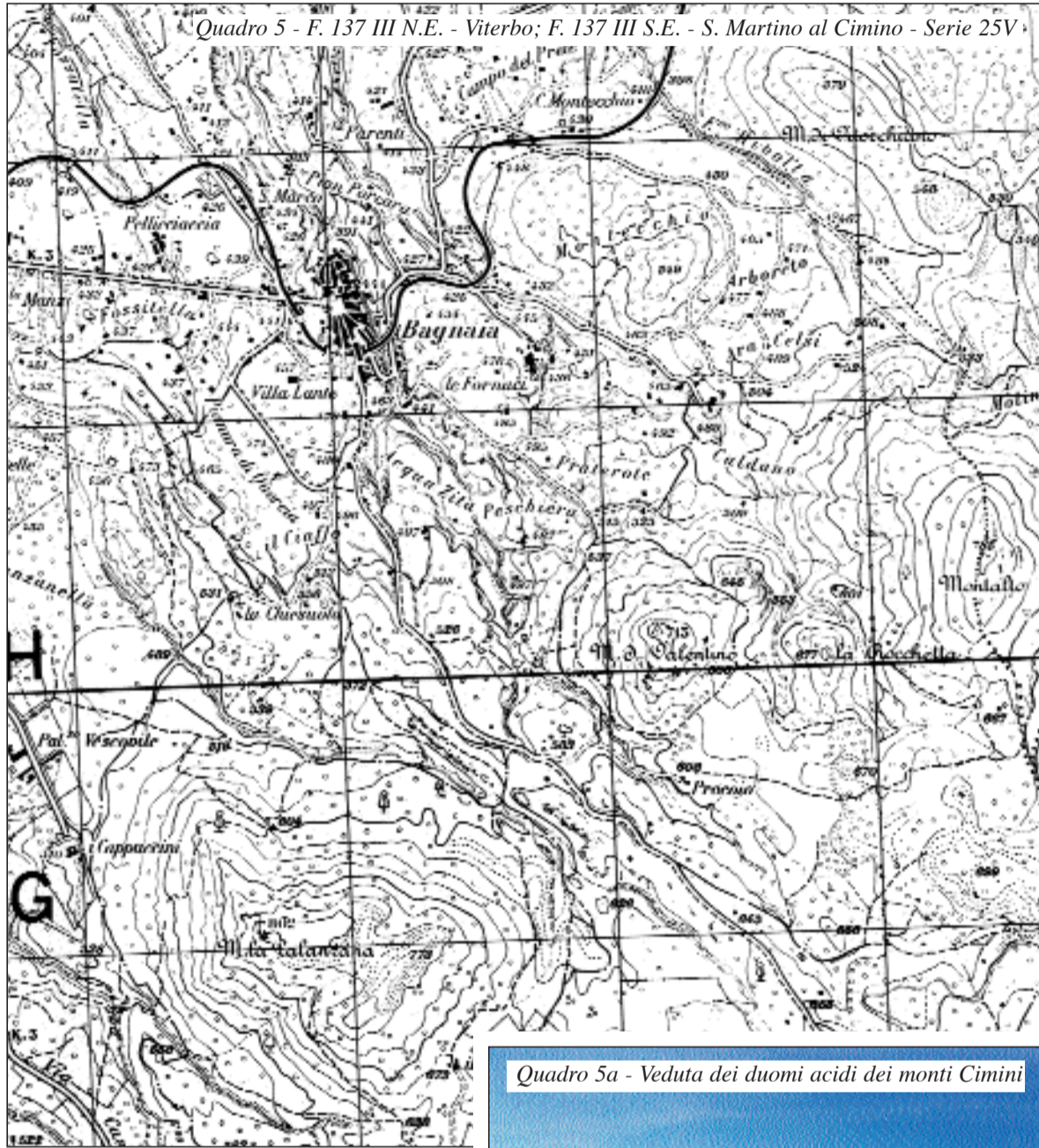
Altri rilievi vulcanici minori sono i «duomi lavici». Quelli rappresentati nello stralcio del **quadro 5** sono i «duomi» dei monti



Quadro 6 - F. 261 II S.E. - Monte Minardo - Serie 25V



Quadro 4 - F. 143 II N.E. - Campagnano di Roma - Serie 25V



Quadro 5 - F. 137 III N.E. - Viterbo; F. 137 III S.E. - S. Martino al Cimino - Serie 25V

Quadro 5a - Veduta dei duomi acidi dei monti Cimini



Cimini, costituiti dalle lave acide legate all'attività vulcanica che ha preceduto il vulcanismo alcalino-potassico del Lazio. Il tipo di lava (molto viscosa) conferisce a questi rilievi un aspetto particolare, caratterizzato da un'elevata pendenza dei versanti (**quadro 5a**).

Infine si segnalano i «coni parassiti», di genesi analoga a quella dei coni multipli. Significativi esempi di questo tipo di forme si riscontrano sul monte Etna. Nello stralcio del **quadro 6** si osservano alcuni coni che tendono ad allinearsi; questo allineamento è dovuto al verificarsi di eruzioni successive lungo una frattura, sulla quale i coni si originano a quote sempre maggiori, finché la frattura stessa viene saturata (cfr. tavola 65. «Vulcani attivi: l'Etna»).

#### BIBLIOGRAFIA

MATTIAS P. P., VENTRIGLIA V., "La regione vulcanica dei monti Cimini e Sabatini", *Memorie della Società Geologica Italiana*, 9, 1970, pp.331-384.  
 OLLIER C., *Vulcani - Attività, Geografia, Morfologia*, Bologna, ed. Zanichelli, 1990.  
 SIAS S., "Plio-pleistocenica evolution of Rio Mannu di Mores valley", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 25, 2002, pp.135-148.

# 72. Caldere e crateri

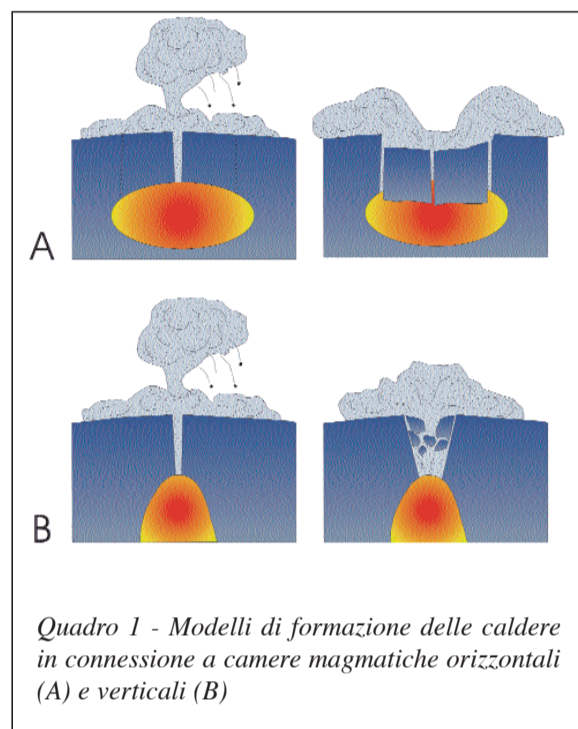
DONATELLA DE RITA

Università degli Studi «Roma Tre»

Questa tavola è dedicata all'illustrazione di due dei più importanti morfotipi delle aree vulcaniche: le caldere ed i crateri. Entrambe le forme sono più o meno circolari, a rilievo negativo e connesse a fenomenologie esplosive.

