ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 388
VELLETRI

A cura di: **R. Funiciello[1], G. Giordano[1]**

Con contributi di: **G. Capelli[1], A. A. De Benedetti[1], F. Del Monaco[2], G. Diano[1], R. Mazza[1], M. Tallini[2]**

PROGETTO CARG

(1) Dipartimento di Scienze – Sezione Scienze Geologiche, Università Roma Tre - Largo San Leonardo Murialdo, 1 – 00146 Roma
(2) Dipartimento di Scienze Ambientali, Università de L'Aquila, Via Giovanni Gronchi, 18 - 67100, L'Aquila

Ente realizzatore

REGIONE LAZIO

REGIONE LAZIO
Direzione Regionale Capitale naturale, Parchi e Aree Protette - Area Tutela e Valorizzazione dei Paesaggi naturali e della Geodiversità

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Lazio: **D. Mantero**

Gestione Operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**
Gestione Operativa del Progetto CARG per la Regione Lazio: **D. Mancinella**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:
F. Capotorti, C. Muraro (sedimentario)
R. Bonomo, V.Ricci, L.Vita (vulcanico)

Coordinamento cartografico
S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci, S. Falcetti

PER L'UNIVERSITÀ DI ROMA TRE

Allestimento informatizzazione dei dati geologici
A. Bonamico, G. Giordano

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:
GeoSoul Italia S.R.L. - Ascoli Piceno

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Lazio: **D. Mancinella**

PROGETTO CARG

PREMESSA ..... pag. 7

I - **INTRODUZIONE** ..... » 9
1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO ..... » 9

II - **STRATIGRAFIA** ..... » 13
1. - LA SUCCESSIONE PRE-OROGENICA DEI MONTI LEPINI ..... » 13
1.1. - STUDI PRECEDENTI ..... » 13
1.2. - ASSETTO STRATIGRAFICO E TETTONICO ..... » 15
1.3. - LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA ..... » 18
1.3.1. - *Calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**) ..... » 18
1.3.2. - *Calcari ciclotemici a gasteropodi* (**CCG**) ..... » 19
1.3.2.1. - Membro dolomitico (**CCG_1**) ..... » 19
1.3.3. - *Calcari a requienie, caprotine, ostreidi* (**RCO**) ..... » 19
1.3.4. - *Calcari e marne a Salpingoporella dinarica e Charophyta* (**CMS**) ..... » 19
1.3.5. - *Calcari di Serra del Pruno* (**PUO**) ..... » 20
1.3.6. - *Calcari ad Alveoline e dolomie laminate* (**DLA**) ..... » 20
1.3.7. - *Calcari a Rudiste e Orbitoline* (**RDO**) ..... » 21
1.3.7.1. - Calcari detritici e calcari fango-sostenuti a nerinee ostreidi e radioitidi (**RDO_a**) ..... » 21
1.3.8. - *Calcari a Radiolitidi* (**RDT**) ..... » 21
1.3.8.1. - Litofacies dei calcari micritici a radiolitidi e miliolidi (**RDT_c**) ..... » 22
1.3.8.2. - Litofacies dei calcari micritici a foraminiferi (**RDT_d**) ..... » 22
1.3.9. - *Calcari Bioclastici ad Ippuriti e Coralli* (**BIC**) ..... » 22
1.3.9.1. - Litofacies dei calcari bioclastici a radiolitidi (**BIC_a**) ..... » 22
1.3.10. - *Scaglia condensata* (**SGC**) ..... » 23
1.3.11. - *Calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR**) ..... » 23
1.3.11.1. - Membro delle Calcareniti a miogypsine e lepidocycline (**CFR_2**) ..... » 23
1.3.12. - *Unità spongolitica* (**SPT**) ..... » 23
1.3.12.1. - Membro di Guadagnolo, litofacies marnosa (**SPT_{1b}**) ..... » 23
1.3.12.2. - Membro di Guadagnolo, litofacies calcarenitica (**SPT_{1a}**) ..... » 24
2. - LA SUCCESSIONE CONTINENTALE E VULCANICA DEI COLLI ALBANI ..... » 24

PROGETTO CARG

2.1. - La successione vulcanica ..... » 24
2.1.1. - *Studi precedenti sul vulcanismo dei Colli Albani* ..... » 24
2.1.2. - *Metodologia di rappresentazione* ..... » 25
2.2. - La successione stratigrafica ..... » 29
2.2.1. - *Supersintema Aurelio-Pontino* (**AU**) ..... » 29
2.2.1.1. - Unità di Le Vallicelle (**VCL**) ..... » 29
2.2.1.2. - Unità di Tor De' Cenci (**TDC**) ..... » 30
2.2.1.3. - Pozzolane Rosse (**RED**) ..... » 30
2.2.1.3. - Lave di Fosso Tre Rami (**RMN**) ..... » 31
2.2.1.4. - Pozzolane Nere (**PNR**) ..... » 31
2.2.1.5. - Formazione di Fontana Centogocce (**SVL**) ... » 32
2.2.1.6. - Formazione di Villa Senni (**VSN**) ..... » 34
2.2.1.6.1. - *Tufo Lionato* (**VSN_1**) ..... » 34
2.2.1.6.2. - *Pozzolanelle* (**VSN_2**) ..... » 35
2.2.1.7. - Formazione di Rocca di Papa (**RPP**) ..... » 36
2.2.1.7.1. - *Membro di Colle Iano* (**RPP_1**) ..... » 37
2.2.1.8. - Formazione di Madonna degli Angeli (**FKB**) .... » 37
2.2.1.8.1. - *Insieme di colate del Tuscolo* (**$FKBI_1$**) *e dell'Artemisio* (**$FKBI_2$**) ..... » 40
2.2.1.8.2. - *Insieme di colate S. Maria delle Mole* (**$FKBI_4$**) ... » 41
2.2.1.8.3. - *Insieme di colate di Monte Due Torri* (**$FKBI_5$**) .. » 42
2.2.1.9. - Formazione di Campi d'Annibale (**ABL**) ..... » 43
2.2.1.10 - Maar di Nemi ..... » 44
2.2.1.10.1. - *Unità di Nemi* (**NEM**) ..... » 44
2.2.1.10.1.1. - *Litofacies conglomeratico-sabbiosa* (**NEM_a**) .... » 45
2.2.1.11. - Maar di Ariccia ..... » 45
2.2.1.11.1. - *Unità di Ariccia* (**ICA**) ..... » 46
2.2.1.12. - Maar di Albano ..... » 46
2.2.1.12.1. - *Unità di Montagnaccio* (**TGO**) ..... » 47
2.2.1.12.2. - *Unità di Coste dei Laghi* (**DSN**) ..... » 47
2.2.1.12.3. - *Unità di Corona del Lago* (**KRL**) ..... » 48
2.2.1.12.4. - *Unità del Cantone* (**STL**) ..... » 49
2.2.1.12.5. - *Peperino di Albano* (**MNN**) ..... » 49
2.2.1.12.6. - *Unità di Villa Doria* (**SDV**) ..... » 50
2.2.1.12.7. - *Unità di Albalonga* (**UAL**) ..... » 51
2.3. - Il sintema fiume Tevere (SFT): la successione Pleistocenico superiore p.p. - Olocenica ..... » 51
2.3.1. - *Travertini* (**SFT_{f1}**) ..... » 52
2.3.2. - *Depositi lacustri* (**SFT_{e2}**) ..... » 52
2.3.3. - *Coltre eluvio-colluviale* (**SFT_{b2}**) ..... » 52
2.3.4. - *Detrito di versante* (**SFT_a**) ..... » 52

PROGETTO CARG

2.3.5. - *Deposito alluvionale* (**SFT_b**) ..... » 52
2.3.6. - *Deposito antropico* (**h**) ..... » 53

III - L'ORGANIZZAZIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI VULCANICI ..... » 55
1. - IL VULCANO DEI COLLI ALBANI ..... » 55
1.1. - Il Litosoma Vulcano Laziale ..... » 57
1.2. - Il Litosoma Faete ..... » 61
1.3. - Il Litosoma Tuscolano-Artemisio ..... » 62
1.4. - Il Litosoma Via dei Laghi ..... » 63

IV - TETTONICA e VULCANOTETTONICA ..... » 65
1. - MONTI LEPINI ..... » 65
2. - LINEAMENTI VULCANO-TETTONICI ..... » 71

V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA, IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA ..... » 73
1. - CENNI DI IDROGEOLOGIA DEI COLLI ALBANI (*a cura di G. Capelli, R. Mazza*) ..... » 73
2. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE PRINCIPALI UNITÀ AFFIORANTI *(a cura di G. Diano)* ..... » 76
2.1. - Notizie storiche e Tecniche di escavazione ..... » 76
2.2. - Stabilità di versante: il caso del Lago Albano di CastelGandolfo ..... » 80
2.3. - Studi e saggi sui materiali naturali ..... » 84
2.4. - Caratteri fisico-meccanici ..... » 85
2.4.1. - *Depositi vulcanici* ..... » 85
2.4.2. - *Successioni marine pre-orogeniche.* ..... » 105
2.4.3. - *Depositi Olocenici* ..... » 107
3. - RISCHIO VULCANICO ..... » 108

BIBLIOGRAFIA ..... » 113

APPENDICE - Elenco delle specie fossili citate nelle Note Illustrative... » 129

ABSTRACT ..... » 131

LEGEND ..... » 133

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

PREMESSA

Uno dei caratteri geologici salienti della regione Lazio è la presenza di un'estesa coltre di vulcaniti di età Pliocenico-Quaternaria depostasi in relazione alle fasi della tettonica estensionale post-miocenica che ha controllato l'evoluzione del margine tirrenico della penisola. La presenza dei terreni vulcanici è determinante per molti dei caratteri geologici della regione Lazio sia in termini di risorse ambientali che di rischi geologici e non è trascurabile il fatto che proprio l'area di sviluppo delle vulcaniti è quella maggiormente interessata dalle attività antropiche.

Il Foglio 388 "VELLETRI" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato redatto a partire da rilevamenti originali in scala 1:10.000 condotti tra il 2002 ed il 2004 nell'ambito dell'accordo di programma tra Servizio Geologico Nazionale, Regione Lazio ed il Dipartimento di Scienze Geologiche (ora Dipartimento di Scienze - Sezione Scienze Geologiche) dell'Università Roma TRE. Il criterio adottato per il rilevamento è stato quello del riconoscimento e rappresentazione del maggior numero di unità litostratigrafiche e di litofacies riconoscibili sul terreno; per una chiara definizione di queste sono state misurate ed analizzate numerose sezioni stratigrafiche e raccolti campioni per le analisi petrografiche, sedimentologiche e paleontologiche.

Oltre alle tradizionali tecniche di rilevamento di campagna, si è reso necessario integrare i dati con una estesa banca dati di stratigrafie del sottosuolo da sondaggi reperiti *ad hoc* per questo progetto o da opere infrastrutturali di recente realizzazione.

Le distinzioni attuate rispecchiano in parte quelle note in letteratura, ma, oltre al riconoscimento di ulteriori unità litostratigrafiche precedentemente poco o punto descritte, l'integrazione con il criterio di rappresentazione con Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi ha consentito di ricostruire una gerarchia di eventi e di restituirla cartograficamente.

Per ragioni di sintesi espositiva e di rappresentabilità cartografica non è stato possibile conservare nella carta in scala 1:50.000 tutte le distinzioni operate nel rilevamento alla scala 1:10.000. Quelle più significative vengono comunque citate nelle presenti note. In particolare, queste riduzioni riguardano:

* Orizzonti o livelli che, soprattutto per i depositi distali di unità vulcaniche, presentino spessori non rappresentabili

* Le strutture tettoniche minori per estensione e rigetto

Il rilevamento geologico di terreno per le aree vulcaniche è stato condotto da A.A. De Benedetti, G. Diano, F. Gaudioso, S. Malinconico, M. Miceli, V. Mincione, S. Taviani, mentre per le aree di catena è stato condotto da M. Tallini e F. Del Monaco. I rilevamenti sono stati diretti da G. Giordano e coordinati da R. Funiciello. Le analisi paleontologiche sono state effettuate da M. Tallini e F. Del Monaco (DISAT, Università dell'Aquila), L'informatizzazione del Foglio è stata curata da A. Bonamico (Parco Regionale dell'Appia Antica) e A.A. De Benedetti (Dipartimento di Scienze, Università Roma TRE).

Accanto ai coordinatori del Foglio, alla stesura dei capitoli hanno contribuito A.A De Benedetti per la parte di stratigrafia del vulcanico, M. Tallini e F. Del Monaco, per la parte di stratigrafia e tettonica dei Monti Lepini, G. Capelli, R. Mazza, P. Teoli e S. Taviani per l'idrogeologia, G. Diano per la geomorfologia e le caratteristiche geotecniche delle unità rilevate.

Queste note illustrative sono dedicate a Renato Funiciello, al suo entusiasmo per la geologia e i vulcani, che ha condiviso con noi per tutta la sua vita.

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Foglio 388 "Velletri" è rappresentativo di una porzione del litorale laziale compreso tra la catena appenninica ed il Mar Tirreno. La catena appenninica è un'unità strutturale complessa formatasi prevalentemente tra il Miocene superiore ed il Pliocene inferiore con una serie di *thrust* vergenti verso E-NE. Successivamente alle fasi di raccorciamento tettonico, il settore interno della catena ha subito un progressivo processo di estensione verso ovest con la formazione del bacino di retro-arco tirrenico. Nell'areale del Foglio la successione pre- e sin-orogenica affiora ad est nella struttura dei Monti Lepini, e ne costituisce la struttura profonda ricostruita da indagini geofisiche, da alcuni sondaggi profondi e dallo studio degli *ejecta* vulcanici (Funiciello & Parotto, 1978). La successione carbonatica pre-orogenica mesozoico-cenozoica è costituita da successioni calcaree di piattaforma e di transizione depostesi nel dominio Laziale-Abruzzese; Tale successione è strutturalmente organizzata in alti e bassi strutturali legati alla tettonica estensionale spesso sovrimposta su *thrust* preesistenti a direzione NO-SE.

Lungo il margine tirrenico, la sedimentazione terrigena marina post-orogenica iniziò diacronicamente durante il Messiniano-Pliocene inferiore, al di sopra del basamento meso-cenozoico deformato. Lo sviluppo pre- e sin-deposizionale degli alti e dei bassi strutturali, assieme al *rebound* isostatico del margine tirrenico che ha accompagnato la transizione dalla fase orogenica a quella post-orogenica, ha

PROGETTO CARG

dato origine a diversi bacini sedimentari, orientati principalmente NO-SE.

Durante il Pleistocene inferiore la costa laziale assunse approssimativamente il suo aspetto attuale, con una regressione da ambiente di mare aperto a continentale. A partire dal Pleistocene medio, sei distretti vulcanici principali eruttarono migliaia di chilometri cubi di magma generalmente a composizione ricca in potassio, collettivamente noti come Provincia Magmatica Romana (Washington, 1906; Conticelli & Peccerillo, 1992), cui appartiene il vulcano dei Colli Albani.

La conseguente messa in posto di un notevole volume di strati ignimbritici ha conferito alla regione una morfologia piuttosto dolce, che è stata ripetutamente incisa durante le epoche di basso stazionamento marino e colmata durante i periodi di risalita.

Il Foglio 388 "Velletri" comprende una successione di unità comprese fra le unità pre-orogeniche giurassico-mioceniche dei Monti Lepini e la complessa successione di ambiente francamente continentale, sedimentaria, vulcanica e vulcanosedimentaria del Pleistocene medio-Olocene.

L'attività del vulcano dei Colli Albani è caratterizzata dalla messa in posto a partire dal Pleistocene medio di una complessa successione di depositi ignimbritici, da colata di lava e subordinatamente da caduta e da *lahar,* che costituiscono quattro distinti apparati eruttivi, o litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio, Litosoma Faete e Litosoma Via dei Laghi).

Dal punto di vista tettonico le strutture principali che attraversano il foglio sono l'alto strutturale dei Monti Lepini, a direttrice NO-SE, bordato verso ovest dalla Pianura Pontina e verso est dalla Valle Latina, mentre per l'area vulcanica è importante menzionare la presenza della prosecuzione della faglia bordiera del *graben* trasversale di Ardea (affiorante nell'attiguo Foglio 387 "Albano Laziale") e della struttura calderica dell'apparato Vulcano Laziale.

PROGETTO CARG

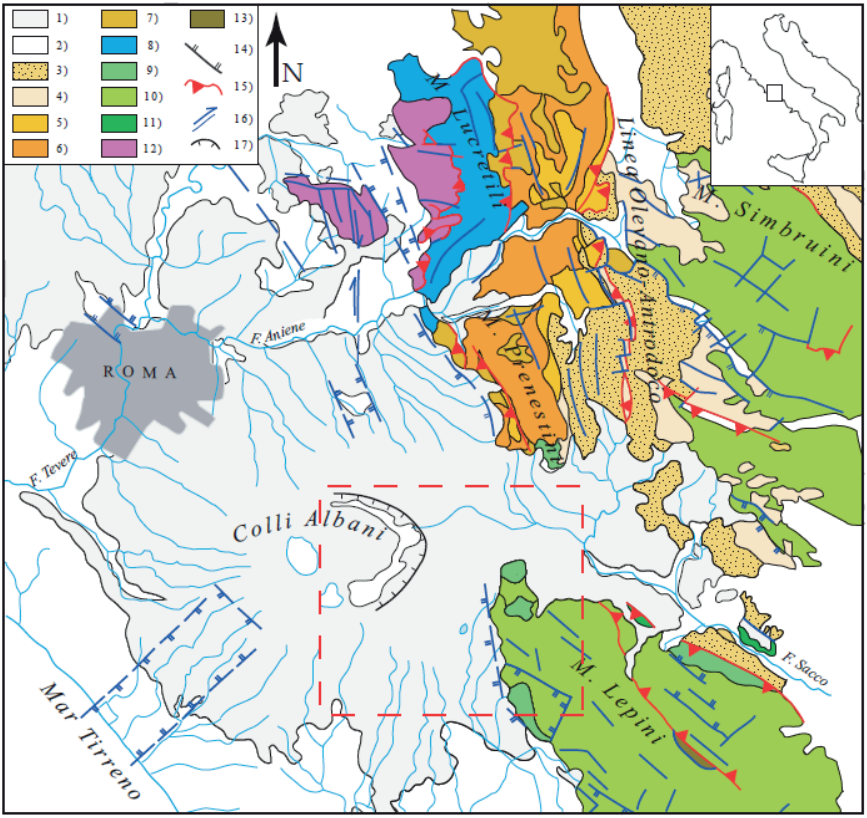


Fig. 1 - Inquadramento geologico regionale del Foglio 388-Velletri.
DEPOSITI POST-OROGENICI: 1) Vulcaniti (Pleistocene medio-Pleistocene superiore; 2) depositi marini e continentali (Pliocene-Quaternario); DEPOSITI SIN-OROGENICI: 3) depositi di avanfossa e di bacini di thrust-top (Miocene medio-Miocene superiore); DEPOSITI PRE-OROGENICI: 4) depositi di rampa carbonatica prossimale (Miocene medio); DOMINIO SABINO DI TRANSIZIONE PIATTAFORMA-BACINO. 5) depositi di rampa carbonatica distale (Miocene medio); 6) depositi di transizione bacino-rampa carbonatica (Miocene inferiore); 7) depositi di transizione bacino-rampa carbonatica (Cretacico superiore-Oligocene); 8) depositi di transizione bacino-piattaforma (Lias medio-Cretacico inferiore); PIATTAFORMA CARBONATICA LAZIALE ABRUZZESE. 9) depositi di soglia carbonatica (Cretacico superiore- Paleocene?); 10) depositi di piattaforma carbonatica (Cretacico superiore-Paleocene?); 11) depositi di piattaforma carbonatica (Giurassico inferiore-Cretacico superiore); PALEO PIATTAFORMA CARBONATICA APPENNINICA DEL TRIASSICO SUPERIORE - GIURASSICO INFERIORE. 12) depositi di piattaforma carbonatica (Triassico superiore-Giurassico inferiore); DOMINIO TOLFETANO. 13) unità alloctone (Cretacico superiore-Oligocene); 14) faglie normali; 15) thrust; 16) faglie trascorrenti; 17) Orlo di Caldera.

PROGETTO
CARG

II - STRATIGRAFIA

1. - LA SUCCESSIONE PRE-OROGENICA DEI MONTI LEPINI

1.1. - Studi precedenti

Nell'area del foglio Velletri alla scala 1:50.000 ricade la porzione settentrionale dei Monti Lepini che furono presi in esame, in quanto parte della dorsale dei Volsci, già alla fine dell'ottocento, con i lavori pionieristici di Ponzi (1849) e Viola (1894) che riconobbero come cretacici i calcari ivi affioranti.

Altri studi dei primi anni del novecento sono stati finalizzati al rivelamento della prima edizione dei fogli geologici (Servizio Geologico d'Italia, 1939) e alla conoscenza dei giacimenti di idrocarburi della Valle Latina; sono stati alla base, fra l'altro, delle dispute sull'"autoctonia" delle formazioni geologiche dell'Appennino centrale ("catena radicata") (Beneo, 1939, 1947; De Stefani, 1923) o sulla loro "alloctonia" ("catena sradicata" e relativa "teoria dei carreggiamenti") (Accordi *et alii*, 1967 *cum. bibl.*; Cacciamali, 1924; Franchi, 1924; Grossi, 1933; Grzybowsky, 1921).

In questo periodo è da considerare anche lo studio di dettaglio di Negretti (1953) sulla stratigrafia cenozoica dell'area di Colleferro.

In seguito, negli anni '60, nell'ambito della Legge Sullo, vengono portati a termine i rilevamenti della seconda edizione dei fogli alla scala 1:100.000: 150 -

PROGETTO CARG

Roma, 158 - Latina, 159 - Frosinone, 160 - Cassino, 171 - Terracina e 172 - Gaeta (Accordi *et alii*, 1967; Bergomi *et alii*, 1969; Servizio Geologico d'Italia, 1961, 1963, 1966a, 1966b, 1967, 1968) ed in tale ambito viene dato un forte impulso alle ricerche sia stratigrafiche che tettoniche della dorsale dei Volsci e delle aree ad essa limitrofe (Accordi, 1964, *cum. bibl.;* 1966, *cum. bibl.*): studi sulla microbiostratigrafia in facies di piattaforma interna sono di Devoto (1964a; 1964b), De Castro (1962; 1966); Sartoni & Crescenti (1962) e Sirna (1963; 1968); sul rinvenimento nei M. Lepini di resti fossili vegetali di Praturlon (1965); sulle alghe calcaree meso-cenozoiche di Praturlon (1966); sull'analisi degli ambienti sedimentari di Farinacci (1965); sulla stratigrafia del Miocene di Accordi *et alii,*(1969), Angelucci (1966) e Angelucci *et alii,*(1963); sull'assetto tettonico regionale di Accordi (1964; 1966) e delle strutture compressive della dorsale lepina di Angelucci & Devoto (1966) e Cocozza & Praturlon (1966).

A partire dagli anni '70 con l'attivazione del progetto CARG e la realizzazione del pionieristico foglio 389 Anagni a scala 50.000 (Alberti *et alii*, 1975; Bergomi *et alii*, 1974), il Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR e il prosieguo delle ricerche negli anni '80 e primi anni '90 soprattutto di carattere stratigrafico (micro- e macro-paleontologico, sedimentologico e paleogeografico) il quadro delle conoscenze geologiche dell'area lepina viene sempre più affinato.

Studi di sintesi sulla microstratigrafia della piattaforma laziale-abruzzese *Auct.* sono di Chiocchini (1988), Chiocchini & Mancinelli (1977), Chiocchini *et alii* (1984) e Chiocchini *et alii* (1994); sull'analisi delle litofacies carbonatiche dei Monti Lepini di Accordi & Carbone (1988) e Carbone (1992); sui calcari cristallini del Maastrichtiano di Carbone & Catenacci (1978) e cenomaniani di Catenacci (1978); sul significato genetico delle sequenze cretaciche con selce di Carbone *et alii* (1978); sui livelli a ostreidi del Cretacico e sul loro contesto paleoambientale di Catenacci (1976); sui carbonati triassici dei Monti Aurunci di Carannante (1978); sulle macrofaune a rudiste e l'analisi di facies del margine del Cretacico superiore di Cori-Artena e Rocca di Cave di Carbone & Sirna (1981), Carbone *et alii*, (1971) e Carbone *et alii* (1980); sui "calcari a punti neri" *Auct.* di Bernardini *et alii* (1973) e sulle macrofaune a rudiste di aree limitrofe lo studio di Cestari & Sirna (1989) e, in generale, il volume monografico di Cestari & Sartorio (1995).

L'evoluzione paleogeografica durante la tettogenesi neogenica nei M. Lepini è stata affrontata, considerando l'area di Carpineto Romano, da Ippolito & Sgrosso (1972) e Perrone & Sgrosso (1973; 1980) ed è stata ripresa in seguito da Cipollari *et alii* (2002).

La paleogeografia meso-cenozoica delle aree limitrofe ai M. Lepini viene studiata tramite l'analisi dei proietti sedimentari nelle freatomagmatiti dei Colli Albani (Funiciello & Parotto, 1978), dei campioni dragati in campagne oceanografiche (Tramontana *et alii*, 1988) e della stratigrafia di pozzi profondi

PROGETTO CARG

nella Piana Pontina (Lombardi, 1968) oltre ad essere affrontata nel quadro dell'evoluzione tettono-sedimentaria della cosiddetta "Linea Ancona-Anzio" *Auct.* (Castellarin *et alii*, 1978; 1982).

Il quadro litostratigrafico dell'Italia centrale, includendo i M. Lepini, viene sintetizzato in Accordi & Carbone (1988), Accordi *et alii* (1988), Damiani *et alii* (1992) e Parotto & Praturlon (1975).

Lo studio stratigrafico di dettaglio, integrando le biozone a foraminiferi planctonici e a nannoplacnton calcareo, dei depositi terrigeni sin- e post-orogenici del Miocene superiore di alcune aree chiave della dorsale dei Volsci e della Valle Latina (Cipollari & Cosentino, 1992a; 1992b; 1993; 1995) ha fornito i vincoli temporali per un modello cinematico-strutturale e relativa ricostruzione paleogeografica durante le fasi culminanti della tettogenesi di questo settore dell'orogeno appenninico (Cipollari *et alii*, 1997).

Per quanto riguarda l'assetto tettonico, negli anni '80-'90 e 2000 non mancano studi locali con un approccio mesotrutturale nel dominio del fragile e con cartografie di dettaglio dei M. Lepini (Acocella *et alii*, 1996; Gallo *et alii*, 1986; Salvini & Tozzi, 1986), dei vicini M. Ausoni (Cerisola & Montone, 1989), M. Aurunci (Giordano *et alii*, 1997; Naso & Tallini M., 1993a; 1993b; Montone & Tallini, 1995; Pasquali *et alii*, 2007; Rossi, 2002; Tallini, 1994) e M. Ernici (Cavinato *et alii,*1990).

Nel tempo sono stati realizzati diversi profili regionali che hanno toccato indirettamente o con maggiore dettaglio l'area lepina. I profili di Ciancetti & Parotto (1983), la caratterizzano nel dettaglio, basandosi soprattutto su dati di terreno forniscono un'interpretazione superificiale delle strutture.

Nella sintesi di Mostardini & Merlini (1986), realizzata per tutto l'Appennino centro-meridionale, vengono proposti una serie di profili trasversali alla catena, alcuni dei quali attraversano la dorsale dei Volsci, che sono costruiti a partire, oltre che dalla geologia di superficie, anche da dati sismici e di log stratigrafici di pozzi profondi.

In Ghisetti *et alii* (1993) vengono presentati due tentativi di bilanciamento lungo lo stesso transetto Gaeta-Pescara: in uno lo stile deformativo di enucleazione dei *thrust sheet* è in sequenza, nell'altro sono ipotizzate geometrie fuori sequenza.

Ulteriori dati sui tassi di raccorciamento e sulle geometrie della catena dei Volsci provengono da profili geologici nei M. Aurunci: quello a scala locale è bilanciato (Rossi *et alii*, 2001); quello regionale è costruito a partire dai dati della sismica a riflessione (Centamore *et alii*, 2007).

1.2. - Assetto stratigrafico e tettonico

La struttura portante della catena dei Volsci, a cui i M.ti Lepini appartengono, insieme ai M.ti Ausoni e Aurunci che li si sostituiscono verso SE, è costituita da

PROGETTO CARG

una spessa sequenza pre-orogenica di rocce carbonatiche mesozoiche connessa all'evoluzione spazio-temporale di ambienti della "Piattaforma laziale-abruzzese" *Auct.* (Accordi & Carbone, 1988) (Figg. 1, 2); quest'ultima sviluppatasi a partire dal Triassico superiore, in un contesto geodinamico di margine continentale passivo fortemente subsidente, sul margine passivo africano della Tetide in espansione (Parotto, 1980).

Le caratteristiche sedimentologiche dei circa 3.000 m di rocce carbonatiche che si distribuiscono dal Giurassico superiore al Senoniano nei M.ti Lepini sono relazionate a subambienti di laguna con idrodinamismo medio-basso ad eccezione del Cenomaniano, presso Cori e Artena e per parte del Turoniano, presso Carpineto Romano, e del Senoniano, presso Morolo, dove si riconoscono ambienti di margine e retromargine eteropici con litofacies di laguna (Carbone & Sirna, 1981).

La ricostruzione paleoambientale prevede infatti che il limite orientale della Piattaforma laziale-abruzzese *Auct.*, come ricostruito da Carbone & Sirna (1981), era posizionato nel Cenomaniano fra Cori e Rocca di Cave con un margine biocostruito a caprine (Carbone *et alii*, 1971). Mano a mano che l'annegamento del bordo della piattaforma progradava verso zone più interne, si spingeva, nel Turoniano, nell'area di Carpineto e nel Senoniano, il cui margine era caratterizzato da barre sabbiose e dalle relative litofacies di "Calcare cristallino", nell'area di Morolo (Carbone & Catenacci, 1978).

In un quadro paleogeografico le litofacies di piattaforma carbonatica sono bordate ad occidente da quelle di scarpata ("litofacies sabina di transizione" *Auct.*). Queste ultime infatti affiorano nei rilievi di Tivoli (Boni, 1967), sono state individuate al di sotto del complesso vulcanico dei Colli Albani, come dimostrato dallo studio dei proietti sedimentari nelle freatomagmatiti (Funiciello & Parotto, 1978), e al di sotto della Piana Pontina, come testimoniato da sondaggi profondi (Lombardi, 1968), affiorano ancora presso il promontorio del Circeo (Accordi, 1966) e sono state rinvenute in *off-shore* lungo la costa della Piana Pontina (Tramontana *et alii*, 1988).

Su questi sono appoggiati in paraconcordanza i calcari bio- e intra-clastici di rampa (Miocene inferiore), evidenziando la ben nota "lacuna paleogenica" *Auct.*, che evolvono a emipelagiti (Marne a Orbulina *Auct.*). Queste unità sono sormontate tettonicamente da unità Liguridi esterne ad affinità tolfetana. Nel settore di Segni - Montelanico in discordanza su un substrato fortemente disarticolato sono presenti unità conglomeratiche interpretate come depositi di *piggy-back* del Tortoniano superiore (Cipollari & Cosentino, 1993)

Per quanto riguarda l'assetto tettonico, nella catena lepino-ausono-aurunca si possono distinguere due serie di strutture tettoniche più significative. Quelle connesse alle fasi compressive legate alla costruzione della catena appenninica, avvenuta in quest'area nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, e quelle

PROGETTO CARG

enucleatesi, successivamente durante gli eventi estensionali pliocenico-quaternari relativi al collasso del margine tirrenico successivo alla strutturazione dell'edificio compressivo.

L'assetto tettonico compressivo dei Monti Lepini e Ausoni mostra, nel complesso, caratteristiche confrontabili. I primi sono costituiti da una serie di monoclinali appenniniche inclinate verso NE; i M. Ausoni da un'ampia emisinclinale ad asse NW-SE, centrata nella depressione strutturale della piana dell'Amaseno. Questi rilievi, a loro volta, si differenziano dai vicini M. Aurunci che sono caratterizzati, invece, da un mosaico di monoclinali fagliate condizionato da elementi trascorrenti e da rotazioni di blocchi su assi verticali.

La catena lepino-ausono-aurunca costituisce il tetto del "fronte della Valle Latina" *Auct.*, esteso sovrascorrimento di importanza regionale vergente a NE, con geometrie di rampa frontale e laterale al di sotto del quale, vi sono le torbiditi terrigene dell'avanfossa del Tortoniano superiore della Valle Latina ("Formazione di Frosinone" *Auct.*).

A nord dell'allineamento Cori - Formia nella catena dei Volsci sono riconoscibili soprattutto macrostrutture compressive (avan- e retro-scorrimenti, klippen e pieghe ad asse appenninico) a sud, invece, quelle estensionali che si manifestano con importanti faglie distensive, orientate NO-SE e NE-SO, che ribassano, verso il Mar Tirreno, con rigetti di oltre 3.000 m, le parti caudali della catena.

L'assetto tettonico del settore centrale dei M. Lepini è caratterizzato da un retroscorrimento ("Linea Montelanico-Carpineto" *Auct.*) a vergenza tirrenica orientato NO-SE, immergente verso NE di 45°-50° con cinematica *dip-slip* e con un rigetto di 700 m. Questo costituisce l'elemento compressivo di primo ordine del tetto dell'avanscorrimento della Valle Latina a cui è associato dal punto di vista cinematico. Infatti i due sovrascorrimenti definiscono, insieme ad una *box fold* ad asse NO-SE che rappresenta il loro tetto, una classica struttura a *pop-up*.

Al letto della "Linea Montelanico-Carpineto" *Auct.* si immerge una piega a ginocchio con geometrie da anticlinale da rampa, il cui fianco meridionale evolve verso SO nella monoclinale del M. Sempreviva sgradonata da sistemi di faglie dirette appenniniche che portano la struttura al di sotto dei depositi plio-quaternari della Piana Pontina.

Anche il tetto del fronte della Valle Latina, più a SE nei M.ti Ausoni, presenta analogo stile deformativo. Infatti la sinclinale appenninica della piana di Amaseno e il retroscorrimento di M. Alto, nel suo fianco meridionale, rappresentano una struttura a *pop-up* con tassi di raccorciamento minori rispetto a quella dei M.ti Lepini. I due *pop-up* sono disposti *en échelon* e si sono enucleati in un medesimo contesto cinematico-strutturale che è riconducibile alle strutture tipo *passive roof duplex* già analizzate e codificate nella tettonica dei *thrust belt* con un modello concettuale descritto da Cipollari & Cosentino (1992b).

PROGETTO CARG

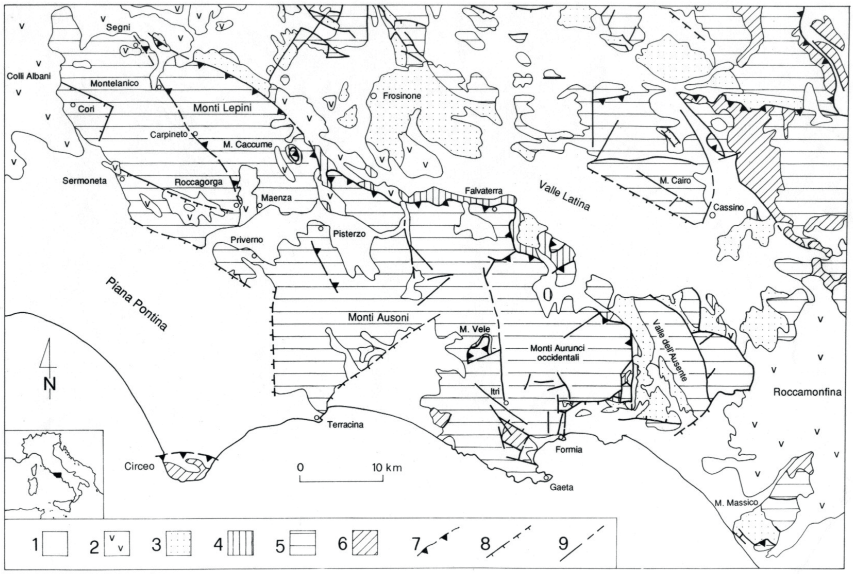


Fig. 2 - Schema tettonico della Dorsale dei Volsci (modificato da Bigi *et alii, 1992). 1 - depositi continentali e marini (Pleistocene superiore - Olocene); 2 - unità vulcaniche (Quaternario); 3 - unità terrigene (Tortoniano superiore - Messiniano); 4 - unità Liguridi esterne (Oligocene - Aquitaniano); 5 - unità carbonatiche neritiche della "Piattaforma laziale-abruzzese" Auctt.(Giurassico - Paleocene); 6 - unità carbonatiche neritiche - al Circeo seguono unità bacinali meso-cenozoiche (Triassico superiore - Giurassico inferiore); 7 - sovrascorrimenti; 8 - faglie distensive; 9 - faglia indeterminata.*

1.3. - La successione stratigrafica

Per la descrizione del contenuto fossilifero delle formazioni sedimentarie sono stati seguiti gli schemi biozonali riportati in Chiocchini & Mancinelli (1977) e Chiocchini *et alii* (1994, 2008).

1.3.1. - *Calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**)

La formazione è costituita, alla base, da *mudstone* e *wackestone* avana a *Cladocoropsis*, cui seguono *wackestone* a kurnubie e alternanze metriche di *mudstone* crema, calcari dolomitici e dolomie con locali orizzonti arrossati e frequenti laminazioni di tipo stromatolitico. L'ambiente di formazione è assimilabile a quello di laguna. I fossili caratterizzanti appartengono alla biozona a *Kurnubia palastiniensis p.p.*, alla subzona a *Cladocoropsis sp.* e alla biozona a *Clypeina jurassica*. Al tetto presso la cima di Costa Lucini *mudstone* ben stratificati con *Clypeina jurassica* FAVRE. Lo spessore in affioramento è di 1500 metri.

Calloviano* p.p. - *Titoniano

1.3.2. - *Calcari ciclotemici a gasteropodi* (**CCG**)

Calcari fango-sostenuti ben stratificati in bancate metriche, frequenti laminazioni piano parallele e ondulate di tipo stromatolitico e *mudstone* a *bird's eye*. Alla base dei calcari si individuano dolomie biancastre e grigiastre in spesse bancate metriche cartografate come membro dolomitico CCG_1. L'ambiente di deposizione è quello di laguna ed i microfossili indicano la biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* e la biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii*. Lo spessore è di 700 metri.

Berriasiano* p.p. - *Barremiano

Nell'area del foglio affiora anche il seguente membro:

1.3.2.1. - Membro dolomitico (**CCG_1**)

Dolomie biancastre e grigiastre in spesse bancate metriche sterili. Il membro affiora solo nel settore SE della sezione Cori est delimitato dalla faglia antiappenninica Costa Lucini - M. Lupone. La deposizione è avvenuta in ambiente di laguna e lo spessore è di 300 metri.

***Berriasiano* p.p.**

1.3.3. - *Calcari a requienie, caprotine, ostreidi* (**RCO**)

Calcari granulo-sostenuti bioclastici bianchi e avana e *floatstone* biostromali a molluschi (requienidi, ostreidi e subordinatamente caprotine e caprine), in bancate metriche a cui si intercalano talora calcari fango-sostenuti a foraminiferi ed alghe calcaree. La deposizione è avvenuta in condizioni lagunari con idrodinamismo accentuato e prossimità alle aree marginali. Il contenuto in microfossili caratterizzano la parte inferiore della biozona a *Salpingoporella dinarica*. Lo spessore è di 30 metri.

***Aptiano inferiore* p.p.**

1.3.4. - *Calcari e marne a Salpingoporella dinarica e Charophyta* (**CMS**)

L'unità è costituita da *mudstone* avana e nocciola ben stratificati (spessore della stratificazione: 10 - 60 cm), con oogoni di charophyte e ostracodi a carapace liscio e con interstrati argillosi e marnoso-argilloso verdognoli, in cui localmente sono presenti superfici arrossate a cui si associano calcari marnosi e conglomerati eterometrici con clasti di *mudstone* di dimensioni centimetriche. Caratteristica è la presenza di *Salpingoporella dinarica* RADOICIC nella parte medio-superiore e a luoghi orbitoline. A Capo La Mora si rinvengono ostreidi negli interstrati argillosi verdognoli. La deposizione è avvenuta in ambiente di

PROGETTO CARG

laguna interna e lo spessore è di 30 metri.

***Aptiano inferiore* p.p. - *Aptiano superiore* p.p.**

1.3.5. - *Calcari di Serra del Pruno* (**PUO**)

La formazione è costituita da calcari fango-sostenuti avana ben stratificati, talora fogliettati (spessore: 1-30 cm) con ostracodi a carapace liscio e miliolidi; localmente sono associate dolomie fogliettate fetide (presso Campo di Segni). A luoghi conglomerati ad intraclasti e matrice micritica verdognola, brecce a clasti neri, *mudstone* a requienie e gasteropodi, *mudstone* avana in spesse bancate (spessore: 50 - 100 cm) con scarso contenuto micropaleontologico. Nella parte bassa sono presenti *mudstone* avana in strati da 30 cm con orbitolinidi dell'Albiano. I microfossili caratterizzano la biozona ad *Archaealveolina reicheli* e la biozona ad *Ostracoda* e *Miliolidae*. L'ambiente di formazione è di laguna interna con locali fenomeni di emersione; lo spessore è di 400 m.

Aptiano superiore* p.p. - *Cenomaniano inferiore

1.3.6. - *Calcari ad Alveoline e dolomie laminate* (**DLA**)

L'unità è costituita da calcari fango-sostenuti in strati da 20 a 100 cm con livelli di ostreidi (almeno tre nella serie di M. Arrestino) ("Livello a Perne" *Auct.*) e di radiolitidi in frammenti e interi con miliolidi, cuneoline e livelli *repere* a *Sellialveolina viallii* Colalongo, *Cisalveolina leheneri* Reichel e a pesudorapidionine (presso il Monte Lupone e M. Erdigheta). In località Campo di Segni si rinviene un *packstone* bioclastico ricco di pseudorapidionine e a Colle Medico pochi esemplari in calcare fango-sostenuto.

A queste litofacies si associano dolomie e calcari dolomitici massivi micritici e cristallini grigi a cui si intercalano calcari micritici con cuneoline e *packstone* intra- e bioclastici cristallini biancastri sempre riconducibili alla litofacies del "Calcare cristallino pre-Maastrichtiano" *Auctt*.

L'ambiente deposizionale rimane quello di laguna interna, con buone condizioni di circolazione idrica, alternate a fasi di restrizione e/o emersione, e ad oscillazioni intersopratidali mentre il calcare cristallino pre-Maastrichtiano indicherebbe bassi fondali di retroscogliera con elevato idrodinamismo tale da rendere possibile una continua rimobilizzazione dei sedimenti e selezione granulometrica. Lo spessore è di 250 m.

I microfossili caratterizzanti sono: *Sellialveolina viallii*, Colalongo, *Cisalveolina leheneri* Reichel *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui & Saint-Marc; radiolitidi tra cui Sawagesia nicaisei Coquand. Questi indicano la biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli* e a *Pseudorhapydionina dubia* e *Pseudorhapydionina laurinensis.*

***Cenomaniano medio - superiore* p.p.**

PROGETTO CARG

1.3.7. - *Calcari a Rudiste e Orbitoline* (**RDO**)

Si tratta di calcari granulo-sostenuti bio- e intra-clastici, cristallini, finemente detritici biancastri massivi o in spesse bancate con contatti amalgamati (spessore: 1-2 m) con orbitoline, caprine in frammenti ed intere, talora radiolitidi a guscio reticolato e rari ostreidi; a luoghi calcareniti grossolane e conglomerati granulo-sostenuti a clasti evoluti (diametro centimetrico) talora con frammenti di caprine; grainstone a orbitoline e intraclasti evoluti; calcareniti a orbitoline e alveoline; calcareniti fini avana con piccole alveoline. Lungo la strada Cori - Norma si rinvengono livelli arrossati e brecciati. L'ambiente deposizionale è quello di margine in cui i microfossili caratterizzano la parte superiore della biozona ad Orbitolina; abbondanti orbitoline e alveoline, caprine, talora radiolitidi a guscio reticolato e rari ostreidi. Lo spessore è di 300 m.

***Cenomaniano medio - superiore* p.p.**

In questa formazione è stata inoltre distinta la seguente litofacies:

1.3.7.1. - Calcari detritici e calcari fango-sostenuti a nerinee ostreidi e radioitidi (**RDO_a**)

L'unità è costituita da alternanze di calcari granulo-sostenuti bio- e intra-clastici, finemente detritici ad orbitoline ben stratificati (spessore: 20-60 cm) alternanti a calcari fango-sostenuti con radiolitidi e ostreidi. *Packstone* e *wackestone* a nerinee anche di grandi dimensioni e, talora, ostreidi e radiolitidi a guscio reticolato.

L'ambiente deposizionale è quello retromargine e presenta uno spessore di 300 m.

I microfossili indicano la biozona ad *Orbitolina* per le litofacies di margine e la biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli* e a *Pseudorhapydionina dubia* e *Pseudorhapydionina laurinensis* per le litofacies di laguna ad esse intercalate; ostreidi, radiolitidi, nerinee tra cui *Plesioptygmatis nobilis* (Muenster).

***Cenomaniano medio - superiore* p.p.**

1.3.8. - *Calcari a Radiolitidi* (**RDT**)

In questa formazione sono state distinte le seguenti litofacies che affiorano nell'area coperta dal foglio:

1.3.8.1. - Litofacies dei calcari micritici a radiolitidi e miliolidi (**RDT_c**)

La litofacies è costituita da alternanze in strati spessi (50-100 cm) di calcari fango-sostenuti a taumatoporelle a tallo sferoidale e foraminiferi bentonici (miliolidi,

PROGETTO CARG

nummoloculine, cuneoline,) e radiolitidi a guscio reticolato e compatto e più rari *packstone* a piccoli intraclasti alternati talora a calcari dolomitici e rare dolomie in spesse bancate; a luoghi sono presenti brecce a punti neri e conglomerati a intraclasti a scarsa matrice verdognola. Il limite superiore non è affiorante. Il limite inferiore è marcato dall'orizzonte a *Cisalveolina fraasi* (GUEMBEL) costituito quasi sempre da una bancata metrica di calcare detritico grossolano biancastro (*grainstone* intraclastico) riconducibile al "Calcare cristallino pre-Maastrichtiano" *Auct.*

L'ambiente deposizionale è quello di laguna aperta e lo spessore affiorante è di 300 metri.

I microfossili caratterizzanti sono la biozona a *Nezzazatinella cf. aegyptiaca* e *Nummoloculina cf. irregularis p.p.*

***Cenomaniano* superiore p.p - *Turoniano* p.p.**

1.3.8.2. - Litofacies dei calcari micritici a foraminiferi (**RDT$_d$**)

La litofacies è costituita da calcari fango-sostenuti ben stratificati (spessore: 100-30 cm) a foraminiferi bentonici (dicicline, cuneoline, miliolidi) e accumuli di radiolitidi in frammenti e intere a guscio reticolato. I limiti inferiore e superiore della litofacies non sono affioranti. L'ambiente deposizionale è quello di laguna aperta e lo spessore affiorante è di 200 metri.

I microfossili indicano la biozona ad *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai p.p.*

***Coniaciano - Santoniano* p.p.**

1.3.9. - *Calcari Bioclastici ad Ippuriti e Coralli* (**BIC**)

In questa formazione è stata distinta la seguente litofacies che affiora nel foglio, unicamente presso la cima di Monte Lupone, al di sopra di RDTc, rappresentando per l'intervallo del Turoniano inferiore, una litofacies eteropica:

1.3.9.1. - Litofacies dei calcari bioclastici a radiolitidi (**BIC$_a$**)

Nel foglio 388 "Velletri" della formazione BIC affiora soltanto la litofacies BICa.

La litofacies è costituita da calcari cristallini (*grainstone*, *packstone* intra- e bio-clastici) e calcari finemente detritici ben stratificati (spessore: 20-60 cm) a radiolitidi in frammenti ed interi a guscio compatto ed echinidi alternati a calcari fango-sostenuti. L'ambiente deposizionale è quello di retromargine e presenta presso Monte Lupone uno spessore minimo di 50 m.

I microfossili caratterizzano la biozona a *Hippuritidae* e *Radiolitidae*.

***Turoniano* p.p.**

PROGETTO CARG

1.3.10. - *Scaglia condensata* (**SGC**)

L'unità è costituita da calcari micritici e finemente detritici ben stratificati (spessore: 10 cm) rosati o verdognoli ad intraclasti arrossati e nerastri e glauconite verdognola con foraminiferi planctonici terziari (globigerina, globorotalia) riferibili a litofacies tipo "Scaglia s.l." della sequenza sabina "di transizione". A questi si intercalano calcareniti intra- e bio-clastiche talora fango-sostenute. La sequenza poggia in paraconcordanza sui calcari granulo sostenuti del margine cenomaniano medio-superiore (formazione RDO). L'ambiente deposizionale è quello emipelagico (successione di annegamento) e lo spessore affiorante è di 20 metri. I microfossili caratterizzanti sono: (*Globigerina* spp., *Globorotalia* spp).

***Eocene inferiore* p.p. *- medio* p.p.**

1.3.11. - *Calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR**)

Nell'area del foglio affiora unicamente il seguente membro:

1.3.11.1. - Membro delle Calcareniti a miogypsine e lepidocycline (**CFR_2**)

Membro composto da calcareniti intra- e bio-clastiche a orbitoidi s.l. e brecciole a anfistegine e brecce a clasti a spigoli vivi di calcareniti bianche a lepidocicline e di *wackestone* a miliolidi cretacici e calcari cristallini cretacici. Sono appoggiati in paraconcordanza sia a dolomie, a cui si intercala un orizzonte di calcari fango-sostenuti con ostreidi (litofacies del Cenomaniano di laguna ristretta - formazione DLA), sia a calcari fango-sostenuti a *Cisalveolina fraasi* (Guembel). All'interno delle dolomie si rinviene una breccia poligenica in giacitura filoniana. L'ambiente deposizionale è quello di rampa carbonatica e lo spessore affiorante è di 40 metri. I microfossili caratterizzanti sono: orbitoidi s.l., amphistegine, lepidocycline, *Myogipsinoides* sp.

Miocene inferiore (Chattiano* p.p. *- Aquitaniano* p.p.*)

1.3.12. - *Unità spongolitica* (**SPT**)

Nell'area del foglio affiorano unicamente i seguenti membri:

1.3.12.1. - Membro di Guadagnolo, litofacies marnosa (**SPT_{1b}**)

La litofacies è costituita da *wackestone* a planctonici tra cui *Globigerinoides* sp., spicole di spugna di piccole dimensioni, pteropodi, coralli isolati, globigerinidi, frammenti di echinodermi, mancano le preorbuline. L'ambiente deposizionale è quello emipelagico (successione di annegamento) e lo spessore affiorante è

PROGETTO CARG

nell'ordine del metro. I microfossili caratterizzanti sono: *Globigerinoides* sp., spicole di spugna di piccole dimensioni, pteropodi, coralli isolati, globigerinidi, frammenti di echinodermi.

***Miocene inferiore* p.p.**

1.3.12.2. - Membro di Guadagnolo, litofacies calcarenitica (**SPT_{1a}**)

La litofacies è costituita da calcareniti intra- e bio-clastiche grigie a orbitoidi s.l., rotalidi frammenti di echinidi e alghe incrostanti (o briozoi) talora nella matrice micritica foraminiferi planctonici. Alle calcareniti si associano brecce calcaree a spigoli vivi con diametro dei frammenti anche di qualche centimetro. Tale formazione corrisponde alla base della formazione della Guadagnolo *Auct*. L'ambiente deposizionale è quello emipelagico (successione di annegamento) e lo spessore affiorante è di 40 metri. I microfossili caratterizzanti sono: *Miogypsina globulina* (Michelotti) e forme plurispiralate del Burdigaliano.

Aquitaniano* p.p. *- Burdigaliano

2. - LA SUCCESSIONE CONTINENTALE E VULCANICA DEI COLLI ALBANI

La successione dei depositi continentali e vulcanici affiorante nel Foglio 388 Velletri è interamente deposta in ambienti subaerei, al di sopra della superficie di *unconformity* di base del supersintema Aurelio-Pontino, che segna il definitivo passaggio nell'area laziale da ambienti prevalentemente marini sviluppatisi tra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore fino all'Emiliano, ad ambienti francamente continentali (vedi § 2.2.1).

2.1. - La successione vulcanica

2.1.1. - *Studi precedenti sul vulcanismo dei colli Albani*

Per la geologia dell'area dei Colli Albani esiste una vasta letteratura. Rimandando per una trattazione più specifica alle singole voci, ci limitiamo qui a indicare le linee generali su cui si è in passato organizzata la ricerca, riassunte per grandi temi:

* L'assetto strutturale e stratigrafico del substrato è stato ricostruito sia attraverso l'analisi delle stratigrafie dei sondaggi profondi e degli xenoliti delle unità freatomagmatiche da Funiciello & Parotto (1978) e da Amato & Valensise (1988), Danese & Mattei (2010), De Benedetti *et alii* (2010), sia attraverso indagini gravimetriche in Toro (1976), Di Filippo & Toro (1980; 1995). Metodi di inversione di dati sismici sono invece stati utilizzati per individuare la struttura

PROGETTO CARG

crostale per la zona dei Colli Albani in Cimini *et alii* (1994), Chiarabba *et alii* (1994; 1997). La struttura del graben di Ardea è stata indagata in Faccenna *et alii* (1994).

* La successione vulcanica albana è stata oggetto di numerosi studi di carattere stratigrafico, strutturale, petrografico, geochimico e vulcanologico. In questa sede rimandiamo principalmente ai tre volumi monografici esistenti che coprono tutti gli aspetti su elencati, il Fornaseri *et alii* (1963), il Trigila (a cura di) (1995) e Funiciello & Giordano (2010) e bibliografie ivi contenute. L'inquadramento del vulcanismo dal punto di vista geochimico e nel contesto geodinamico può essere trovato in Marinelli (1975), Cox *et alii* (1976), Di Sabatino (1979), Cundari (1980), Peccerillo & Manetti (1985), Conticelli *et alii* (1986), Locardi *et alii* (1986), Beccaluva *et alii* (1991), Serri (1991), Barberi *et alii* (1994), Dallai *et alii* (2004); Boari *et alii* (2009); Conticelli *et alii* (2010). Aspetti gemorfologici e strutturali si possono trovare in Funiciello & Parotto (1968), Maino *et alii* (1969), Caputo *et alii* (1974), Feroci *et alii* (1987), Funiciello *et alii* (1987), De Rita *et alii* (1992). Lavori più recenti hanno messo in luce l'attività vulcanica molto recente e la forte attività di degassamento che ridefinisce il vulcano come attivo in Funiciello *et alii* (2002, 2003), Carapezza *et alii* (2005, 2010a,b), Carapezza & Tarchini (2007), De Benedetti *et alii* (2008), Anzidei *et alii* (2008). Per quanto riguarda la geocronologia radiometrica, i dati sono spesso difformi a seconda delle metodologie e si rimanda ai vari lavori di Gasparini & Adams (1969), Biddittu *et alii* (1979), Radicati Di Brozolo *et alii* (1981), Bernardi *et alii* (1982), Fornaseri (1985), Fornaseri & Cortesi (1989); Villa (1992), Voltaggio *et alii* (1994), Voltaggio & Barbieri (1995), Karner *et alii* (2001), Soligo *et alii* (2003), Marra *et alii* (2003), Freda *et alii* (2006), De Benedetti *et alii* (2008). L'organizzazione stratigrafica complessiva e l'assetto vulcanotettonico dei Colli Albani sono stati recentemente ridiscussi e ridefiniti in Giordano *et alii* (2006, 2010a).

* Per quanto riguarda la cartografia dell'area albana, vanno ricordate le seguenti carte: il foglio Roma della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio 150 "Roma", Alberti *et alii*, 1967), le carte delle monografie per la regione dei Colli Albani di Fornaseri *et alii* (1963) in scala 1:100.000, le Carte Geologiche di De Rita *et alii* (1988) e di Giordano *et alii* (2010b) in scala 1:50.000. Va inoltre ricordata la Carta del Comune di Roma di Funiciello *et alii* (2008).

2.1.2. - *Metodologia di rappresentazione*

L'obiettivo principale della rappresentazione cartografica delle aree di affioramento delle formazioni vulcaniche dei Colli Albani è stato quello di rendere conto della effettiva variabilità verticale e laterale di litofacies presenti all'interno delle singole unità litostratigrafiche riconosciute. L'organizzazione stratigrafica

PROGETTO CARG

a limiti inconformi ha consentito di individuare "pacchi" di rocce delimitati da superfici a differente ordine gerarchico, ovvero con differente sviluppo areale (Salvador, 1987a,b). Nella descrizione che segue le unità litostratigrafiche verranno dunque presentate in accordo con l'organizzazione stratigrafica delle UBSU.

Quando non accompagnate dalle citazioni in legenda, le indicazioni biostratigrafiche e petrografiche sono originali, condotte su campioni appositamente raccolti ed analizzati.

Per quanto riguarda la stratigrafia delle unità vulcaniche, uno degli obiettivi principali è stato quello di rappresentare i depositi relativi a processi di ridistribuzione, immediata e non, dei prodotti primari in relazione al riequilibrio delle condizioni di sedimentazione durante e dopo l'immissione, nell'ambiente circostante il vulcano, di cospicue masse di sedimenti vulcanoclastici. Queste masse di sedimenti vulcanoclastici sono state nel passato per lo più cartografate in modo indifferenziato senza alcuna relazione con le fasi eruttive e di quiescenza del vulcano, perdendo così l'opportunità di rappresentare in modo leggibile i processi relativi a momenti di non attività del vulcano, peraltro sempre più lunghi di quelli di attività.

Per poter raggiungere gli obiettivi descritti si è reso necessario adottare un criterio stratigrafico che permettesse l'identificazione degli eventi eruttivi e di quelli intereruttivi e quindi di valutare la loro influenza in relazione agli equilibri del sistema sedimentario circostante, a sua volta condizionato da eventi a scala regionale, quali la tettonica ed i cambiamenti climatici. Tale metodo ha consentito di realizzare la correlazione laterale tra le sequenze dell'ambiente costiero e fluviale, quelle dell'ambiente di transizione al vulcano ed il vulcano stesso, tenendo presente la diversa scala temporale con cui tali sequenze si realizzano naturalmente. Ad esempio, le superfici di discontinuità rilevabili all'interno di una sequenza vulcanica avranno un carattere locale piuttosto che regionale e quindi saranno circoscritte ad un singolo centro o complesso vulcanico. E' altresì vero che la ridistribuzione dei prodotti vulcanici primari nell'ambiente di sedimentazione circostante dipende anche dagli equilibri costieri e climatici che si svolgono a scala regionale e con ordini temporali maggiori. Dal confronto degli ordini gerarchici delle superfici identificate e dalla comprensione del loro significato sull'evoluzione degli ambienti adiacenti sarà possibile leggere le reciproche relazioni degli eventi verificatisi in un'area (De Rita *et alii*, 2000). Se, ad esempio, una superficie di discontinuità connessa alle oscillazioni del livello del mare e quindi di importanza regionale non viene registrata o non corrisponde ad una superficie di discontinuità significativa nell'evoluzione del vulcano, allora potremo ipotizzare che in quella fase dell'evoluzione regionale i processi di evoluzione magmatica del vulcano agivano indipendentemente dagli effetti climatici. Se esiste coincidenza è invece possibile ipotizzare che l'evoluzione del vulcano abbia in qualche modo risentito dell'effetto climatico. Si noti che per questi motivi non è stato ritenuto opportuno

PROGETTO CARG

estendere le superfici di sintema riconosciute nel limitrofo Foglio Albano, dove i depositi vulcanici si intercalano lungo la costa ai depositi di transizione in cui è possibile riconoscere gli effetti delle oscillazioni marine.

Nella redazione del Foglio le unità vulcaniche sono organizzate in unità litosomatiche. Il litosoma comprende l'insieme di rocce che determinano una morfologia unitaria (ad esempio un cono vulcanico) derivate da una successione di unità eruttive legate sia cronologicamente sia geneticamente, ed è delimitata da superfici di discontinuità significative alla scala della vita di un vulcano.

Per quanto riguarda l'analisi dei depositi vulcanoclastici presenti nelle aree di transizione tra un vulcano e l'adiacente ambiente sedimentario è stata messa a punto una metodologia di raccolta dati sul terreno che permettesse un'analisi di facies in grado di consentire la distinzione di fasi di deposizione sineruttive da fasi di deposizione intereruttive (Smith, 1987, 1991; De Rita *et alii*, 2000; Giordano *et alii*, 2002b).

Nei periodi sineruttivi, ossia immediatamente seguenti ad un evento eruttivo, le fasi di erosione, trasporto e sedimentazione del ciclo sedimentario possono esplicarsi su ingenti volumi di materiali, messi a disposizione dall'attività vulcanica. I periodi in cui si ha la sedimentazione sineruttiva sono di breve durata; essi sono separati da periodi intereruttivi, relativamente più lunghi, in cui l'influenza del vulcanismo sulla sedimentazione è invece minima, e la quantità di materiali ridistribuiti nell'ambito dei normali processi sedimentari è decisamente minore.

Il passaggio da condizioni intereruttive a condizioni sineruttive è un passaggio brusco e coincide in altri termini con il verificarsi di un episodio eruttivo. Quest'ultimo infatti può riflettersi pressochè istantaneamente nel record sedimentario delle zone circostanti al centro eruttivo, rappresentando un input in grado di indurre l'aggradazione di notevoli spessori di depositi rimaneggiati praticamente monogenici (De Rita *et alii*, 2002a). Tale influenza può inoltre perpetrarsi per anni o per decenni dopo il termine dell'attività vulcanica. Il passaggio da condizioni sineruttive ad intereruttive avviene in maniera molto più graduale attraverso un progressivo ristabilimento delle condizioni preeruttive e la reincisione delle successioni sineruttive aggradanti.

Alcuni dei criteri utilizzati per distinguere i depositi rimaneggiati sineruttivi da quelli intereruttivi sono i seguenti:

- la composizione del sedimento: come accennato, i depositi sineruttivi sono tipicamente monogenici o comunque dominati dalle litologie relative al materiale primario vulcanico da cui derivano;
- la granulometria del deposito: i depositi sineruttivi, quando relativi ad episodi esplosivi, sono ricchi di materiale cineritico e dunque presentano granulometria sabbioso-limosa mentre facies ghiaiose sono più abbondanti nei depositi intereruttivi;
- la litofacies: i depositi sineruttivi sono generalmente malclassati e da

PROGETTO CARG

Fig. 3 - Panorama dei Colli Albani da NE

massivi a malstratificati, riflettendo l'abbondanza di sedimento disponibile rispetto alle quantità di acque. Le facies sono quelle tipiche dei *debris flow* e dei flussi iperconcentrati.

- la geometria del deposito: depositi sineruttivi sono aggradanti e presentano una grande estensione areale. Al contrario le facies intereruttive sono solitamente confinate all'interno di valli incise.

Mentre l'aggradazione dei depositi sineruttivi è indotta dall'attività vulcanica, lo sviluppo dei depositi intereruttivi è pressochè indipendente dal vulcanismo e richiede l'intervento di altri processi, fra i quali la subsidenza del bacino è probabilmente il più importante nonchè quello che consente la conservazione di rilevanti spessori di materiale.

Questa metodologia è stata particolarmente utile per la definizione delle fasi più recenti del vulcanismo albano (Funiciello *et alii*, 2002, 2003; Giordano *et alii*, 2005, 2006, 2010a, De Benedetti *et alii*, 2008).

Va sottolineato che le unità litostratigrafiche sono sempre seguite dal nome del toponimo dove sono meglio esposte, tranne laddove siano disponibili in letteratura nomi di consolidata tradizione e di univoca attribuzione, come ad esempio Pozzolane Rosse, Pozzolane Nere ecc.

PROGETTO CARG

2.2. - La successione stratigrafica

2.2.1. - *Supersintema aurelio-pontino* (**AU**)

La superficie erosiva alla base del Supersintema Aurelio Pontino, che contiene i depositi vulcanici affioranti nel Foglio Velletri, si sviluppa a partire dalla parte alta del Pleistocene inferiore (Fase erosiva Cassia di Ambrosetti & Bonadonna, 1967) per motivi legati sia al sollevamento regionale del margine tirrenico, sia all'azione della tettonica locale, sia a fattori climatici. La sedimentazione accolta da questa *unconformity* inizia prima dell'inizio del vulcanismo potassico nell'area, e prosegue poi, con l'inizio dell'attività vulcanica, con il contributo prevalente, ma discontinuo, degli apporti vulcanoclastici. Questa *unconformity* è ben visibile nel limotrofo Foglio 387 Albano Laziale, mentre Nel Foglio 388 questa superficie è rappresentata, di fatto, solo dall'appoggio discordante dei prodotti vulcanici dei Colli Albani sulla struttura dei Monti Lepini.

2.2.1.1. - Unità di Le Vallicelle (**VCL**)

La Unità di Le Vallicelle include tutti i depositi più antichi eruttati dal Vulcano Laziale, che sono scarsamente esposti, esclusivamente nelle zone distali dove il plateau ignimbritico è tagliato da valli incise. Questi depositi sono formati principalmente da una successione di ignimbriti, depositi di caduta e depositi rimaneggiati intercalati, chiamati collettivamente in letteratura "Successione dei Tufi Pisolitici" (De Rita *et alii,* 2002a; Giordano *et alii*, 2010a). [Altri nomi locali sono "Tufi grigi granulari", "Tufi pisolitici", "I colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio"]. Le ignimbriti rappresentano i più antichi grandi episodi esplosivi del vulcano dei Colli Albani e sono, dal più vecchio al più giovane: l'ignimbrite dell'unità Poli, l'ignimbrite dell'unità Tor de' Cenci, l'ignimbrite dell'unità del Palatino e l'ignimbrite dell'unità Casale del Cavaliere, tutte affioranti anche nei limitrofi fogli. Le ignimbriti sono interpretate come freatomagmatiche e messe in posto da flussi piroclastici relativamente umidi e freddi, per la presenza comune e diffusa di abbondanti (> 70%) ceneri da fini a grossolane poco vescicolate e con forme blocky, di lapilli accrezionari, di resti di alberi calcinati e della litificazione dovuta alla zeolitizzazione del vetro (chabazite, herschelite, phillipsite) (De Rita *et alii,* 2002a).

Al di sotto ed alternati alle ignimbriti si trovano spessi depositi piroclastici da poco a profondamente alterati, dalla granulometria della cenere a quella dei lapilli, generalmente tabulari. Alcuni strati cineritici preservano la loro struttura originaria e sono massivi e caotici, con abbondanti lapilli di pomici bianche a cristalli di K-feldspato e clinopirosseno.

Gli unici affioramenti apprezzabili sono tra le località di Castiglioni e di Colle Porcara, tra i rilevi del Bosco dell'Astone e di Castagna Petrella ed in prossimità

PROGETTO CARG

dello svincolo di Colleferro dell'Autostrada A1, nella sponda sinistra della valle del Fiume Sacco.

L'età dell'unità va da > 561 ± 2 a < 533 ± 5 ka (Karner *et alii,* 2001). Lo spessore massimo in affioramento è di 10 m. Tuttavia, stratigrafie di pozzo sia nella zona a est della città di Roma che vicino l'Appennino, tra i paesi di Valmontone e di Colleferro, indicano la presenza di depositi spessi fino a 100 m che possono essere correlati con la Unità di Le Vallicelle e che comprendono anche colate laviche. L'unità di Vallicelle è lateralmente equivalente alla formazione di S. Cecilia, che è una successione vulcano-sedimentaria che va riferita alla rielaborazione fluviale dei primi depositi vulcanici dei Colli Albani e dei vulcani Sabatini, che affiorano nell'area urbana della città di Roma e lungo le zone costiere (Funiciello & Giordano 2008a, b).

***Pleistocene medio* p.p.**

2.2.1.2. - Unita' di Tor de' Cenci (**TDC**)

Deposito piroclastico, grigio-giallastro, cineritico, da massivo e caotico a stratificato, caratterizzato dalla presenza, sia nella matrice che in livelli stratificati, di pisoliti di cenere (lapilli accrezionari) fino alle dimensioni di 3 cm. Lo scheletro (< 10%) è composto da scorie e litici lavici in genere di dimensioni inferiori ai 3 cm. Nella matrice sono presenti cristalli di leucite analcimizzata, clinopirosseno e biotite (≤1% vol). Alla base è presente un deposito cineritico grossolano composto interamente di scorie ben classate di dimensioni medie 1-2 mm, con spessori massimi di 10 cm. Spessori massimi 10-15 m. Il deposito è riferibile ad una eruzione freatomagmatica di grande volume con meccanismi di deposizione da caduta (livello di scorie basale) e da colata piroclastica dell'apparato Vulcano Laziale ("Tufi Antichi" e "Tufi Pisolitici" p.p. Auct; I colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio di De Rita *et alii*, 1988; unità piroclastica di Tor de Cenci di Rosa, 1995; Tufo di Trigoria-Tor de Cenci di Palladino *et alii*, 2001; Tor de Cenci unit di De Rita *et alii*, 2002).

Questa unità affiora nella zona di Colleferro e lungo Valle Castiglioni. Palladino *et alii* (2001) indicano una composizione K-foiditica con un contenuto in SiO_2 molto basso tra il 42 ed il 44 %. L'unità è datata con il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$ a 561 ± 1 ka (Karner *et alii*, 2001).

***Pleistocene medio* p.p.**

2.2.1.3. - Pozzolane Rosse (**RED**)

Deposito piroclastico a matrice cineritica grossolana scoriacea, povero della frazione fine, in cui sono disperse scorie rosso-violaceo o nere mediamente vescicolate (intorno al 60% in volume) di dimensioni fino a 15 cm (10-30% vol),

PROGETTO CARG

litici lavici, sedimentari termometamorfosati e olocristallini di dimensioni fino a 20 cm (5-20% vol) e abbondanti cristalli di leucite, clinopirosseno e biotite (1-5% vol). Massivo e caotico, da rosso a viola vinaccia a grigio scuro, a gradazione grossolanamente inversa, semicoerente. Alla base è localmente presente un livello centimetrico a concentrazione di litici (*ground layer*). Sono spesso presenti strutture da degassazione (*gas pipes*). Le migliori esposizioni dell'unità sono visibili nella porzione meridionale del Foglio, lungo la Strada Provinciale Cori-Cisterna, presso le località di Colle Niccio, Colle Pantaleo e Ponte della Cava, lungo i Fossi la Teppia, Monsignore, Morillo e Cavone in località Fossateglio, e nel settore all'estremo nord-orientale del Foglio, sempre in prossimità dello svincolo Colleferro dell'autostrada A1, lungo le sponde del Fosso della Sanguinara e presso le località di Piombinara, Colle Montarozzo e Colle Quarticciolo. In alcuni casi l'unità si presenta decisamente litoide, caratterizzata da una chiara prevalenza fra i litici di quelli di tipo lavico, da un arricchimento in minerali femici di rilevanti dimensioni (fino a ½ cm di diametro) e dalla presenza di leucite vitrea. Il tetto dell'unità è alterato a suolo, localmente spesso fino a 3 m. La geometria del deposito è in genere tabulare su blanda paleotopografia. Il massimo spessore visibile in affioramento dell'unità è di circa 20 m. La composizione chimica è da tefritica a tefritico-foiditica (Conticelli *et alii*, 2010). Le datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ indicano un'età di messa in posto di 457±4 ka (Karner *et alii*, 2001).

Questa formazione (Pozzolane rosse o Pozzolane di S. Paolo *Auctt*., Pozzolane inferiori in Fornaseri *et alii*, 1963; Seconda Colata Piroclastica del Tuscolano-Artemisio di De Rita *et alii*, 1988b) è riferibile ad una eruzione ignimbritica centrale di grande volume dell'apparato Vulcano Laziale (Fornaseri *et alii*, 1963; De Rita *et alii*, 1988b; Giordano & Dobran, 1994a, b).

***Pleistocene medio* p.p.**

2.2.1.3. - Lave di Fosso Tre Rami (**RMN**)

Lave grigio scure, compatte, a grana fine con frattura scheggiosa, da afiriche a microcristalline con rari fenocristalli di leucite e clinopirosseno (1-2 mm). Spessori fino a 10 m.

Tali lave sono presenti in affioramento soltanto nella "Cava di Basalto" poco più di un chilometro a Sud della cittadina di Lanuvio. La composizione varia da fono-tefritica a K-foiditica (Conticelli *et alii*, 2010).

***Pleistocene medio* p.p.**

2.2.1.4. - Pozzolane Nere (**PNR**)

Deposito piroclastico di colore nero, massivo e caotico a matrice cineritica scoriacea, con disperse scorie nere ben vescicolate, talvolta porfiriche a leucite (5-35% vol) di dimensioni fino a 15 cm, i litici, prevalentemente di tipo lavico,

PROGETTO CARG

con subordinati olocristallini, piroclastici e rari sedimentari termometamorfosati (Turi, 1969), possono arrivare a 15 cm di diametro (1-10% vol); i cristalli sono rappresentati da leucite e clinopirosseno, subordinatamente da biotite, in percentuali che possono arrivare al 5%, ma che mediamente sono inferiori all'1%. Il deposito è generalmente semicoerente, localmente con *gas-pipes*. La parte alta dell'unità può presentarsi litoide per effetto della zeolitizzazione ed assumere un colore dal grigio-giallastro all'arancione-rossastro; in alcuni casi la zeolitizzazione può interessare abbondantemente l'unità, come negli affioramenti del settore nord orientale del Foglio (presso la cittadina di Valmontone e lungo la Valle delle Canapine, dove corre la linea ferroviaria Roma-Cassino, o ancora alla base del Colle dell Uomo Morto) e ancora maggiormente in quelli del settore centro Sud del Foglio (letto dei fossi Teppia, di Cisterna, delle Castella, della Mole).

L'unità presenta una gradazione inversa nei primi 20-50 cm dalla base, mentre è generalmente non gradata o gradata grossolanamente inversa e poi diretta. Alla base dell'unità è stato osservato un livello spesso 7-8 cm arricchito in litici e cristalli interpretabile come un livello da *ground-layer*. Alla base, localmente, si rinviene un orizzonte scoriaceo da ricaduta con spessore massimo di 160 cm, osservabile nelle porzioni centro-orientali del Foglio (massimo spessore presso la Valle del Sambuco). Questo spessore è considerevolmente inferiore sia negli affioramenti più settentrionali che in quelli più meridionali, ad indicare un asse di dispersione dei prodotti di caduta ad andamento circa est-ovest.

Gli affioramenti prossimali in località Facciate dell'Ariano, lungo la porzione sud-orientale del bordo calderico, a quote comprese tra i 700 ed i 750 m s.l.m., e gli affioramenti in prossimità del Tuscolo, nel bordo calderico settentrionale, a quote prossime ai 500 m s.l.m. presentano una facies arricchita in litici e cristalli di breccia co-ignimbritica.

Gli spessori in affioramento vanno dai pochi m ad 20 m. La composizione chimica di questa unità è tefri-fonolitica (Conticelli *et alii*, 2010), mentre le datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ indicano un'età di messa in posto a 407±4 ka (Karner *et alii*, 2001). L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbritica di grande volume dell'apparato Vulcano Laziale [Pozzolane medie di Fornaseri *et alii* (1963); III colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio di De Rita *et alii*, 1988].

***Pleistocene medio* p.p.**

2.2.1.5. - Formazione di Fontana Centogocce (**SVL**)

Questa formazione comprende tutti i depositi intermedi tra l'ignimbrite delle Pozzolane Nere e la sovrastante Formazione di Villa Senni. È composta da una serie complessa di depositi piroclastici e colate di lava, soprattutto in affioramento ad est del vulcano. Sono state mappate tre litofacies.

SLV_a rappresenta le unità laviche, di colore grigio scuro, da afiriche a

PROGETTO CARG

microcristalline, con pasta di fondo da ipoialina a microcristallina e fenocristalli molto rari di leucite e clinopirosseno; le composizioni chimiche variano da K-foiditiche tefritiche (Conticelli *et alii* 2010); le unità laviche di questo intervallo sono raramente esposte, confinate al settore Sud-occidentale del Foglio (lungo il Fosso della Petrara in località Colle Cavaliere, nella Cava di Basalto circa 1 km a Sud della cittadina di Lanuvio, lungo la strada Provinciale Parata-Favignano, all'inizio del Fosso Presciano) ad eccezione dell'affioramento lungo la parete interna del bordo calderico meridionale, in località Facciate dell'Ariano, circa a quota 750 m s.l.m., dove è stato misurato lo spessore massimo di 30 m.

SLV_b rappresenta la facies vulcanoclastica, comprendendo sia piroclastiti, costituite soprattutto da letti di scorie di caduta tabulari, con granulometria da cineritica a lapillosa, che depositi rimaneggiati. Singoli letti di depositi di caduta possono essere seguiti per molti km, con spessori individuali dell'ordine del metro che diminuisce gradualmente verso est e sud, in accordo con la direzione dei venti dominanti che soffiano verso est. I depositi di caduta sono generalmente alterati in paleosuoli ed intercalati a detriti vulcanoclastici rimaneggiati, indicando il ripetersi di periodi di quiescenza. Lo spessore massimo può raggiungere i 10 m.

SLVc rappresenta depositi di cono di scorie, generalmente costituiti da strati da saldati a parzialmente saldati a giacitura quaquaversale, passanti sia a scorie non saldate che a lave clastogeniche.

L'affioramento di maggiore spessore della Formazione di Fontana Centogocce è lungo il bordo calderico vicino la località Tuscolo dove la breccia co-ignimbritica prossimale delle Pozzolane Nere è ricoperta, al di sopra di una *unconformity* ad alto rilievo, da depositi spessi fino a 130 m. La Formazione di Fontana Centogocce è qui costituita verso la base da un'unità lavica di 30 m di spessore, in parte ricoperta da ed in parte laterale a circa 50 m di depositi scarsamente stratificati di scorie e spatter con granulometria dai lapilli alle bombe, e subordinati blocchi di lava che mostrano giaciture quaquaversal con angoli fino a 35°. Le scorie gradano verso l'alto, a differenti altezze, in lave clastogeniche. Sia le scorie che le lave sono subafiriche con cristalli di leucite euedrali e, subordinatamente, clinopirosseno. Questa parte della stratigrafia può essere riferita ad attività da effusiva hawaiiana a stromboliana debole, da coni peri-calderici di scorie e *spatter*. Questi coni di scorie sono intercalati con una successione di depositi di scorie vescicolate da caduta ben classati, in strati piano-paralleli di granulometria dei lapilli da fini a grossolani, fino a cineritici, tipicamente dal dm al m di spessore, le cui caratteristiche deposizionali sono riconducibili a ricaduta di scorie da uno stratovulcano all'interno della caldera, attualmente non più esistente a causa della successiva grande eruzione di Villa Senni (cfr. § successivo). Lo scenario che può essere ricostruito intepretando la stratigrafia della Formazione di Fontana Centogocce prevede un periodo prolungato (desunto dalla presenza di numerosi paleosuoli intercalati) di eruzioni debolmente esplosive ed effusive relative a centri peri-calderici, ed

PROGETTO CARG

eruzioni da violente stromboliane a pliniane dal centro della caldera di collasso che seguirono l'eruzione parossistica dell'ignimbrite delle Pozzolane Nere. ***Pleistocene medio* p.p.**

2.2.1.6. - Formazione di Villa Senni (**VSN**)

La Formazione di Villa Senni raccoglie due delle unità ignimbritiche più conosciute dell'area romana, note con vari nomi sia in ambiente accademico che geotecnico-edile, differenti per litofacies: il termine inferiore è noto come Tufo lionato o Tufo litoide *Auctt*., mentre il termine superiore, a seconda delle caratteristiche di facies, è noto come Pozzolanelle, Tufo di Villa Senni, Tufo a occhio di pesce, Pozzolane Superiori (Fornaseri *et alii*, 1963), IV colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio (De Rita *et alii*, 1988). La continuità deposizionale tra i due termini è stata accertata per la prima volta da Rosa *et alii* (1993), e poi dettagliata in studi successivi (Rosa, 1995; Freda *et alii*, 1997; Watkins *et alii*, 2002; Giordano *et alii*, 2006, 2010). I due depositi ignimbritici relativi a questa unità affiorano diffusamente in tutto il *plateau* ignimbritico dei Colli Albani, e sono gerarchizzati come membro del Tufo Lionato (**VSN_1**) e membro delle Pozzolanelle (**VSN_2**) rispettivamente. La formazione di Villa Senni è riferibile all'ultima eruzione ignimbritica di grande volume del vulcano dei Colli Albani con meccanismi di colata piroclastica (**VSN_1**, **VSN_2**). Le età disponibili sono relativamente concordi a 357±2 (Villa, 1992).

2.2.1.6.1. - *Tufo Lionato* (**VSN_1**)

Deposito piroclastico massivo e caotico, localmente malstratificato, litoide per effetto della zeolitizzazione (Sersale, 1959a,b) e a luoghi con *gas-pipes*. E' caratterizzato localmente da fenomeni di intensa fessurazione. Sono spesso riconoscibili due facies sovrapposte, la gialla e la arancione-rossastra. Quella inferiore di colore giallo ha una abbondante matrice cineritica nella quale si trovano scorie giallastre solitamente non più grandi di un cm, anche se talvolta possono comparire scorie da grigie a marroni di diametro ben maggiore (fino a 20 cm). I litici sono di tipo lavico e grandi al massimo 3-4 cm, con incidenza generalmente non superiore all'1%; i cristalli, piuttosto scarsi (in percentuali al massimo uguali all'1%) sono rappresentati da leucite sovente analcimizzata e da clinopirosseno. La facies gialla è visibile in affioramento in diverse zone estesamente nella zona di Labico e Valmontone e, più a Sud, nella Valle Santa Maria alla base dei Colli di Barigliano e Colle dell'Eschia, o lungo il Fosso delle Cannole e Fosso Chiavero. Alla sua base è spesso osservabile un livello cineritico-lapilloso da caduta e da *surge*, relativo alle fasi iniziali dell'eruzione, disperso verso est e spesso al massimo 140 cm in area calderica. La facies sovrapposta è

PROGETTO CARG

quella dal tipico colore arancione-rossastro, che si presenta più grossolana, con scorie da marroni a grigiastre che possono superare i 10 cm di diametro e superare come incidenza percentuale anche il 10%. Caratteristica, a luoghi, è la presenza di scorie tipo *spatter* e verso il tetto di scorie molto appiattite e vetrose tipo *fiamme*. I litici mediamente si aggirano attorno all'1-5% (con dimensioni massime pari a 5 cm) e sono costituiti da frammenti lavici prevalenti, mentre subordinatamente compaiono litici olocristallini ed occasionalmente carbonatici; i cristalli sono costituiti prevalentemente da leucite, clinopirosseno e subordinata biotite, in percentuali generalmente non maggiori dell'1%. Le migliori esposizioni della facies arancione sono localizzate ancora nella zona di Valmontone, nella Valle del Fiume Sacco e del Fosso Savo, Valle Pesciarola, Valle Acqua della Tavola. Occasionalmente, solo in zone distali, sono presenti impronte di tronchi. I massimi spessori del Tufo Lionato arrivano a 15 m. La composizione è tefri-fonolitica (Conticelli *et alii*, 2010).

2.2.1.6.2. - *Pozzolanelle* (**VSN_2**)

Deposito piroclastico massivo e caotico, di colore variabile da marrone a marrone-arancio ma a luoghi anche violaceo o nerastro, da incoerente a litoide: in quest'ultimo caso esso può apparire simile a VSN_1. Generalmente questa unità piroclastica presenta una matrice scoriacea cineritico grossolana, in cui si trovano sparse scorie porfiriche a leucite, ben vescicolate da marroni a grigie, a nere delle dimensioni in genere dei lapilli, ma che possono raggiungere i 25 cm di diametro, in percentuali fino al 20%; litici lavici ed olocristallini e più raramente sedimentari di dimensioni fino a 10 cm ed in percentuali mediamente attorno al 5%, ma che possono raggiungere il 30%. Anche il contenuto in cristalli risulta abbondante: essi sono rappresentati da leucite spesso analcimizzata, che può essere presente in individui centimetrici e subordinatamente da clinopirosseno e biotite; il contenuto percentuale può superare il 10-15%. In alcuni casi, dove il Tufo Lionato è assente, VSN_2 si appoggia direttamente sul paleosuolo sottostante ed alla sua base si può osservare un deposito centimetrico da *ground layer*, arricchito in cristalli e litici e povero della frazione fine. A luoghi sono osservabili *gas-pipes*. Gli spessori di questa unità raggiungono i 30 m. La composizione va da da tefrifonolitica a fonotefritica (Conticelli *et alii*, 2010; Freda *et alii*, 1997). All'interno del deposito ignimbritico delle Pozzolanelle sono state cartografate due litofacies ben distinguibili sul terreno, denominate *Litofacies Occhio di Pesce*, corrispondente alla messa in posto della parte finale dell'eruzione caratterizzata da un'abbondante frazione di cristalli di leucite, e la *Breccia di Colle Fumone*, corrispondente alla breccia co-ignimbritica legata al collasso della caldera. Le due litofacies sono di seguito descritte in dettaglio.