Il termine «caldera» deriva dal portoghese *caldeira* (che vuol dire «caldai») ed è stato usato nel passato per indicare qualsiasi «depressione naturale» a fondo piatto, limitata da ripidi bastioni di forma più o meno circolare. Il primo ad introdurlo in ambito geologico è stato Leopold Von Buch più di un

secolo fa e da allora questo termine è stato utilizzato in maniera equivoca, dando luogo a diverse interpretazioni e controversie. Hans Reck (WILLIAMS, 1941) stabilì criteri più o meno oggettivi per l'univoca identificazione di una caldera. Egli suggerì che: 1) tutte le caldere sono connesse ad attività vulcanica; 2) esse sono caratterizzate da forme circolari più o meno regolari; 3) le caldere differiscono dai crateri nelle dimensioni e per il fatto che invece di essere connesse direttamente al condotto (crateri), sono connesse al tetto dei serbatoi magmatici; 4) la differenza principale tra crateri e caldera sta nel fatto che mentre



del tetto del serbatoio magmatico ed è il risultato dei cambiamenti di stato o di volume nel serbatoio sottostante; 6) la caldera è sempre una forma vulcanica negativa.

Nel 1879 il vulcanologo francese Ferdinand Fouqué stabilì per la prima volta una precisa relazione tra un'eruzione e la relativa formazione della caldera: questa può formarsi sia per la decapitazione del cono vulcanico ad opera dell'esplosione sia per il collasso della parte sommitale del vulcano a causa dello svuotamento della camera magmatica sottostante. Nel 1941 Howel Williams ipotizzò che la causa più probabile della genesi delle caldere fosse lo svuotamento del serbatoio magmatico con il conseguente collasso del tetto.

L'ipotesi di Williams è attualmente quella maggiormente accreditata dai ricercatori, anche se non mancano sostenitori della tesi che le caldere si originino per esplosione del vulcano. Il meccanismo di formazione di una caldera è illustrato schematicamente nel **quadro 1**. I due modelli si riferiscono a due diverse tipologie di collasso, connesse al diverso sviluppo delle camere magmatiche sottostanti: orizzontale (a) e verticale (b).

Il termine «cratere» viene utilizzato per indicare l'espressione in superficie del condotto alimentare di un vulcano esplosivo. La forma del cratere è direttamente relazionata al grado di esplosività.

In Italia la natura altamente esplosiva della maggior parte dei vulcani quaternari ha dato origine ad edifici complessi con crateri spesso coalescenti, la cui attività si è per lo più conclusa con la formazione di caldere.

Una delle forme calderiche più evidenti è quella del vulcano di Roccamonfina (**quadro 2**), al confine tra la Campania ed il Lazio. La caldera di Roccamonfina si formò circa 385 000 anni fa, al tetto dell'omonimo stratovulcano, alla fine di un lungo periodo di attività esplosiva. Ha una forma ellittica, con un diametro maggiore di circa 6,5 km allungato in direzione NO-SE, ed aperta sul lato orientale. Il margine occidentale infatti è un semicerchio quasi perfetto, con quote che variano tra 933 e 650 m, la cui continuità si interrompe in corrispondenza di una faglia orientata NE-SO; quest'ultima costituisce il prolungamento verso l'edificio vulcanico della faglia a carattere

regionale che limita a nord la struttura sedimentaria del monte Massico. Tale forma «a ferro di cavallo» indica che il collasso interessò la parte orientale dell'edificio, lasciando pressoché intatta quella occidentale ancora ben riconoscibile sia per il pendio scosceso sia per lo sviluppo radiale centrifugo del reticolo idrografico.

Nel **quadro 3a** i tre profili e gli schemi planimetrici accanto mostrano i successivi stadi di sviluppo della caldera di Roccamonfina, il cui collasso è stato determinato dall'azione di una faglia, orientata in direzione NE-SO, che ha ribassato il settore orientale dell'edificio. Oltre a questo lineamento, il bordo della caldera non è più distinguibile e gran parte dell'originale morfologia del vulcano è mascherata dall'attività successiva al collasso. Gli schemi del **quadro 3b** mostrano l'evoluzione morfologica della caldera. Analoghe a quella di Roccamonfina sono le caldere di Vico e del Somma-Vesuvio.

La tettonica regionale controllò sicuramente l'attività dei vulcani quaternari dell'Italia centrale: le caldere al tetto degli edifici hanno forme complesse, dovute alla concomitanza di fenomeni esplosivi ed attività tettonica. La caldera del vulcano Vulture in Basilicata (**quadro 4**), ad esempio, ha una configurazione complessa che ha suscitato notevoli discussioni in ambito scientifico. Alcuni autori

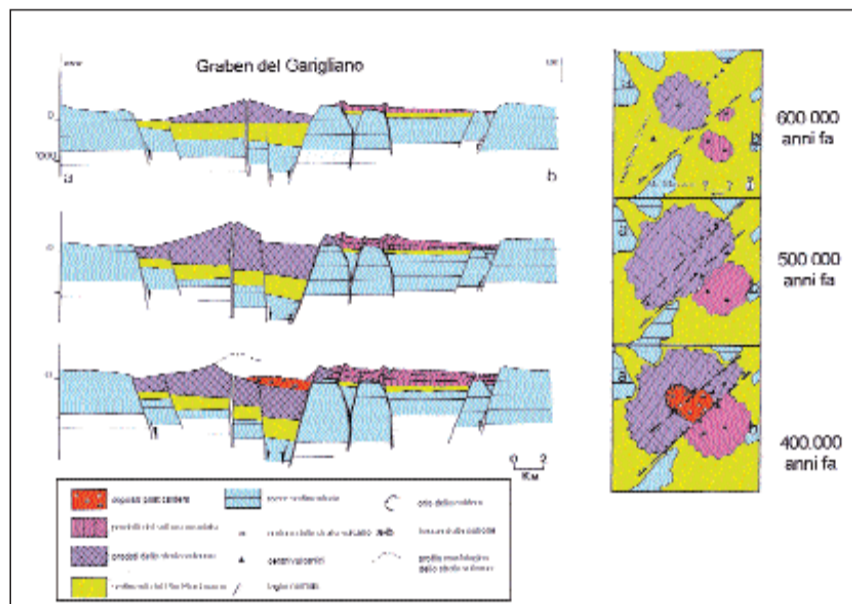


(GUEST *et alii*, 1988) sostengono che la sua formazione sia stata causata da ingenti processi di frana verificatisi sul fianco di un vulcano che doveva aver raggiunto i 1 500-1 600 m di altezza. Questa ipotesi è giustificata dalla forma «a ferro di cavallo», aperta verso ovest, circoscritta dai rilievi del monte Vulture e di monte San Michele, con quote comprese tra i 700 ed i 1 300 metri, ed incisa profondamente dal corso d'acqua della valle dei Grigi. La stessa morfologia è invece interpretata da altri autori (AA.VV., 1999) come un'antica caldera, con un diametro di circa 4,5 km, delimitata a Nord da una scarpata alta circa 400 m, mentre verso Sud il bordo meridionale non è più identificabile, perché mascherato dall'attività dei più recenti centri di Montecchio. Dentro questa depressione si riconoscono le tracce di un edificio più giovane, a sua volta interessato da un collasso calderico. Questa caldera più recente, detta di Monticchio, ha un diametro di circa 3 km ed è facilmente individuabile seguendo l'andamento semicircolare dei rilievi di Cozza Pelata, Serr'Alto, Prete della Scimmia e la stretta dorsale (allungata in direzione NE-SO) con la cima più alta della Croce (943 m s.l.m.); al suo interno si trovano due piccoli laghi, detti anch'essi di Monticchio, che sono due crateri dovuti ad esplosioni idromagmatiche, cioè connesse al contatto tra il magma e l'acqua dell'acquifero regionale. La forma dei due laghetti non è perfettamente circolare, ma lievemente allungata in direzione NO-SE indicando che probabilmente si tratta in entrambi i casi di almeno due crateri coalescenti. Entrambe le forme sono delimitate da bastioni bassi e dal rilievo dolce, che, nel caso del cratere più orientale, si appoggia al