Litofacies Occhio di Pesce (**VSN_{2a}**)

PROGETTO CARG

La facies prossimale e superiore del membro delle Pozzolanelle è caratterizzata da percentuali maggiori del 30% in volume di cristalli di leucite fino a 2 cm di diametro, che conferiscono al deposito il caratteristico aspetto punteggiato di bianco che nell'uso comune corrisponde alla denominazione "Occhio di Pesce". Si accompagna a questa abbondanza di cristalli una percentuale in genere > 15% di litici olocristallini di dimensioni decimetriche. Questa litofacies affiora in varie zone, ad esempio nelle località di Grottarola, Molara Cervinara, Colle Poce e Colle Rosso, nel settore centro- meridionale del Foglio.

Breccia di Colle Fumone (**VSN_{2b}**)

Nelle aree prossimali è presente una breccia, molto grossolana, priva della frazione cineritica, con blocchi lavici ed olocristallini >40% del deposito e scorie *spatter*, interpretabile come breccia co-ignimbritica. Questa litofacies affiora lungo il bordo calderico con spessori fono a 80 m, nella zona del Tuscolo e nel Facciate dell'Ariano sul Monte Artemisio.

***Pleistocene medio* p.p.**

2.2.1.7. - Formazione di Rocca di Papa (**RPP**)

Al centro della caldera formatasi con l'eruzione della Formazione di Villa Senni si è progressivamente edificato lo stratovulcano delle Faete costituito dalla Formazione di Rocca di Papa per lo più fatta di lave, scorie saldate e depositi di ricaduta di scorie, che indicano uno stile prevalente di attività da effusivo a moderatamente esplosivo. La presenza di *unconformity*, paleosuoli e depositi vulcanoclastici indica che lo stratocono è stato costruito nel corso di molte fasi successive di attività. Alla porzione visibile dello stratocono corriponde una cospicua parte sepolta all'interno della depressione calderica, indicando che la costruzione dell'edificio delle Faete è stata contemporanea alla edificazione del sistema peri-calderico Tuscolano-Artemisio (vedi § successivo). Data la complessità della stratigrafia interna delle unità riconducibili alla formazione RPP, le *lave* e le *bancate di scorie*, da saldate a incoerenti, sono state cartografate come litofacies laddove riconducibili all'attività centrale dello stratovulcano, mentre dove siano state riconosciute associate ad edifici minori ma ben distinguibili e in posizione stratigrafica sommitale rispetto allo stratovulcano ed alla struttura di collasso di Campi di Annibale, come per i centri di Colle Iano, Monte Cavo e Monte Vescovo, esse sono state distinte ma associate nell'*membro di Colle Iano*; di seguito vengono indicate le descrizioni nel dettaglio.

Litofacies lavica (**RPP_a**).

Lave da grigio scure a grigie, da afiriche a sub-afiriche a porfiriche con leucite e clinopirosseno, con occasionale olivina. Le composizioni chimiche variano da tefritiche a tefrite-fonolitiche a K-foiditiche (Boari *et alii,* 2009; Conticelli *et*

PROGETTO CARG

alii, 2010). I nomi locali per le singole lave sono Monti delle Faete, Maschio delle Faete, Pentima Stalla, Monte Ara, Monte Pennolo. Le lave dello stratovulcano delle Faete affiorano anche lungo le pendici inferiori delle pareti interne dei crateri dei *maar* di Albano e di Nemi. Lo spessore massimo delle singole unità è di circa 20 m.

Litofacies scoriacea (**RPP_b**).

Depositi di scorie associati sia a coni di scorie, con giaciture quaquaversali fino a 30°, sia all'attività esplosiva centrale. I depositi sono in gran parte costituiti da scorie da poco classati a classati, da scarsamente stratificati a stratificati, da incoerenti a saldati, con dimensioni da lapilli a bombe e con xenoliti lavici di dimensioni da lapilli a blocchi. Le scorie sono da afiriche a caratterizzate dalla presenza di leucite e clinopirosseno. Le località dei singoli centri sono Colle Tondo, Monte Fiore, Casale Molare, Madonna della Molara, Molara, e Monte Pennolo, Colle delle Vacche, Colle dell'Acero, Colle dell'Acqua, che sono sepolti da depositi più recenti. Lo spessore massimo è di circa 400 m.

2.2.1.7.1. - *Membro di Colle Iano* (**RPP_1**)

La successione di Colle Iano è costituita da lave (RPP_{1a}) e coni scorie (RPP_{1b}) dei centri di Colle Iano, Monte Cavo e Monte Vescovo. Questi coni di scorie si edificarono dopo il collasso della piccola caldera dei Campi d'Annibale e quindi sono poggiati al di sopra di una superficie di *unconformity* significativa, cui corrisponde anche un lieve cambiamento nella composizione chimica del magma eruttato (Boari *et alii*, 2009; Conticelli *et alii*, 2010). Il cono di Monte Vescovo è caratterizzato da un contenuto di più del 10% di xenoliti di cumuliti pirossenitiche. Le determinazioni di età disponibili su campioni di lava di questa formazione sono scarse e vanno da 278 ± 5 ka (Marra *et alii,* 2003) a 268 ± 4 ka (Bernardi *et alii*, 1982).

***Pleistocene medio* p.p.**

2.2.1.8. - Formazione di Madonna degli Angeli (**FKB**)

Nei settori orientali e meridionali del Foglio affiorano i depositi relativi agli apparati eccentrici peri-calderici ed extra-calderici del litosoma Tuscolano-Artemisio intercalati ai prodotti distali dell'attività esplosiva del vulcano delle Faete.

La Formazione FKB varia di spessore da più di 350 m presso il muro calderico a meno di 5 m lateralmente. I depositi di FKB sono più spessi e molto più ampiamente presenti ad est dalla caldera. Lungo le pareti della caldera, la formazione FKB è costituita da alternanze di lave, depositi di caduta di scorie e scorie saldate, che può mostrare immersioni quaquaversali fino a 35° e definire centri pericalderici

PROGETTO CARG

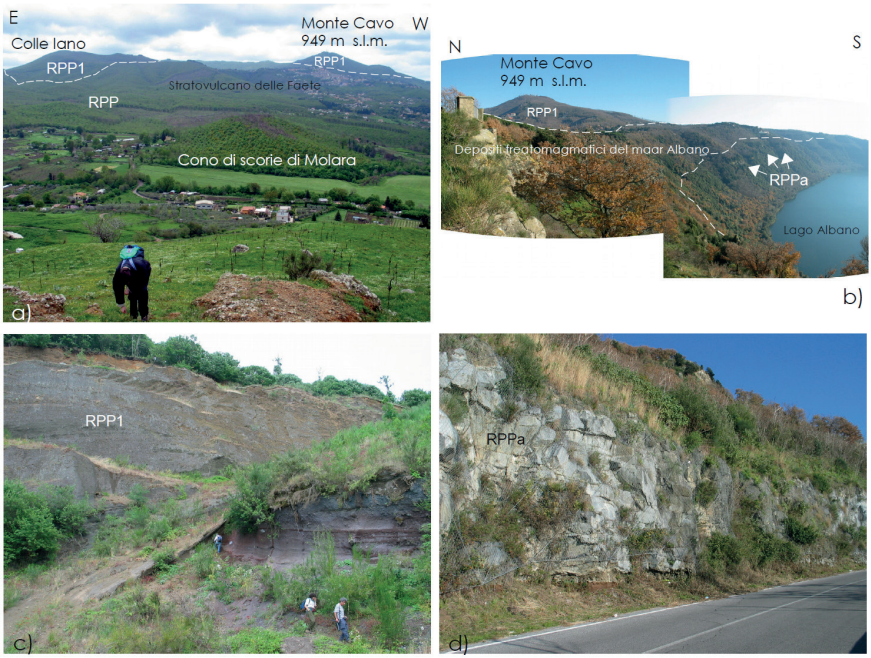


Fig. 4 - Formazione di Rocca di Papa: a) vista da Tuscolo dell'edificio delle Faete; b) vista dal Lago Albano, all'interno del cui maar *affiorano i depositi RPP; c) Cava di Malepasso nel cono di scorie di Colle Iano; d) lave RPPa lungo la via Olimpica (Lago Albano).*

locali monogenetici ad attività da hawaiiana a stromboliana. Questi centri sono intercalati a strati ben classati di ricaduta di scorie vescicolate. Singoli strati di scorie possono essere spessi fino a 1.5 m. Questi strati di scorie possono essere seguiti verso le zone distali per decine di chilometri a est, con aree composite di dispersione che coprono più di 600 km^2. Questi strati di scorie sono associati ad attività da violenta stromboliana a sub-pliniana/pliniana dallo stratovulcano intra-calderico delle Faete, poiché la loro facies e l'area di dispersione non corrispondono allo stile da hawaiano a stromboliano debole associato ai coni di scorie e spatter descritto per i centri peri-calderici cui sono i interdigitali. Inoltre le più alte colonne eruttive sarebbero interessate dai venti prevalenti verso est che giustificano gli assi di dispersione verso est di questi depositi. Intercalati all'interno della formazione FKB sono stati riconosciuti limitati spessori di depositi originati da flussi piroclastici, da massivi a laminazione incrociata, poco classati e ricchi in cenere, così come i depositi vulcaniclastici. Tre sono le litofacies della formazione FKB cartografate: Colate di lava, Litofacies piroclastica, Coni di Scorie.

Litofacies lavica (**FKB_a**) Lave grigio scure, da coerenti a vescicolate, con strutture da microcristalline a porfiriche, con fenocristalli di clinopirosseno, leucite, occasionalmente con olivina in una pasta di fondo microcristallina. Spessore massimo 30 m.

Litofacies piroclastica (**FKB_b**) Strati e livelli alternati di scorie-lapilli e di ceneri di ricaduta, variamente alterati a paleosuoli, associati ad eruzioni pliniane e stromboliane dalle bocche fissurali peri-calderiche del Tuscolano-Artemisio e lo stratovulcano intra-calderico delle Faete. Questa litofacies si assottiglia dai più di 40 m in località prossimali a 5 m di media nei settori distali del plateau ignimbritico dove questa facies copre ampiamente le ignimbriti dell'edificio del Vulcano Laziale.

Litofacies scoriacea (**FKB_c**) I coni di scorie sono costituiti da strati da massivi a mal stratificati di lapilli e bombe di scorie da afiriche a porfiriche con leucite e clinopirosseno, con rari xenoliti di lava di dimensioni da lapilli a blocchi. Le scorie possono variare da incoerenti a parzialmente saldate a fortemente saldate e possono gradualmente passare a lave clastogeniche. I nomi locali per i coni di scorie includono, in senso antiorario da nord: Colle Tondo, Colle Nemese, Colle del Vescovo, Velletri, Monte Castellaccio, Colle Vocecomune, Colle S. Giovanni. Un'età disponibile per la formazione FKB è 351±3 ka per un dicco di lava a Monte Castellaccio (Karner *et alii,* 2001). Lo spessore massimo è di 150 m.

La formazione di Madonna degli Angeli è stata anche internamente suddivisa in insiemi di colata raggruppate sulla base di criteri geografici e strutturali, ed *unconformity* locali che sono diacrone e non possono essere tracciate lateralmente. In particolare, sono stati raggruppati in "insieme di colate" quei coni di scorie e le unità di lava che possono essere collegati a comuni strutture vulcano- tettoniche, cioè segmenti identificabili di fratture peri-calderiche ed extra-calderiche. Tali insiemi di colate sono: *Tuscolo* (FKB_{i1}), che riguarda il segmento a direzione O-NO peri-Tuscolano caldera; *Artemisio* (FKB_{i2}), che si riferisce al segmento peri-calderico a direzione NE dell'Artemisio; *S. Maria delle Mole* (FKB_{i4}), che si riferisce al segmento occidentale a direzione NO del sistema di fratture peri/extra-calderico e che affiora negli attugui fogli "Roma" e "Albano Laziale"; *Monte Due Torri* (FKB_{i5}), che si riferisce alla proiezione extra-calderica a direzione NE del segmento Artemisio. A questi si aggiunge l'insieme di colate di *Pantano Borghese*, che si riferisce ad una frattura vulcano-tettonica parallela al segmento Tuscolano situato in posizione extra-calderica, ed affiorante solo nell'attiguo Foglio "Tivoli".

È importante chiarire che la definizione e la mappatura di tali insiemi di colate all'interno della Formazione di Madonna degli Angeli è informale. Tali successioni sono in parte sincrone e in parte diacrone e si riferiscono alla complessa attivazione

PROGETTO CARG

di fratture peri-calderiche. Per queste ragioni tali successioni non devono essere intese come membri.

2.2.1.8.1. - *Insieme di colate del Tuscolo* (**FKB_{i1}**) *e dell'Artemisio* (**FKB_{i2}**)

La sezione del Tuscolo della caldera ne forma il bordo ONO che collega i centri di Grottaferrata-Monte Tuscolo-Monte Castellaccio, dove i primi depositi di FKB mostrano un'*unconformity* principale ricoperta dall'insieme di colate del Tuscolo (FKB_{i1}). L'*unconformity* è inclinata verso la caldera e separa le lave inferiori di FKB lungo la parete interna della caldera dai loro punti di eruzione che si trovavano in posizione più interna rispetto alla attuale parete della caldera. Lungo la sezione del Tuscolo della caldera, la discontinuità testimonia, quindi, un antico arretramento morfologico e la stabilizzazione della parete della caldera, e una migrazione verso l'esterno delle fessure eruttive peri-calderiche. L'insieme di colate del Tuscolo copre questa discontinuità sia lungo la caldera interna che verso l'esterno.

Una situazione simile è stata osservata lungo la sezione dell'Artemisio della caldera, che consente anche di cartografare l'insieme di colate dell'Artemisio (FKB_{i2}) lungo la sezione NE-SO della caldera.

Gli insiemi di colate del *Tuscolo* (FKB_{i1}) e dell'*Artemisio* (FKB_{i2}) sono costituiti da scorie, scorie saldate, lave clastogeniche e lave. Questi depositi ricoprono il bordo morfologico della caldera lungo le sezioni del Tuscolo e dell'Artemisio. L'unica determinazione di età su lave appartenenti a FKB_{i1} dà 308 ± 2 ka (Monte di lava Mellone; Marra *et alii,* 2003); L'unica determinazione di età disponibile per FKB_{i2} è a 356 ± 3 ka (lava di Monte dei Ferrari; Marra *et alii,* 2003). Lo spessore massimo è 300 m. Sono stati cartografate due litofacies principali sia l'insieme del Tuscolo che per quello dell'Artemisio.

Litofacies lavica (**FKB_{i1a}**; **FKB_{i2a}**)

Lave grigio-scure, da compatte a vescicolate, con struttura da microcristallina a porfirica, con principali fenocristalli di clinopirosseno, olivina e leucite in una pasta di fondo microcristallina. Le composizioni variano da tefri-fonolitiche a fono-tefritiche (Boari *et alii,* 2009; Conticelli *et alii,* 2010); lo spessore massimo è di 30 m; alcuni nomi locali di singole colate della Successione del Tuscolo sono Lava di Villa Senni, di Vermicino, di Villa Grazioli, del Tuscolo. Altri nomi locali di singole colate della Successione dell'Artemisio sono Lava del Monte dei Ferrari e Lava del Monte Peschio.

Litofacies scoriacea (**FKB_{i1b}**; **FKB_{i2b}**).

I depositi sono in gran parte costituiti da depositi di scorie da poco classati

PROGETTO CARG

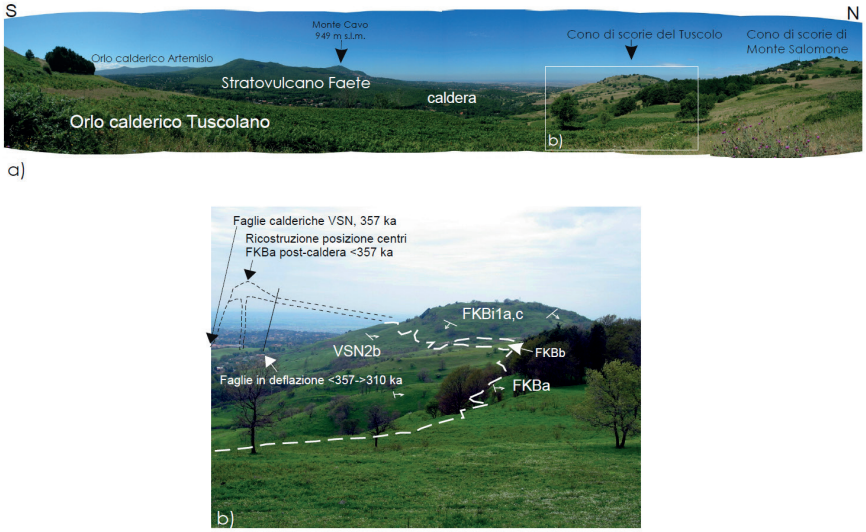


Fig. 5 - a) cinta calderica presso il Tuscolo; b) il dettaglio mostra come i centri dell'insieme di colate del Tuscolo si poggino una rilevante unconformity legata all'arretramento della caldera.

a classati, da scarsamente stratificati a stratificati, con granulometrie da lapilli a bombe, (> 90%) con subordinati xenoliti lavici di dimensioni da lapilli a blocchi. Gli strati di scorie sfumano, vicino alla bocca, in scorie saldate fino a lave clastogeniche. Gli strati di scorie mostrano giaciture quaquaversali fino a 30° e possono essere ricondotti a diversi coni pericalderici coalescenti di scorie, spatter e lava che conservano ancora la loro morfologia originaria e spessori fino a 300 m. Le scorie possono essere sia afiriche che caratterizzate dalla presenza di leucite e clinopirosseno. I nomi locali per i singoli centri appartenenti a FKB_{i1b} sono Colle della Mola, Monte Ceraso-Colle Marcone, Colle Caporosso-Colle Romano, Monte Pantaleo, Rocca Priora, Monte Salomone, Tuscolo, Grottaferrata, Monte dell'Orso, Monte Compatri, Monte Mellone, Colle S. Andrea, Monte Doddo, Colle della Molara, Montagnola, Colonna, Monte Porzio Catone, Monte Castellaccio. I nomi locali dei singoli centri appartenenti a FKB_{i2b} sono Monte Spina, Maschio dell'Artemisio, Monte dei Ferrari, Monte Peschio, Maschio di Lariano, Colle Sarazzano.

2.2.1.8.2. - *Insieme di colate S. Maria delle Mole* (**FKB_{i4}**)

La successione di S. Maria delle Mole comprende sia i coni di scorie isolati che le lave nella parte occidentale del sistema di fratture peri-calderico ad orientazione NO-SE, che sono in gran parte ricoperti dai più recenti depositi dei *maar* di Via dei

Laghi nelle loro aree prossimali. Nel Foglio affiorano limitatamente alle porzioni più occidentali solo le lave.

Litofacies lavica (**FKB_{i4a}**)

Lave grigio scure, da compatte a vescicolate, tessituralmente variabili da porfiriche a microcristalline, con fenocristalli di leucite. clinopirosseno e rara olivina in una pasta di fondo microcristallina. La composizione chimica è K-foiditica al confine con tefrite-fonolitica e fonolite-tefritica (Boari *et alii,* 2009; Conticelli *et alii,* 2010); lo spessore massimo è di 30 m.

Litofacies scoriacea (**FKB_{i4b}**)

I depositi sono in gran parte costituiti da depositi di scorie da poco classati a classati, da scarsamente stratificati a stratificati, con granulometrie da lapilli a bombe, (> 90%). Affiorano all'interno del cratere di Albano.

2.2.1.8.3. - *Insieme di colate di Monte Due Torri* (**FKB_{i5}**)

L'insieme di colate Monte Due Torri comprende coni di scorie sia coalescenti che isolati e le lave che si trovano lungo la proiezione extra-calderica NE-SO del sistema di fratture peri-calderico Artemisio. I depositi FKB_{i5} sono in gran parte ricoperti dai depositi più recenti dei maar del Litosoma Via dei Laghi (cfr. § successivo). L'unica datazione disponibile di un'unità lavica in questa parte del sistema peri-calderico dà un'età molto più recente delle età riferite ad altri settori, di 178 ± 24 ka (Marra *et alii,* 2003) o 120 ± 60 ka (Andretta, 1987).

Litofacies lavica (FKB_{i5a}) Lave da grigie a grigio scure, da afiriche a sub-afiriche a porfiriche con leucite e clinopirosseno, con occasionali olivina e melitite. La composizione chimica va da tefritica a K-foiditica (Boari *et alii,* 2009; Conticelli *et alii,* 2010). I nomi locali per le singole lave sono Monte Due Torri, Nemi, Genzano, Ariccia (Fornaseri *et alii,* 1963). Lo spessore massimo di singole lave è di circa 35 m.

Litofacies scoriacea (**FKB_{i5b}**)

Depositi di scorie associati a coni di scorie, con giaciture quaquaversali con angoli fino a 30°. I depositi sono in gran parte costituiti da scorie da poco classate a classate, da scarsamente stratificata a stratificate, da incoerenti a saldate, , di dimensioni da lapilli a bombe con xenoliti lavici di dimensioni di lapilli e di blocchi. Le scorie sono da afiriche a caratterizzate dalla presenza di leucite e clinopirosseno. I nomi locali dei singoli centri sono Monte Due Torri, Colle Alto, Monte Secco, Monte Calvarone, Monte Canino / Poggi d'oro, Monte Cagnoletto, Lanuvio, Colle degli Impiccati e Colle Pardo, Monte Gentile, Colle dei Cappuccini,

PROGETTO CARG

che sono completamente sepolti dai depositi più recenti . Lo spessore massimo è di 350 m.

Litofacies Piani di Maria (**FKB_{i5c}**) FKB_{i5c} affiora soltanto nella parete occidentale del cratere di Nemi. È cartografata come una litofacies ma, in realtà, si tratta di un'unità distinta grigia, massiva e caotica, sostenuta dalla matrice cineritica, con abbondanti xenoliti lavici, sedimentari e, più rari, intrusivi. La base è a grana molto fine e sottilmente stratificata. Il deposito è in gran parte litificato a causa della zeolitizzazione della matrice vetrosa e sfuma verso l'alto in un deposito ricco di scorie, lapilli e bombe, e quindi è ricoperto da una unità lavica. Il meccanismo probabile di messa in posto di questa unità è da correnti di densità associate ad un'eruzione freatomagmatica, probabilmente legata ad una fase primordiale del *maar* di Nemi. Lo spessore massimo è di 8 m.

***Pleistocene medio* p.p. - *superiore* p.p.**

2.2.1.9. - Formazione di Campi d'Annibale (**ABL**)

Quattro depositi ricchi di cenere e di lapilli accrezionari separati da paleosuoli, collettivamente chiamati Formazione di Campi di Annibale, coprono estesamente il fondo calderico ed entrambi i fianchi interni ed esterni dei settori Tuscolano ed Artemisio della caldera, con spessori limitati compresi tra 1 e 5 m. I prodotti freatomagmatici drappeggiano in modo discontinuo anche le pareti interne del cratere sommitale delle Faete, mentre sono quasi assenti lungo i ripidi pendii dell'edificio delle Faete. In varie località i singoli orizzonti piroclastici sono intercalati da livelli di breccia ricchi di scorie dense porfiriche grigie e nere, cristalli di leucite, pirosseno e mica e litici lavici e olocristallini. Il più elevato di questi depositi può essere facilmente riconosciuto in campagna, poiché mostra tre strati caratteristici: un deposito basale giallo-rosso di scorie di ricaduta di spessore dell'ordine del centimetro, un livello cineritico di spessore dell'ordine del decimetro ricco di lapilli accrezionari ed un deposito di spessore dell'ordine del decimetro, ben classato, costituito da scorie, frammenti di cristalli e litici.

Questa formazione è stata lungamente interpretata come legata ad un'attività freatomagmatica associata allo stratovulcano delle Faete (Fornaseri *et alii,* 1963; "Unità idromagmatica dei Campi d'Annibale " in De Rita *et alii,*1988a; Giordano *et alii,* 2006). Recenti lavori riferiscono invece questi depositi ai depositi distali del *maar* Albano (Giaccio *et alii,* 2007). La posizione stratigrafica e le caratteristiche di facies di questi depositi sono compatibili con i depositi distali delle eruzioni freatomagmatiche dai *maar* di Albano, Laghetto di Giuturna, Ariccia e Nemi.

***Pleistocene superiore* p.p.**

PROGETTO CARG

Fig. 6 - panoramiche dei laghi Albano (a,b) e di Nemi (c).

2.2.1.10. - Maar di Nemi

Il Maar Nemi è a forma di 8, allungato in direzione NNO-SSE, con una larghezza massima di 3 km ed una minima di 1.7 km. La massima elevazione del bordo del *maar* è a nord-est a 672 m s.l.m., dove si trova il cono di scorie di Monte Calvarone. La più bassa è al lato opposto, cioè a sud, a 430 m s.l.m. Il *maar* è riempito da un lago poco profondo (profondità massima 34 m), che si trova a 318 m s.l.m. Il livello del lago di Nemi è regolato da una di tunnel di sbocco costruito dagli Antichi Romani nel V-IV secolo a.C., che porta le acque al vicino maar di Ariccia (Castellani & Dragoni, 1991). Il maar si trova lungo il versante sud-occidentale del vulcano, in corrispondenza della proiezione del bordo calderico, che qui è completamente sepolto e poco evidente. La parte più bassa della parete interna del cratere mostra le lave ed i depositi di scorie della Formazione di Rocca di Papa a nord e della Formazione di Madonna degli Angeli (Insieme di colate di Monte Due Torri) a Sud, separate da una superficie di discontinuità angolare.

2.2.1.10.1. - *Unità di Nemi* (**NEM**)

Deposito freatomagmatico, di colore grigio, generalmente massivo e caotico, sostenuto da una matrice cineritica, in gran parte litificata da alterazione a zeoliti delle parti vetrose. I frammenti di cristalli nella matrice sono di leucite, mica, clinopirosseno, granato, mentre lo scheletro è costituito da lave, tufi, litici sedimentari (principalmente calcari e, in modo subordinato, argilliti) e subordinati xenoliti intrusivi. La base dell'unità è caratterizzata da uno strato di cenere

PROGETTO CARG

grossolana agglutinata spesso qualche centimetro, grigio, seguita da una breccia massiva spessa fino a 40 cm, in gran parte costituita da scorie e blocchi di lava fino a 1 m di diametro con forme di impatto. La breccia è coperta da strati di cenere grossolanamente stratificati, fino a 3 m di spessore, che sfumano verso l'alto nella litofacies principale, costituita soprattutto dal deposito cineritico grigio, massivo e caotico che può essere spesso fino a 100 m. Gli affioramenti prossimali lungo la parete interna del *maar*, in particolare lungo le strade che portano al lago dalle città di Nemi e di Genzano, mostrano livelli molti ricchi in litici (fino al 30-40%), in gran parte dominati da xenoliti lavici fino a 1 m di diametro. L'unità è sormontata da strati di cenere spessi pochi metri, ricchi di lapilli accrezionari, da piano-paralleli a caratterizzati da stratificazione incrociata a basso angolo. L'unità è riferibile all'eruzione freatomagmatica del *maar* di Nemi con meccanismi di deposizione da ricaduta, da *base surge* e da colata piroclastica. L'unità di Nemi è ricoperta, ad evest e a Sud, dalle più recenti unità freatomagmatiche di Ariccia e Albano. L'unità di Nemi ricopre a sua volta sia i depositi dell'Insieme di colate di Monte Due Torri della Formazione di Madonna degli Angeli (FKB_{i5}) che la Formazione di Rocca di Papa (RPP), visibile sia lungo le pareti interne del *maar*. A sud l'unità è incanalata nella paleovalli radiali che tagliano il pendio del vulcano e raggiunge i 5 km dal bordo *maar*, a est della città di Lanuvio. Non esistono determinazioni di età disponibili per questa unità, anche se deve essere più giovane del flusso di lava del sottostante datato a 147 ka (Marra *et alii,* 2003). La natura litificata consente la coltivazione in cava dell'unità di Nemi (varietà "Lapis Albanus") per la costruzione e scopi ornamentali. I nomi locali di questa unità sono "Peperino di Nemi" *Auctt*. "Unità idromagmatica Superiore di Nemi" p.p. (De Rita *et alii,*1988a).

2.2.1.10.1.1. - *Litofacies conglomeratico-sabbiosa* (**NEM_a**)

Depositi vulcanoclastici da massivi a malstratificati, conglomeratico-sabbiosi da *debris flow* e da flusso iperconcentrato, realtivi alla rimbilizzazione sin-eruttiva dei depositi primari dell'unità di Nemi. Spessore massimo 10 m.

***Pleistocene superiore* p.p.**

2.2.1.11. - Maar di Ariccia

Nel settore occidentale del Foglio è presente una porzione (circa la metà) del cratere freatomagmatico di Ariccia (Valle Ariccia). Questo centro fa parte del Litosoma Via dei Laghi relativo alla fase più recente del vulcano dei Colli Albani. Il cratere è posizionato lungo il fianco occidentale del vulcano, ha una forma ellittica con asse massimo circa N-S di circa 2,5 km e minimo (E-O) di circa 2 km. Il cratere ha un orlo continuo ed ha ospitato un lago fino probabilmente all'epoca romana (*lacus Turnus*). Nel V-IV secolo a.C. i Romani costruirono un

PROGETTO CARG

tunnel drenante emissario del Lago di Nemi, che ne conferisce le acque all'interno della valle. L'interno del cratere ha un fondo piatto, a quote comprese tra 283 m s.l.m. e 318 m s.l.m., relativo al riempimento di depositi lacustri, che raggiungono quasi l'orlo craterico nel settore meridionale. La forma ellittica semplice ed il ritrovamento di una sola unità eruttiva associata a questo centro fanno supporre che si tratti di un cratere monogenico.

2.2.1.11.1. - *Unità di Ariccia* (**ICA**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli di colore grigio, da cineritici a lapilloso-cineritici, a stratificazione incrociata con scorie millimetriche grigie e gialline, cristalli di leucite, clinopirosseno e biotite da millimetrici a submillimetrici, litici lavici e sedimentari carbonatici centimetrici, che si intercalano a livelli scoriacei lapillosi con scorie grigie (prevalenti) e rossastre con subordinati cristalli e litici. Blocchi lavici con diametro fino a 70 cm sono presenti nelle zone prossimali; il grado di zeolitizzazione di questi orizzonti è variabile poichè livelli incoerenti si alternano a livelli più compatti fino a litoidi. Verso l'alto il deposito diventa caotico e massivo, a granulometria prevalente cineritica, fortemente zeolitizzato nella zona prossimale, con abbondanti litici intrusivi, lavici e sedimentari (calcarei e terrigeni). La frazione juvenile è prevalentemente costituita da cenere e, subordinatamente, da scorie.

L'unità è riferibile all'eruzione freatomagmatica del *maar* di Ariccia con meccanismi di deposizione da ricaduta, da *base surge* e da colata piroclastica. Spessore massimo 30-40 m. Nel paleosuolo sottostante l'unità fu ritrovato un molare di *equus hydruntinus* (vedi Fornaseri *et alii*, 1963). Per questa unità esiste una sola datazione radiometrica a 203±1 ka (Marra *et alii*, 2003) la cui attendibilità è dubbia e su base delle evidenze stratigrafiche e dei rapporti con le unità dei maar di Albano e di Nemi si ritiene che anche questa unità sia del Pleistocene superiore. "Peperino di Cecchina" *Auctt. p.p.* "Peperino di Ariccia" *Auctt.;* "Tufo di Ariccia" *Auctt.;* "Unità idromagmatica di Ariccia" (De Rita *et alii*, 1988).

***Pleistocene superiore* p.p.**

2.2.1.12. - *Maar di Albano*

Nel settore nord-occidentale del Foglio è presente una porzione (circa la metà) del cratere freatomagmatico poligenico di Albano. Questo centro fa parte del Litosoma Via dei Laghi ed è il centro più recente del vulcano dei Colli Albani. Il cratere è posizionato lungo il fianco occidentale del vulcano e presenta un allungamento circa NO-SE, con una forma ellittica complessa, che descrive approssimativamente un "otto" svasato. L'asse massimo è di circa 3,5 km e la larghezza di circa 2 km nella porzione settentrionale e 2,75 km nella più larga

PROGETTO CARG

porzione meridionale. Il cratere ha un orlo continuo che decresce di quota da SE, dove raggiunge i 560 m s.l.m. presso Palazzolo, verso NO, dove, poco a nord di Monte Cucco (nell'adiacente Foglio 387 "Albano"), raggiunge la quota minima di 367,5 m s.l.m. Il cratere ospita il Lago Albano di Castelgandolfo, che con i suoi -167,5 m è il lago craterico più profondo d'Europa. Il lago ha conosciuto oscillazioni di livello ed esondazioni fino al IV secolo a.C. quando i Romani costruirono un tunnel drenante emissario che ha, da allora, mantenuto le acque a circa 293 m s.l.m. (attualmente circa 4 m più basso). I versanti interni del cratere sono molto acclivi, con pendenze spesso superiori ai 35° e sede di movimenti franosi sia per *topping* che da *debris flow*. La forma complessa ed il ritrovamento di almeno sette unità eruttive associate a questo centro indicano che si tratta di un cratere poligenico.

2.2.1.12.1. - *Unità di Montagnaccio* (**TGO**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi a stratificazione incrociata e pianoparallela, di colore dal grigio chiaro all'avana, a vario grado di zeolitizzazione, con occasionali bombe laviche e impronte da impatto balistico. In zona prossimale, all'interno del cratere di Albano, è presente alla base un livello cineritico bianco di pochi centimetri con impronte di erba iso-orientate che indica messa in posto per flusso, seguito da circa 1,5 m di breccia caotica, massiva, malclassata, in matrice cineritico lapillosa (60%) con frammenti di cristalli di leucite, pirosseno e mica, costituita da blocchi lavici (>50%; diametro massimo, 35 cm), sedimentari (0-10% marne; 10-20% argille; 10% carbonatici), metasomatici (10% *skarn*), intrusivi olocristallini a leucite, pirosseno e biotite (ca. 5-7%). I livelli cineritico-lapillosi sovrastanti formano dune di ampiezza e lunghezza d'onda metrica. L'unità affiora all'interno del cratere di Albano, alla base della successione freatomagmatica. Per questa unità esiste una datazione radiometrica a 69,4±0,6 ka (Freda *et alii*, 2006). L'unità è riferibile alla prima eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione da *base surge* e da ricaduta (De Benedetti *et alii*, 2008). Spessore massimo 13-15 m. "Peperino" *Auctt. p.p.*; "I unità idromagmatica di Albano" (De Rita *et alii*, 1988; 1995).

***Pleistocene superiore* p.p.**

2.2.1.12.2. - *Unità di Coste dei Laghi* (**DSN**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi a stratificazione incrociata a basso angolo e pianoparallela, molto zeolitizzati e litoidi nella facies prossimale; nei livelli cineritici sono presenti lapilli accrezionari. La frazione juvenile è dominante (> 70%), composta in prevalenza da vetro zeolitizzato nella frazione cineritica e, subordinatamente, da scorie grigio-scure

PROGETTO CARG

di dimensioni millimetriche. I cristalli di leucite, pirosseno e biotite rappresentano in genere l'1-5% del deposito. Verso l'alto aumentano i livelli con blocchi lavici fino a 60 cm di diametro e impronte da impatto. Tra i litici accessori sono presenti in proporzione subordinata litici calcarei non ricristallizzati. Al tetto è presente un livello cineritico alterato con tracce di ossidazione. L'unità affiora all'interno del cratere di Albano, al di sopra dell'unità di Montagnaccio. L'unità è riferibile alla seconda eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione da *base surge* e da ricaduta (De Benedetti *et alii*, 2008). Spessore massimo 28-30 m. "Peperino" *Auctt. p.p.*; "II unità idromagmatica di Albano" (De Rita *et alii*, 1988; 1995).

***Pleistocene superiore* p.p.**

2.2.1.12.3. - *Unità di Corona del Lago* (**KRL**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi a stratificazione incrociata e pianoparallela, fortemente zeolitizzati e litoidi nella porzione inferiore dell'unità, con abbondanti lapilli accrezionari. Alle base è presente un caratteristico livello cineritico ricco in lapilli scoriacei neri (30-40%), molto zeolitizzato; al di sopra sono presenti livelli cineritico-fini, di color grigio scuro, con abbondanti lapilli accrezionari e *armoured lapilli*, a stratificazione piano-parallela. La gradazione nei primi metri è grossolanamente inversa, con aumento delle granulometrie lapillose fino a raggiungere, a circa 10 m dalla base, le dimensioni di una breccia matrice sostenuta, con litici lavici (>80%) di dimensioni massime di 60 cm e subordinatamente tufacei, carbonatici, olocristallini che affiora nel settore NO del cratere. Verso l'alto la granulometria diminuisce nuovamente verso alternanze di livelli cineritici e cineritico-lapillosi, a stratificazione e laminazione piano-parallela e, a luoghi, incrociata con dune, di colore giallo-avana. Sono presenti lapilli accrezionari concentrati nei livelli più cineritici ed occasionali blocchi balistici con impronte da impatto. Al tetto della successione è presente un deposito caotico e massivo cineritico, matrice sostenuto (90%), incoerente, grigio-marrone, spesso fino a 5 m, con dispersi lapilli di scorie grigie ben vescicolate e di litici lavici. I cristalli sono abbondanti e composti di pirosseno, leucite e mica. Al tetto è presente un paleosuolo poco sviluppato. L'unità affiora all'interno del cratere di Albano, al di sopra dell'unità di Coste dei Laghi, e nella Valle S.Lorenzo, che dalla estremità settentrionale del bordo del cratere del maar Albano è scavata in direzione E. Per questa unità esiste una datazione radiometrica a 68,6±1,1 ka (Freda *et alii*, 2006). L'unità è riferibile alla terza eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione da *base surge,* da ricaduta e da *lahar* (De Benedetti *et alii*, 2008). Spessore massimo 40 m. "Peperino" *Auctt. p.p.*; "III unità idromagmatica di Albano" (De Rita *et alii*, 1988; 1995).

***Pleistocene superiore* p.p.**

PROGETTO CARG

2.2.1.12.4. - *Unità del Cantone* (**STL**)

Deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi, a stratificazione pianoparallela e incrociata, da parzialmente a completamente zeolitizzati, con frequenti impronte da impatto. Alla base sono presenti aggregati di cenere grossolana (*ash pellets*), mentre verso l'alto aumenta la percentuale di litici lavici e carbonatici, delle dimensioni dei lapilli e dei blocchi. Circa alla metà del deposito è presente un livello di breccia di 20-50 cm di spessore, ricchissimo di xenoliti di natura sia superficiale che profonda, con lapilli e blocchi di lave, tufi, sedimentari calcarei e terrigeni, termometamorfici, metasomatici (*skarn*) e intrusivi olocristallini. L'unità affiora all'interno del cratere di Albano, al di sopra dell'unità di Corona del Lago e coperta dalle unità piu recenti. Per questa unità esiste una datazione radiometrica a 41,2±1,1 ka (Freda *et alii*, 2006), forse confrontabile con una datazione a 45 ka di Villa *et alii* (1999). L'unità è riferibile alla quarta eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano (De Rita *et alii*, 1988) con meccanismi di deposizione da *base surge* e da ricaduta (De Benedetti *et alii*, 2008). Spessore massimo 8-10 m. "Peperino" *Auctt. p.p.*; "IV unità idromagmatica di Albano" (De Rita *et alii*, 1988, 1995).

***Pleistocene superiore* p.p.**

2.2.1.12.5. - *Peperino di Albano* (**MNN**)

Deposito piroclastico massivo e caotico, eterometrico, grigio, litoide per zeolitizzazione, a matrice cineritica prevalente, costituita da vetro vulcanico minutamente frammentato e cristalli interi o in frammenti di leucite più o meno alterati in analcime, clinopirosseno e biotite, rari cristalli di granato "melanitico" (andradite titanifera) e magnetite; nella frazione juvenile sono presenti occasionalmente lapilli da grigio chiaro a giallino, ben vescicolati (vescicole >50%), con cristalli micrometrici di leucite euedrale. Il deposito è costituito fino al 10% da frammenti da millimetrici a pluridecimetrici di lave e tufi, di calcari e sedimenti terrigeni, di calcari termometamorfosati e ricristallizzati (marmi), di calcari metasomatizzati a *skarn* con granato, flogopite e clinopirosseno, di litici intrusivi olocristallini prevalentemente a leucite e clinopirosseno, ma anche di sanidiniti, pirosseniti, biotititi, di clasti a haüyna e pirosseno. Livelli di breccia sono presenti nelle zone prossimali a varie altezze nel deposito, dove i litici possono raggiungere e superare le dimensioni di 1 m di diametro, e possono presentare impronte da impatto. Il deposito, nella sua facies tipica, è massivo e litoide, con spessori fino a 35 m, dove confinato in paleovalli (per esempio come nella Valle S. Lorenzo, presso Marino). Possono essere presenti resti vegetali carbonizzati e calchi di animali (Meli, 1822). Lungo i fianchi del *maar* di Albano e sugli alti topografici si presenta invece stratificato e di spessore ridotto, fino a massimo

PROGETTO CARG

10 m. Questo deposito è stato ed è ancora coltivato come pietra ornamentale e da costruzione. L'unità affiora estesamente sull'orlo del cratere di Albano, al di sopra dell'unità del Cantone, solo parzialmente coperta dalle unità piu recenti. Alcuni lembi di questo prodotto si presentano in giacitura a franapoggio all'interno del cratere di Albano, dove è presente alla base una breccia a litici di dimensioni fino ad 1 m di probabile origine co-ignimbritica. Tali lembi rappresentano la "ricolatura" del Peperino di Albano e definiscono, dunque, che la forma interna del cratere non è di molto arretrata dall'eruzione di questo prodotto. La composizione è K-foiditica (De Benedetti *et alii*, 2008). Le datazioni sono varie. La prima fu 29.7± 0.4 ka effettuata con il metodo ^{14}C su tronchi di *Ulmus* e *Quercus ilex* inglobati nel deposito (De Vries, 1958 in Fornaseri & Cortesi, 1989). Datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ indicano invece, per questo prodotto, un'età di 36±1 ka (Freda *et alii*, 2006), anche se altri metodi indicano età più recenti (19 ka in Mercier, 1993; <23 ± 6,7 in Soligo *et alii*, 2003).