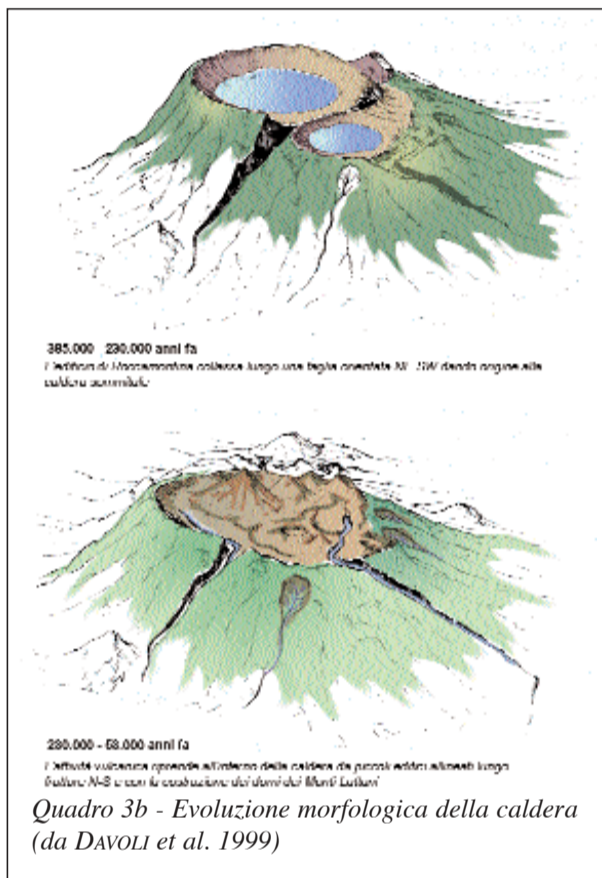
margine della caldera perdendo la sua definizione.

Anche la caldera di Latera (v. tavola 70. «Edifici vulcanici estinti del Lazio») nel distretto vulcanico vulsino, al confine tra il Lazio e la Toscana, ha una forma complessa; il suo contorno è ellittico, con un diametro massimo, orientato in direzione NE-SO, di circa 10 km ed una quota media del fondo di 350 m sul livello del mare. Mentre il margine nordorientale è abbastanza ben delineato, quello sudoccidentale appare aperto «a ferro di cavallo» e mascherato dai prodotti dell'attività postcalderica. L'andamento movimentato del margine indica che si tratta di una caldera poligenica, cioè identificatasi in più fasi durante un arco di tempo compreso tra 280 000 e 180 000 anni fa, in connessione a più eventi esplosivi che causarono collassi del tetto del serbatoio sottostante. All'interno dell'area calderica, una serie di conici di scorie allineati a semicerchio (monte Becco, monte Spinaio, poggio Seccante, monte Calveglio, ecc.) individuano una seconda forma calderica più giovane in cui si trova il piccolo lago di Mezzano (**quadro 5**), che corrisponde ad un cratere dovuto ad un'eruzione freatomagmatica. Esplorazioni profonde effettuate dall'ENEL con finalità geotermiche hanno permesso di calcolare che in questo settore il substrato sedimentario è collassato per oltre 1 000 metri.

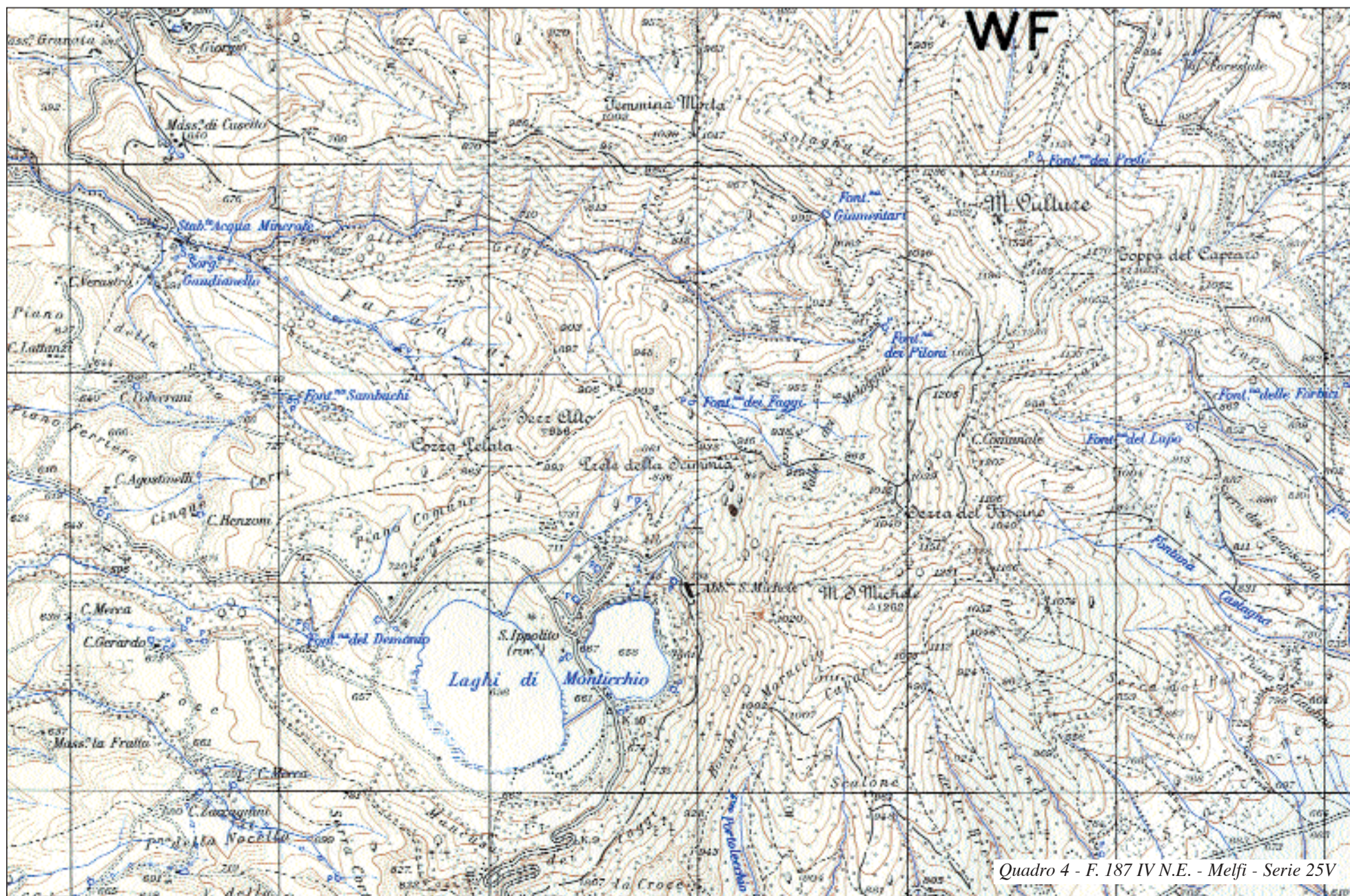
Il lago di Mezzano è un tipico lago craterico dalla forma quasi perfettamente circolare e delimitato da bassi bastioni dalla morfologia dolce. Si tratta di un *maar* (cfr. tavola 71. «Forme vulcaniche minori»), cioè di un cratere la cui unica esplosione fu dovuta all'interazione del magma in risalita con gli acquiferi superficiali. I prodotti emessi sono quasi esclusivamente costituiti da ceneri fini e blocchi di ricaduta balistica, e si sono accumulati tutto intorno alla depressione craterica costituendone i margini. Mentre il margine interno è molto ripido, quasi verticale, quello esterno è molto più dolce, indicando un'inclinazione dei prodotti che raramente supera i 10-15°. Una configurazione analoga è riconoscibile per la piccola depressione di Lagaccione, a sudest di Latera (**quadro 6**), che fino a tempi storici ha ospitato un lago, poi prosciugato per utilizzarne il fondo a scopo agricolo. Anche Lagaccione mostra una geometria quasi perfettamente circolare, anche se rispetto a Mezzano presenta una maggiore irregolarità, dovuta allo sviluppo di un reticolo idrografico, assente nel caso di Mezzano. Ciò è probabilmente connesso



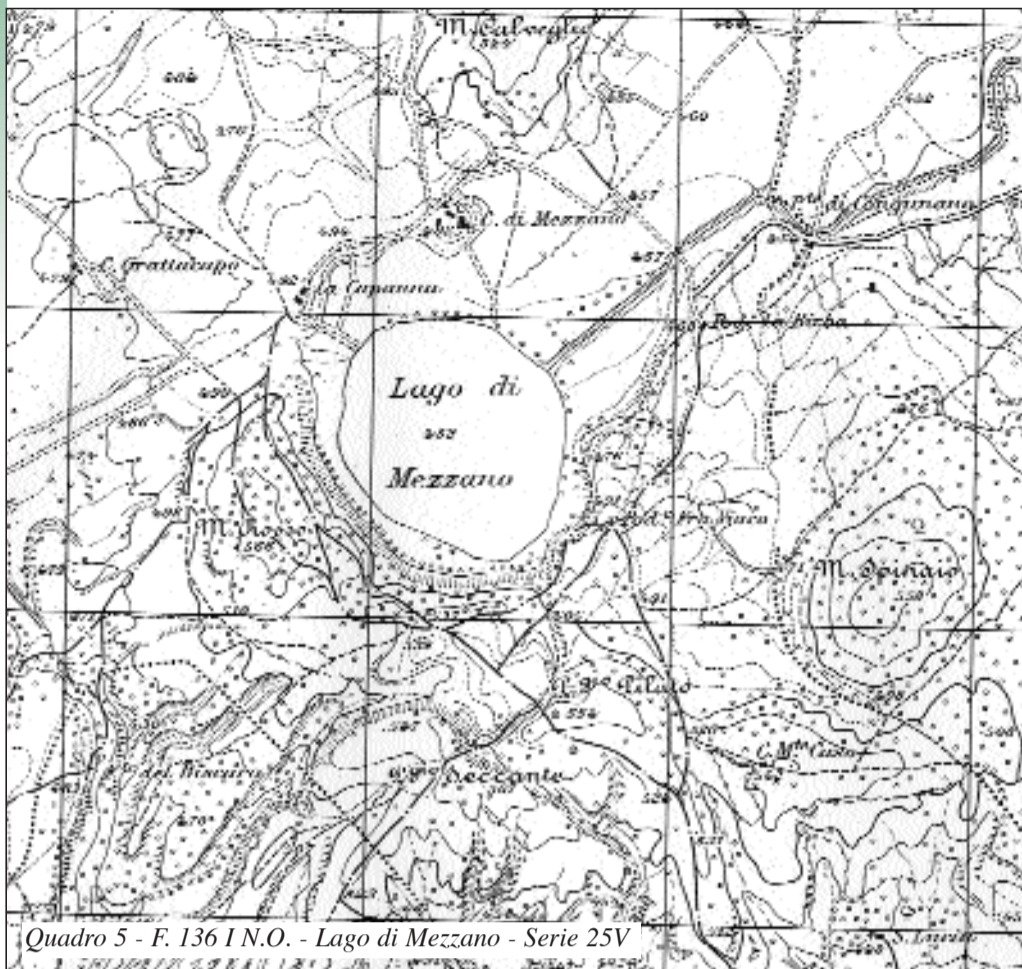
Quadro 3a - Profili schematici e schemi planimetrici dell'evoluzione della caldera di Roccamonfina (da DE RITA e GIORDANO 1996)



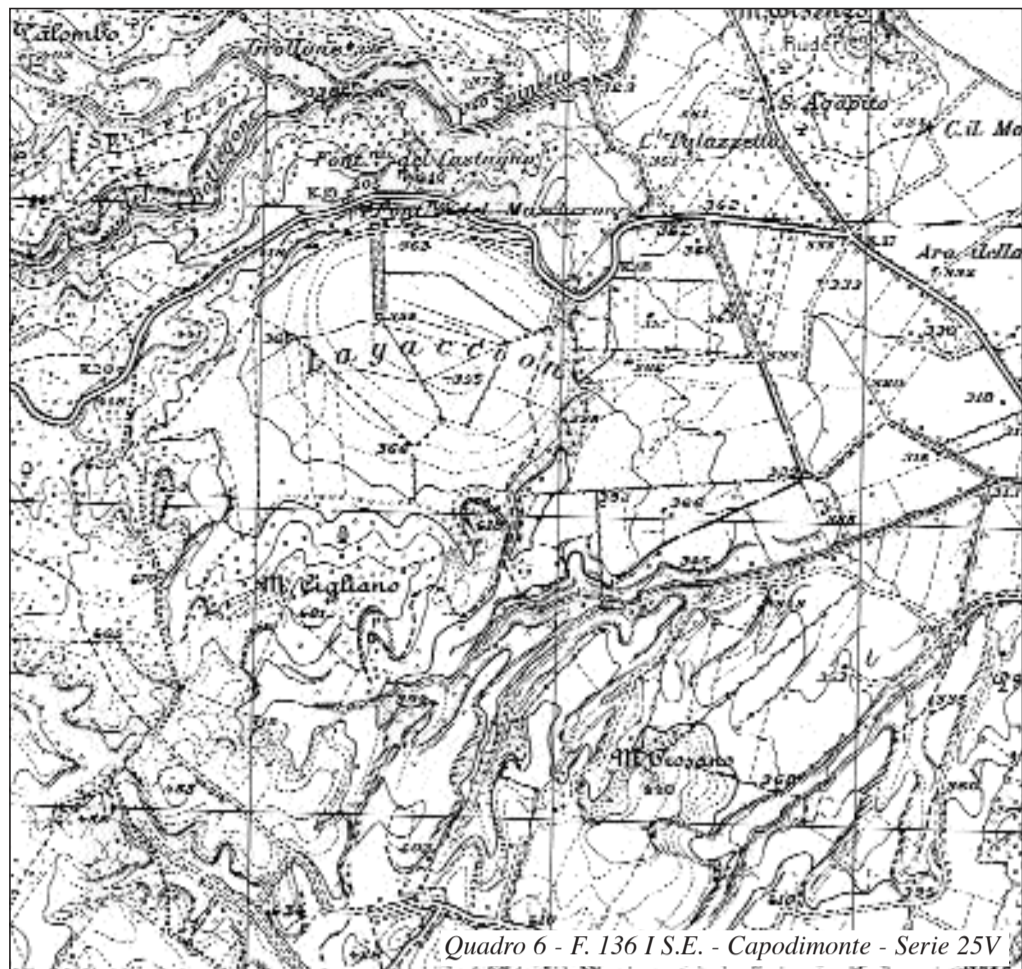
Quadro 3b - Evoluzione morfologica della caldera (da DAVOLI et al. 1999)