L'unità si può relazionare alla quinta eruzione freatomagmatica del *maar* di Albano (Giordano *et alii*, 2002a,b; Porreca *et alii*, 2003, 2008) con meccanismi di deposizione da colata piroclastica, *base surge* e *lahar* (MNNa nell'adiacente Foglio 387 "Albano"). Spessore massimo 35 m. "Peperino di Albano" *Auctt. p.p.*; "Colate piroclastiche fredde del cratere di Albano" (De Rita *et alii*, 1988, 1995).

***Pleistocene superiore* p.p.**

2.2.1.12.6. - *Unità di Villa Doria* (**SDV**)

L'unità di Villa Doria è costituita da due livelli distinti. Il livello basale, di spessore 10-100 cm, è massivo, litoide, a matrice cineritica (90%) e presenta alla base impronte di erba orientate nella direzione del flusso. La matrice cineritica è composta di vetro vulcanico e scorie grigie di diametro massimo 2 mm, individui e frammenti di cristalli di leucite più o meno alterata, abbondanti miche della serie flogopite-annite, granato (andradite titanifera). Gli xenoliti sono essenzialmente lave (diametro massimo 10 cm), calcari decarbonatati, *skarn* e intrusivi. Il livello intermedio è costituito da livelli stratificati di cenere grossolana agglutinata in *ash-pellets* e *armoured lapilli* sferici o subsferici, di dimensioni > 2mm, e f_{max}= 2 cm. I livelli ad *ash-pellets* e *armoured lapilli* sono in genere privi di matrice fine, hanno spessore individuale massimo di 4-5 cm e definiscono stratificazioni incrociate a basso angolo e ampie dune (λ max > 10 m). Gli xenoliti sono scarsi. Al tetto è presente una superficie erosiva con presenza di materiale rimaneggiato. Lunità affiora estesamente intorno al *maar* di Albano ed a N di esso (località La Fiorita, Valle Violata, Convento dei Camporesi, Pozzo Carpino), intorno ad Albano Laziale ed Ariccia e nella zona compresa tra il *maar* di Albano ed il *maar* di Nemi e tra quest'ultimo ed il *maar* di Ariccia (Colle Lardo). Il livello basale ha un'ampia distribuzione areale (almeno fino a 10 km dal bordo craterico, Funiciello *et alii*,

PROGETTO CARG

2003) mentre il livello superiore non è presente oltre i 2-3 km dal cratere. L'analisi al microscopio della frazione juvenile delle ceneri mostra forme *blocky* tipiche dell'interazione acqua-magma che, insieme alla presenza di cenere agglutinata, indica un'origine freatomagmatica dei depositi. Lo spessore complessivo raggiunge i 6 m. L'analisi chimica indica composizioni tra K-foiditiche e tefri-fonolitiche (De Benedetti *et alii*, 2008). L'unità è relativa ad un'eruzione del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione prevalente da *base surge*. Per questa unità non esistono datazioni disponibili. L'unità di Villa Doria è stata denominata precedentemente come "Unità SD" (Funiciello *et alii*, 2002, 2003; Giordano *et alii*, 2005).

***Pleistocene superiore* p.p.**

2.2.1.12.7. - *Unità di Albalonga* (**UAL**)

Deposito piroclastico da massivo e caotico a malstratificato in bancate, grigio-giallastro, a matrice cineritica prevalente, con cristalli di pirosseno, leucite e biotite ed abbondanti (>10%) lapilli e blocchi lavici, carbonatici, metamorfici (marmi), metasomatizzati (*skarn*) e intrusivi. Il deposito è in genere litoide per zeolitizzazione. Nella parte basale sono presenti abbondanti scorie nere di dimensioni fino a 20 cm di diametro, con haüyna, leucite e pirosseno. Alla base è spesso presente un caratteristico livello ben classato di pomici gialle e bianche, afiriche o scarsamente porfiriche (haüyna, granato "melanite"), di massimo 20 cm di spessore (località Tre Coni). Questo livello basale può essere interpretato come da caduta. L'unità affiora principalmente intorno al *maar* di Albano e in tutta l'area tra i *maar* di Albano, di Nemi e di Ariccia Per questa unità non esistono datazioni disponibili. L'unità è relativa all' ultima eruzione attualmente nota del *maar* di Albano con meccanismi di deposizione prevalente da colata piroclastica. Spessore massimo 10 m. L'analisi chimica indica una composizione K-foiditica (De Benedetti *et alii*, 2008). E' probabile che questa unità sia quella datata con il metodo $^{40}Ar/^{39}Ar$ in Villa *et alii* (1999) a 25 ka, ottenuta da un campione preso dal fondo del Lago Albano al di sotto della coltre lacustre e che dovrebbe dunque rappresentare l'unità più recente. "Peperino di Albano" *Auctt. p.p.*; "unità PHF" di Funiciello *et alii* (2002, 2003) e Giordano *et alii* (2005).

***Pleistocene superiore* p.p.**

2.3. - Il Sintema Fiume Tevere (**STF**): la successione pleistocenico superiore p.p. - Olocenica

Con il passaggio tra Pleistocene superiore e Olocene, il reticolo idrografico inciso nel corso del periodo freddo würmiano viene progressivamente riempito di sedimenti fluviali, colluviali e di versante relativi all'innalzamento del livello marino. Sulla superficie erosiva ad alto rilievo dell'ultimo glaciale poggiano anche

PROGETTO CARG

vari depositi travertinosi, nonché i depositi lacustri recenti dei crateri del Litosoma Via dei Laghi.

2.3.1. - *Travertini* (**SFT_{f1}**)

Sono segnalati lungo la strada Statale Ariana, appena fuori la città di Velletri (Casa Negroni, Quarto Ceppeta), e nel bordo centro meridionale del Foglio, poco ad est di Cisterna e del Quartiere S.Valentino (località Il Muraccio), con litofacies sia litoide che di tartaro.

Pleistocene superiore* p.p. - *Olocene

2.3.2. - *Depositi lacustri* (**SFT_{e2}**)

Depositi di riempimento lacustri presenti sulle sponde dei laghi Albano di Castelgandolfo e di Nemi, all'interno del *maar* di Ariccia e nella depressione dei Campi di Annibale. Sono costituiti da depositi ad elementi vulcanici siltoso-sabbiosi alternati a livelli argillosi. Spessori >10 m.

Pleistocene superiore* p.p. - *Olocene

2.3.3. - *Coltre eluvio-colluviale* (**SFT_{b2}**)

Coperture detritiche siltoso-argillose derivanti in parte dall'alterazione *in situ* dei carbonati in terre rosse ed in parte dalla risedimentazione colluviale delle coltri piroclastiche nei bacini intramontani dei Monti Lepini. Spessori variabili fino a 10 m.

Pleistocene superiore* p.p. - *Olocene

2.3.4. - *Detrito di versante* (**SFT_a**)

Depositi eterometrici e poligenici, variabili da brecce a sabbie grossolane, deposti ai piedi dei versanti derivanti da fenomeni gravitativi. Nell'areale del Foglio si hanno diversi depositi nei Monti Lepini, nella zona intracalderica alla base della sezione meridionale del bordo calderico (Artemisio), nel bordo interno orientale del *maar* di Nemi ed a riempimento dell'area settentrionale dello stesso cratere e, infine, in alcuni settori interni del cratere di Albano. Spessori fino a 10 m.

Pleistocene superiore* p.p. - *Olocene

2.3.5. - *Deposito alluvionale* (**SFT_b**)

Depositi siltoso-sabbiosi e siltoso-argillosi delle piane alluvionali. Alla base sono frequenti livelli ghiaiosi e sabbiosi. Sabbie, limi e limi argillosi ricchi in materiale vulcanico sono presenti lungo le valli principali drenanti verso il fiume

PROGETTO CARG

Sacco con spessori variabili, lungo i fossi che drenano in direzione Sud dal bordo calderico meridionale (sezione dell'Artemisio). Comprendono le alluvioni dei corsi d'acqua minori, drenanti verso il Tirreno e la zona intracalderica di Pantano della Doganella. Sono inoltre presenti al bordo sud-occidentale del Foglio, nelle località di Quarto dei Due Fossi, Contrada Retarola, Riserva dei Cioccati e Macchia del Casale). Spessori fino a 30 m.

Olocene

2.3.6. - *Deposito antropico* (**h**)

Depositi eterogenei dovuti all'ammassamento e allo spostamento dei materiali per rilevati stradali, ferroviari, terrapieni, colmate. Spessore fino a 30 m. Si hanno affioramenti al bordo nord-orientale del Foglio, nei pressi del Fiume Sacco ed in località Colle Montarozzo.

Olocene

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

III - L'ORGANIZZAZIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI VULCANICI

L'organizzazione stratigrafica delle unità vulcaniche e vulcanoclastiche è stata inserita all'interno di uno schema di unità litosomiche definite da una precisa posizione stratigrafica e da una morfologia distinguibile che permette di identificare il centro (o i centri) di emissione. Nelle aree vulcaniche, infatti, la morfologia "è in genere ben relazionabile col tipo di attività, con il tipo di prodotti emessi e con i loro parametri fisici" (Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica, 1992). L'organizzazione stratigrafica in unità litosomiche è di fatto una novità per questa area vulcanica. Le suddivisioni riportate in legenda si riferiscono, per quanto riguarda il vulcano dei Colli Albani, all'organizzazione stratigrafica come è stata definita a seguito dei rilevamenti che coprono l'intero areale del vulcano relativi, oltre che al Foglio 388 "Velletri", ai fogli 374 "Roma", 387 "Albano Laziale" e 375 "Tivoli", definite in Giordano *et alii*, 2006, 2010.

1. - IL VULCANO DEI COLLI ALBANI

Il Vulcano dei Colli Albani è un apparato centrale complesso quiescente, caratterizzato nel corso della sua evoluzione da importanti cambiamenti nello stile e nei tassi eruttivi, tali che anche i primi studiosi avevano organizzato la sua stratigrafia per periodi (Brocchi, 1820; Sabatini, 1900). L'attività vulcanica

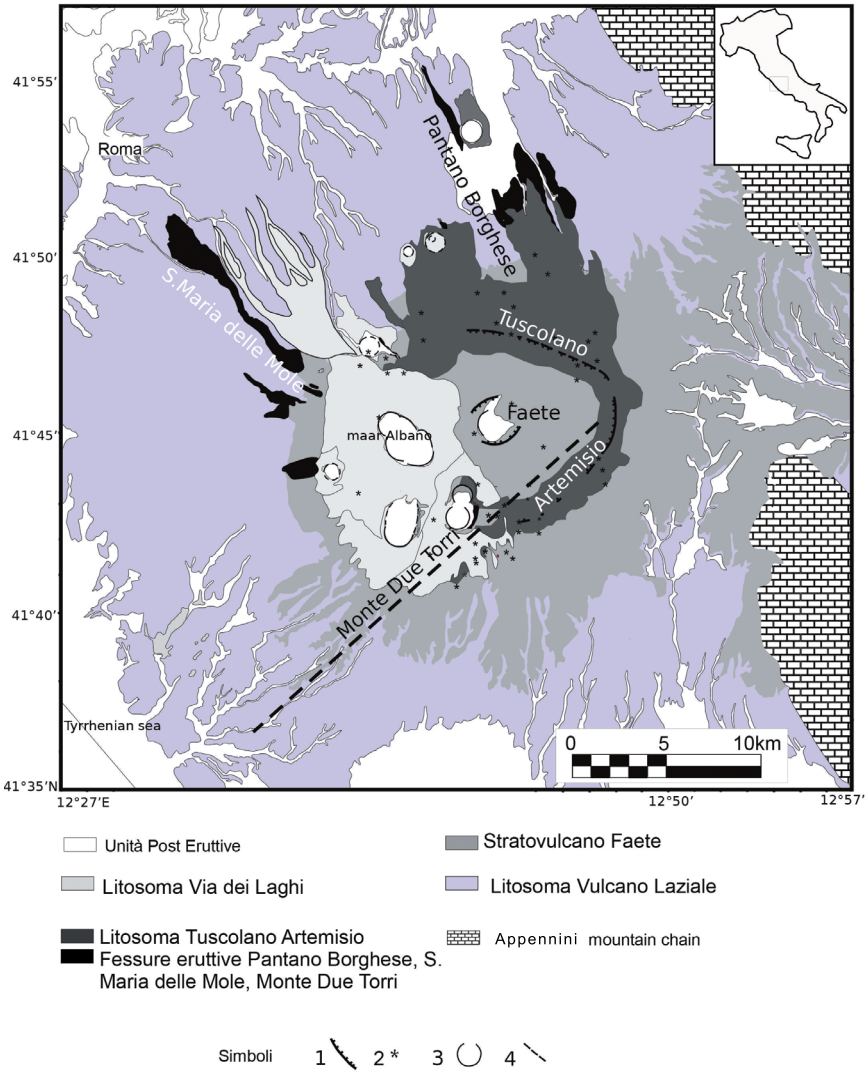


Fig. 7 - Schema geologico semplificato del vulcano dei Colli Albani

nell'area dei Colli Albani inizia a circa 600 ka (De Rita *et alii*, 1995) e si protrae fino all'Olocene (Funiciello *et alii*, 2003), caratterizzata da composizioni chimiche sempre relative alla serie ultra-potassica HKS (Trigila *et alii*, 1995; Boari *et alii*, 2009, Conticelli *et alii*, 2010). La prima monografia di tipo moderno edita

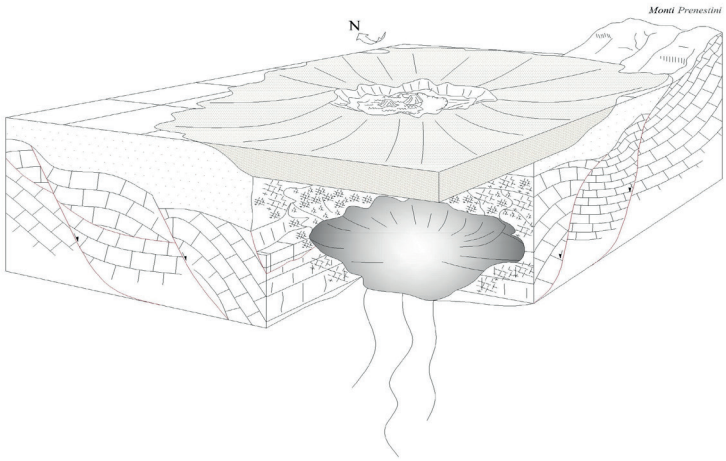
da Fornaseri *et alii* (1963), proponeva una suddivisione in "Prodotti dell'attività iniziale", che comprendeva essenzialmente i prodotti freatopliniani e i grandi espandimenti lavici fino alle lave di Vallerano, seguito dal "Complesso dei Tufi inferiori", che includeva le Pozzolane rosse, le Pozzolane nere e la formazione di Villa Senni (composta da Tufo Lionato e Pozzolanelle), seguito ancora dall'"Attività del periodo Tuscolano-Artemisio", in cui si costruiva il bastione di scorie e lave pericalderiche, ed infine l'"Ultimo periodo dell'attività centrale" relativo alla messa in posto dell'edificio delle Faete, seguito dall'attività degli Apparati eccentrici di Nemi, Albano, Ariccia, Valle Marciana ecc. Questo schema stratigrafico nelle sue grandi linee è rimasto pressoché immutato. De Rita *et alii,* (1988, 1995) hanno accorpato tutta l'attività iniziale nella "Fase Tuscolano-Artemisia", introducendo una suddivisione di tipo temporale piuttosto che stratigrafica, caratterizzata dalle grandi eruzioni ignimbritiche e dai collassi calderici, con oltre 280 km^3 di materiali eruttati tra 600 ka e 350 ka, seguita dalla "Fase delle Faete" con la costruzione dell'edificio intracalderico delle Faete e volume calcolato di prodotti di circa 40 km^3 (Diano *et alii*, 2010) ed infine dalla "Fase idromagmatica finale" con una ulteriore riduzione dei volumi emessi.

La ricostruzione in litosomi, o edifici, che viene qui presentata si basa sulle evidenze morfologiche, genetiche e strutturali delle successioni vulcaniche riconosciute ed è valida alla scala del vulcano, come ricostruita in Giordano *et alii*, 2006, 2010a. I limiti dei litosomi non necessariamente coincidono con quelli identificati per le unità stratigrafiche a limiti inconformi riconosciute nell'area, a testimonianza che l'evoluzione del vulcano ha sì una relazione di prim'ordine con l'evoluzione regionale ma in massima parte dipende, una volta instaurata una camera magmatica persistente, dall'evoluzione magmatica del sistema vulcanico (cf. De Rita *et alii*, 2000).

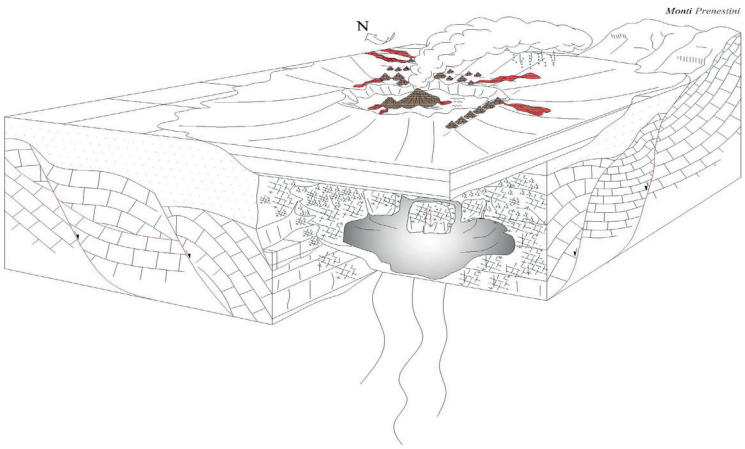
1.1. - Il Litosoma Vulcano Laziale

Il litosoma Vulcano Laziale raccoglie tutte le unità ignimbritiche principali eruttate dal vulcano, intercalate dagli espandimenti lavici e dai prodotti da ricaduta e di rimaneggiamento. Dal punto di vista morfologico questo litosoma corrisponde alla geometria tabulare ed aggradante determinata dalla messa in posto delle ignimbriti a basso rapporto d'aspetto (*low aspect ratio ignimbrites* come definite da Walker, 1983) riconosciute durante i rilevamenti (unità di Tor de' Cenci, unità del Palatino, le Pozzolane Rosse, le Pozzolane nere, la formazione di Villa Senni) che formano un *plateau* continuo con pendenze molto basse (2°-5°) distribuito a 360° intorno all'area calderica centrale che ne rappresenta la zona di provenienza. I depositi ignimbritici, pur simili tra loro per geometria, possono essere suddivisi in due distinte successioni, per caratteristiche di facies e genetiche. Le prime ignimbriti hanno infatti uno spiccato carattere freatomagmatico rappresentato

PROGETTO CARG

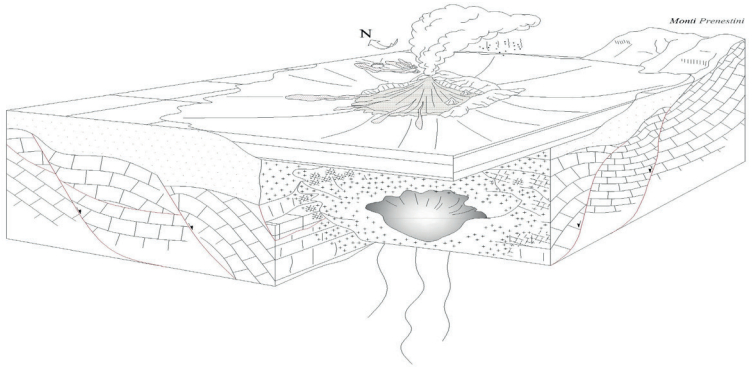


a) Litosoma Vulcano Laziale

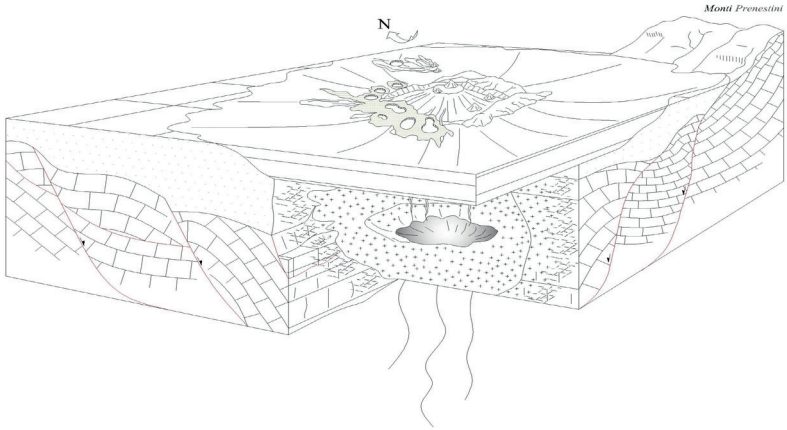


b) Litosoma Tuscolano-Artemisio

da granulometrie cineritiche fini, presenza di lapilli accrezionari e sviluppo significativo di facies stratificate intercalate alle facies massive, a testimonianza di flussi relativamente diluiti. Questa prima successione, comprendente l'unità di Trigoria (non rappresentata nel Foglio perché di spessore troppo esiguo in



c) Litosoma Faete



d) Litosoma Via dei Laghi

Fig. 8 - Ricostruzione delle della storia del vulcano dei Colli Albani, attraverso la formazione successiva dei quattro litosomi, a) il Litosoma Vulcano Laziale (600-357 ka), b) il Litosoma Tuscolano Artemisio (<357-180 ka), c) il Litosoma Faete (<357-250 ka), d) il Litosoma Via dei Laghi (<180 ka - quiescent) (da Giordano *et alii, 2006, 2010a)*

affioramento), l'unità di Tor de Cenci, l'unità del Palatino e l'unità di Casale del Cavaliere (affiorante nel Foglio Roma) è stata chiamata "successione dei Tufi Pisolitici" da De Rita *et alii* (2002b) e corrisponde ai Tufi antichi, grigi, pisolitici A*uctt*. Le caratteristiche del freatomagmatismo indicano che si tratta di interazione

con grandi volumi di acque superficiali, per cui gli autori ipotizzano che durante le fasi iniziali del vulcanismo albano, un grande lago, probabilmente connesso alla diversione verso SE che il Tevere subì a seguito dell'innalzamanto dell'alto di Monte Mario, fosse presente nella zona attualmente occupata dalla caldera (De Rita *et alii*, 2002b).

L'esaurimento di questo lago causato dalla progressiva edificazione del Vulcano Laziale avrebbe poi determinato sia lo spostamento nuovamente verso nord del Tevere in posizione circa attuale, sia le caratteristiche pozzolanacee delle tre unità ignimbritiche superiori (Pozzolane Rosse, Pozzolane Nere, formazione di Villa Senni; nell'insieme chiamate Complesso dei Tufi inferiori da Fornaseri *et alii*, 1963), che testimoniano processi di frammentazione magmatica senza una significativa interazione acqua-magma. I depositi da ricaduta e gli espandimenti lavici intercalati, come quello relativo alle lave di Vallerano, di fatto non modificano la morfologia tabulare del litosoma e si riconducono allo stesso centro di emissione. Calcoli volumetrici di dettaglio indicano che il volume maggiore è associato alle Pozzolane Rosse, cui sono ricostruiti 59 km^3 di prodotti extracalderici e fino a 34 intracalderici, per un volume totale di circa 100 km^3 di deposito e 60 km^3 in *Dense Rock Equivalent;* per l'unità delle Pozzolane Nere, invece sono stati calcolati 30 km^3 di prodotti, mentre per la Formazione di Villa Senni 48 di cui 30 km^3 in *Dense Rock Equivalent* (Giordano *et alii*, 2010a). Giordano *et alii,* (2002b, 2010a) stimano inoltre che ognuna delle unità di Tor de Cenci, del Palatino e di Casale del Cavaliere possa corrispondere a volumi compresi tra 1 e 20 km^3. Inoltre, l'ultima unità ignimbritica del litosoma, la formazione di Villa Senni, presenta senz'altro i massimi volumi eruttati durante un singolo evento eruttivo durante questo periodo, ben maggiori di quelli relativi all'eruzione delle Pozzolane Rosse. E' dunque ragionevole ipotizzare che la caldera come oggi si osserva nella zona centrale dei Colli Albani sia polifasica. Essa fa parte integrante del litosoma. E' da notare che gli xenoliti del basamento carbonatico-sedimentario meso-cenozoico presenti all'interno delle ignimbriti mostrano una netta transizione da calcari non ricristallizzati, nell'unità di Tor de Cenci, a completamente termometamorfosati nelle Pozzolane Rosse, a skarn a granati nella formazione di Villa Senni, suggerendo che i progressivi collassi calderici abbiano determinato il progressivo sprofondamento delle successioni meso-cenozoiche che costituiscono il basamento del vulcano, all'interno della camera magmatica.

La superficie di base del litosoma è raramente esposta e solo nelle zone distali. Essa di fatto coincide con la base dei primi prodotti vulcanici sul substrato sedimentario. E' dunque una superficie articolata, ed è stata ricostruita essenzialmente da dati di sondaggio (De Rita *et alii*, 1992). La superficie di tetto del litosoma corrisponde invece con la superficie topografica a debole pendenza che caratterizza in tutta l'area il *plateau* ignimbritico.

Il litosoma Vulcano Laziale copre un areale di circa 2000 km^2 e corrisponde ad

PROGETTO CARG

un complesso calderico simile ai Campi Flegrei, Sacrofano, Bracciano, Bolsena, ovvero Taupo (Nuova Zelanda) o Yellowstone (Stati Uniti d'America), privo, cioè, di uno stratovulcano centrale, ma caratterizzato essenzialmente da eruzioni parossistiche che determinano la formazione di un ampio recinto calderico poligenico, circondato da un cono a basso rapporto d'aspetto, molto esteso ma molto poco acclive. I tempi di ricorrenza medi delle eruzioni parossistiche, sviluppatesi tra circa 550 ka e circa 350 ka, si possono valutare intorno ai 40 ka, come desumibile dalle datazioni esistenti (Bernardi *et alii*, 1982; Voltaggio & Barbieri, 1995; Karner *et alii*, 2001). E' probabile che, in analogia con i complessi calderici attuali, durante i periodi tra un'eruzione parossistica e la successiva l'attività fosse essenzialmente intracalderica effusiva o debolmente esplosiva, ed è per questo motivo che le grandi ignimbriti nel *plateau* sono in genere separate da paleosuoli, mentre i prodotti vulcanici intercalati sono in genere assenti o di potenza assai limitata, almeno nel settore occidentale del vulcano. Fanno eccezione le lave di Vallerano, di Fosso Tre Rami ed i prodotti vulcanoclastici del Conglomerato Giallo (vedi limtrofi fogli "Roma" e "Albano Laziale"). Al contrario, il settore orientale, sottovento rispetto alle correnti atmosferiche principali, presenta spessori mai ingenti ma cartografabili di prodotti di ricaduta intercalati (fogli 388 "Velletri" e 375 "Tivoli").

Circa il nome scelto per questo litosoma, va notato che il termine Vulcano Laziale è stato, soprattutto nella letteratura fino agli anni '70, utilizzato in maniera interscambiabile con vulcano dei Colli Albani. Tuttavia i prodotti di questo litosoma rappresentano oltre il 90% dell'intero volume eruttato e dunque ben si identificano con la struttura principale del vulcano. L'altro termine disponibile in letteratura che include i prodotti del Vulcano Laziale è Fase Tuscolano-Artemisia di De Rita *et alii* (1988), entrato nell'uso comune a partire dagli anni '80-'90. Tuttavia la denominazione Tuscolano-Artemisia è relativa ad un periodo più ampio che include la formazione del Vulcano Laziale, ma non ne è esclusivo ed indica la località geografica relativa al successivo Litosoma Tuscolano Artemisio (vedi paragrafo successivo; cfr. "recinto Tuscolano-Artemisio" *Auctt.*).

1.2. - Il Litosoma Faete

Il litosoma Faete esprime il rilievo topografico costituito dall'edificio intracalderico delle Faete. Si tratta di uno stratocono regolare principale, che si eleva a partire dai circa 600 m s.l.m. del piano della caldera fino a 1000 m s.l.m., con versanti inclinati fino a 45°, lungo cui sono presenti alcuni coni di scorie avventizi di dimensioni minori. I prodotti eruttati sono essenzialmente scorie e lave relative ad attività di fontana di lava e stromboliana. La successione stratigrafica riconosciuta presenta significative discordanze angolari, paleosuoli e depositi vulcanoclastici relativi a periodi di quiescenza che indicano come questo edificio si sia costruito

PROGETTO CARG

attraverso fasi eruttive discrete. Il grande cratere sommitale, denominato Campi di Annibale, è stato interpretato come una struttura da collasso calderico e/o relativo ad eruzioni esplosive. L'attività di questo edificio si chiude con la formazione dei coni di scorie Colle Iano e Monte Cavo, lungo il bordo del cratere sommitali. Le datazioni disponibili mostrano età tra i 280 ed i 270 ka (Bernardi *et alii*, 1982; Voltaggio & Barbieri, 1995; Karner *et alii*, 2001; Marra *et alii*, 2003), ed indicano che il litosoma si sia formato almeno in parte contemporaneamente all'edificazione del litosoma Tuscolano-Artemisio (vedi § successivo). In realtà, tenuto conto dell'area della caldera e del volume della formazione di Villa Senni, è ragionevole ipotizzare che il collasso abbia comportato una subsidenza dell'ordine dei 500 m (Giordano *et alii*, 2010a) e che dunque la porzione dell'edificio oggi in affioramento rappresenti solo le fasi finali di edificazione, mentre una porzione almeno altrettanto significativa sia presente nel sottosuolo della caldera e, almeno dal punto di vista cronologico, sia da considerarsi sincrona con le fasi iniziali dell'edificazione del litosoma Tuscolano-Artemisio, come testimoniato dalla presenza di livelli da ricaduta subpliniani provenienti dalle Faete all'interno della formazione di Madonna degli Angeli (Giordano *et alii*, 2006).

1.3. - Il Litosoma Tuscolano-Artemisio

Il litosoma Tuscolano-Artemisio è stato descritto per la prima volta in Fornaseri *et alii* (1963) come "Recinto Tuscolano-Artemisio", da cui il nome scelto. Esso è costituito da un bastione continuo alto fino a qualche centinaio di metri formato da una serie di coni di scorie, scorie saldate e lave coalescenti, emessi da fratture concentriche alla caldera, che formano due sezioni ben distinte per direzione: la sezione del Tuscolano segue una direttrice NO-SE, che va dal Monte Tuscolo fino a Monte Castellaccio dove il sistema cambia direzione e piega bruscamente a SO formando la sezione dell'Artemisio (Fig. 13). Rientrano in questo litosoma anche le grandi colate laviche ed i coni di scorie che derivano dall'attività fissurale e monogenica definita da Fornaseri *el alii* (1963) "Attività esterna al recinto Tuscolano-Artemisio".

Questo litosoma poggia al di sopra di una superficie articolata che digrada verso l'esterno del vulcano dove è caratterizzata da un paleosuolo sviluppato al tetto della formazione di Villa Senni, mentre si presenta con forti pendenze verso l'interno della caldera. Queste relazioni fanno comprendere come la costruzione del litosoma Tuscolano-Artemisio, sebbene sottolinei la struttura calderica, non sia direttamente collegata con il suo collasso come ipotizzato da alcuni autori (De Rita *et alii*, 1995; Karner *et alii*, 2001), e conferma invece l'interpretazione di Fornaseri *et alii,* (1963). Vi è anzi da dire che le relazioni stratigrafiche indicano che il versante interno della caldera abbia subito un importante processo di arretramento (Giordano *et alii*, 2006, 2010a), probabilmente sia di origine erosiva

PROGETTO CARG

che vulcanotettonica, prima di essere suturato dai coni finali che costituiscono il bastione Tuscolano, alcune delle cui lave sono datate intorno ai 300 ka (Karner *et alii*, 2001). I prodotti più recenti di questo litosoma sono le lave ed i coni di scorie degli insiemi di colate legati a strutture extracalderiche, ossia l'insieme di colate dei Pantano Borghese (affiorante nel Foglio "Tivoli"), di Santa Maria delle Mole (affiorante in "Albano Laziale" e "Roma"), e l'insieme di colate di Monte Due Torri, che probabilmente si estende nel Pleistocene superiore e si intercala alle fasi freatomagmatiche del Litosoma Via dei Laghi (vedi § successivo).

Il significato di queste importanti strutture fissurali può essere compreso considerando che dopo l'ultimo collasso della caldera a seguito dell'eruzione della formazione di Villa Senni avvenuto circa 355 ka, l'attività vulcanica si riduce drasticamente di volume, indicando un cambiamento significativo nel sistema di alimentazione. Questo processo, accompagnato allo svuotamento della camera magmatica, può aver portato a deflazione ed alla risalita di magmi essenzialmente degassati o poveri di gas, i quali hanno dato origine alle eruzioni effusive o blandamente esplosive da cui origina la struttura del Tuscolano-Artemisio. Va peraltro notato che la porzione del Tuscolano a direttrice NO-SE è in asse alla struttura bordiera dell'alto di Monte Mario-Ciampino, con faglie immergenti verso NE e dunque permeabili alla risalita del magma durante periodi di deflazione della camera magmatica. Si può in questo modo inoltre spiegare la presenza di una struttura dicchiforme ad alta velocità proprio sotto la sezione del Tuscolano, rivelata da indagini di tomografia sismica (Chiarabba *et alii*, 1994, 1997). In questo senso il litosoma Tuscolano-Artemisio sarebbe l'espressione superficiale dell'intrusione di "*ring dikes*" *sensu* Anderson (1936).

1.4. - Il Litosoma Via dei Laghi

Il litosoma Via dei Laghi racchiude i prodotti dell'attività eccentrica essenzialmente freatomagmatica che ha caratterizzato la parte più recente dell'attività vulcanica dei Colli Albani dopo la fine dell'edificazione dello stratovulcano delle Faete. Si tratta in realtà di un litosoma composito, costituito da tanti litosomi indipendenti quanti sono i *maar* che intersecano la struttura del vulcano, localizzati tutti lungo i versanti occidentale e settentrionale. Essi sono sia *maar* monogenici, ossia relativi ad un'unica eruzione, che poligenici, ovvero costituiti dalla coalescenza di più crateri, ad indicare che la zona sorgente di queste eruzioni è ancora relativa alla presenza di una camera magmatica che consente la persistenza dell'alimentazione nel tempo. Dal punto di vista morfologico il litosoma è dunque costituito da una serie di rilievi coalescenti relativi ai prodotti dei *maar*, caratterizzati da un basso rapporto d'aspetto morfologico (H/L), ossia da pendenze comprese tra 2° e 10°, ed interrotti bruscamente dalle ripide scarpate interne dei crateri da cui derivano. I prodotti di questo litosoma si appoggiano

PROGETTO CARG

indifferentemente sui prodotti dei tre litosomi inferiori (Vulcano Laziale, Tuscolano-Artemisio, Faete). E' probabile che il carattere prettamente freatomagmatico delle eruzioni di questo periodo sia da attribuire essenzialmente alla ulteriore forte riduzione di volumi magmatici coinvolti, favorendo il raggiungimento del rapporto ideale di 1:3 acqua-magma per l'innesco di eruzioni freatomagmatiche (Sheridan & Wohletz, 1983). Il totale dei prodotti di questo litosoma è dell'ordine di grandezza di 1 km^3 (Diano *et alii*, 2010), con una riduzione di due ordini di grandezza rispetto al volume emesso nel periodo in cui si è formato il litosoma Vulcano Laziale (600-350 ka) e di 1 ordine di grandezza rispetto a quello del periodo relativo all'edificazione dei litosomi Tuscolano-Artemisio e Faete. I depositi più antichi di questo litosoma sarebbero datati a circa 200 ka (Marra *et alii*, 2003), ma questo limite appare troppo antico sulla base delle evidenze di terreno, la cui datazione peraltro potrebbe essere affetta, come evidenziato dagli stessi autori per altri depositi di *maar* (ad. esempio Pantano Secco e Prata Porci) dalla possibile contaminazione di xenocristalli, mentre il limite superiore entra nell'Olocene, dato il ritrovamento di depositi freatici e da *lahar* sineruttivo datati fino a circa 5.8 ka all'interno della formazione del Tavolato (Funiciello *et alii,* 2003; De Benedetti *et alii*, 2008).

PROGETTO CARG

IV - TETTONICA E VULCANOTETTONICA

L'areale del Foglio 388 "Velletri" è interessato dalla struttura dei Monti Lepini e da evidenze dell'attività vulcanotettonica legata all'evoluzione del vulcano dei Colli Albani.

1. - MONTI LEPINI

I Monti Lepini, propaggine settentrionale della catena carbonatica dei Volsci, sono strutturalmente costituiti da due unità tettoniche ad andamento appenninico sovrapposte tra loro lungo l'allineamento Segni-Montelanico-Carpineto-Roccagorga.

L'unità occidentale è costituita da una monoclinale con immersione a NE e con pendenze variabili e non superiori a 40° ed è costituita dai termini dal Giurassico inferiore al Miocene della successione carbonatica di piattaforma Laziale Abruzzese. Tale unità è caratterizzata da una tettonica distensiva, faglie prevalentemente subverticali ad andamento appenninico e meridiano, che con elevati rigetti ribassano la dorsale sotto i depositi recenti della Pianura Pontina.

L'unità orientali dei Monti Lepini è costituita da una anticlinale con una ampia zona di cerniera, con strati circa orizzontali, che evolve con strati verticali, e localmente rovesciati, nel fronte di accavallamento dei termini carbonatici sui sedimenti terrigeni della Valle Latina. Tale unità è tettonicamente sovrapposta

PROGETTO CARG

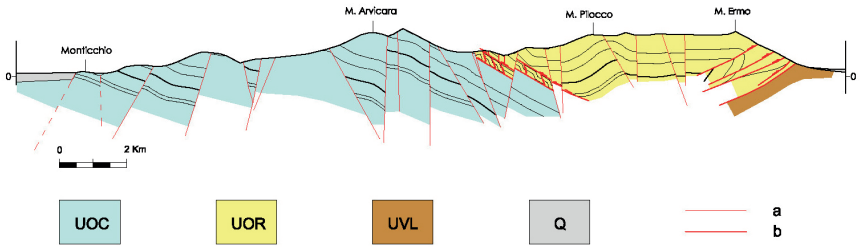


Fig.9: sezione tipo dei Monti Lepini da SO a NE; UOC: unità occidentale, UOR: unità orientale, UVL: unità della Valle Latina, Q: depositi quaternari, a) faglia, b) sovrascorrimento.

a quella occidentale attraverso il retroscorrimento Montelanico-Carpineto e rappresenta alla scala regionale una struttura a *pop-up*.

Le due unità costituenti i Monti Lepini si collocano al tetto dell'unità dei sedimenti terrigeni terziari della Valle Latina, dalla quale sono separate da una serie di piani di sovrascorrimento, come illustrato dalla seguente sezione semplificata (Fig. 9) tracciata in direzione antiappenninica lungo l'asse Latina-Carpineto Romano-Ferentino.

La ricostruzione geologica della dorsale carbonatica dei Monti Lepini può essere riassunta nei seguenti punti. La presenza di dolomie bituminose sottilmente stratificate con resti di flora continentale e rari pesci rinvenute nei pressi di Bassiano e datate al Giurassico superiore (Praturlon, 1965; Cocozza e Praturlon, 1966) testimoniano in quel periodo una serie di variazioni di profondità con locali emersioni. Nel Cretacico superiore inizia una intensa attività tettonica che conduce alla formazione di ambienti di scogliera e periscogliera tra Cori ed Artena e sedimenti di ambienti lagunari a bassa energia nei settori interni della dorsale. la presenza della *Scaglia condensata* indica un annegamento paleogenico nella zona più occidentale dei Monti Lepini. Dopo la lacuna paleogenica segue il contatto paraconcordante tra i depositi alto cretacici e le formazioni mioceniche, calcareniti organogene, calcari marnosi e depositi torbiditici argillosi-arenacei, che segnano il passaggio dei diversi settori del dominio di avampaese a quello di bacino di avanfossa e quindi di catena con fenomeni di sovrascorrimento che portano la dorsale lepina ad accavalarsi verso NE sul *flysch* tortoniano della Valle Latina. La successiva evoluzione dell'area, che inizia nel Messiniano superiore-Pliocene inferiore, è determinata dall'instaurarsi di un regime distensivo che determina lo smembramento in sistemi di horst e graben di interi settori di catena. L'evoluzione recente della regione è caratterizzata da una intensa attività vulcanica, da esplosiva a freatomagmatica e a chimismo alcalino-potassico, che si imposta nelle aree depresse e interessate da tettonica distensiva.

L'area dei Monti Lepini compresa nel Foglio 388 "Velletri" appartiene all'unità

PROGETTO CARG

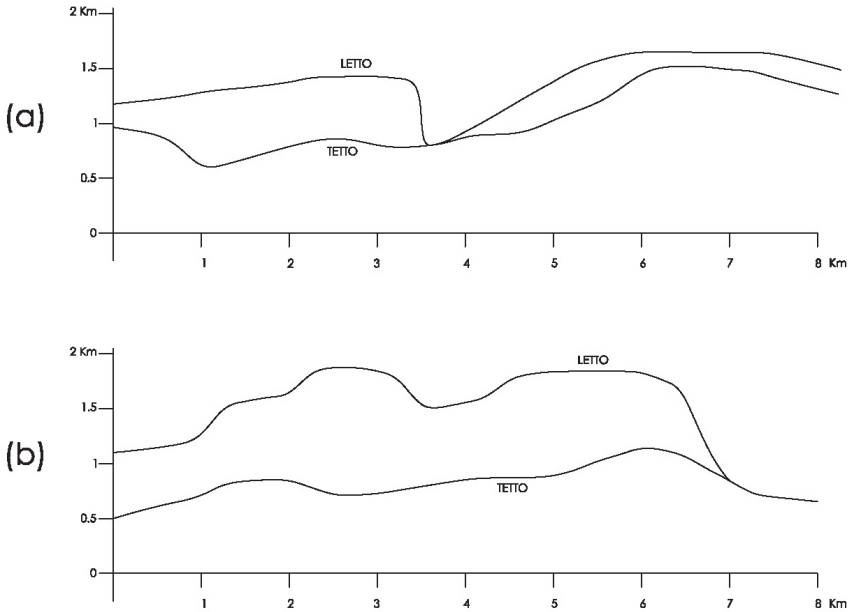


Fig. 10: diagrammi di separazione stratigrafica per le faglie normali ad andamento appenninico, a) faglia a N di Rocca Massima, b) faglia a N di Cori

occidentale ed è caratterizzata da un fitto reticolo di faglie normali di direzione appenninica ed antiappenninica che hanno disarticolato il preesistente edificio a pieghe e sovrascorrimenti e generato l'attuale assetto strutturale composto da blocchi che hanno subito movimenti verticali differenziati e rigetti localmente superiori ai 1000 metri.

I sistemi di faglie normali comprendono segmenti a direzione NO-SE, NE-SO, subordinatamente N-S ed E-O, individuando famiglie di piani caratterizzate da inclinazioni ed orientazioni variabili. In particolare le faglie a più basso angolo risultano dislocate da quelle ad alto angolo sviluppatesi successivamente. I diagrammi di Fig. 10 rappresentano il rigetto delle due principali faglie distensive ad andamento appenninico del settore N dei Monti lepini: la faglia di Rocca Massima (a) e la faglia di Cori (b). i diagrammi sono stati costruiti confrontando le formazioni affioranti al tetto della faglia con le formazioni affioranti al letto. La faglia (a) presenta un rigetto fortemente variabile lungo il suo decorso, infatti procedendo da SE verso NO si nota che il rigetto tende a rimanere costante per poi annullarsi nel settore centrale, fenomeno legato all'intersezione con una faglia ad alto angolo che ne varia l'immersione. A N la faglia sviluppa rigetti notevoli con

la tendenza ad annullarsi sotto i depositi vulcanici albani. La faglia (b) mostra un rigetto costantemente superiore a 500 metri per tutto il tratto in affioramento.

Lo schema di Figura 11 riporta le isobate del livello a *Cisalveolina fraasi*, letto della formazione dei *calcari a radiolitidi* (RDTc), da cui si evidenzia il movimento differenziato dei singoli blocchi dislocati. Al sistema appenninico appartengono faglie prevalentemente a direzione N120°-N150°, con inclinazione media compresa tra i 60° ed i 80° che ribassano verso SO e NE l'intero edificio strutturale. Localmente la connessione tra faglie contigue si realizza attraverso strutture con direzione media di N60° che agiscono come faglie di trasferimento.

Il sistema di faglie normali ad andamento antiappenninico, con direzione variabile tra N40° e N60°, presenta angoli di inclinazione molto alti, talora subverticali, con immersione sia verso SE sia verso NO. Localmente è stato osservato che tali faglie presentano movimenti trascorrenti destri, come riscontrato nella zona di Costa Lucini e nel settore ad E di Artena.

Le faglie appartenenti al sistema N-S ed E-O caratterizzano il settore N dei Monti Lepini. Queste faglie presentano angoli di inclinazione molto alti, superiori ad 80°, e mostrano rigetti bassi, al di sotto dei 100 metri. Come per altri settori della dorsale Lepina-Ausona, al sistema N-S è attribuito gran parte della tettonica recente, mentre il sistema appenninico è il responsabile della formazione dei diversi bacini pleistocenici.

I sistemi di faglie normali descritti generano la successione di horst e graben all'interno della struttura lepina, tra cui la più importante è rappresentata dalla dorsale Costa Lucini - Monte della Noce - Monte Ardigheta, horst generato da faglie normali con direzione N120°-N130° ed inclinazione media di 70° e da faglie normali e a prevalente movimento trascorrente con direzione N50°.

Il principale sistema trascorrente osservato è composto da più segmenti con direzione media N50° ed è ubicato ad E dell'allineamento Costa Lucini - Monte Lupone, settore S della porzione di territorio rilevato. Il sistema è composto da faglie ad inclinazione variabile tra i 60° e i 90° ed è a movimento destro.

Non è stato osservato nessun elemento riconducibile ad una tettonica compressiva.

Le sezioni geologiche di Fig. 12 sono il risultato dell'elaborazione dei dati di terreno e delle osservazioni sulle geometrie generali presenti ed illustrate in precedenza. Le sezioni in questo modo ottenute evidenziano sostanzialmente che la struttura dei Monti Lepini occidentali è una monoclinale immergente verso NE dislocata da una serie di faglie distensive ad inclinazione variabile, che la ribassano sia verso O sia verso E, con tendenza a generare una struttura anticlinalica spostandosi verso oriente.

PROGETTO CARG

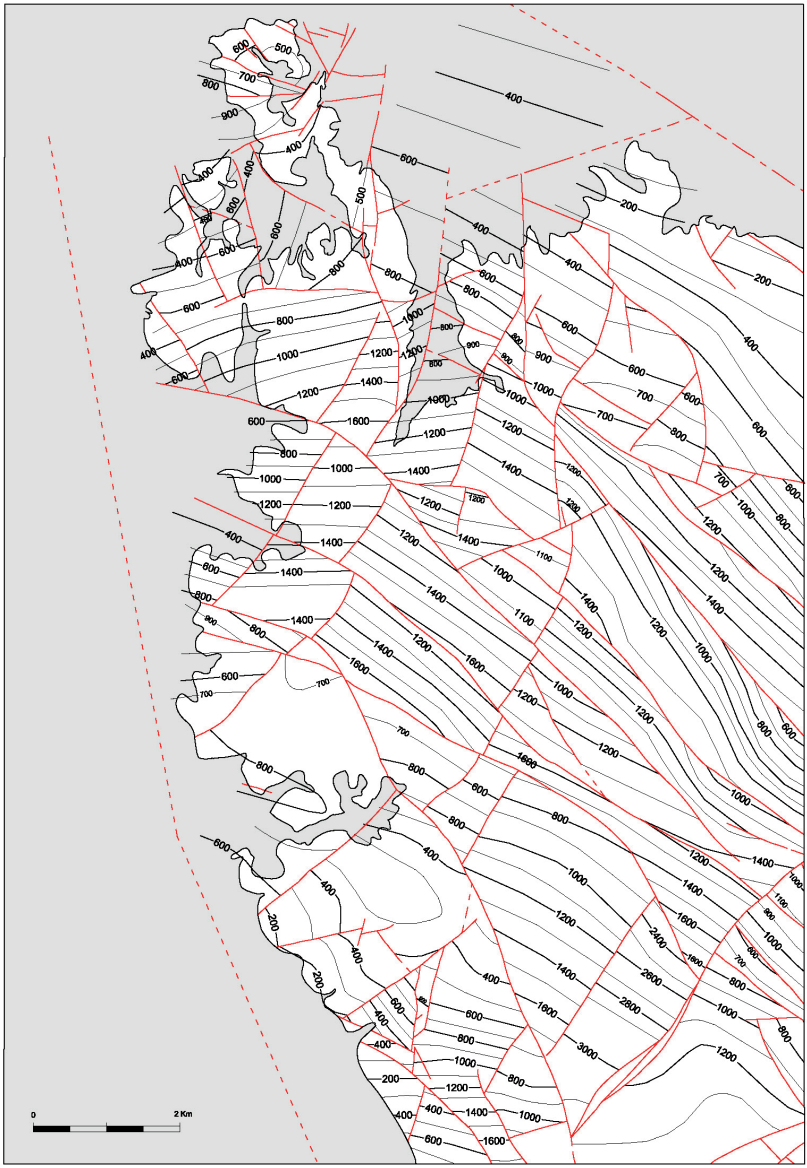


Fig. 11 - Isobate del livello a Cisalveolina fraasi.

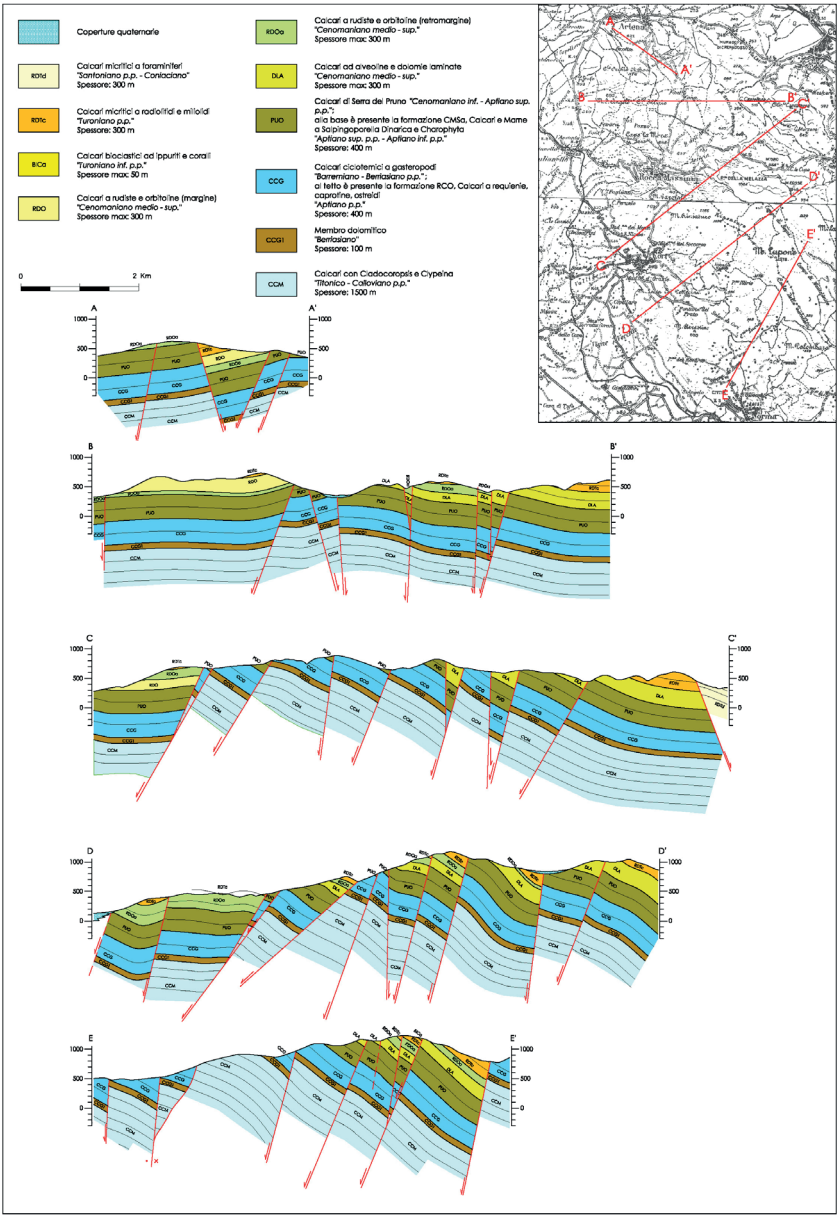


Fig 12 - Sezioni geologiche attraverso la struttura dei Monti Lepini.

2. - LINEAMENTI VULCANO-TETTONICI

L'areale del Foglio è interessato da strutture vulcaniche associabili ad elementi vulcano-tettonici (Fig. 13). Lo schema tettonico illustra la localizzazione dei centri eruttivi principali, tra cui si riconoscono i *maar* monogenici di Nemi e Ariccia, il *maar* poligenetico di Albano. Questi centri sono localizzati in una ristretta fascia ad orientazione circa NO-SE che corrisponde sia alla proiezione in superficie dell'alto strutturale del basamento, noto come alto di Ciampino (Funiciello & Parotto, 1978), sia in corrispondenza del margine occidentale della caldera dei Colli Albani (Giordano *et alii*, 2006). In questo settore la caldera è sepolta al di sotto dei prodotti recenti del Litosoma Faete e del Litosoma Via dei Laghi.

Dal punto di vista meso-strutturale gli elementi osservabili sono davvero pochi e si limitano ad alcuni piccoli dicchi a direzione NE-SO lungo la parte interna della cinta calderica dell'Artemisio e nel centro di Monte Castellaccio, così come poche sono le faglie e fratture. Tuttavia, gli allineamenti di centri eruttivi post-calderici danno indicazioni precise sulla localizzazione delle principali fratture eruttive e

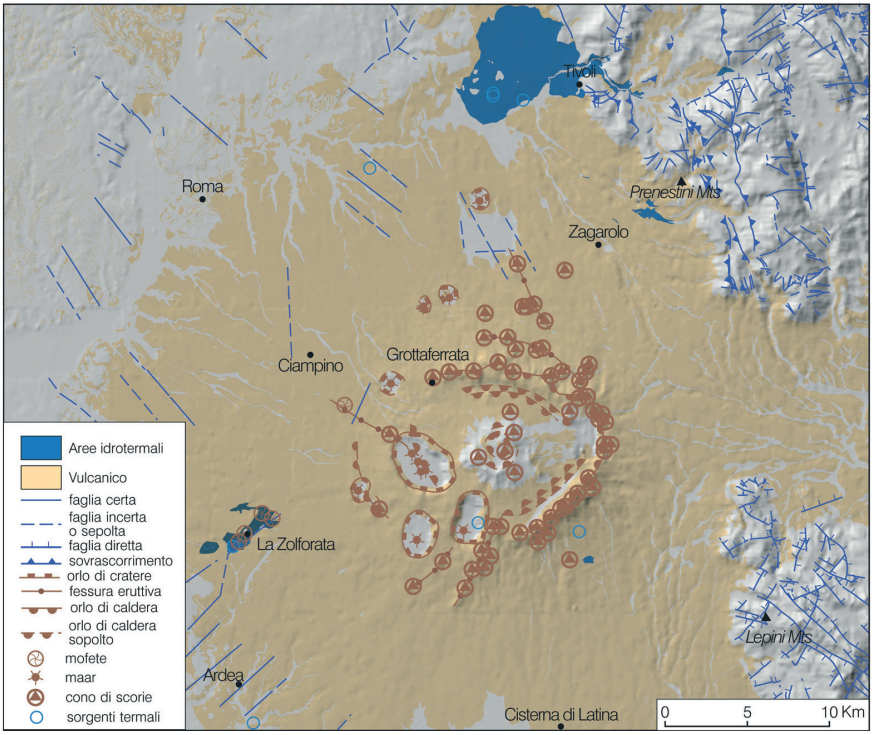


Figura 13 - Schema vulcano-tettonico del Foglio

della loro relazione profonda con le strutture peri-calderiche.

Da questo punto di vista è possibile affermare che gli insiemi di colate del Tuscolo e dell'Artemisio corrispondono alla proiezione in superficie di fratture calderiche rispettivamente a direttrice ONO-ESE e NE-SO. Inoltre, il più recente insieme di colate di Monte Due Torri sottolinea la presenza di un sistema di fratture a direttrice NE-SO che proietta in area extra-calderica il segmento artemisio della caldera.

PROGETTO CARG

V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA, IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA

1. - CENNI DI IDROGEOLOGIA DEI COLLI ALBANI
(a cura di G. Capelli, R. Mazza)

Tra le varie unità idrogeologiche del dominio vulcanico laziale, quella albana presenta i limiti a contorno meglio definiti. Si tratta, infatti delle aste fluviali dei Fiumi Tevere, Aniene, Astura e della costa Tirrenica. Per un piccolo settore il drenaggio è rivolto anche verso il bacino del F. Sacco. L'assetto geologico strutturale determina la presenza di un acquifero centrale posto, per lo più, al di sopra dei 200 m s.l.m., sostenuto dalla sequenza a bassa permeabilità identificabile con la formazione di Villa Senni e dei suoi membri del "Tufo Lionato" e delle "Pozzolanelle" e di un acquifero basale ospitato dai depositi che compongono il plateau ignimbritico (Lotti & Associati, 1999). Il complesso acquifero superiore, fortemente ricaricato, anche per la presenza di vaste aree semiendoreiche, alimenta i laghi e drena verso la più estesa falda regionale basale.

Lo studio della circolazione idrica nel sistema acquifero dei Colli Albani è stato avviato con l'analisi della cartografia idrogeologica storica (Blanc et alii, 1961; Mouton, 1977; Cassa per il Mezzogiorno, 1978; Boni et alii, 1981; Boni et alii, 1988; Ventriglia, 1990; Capelli et alii, 1998; Lotti & Associati, 1999;

PROGETTO CARG

Capelli et alii, 2000; Capelli & Mazza, 2005). Successivamente, sulla base dei dati prodotti dalla campagna 2002, appositamente realizzata, è stata ricostruita la morfologia della falda basale, utilizzando dati rilevati alla scala 1:10.000, per un'area più ampia riguardante l'intera Unità Idrogeologica Albana (Capelli et alii, 2005). L'andamento del tetto della zona satura risulta fortemente influenzato dai fattori geologici della struttura vulcanica e dalla morfologia del tetto del substrato a bassa permeabilità. In alcuni settori del territorio studiato la singolare morfologia del tetto dell'acquifero regionale è da imputare alla dinamica indotta da prelievi particolarmente elevati.

I Laghi Albano e di Nemi costituiscono al contempo il livello di base di definiti alti piezometrici e un potenziale imposto per le falde più depresse da essi alimentate, ovvero i laghi sono simultaneamente fenomeni sorgivi e fonte di ricarica per molti acquiferi, soprattutto di tipo confinato.

A ridosso dei rilievi carbonatici i rapporti tra falda basale delle vulcaniti e falde carsiche non sono ancora ben chiari. Dal punto di vista teorico le coltri terrigene plio-pleistoceniche marine, depostesi in trasgressione sulle sequenze carbonatiche, dovrebbero isolare idraulicamente le due circolazioni.

Nel settore considerato, la presenza di numerosi acquiferi sospesi rende complessa l'interpretazione dei dati piezometrici. All'interno dell'Unità Idrogeologica Albana la circolazione regionale ha un andamento centrifugo rispetto al settore centrale delle caldere. Nei settori periferici, in cui prevale l'assetto di vulcano-strato, essa è condizionata dalla morfologia del tetto della serie pre-vulcanica.

La circolazione sotterranea dell'Unità Albana, verso sud-est, contribuisce al sostentamento delle pressioni degli adiacenti acquiferi pontini. Ciò è favorito dal fatto che la serie vulcanica, sotto limitati spessori di sedimenti fluvio-lacustri, si estende per una decina di chilometri verso i Comuni di Sermoneta e Latina.

Nel Colli Albani le sorgenti più importanti sono quelle di tipo lineare di subalveo. Le emergenze localizzate, salvo alcune eccezioni, erogano volumi assi modesti e sono localizzate in corrispondenza di orizzonti a più bassa permeabilità, quali tufi e lave compatte o paleosuoli. Esistono tuttavia alcune manifestazioni che raggiungono le centinaia di litri al secondo. Anche i laghi, compresi quelli bonificati, sono delle sorgenti che canalizzano il loro flusso negli emissari artificiali di epoca romana. Tra le emergenze vanno annoverate numerose manifestazioni minerali, termali e gassose (Camponeschi & Nolasco, 1982). Ai nostri giorni molte sorgenti non sono più attive, comprese quelle in alveo e gli emissari dei laghi, a seguito dei rilevanti abbassamenti della falda basale e della scomparsa di molti acquiferi sospesi. Altre non sono più visibili, perché captate con bottini o pozzi. Alcune, soprattutto in ambito urbano, sono persino state interrate dalle colmate realizzate per lo sviluppo urbano.

La potenzialità delle falde albane è proporzionale all'estensione e alla continuità

PROGETTO CARG

degli affioramenti delle rocce a bassa permeabilità, spesso a geometria lenticolare. Non a caso numerosi pozzi rivelano la presenza di almeno 6-7 falde acquifere in comunicazione idraulica, poste a quote comprese tra i 400 e i 200 m s.l.m. e presentano notevoli discontinuità nei livelli idrici.

Nell'area albana si riscontra che la maggiore produttività dei pozzi è associata agli orizzonti sabbiosi e/o ghiaiosi sovrastanti le argille di base o a livelli pozzolanacei ("Pozzolane Rosse" e "Pozzolane Nere") giacenti sui tufi antichi o direttamente sulle argille del substrato. Non è rara anche l'esistenza di una falda contenuta nelle sabbie intercalate alle argille siciliane o a sedimenti lacustri limosi.

È da segnalare, infine, la presenza di particolari orizzonti produttivi, rappresentati dalle lave sovrastanti la terza colata piroclastica della fase tuscolano-artemisia. La notevole fratturazione e il loro incassamento in paleo-valli fa sì che questi corpi costituiscano un orizzonte preferenziale per il deflusso di grandi quantitativi di acqua.

L'Unità Idrogeologica dei Colli Albani alimenta quattro bacini idrogeologici:

1) Il *Bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante meridionale*, ha un andamento allungato da Nord a Sud. Nel settore settentrionale di questo bacino la circolazione non è più rivolta verso il Fiume Sacco, ma verso alcune depressioni dinamiche della piezometrica. Lungo il margine con i Monti Lepini, questi sembrano alimentare in alcuni tratti l'Unità Albana. Le acque sotterranee riescono a dare ancora un contributo alla portata del Fosso Spaccasassi e del Fiume Astura nel suo tratto terminale.

2) Il *Bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante occidentale* dal Maschio dell'Artemisio, posto nel settore centrale della struttura, si estende fino alla costa tirrenica e comprende il Lago di Nemi. Il contributo degli acquiferi al reticolo di superficie e al lago è attualmente fortemente ridotto. La piezometria presenta importanti depressioni piezometriche dinamiche e nei settori costieri la piezometrica raggiunge valori negativi.

3) Il *Bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante nord-orientale* si estende dai rilievi centrali posti a Nord-Est delle caldere, ai Monti Prenestini ad Est, all'alto strutturale di Ciampino-Roma ad Ovest, al Fiume Aniene a Nord, dove sono presenti marcati bassi piezometrici di origine dinamica. La falda basale alimenta i settori terminali del reticolo di superficie fornendo anche un sostanzioso contributo alla portata del Fiume Aniene.

4) Il *Bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante nord-occidentale* si estende dai rilievi centrali delle Faete, verso la Città di Roma, il Fiume Tevere, fino al suo delta ed alla foce del Rio Torto e comprende le principali depressioni calderiche, tra cui quella del Lago Albano. Il territorio presenta una altissima densità di perforazioni e si riscontrano nella piezometrica numerose depressioni

PROGETTO CARG

dinamiche. Nella zona del delta tiberino il tetto dell'acquifero principale è stabilmente posto ad alcuni metri al di sotto del livello marino. La falda basale alimenta i tratti terminali dei corsi d'acqua perenni, alcuni dei quali penetrano nel tessuto urbano dell'Urbe fino all'imbocco dei grandi collettori fognari.

2. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE PRINCIPALI UNITÀ AFFIORANTI *(a cura di G. Diano)*

La tipologia di rocce presenti nell'area del Foglio 388 "Velletri" è costituita per la maggior parte da *prodotti vulcanici* che rappresentano la quasi totalità dei depositi affioranti; fanno eccezione i *travertini* che, presenti in esigui lembi, affiorano limitatamente nel settore meridionale dell'area in esame e, naturalmente, i *depositi olocenici* (alluvionali, detrito di versante, in evoluzione, antropici).

Questo paragrafo sintetizza le caratteristiche geotecniche dei principali materiali vulcanici e dei travertini, sintesi basata essenzialmente su dati di letteratura e solo in parte su dati di acquisizione diretta dell'autore; in particolare tra le rocce vulcaniche si riportano i dati relativi alle colate laviche e alle colate piroclastiche più rinomate, in quanto una approfondita trattazione di tali materiali è già riportata nelle *Note Illustrative del Foglio 387 "Albano"* (Diano, 2009), a cui si rimanda. Infine, per i terreni sedimentari che costituiscono il substrato pre-vulcanico sepolto si rimanda invece alle *Note Illustrative del Foglio 374 "Roma"* (Funiciello & Giordano, 2008).

2.1. - Notizie storiche e tecniche di escavazione.

Tra le rocce reperibili nel Lazio, una grande varietà ha rappresentato l'eccellenza produttiva del passato: celebri per il loro aspetto o note per l'elevata robustezza, furono commercializzate in tutto il mondo. E' così che pietre come il basalto, il peperino, il tufo, il travertino sono state diffusamente impiegate nel tempo sia come materiali da costruzione che come pietre ornamentali. Certo è che l'utilizzazione della pietra come materiale da costruzione in senso generale, inizia dalla raccolta dei frammenti di rocce o minerali staccatisi direttamente dalla massa rocciosa in affioramento. La raccolta di tali elementi, per lo più di dimensioni variabili ma comunque contenute, permetteva la realizzazione di strutture semplici, come ad esempio un muro di pietra a secco; eppure, nel tempo, la necessità di modificare e riorganizzare lo spazio in cui l'essere umano vive e opera, impose lo sviluppo e la crescita del settore architettonico. Dall'atto di costruire un riparo, generato dal semplice imperativo biologico dell'uomo di proteggersi dagli agenti atmosferici, l'architettura cambia, divenendo a tutti gli effetti "arte" la cui espressione più evoluta è rappresentata dal carattere "estetico" dell'opera o, in particolare, dall'eleganza e dalla bellezza intrinseca del materiale con cui essa è realizzata.

L'estrazione cominciava dallo sfruttamento dei giacimenti superficiali a cielo

PROGETTO CARG

aperto e, spesso, numerosi siti arrivavano ad esaurimento della risorsa limitandosi a questa tipologia di utilizzo. Il costruttore generalmente richiedeva alla pietra estratta un certo numero di qualità meccaniche ed estetiche che portavano alla selezione del materiale locale oppure all'importazione di esso da altri luoghi, talvolta anche lontani, in ogni caso la condizione ideale era rappresentata dal fatto che la cava e il cantiere di lavoro fossero contigui, ma sappiamo che questa fortuna si verificava di rado. Eppure molte città hanno potuto godere di tale combinazione di elementi: fortuna o fato? A distanza di 2000 anni Roma, il cui sottosuolo è stato a lungo sfruttato per il reperimento di materiali essenziali per il suo sviluppo architettonico, risente oggi di problemi di stabilità delle cavità e della loro interferenza con il tessuto delle attività urbane, problema certamente non prevedibile a quel tempo!

Tipicamente, essendo la produzione locale assai varia, i costruttori potevano scegliere le pietre in funzione delle loro proprietà e/o del loro aspetto e destinarle quindi ad usi specifici: pertanto, le lave dure venivano preferibilmente impiegate nei livelli di fondazione o sottofondazione, i tufi e le arenarie nelle murature, i travertini nelle finiture.

È esemplificativo il caso dell'Anfiteatro Flavio, comunemente noto come Colosseo: per la sua costruzione furono impiegati 100.000 m^3 di travertino (45.000 solo per le pareti esterne) proveniente dalle cave - ancora oggi attive - situate nei pressi di Bagni di Tivoli, per il cui trasporto si costruì appositamente una strada. Si impiegarono anche altri materiali: blocchi di tufo, laterizio e *opus cementicium* (un impasto di malta e piccoli pezzi di tufo), sfruttandone qualità e resistenza in base ai carichi e alle spinte che dovevano sostenere. La combinazione di materiali diversi migliorava infatti l'elasticità della costruzione: il travertino per i pilastri maggiori, travertino e tufo per i muri radiali, il cemento per le vòlte.

Maggiore attenzione fu dedicata alle fondazioni per la cui realizzazione il sito fu profondamente trasformato: innanzitutto si dovettero realizzare delle poderose canalizzazioni per assicurare un adeguato smaltimento delle acque reflue verso il Circo Massimo, una volta prosciugata la zona, si scavò sino a raggiungere il fondo argilloso del lago e, nell'argilla compatta, si ricavò una corona ellittica larga 31 m, profonda 6 e dal perimetro di 530 m. Questa colossale trincea venne riempita di cemento romano, ovvero malta di calce e pozzolana mista a pezzi di roccia basaltica, posto in opera per strati successivi e ben battuti per ottimizzare la compattazione. Poi la fondazione si elevò anche in altezza per altri 6 metri, tanto che lo spessore totale di questa ciambella supera i 12 metri. La porzione superiore delle fondazioni sembra essere realizzata in blocchi di tufo, così come definito dagli studiosi e nelle testimonianze tramandate fino ai nostri giorni, in realtà il materiale impiegato è lo *Sperone* del Monte Tuscolo, peculiare per genesi e caratteristiche meccaniche. All'esterno della fondazione si costruì un muro di mattoni, largo 3 metri e profondo 6, ed un analogo muro si costruì all'interno, ricavando le 32 celle che si possono osservare tutt'intorno ai sotterranei dell'arena.

PROGETTO CARG

Nell'edilizia romana, la pietra più antica utilizzata è il *tufo rosso litoide* rintracciabile sia negli immediati dintorni, lungo i corsi d'acqua del Tevere e dell'Aniene, sia all'interno della stessa area urbana, sul Campidoglio (Diano, 2009). Questo materiale, di buona resistenza sebbene inadatto per il concio di grossi blocchi a causa del tipo di fratturazione, fu utilizzato fin dall'inizio del VI secolo a.C., quando l'impiego generalizzato dell'opera quadrata orientò la scelta verso un altro tipo di tufo, il *cappellaccio*, dal tipico colore grigio chiaro e di consistenza semilitoide con peso specifico molto basso. Di fatto Roma, insieme a Pompei, costituisce un caso eccezionale per la qualità e la tipologia differente di materiali lapidei usati; tutti di chiara origine locale e non d'importazione. Si annoverano sette tipi di tufi vulcanici (Aniene, Campidoglio, Cappellaccio, Fidene, Grotta Oscura, Monteverde, Peperino (Coarelli, 1974) ai quali va aggiunto il travertino, per un totale di otto tipi di pietre da costruzione.

Tuttavia, a prescindere dalla tipologia di pietra estratta, la tecnica di prelievo doveva più che altro essere corredata da altre caratteristiche: la vicinanza alla rete stradale o altra via di fuga necessaria al trasporto del materiale dalla cava al cantiere di messa in opera, il reperimento di manodopera locale efficiente sia per il taglio della pietra che per le attività accessorie in cava, attrezzature per il trasporto (carri, buoi, …), manutenzione degli attrezzi da lavoro, ricoveri per i lavoratori ecc. Principalmente le tipologie di estrazione erano di due tipi: a giorno e in sotterraneo. Quella a giorno era adottata in tutti i siti di estrazione a prescindere dalla qualità e dalla tipologia di pietra; quella in sotterraneo si eseguiva solo in condizioni particolari, come ad esempio il cambio di direzione di un banco di particolare pregio.

La prima operazione da effettuare in sito era la messa a nudo della roccia madre attraverso l'eliminazione dello strato più esterno, ricoperto di terra o costituito dall'alterazione superficiale del banco di roccia. In questo caso tale livello poteva essere utilizzato per produrre ciottoli d'imbrecciatura, alla fine di questo lavoro poteva iniziare l'estrazione vera e propria. Per scalzare i blocchi, il cavapietre poteva sfruttare gli strati rocciosi e le discontinuità del materiale: vene, fratture, diaclasi, che determinavano una forma già isolata, definitivamente estraibile inserendo dei cunei metallici e facendo leva. Tuttavia questo sistema poteva essere impiegato solo raramente, il più delle volte bisognava disegnare sulla roccia la forma voluta, incidendo solchi che isolavano dei blocchi i quali, al momento dell'estrazione, dovevano avere forma e dimensioni prossime a quelle finali, previste e considerate al momento della posa in opera. Tale soluzione permetteva tra l'altro un notevole risparmio di materiale e di tempo. Dopo aver inciso una parete verticale e una orizzontale con un piccone detto *fossoria dolabra*, il cavapietre scavava a destra e a sinistra dei solchi fino alla profondità voluta per il blocco e infine determinava la facciata posteriore. Per agevolare l'accesso, nei casi in cui il blocco da scalzare assumeva proporzioni considerevoli, tali solchi potevano essere allargati secondo necessità, per esempio, nelle cave di Cusa (Selinunte), la trincea attorno ai tamburi

PROGETTO CARG

delle colonne misurava 85 cm di larghezza in alto, e 55 cm in basso, proprio per permettere il passaggio e il lavoro dell'operaio. Un ultimo solco veniva inciso sotto il blocco e in esso venivano conficcati con il martello (*malleus*) i cunei di ferro (*cunei*). Altre tecniche prevedevano l'uso di cunei di legno molto secco che dopo essere stati conficcati dentro i fori, venivano spruzzati con acqua e coperti da stracci bagnati: l'acqua provocava l'ingrossamento dei pezzi di legno e il distacco del blocco di pietra (Adam, 2008). L'estrazione continuava procedendo per gradini la cui altezza minima corrispondeva ad un'*assisa* e, seguendo soprattutto la direzione della vena rocciosa, si ottenevano blocchi di assise comuni con volumi relativamente maneggevoli, destinati ad essere ridotti e/o lavorati (modanature, tamburi); talvolta la realizzazione di alcuni grandi monumenti isolati fece nascere cave specifiche, poi abbandonate a scopo conseguito. In tal senso i romani, grazie alla loro tecnica estrattiva, riuscirono a produrre pezzi architettonici di grandi dimensioni non solo a forma di parallelepipedo (blocchi di assise megalitiche per monumenti orientali e architravi), ma anche colonne di qualsiasi dimensione, specie nel marmo e nel granito. Per esempio possiamo ricordare le colonne ancora visibili del Pantheon che misurano 12 metri di lunghezza per 56 tonnellate: considerando questi numeri è palese il fatto che i romani avessero ormai raggiunto l'apice della tecnica estrattiva e di quei sistemi di trasporto e spostamento che garantirono l'esecuzione di innumerevoli opere.

Una volta che la coltivazione a gradini aveva raggiunto il livello più basso ai piedi del pendio naturale, i cavapietre proseguivano l'operazione tracciando in verticale uno o più fronti di escavazione proseguendo per altezze pari a quelle delle assise in modo del tutto analogo al precedente. Ricavate le assise, restava una falesia verticale: il *fronte di cava*. In molte cave del Lazio, ancora oggi, la traccia di queste assise si legge chiaramente.

La discesa in verticale nella tipologia degli scavi in sotterraneo, si fermava laddove si interrompeva la vena rocciosa a causa di un cambiamento di natura del sottosuolo per l'incontro frequente di una falda freatica o, semplicemente, per la difficoltà di far risalire il materiale da profondità eccessive; in questo caso, ove era possibile, conveniva aprire delle gallerie orizzontali nella massa rocciosa, ma questo sistema era chiaramente meno produttivo per il fatto che la maggior parte dell'ammasso roccioso non poteva essere asportato dovendo servire da sostegno e copertura. Una volta aperte le gallerie, le operazioni estrattive nel sottosuolo si conformavano ai sistemi utilizzati allo scoperto.

Talvolta l'estrazione del materiale in sotterraneo avveniva in una località prossima al cantiere di lavoro, fu così che in molte città lo sviluppo architettonico e la corsa alla monumentalizzazione determinarono lo sfruttamento del materiale reperibile nell'immediato sottosuolo: città come Roma, Siracusa, Napoli, ma anche Lione e Parigi adottarono tale sistema estrattivo, sicuramente di non trascurabile vantaggio ma raramente conseguente ad una scelta ragionata.

PROGETTO CARG

2.2. - Stabilità di versante: il caso del Lago Albano di CastelGandolfo.

Osservando il settore di territorio compreso nel Foglio 388 "Velletri" non si può fare a meno di essere impressionati dalla presenza di alcune peculiari forme del paesaggio: i *maar*. Come cicatrici sulla superficie, essi spiccano in un ambiente altrimenti costellato da morbide forme collinari e *plateaux* subpianeggianti, ultima espressione superficiale del vulcanismo del ben noto Distretto dei Colli Albani.

È proprio alla relativa giovane età di tali strutture che si devono i processi gravitativi in atto un po' ovunque sul territorio in esame, ma spesso concentrati nei siti più sensibili e capaci di interferire con i normali processi morfogenetici naturalmente operanti in tale regione.

Per comprendere l'evoluzione di tali processi è necessario riportare alcuni dei caratteri genetici e morfologici tipici di tali strutture. I *maar* sono infatti degli apparati vulcanici a basso rapporto d'aspetto morfologico (H/L), in particolare il *maar* del Lago Albano è di tipo poligenico, cioè accresciuto a seguito della coalescenza di almeno sette singoli apparati, corrispondenti ad altrettanti episodi eruttivi a carattere prettamente freatomagmatico; essi sono sovraimpostati alla sequenza del complesso di vulcaniti appartenenti al litosoma Faete. Pertanto, il versante che oggi possiamo osservare è stato plasmato in più episodi eruttivi assumendo, infine, la fisionomia attuale: il lato esterno presenta pendenze debolmente acclivi (20°÷30°), interrotte bruscamente dalle ripide scarpate interne dei crateri da cui derivano, caratterizzate in genere da pendenze prossime ai 45°÷60° ma che, in settori specifici, raggiungono anche valori prossimi al 90-100%. La base di tale apparato si colloca su un substrato a morfologia planare che digrada da NE verso SO con una pendenza generale media sui 20°, il contatto è riferito ad una superficie erosiva piuttosto articolata che rappresenta il limite del complesso di vulcaniti appartenenti al litosoma Faete, litologicamente caratterizzato dall'alternanza di depositi generati da attività stromboliana e colate laviche. Dal punto di vista altimetrico la morfologia di insieme dell'area è caratterizzata dalla presenza di forme collinari morbide, interrotte da scarpate ripide talvolta con salti anche di qualche decina di metri; le quote comprese tra i 500 m slm (zona dei Cappuccini) e il livello del lago che si attesta sui 290 m slm, sono marcate da isoipse con andamento sub orizzontale, leggermente digradante verso SO.

L'analisi geomorfologica ad ampio raggio dei versanti prospicienti il lago, evidenzia principalmente la presenza di scarpate sia di origine antropica che naturali: le prime sono presenti solo occasionalmente, mentre si è potuto osservare che le scarpate di origine naturale sono localizzate in corrispondenza sia del contatto litologico, tra le lave e i depositi scoriacei, che delle testate di peperino presenti nella porzione più alta del versante, in corrispondenza dell'orlo craterico; lungo le linee di deflusso più incise si trovano delle scarpate di piccolo rigetto che presentano generalmente un profilo ormai stabilizzato.

PROGETTO CARG

Le scarpate di origine antropica hanno sviluppo altimetrico molto contenuto, in genere inferiore ai 2 m, nella maggior parte dei casi pari a 1m in quanto legate alla realizzazione di terrazzamenti per l'agricoltura locale; quelle naturali, invece, presentano sviluppo altimetrico vario in funzione della litofacies in cui si creano: nei **peperini**, nella maggior parte dei casi, l'altezza delle scarpate è inferiore ai 5 m per singola unità di flusso, con valore più frequente pari a 2 m, tuttavia vi sono esempi in altri settori, di scarpate con altezze superiori ai 10 m fino ai 30÷40 m, con versanti molto acclivi e prossimi alla verticalità; nelle **lave**, mediamente, il valore minimo dell'altezza delle scarpate è pari a 5 m, con massimi per singola unità di flusso, di circa 35 m.

Per quel che concerne l'assetto del reticolo idrografico, occorre evidenziare che esso è sovraimposto quasi totalmente sulla porzione interna del *maar* poligenico e sembra piuttosto giovane: possiede un andamento radiale centripeto al lago con i corsi d'acqua che hanno regime prettamente stagionale e che presentano pendenze medie veramente significative: l'acclività dei versanti naturali, del bosco e della rete idrografica è dell'ordine del 75%.

Forme, processi e depositi gravitativi di versante. Nell'area in esame si evidenziano fenomeni di instabilità legati principalmente a due tipologie di dissesto rappresentate da *crolli* e *flussi*, come di seguito indicato.

Rock fall e rock topple. Sono forme e depositi legati a fenomeni di crollo e/o ribaltamento di blocchi rocciosi, largamente diffusi lungo i versanti interni del cratere. Tali fenomeni interessano principalmente i litotipi a comportamento litoide riferibili sia ai corpi lavici che alle litofacies freatomagmatiche. Le numerose scarpate di crollo presenti indicano che tali fenomeni si esplicano prevalentemente come distacchi di singoli blocchi aventi dimensioni variabili tra 10^{-1} e 10^{2} m^3 (Fig. 14), a seconda dello stato di fratturazione dell'ammasso roccioso; esistono tuttavia evidenze morfologiche di nicchie di distacco che possono essere ascritte a singoli movimenti di massa che hanno coinvolto volumi significativi di ammasso roccioso. Le superfici di distacco risultano essere prevalentemente coincidenti con discontinuità di neoformazione legate al detensionamento agente sulle pareti subverticali formate dalle facies litoidi. Localmente i fenomeni di crollo e ribaltamento rappresentano l'evoluzione di processi di scalzamento alla base, laddove spessori di ammasso roccioso litoide sono sovrapposti a depositi in facies maggiormente erodibili, come paleosuoli, cineriti e livelli scoriacei incoerenti e/o scarsamente addensati.

Soil slide e soil slump. Le coltri eluvio-colluviali che ricoprono quasi ovunque i litotipi affioranti lungo i versanti del cratere e che raggiungono anche spessori plurimetrici, sono frequentemente soggette ad instabilità gravitativa che si esplica secondo processi riconducibili fondamentalmente a *soil slide* e *soil slump*. Dal punto di vista composizionale tali coltri sono essenzialmente formate da blocchi di materiale litoide (frazione colluviale) immersi in una matrice (frazione eluviale)

PROGETTO CARG

Figura 14. *Esempio di crollo lungo il versante interno del cratere di Albano.* [Foto G. Diano, 2009]

a granulometria variabile in funzione del *bedrock*, ma comunque con una componente significativa di materiale fine tale da conferire un comportamento debolmente coesivo al materiale.