Quadro 4 - F. 187 IV N.E. - Melfi - Serie 25V



Quadro 5 - F. 136 I N.O. - Lago di Mezzano - Serie 25V



Quadro 6 - F. 136 I S.E. - Capodimonte - Serie 25V

alla diversa posizione di sviluppo dei due crateri nell'ambito dell'area vulcanica: Mezzano si sviluppò all'interno di un'area calderica, mentre Lagaccione si trova sulle pendici esterne del vulcano.

Nel settore orientale del distretto vulcanico vulsino, ed in particolare al margine sudorientale del lago di Bolsena, si trova un altro cratere che nel passato ha ospitato un lago: si tratta del cratere di Montefiascone (quadro 7), che fu prodotto da un'unica esplosione dovuta al contatto tra il magma e l'acqua del lago di Bolsena. La sua forma non appare così ben delineata come quella di Lagaccione e di Mezzano, perché il cratere si sviluppò ai margini dell'ampia depressione vulcano-tettonica di Bolsena. La conca lacustre di Bolsena, come quella di Bracciano (cfr. tavola 70. «Edifici vulcanici estinti del Lazio»), può essere classificata a tutti gli effetti come «caldera»; la sua genesi è infatti connessa allo svuotamento del serbatoio magmatico sottostante. Però il collasso avvenne lungo direttrici tettoniche di estensione e di importanza regionale, e ciò indica che la tettonica ebbe un ruolo determinante nel causarne il collasso. Per questo motivo tali depressioni sono più correttamente chiamate «depressioni vulcano-tettoniche».

La conca di Bolsena ha un diametro medio di circa 12 km. Il margine orientale ha un andamento irregolare, con sviluppo centrifugo del reticolo idrografico disturbato da brusche modifiche dei corsi d'acqua in direzione nord-sud (quadro 7a). Tali deviazioni sono dovute alla presenza di fratture orientate in direzione nord-sud, lungo le quali si è verificato il collasso della depressione.

Non tutti i crateri idromagmatici hanno forme circolari corrispondenti ad un'unica eruzione. Anzi, la maggior parte dei crateri dei vulcani italiani mostra forme coalescenti, dovute cioè all'esplosione più o meno contemporanea di più crateri vicini o addirittura sovrapposti ed allineati lungo fratture a carattere regionale. Un esempio molto significativo è rappresentato dai laghi craterici maggiori del distretto dei colli Albani, a sud di Roma: Nemi, Albano ed Ariccia (quadri 8, 9 e 10). Questi crateri, insieme ad altri più piccoli, si formarono nelle fasi finali dell'attività del distretto vulcanico dei colli Albani a partire da circa 150 000 anni fa. Alcuni, come Castiglione, Valle Marciana, Giuturna, hanno una forma circolare più o meno regolare e furono prodotti da un unico evento esplosivo che edificò, con la deposizione di ceneri e piroclasti, bassi bastioni dai pendii dolci (anelli di tufo); altri, come Albano, Nemi ed Ariccia, furono prodotti da più esplosioni verificatesi più o meno contemporaneamente lungo fratture orientate nord-sud nel caso di Nemi ed Ariccia e NO-SE nel caso di Albano.

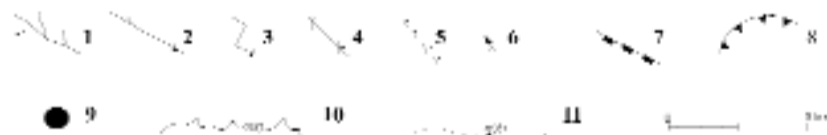
Nemi (quadro 10) ha una forma «ad otto» con il cratere settentrionale, attualmente prosciugato, che lascia presupporre almeno due eventi esplosivi



Quadro 7a - Schema morfologico strutturale (da BUONASORTE et al. 1991)



Quadro 7 - F. 137 - Viterbo - Serie 100V



Legenda: 1. Corsi d'acqua perenni. 2. Valli strette ed incise. 3. Corsi d'acqua deviati. 4. Ridges rettilinei. 5. Valli rettilinee a forma di V. 6. Sorgenti con emissioni gassose. 7. Scarpate. 8. Bordi di depressioni vulcano-tettoniche. 9. Coni di scorie. 10. Isoipse. 11. Isobate

vi significativi. La morfologia dei margini dei crateri è molto articolata e sottolineata da ripide scarpate molto evidenti nei margini interni. Il bordo sudorientale del cratere risulta maggiormente rialzato rispetto a quello occidentale, come è evidenziato dall'andamento delle isoipse che salgono in quota molto rapidamente con andamento irregolare. Ciò è dovuto al fatto che questo bordo craterico si è sviluppato a ridosso di una serie di coni di scorie (cfr. tavola 71. «Forme vulcaniche minori») già esistenti e che si erano sviluppati all'interno della caldera del Tuscolano-Artemisio.

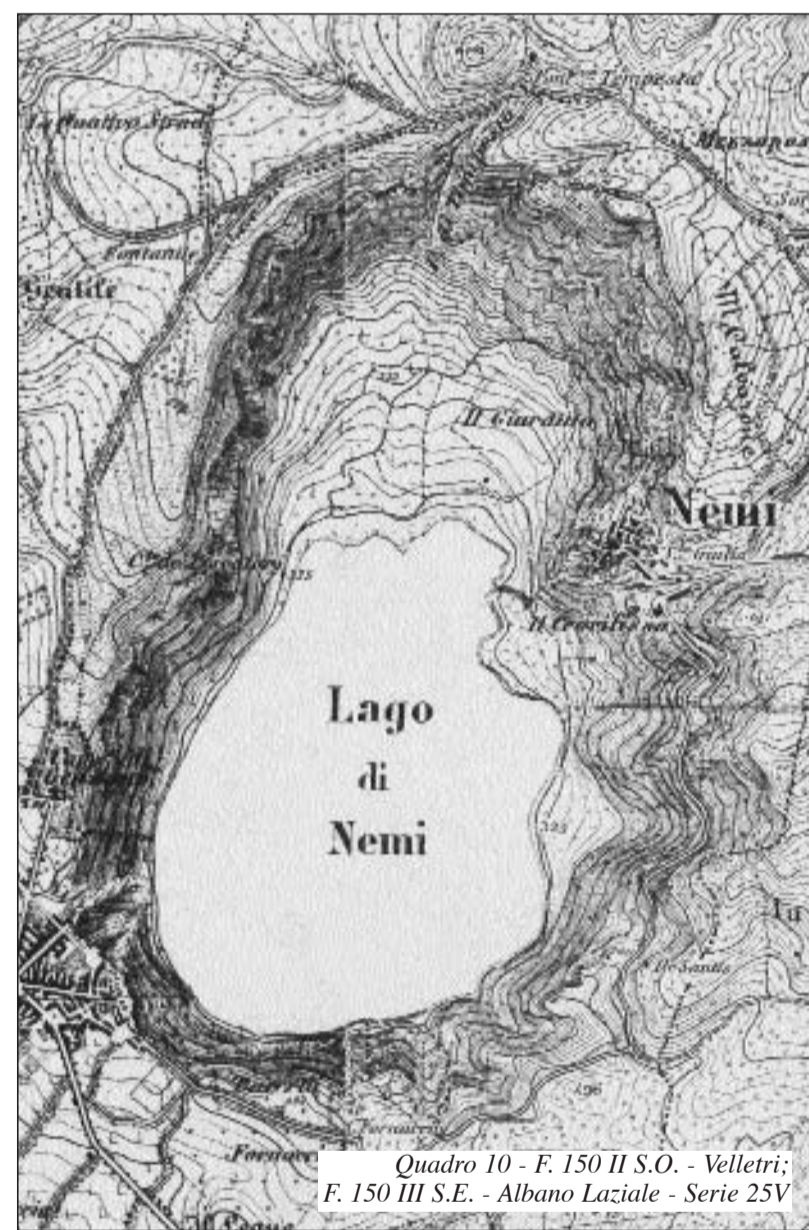
La complessa morfologia di Albano e gli studi stratigrafici condotti sui suoi prodotti indicano che l'attuale conca lacustre è il risultato della coalescenza di cinque crateri che furono attivi, con breve stasi tra l'uno e l'altro, da nord



Quadro 8 - F. 150 - Roma - Serie 100V



Quadro 9 - F. 150 III N.E. - Frascati; F. 150 III S.E. - Albano Laziale - Serie 25V



Quadro 10 - F. 150 II S.O. - Velletri; F. 150 III S.E. - Albano Laziale - Serie 25V

verso sud. La forma della conca lacustre è molto ben definita nel margine meridionale, dove l'esplosione intersecò il margine dell'edificio delle Faete. Questo giustifica la ripidità del margine interno del/i cratere/i e la scarsa defi-

nizione di quello esterno che si addossa alle pendici dell'edificio preesistente. Il bordo settentrionale scavato alla periferia dell'edificio delle Faete è molto meno definito ed in generale si trova a quote più basse.

#### BIBLIOGRAFIA

AA.VV., "Puglia e Monte Vulture", *Guide geologiche regionali*, Vol 8 (1), Milano, BE-MA editrice, 1999.  
 BUONASORTE G., CICCACCI S., DE RITA D., FREDI P., LUPA PALMIERI E., (1991), "Some relations between morphological characteristics and geological structure in the Volsini volcanic complex (Northern Latium, Italy)", *Zeitschrift für Geomorphologie Sup.* 82, pp. 59-71.  
 DAVOLI L., DEL MONTE M., DE RITA D., FREDI P., "Geomorphology and tectonics in the Roccamonfina Volcano (Campania, Central Italy)", *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, sup. 114, 1999, pp. 11-28.  
 DE RITA D., GIORDANO G., "Volcanological and structural evolution of Roccamonfina

volcano (southern Italy) and structural origin of the summit caldera", in MC GUIRE W. C., JONES A. P., NEUBERT J. (A CURA DI) "Volcano instability on the Earth and other planets", *Geological Society, London, Special Publications*, 1996, pp. 110,209-224.  
 FOUQUÉ F., *Santorini et ses éruptions*, Paris, Masson, 1879.  
 GUEST J. E., DUNCAN A. M., CHESTER D. K., "Monte Vulture volcano (Basilicata, Italy) an analysis of morphology and volcanoclastic facies", *Bulletin of Volcanology*, 50, 1988, pp. 244-257.  
 WILLIAMS H., "Calderas and their origin", *University of California Publications Bulletin of Department of Geological Sciences* 25, 1941, pp. 239-346.

# 73. Forme connesse con il magmatismo intrusivo

PAOLO ROBERTO FEDERICI

Università degli Studi di Pisa

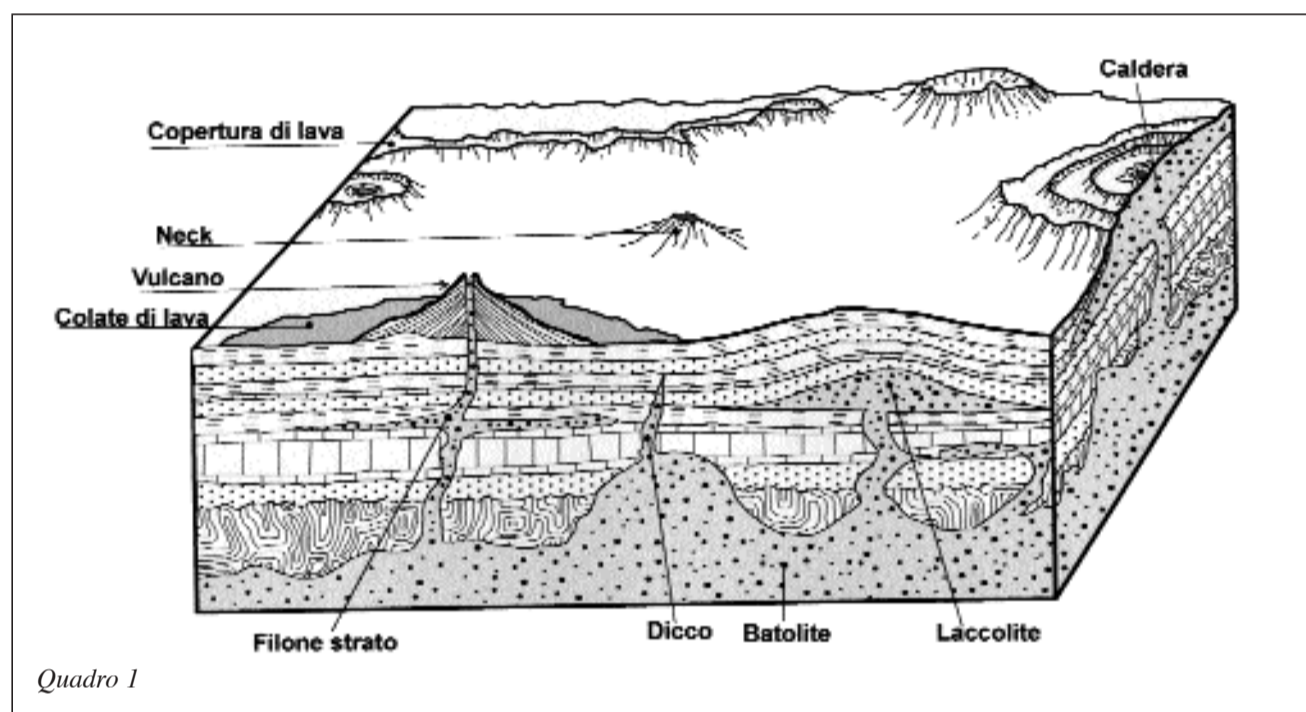
I «plutoni» rientrano nella categoria più generale dei corpi eruttivi, ossia di quelle porzioni della crosta terrestre che sono generate dalla solidificazione di un magma fuso. Esse si dividono in due grandi famiglie: i corpi intrusivi e i corpi effusivi. Poiché a questi ultimi sono dedicate diverse tavole dell'Atlante, qui si parla dei corpi intrusivi, cui appartengono appunto i plutoni che sono il risultato della messa in posto e della solidificazione del magma all'interno della Terra. Sulla base dei rapporti con le rocce incassanti, le masse intrusive si distinguono in corpi iniettati, quando sono totalmente avvolte dall'incassante, salvo il condotto alimentatore, e in corpi soggiacenti, quando non è percepibile la base dell'intrusione (si osservi lo stereogramma del **quadro 1**).