I processi di *soil slide* sono piuttosto diffusi sul lato meridionale del cratere: si tratta prevalentemente di scorrimenti traslativi della coltre eluvio-colluviale che sfruttano come piano di scivolamento l'interfaccia con il *bedrock*, orientata circa parallelamente al pendio. Tali fenomeni coinvolgono comunque volumi ridotti di materiale ed hanno dimensione planimetriche non fedelmente cartografabili (si tratta tipicamente di parallelepipedi con altezza dell'ordine metrico, larghezza e lunghezza non superiori a 10-15 metri). Tuttavia l'importanza di questi fenomeni risiede nel fatto che essi rappresentano, in talune peculiari condizioni morfologiche, i processi che contribuiscono alla formazione degli accumuli detritici alla testata dei solchi di ruscellamento concentrato, che possono essere successivamente coinvolti in fenomeni di flussi granulari incanalati (*debris flow*) come sarà spiegato più avanti.

I processi di *soil slip* sono legati alla mobilizzazione secondo meccanismi di scorrimento roto-traslativo delle medesime coltri eluvio-colluviali laddove esse raggiungono spessori più cospicui: la superficie di rottura subcircolare si sviluppa all'interno della coltre detritica fino ad intercettare il contatto con il *bedrock*, allorché si dispone in coincidenza dell'interfaccia. In questi casi i volumi coinvolti sono dell'ordine di 10^2-10^3 m^3; analogamente a quanto visto per i *soil slide*, anche i *soil slip*, in determinate condizioni possono evolvere in *debris flow* per incanalamento del detrito di frana in condizioni di saturazione.

Debris flow (complex landslides). Tra le più significative evidenze morfologiche di processi gravitativi è possibile osservare quelle legate al distacco, trasporto e messa in posto di accumuli detritici secondo i peculiari meccanismi dei flussi granulari incanalati (Fig. 15) in condizioni di saturazione, presenti nei settori più rilevati ed acclivi. Si tratta in effetti di movimenti di massa al limite tra i processi gravitativi e quelli legati

PROTO CARG

Figura 15. Esempio di debris flow lungo il versante interno del cratere di Albano. [Foto G. Diano 2009]

all'erosione accelerata delle acque incanalate.

Le zone di alimentazione sono infatti ubicate alla testata di solchi di ruscellamento concentrato, prevalentemente in corrispondenza delle coltri di alterazione dei materiali non litoidi. Proprio questo materiale viene coinvolto nelle colate di detrito con un meccanismo di rottura iniziale che sembra essere spesso legato a processi di *soil slide* e *soil slump* con successiva evoluzione per incanalamento del detrito saturo in movimenti rapidi e catastrofici quali i *debris flow*. Si tratta pertanto di fenomeni complessi; inoltre, in diversi casi, il detrito coinvolto nei movimenti è composto sia dalla coltre di alterazione del *bedrock*, sia da blocchi che derivano dal disfacimento per processi di *rock fall* e *topple* dalle sovrastanti pareti di materiale più litoide, le stesse che marcano in maniera netta le zone di alimentazione dei flussi.

Altri elementi morfologici tipici dei debris flow sono costituiti dai canali di trasporto e dalle zone di accumulo. I primi, con decorso circa parallelo alla massima pendenza si presentano fortemente incisi nelle coltri di alterazione e, talora, nel *bedrock*. Le aree di accumulo presentano la caratteristica morfologia lobata e debolmente convessa dei *colluvial fan* o *alluvial apron*. Nella maggior parte dei casi si osservano solo le porzioni apicali di questi depositi, la cui coalescenza forma spesso ampi settori della sponda lacustre.

Per quanto riguarda i volumi coinvolti in questa tipologia di movimenti è da osservare innanzi tutto che l'estensione areale e volumetrica delle aree di alimentazione così come quelle di accumulo, è il risultato della sovrapposizione nel tempo di diversi eventi, con volumi di materiale coinvolto anche molto variabili. Una taratura in tal senso è possibile farla, almeno limitatamente all'area albana, sulla base dei dati raccolti relativi ad un fenomeno verificatosi in zona Macchia di Forre (Albano) nel settembre 1997. Le evidenze morfologiche desunte dai rilievi di sito ma soprattutto dalla documentazione aerofotografica e da relazioni tecniche reperite presso il Comune di Rocca di Papa, permettono di ricostruire il fenomeno:

PROGETTO CARG

iniziato con la rottura secondo un meccanismo tipo *soil slip* di circa 200 m^3 di materiale eluvio-colluviale saturo, è evoluto in *debris flow* incanalandosi lungo un solco di ruscellamento concentrato rettilineo. Lungo tale canale la massa in frana ha coinvolto il materiale in esso presente, dimostrando così una elevata capacità di *entrainment* e, quindi, elevata energia; essa, aumentata in volume fino a circa 1000 m^3, ha infine raggiunto la sponda del lago e, gran parte del detrito ha arrestato la propria corsa dopo aver impattato sulle acque lacustri.

2.3. - Studi e saggi sui materiali naturali

I primi studi sulle rocce naturali laziali si collocano nel VI secolo a.C. e riguardano la pianificazione urbanistica concepita in coincidenza della politica edilizia supportata dagli ultimi re etruschi. In quel tempo, durante il regno di Tarquinio il Superbo, lo storico Livio (I 59,9) ricorda infatti proprio i lavori di cava tra i *munera* imposti dal re ai cittadini romani. Inoltre, molte delle cave del tempo erano collocate nell'immediato suburbio della città, entro il primo miglio, in stretto rapporto con la rete viaria principale, terrestre e/o fluviale. Doveva trattarsi di veri e propri impianti industriali, come suggerisce il loro prolungato utilizzo, dotati di strutture accessorie quali macchine per portare in superficie i blocchi e le scorie di lavorazione - nessuna traccia delle quali è mai stata individuata all'interno delle gallerie - e magazzini per lo stoccaggio, fondamentale per testare la qualità del materiale estratto che, secondo Vitruvio, (II 7,5) doveva restare all'aperto per almeno due anni prima di essere utilizzato. A questo proposito Vitruvio fa alcune considerazioni: «*Le pietre tenere hanno il vantaggio di poter essere tagliate facilmente e trovano la loro migliore utilizzazione nei luoghi coperti, ma, qualora vengano impiegate all'esterno, per effetto del gelo e della pioggia si disintegrano facilmente*[1]». In un altro passo, egli raccomanda una pietra «*del territorio di Tarquinia*» - nei pressi di Bolsena - contraddistinta dall'eccellente invecchiamento; essa risulta idonea anche per l'esecuzione delle modanature più minuziose: «*Possiamo vedere grandi statue, piccoli bassorilievi e motivi decorativi estremamente delicati, rappresentanti rosette e foglie d'acanto, che, nonostante la loro vetustà, sembrano essere ultimati da poco*». Infine, per le pietre tenere e i tufi vulcanici egli consiglia di «*estrarli d'estate e non d'inverno, e di esporli all'aria in un luogo scoperto per due anni prima di metterli in opera*». Con questo accorgimento, infatti, le rocce porose perdono quell'umidità, detta *acqua di cava*, mentre le intemperie favoriscono la selezione delle pietre migliori, permettendo di eliminare tutte quelle che non resisteranno ad un'esposizione all'aperto (Adam, 2008).

Comunque, tali conoscenze e istruzioni sono dettate più dall'esperienza in campo e dalla pratica estrattiva e costruttiva che non da un'analisi fondata su dati

1. - Come si vede, i fenomeni di invecchiamento e di degradazione della pietra erano già perfettamente conosciuti. In proposito può essere utile consultare l'opera pubblicata dalla Caisse Nationale des Monuments Historiques, *La maladie de la pierre*, Paris, 1975.

PROGETTO CARG

e metodologie scientifici, come invece avviene più o meno a partire dal secolo scorso, quando i depositi vulcanici laziali divengono oggetto di studio delle indagini geotecniche, inizialmente determinate dalla ricerca di nuovi ed adeguati materiali da costruzione; in questa ottica si colloca la monografia sulle vulcaniti del Lazio di Penta (1956). Ad essa fanno seguito numerosi studi ad indirizzo geotecnico ispirati anche da altre specifiche e locali problematiche, quali ad esempio quella del reperimento e sfruttamento delle risorse minerarie (Spada, 1966), quella delle cavità sotterranee in ambito urbano (Federici & Santoro, 1997), quella della stabilità di versanti (Iacurto & Priori, 1995), oppure ancora le ricerche riguardanti la conservazione di monumenti (De Casa *et alii*, 1999).

Il primo approccio sistematico riguardante anche la caratterizzazione geotecnica dei terreni vulcanici e pre-vulcanici si deve a Ventriglia che realizzò la monografia «*La Geologia della Città di Roma*» (Ventriglia, 1971) corredata da una carta geologica alla scala di 1:20.000 e da altre 5 carte tematiche sempre alla stessa scala; tale opera costituisce oltre che una sintesi sulla storia evolutiva del distretto vulcanico dei Colli Albani e dell'area romana in genere, anche un rilevante supporto geologico-tecnico necessario a tutti gli addetti ai lavori che operano a Roma. Recente è invece la pubblicazione, sempre ad opera del Ventriglia, del volume aggiornato e dedicato alla geologia della città di Roma (Ventriglia, 2002), altrettanto ricco, come il precedente, di tavole geologiche e tematiche.

E' da mettere in evidenza che, mentre i tufi litoidi sono stati studiati sia dal punto di vista geologico-vulcanologico che meccanico (Penta, 1956; Lupino e Bosi, 1968; Camponeschi *et alii*, 1982; Pezzola, 1996; De Casa *et alii*, 1999; Ventriglia, 1971, 2002), la letteratura geotecnica relativa alle pozzolane ed ai tufi litoidi è relativamente scarsa (Martinetti & Ribacchi, 1965; Esu *et alii*, 1968; Berry & Sciotti, 1974; Ribacchi, 1986). Di recente sono stati condotti studi specifici mirati a determinare le caratteristiche strutturali e le proprietà meccaniche delle Pozzolane Nere (Cecconi, 1999) ed alla caratterizzazione geomeccanica delle unità che costituiscono il Tufo di Villa Senni (Diano, 2006).

In particolare verranno illustrati i dati relativi ai depositi piroclastici che sono oggetto di attività estrattiva, alcuni dati sui travertini e sulle principali unità calcaree affioranti nell'area in esame.

2.4. - Caratteri fisico-meccanici

2.4.1. - *Depositi vulcanici*

Formazione di Villa Senni (VSN). La formazione maggiormente affiorante nel Foglio e di gran lunga la più utilizzata è quella di Villa Senni. Il membro basale, del *Tufo lionato* (VSN_1), può essere suddiviso in due litofacies geotecniche distinte in base sia ai caratteri morfologici e all'abbondanza dei componenti che da propri e particolari valori dei parametri geomeccanici; dal basso verso l'alto si hanno

PROGETTO CARG

rispettivamente la facies gialla del Tufo lionato (*tl1*) e la facies arancio-rossiccia (*tl2*) (Diano, 2006). La prima si presenta litoide, da coerente a molto coerente, con grado di porosità basso; l'altra è litoide, coerente, con grado di porosità medio. Nell'ambito della classificazione delle piroclastiti su base granulometrica e del grado di coesione, le facies ricadono entrambe nel campo dei ***lapilli tuff*** (Fisher & Schminke, 1984), secondo le abbondanze relative medie riportate in tabella 1.

	facies tl1	***facies tl2***
piroclasti con dimensione dei blocchi (φ > 64mm)	10 %	5 %
piroclasti con dimensione dei lapilli (φ 64-2mm)	50 %	35 %
piroclasti con dimensione della cenere (φ <2mm)	40 %	60 %

Tab. 1 - Composizione granulometrica delle facies tl1 e tl2 del membro del Tufo Lionato (VSN_l) (Diano, 2006).

Ciascuna facies è contraddistinta da un *range* di valori di resistenza a compressione uniassiale (q_c)[2], moduli elastici tangente e secante (E_t, E_s)[3], densità media (ρ) e contenuto d'acqua naturale (*w*), riferiti a provini cilindrici con rapporto di forma, altezza/diametro, H/D>2 (tab. 2; Diano (2006).

	facies tl1	***facies tl2***
resistenza a compressione uniassiale (q_c)	5,5 MPa	8,1 MPa
modulo elastico tangente (E_t)	1,8 GPa	2,7 GPa
modulo elastico secante (E_s)	0,9 GPa	1,7 GPa
densità media (ρ)	1,6 g/cm^3	1,6 g/cm^3
contenuto d'acqua naturale (w)	13,5 %	9,1 %

Tab. 2 - Principali parametri fisico-meccanici delle facies tl1 e tl2 del membro del Tufo Lionato (VSN_l) (Diano, 2006).

2. - Rappresenta il valore di resistenza massimo che un materiale può sopportare prima della rottura.

3. - Il modulo tangente è definito come il gradiente della curva tensione-deformazione limitatamente al tratto lineare; il modulo secante è definito come il gradiente della retta che nella curva tensione-deformazione approssima il tratto con andamento non lineare compreso tra il punto di passaggio campo elastico/campo elasto-plastico e il valore di rottura.

PROGETTO CARG

Nel membro supe0riore delle Pozzolanelle (VSN_2) sono riconoscibili almeno quattro litofacies geotecniche distinte in base alle variazioni dell′abbondanza relativa tra i vari componenti, del grado di litificazione (tab. 3) e, infine, in funzione del livello stratigrafico entro la colata piroclastica; si ha: pz1 (facies delle Pozzolanelle *s.s.*), pz2 (facies litoide delle Pozzolanelle), pz3 (facies di breccia piroclastica) e pz4 (facies ricca in frazione cineritica).

La *facies pz1* è la più rappresentata in affioramento e rappresenta il corpo della colata piroclastica; si presenta da coerente a incoerente, con alto grado di porosità; presenta tipico colore grigio con variazioni sulle tonalità del grigio-verdastro.

La *facies pz2* ha carattere locale ed è presente solo presso la Tenuta di Torre Tignosa in località Selvotta; si presenta litoide, a struttura massiva, con tipico colore grigio-giallognolo. La sua genesi è legata probabilmente ad attività idrotermale i cui fluidi hanno interagito con la pozzolana segregando nelle porosità del materiale delle idrotermaliti *litoidi* (solfati, fosfati, etc.) che hanno originato un deposito cementato: i minerali di segregazione idrotermale sono disposti a cemento di frammenti di clasti litoidi preesistenti.

La *facies pz3* rappresenta la breccia piroclastica: in questa facies è compresa sia la *breccia di Colle Fumone* (VSN_{2b}) co-ignimbritica, intercalata tra il tufo lionato e le pozzolanelle che le facies più grossolane presenti all′interno del corpo dell'ignimbrite. Tale facies è distribuita nel settore NO del distretto vulcanico dei Colli Albani.

La *facies pz4* è riferibile alla porzione di ″tetto″ dell'ignimbrite delle Pozzolanelle.

	facies pz1	***facies pz2***	***facies pz3***	***facies pz4***
piroclasti con dimensione dei blocchi (φ > 64mm)	2-3 %	1-2%	30 %	1 %
piroclasti con dimensione dei lapilli (φ 64-2mm)	60-80 %	85 %	70 %	25-30 %
piroclasti con dimensione della cenere (φ <2mm)	10-40 %	15 %	<1 %	70-75 %
classificazione*	lapillistone - lapilli tuff	lapillistone	tuff-breccia	lapilli tuff - tuff

* Fisher & Schminke, 1984.

Tab. 3 - Composizione granulometrica delle facies pz1, pz2, pz3 e pz4 del membro delle Pozzolanelle (VSN_2) (Diano, 2006).

Si riportano di seguito i valori medi dei principali parametri meccanici di riferimento: resistenza a compressione uniassiale (q_c), moduli elastici tangente e secante (E_t, E_s) e ampiezza del campo elasto-plastico ($\varepsilon_p/\varepsilon_s$), anche in questo caso

PROGETTO CARG

riferiti a provini cilindrici con rapporto di forma, altezza/diametro, H/D>2 (Diano, 2006) (tab. 4).

	facies pz1	*facies pz2*	*facies pz4*
resistenza a compressione uniassiale (qc)	2,3± 0.6 MPa	7,8± 2,5 MPa	0,8 MPa
modulo elastico tangente (Et)	1,1± 0,4 GPa	3,2± 1,1 GPa	0,3± 0,1 GPa
modulo elastico secante (Es)	0,5± 0,1 GPa	1,5± 0,8 GPa	0,1± 0,06 GPa
campo elasto-plastico ($\varepsilon_p/\varepsilon_s$)	42 %	15 %	52 %
densità media (ρ)	1,7 g/cm^3	1,7 g/cm^3	1,6 g/cm^3
contenuto d′acqua naturale (w)	7,9 %	9,1 %	8,5 %

Tab. 4 - Principali parametri fisico-meccanici delle facies pz1, pz2 e pz4 del membro delle Pozzolanelle (VSN$_2$) (Diano, 2006).

La facies qui denominata pz4 è stata esaminata dal Ventriglia (2002) ed indicata come tufo di Villa Senni (tab. 5).

Località	Caratteristiche fisiche					Caratteristiche granulometriche		
	Prof. (m)	peso specifico (g/cm^3)	peso di volume (g/cm^3)	acqua naturale (%)	sat. (%)	G (%)	S (%)	L (%)
Fermata Metro Anagnina	10	2,54	1,79	34	97	40	46	14
	20		1,63	42		27	52	21
	31	2,50	1,78	31	95	47	39	14

Località	Caratteristiche meccaniche		Caratteristiche di compressibilità						
	prove di taglio		σ (kg/cm^2)	0,25-0,50	0.5-1	1-2	2-4	4-8	8-16
	c (kg/cm^2)	ϕ	Modulo edometrico E' (kg/cm^2)						
Fermata Metro Anagnina	0	40°		87	58	68	112	180	277
	0	50°							
	1.30	30°		50	51	74	111	183	309

Tab. 5 - Caratteristiche tecniche del tufo di Villa Senni (Ventriglia, 2002).

PROGETTO CARG

Anche per la facies pz1 (**VSN_2**) sono state eseguite ad opera del Ventriglia (2002) numerose analisi di laboratorio su campioni di pozzolana prelevati in varie località: ad est della città di Roma, presso le zona di Annunziatella e di Torrenova, nella zona meridionale di Roma, nella zona della Cecchignola e di Pomezia.

I risultati sono riassunti, di seguito, in forma sintetica.

Caratteristiche Fisiche

		valori più frequenti
peso specifico reale (g/cm^3)	2,56 - 2,94	2,66 - 2,68
peso dell'unità di volume (g/cm^3)	1,40 - 1,95	1,50 - 1,69
contenuto naturale d'acqua (%)	15 - 60	28 - 40
porosità (%)	40 - 65	45 - 55
saturazione	0,70 - 1	0,80 - 0,92

Caratteristiche Granulometriche

		valori più frequenti
ghiaia (%)	0 - 35	12 - 30
sabbia (%)	20 - 90	40 - 65
limo (%)	5 - 55	15 - 45
argilla (%)	0 - 32	2 - 15

Caratteristiche di Consistenza

Limite di liquidità (LL)	16 - 44 %
Limite di plasticità (LP)	8 - 20 %
Indice di plasticità (IP)	13 - 20 %

Caratteristiche Meccaniche

Le prove di resistenza a compressione semplice hanno fornito valori del carico di rottura molto variabili e compresi tra 1,50 e 32 kg/cm^2 (σ 0,15 - 3,14 MPa)[4]. Le prove di compressione triassiale hanno fornito per l'angolo d'attrito il valore zero e per la coesione c_u valori compresi fra 0,35 e 1 kg/cm^2 (Ventriglia, 2002), come di seguito riportato (tab.6).

Località di prelievo	**Coesione (kg/cm^2)**	**Angolo d'attrito (f°)**
Torrenova	0,05 - 0,1	25° - 27°
Torrenova	0,1 - 0,4	22° - 27°
L'Annunziatella	0,0 - 0,30	25° - 38°
L'Annunziatella	0,0 - 0,25	37° - 44°
Tor Bella Monaca	0,0 - 0,1	27° - 35°
Roma Sud Est	0,0 - 0,3	30° - 40°

Tab. 6 - Valori della coesione e dell'angolo di attrito per la facies pz1 (VSN_2) (Ventriglia, 2002).

4. - Si ricorda che 1 kg/cm^2 equivale a 0.098 MPa.

PROGETTO CARG

Invece, le determinazioni eseguite su alcuni campioni provenienti dalla zona di Pomezia, per le pozzolane grigie, danno i seguenti valori delle principali caratteristiche tecniche (Ventriglia, 1990):

massa volumica reale (peso specifico): 2,63-2,71 g/cm^3;

massa volumica apparente (peso volume): allo stato naturale 1,36-1,72 ton/m^3; allo stato secco 1,28-1,58 ton/m^3;

determinazione granulometria: sabbia limosa; sabbia limosa e ghiaiosa; sabbia ghiaiosa debolmente limosa[5];

forma dei granuli: irregolari e molto diverse, per lo più sferoidali ed ellissoidiche;

stato delle superfici dei granuli: in assoluta predominanza molto scabro in ogni frazione granulometria;

porosità: 42-53%;

indice dei pori: 0.72-1.10.

Diversamente dalle Pozzolanelle, il Tufo lionato è stato ripetutamente studiato ed analizzato in laboratorio in virtù delle buone caratteristiche tecniche che lo contraddistinguono e su campioni provenienti da varie località: sono stati così esaminati campioni provenienti da Monte Verde, da presso ponte Nomentano, da Pietralata, dalla Cecchignola, dalla zona di Pomezia, ecc. (Ventriglia, 2002). Dal complesso di analisi eseguite, secondo l'autore, si possono ritenere acquisiti i valori delle caratteristiche tecniche di seguito riportati.

Caratteri fisici

peso specifico reale (g/cm^3): 2,41 - 2,68 valori più frequenti 2,60 - 2,66

peso dell'unità di volume (g/cm^3): 1,51 - 1,94 valori più frequenti 1,55 - 1,65

peso dell'unità di volume (g/cm^3): 1,20 - 1,32

porosità (%): 40 - 53

Prove di compressione semplice

materiale asciugato in stufa a 50°

resistenza alla rottura (kg/cm^2): 88 - 239 valori più frequenti 115 - 130

assorbimento di acqua[6](percento in peso): 1 - 10

materiale dopo 90 giorni di immersione in acqua

resistenza (kg/cm^2): 10 - 45 valori più frequenti 20 - 35

umidità (%): 25 - 38

coefficiente di compressibilità[7] (cm^2/kg): $6 \cdot 10^{-6}$ - $3 \cdot 10^{-5}$

5. - Tali definizioni si riportano solo per motivi storici e bibliografici, oggi non è più corretto utilizzarli in quanto vetusti e sostituiti dalle più recenti classificazioni (Gillespie & Styles, 1999; Fisher & Smith, 1991; Le Maitre *et alii*, 1989 ; Cas & Wright, 1987; Fisher & Schminke, 1984; Fisher, 1966; Fisher, 1961).

6. - Il valore rappresenta la differenza del peso del campione immerso in acqua per 48 ore e di quello del campione essiccato in stufa a 50° diviso per quest'ultimo peso ed espresso in percento.

7. - Si indica come coefficiente di compressibilità l'inverso del modulo di elasticità longitudinale.

PROGETTO CARG

Altri dati riferiti dal Ventriglia (1990) sulle caratteristiche tecniche del Tufo lionato sono i seguenti:

massa volumica apparente (peso volume): variabile da 1,4 a 1,94 ton/m^3;

percentuale dei vuoti: 30%;

assorbimento di acqua in percento in peso: variabile da circa 1% a circa il 10%;

carico di rottura a compressione

del materiale asciutto[8]: variabile da circa 50 kg/cm^2 a circa 240 kg/cm^2 con valori più frequenti fra 80 e 80 kg/cm^2.

In De Casa *et alii* (1999), in cui viene studiato il Tufo lionato nei monumenti romani, sono contenuti molti dati riguardanti le caratteristiche fisiche e meccaniche di tale litofacies, tuttavia non viene mai menzionata la facies particolare di provenienza (gialla o arancio-rossiccia). Le differenze tessiturali tra le varie facies del tufo lionato conducono a sensibili variazioni nei valori delle porosità, come si può vedere dai dati sintetizzati in tabella 8 e ottenuti secondo le norme ASTM D 4404-84 (1991). Vi sono facies come quella di Torre Angela con oltre il 52% di porosità ed altre come quella di Tor Cervara con il 26% (De Casa *et alii*, 1999).

Da un lavoro eseguito da Di Manna (1997), si ha un'indicazione sulla distribuzione delle dimensioni dei pori nel tufo lionato: sono stati analizzati 4 campioni di tufo provenienti dall'antico abitato di *Lavinium* (Pomezia) con un porosimetro a mercurio, secondo le procedure del Doc Normal 4/80 (1980), da cui risulta una porosità media del 30% (tab. 7).

Un parametro importante per la qualificazione dei materiali da costruzione, soprattutto per l'identificazione della presenza di discontinuità (fratture, giunti, porosità, etc.) è la misura della velocità di propagazione delle onde elastiche. Misure di velocità sia longitudinali (onde P) che trasversali (onde S) sono state eseguite su campioni prelevati presso Valleranello, in ottemperanza alle norme ASTM D 2845-90 (tab. 8) (De Casa *et alii*, 1999). Tra i vari caratteri tessiturali dei campioni che condizionano le velocità delle onde P ed S, la porosità sembra avere maggiore rilevanza: a campioni con maggiore porosità corrispondono velocità delle onde P ed S e moduli dinamici meno elevati.

Luogo di provenienza	*n°di prove*	*Porosità (%)*	*indice dei vuoti*	*n°di prove*	*peso di volume (kN/m^3) stato naturale saturo d'acqua a 110°C*			*peso specifico (kN/m^3)*	*imbibi-zione (%)*
Cecchignola	15	39,0 - 48,2 m = 42,5	0,64 - 0,93 m = 0,73	5	13,2 - 14,5 m = 14,1	15,8 - 17,3 m = 16,8	12,1 - 13,2 m = 12,8	23,3	30 - 32
Divino Amore	5	34,2 - 38,3 m = 36,2	0,52 - 0,62 m = 0,52	1	15,9	18,7	15	24,3	37 - 41
Torre Angela	15	50,0 - 55,9 m = 52,3	1,00 - 0,93 m = 1,10	4	12,5 - 13,1 m = 12,9	16,4 - 16,9 m = 16,7	11,6 - 12,2 m = 12	26,2	24

8. - Il carico di rottura a compressione in genere si riduce ad una metà o anche ad un terzo nei campioni tenuti a lungo in acqua.

PROGETTO CARG

Campidoglio	1	38,6	0,63						23,2
XIII Are, Lavinium (Di Manna, 1997)	4	26,2 - 36,4 m = 30,1	0,36 - 0,57 m = 0,43					29,1	
Valleranello (Pezzola, 1996)	27	38,3 - 44,4 m = 39,3	0,62 - 0,80 m = 0,65	27	13,0 - 14,0 m = 13,5	17,3 - 18,5 m = 17,6		23,89	20,0 - 24,0 m = 21,3
Valleranello (Lupino & Bosi, 1968)	5	m = 30,9	0,45		16,1 - 16,8 m = 16,5			23,6 - 24,1 m = 23,7	29,0
Tor Cervara (Marini, 1992)	1	25,9	0,35						25,3
Tor Cervara (Penta, 1956)	3	m = 32,3	0,48		15,2				16,0*
Tor Cervara, Rustica (Penta, 1956)					13,7 - 16,4				
Tufo di Monteverde (Vitali, 1993)	2	25,9 - 27,9 m = 26,9	0,35 - 0,39 m = 0,37		15,69				19,23
Tufo di Monteverde (Penta, 1956)	6				15,5 - 19,0				8,8*
Settecamini A (Ottaviani, 1988)	1	43	0,75	1			14,0	24,6	
Settecamini B (Ottaviani, 1988)	1	39	0,64	1			15,7	25,8	
Gallicano (Ottaviani, 1988)	1	37	0,59	1			16,1	25,6	
Ardea Tor S.Lorenzo (Camponeschi et alii, 1982)	14	51,5 - 52,0 m = 51,7	1,06 - 1,09 m = 1,08	14	14,2 - 15,9 m = 15,1	15,1 - 16,6 m = 15,9	11,4 - 13,1 m = 12,3	24,42 - 24,81	23,0 - 30,0
Pomezia (Lupino & Bosi, 1968)	15	47,0 - 53,0	0,88 - 1,12	12	11,8 - 13,0 m = 12,4			24,13 - 25,99	24,9 - 37,6

* 48 h in acqua ed essiccato a 50°C.

Tab. 7 - Sintesi dei dati riguardanti porosità, peso di volume, peso specifico e di imbibizione del membro del Tufo Lionato (VSN_1) (De Casa et alii, 1999).

PROGETTO CARG

Ancora in De Casa *et alii* (1999), sono state eseguite prove di compressione uniassiale ad espansione laterale libera su provini cilindrici, con diametri variabili da 60 a 80 mm, secondo le norme ASTM D 2938-86 e prove di trazione indiretta, secondo le norme ASTM D 3967-86.

Luogo di provenienza	*n° di prove*	*onde P (m/s)*	*onde S (m/s)*	*modulo dinamico (GPa)*	*coefficiente di Poisson dinamico*
Cecchignola	10	2054 - 2486 m = 2327	1013 - 1383 m = 1164	3,88 - 6,57 m = 5,04	0,20 - 0,40
Divino Amore	11	1409 - 1879 m = 1617	875 - 1062 m = 902	1,99 - 3,87 m = 2,69	0,17 - 0,34
Torre Angela	4	2242 - 2870 m = 2524	1282 - 1458 m = 1351	6,89 - 9,06 m = 7,62	0,29 - 0,34
Valleranello (Pezzola, 1996)	27	1668 - 1995 m = 1788	-	-	-

Tab. 8 - Velocità delle onde P ed S, modulo dinamico e coefficiente di Poisson in campioni di Tufo Lionato (VSN$_1$) (De Casa et alii, 1999).

I risultati riguardanti la compressione su provini secchi e saturi presentati da Penta (1956) e Lupino & Bosi (1968) sono riportati in tabella 9, dove si evidenzia un accentuato peggioramento delle caratteristiche meccaniche del materiale all'aumentare del periodo di imbibizione e variabile da luogo a luogo.

	provini secchi	*provini saturi (30 gg di immers. in acqua)*	*provini saturi (90 gg di immers. in acqua)*
n° di prove	2	2	2
Tor Cervara (MPa) (Penta, 1956)	6,63 - 7,51	2,88 - 4,89	-
n° di prove	5	5	5
Monteverde (MPa) (Penta, 1956)	8,14 - 23,44 m = 13,89	-	-
n° di prove	3	3	3
Villa Mancini (MPa) (Lupino & Bosi, 1968)	m = 9,1	m = 4,24	m = 2,35
Fosso Trigoria (MPa) (Lupino & Bosi, 1968)	m = 6,4	-	-

PROGETTO CARG

Tenuta Falcognana (MPa) (Lupino & Bosi, 1968)	m = 7,69	m = 2,51	m = 3,61
Via della Solforata (MPa) (Lupino & Bosi, 1968)	m = 4,16	m = 3,14	m = 1,57
Via della Solforata (MPa) (Lupino & Bosi, 1968)	m = 14,9	m = 8,71	m = 9,96

Tab. 9 - Risultati di prove di compressione su provini sia secchi che saturi di Tufo Lionato (VSN_l) (De Casa et alii, 1999).

In tabella 10 sono riportati i risultati presentati da De Casa *et alii* (1999), confrontati con altri dati di letteratura: secondo tali autori si osservano distinti campi di variazione dei valori a seconda del sito di prelevamento. I bassi valori riscontrati per i campioni prelevati presso il Divino Amore potrebbero essere legati al minimo contenuto in zeoliti, in tale sito, rispetto ad altre località e a diverse posizioni di prelievo entro la colata piroclastica.

Luogo di provenienza	*n° di prove*	*resistenza a compressione (GPa)*	*coefficiente di Poisson*	*modulo secante (MPa)*	*modulo tangente (GPa)*	*resistenza a trazione (MPa)*
Cecchignola	4	8,40 - 10,90 m = 9,85	0,28 - 0,30	3,30 - 4,80	3,30 - 4,60	1,26 - 1,50
Divino Amore	5	3,70 - 5,70 m = 5,50	0,17 - 0,21	1,10 - 2,40	1,10 - 2,20	0,53 - 1,20
Torre Angela	3	11,0 - 16,6 m = 14,30	0,17	4,60 - 6,00	5,40 - 5,90	1,60
Valleranello 1 (Pezzola, 1996)	3	9,60 - 11,50 m = 10,73	-	1,65 - 2,29	2,43 - 3,31	-
Valleranello 2 (Pezzola, 1996)	5	6,30 - 7,70 m = 7,06	0,14 - 0,22	1,06 - 2,05	1,19 - 3,96	0,82
Valleranello 3 (Pezzola, 1996)	7	7,40 - 11,50 m = 9,00	0,14 - 0,21	2,65 - 5,12	3,27 - 5,30	-

Tab. 10 - Risultati delle prove di resistenza meccanica con misura delle deformazioni effettuata in condizioni standard su provini cilindrici di Tufo Lionato. I valori dei moduli elastici e dei coefficienti di Poisson sono stati calcolati al 50% del carico di rottura (De Casa et alii, 1999).

Anche in Camponeschi *et alii* (1982), che presentano dati relativi a prove di compressione uniassiale e a trazione indiretta, si evidenziano bassi valori di resistenza per i campioni provenienti dal Divino Amore. In tabella 11 è riportato un confronto

PROGETTO CARG

tra i dati presentati da De Casa *et alii* (1999) e da Camponeschi *et alii* (1982).

Luogo di provenienza	*stato fisico*	*n° di prove*	*carico di rottura uniassiale (MPa)*	*n° di prove*	*carico di rottura a trazione (MPa)*
Cecchignola	stato naturale	6	5,58 - 11,05 m = 7,23	15	0,65 - 1,50 m = 1,09
	saturo d'acqua	5	4,16 - 7,46 m = 6,03	-	-
Divino Amore	stato naturale	6	3,60 - 5,06 m = 4,55	25	0,34 - 0,90 m = 0,62
	saturo d'acqua	4	2,52 - 4,06 m = 3,27	-	-
Torre Angela	stato naturale	1	11,44	15	0,35 - 2,29
	saturo d'acqua	1	8,40	-	-
Ardea Tor S.Lorenzo (Camponeschi et alii, 1982)	stato naturale	14	5,34 - 12,36 m = 9,42	17	1,47 - 2,04 m = 1,82
	essiccato a 18°C	14	2,50 - 10,30 m = 7,73	9	0,74 - 0,98 m = 0,84
	essiccato a 110°C	11	3,82 - 9,27 m = 6,92	19	0,21 - 1,04 m = 0,66
	saturo d'acqua	9	0,41 - 1,85 m = 1,24	-	-

Tab. 11 - Risultati delle prove di carico uniassiale e di carico di rottura a trazione indiretta su provini cilindrici di Tufo Lionato (De Casa et alii, 1999).

Pozzolane Nere (PNR). Meno diffusi, rispetto agli studi sulla formazione di Villa Senni, sono quelli relativi alle Pozzolane Nere; si segnalano i dati fisico-meccanici riportati in Ventriglia (2002), con riferimento alle località di campionamento ed alle prove geomeccaniche eseguite.

Lo studio delle proprietà geotecniche delle Pozzolane Nere è stato eseguito su campioni provenienti dal fosso di Vigna Murata, dalla zona della Cecchignola e dalla zona di Pomezia.

I risultati delle indagini di laboratorio, per le pozzolane provenienti dalla zona di Pomezia, sono sintetizzati di seguito.

Caratteri fisici

peso specifico dei granuli (g/cm^3) 2,60

peso dell'unità di volume (g/cm^3) 1,34

PROGETTO CARG

peso dell'unità di volume secco (g/cm^3)	1,21
umidità naturale (%)	10,7
porosità (%)	53

Granulometria

Grado di disuniformità (D_{60}/D_{10}) variabile da 7 e 31

Dimensioni dei granuli: tutti di dimensioni inferiori a mm 4,76 e dallo 0 al 4% con dimensioni inferiori a 0,012 mm.

Forma dei granuli

Irregolare: per lo più sferoidale od ellissoidica

Stato della superficie: in assoluta predominanza scabra in ogni frazione granulometrica.

Altri dati, sempre riferiti dal Ventriglia (1990), sulle caratteristiche tecniche delle Pozzolane Nere, determinate su campioni provenienti da cave della zona delle Tre Fontane, sono i seguenti:

massa volumica (peso specifico):	2,60 g/cm^3;
massa volumica apparente (peso volume):	allo stato naturale 1,35 ton/m^3;
	allo stato secco 1,21 ton/m^3;
umidità naturale:	10,7%;
porosità:	53%;
indice dei pori:	1,10.

Cecconi (1999) studia il comportamento meccanico delle Pozzolane Nere attraverso un'approfondita indagine sperimentale articolata in prove edometriche ed in prove triassiali di tipo convenzionale e a percorso di carico controllato a basse, medie ed alte pressioni di confinamento.

Le prove di laboratorio, eseguite su campioni naturali, parzialmente saturi e congelati, hanno permesso di acquisire una serie di dati riguardo sia le proprietà fisiche che meccaniche.

Riguardo le caratteristiche fisiche, l'autore indica che le Pozzolane Nere si presentano relativamente omogenee alla scala dell'ammasso, ma evidenziano una marcata eterogeneità alla scala dell'elemento di volume. Dal punto di vista granulometrico sono costituite da lapilli, per il 65% in vol., e da cenere, per la restante parte. Presentano un peso specifico pari a g_s= 26.43 kN/m^3, una porosità n≈0.44%. Il contenuto d'acqua w varia nell'intervallo 0.10÷0.16, con un valore medio w_m= 0.13 ed una deviazione standard σ= 0.0174. Il grado di saturazione, S_r, risulta pari a 0.44±0.10. I principali parametri fisici sono riassunti in tabella 12.

PROGETTO CARG

w_o (%)	G_s	γ (kN/m3)	γ_d (kN/m^3)	n (%)	S_r (%)
13	2,69	17,7	14,6	44	44

Tab. 12 - Valori medi caratteristici delle proprietà indici delle Pozzolane Nere (Cecconi, 1999).

Dal punto di vista meccanico le Pozzolana Nere sono assimilabili ad un terreno granulare con struttura; le analisi microstrutturali condotte dall'autore hanno permesso di stabilire che i grani sono giustapposti ed incastrati fra di loro in modo disordinato, ma comunque sufficienti a garantire stabilità ai versanti naturali o ai fronti di cava, anche per diverse decine di metri di altezza. La resistenza a compressione uniassiale assume valori compresi tra 1,2 e 2 MPa, tanto da collocare tale materiale, come peraltro anche le altre pozzolane, nella classe delle rocce tenere.

Pozzolane Rosse (RED). Ancor meno diffusi sono i dati relativi alle Pozzolane Rosse.

In Ventriglia (2002) le Pozzolane Rosse sono definite un tufo incoerente caratterizzato dalla presenza di scorie delle dimensioni fino ad alcuni decimetri, di blocchi di lava e di un materiale (microscoriaceo) cineritico che nell'insieme dona alla massa il particolare colore rosso violaceo, da cui il nome. Dall'analisi granulometria risulta che soltanto una frazione modesta, compresa tra il 2% e il 5%, presenta dimensioni inferiori a 0.015 mm.

Le prove tecniche eseguite sulla pozzolana rossa, qui di seguito riportate, sono state effettuate su campioni provenienti da varie località.

Caratteristiche fisiche

		valori più frequenti
peso specifico (g/cm^3)	2,52 - 2,84	2,70 - 2,80
peso dell'unità di volume (g/cm^3)	1,02 - 2,04	1,56 - 1,90
contenuto naturale d'acqua (%)	22 - 54	35 - 40
porosità (%)	41 - 72	48 - 55
saturazione (%)	79 - 97	94 - 97

Caratteristiche granulometriche

ghiaia (%)	0 - 42	2 - 7
sabbia (%)	0 - 63	30 - 45
limo (%)	4 - 86	30 - 50
argilla (%)	2 - 60	15 - 30

Coefficiente di uniformità (D_{60}/D_{10}) da 15 a 18.

PROGETTO CARG

Tutto il materiale ha dimensioni inferiori a 4,75 mm e soltanto il 2,7 - 4,5% ha dimensioni inferiori a 0,15 mm.

Caratteristiche di consistenza

limite di liquidità (LL) (%)	40 - 75	45 - 65
limite di plasticità (Lp) (%)	21 - 53	30 - 40
indice di plasticità (IP) (%)	7 - 34	10 - 25
indice di consistenza (Ic)	0,37 - 1,15	0,72 - 0,95
attività (A)	0,21 - 0,55	0,3 - 0,4

Caratteristiche meccaniche

Le prove di resistenza a compressione a deformazione laterale libera (dll) hanno fornito valori da 0 a 8,4 kg/cm^2 con valori più frequenti tra 1,3 e 1,9 kg/cm^2.

Alla prova di taglio diretto c.d. la coesione è risultata variabile da 0 a 1,1 kg/cm^2 con valori più frequenti fra 0 e 0,4 kg/cm^2 e l'angolo d'attrito interno è risultato compreso fra 15° e 42° con valori più frequenti fra 25° e 36°.

I valori delle coppie coesione-angolo d'attrito sono indicati nella figura 16.

Le prove di compressibilità edometrica hanno fornito per E' i seguenti intervalli di valori riportati nella seguente Tabella 13:

σ (kg/cm^2)	0.5 - 1	1 - 2	2 - 4	4 - 8	8 - 16	16 - 32
E' (kg/cm^2)	29 - 38	38 - 50	45 - 59	67- 100	125 - 200	278 - 312

Prove di compressione in situ

Le prove sono state eseguite in una cava di pozzolana in località Tre Fontane da Martinetti & Ribacchi (1965). I risultati, anche se relativi ad un sito ubicato al di fuori dell'area in esame, sono comunque riportati qui di seguito in forma schematica perchè ritenuti significativi per questa litofacies:

Sollecitazione all'apparire delle prime lesioni	(kg/cm^2)	0,34 - 2,25
Sollecitazione a rottura	(kg/cm^2)	0,62 - 2,79
Deformazione unitaria a rottura nella direzione del carico		0,61 - 1,71

Le curve sforzi (σ)/deformazioni (ε) (fig. 17), nel tratto centrale approssimativamente rettilineo, hanno consentito di determinare il valore del rapporto Dσ/DΣ del materiale che è risultato di circa 2,50 kg/cm^2 nell'intervallo degli sforzi 0,5÷1,5 kg/cm^2.

Prove di taglio in situ

Le prove di taglio in situ sono state eseguite da Martinetti & Ribacchi (1965)

PROGETTO CARG

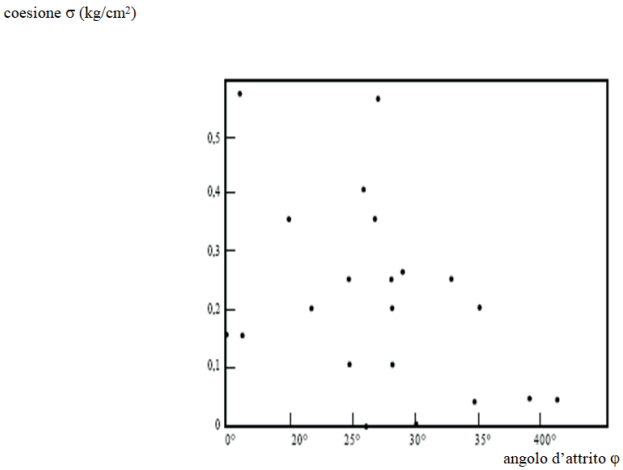


Fig. 16 - Valori della coesione e dell'angolo d'attrito relativi a campioni delle Pozzolane Rosse (Ventriglia, 2002).

nelle stesse nicchie in cui erano state effettuate le prove di compressione.
I risultati sono riportati in forma sintetica e sono rappresentati nella figura 18.

Sollecitazione verticale (kg/cm^2)	0,35 - 1,01
all'apparire delle prime lesioni (kg/cm^2)	0,34 - 0,92
Sollecitazioni di taglio a rottura (kg/cm^2)	0,66 - 1,14
Deformazione orizzontale media a rottura (%)	1,33 - 2,75

Il diagramma di figura 18 è interpolabile con la retta di Coulomb rappresentata e caratterizzata da un valore della coesione di circa 0.5 kg/cm^2 e da un angolo d'attrito di circa 34°. Tale risultato conferma che la pozzolana rossa è dotata in situ di una discreta coesione che si annulla per effetto del rimaneggiamento del materiale.

Infine, in Ventriglia (1990), per le Pozzolane Rosse, sono segnalate le seguenti caratteristiche tecniche:

massa volumica reale (peso specifico): 2,75 g/cm^3;
massa volumica apparente (peso volume): 1,6-1,9 ton/m^3;
prove di resistenza al taglio:
angolo di attrito: variabile nei diversi campioni da 30° a 43°;
coesione: 0-0,25 kg/cm^2;
compressibilità:
nell'intervallo di sollecitazione da 1 a 2 kg/cm^2 : 20,10^{-3} kg/cm^2;
nell'intervallo di sollecitazione da 10 a 20 kg/cm^2 : 5,10^{-3} kg/cm^2.

Tufi grigi. Tra le diverse varietà di tufi affioranti nell'area romana, degno di nota

PROGETTO CARG

è il *Cappellacio*, nome generico con cui veniva indicato un tufo grigio cineritico, a consistenza semilitoide, a grana da fine a grossolana, a tessitura compatta e spesso a struttura pisolitica (Ventriglia, 1990). In questi tufi non sono state aperte vere e proprie cave, ma sono stati utilizzati nelle prime costruzioni romane e in particolare in essi sono state scavate gallerie cimiteriali. Riguardo alle caratteristiche tecniche si riportano di seguito i risultati delle prove di laboratorio su campioni provenienti dalla zona delle Tre Fontane e dalla tenuta di Valleranello:

Tre Fontane

massa volumica reale (peso specifico): 2,75 g/cm^3;
massa volumica apparente (peso volume): 1,6-1,9 ton/m^3;
prove di resistenza al taglio:
angolo di attrito: 30°;
coesione media: 0,25 kg/cm^2;
compressibilità:
nell'intervallo di sollecitazione da 1 a 2 kg/cm^2 : 20,10^{-3} kg/cm^2;
nell'intervallo di sollecitazione da 10 a 20 kg/cm^2 : 5,10^{-3} kg/cm^2.

Valleranello

GETTO

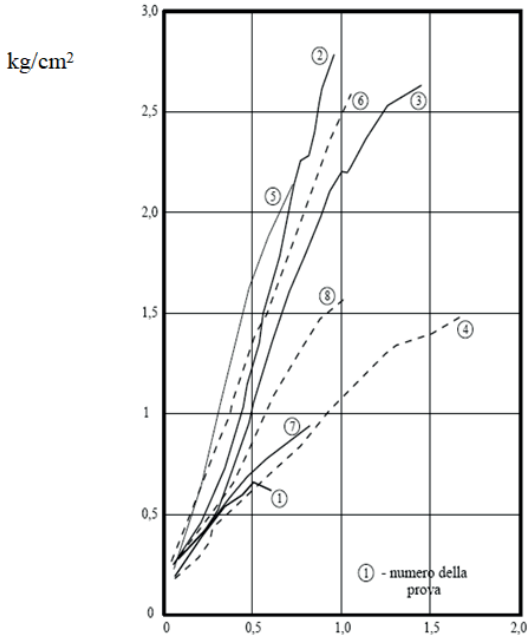


Fig. 17 - Pozzolane Rosse: diagrammi deformazioni/sforzi relativi alla prova di compressione in situ (Martinetti & Ribacchi, 1965).

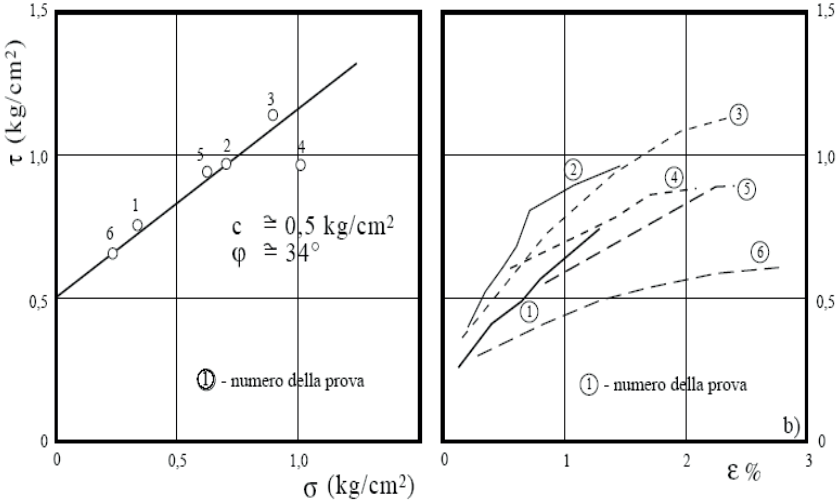


Fig. 18 - Pozzolane Rosse: prove di taglio in situ. a) retta di Coulomb; b) diagrammi deformazioni/sforzi (Martinetti & Ribacchi, 1965).

massa volumica reale (peso specifico): 2,37-2.50 g/cm^3;
massa volumica apparente (peso volume): 1,27-1,66 ton/m^3;
coefficiente di porosità reale: 30-40%;
coefficiente di imbibizione: 0,23-0,40;
grado di compattezza: 0,52-0,69;
angolo di attrito: circa 30°;
coesione: circa 0,25 kg/cm^2.

In Ventriglia (2002), per lo stesso tufo proveniente dalla tenuta di Valleranello, si hanno i seguenti valori:

Caratteri fisici

peso specifico (g/cm^3): 2,37 - 2,54
peso dell'unità di volume (g/cm^3): 1,27 - 1,66
coefficiente di porosità: 30% - 48%
coefficiente di imbibizione[9]: 0,23 - 0,40
grado di compattezza[10]: 0,52 - 0,69

Caratteristiche meccaniche

prova di taglio diretto (su campione argillificato):
coesione media: 0,25 kg/cm^2

9. - per coefficiente di imbibizione s'intende (Gm - G)/G, dove Gm è il peso del campione imbibito fino a peso praticamente costante e G è il peso dello stesso campione essiccato a 110°.

10. - Grado di compattezza = peso volume/peso specifico

PROGETTO CARG

angolo d'attrito: 30°
prova di compressione a d.l.l.:
carico alla rottura: 191 kg/cm^2.

E per lo stesso tufo, le caratteristiche geotecniche di campioni provenienti dai sondaggi eseguiti nella zona presso piazza dell'Alberone, invece si ha:

Caratteri fisici
peso specifico (g/cm^3): 2,60 - 2,70
peso dell'unità di volume (g/cm^3): 1,30 - 1,50
coefficiente di permeabilità cm/sec: 1,10-8

Caratteristiche meccaniche
prova di compressione a d.l.l.:
carico alla rottura: 90 - 100 kg/cm^2
prova brasiliana: 7,6 kg/cm^2

Le lave. Le lave laziali hanno avuto in ogni tempo particolare importanza per lo sviluppo edilizio di Roma e soprattutto per la realizzazione delle vie consolari; sono rappresentate dalla colata lavica di Capo di Bove, di Vallerano e dell'Acquacetosa. Alcune di esse sono ancora oggi oggetto di escavazione, come la lava di Vallerano (Ventriglia, 2002).

La lava di Vallerano (LLL) affiora lungo tutto il fosso di Vallerano fino al km 10-11 della Via Laurentina e continua ad affiorare lungo il fosso di Rio Petroso fin presso il Colle omonimo. L'estensione degli affioramenti è di 5-6 km e la larghezza massima è di oltre un chilometro.

I risultati delle prove di laboratorio sono riassunti, di seguito, in forma sintetica.

Caratteristiche tecniche
peso specifico reale (g/cm^3): 2,81 - 2,83
peso specifico apparente (g/cm^3): 2,75
peso d'acqua di cui si imbeve la roccia:

- dopo 12-13 gg d'immersione (oltre 90% del totale): 0.73% del peso del materiale asciutto
- dopo un anno d'immersione: ca 0.80%

resistenza a compressione (kg/cm^2)	2,856	(min. 2,418, max 3,200)
resistenza a trazione (kg/cm^2)	195	(min. 185, max 205)
resistenza a flessione (kg/cm^2)	446	(min. 325, max 750)
modulo di elasticità (kg/cm^2)	478,000	(min.378,000,max 604,000)

Altri dati sulle caratteristiche tecniche della lava di Valleranello (Ventriglia, 1990) sono riportate di seguito:

massa volumica reale (peso specifico): 2,80-2,85 gr/cm^3;

PROGETTO CARG

massa volumica apparente (peso volume): 2,73-2,79 ton/m^3;[11]
massa volumica del pietrisco non addensato: 1,4-1,5 ton/m^3;
porosità: 0,3-2,5%;
resistenza a compressione: 2400-3200 kg/cm^2, con valore medio 2850 kg/cm^2;
resistenza a trazione: 186-202 kg/cm^2, con valore medio 195 kg/cm^2;
resistenza a flessione: 328-750 kg/cm^2, con valore medio 446 kg/cm^2;
modulo di elasticità: 378000-604000 kg/cm^2, con valore medio 478000 kg/cm^2;
indice di usura[12]: 1,62-2,14 cm, con valore medio 1,8 cm;
coefficiente Los Angeles: 9-16%.

La lava dell'Acquacetosa, affiorante lungo il fosso omonimo presso il km 8.5 della Via Laurentina, e facente parte del *plateau* lavico di Vallerano (LLL) presenta le seguenti caratteristiche geotecniche, desunte dalle numerose prove meccaniche eseguite da diversi laboratori:

Caratteristiche tecniche

peso specifico apparente (g/cm^3)	2,77	(min. 2,70, max 2,80)
indice di usura[13]	1,87	(min. 1,60, max 2,20)
carico di rottura a compressione (kg/cm^2)	1,930	(min. 1,700, max 2,230)

La colata di Capo di Bove (FKBb) ha attratto da sempre in modo particolare l'attenzione degli studiosi e dei tecnici perché è la più vicina alla città di Roma, perché su di essa si sviluppa per alcuni chilometri la via Appia Antica ed infine perché è stata intensamente coltivata sui suoi fianchi, dove sono state aperte sin dai tempi dell'antica Roma numerose cave di pietra o pietrisco, per la pavimentazione stradale.

I risultati delle prove di laboratorio sono riassunti, di seguito, in forma sintetica.

Caratteristiche tecniche

peso specifico apparente (g/cm^3)	2,670	
volume percentuale dei vuoti	~ 4%	
carico di rottura a compressione (kg/cm^2)	2,700	(min. 2,200, max 3,100)
resistenza all'usura[14]	0,2÷0,3	

Unità freatomagmatiche del Litosoma Via dei Laghi . Ancor più rari sono i lavori, pubblicati, concernenti le caratteristiche geotecniche dei "peperini". Con tale termine, nel linguaggio tecnico e commerciale, è consuetudine indicare, nella

11. - Valori inferiori fino a 2.2 ton/m^3 si riferiscono alle parti più superficiali ed alla base della colata, dove la lava è più porosa.

12. - Altezza in mm abrasa sotto la pressione di 0,2 kg/cm^2 dopo un percorso di un chilometro.

13. - Altezza in mm abrasa sotto la pressione di 0,2 kg/cm^2 dopo un percorso di un chilometro.

14. - Spessore abraso per attrito radente; è posto uguale ad 1 lo spessore abraso dal calcescisto apuano.

PROGETTO CARG

regione laziale, alcune piroclastiti di colore per lo più grigio, litoidi, suscettibili d'impiego come materiali da costruzione e/o pietre ornamentali (Berry & Sciotti, 1974). Nella letteratura scientifica il termine peperino è stato riferito a formazioni vulcaniche diverse che nel loro complesso potevano presentare caratteristiche differenti da zona a zona; sono stati così indicati con il termine peperino, sia materiali da coerenti a litoidi, sia formazioni completamente incoerenti.

Tra le diverse unità piroclastiche identificate come peperini, alcune non sono mai state oggetto di coltivazione mineraria; altre lo sono state solo parzialmente per l'estrazione di piccole quantità di materiale impiegato localmente (peperino dei Sabatini, p. della Via Flaminia, ...); altre, malgrado siano ancora oggi coltivate e benché siano state largamente impiegate in passato, non hanno raggiunto la diffusione del Peperino di Albano (o Peperino di Marino, Berry & Sciotti, 1974).

Tale deposito affiora intorno al Lago di Albano. Lungo la Valle delle Petrare presso Marino, dove sono aperte numerose cave, si possono osservare spessori considerevoli, dell'ordine di 25-30 m. Le facies litoidi presentano, alla scala dell'affioramento, una fessurazione naturale sub-verticale che suddivide la roccia in voluminose masse poliedriche con dimensioni di alcune centinaia di metri cubi. Solo in alcuni casi la roccia presenta una fratturazione più fitta ed una bloccometria più minuta (Berry & Sciotti, 1974). Il peperino di Marino è stato utilizzato in epoca romana come pietra ornamentale per capitelli, are, colonne; attualmente è usato per soglie, gradini, stipiti, lastre di rivestimento ed altri impieghi per l'edilizia, ma anche per sculture e monumenti sepolcrali.

Su tale materiale sono state eseguite le determinazioni delle proprietà fisiche e meccaniche più importanti per la caratterizzazione geotecnica di queste rocce; i risultati sono riportati in tabella 14.

	n° di prove	***parametro***	***range di valori***	***valori medi***
peso dell'unità di volume	11	γ (g/cm^3)	2,005 ÷ 2,126	2,075
peso specifico reale	3	γ_s (g/cm^3)	2,570 ÷ 2,820	2,672
peso dell'unità di volume secco	7	γ_d (g/cm^3)	1,798 ÷ 1,998	1,947
porosità	7	n (%)	25 ÷ 32	27
coefficiente di imbibizione	7	i_p (%)	13 ÷ 18	14,3
resistenza a compressione uniassiale	6	σ_f (kg/cm^2)	262 ÷ 276	267

PROGETTO CARG

resistenza a trazione brasiliana	5	τ_p (kg/cm^2)	26,4 ÷ 35,9	31,6
modulo elastico secante		E sec$^{(50)}$ (kg/cm^2)		165000
modulo elastico secante		E sec$^{(100)}$ (kg/cm^2)		149000
coefficiente di Poisson		ν sec$^{(50)}$		0,163
coefficiente di Poisson		ν sec$^{(100)}$		0,173
modulo elastico tangente		E tg$^{(\sigma f/2)}$ (kg/cm^2)		107000
deformazione residua		ε_1 (%)		9
resistenza alla flessione		(kg/cm^2)		69
resistenza all'urto		(kgm)		0,25

Tab. 14 - Caratteristiche geotecniche del Peperino di Albano *(Berry & Sciotti, 1974).*

Infine, in Ventriglia (1990), per il peperino di Marino, qui detto di Albano, sono segnalate le seguenti caratteristiche tecniche:

massa volumica apparente (peso volume): 1,50-2,30 ton/m^3;

resistenza a compressione del materiale asciutto: 60-260 kg/cm^2, con valori più frequenti fra 130 e 150 kg/cm^2;

coefficiente di porosità: 6,5-3,2, con valori più frequenti fra 14 e 25;

assorbimento d'acqua (in percentuale in peso): 1,6-7, con valori più frequenti fra 4 e 4,5.

2.4.2. - *Successioni marine pre-orogeniche.*

Il reperimento di dati geotecnici riguardanti le rocce carbonatiche affioranti nell'area in esame è scarso; pertanto, solo a titolo di esempio, si riportano di seguito in tabella 16 alcuni parametri tecnici relativi ad alcuni calcari affioranti ai M. Lepini presso Sgurgola, ancora inediti.

PROGETTO CARG

Litologia	Unità Lito-tecniche[1] *	γ (N/m³)	σ_{ci} (Pa)	Ei (s_3=0) (Pa)	σ_{cj} (Pa)	E_j (s_3=0) (Pa)	φ_p (°)	c (Pa)	tension cut off (Pa)
Calcare cretacico	1a	2,38E+04	1,36E+08	6,09E+09	1,17E+08	5,26E+09	33	1,36E+07	6,80E+06
Calcare cretacico	1b	2,38E+04	1,36E+08	6,09E+09	1,06E+08	4,30E+09	33	1,36E+07	6,80E+06
Calcare cretacico	1c	2,38E+04	1,36E+08	6,09E+09	1,17E+08	5,20E+09	33	1,36E+07	6,80E+06
Calcare cretacico	2a	2,47E+04	1,08E+08	6,09E+09	9,64E+07	5,60E+09	35	1,08E+07	5,41E+06
Calcare cretacico	2b	2,47E+04	1,08E+08	6,09E+09	7,92E+07	3,82E+09	35	1,08E+07	5,41E+06
Calcare cretacico	2c	2,47E+04	1,08E+08	6,09E+09	8,12E+07	4,01E+09	35	1,08E+07	5,41E+06
Calcare cretacico	3	2,39E+04	3,95E+07	6,09E+09	3,07E+07	4,30E+09	33	3,96E+06	1,98E+06
Calcare miocenico	4a	2,29E+04	1,38E+08	6,09E+09	1,01E+08	3,82E+09	35	1,38E+07	6,92E+06
Calcare miocenico	4b	2,39E+04	1,38E+08	6,09E+09	1,04E+08	4,01E+09	35	1,38E+07	6,92E+06
Calcare miocenico	4c	2,44E+04	1,38E+08	6,09E+09	1,23E+08	5,60E+09	35	1,38E+07	6,92E+06
Calcare miocenico	5a	2,44E+04	1,19E+08	6,09E+09	8,74E+07	3,82E+09	35	1,19E+07	5,97E+06
Calcare miocenico	5b	2,44E+04	1,19E+08	6,09E+09	8,96E+07	4,01E+09	35	1,19E+07	5,97E+06
Calcare mioceni-co	5c	2,39E+04	1,19E+08	6,09E+09	1,06E+08	5,60E+09	35	1,19E+07	5,97E+06

Tab. 15 σci = resistenza a compressione semplice della roccia intatta
Ei = modulo elastico iniziale della roccia intatta
σcj = resistenza a compressione semplice dell'ammasso roccioso fratturato
Ej = modulo elastico iniziale dell'ammasso roccioso fratturato
tension cut off = resistenza a trazione dell'ammasso roccioso
φ e c sono sempre riferiti all'ammasso roccioso

PROGETTO CARG

2.4.3. - *Depositi Olocenici*

Travertini. La genesi dei travertini è legata alla circolazione profonda di acque sotterranee sature di carbonato di calcio ($CaCO_3$) in cui sono disciolti, a pressioni elevate gas caldi, come (CO_2, H_2S), di origine profonda. Le acque di falda, al termine del loro lungo percorso nel sottosuolo, raggiungono in superficie la sorgente venendo a contatto con l'atmosfera. La diminuzione di pressione e la conseguente fuga di gas dalla soluzione, provocano un cambiamento negli equilibri chimici tra la fase liquida e la fase gassosa determinando nei pressi della sorgente la precipitazione di $CaCO_3$ sotto forma di esili lamine di calcare. Questo processo di sedimentazione è molto veloce, favorendo in tempi geologici brevissimi (200-300 mila anni) la formazione di considerevoli spessori di roccia che prendono il nome di travertino. Nell'area in esame affiorano depositi carbonatici di esiguo spessore nella zona di Cisterna di Latina, con grado di compattezza da medio ad elevato e aspetto terroso-spugnoso.

In realtà, non si hanno dati relativi alle caratteristiche geotecniche di tali specifici litotipi, tuttavia a titolo di esempio si riportano quelli del travertino di Bagni di Tivoli, litotipo molto diffuso e utilizzato fin dall'antichità, sul quale esistono innumerevoli studi e analisi di laboratorio su campioni di provenienza locale. Di seguito si riportano in Tabella 17 alcuni dati relativi ad uno studio (CERI, 2006), in cui, sulla base dell'analisi delle stratigrafie di sondaggio è stato costruito un modello geologico, in cui i travertini risultano presenti in due distinte litofacies che presentano i seguenti caratteri principali:

RQD: (10-30 %);

	γ_d (kN/m^3)	φ (°)	q_c (MPa)	C (MPa)	E' (MPa)
unità litotecnica IV	23,9	29 *	54	18 *	6200 **
unità litotecnica V	23,9	30,5 *	110	36 *	9300 **

* Resistenza rilevata da prove UCS ed assunta pari ad 1/3 del valore di qc.
** Parametri equivalenti di ammasso desunti applicando il criterio di Hoek e Brown.

* 48 h in acqua ed essiccato a 50°C.

PROGETTO CARG

3. - RISCHIO VULCANICO

L'area dei Colli Albani su cui è posto l'areale del Foglio 388 "Velletri" è situata pochi chilometri a sud di Roma. Su di essa vi sono concentrate molte ed importanti attività antropiche primarie, secondarie e terziarie. L'area è di grandissimo valore storico-archeologico, essendo abitata e utilizzata da quasi tremila anni. Il tessuto economico ed urbano dell'area è stato ed è tuttora fortemente influenzato dalla struttura geologica. I Colli Albani sono un complesso vulcanico quaternario, la cui attività eruttiva, per quanto se ne sa, si è estesa fino a circa 20.000 anni fa e che tuttora presenta evidenze di attività di degassamento e sismica. Tali evidenze consentono di considerare il vulcano quiescente (De Rita *et alii*, 1995b; Chiarabba *et alii*, 1997; Funiciello *et alii*, 2003; De Benedetti *et alii*, 2008; Giordano *et alii*, 2006, 2010a; Carapezza *et alii*, 2010a). Il territorio è attualmente interessato da molti processi di instabilità dinamica legati all'interazione tra sviluppo economico-urbanistico ed assetto geologico che possono indurre rischi per le comunità che su di esso operano e risiedono. I Colli Albani sono caratterizzati ad esempio da una sismicità poco profonda (3-6 km) che si presenta sotto forma di sciami ricorrenti, con magnitudo da basse a intermedie e che interessa il territorio fino ai quartieri sudorientali di Roma (Amato & Chiarabba, 1995; Chiarabba *et alii*, 1997). Tale attività è legata all'attività del sistema geotermico profondo. Terremoti di origine tettonica possono invece avere magnitudo e profondità maggiori e la massima magnitudo aspettata è di 5.3 (www.protezionecivile.it).

Il settore nord-occidentale dei Colli Albani è caratterizzato da elevati contenuti in CO_2 e Rn disciolti nelle acque di pozzi e sorgenti (Pizzino *et alii*, 2002) e dalla presenza di zone a forte emissione di gas del suolo (Giggenbach *et alii*, 1988; Quattrocchi *et alii*, 2001; Chiodini & Frondini, 2001; Carapezza *et alii*, 2003, 2005, 2007; Beubien *et alii*, 2003; Carapezza *et alii*, 2010b). Emissioni di CO_2 e H_2S sono note sin dai tempi storici ed hanno creato di frequente problemi. Una delle zone più rilevanti si trova a Cava de' Selci, ed occupa una piccola depressione morfologica di circa 10.000 m^2, dove nella stagione invernale si forma una pozza stagnante in cui gorgoglia il gas. L'intensa emissione di gas più denso dell'aria (CO_2 e H_2S) produce un accumulo del gas tossico al suolo e ciò ha di recente causato la morte di 29 bovini (settembre 1999) e di 6 pecore (marzo 2000) che si erano avvicinati alla pozza per abbeverarsi. Il 30 dicembre 2000 un uomo ha perso la vita dopo essere scivolato in una buca del terreno determinatasi per il franamento del suolo in prossimità di un pozzo d'acqua. Le emissioni di gas rappresentano dunque un pericolo soprattutto nei locali seminterrati delle abitazioni (Carapezza *et alii*, 2003; 2005) o nelle infrastrutture poste nel sottosuolo. Diverse case della località di Cava de' Selci si trovano a pochi metri di distanza dalla manifestazione gassosa e i residenti sono esposti a un elevato rischio (Carapezza *et alii*, 2003). Il gas emesso è composto principalmente da CO_2 (circa il 98 % Vol.) e mostra un

PROGETTO CARG

apprezzabile contenuto in H_2S (intorno al 1% Vol.) e in metano (0,05% Vol.). Il flusso diffusivo emesso al suolo nell'area di circa un ettaro, mostra una grande variabilità tra i mesi estivi e quelli invernali, con un valore minimo di 9 ton/giorno ed uno massimo di 58 ton/giorno (Carapezza *et alii*, 2003). La concentrazione di CO_2 misurata supera spesso il limite di detezione strumentale pari a 3000 ppm. I valori più elevati si registrano per i due gas in assenza di vento, solitamente nelle ore notturne. I dati confermano quindi l'elevata pericolosità dell'area di Cava de' Selci (Carapezza *et alii*, 2003; 2005).

Dal punto di vista strutturale, le emissioni di gas più cospicue sono in corrispondenza di alti strutturali sepolti dalle coltri vulcaniche (Funiciello & Parotto, 1978; Chiodini & Frondini, 2001; Pizzino *et alii*, 2002; Funiciello *et alii*, 2003; Tuccimei *et alii*, 2006).

Emissioni anomale di Radon sono anch'esse frequenti (Pizzino *et alii*, 2002) e pericolose, a lungo termine, per la salute umana, a causa dei ben noti effetti cancerogeni di questo gas.

Recentemente è stata messa in luce la pericolosità associata al depauperamento della falda acquifera a causa dell'eccessivo sfruttamento per usi sia privati che agricolo-industriali, che negli ultimi trenta anni ha indotto un abbassamento medio di oltre 20 metri del tetto della zona satura (vedi § 5.2; cf. Regione Lazio, 2004; Capelli *et alii*, 2005). Tale abbassamento è stato indicato come un possibile fattore di pericolosità laddove la riduzione del volume di acqua di falda, e di conseguenza dei valori di flusso, insiste su volumi di roccia interessati da discontinuità vulcanotettoniche con risalita di gas endogeni in aree fortemente urbanizzate come l'area Albana. La solubilità del gas in acqua è infatti legata alla pressione idrostatica, a livelli differenti nel sottosuolo. Un'ovvia conseguenza è che l'abbassamento di diverse decine di metri della tavola d'acqua può ridurre consistentemente la quantità di CO_2 e di altri gas vulcanici che può essere disciolta in acqua, aumentando così il potenziale di rilascio di gas in aria. Inoltre gli acquiferi confinati nei livelli più profondi possono subire decompressioni consistenti come risultato della diminuzione della pressione idrostatica esercitata sugli *aquiclude* e di conseguenza diminuendo ulteriormente la solubilità dei gas in acqua. Ciò induce inoltre la saturazione in gas della falda a livelli sempre più superficiali, inquinando la risorsa.

Nell'area sono stati inoltre riscontrati i segnali della presenza di una falda in pressione ricca di gas, come i casi dell'esplosione del pozzo di Santa Palomba il 30 gennaio 1986, dell'eruzione di gas da vari pozzi presso Cava dei Selci e lungo la via Anagnina nel 2003 e nel 2008 (Carapezza & Tarchini, 2007), del repentino cambio delle condizioni termiche della falda a monte del Lago Albano, nel pozzo Barozze (da 10° a più di 100 °C il 7 dicembre 1988), e nella vasta zona compresa tra Ardea-Zolforata e il litorale tirrenico antistante (più volte dal 23 novembre 1980 all'ottobre 1998). In tale area, inoltre, si segnalano emissioni attive

PROGETTO CARG

di gas da vari punti, con flussi anche molto elevati e confrontabili con quelli dei vulcani attivi (Carapezza *et alii*, 2005), in una fascia corrispondente con una delle principali strutture tettoniche del settore occidentale dei Colli Albani a direttrice antiappenninica.

Circa i meccanismi di rilascio dei gas si ritiene che i volatili che essolvono dal sistema vulcanico profondo vengano intrappolati in sacche superficiali confinate da barriere a bassa permeabilità e che gli *shock* sismici, legati sia alla sismicità locale a bassa intensità sia ai terremoti fortemente energetici che ricorrono lungo la catena appenninica, possano innescare il rilascio improvviso di grandi quantità di gas. In una revisione del record storico dell'area albana sono stati individuati ad esempio almeno 15 eventi nei quali terremoti locali e appenninici hanno indotto emissioni anomale di gas, aumenti anomali di temperatura e variazioni di livello d'acqua negli acquiferi e nei laghi craterici di Albano e Nemi (Funiciello *et alii*, 2003). Lo studio di speleotemi calcarei depostisi in cave sotterranee di età romana hanno inotre evidenziato una ciclicità della deposizione di calcite legata con buona approssimazione ai terremoti più importanti dell'Italia centrale avvenuta nel corso delgi ultimi 200 anni (Tuccimei *et alii*, 2006).

I livelli a bassa permeabilità più superficiali sembrano invece avere una importanza determinante circa la localizzazione dell'emissione gassosa alla scala di dettaglio. Recenti lavori di escavazione operati nell'area di Cava dei Selci hanno ad esempio intaccato livelli argillosi posti a pochi metri di profondità dal piano campagna innescando un fortissimo rilascio di anidride carbonica. Tali fenomeni dimostrano che la conoscenza approfondita della stratigrafia e della geometria dei livelli più superficiali può rivestire un ruolo determinante in fase di pianificazione territoriale in quanto determina la propensione all'emanazione di gas nocivi in una determinata area.

L'area dove si concentrano la maggior parte dei fenomeni tardovulcanici è quella che si estende tra il Lago Albano, in corrispondenza dell'importante struttura geologica sepolta dell'alto di Ciampino e delle discontinuità vulcanotettoniche relative alla caldera (Funiciello *et alii*, 2003; Giordano *et alii*, 2006, 2010a). Quest'area è stata interessata dagli ultimi fenomeni eruttivi dei Colli Albani concentrati negli ultimi 100.000 anni, con intense eruzioni freatomagmatiche che hanno dato luogo ai crateri di Albano, Ariccia, Nemi, Valle Marciana, Quarto Laghetto e Prata Porci. Tutti questi crateri ospitano o hanno ospitato nel passato dei laghi.

La formazione del Tavolato, affiorante negli attigui fogli "Roma" ed "Albano Laziale", è un deposito complesso che forma una piana *laharica* nell'area che si estende tra il lago di Albano e Roma, verso nord-ovest. Tale formazione indica una storia post-eruttiva caratterizzata dalla formazione e messa in posto di frequenti *lahar*, da collocarsi nel *range* temporale compreso tra i circa 20.000 anni e l'epoca repubblicana di Roma (Funiciello *et alii*, 2003; Giordano *et alii*, 2005; De Benedetti *et alii*, 2008).

PROGETTO CARG

Funiciello *et alii* (2003) propongono che il meccanismo di formazione di questi *lahar* sia legato a fenomeni di *roll-over* del lago, con meccanismi simili a quelli avvenuti al lago Nyos in Cameroon nel 1986 (Kusakabe *et alii*, 1989), dove il forte accumulo di CO_2 in profondità associato ad instabilità della colonna d'acqua può dare origine a rilasci improvvisi di enormi quantità di CO_2 ed alla formazione di onde anomale. L'innesco può essere sia per iniezione di fluidi caldi al fondo del lago, sia per frane. Alcuni studi recenti realizzati con l'ausilio di rilievi batimetrici di dettaglio dei fondali del Lago Albano (Anzidei *et alii*, 2008) hanno indicato la sicura presenza sia di frane, sia di livelli di riva sommersi che indicano una forte dinamica positiva e negativa del livello del lago.

Il record stratigrafico registrato dai sedimenti carotati all'interno del Lago Albano (Chondrogianni *et alii*, 1996) indica la presenza, in più di un livello, di *hiatus* deposizionali anche di entità temporale significativa, l'ultimo dei quali compreso tra 7.500 e 4.500 anni fa. Tali *hiatus* potrebbero essere messi in relazione con repentine fluttuazioni del livello del lago, del tipo di quelle riportate nella "Storia di Roma" di Tito Livio, relativamente al periodo della guerra Veientana del IV secolo a.C. (Funiciello *et alii*, 2003; De Benedetti *et alii*, 2008). E' dunque possibile che tali *hiatus* nel Lago Albano, associati alle evidenze di decarbonatazione di gusci di conchiglie fossili, possano testimoniare simili antichi eventi di eruzioni di anidride carbonica dal lago. Attualmente il lago è monitorato periodicamente con profili verticali che misurano la T°C, il pH e la concentrazione dei gas disciolti (Funiciello *et alii*, 2002; Carapezza *et alii*, 2005).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Accordi B. (1964) - *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionali*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 595-633.

Accordi B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. Geol. Romana, **5**: 355-406.

Accordi B., Angelucci A. & Sirna G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 159 e Foglio 160, Frosinone e Cassino*. Roma, Nuova Tecnica Grafica, pp. 77.

Accordi B., Devoto G., La Monica G. B., Praturlon A., Sirna G. & Zalaffi M. (1969) - *Il Neogene dell'Appennino Laziale-Abruzzese. Commitee Mediterranean Neogene Stratigraphy*, Proc. IV Session, Bologna 1967; G. Geol., **35**, 235-268.

Accordi G. & Carbone F. (Ed.) (1988) - *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R., Prog. Fin. Geod., Quaderni Ric. Scient., **114 (5)**.

Accordi G., Carbone F., Civitelli G., Corda L., De Rita D., Esu D., Funiciello R., Kostakis T., Mariotti G. & Sposato A. (1988) - *Note illustrative della carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Quaderni. della Ric. Scient., **114(5)**: 223 pp.

Acocella V., Faccenna C. & Funiciello R. (1996) - *Elementi strutturali della media Valle Latina*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 501-518.

Adam J.-P. (2008) - *L'arte di costruire presso i Romani. Materiali e tecniche*. Longanesi d., Milano, pp. 370.

Alberti A. U., Bergomi C., Catenacci V., Centamore E., Cestari G., Chiocchini M., Chiocchini U., Manganelli V., Molinari-Paganelli V., Panseri-Crescenzi C., Salvati L. & Tilia-Zuccari A. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 389 Anagni*. Serv. Geol. d'It., pp. 42.

Alberti A., Dragone M., Manfredini M. & Segre A.G. (1967) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 150 Roma, scala 1:100.000 seconda edizione*. Serv. Geol. It.

Amato A. & Valensise G. (1988) - *Il basamento sedimentario dell'area albana: risultati di uno studio degli ejecta dei crateri idromagmatici di Albano e Nemi*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 761-784.

Amato A., Chiarabba C. (1995) - *Earthquake occurrence and crostal structure*. In Trigila R. (a cura di): The volcano of the Alban Hills, Tipografia SGS, Roma: 193-211.

Ambrosetti P. & Bonadonna F.P. (1967) - *Revisione dei dati sul Plio-Pleistocene di Roma*. Atti Accad. Gioenia di Sci. Nat., **18**: 33-70, Catania.

Anderson E.M. (1936) - *The dynamics of the formation of cone sheet, rink dykes and cauldron subsidence.* Proc. R. Soc. Edinb. **56**: 128-163

Andretta, D. (1987). *Cronologia Th-230 e modellistica evolutiva delle vulcaniti recenti del complesso vulcanico dei Colli Albani (Roma).* Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Roma" La Sapienza", Biblioteca Nazionale di Roma e Firenze.

Angelucci A. (1966) - La *serie miocenica della media Valle Latina (Frosinone)*. Geol. Romana, **5**, 425-452.

Angelucci A. & Devoto G. (1966) - *Geologia del Monte Caccume (Frosinone)*. Geol. Romana, **5**, 177-195.

Angelucci A., Devoto G. & Farinacci A. (1963) - *Le "Argille caotiche" di Colle Cavallaro a Est di Castro dei Volsci (Frosinone)*. Geol. Romana, **2**, 305-330.

Anzidei M., Carapezza M.L., Esposito A., Giordano G., Tarchini L. & Lelli M., (2008) *The Albano Maar Lake High resolution bathymetry and dissolved CO2 budget (Colli Albani District, Italy): constrains to hazard evaluation*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **151**: 258-268.

Astm D 2845-90 (1991) - *Standard test method for laboratory determination of pulse velocities and ultrasonic elastic constants of rocks.*

Astm D 2938-86 (1991) - *Standard test method for unconfined compressive strength of intact rock core specimens.*

Astm D 3967-86 (1991) - *Standard test method for splitting tensile strength of intact rock core specimens.*

Astm D 4404-84 (1991) - *Standard test method for determination of pore volume and pore volume distribution of soil and rock by mercury intrusion porosimetry*.

Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., laccarino S., Laurenzi M.A., Sbrana A., Vernia L. & Villa I.M. (1994) - *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **49**: 135-150.

Beaubien s.e., ciotoli g. & lombardi s. (2003) - *Carbon dioxide and radon gas hazard in the Alban Hills area (Central Italy).* J. Volcanol. Geother. Res., 123: 63-80.

Beccaluva L., Di Girolamo P. & Serri G. (1991) - *Petrogenesis and tectonic setting of the Roman volcanic Province, Italy*. Lithos, **26**: 191-221.

Beneo E. (1939) - *Sezione geologica della penisola Italiana dal Tirreno all'Adriatico attraverso l'appennino laziale-abruzzese*. Boll. R. Uff. Geol. D'Italia, **43**, 1-6.

Beneo E. (1947) - *La presunta finestra tettonica di Carpineto Romano nei Monti Lepini (Lazio)*. Boll. Uff. Geol. d'It., **70**, 153-170.

Bergomi C., Catenacci V., Cestari G., Manfredini M. & Manganelli V. (1969) - *Note Illustrative della Carta Geologica D'Italia, F° 171 Gaeta*. Servizio Geologico d'Italia, pp. 140.

Bergomi C., Centamore E., Chiocchini U., Molinari V., Salvati L. & Tilia A. (1974) - *Le torbiditi tortoniane della media valle del fiume Sacco (Lazio Centro-Meridionale) nel quadro dell'evoluzione strutturale della regione*. Boll. Serv. Geol. d'It., **95**, 29-68.

Bernardi A., De Rita D., Funiciello R., Innocenti F. & Villa I.M. (1982) - *Chronology and structural evolution of Alban Hills volcanic complex. Latium, Italy*. Filed-Guid to Workshop

PROGETTO ARG

on the explosive volcanism, S. Martino al Cimino.

Bernardini F., Funiciello R. & Parotto M. (1973) - *Considerazioni sedimentologiche su alcune intercalazioni brecciate nelle serie carbonatiche del Cretacico dei Monti Lepini (Lazio)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 127-155.

Berry P. & Sciotti M. (1974) - *I "Peperini" del Lazio*. Estratto degli Atti del 1° Convegno Internazionale sulla Coltivazione di Pietre e Minerali litoidi, sess.II. Torino, pp. 1-50.

Biddittu I., Cassoli P.F., Radicati Di Brozolo F. Segre A.G., Segre Naldini E. & Villa I.M. (1979) - *Anagni a K/Ar dated lower and middle Pleistocene site central Italy : Preliminary Report*. Quaternaria, **21**: 53-71.

Blanc A.C., Conforto B., Di Ricco G. & Sappa M. (1961) - Indagine sulle acque sotterranee dell'Agro Romano e Pontino. Cassa per il Mezzogiorno, doc. 5, Roma.

Boari E., Avanzinelli R., Melluso L., Giordano G., Mattei M., De Benedetti A.A., Morra V. & Conticelli S. (2009) - *Isotope geochemistry (Sr-Nd-Pb) and petrogenesis of leucite-bearing rocks from "Colli Albani" volcano, Roman Magmatic Province, Central Italy: inferences on volcanic evolution*. Bull. Volcanol., **71**: 977-1005.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1988) - Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio - scala 1:250.000. Regione Lazio, Assessorato alla Programmazione, Ufficio Parchi e Riserve Naturali - Università degli Studi "La Sapienza", Dipartimento di Scienze della Terra.

Boni C., Bono P., Capelli G., Rossi M.F. & Scholl C. (1981) - Tentativo di calcolo del bilancio idrologico nell'area albana nel periodo ottobre 1978 - settembre 1979. Atti del 2° Seminario informativo "Progetto Finalizzato Energetica - sottoprogetto Energia Geotermica", CNR, 2.

Brocchi G. (1817) - *Catalogo ragionato di una raccolta di rocce disposto con ordine geografico per servire alla geognosia dell'Italia*. Milano, pp. 232.

Brocchi G. (1820) - *Dello stato fisico del suolo di Roma ed illustrazione della carta geognostica di questa città*. Stamperia De Romanis, pp.281, Carta Geologica.

Brocchi G. (1820) - *Dello stato fisico del suolo di Roma. Memoria per servire d'illustrazione alla Carta Geognostica di questa città*. Roma, pp. 282.