Tra i corpi iniettati i più noti sono i *sills* o filoni-strato, i laccoliti, esempi

dei quali si osservano nei Colli Euganei (**quadro 2**), i facoliti, iniettati nelle cerniere delle pieghe (iniezioni concordanti), le apofisi, i dicchi (corpi tabulari poco spessi ma lunghi che spiccano nel paesaggio e che per alcuni sarebbero collegati solo ad attività effusive), le etmoliti, come la grande massa imbutiforme dell'Adamello, le conoliti, masse irregolari che riempiono cavità, come nel caso del plutone monte Croce-Bressanone e delle Vedrette di Ries in Alto Adige (iniezioni discordanti).

Tra i corpi soggiacenti rientrano i batoliti e gli *stocks*. I primi sono masse di enormi dimensioni, che occupano intere regioni, come in Calabria (Serre, Sila) o in Sardegna. Si trovano nelle aree di orogenesi e non sembrano essersi messi in posto con processi iniettivi; può darsi che in profondità si colleghino alle radici sialiche della crosta. Nell'ambito dei batoliti è però possibile riconoscere distinte intrusioni. Comunque il termine «plutone», secondo Herbert H. Read, dovrebbe essere riservato a quelle masse cilindriche di rocce granitiche che sono state messe in posto a bassa temperatura in uno stato quasi solido. Risponde perfettamente a questa catalogazione l'intrusione granodioritica del monte Capanne nell'Isola d'Elba (**quadro 7**) o la cupola di Capo Pecora in Sardegna, che ha perforato in età tardo-ercinica i terreni dell'unità tettonica dell'Arburese. La metà costiera della cupola è stata completamente erosa dal mare (**quadro 9**).

È evidente che l'influenza dei plutoni sulla morfologia appare manifesta solo dopo che i processi erosivi abbiano asportato la loro copertura oppure nel caso che eventi tettonici li abbiano spinti in superficie. Di conseguenza è più probabile che influiscano sul paesaggio a causa del comportamento differenziale del corpo magmatico rispetto alle rocce già incassanti, sotto l'azione



Quadro 1

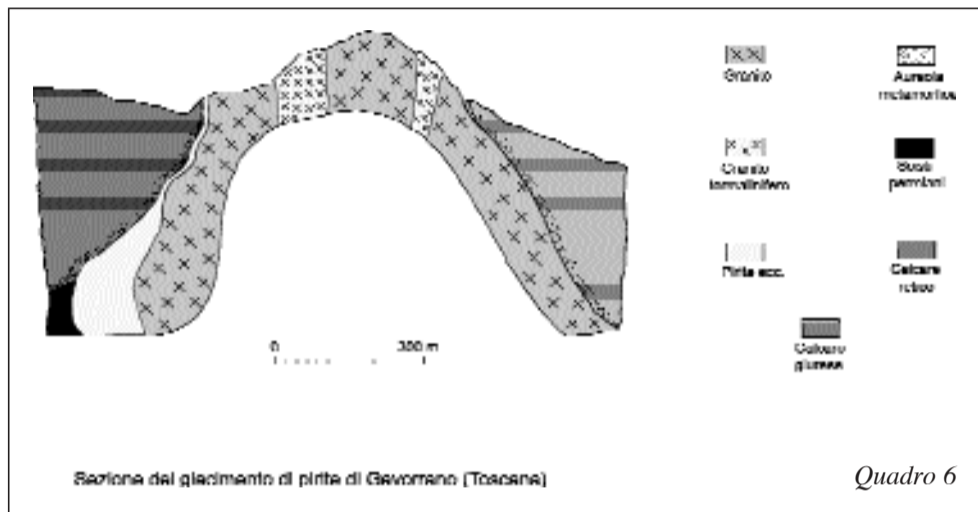


Quadro 2 - F. 64 IV N.E. - Lozzo Atestino - Serie 25V



Quadro 3 - F. 541 Sez. I - Ierzu - Serie 25V

degli agenti geomorfici. Per questo motivo i plutoni possono dare origine a fenomeni di inversione del rilievo, come nel caso dei grandi dicchi, o generare scarpate strutturali quando i *sills* si alternano agli strati di rocce sedimentarie più erodibili. Non mancano esempi di una influenza diretta del corpo intrusivo sulla geometria della superficie terrestre, per esempio con un controllo lito-strutturale dell'organizzazione della rete idrografica. Ma i corpi plutonici, nel complesso, sono di gran lunga più importanti per la petrologia e la geologia che per la geomorfologia, tanto più che quelli maggiori, i batoliti, sono parte integrante dello zoccolo cristallino di intere regioni oppure sono frammentati e dislocati dalle vicende tettoniche (monte Bianco, Aar-Gottardo, Calabria, ecc.). Gli *stocks* invece, anche se probabilmente sono cupole di batoliti nascosti, rientrano bene nella definizione di plutone, avendo dimensioni minori di un batolite, e solitamente in sezione trasversale sono più o meno cilindrici o ellittici (**quadro 6**), anche se bisogna osservare che la forma esposta del corpo eruttivo è dovuta al modellamento esogeno guidato dal sistema di fratture e dai piani di clivaggio piuttosto che dalla geometria dell'intrusione.



Quadro 6

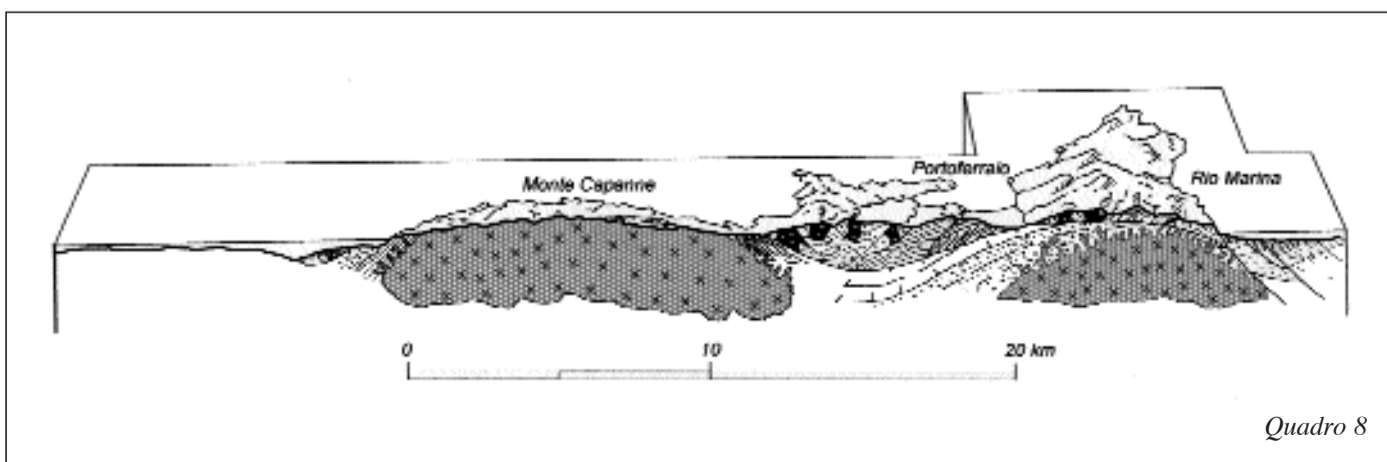
Non si può tacere, anche se ha una minima importanza morfologica, ma grande importanza antropica, il fatto che le intrusioni producano estese aureole metamorfiche di contatto termico nelle rocce incassanti, con la formazione e concentrazione di minerali utili dal magma in raffreddamento. L'ampiezza dell'aureola varia in funzione dei tipi di rocce incassanti e ovviamente in funzione delle dimensioni del corpo intrusivo. È quindi facile constatare che la topografia di una regione è modificata, più che dalla presenza del corpo plutonico, dalle attività minerarie connesse con i fenomeni di mineralizzazione. Si pensi ai minerali presenti nelle grandi aureole metamorfiche di contatto prodotte dalle intrusioni granitiche erciniche negli scisti cristallini del Siluriano, nel SO della Sardegna. In alcuni casi è proprio il paesaggio minerario a rivelare la presenza di un corpo plutonico. Si osservi la zona di Gavorrano, in Maremma (**quadro 5**), ove a fronte di un minuscolo corpo granitico superficiale sta la trasformazione fisica e socio-economica del territorio dovuta ai connessi giacimenti di pirite, con gli insediamenti (Gavorrano), la viabilità, l'imbocco delle miniere (Ravi) e le relative discariche (presso Pod. Falchi). Più ancora la stessa Elba, dove i famosi giacimenti di ferro, che hanno avuto una grandissima importanza economica e storica oltre che paesaggistica, a partire dagli Etruschi, sono in relazione ad un plutone nascosto a 179 m circa di profondità nella zona di Porto Azzurro. L'esame del **quadro 7** che rappresenta l'Elba, con l'aiuto di uno stereogramma di Livio Trevisan (**quadro 8**), permette di capire con assoluta chiarezza il significato dei plutoni. Nel Neogene e nel Quaternario un magmatismo acido si è sviluppato nel versante tirrenico dell'Appennino ed ha dato luogo ad un corteo di piccoli *stocks*-granitici ritenuti di origine anatettica (Elba, Montecristo, Giglio, Campiglia, Gavorrano), oltre che ad effusioni ed ignimbriti. La maggiore intrusione è quella del monte Capanne all'Elba, che si innalza fino a oltre 1000 m s.l.m. La sua forma cilindrica si osserva nella parte occidentale dell'isola che ha assunto questa geometria in maniera perfetta. Solo l'estrema periferia, interessata da collassi gravitativi, è formata da rocce



Quadro 5 - F. 127 I.N.E. - Gavorrano - Serie 25V



Quadro 7 - F. NK 32-6 - Grosseto - Serie 250G



Quadro 8





diverse, sedimentarie o termometamorfiche. La stessa idrografia, con la sua rete conseguente di tipo radiale, che chiaramente è dipesa dalla messa in posto del corpo magmatico, permette di identificare i suoi limiti tra il golfo di Procchio e punta di Cavoli. Vi sono anche effimeri torrenti di tipo susseguente, ad indicare un abbozzo di rete anulare. L'importanza dei processi di demolizione, guidata dalla rete di fratture, è percepibile dalle estese coltri detritiche presenti tra le Filicaie e le Calanche, visibili nonostante la scala media della carta; sono presenti inoltre *tor*, caos di roccia, *debris flow*, frane e sculture a tafoni nei graniti. Nella costa orientale una geometria radiale dell'idrografia è percepibile nel monte Calamita (**quadri 7 e 10**), ma un plutone è stato trovato nei pressi di Porto Azzurro. Si può allora pensare che una intumescenza plutonica sia presente anche nel promontorio del Calamita. Lungo la costa e nell'isolotto di Ortano spiccano filoni aplitici (**quadro 10**). Il magmatismo intrusivo toscano è anche importante per la genesi dei «soffioni», a cominciare da quello di Larderello. È convinzione che essi siano manifestazioni gassose e/o di vapore, connesse con una massa plutonica posta in profondità ed in via di raffreddamento, così come molte acque termo-minerali di origine iuvenile in Italia sono legate a corpi intrusi.

Nel **quadro 3** il vasto corpo granodioritico di età ercinica, intruso nelle «Arenarie di S. Vito», del Cambriano-Ordoviciano, e provvisto di un'aureola metamorfica, con mineralizzazione di Bario, Fluoro e Zinco, fra il nuraghe Murcu e Cuc.ru Tundu Mannu, è chiaramente frammentato dall'erosione. Una

depressione, percorsa da una pianura con strade ed insediamenti, divide i rilievi occidentali dal Bruncu Antessorle – monte Guardia Manna bagnato dal mare. Quest'ultimo deve essersi trasformato più volte in un'isola. L'orientamento NO-SE e O-E dei torrenti è nettamente condizionato dallo sciame di filoni tonalitici che con la stessa direzione attraversano sia il plutone sia le rocce incassanti fra punta Sa Currenti e punta Sa Conchedda. Nell'etmolite dell'Adamello (**quadro 4**) una massa basica (dioritica) cospicua, che ha preso il posto delle tonaliti fra la val d'Arno ed un circo-vallone, emerge dal paesaggio con erte pareti a formare la cima la Uzza (quota 2678), circondata dall'incassante formazione dolomitica di Esino.

Nel **quadro 2** si osserva un esempio della suggestiva morfologia dei colli Euganei, segnata dalla attività eruttiva terziaria. Alcuni coni corrispondono a laccoliti che si sono intrusi lungo una fenditura crostale come un filone e poi si sono espansi lungo un piano di stratificazione, sollevando le rocce sovrastanti e modellando così una cupola. In realtà negli Euganei sono noti anche rapporti discordanti con l'incassante e molti coni sono di natura subvulcanica o mista. Si può completare questo aspetto consultando la tavola 69. «Edifici vulcanici estinti: Colli Euganei». In alcuni casi il plutone laccolitico può sfondare il tetto dell'incassante senza però effondersi per la sua viscosità, come il monte Lozzo, che emerge dalla pianura con una cupola perfetta, il cui carapace di scaglia rossa è visibile fino alla rottura di pendio intorno ai 100 m a ovest, nord ed est, ove lascia il posto alla trachite.

## BIBLIOGRAFIA

- AA. VV., *Introduction à la géologie générale d'Italie*, Società Italiana di Mineralogia e Petrografia, Milano, XXVI Congresso Internazionale di Geologia, Parigi, 1980.  
 AA. VV., "Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi", *Memorie della Società Geologica Italiana*, 26 (1), 1983, 436 pp.  
 GANSSER A., "The morphogenic phase of mountain building", in K. L. Hsu (A CURA DI), *Mountain building processes*, Academic Press, London 1983, pp. 221-228.  
 ROSSETTI F., FACCENNA C., ACOCELLA V., FUNICIELLO R., JOLIVET L., SALVINI F.,

- "Pluton emplacement in the Northern Tyrrhenian area, Italy", in VENDEVILLE B., Y. MART Y., VIGNERESSE J. L. (A CURA DI), "Salt, Shale and Igneous Diapirs in and around Europe", *Geological Society*, London, Special Publications, 174, 2000, pp. 55-77.  
 TREVISAN L., "La 55ª Riunione Estiva della Società Geologica Italiana. Isola d'Elba, 18 - 23 settembre 1951", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 70, 1951, pp. 435 - 472.