Cacciamali G. B. (1924) - *Carreggiamenti nell'Appennino Abruzzese Campano*. Boll. Soc. Geol. It., **35**, 128-138.

Camponeschi B., De Casa G., Giglio G. & Volponi E. (1982) - *Studio Geologico-tecnico delle tavolette Ardea e Torre San Lorenzo*. Foglio 158 della Carta d'Italia, pp. 151-180.

Camponeschi B. & Nolasco F. (1982) - Risorse naturali della Regione Lazio. 9 quaderni, Regione Lazio.

Capelli G., Mazza R. & Gazzetti C. (2005) - *Strumenti e strategie per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio - Gli acquiferi vulcanici*. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale n.78. Pitagora Editrice, pp. 216.

Capelli G. & Mazza R. (2005) - *Water criticality in the Colli Albani (Rome, Italy). Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1*.

Capelli G., Cecili A., de Rita D., Giordano G. & Mazza R. (1998) - *La conoscenza idrogeologica del territorio quale presupposto alla gestione delle risorse idriche: il caso dei Colli Albani. In: Contributi tecnico-scientifici alla giornata di studio "Uso e tutela delle acque sotterranee", Viterbo 3 aprile 1998, Ordine dei Geologi del Lazio - Associazione Nazionale di Idrogeologia e Pozzi per Acqua - Regione Lazio, Assessorato Opere e Servizi di Reti e Mobilità,* pp. 109-162.

Capelli G., Mazza R., Giordano G., Cecili A., de Rita D. & Salvati R. (2000) - *The Colli Albani Volcano (Rome, Italy): breakdown of the equilibrium of a hydrogeological unit as a result of unplanned and uncontrolled over-exploitation. Hydrogéologie n°4,* pp. 63-70.

PROGETTO CARG

Caputo C., Funiciello R., La Monica G.B., Lupia Palmieri E. & Parotto M. (1974) - *Geomorphological features of the Latian Volcano (Alban Hills, Italy)*. Geologica Romana, **13**: 157-201.

Carannante G., Carbone F., Catenacci V. & Simone L. (1978) - *I carbonati triassici dei Monti urunci: facies deposizionali e diagenetiche*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 687-698.

Carapezza M. L., Badalamenti B., Cavarra L. & Scalzo A. (2003) - *Gas hazard assessment in a densely inhabited area of Colli Albani volcano (Cava dei Selci, Roma).* J. Volcanol. Geotherm. Res., 123: 81-94.

Carapezza M.L, Barberi F., Tarchini L., Ranaldi M. & Ricci T. (2010a) - Volcanic hazard of Colli Albani. *In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 279-298.

Carapezza M.L., Giordano G., Tuccime, P., Albertano P., Barberi F., Cavarra L., Cioni R., De Benedetti A.A., Diano G., Elwood N.T.W., Funiciello R., Granier, D., Guid, M., Lelli M., Mosello R., Porreca M., Scenna A., Tarchini L. & Tedeschi M. (2005) - *Vulcanologia: nuovi dati sull'attività recente del cratere del lago albano e sul degassamento dei colli albani.* Atti Dei Convegni Lincei, vol. "ECOSISTEMA ROMA", **218**: 209-262.

Carapezza M.L, Lelli M. & Tarchini L. (2010b) - *Geochemistry of the Albano crater lake*. *In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 259-268.

Carapezza M.L., Tarchini L. (2007) - *Magmatic degassing of the Alban Hills volcano (Rome, Italy): geochemical evidence from accidental gas emission from shallow pressurized aquifers*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **165**, 5-16.

Carbone F. & Catenacci V. (1978) - *Facies analysis and relationships in Upper Cretaceous carbonate beach sequences (Lepini Mts., Latium)*. Geol. Romana, **17**, 191-231.

Carbone F. & Sirna G. (1981) - *Upper Cretaceous reef models from Rocca di Cave and adjacent areas in Latium, Central Italy*. SEPM Spec. Pubbl. n° **30**, 427-445.

Carbone F. (1992) - *Cretaceous depositional system of the evolving mesozoic carbonate platform ofcentral apennine thrust belt, Italy*. Geologica Romana, **29**, 31-53.

Carbone F., Catenacci V. & Giardini G. (1978) - *I carbonati di mare sottile con quarzo delle sequenze cretaciche dei Monti Lepini (Lazio): considerazioni genetiche*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **34 (1)**, 115-127.

Carbone F., Praturlon A. & Sirna G. (1971) - *The Cenomanian shelf-edge facies of Rocca di Cave (Prenestini Mts., Latium)*. Geol. Romana, **9**, 131-198.

Carbone F., Russo A. & Sirna G. (1980) - *Comunità a coralli e rudiste del Cretacico superiore di Rocca di Cave (Monti Prenestini, Lazio)*. Ann. Univ. Ferrara, n.s., sez. 9, v. 6, suppl., 199-217.

Cas R.A.F. & Wright J.W. (1987) - *Volcanic Successions, modern and ancient*. Allen & Unvin London, pp. 528.

Cassa per il Mezzogiorno (1978) - Indagini preliminari conoscitive delle risorse idriche dell'area di intervento del Progetto Speciale n° 29. Relazione inedita.

Castellani, V., & Dragoni, W. (1991). Opere Arcaiche per il controllo del territorio: Gli emissari sotterranei artificiali dei laghi Albani. *Gli etruschi maestri di idraulica*, 43-60.

Castellarin A., Colacicchi R. & Praturlon A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenza e sovrascorrimenti lungo la "Linea Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, **17**, 161-189.

Castellarin A., Colacicchi R., Praturlon A. & Cantelli C. (1982) - *The Jurassic - Lower Pliocene history of the Ancona - Anzio line (Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 325-336.

Catenacci V. (1976) - *Environmental analogies between on upper cenomanian "Bivalve" facies of the Lepini Mts. (Latium) and the lower Jurassic "Litjiotis" facies*. Boll. Soc. Geol. It., **95**,

PROGETTO CARG

875-880.

Catenacci V. (1978) - *I depositi bioclastici saccaroidi della sequenza medio cretaciche dei M.ti Lepini. Caratteri sedimentologici e considerazioni genetiche*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 851-873.

Cavinato G.P., Cerisola R., Sirna M. & Storoni Ridolfi S. (1990) - *Strutture compressive pellicolari e tettonica distensiva nei Monti Ernici sud-occidentali (Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 539-553.

Cavinato G.P., De Rita D., Milli S. & Zarlenga F. (1993) - *Correlazioni tra i principali eventi tettonici, sedimentari, vulcanici ed eustatici che hanno interessato l'entroterra (conche intrappenniniche) e il margine costiero laziale durante il Pliocene superiore ed il Pleistocene*. Studi Geol. Camerti, volume speciale **1** (1992): 109-114.

CE.RI. (2006) - Relazione conclusiva relativa alle convenzioni stipulate tra il Centro di Ricerca CE.RI. e la Regione Lazio (30/01/2006 e successiva del 04/07/2006), inerente agli studi e alle indagini condotte nelle zone soggette a fenomeni di subsidenza di Tivoli-Guidonia.

Cecconi M. (1998) - *Sample preparation of a problematic pyroclastic rock*. Proc. IS Tohoku '98, Sendai (Japan), Vol. **1**, pp.165-168.

Cecconi M. (1999) - *Caratteristiche strutturali e proprietà meccaniche di una piroclastite: la pozzolana nera dell'area romana*. Dottorato di Ricerca, Tesi per il conseguimento del titolo, Dipart. di Ingegneria Civile, Univ. di Roma *Tor Vergata*.

Centamore E., Di Manna P. & Rossi D. (2007) - *Kinematic evolution of the Volsci Range: a new overview*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital.J.Geosci.), **126 (2)**, 159-172.

Cerisola R. & Montone P. (1992) - *Analisi strutturale di un settore della catena dei Monti Ausoni-Aurunci (Lazio, Italia centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 449-457.

Cestari R. & Sartorio D. (1995) - *Rudists facies in the Periadriatic domain*. AGIP, pp. 207.

Cestari R. & Sirna M. (1989) - *Il Senoniano a rudiste (Hippuritacea) del settore sud-occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Appennino centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 711-719.

Chiarabba C., Amato A. & Delaney P.T. (1997) - *Crustal structure, evolution and volcanic unrest of the Alban Hills, Central Italy*. Bull. Volcanol., **59**: 161-170.

Chiarabba C., Malagnini L. & Amato A. (1994) - *Three dimensional velocity structure and earthquake relocation*. In: The Alban Hills volcano, Central Italy. Bull. Seis. Soc. Amer., **84**: 295-306.

Chiocchini M. (1988) - *Cribellopsis arnaudae n.sp. (Foraminiferida, Orbitolinidae) nel Cretacico inferiore del Lazio meridionale e dell'Abruzzo (Italia Centrale)*. Boll. Soc. Paleont. It., **28 (1)**, 39-48.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. & Potetti M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, volume speciale "Biostratigrafia dell'Italia centrale", 9-129.

Chiocchini M. & Mancinelli A. (1977) - *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Studi Geol. Camerti, **3**, 109-152.

Chiocchini M., Mancinelli A. & Romano A. (1984) - *Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the Aptian, Albian and Cenomanian carbonate sequences of the Aurunci and Ausoni mountains (Southern Latium, Italy)*. Benthos, **83**, 167-181.

Chiocchini M., Manfredini M., Manganelli V., Nappi G., Pannunzi L., Tilia Zuccari A. & Zattini N. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Fogli 138-144 Terni - Palombara Sabina, p. 117, Serv. Geol. D'It.

Chiocchini M., Chiocchini R.A., Didaskalou P., Potetti M. (2008) - *Ricerche micropaleontologiche e biostratigrafiche sul Mesozoico della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Italia*

PROGETTO CARG

centrale). Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXXIV, pp. 5 - 170, figg. 31 - tabb. 16 - tavv. 52.

Chiodini G. & Frondini F. (2001) - *Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy.*Chem. Geol., 177: 67-83.

Chondrogianni C., Ariztegui D., Bernasconi S.M., Lafarge E., Mckenzie J.A. (1996) - *Geochemical indicators tracing ecosystem response to climate change during the late Pleistocene (Lake Albano, central Italy).* Mem. Ist. ital. Idrobiol., **55**: 99-109.

Ciancetti G.F. & Parotto M. (1983) - *Profili geologici attraverso la penisola italiana*. Studi Geol. Camerti, **8**, 75-77.

Cimini G.B., Chiarabba C., Amato A. & Iyer H.M. (1994) - *Large teleseismic p-wave residual variation*. In: The Alban Hills volcano, Central Italy. Ann. Geophys., **37**: 969- 988.

Cipollari P. & Cosentino D. (1992a) - *La linea Olevano-Antrodoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. Studi Geol. Camerti, volume speciale 1991/2, 143-149.

Cipollari P. & Cosentino D. (1992b) - *Considerazioni sulla strutturazione della catena dei Monti Aurunci: vincoli stratigrafici*. Studi Geol. Camerti, volume speciale 1991/2, 151-156.

Cipollari P. & Cosentino D. (1993) - *Le "Arenarie di Torrice": un deposito di bacino di Piggy-back del Messiniano nell'Appennino centrale.* Boll. Soc. Geol. It., **112**, 497- 505.

Cipollari P. & Cosentino D. (1995) - *Miocene unconformities in the Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. Tectonophysics, **252**, 375-389.

Cipollari P., Cosentino D. & Parotto M. (1997) - *Modello cinematico-strutturale dell'Italia centrale*. Studi Geol. Camerti, volume speciale **1995/2**: 135-143.

Coarelli F. (1974) - *Guida archeologica di Roma*. Roma-Bari, pp. 339.

Cocozza T. & Praturlon A. (1966) - *Note geologiche sul Colle Cantocchio (Lepini SW, Lazio)*. Geol. Romana, **5**: 323-334.

Collepardi M. (2003) - *La lezione dei Romani: durabilità e sostenibilità delle Opere Architettoniche e strutturali*. Proceedings of III Convegno AIMAT "Restauro e Conservazione dei Beni Culturali: Materiali e Tecniche", Cassino, Italy, 3-4 Ottobre.

Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica - CNR (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 - Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni Serie III, n. 1.

Conticelli S., Boari E., Avanzinelli R., De Benedetti A. A., Giordano G., Mattei M., Melluso L. & Morra V. (2010) - *Geochemistry, isotopic composition and petrogenetic modelling of the Colli Albani volcanic rocks*. *In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London: 107-140.

Conticelli S., Manetti P., Peccerillo A. & Santo A. (1986) - *Caratteri petrologici delle vulcaniti potassiche italiane: considerazioni genetiche e geodinamiche*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 775-783.

Conticelli S. & Peccerillo A. (1992) - *Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in Central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources*. Lithos, **28**: 221-240.

Cosentino D., Cipollari P., Di Donato V., Sgrosso I. & Sgrosso M. (2002) - *The Volsci Range in the kinematic evolution of the northern and southern Apennine orogenic system*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. n. **1**: 209-218.

Cox K.G., Hawkesworth C.J., O'Nions R.K. & Appleton J.D. (1976) - *Isotopic evidence for the derivation of some Roman Region volcanics from anomalously enriched mantle*. Contrib. Mineral. Petrol., **56**: 173-180.

Cundari A. (1980) - *The role of subduction in the genesis of leucite bearing rocks: facts or fashions?* Contríb. Mineral. Petrol., **73**: 432-434.

PROGETTO CARG

Dallai L., Freda C. & Gaeta M. (2004) - *Oxygen isotope geochemistry of pyroclastic clinopyroxene monitors carbonate contributions to Roman-type ultrpotassic magmas*. Contrib. Mineral. Petrol., **148**: 247-263.

Damiani A. V., Chiocchini M., Colacicchi R., Mariotti G., Parotto M., Passeri L. & Praturlon A. (1992) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, volume speciale 1991/**2**, 187-213.

Danese E. & Mattei M. (2010) - *The sedimentary substrate of the Colli Albani volcano*. *In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 141-152.

De Angelis D'Ossat G. (1931) - Roma e Lazio. *Materiali da costruzione e da ornamento*. Atti 2° Congr. Naz. Stud. Romani, **3**, Roma.

De Benedetti A.A., Funiciello R., Giordano G., Diano G., Caprilli E., M. Paterne, (2008) -*"Volcanology, History and Myths of the Lake Albano maar (Colli Albani volcano, Italy)"*. J.Volcanol. Geoth. Res. Special *issue "Volcanoes and Human History" (Cashman, K. and Giordano, G. eds.),* **176**: 387-406.

De Benedetti, A.A., Caprilli E., Rossetti F. & Giordano G. (2010) - *Metamorphic, metasomatic and intrusive xenoliths of the Colli Albani volcano and their significance for the reconstruction of the volcano plumbing system. In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 153-176.

De Casa G., Lombardi G., Meucci C., Galloni R. & Vitali P. (1999) - *Il tufo lionato dei monumenti romani: caratteri petrografici, geomeccanici e trattamenti conservativi*. Geologica Romana, **35**: 1-25.

De Castro P., (1962) - *Sulla presenza del Giura (Dogger e Malm) nei Monti Aurunci*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **71**: 16-19.

De Castro P., (1966) - *Contributo alla conoscenza delle Alveoline Albiano-Cenomaniano della Campania*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **75**: 1-22.

De Rita D., Fabbri M., Giordano G. & Rodani S. (2000) - *Proposta di organizzazione della stratigrafia delle aree vulcaniche secondo i principi delle unità stratigrafiche a limiti inconformi e sua informatizzazione*. Boll. Soc. Geo. It., **119**: 749-760.

De Rita D., Fabbri M., Mazzini I., Paccara P., Sposato A. & Trigari A. (2002a) - *Volcaniclastic sedimentation in coastal environments:the interplay between volcanism and Quaternary sea level changes (central Italy)*. Quaternary International, **95-96**: 141-154.

De Rita, D., Faccenna, C., Funiciello, R. & Rosa. C. (1995a) - *Stratigraphy and volcano-tectonics*. In: Trigila R. (A cura di): «The Volcano of the Alban Hills», Tipografia Sgs Roma: 33-71.

De Rita D., Funiciello R. & Parotto M. (1988a) - *Carta geologica del Complesso vulcanico dei Colli Albani*. CNR - Roma.

De Rita D., Funiciello R. & Rosa C. (1988b) - *Caratteristiche deposizionali della II colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio (complesso vulcanico dei Colli Albani, Roma)*. Boll. GNV, **4**: 278-297.

De Rita D., Funiciello R. & Rosa C. (1992) - *Volcanic activity and drainage network evolution of the Alban Hills area (Rome, Italy)*. Acta Vulcanol., **2**: 185-198.

De Rita D., Giordano G., Esposito A., Fabbri M. & Rodani S. (2002b) - *Large volume, middle Pleistocene, phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani volcano: stratigraphy, eruptive history and structural control*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **118**: 77-98.

De Rita D., Giordano G., Rosa C. & Sheridan M.F. (1995b) - *Volcanic risk at the Alban Hills Volcano and numerical simulations*. In: Trigila R. (A cura di): «The Volcano of the Alban

PROGETTO CARG

Hills», Tipografia SGS: 267-283.

De Stefani C. (1923) - *Il supposto carreggiamento di S. Giovanni Incarico e Falvaterra*. Rend. R . Acc. Naz. Lincei, **32**, serie 5, 3-7.

de Vries, H. L. (1958) - *Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth." proceedings koninlijke nederlandse akademie wetenschappen,* **61**: 94-102.

Devoto G. (1964a) - *Il passaggio Cretaceo - Paleocene nei Monti Lepini e il problema relativo a Keramosphaera tergestina (Foraminifera)*. Geol. Romana, **3**: 49-64.

Devoto G. (1964b) - *Zone ad Alveolinidae nel Cretaceo e Paleocene del Lazio ed Abruzzo centro-meridionali*. Geol. Romana, **3**: 405-414.

Di Sabatino B. (1979) - *La genesi dei fusi alcalino-potassici della regione magmatica romana. Ipotesi di lavoro*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **35** (1), 327-348.

Di Filippo M. & Toro B. (1980) - *Analisi gravimetrica delle strutture del Lazio meridionale*. Geologica Romana, **19**: 285-294.

Di Filippo M. & Toro B. (1995) - *Gravimetry*. In: Trigila R. (A cura di): «The Volcano of the Alban Hills», Tipografia Sgs, Roma, 213-219.

Di Manna P. (1997) - *Porosimetria del Tufo lionato*., tesina di laurea, Dip. Scienze della Terra , Univ. Degli Studi di Roma "La Sapienza", pp.44.

Diano G. (2006) - *Caratterizzazione geomeccanica di unità eruttive del distretto vulcanico dei Colli Albani (Lazio centrale)*. Tesi di Dottorato. Dip. Scienze della Terra , Univ. Degli Studi di Roma "La Sapienza".

Diano G. (2009) - *Cenni di geomorfologia, idrogeologia e geologia applicata. Caratteristiche geotecniche delle principali unità vulcaniche*. In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 387 ALBANO, a cura di D. De Rita & G. Giordano, in stampa.

Diano, G., Bonamico, A. & Giordano, G. (2010) - *Three-dimensional reconstruction of the main unconformities of the Colli Albani stratigraphy and deposit volume calculations*. *In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 177-188.

Esu F., Martinetti S. & Ribacchi R. (1968) - *The mechanical properties of the Roman Puzzolanas*. Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae, Budapest, vol. **1**, pp. 61-75.

Faccenna C., Funiciello R., Bruni A., Mattei M. & Sagnotti L. (1994) - *Evolution of a transfer-related basin: the Ardea Basin (Latium, central Italy)*. Basin Research, **6**: 35-46.

Farinacci A. (1965) - *Breccias and laminated dolomites of the Gavignano exposure*. Geol. Romana, **4**: 129-144.

Federici V. & Santoro V.M. (1997) - *Antiche cave sotterranee sul colle Aventino (Roma): indagini, studi e rilievi eseguiti nella zona di via San Giosafat e valutazione delle caratteristiche di potenzialità di dissesto*. Geologia Tecnica & Ambientale, **3**, pp. 63-78.

Feroci M., Funiciello R., Giuliani R. & Salvi S. (1987) - *Struttura ed evoluzione del substrato delle aree vulcaniche albana e sabatina*. Boll. G.N.V. 1987.

Fisher R.V. (1961) - *Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks*. Geological Society of America Bullettin, **72**, 1409-1414.

Fisher R.V. (1966) - *Rocks composed of volcanic fragments*. Ea. Sci. Rev., **1**, 287-298.

Fisher R.V. & Schmincke H.U. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin.

Fisher R.V. & Smith G.A. (1991) - *Volcanism, tectonics and sedimentation, 1-5*. In: Sedimentation in volcanic settings. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, n° 45.

Follieri M., Magri D., Sadori L. (1988) - *250,000 year pollen record, from Valle Castiglione (Roma)*. Pollen Spores, **30**: 329-356.

PROGETTO CARG

Fornaseri M. (1948) - *Ricerche petrografiche sul Vulcano Laziale. La zona Osa-Saponara-Valle di Castiglione*. Per. Min., **16**: 141-193.

Fornaseri M. (1985) - *Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy)*. Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., **40**: 73-106.

Fornaseri, M. & C. Cortesi (1989) - *Recenti acquisizioni sull'età del "peperino" di Albano*. Documenta Albana, ser. II, **11**: 7-10.

Fornaseri M., Scherillo A. & Ventriglia U. (1963) - *La regione vulcanica dei Colli Albani. Vulcano Laziale*. CNR - Roma., pp.560.

Franchi S. (1924) - *Il grande slittamento delle masse calcaree secondarie dei monti ausoni e lepini sui terreni miocenici della Valle del Liri e della Valle Latina*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **33**, 60-66.

Frank T. (1924) - *Roman buildings of the Republic. An attempt to date them from their materials*. Papers and Monographs of the Am. Acad. in Rome, vol. **III**, pp. 150.

Freda C., Gaeta M., Karner D.B., Marra P., Renne P.R., Taddeucci J., Scarlato P., Chirstensen J.N. & Dallai, L. (2006) - *Eruptive history and petrologic evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, central Italy)*. Bull. Volcanol., **68**: 567-591.

Freda C., Gaeta M., Palladino D.M. & Trigila R. (1997) - *The Villa Senni Eruption (Alban Hills, Central Italy): the role of H_2O and CO_2 on magma chamber evolution and on eruptive scenario*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **78**: 103-120.

Funiciello R., Gasparini C., Montone P., Parotto M. & Salvini F. (1987) - *Il campo di fratturazione superficiale dei Colli Albani (Roma): implicazioni per un modello sismotettonico dell'arca*. Boll. GNV, 373-384.

Funiciello R. & Giordano G. (2008b) - *La nuova Carta Geologica di Roma alla scala 1:10000: litostratigrafia e organizzazione stratigrafica*. In Funiciello R., Praturlon A. & Giordano G. (A cura di) *"La Geologia di Roma"*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **LXXX**: 39-86.

Funiciello R. & Giordano G. (A cura di) (2008a) - *Carta Geologica di Roma alla scala 1:10000*. In Funiciello R., Praturlon A. & Giordano G. (A cura di) *"La Geologia di Roma"*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **LXXX**, DVD allegato.

Funiciello R. & Giordano G. (2010) - The Colli Albani volcano: foreward and previous studies. *In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, pp. 392.

Funiciello R., Giordano G. & De Rita D. (2003) - *The Albano maar Lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent activity and evidence of pre-roman age catastrophic lahar events*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **123**: 43-61.

Funiciello R., Giordano G., De Rita D., Carapezza M. & Barberi F. (2002) - *Il Lago Albano di Castelgandolfo*. Atti Accademia dei Lincei, **9-13**: 113-143.

Funiciello R., Giordano G. & Mattei M. (A cura di)(2008) - *Carta Geologica del Comune di Roma*. In. Funiciello R., Praturlon A & Giordano G. "*La Geologia di Roma*", Mem. Descr. Carta Geol. D'It., **LXXX**.

Funiciello R. & Parotto M. (1968) - *Studio idrogeologico del versante meridionale del Monte Artemisio*. Geologica Romana, **7**: 107 -140.

Funiciello R. & Parotto M. (1978) - *Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani: considerazioni geodinamiche e paleogeografiche sul margine tirrenico dell'Appennino Centrale*. Geologica Romana, **17**: 233-287.

Galliani B. (1832) - *Dell'Architettura, Libri Dieci di M. Vitruvio Pollione*. Ed. A. Dozio, Milano.

Gallo F., Rabito G. & Salvini F. (1986) - *Analisi strutturale dei Monti Lepini (Lazio meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 603-610.

Gasparini P. & Adams J.A.S. (1969) - *K/Ar dating of italian Plio-Pleistocene volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Letters, **6**: 225-230.

PROGETTO CARG

Ghisetti F., Barchi M., Bally A.W., Moretti I. & Vezzani L. (1993) - *Conflicting balanced structural sections across the central Apennines (Italy): problems and implications*. In Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons III, A. M. Spencer (Ed.), special publication of the european association of petroleum geoscientists n°3, 219-231.

Giaccio B., Sposato A., Gaeta M., Marra F., Palladino D. M., Taddeucci J., Barbieri M., Messina P., Rolfo M. F. (2007) - *Mid-distal occurrences of the Albano Maar pyroclastic deposits and their relevance for reassessing the eruptive scenarios of the most recent activity at the Colli Albani Volcanic District, Central Italy*. Quat. Intern., **171-172**: 160-178.

Giggenbach W.F., minissale A.A., Scandiffio G. (1988) - *Isotopic and chemical assessment of geothermal potential of the Colli Albani Area, Latium region, Italy.* Appl. Geochem. 3-5, 475-486.

Gigli E. (1971) - *Cosa c'è sotto Roma? Monte Mario Vaticano Granicolo: una sola origine*. Capitolium, **46**, 7/8.

Gillespie M.R. & Styles M.T. (1999) - *BGS Rock Classification Scheme - Volume 1 - Classification of igneous rocks*. British Geological Survey Research Report (2nd edition), RR 99-06, pp. 1-52.

Giordano G., De Benedetti A.A., Diana A., Diano G., Gaudioso F., Marasco F., Miceli M., Mollo S., Cas R.A.F. & Funiciello R. (2006) - *The Colli Albani caldera (Roma, Italy): stratigraphy, structure and petrology*. In: R.A.F. Cas & G. Giordano (A cura di): «Explosive Mafic Volcanism», J. Volcanol, Geotherm. Res., Spec. Vol., **155**: 49-80.

Giordano, G., & the Carg Team (2010a) - *Stratigraphy and volcano-tectonic structures of the Colli Albani volcanic field. In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 43-98.

Giordano G., De Rita D., Cas R.A.S. & Rodani S. (2002a) - *Valley pond and Ignimbrite veneer deposits in small volume phreatomagmatic basic ignimbrite, Lago Albano maar, Colli Albani volcano, Italy: influence of topography*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **118**: 131-144.

Giordano G., De Rita D., Fabbri M. & Rodani S. (2002b) - *Facies associations of rain-generated versus crater lake-withdrawal lahar deposits from Quaternary volcanoes, Central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **118**: 145-160.

Giordano G. & Dobran F. (1994a) - *Computer simulations of the Tuscolano Artemisio's IInd pyroclastic flow unit (Alban Hills, Central Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **61**: 69-94.

Giordano G. & Dobran F. (1994b) - *Effects of topography on the emplacement of the Tuscolano Artemisio's IInd pyroclastic flow unit as deduced from computer simulations*. In: «Large explosive volcanism». Accademia dei Lincei. Roma, maggio 1993, 41-53.

Giordano G., Esposito A., De Rita D., Fabbri M., Mazzini I., Trigari A., Rosa C. & Funiciello R. (2002c) - *The sedimentation along the Roman coast between Middle and Upper Pleistocene: the interplay of eustatism, tectonics and volcanism - new data and review*. Italian Journal of Quaternary Sciences, spec. Vol. INQUA, **16** (1bis).

Giordano G., Mattei M. & Funiciello R. (2010b) - *Geological map of the Colli Albani volcano. In*: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. *Special* Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London. Insert.

Giordano G., Mazza R., Capelli G., Funiciello R. & Parotto M. (2004) - *Geological surveying in metropolitan area: the the southern suburbs of Roma*. In: Pasquaré G. & Venturini C. (A cura di): «Mapping geology in Italy». APAT, S.e.l.c.a., Firenze: 113-122.

Giordano G., Mazza R., Cecili A., Capelli G., De Rita D., Bigi G. & Rodani S. (2000) - *GIS for groundwater management*. In: «Cities on volcanoes: example from the Colli Albani region, Rome, Italy». Journal of the Nepal Geological Society, **22**: 315-326.

Giordano G., Naso G. & Trigari A. (1997) - *Evoluzione tettonica di un settore particolare dela margine tirrenico: l'area al confine tra Lazio e Campania. Prime considerazioni*. Studi Geol.

PROGETTO PARCO

Camerti, volume speciale 1995/2, 269-278.

Giordano G., Scenna A. & Funiciello R. (2005) - *Analisi vulcanologico-stratigrafica della successione del Tavolato*. Rend. Acc. Lincei, 187-203.

Grossi M. (1933) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio Frosinone*. R. Uff. Geol. d'Italia.

Grzybowsky J. (1921) - *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **40**, 85-97.

Iacurto O. & Priori A. (1995) - *Caratterizzazione geomeccanica delle ignimbriti compatte di Civita di Bagnoregio (VT) in situazione di dissesto idrogeologico*. Geologia Tecnica & Ambientale, **2**: 35-52.

Ippolito F. & Sgrosso I. (1972) - *Sulle ricerche di idrocarburi nell'area litorale del Lazio e sulla loro interpretazione.* Rivista Mineraria Siciliana, **133-135**: 37-50.

Karner D.B., Marra F. & Renne P.R. (2001) - *The history of the Monti Sabatini and Alban Hills volcanoes: groundwork for assessing volcanic-tectonic hazards for Rome*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **107**: 185-219.

Kusakabe M., Ohsumi T., Aramaki S. (1989) - *The lake Nyos gas disaster: chemical and isotopic evidence in water and dissolved gases from three Camerounian Crater Lakes Nyos, Manoum and Wum.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **39**: 167-185

Lazzarini L., Gorgoni G., Pallante P. & Turi B. (1997) - *Identification of ancient white marbles in Rome. II: the Portico of Ottavia*. Science and Technology for Cultural Heritage, **6** (2), pp. 185-198.

Le Maitre R.W. (editor, 1989) - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, pp. 193.

Livio T.) - *Ab Urbe Condita*, **I** 59,9.

Locardi E., Lombardi G., Funiciello R. & Parotto M. (1976) - *The main volcanic groups of Latium (Italy): relations between structural evolution and petrogenesis*. Geol. Rom., **15**: 279-300.

Lombardi L. (1968) - *Il Pozzo Fogliano nei pressi di Latina e la paleogeografia dell'area*. Boll. Soc. Geol. It., **87**, 13-18.

Lotti C. & Associati (1999) - *Studi preliminari per il Piano di Bacino. ST10 Studio idrogeologico del complesso vulcanico dei Castelli Romani e sistema gestionale della risorsa idrica. Relazione inedita*.

Lugli G. (1957) - *La tecnica edilizia romana, con particolare riguardo a Roma e Lazio*. Roma, **I**: 744 pp.

Lugli G. (1971) - *L'Anfiteatro Flavio*.Bardi Editore, Roma, pp. 56.

Lupino R. & Bosi C. (1968) - *Rilievo geologico tecnico della tavoletta (al 25.000) Pomezia (Roma)*. Rassegna dei Lavori Pubblici, Suppl. nov. 1968, 1-32.

Maíno A., Motta A. & Segre A.G. (1969) - *Considerazioni sui rapporti tra gravimetria e geomorfologia per il F. 150 Roma (Vulcano Laziale) della carta d'Italia al 1:100.000 dell'IGM*. Boll. Geod. Sci. Aff., **28** (2): 173-188.

Marinelli G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. In: Squyres C.H. (A cura di): «Geology of Italy». Tripoli, 165-219.

Marini S. (1992) - Studio e trattamenti conservativi di vulcaniti dei monumenti del Foro Romano. p 126. Tesi di Laurea, Univ. degli Studi di Roma "La Sapienza".

Marra F., Freda C., Scarlato P., Taddeucci J., Karner D.B., Renne P.R., Gaeta M., Palladino D.M., Trigila R. & Cavarretta G. (2003) - *Post-caldera activity in the Alban Hills volcanic district (Italy): $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and insights into magma evolution*. Bull. Volcanol., **65**: 227-247.

Marra F., Karner D. B., Freda C., Gaeta M. & Renne P. (2009) - *Large mafic eruptions at*

PROGETTO CARG

Alban Hills Volcanic District (Central Italy): Chronostratigraphy, petrography and eruptive behaviour. J. Volcanol, Geotherm. Res., **179**: 217-232.

Marra F. & Rosa C. (1995) - *Stratigrafia e assetto geologico dell'area romana*. In : Funiciello R. «*La geologia di Roma. Il centro storico*». Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia, Serv. Geol. Naz., Roma, **L**: 49-118.

Martinetti S. & Ribacchi R. (1965) - *Osservazioni sul comportamento statico dei pilastri di una cava in sotterraneo di materiali piroclastici (pozzolane)*. Symposium "Problemi Minerari della Sardegna", Associazione Mineraria Sarda, Cagliari-Iglesias, pp. 1-25.

Meli R. (1822) - *Ulteriori notizie ed osservazioni sui resti organici rinvenuti nei tufi vulcanici della provincia di Roma*. Boll. R. Com. Geol. It., **13**: 260-366.

Mercier N. (1993) - *The thermo-luminesence dating technique: applications and possibilities*. Abstr. INQUA Symp., Rome, 1993, p.52.

Montone P. & Tallini M. (1994) - *Analisi strutturale della Faglia Fammera-Campodivivo*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 421-433.

Mostardini F. & Merlini S. (1988) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202. . citato 1988.

Mouton J. (1977) - Contributo allo studio delle acque sotterranee dell'Agro Romano e Pontino. Atti del convegno di studio "L'acqua per la Pianura Pontina. Situazioni e prospettive", Latina.

Naso G. & Tallini M. (1993a) - *Tettonica compressiva e distensiva nei Monti Aurunci occidentali (Appennino centrale): prime considerazioni*. Geol. Romana, **29**, 455-462.

Naso G. & Tallini M. con un contributo di Giordano G. (1993b) - *Guide Geologiche Regionali, 5: Lazio, Itinerario 4*. A cura della Società Geologica Italiana, Cosentino D., Parotto M. & Praturlon A. (a cura di). BE-MA editrice, Brugherio, 131-150.

Negretti G.C. (1953) - *Appunti sulla geologia della regione di Cori-Artena-Colleferro (Lazio). La posizione stratigrafica del «calcare nummulitico» dei dintorni di Colleferro*. Contr. Sc. Geol. Del C.N.R., **3**: 47-60.

Ottaviani M. (1988) - *Proprietà geotecniche di tufi vulcanici italiani*. Riv. It. Di Geotecnica, 3, pp. 173-178.

Palladino D.M., Gaeta M. & Marra F. (2001) - *A large K-foiditic hydromagmatic eruption from the early activity of the Alban Hills volcanic district*. Italy. Bull. Volcanol., **63**: 345-359.

Parotto M. (1980) - *Appennino Centrale* In: '' AA. VV. *Gèologie d'Europe"*; guida preparata per il 26° Congresso internazionale di geologia; Parigi: 33 - 37.

Parotto M. (2008) - Evoluzione paleogeografica dell'area romana: una breve sintesi. In Funiciello R., Praturlon A. & Giordano G. (A cura di) *"La Geologia di Roma"*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **80**: 25-39.

Parotto M. & Praturlon A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In:"Structural Model of Italy". Quaderni de La Ricerca Scientifica, CNR, **90**: 257-300.

Pasquali V., Castorina F., Cipollari P., Cosentino D., Lo Mastro S. (2007) - *I depositi tardo-orogenici della Valle Latina meridionale: stratigrafia e implicazioni cinematiche per l'evoluzione dell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital.J.Geosci.), **126 (1):** 101-118.

Peccerillo A. & Manetti P. (1985) - *The Potassium alkaline volcanism of central southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., **88**: 379-394.

Penta F. (1948) - *Materiali litoidi naturali: geologia tecnica*. Manuale dell'ingegnere civile. Perrella, Roma, pp. 55.

Penta F. (1954) - *Sulle pozzolane del Lazio*. Convegno su "Lo studio e le applicazioni delle pozzolane" Roma, 1953. Estratto dagli Annali di Chimica, **44**: 571-583.

Penta F. (1956) - *I materiali da costruzione del Lazio*. La Ric. Scientifica, **26**: pp. 1-170.

Perrone V. & Sgrosso I. (1980) - *Prosecuzione del Bacino irpino nell'Appennino laziale*. Mem.

PROGETTO CARG

Soc. Geol. It., **21**: 241-255.

Pescatore T. & Sgrosso I. (1973) - *I rapporti tra la piattaforma campano-lucana e la piattaforma abruzzese-campana nel Casertano*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 925-938.

Pezzola S. (1996) - *Affidabilità di alcune prove di laboratorio per valutare la durabilità dei materiali lapidei*. Tesi di laurea, Dipart. di Idraulica, Trasporti e Strade, Univ. degli Studi di Roma"La Sapienza". p.112.

Pizzino L., Galli G., Mancini M., Quattrocchi F. & Sgarlato P. (2002) - *Natural Gas Hazard (CO2, 222Rn) within a quiescent volcanic region and its relation with tectonics: the case of the Ciampino-Marino area, Alban Hills volcano, Italy.* Nat. Haz., 00: 1-35.

Ponzi G. (1849) - *Osservazioni geologiche fatte lungo la Valle Latina*. Raccolta Scientifica, 3-19 con carta geologica, Roma.

Ponzi G. (1875) - *Storia dei Vulcani Laziali*. In Atti della Reale Accademia dei Lincei, 2ª serie, 1-2, pp. 26-42.

Porreca M., Mattei M., Giordano G., Funiciello R. & De Rita D. (2003) - *Magnetic fabric and implications for emplacement processes of the phreatomagmatic "Peperino di Albano" and related lahar deposits, Albano maar lake (Colli Albani volcano, Italy)*. J. Geophys. Res., **108** (B5): 2264.

Porreca m., Mattei M., MacNiocaill C., Giordano G., McClelland E. & Funiciello R. (2008) - *Paleomagnetic evidence for low-temperature emplacement of the phreatomagmatic Peperino Albano ignimbrite (Colli Albani volcano, Central Italy),* Bull. Volcanol., **70**: 877-893.

Praturlon A. (1965) - *Resti di conifere al passaggio Giurese - Cretaceo nei Monti Lepini*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 279-281.

Praturlon A. (1966) - *Algal assemblages from Lias to Paleocene in Southern Latium - Abruzzi: a Review*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 167-194.

Quattrocchi F., Galli G., Pizzino L. , Capelli G., De Rita D., Faccenna ., Funiciello R., Giordano G., Goletto D., Mazza R. & Mancini C. (2001) - *The Ardea basin fluid geochemistry, hydrogeology and structural patterns: new insights about the geothermal unrest activity of the Alban Hills quiescent volcano (Rome, Italy) and its geochemical hazard surveillance*. Water-Rock Interaction 2001, Cidu (A cura di), Swets & Zeitlinger, Lisse, 111-114.

Radicati Di Brozolo F., Huneke J.C., Papanastassiou D.A. & Wasserburg G.J. (1981) - *$^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb/Sr age determinations on quaternary volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Letters, **53**: 445-456.

Regione Lazio (2004) - *Misure di salvaguardia degli acquiferi vulcanici dei Colli Albani e dei Monti Sabatini*. In: Bollettino Ufficiale della Regione Lazio, Supplemento Ordinario N. 4 al "Bollettino Ufficiale" N. 2 Del 20 Gennaio 2004, pp. 122.

Ribacchi R. (a cura di) (1986) - S*tatica delle gallerie in roccia*. ANIAI, Associazione Nazionale Ingegneri Architetti Italiani. Roma.

Rosa C. (1995) - *Evoluzione geologica quaternaria delle aree vulcaniche laziali : confronto tra il settore dei Monti Sabatini e quello dei Colli Albani*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Roma "La Sapienza", 228 pp..

Rosa C., De Rita D., Freda C., Gaeta M., Giordano G., Palladino D.M. & Trigila R. (1993) - *A large esplosive eruption in the Alban Hills (Central Italy): The Villa Senni eruption unit*. Convegno annuale del GNV, Roma 8-10 Giugno 1993.

Rossi D. (2002) - *Analisi geometrica e cinematica dei Monti Ausoni-Aurunci (Lazio Meridionale)*. Tesi di Dottorato di Ricerca, Roma, p.p. 162.

Rossi D., Bigi S., Del Castello M. & Di Manna P. (2001) - *The structure of the Aurunci Mountains (Southern Lazio): a balanced cross section and its restoration*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**, 151-159.

PROGETTO CARG

Sabatini V. (1900) - *I vulcani dell'Italia Centrale e i loro prodotti. Il Vulcano Laziale*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia, **10**, pp. 392.

Salvador A. (1987a) - *Unconformity bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237.

Salvador A. (1987b) - *Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies*. ISSC.

Salvini F. & Tozzi M. (1986) - *Evoluzione tettonica recente del margine tirrenico del settore dell'Appennino centrale in base a dati strutturali: implicazioni per l'evoluzione del Mar Tirreno*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 233-241.

Sartoni S. & Crescenti U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Serv. Geol., **29**: 161-304.

Serri G. (1991) - *Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **44**: 219-242.

Sersale R. (1959a) - *Sulla natura zeolitica del tufo cosiddetto "lionato" della regione vulcanica dei Colli Albani*. Nota 1. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., **26**: 110-116.

Sersale R. (1959b) - *Sulla natura zeolitica del tufo "lionato" - Nota II Risultati dell'esame di altri campioni provenienti dalla regione vulcanica dei Colli Albani*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat.. **26**: 206-221.

Servizio Geologico d'Italia (1939) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 151 Alatri*. I° edizione, Stab. L. Salomone, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1961) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 170 Terracina*. II° edizione, Istituto Italiano d'Arti Grafiche, Bergamo.

Servizio Geologico d'Italia (1963) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 160 Latina*. II° edizione, Istituto Italiano d'Arti Grafiche, Bergamo.

Servizio Geologico d'Italia (1966a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 160 Cassino*. II° edizione, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Servizio Geologico d'Italia (1966b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 159 Frosinone*. II° edizione, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Servizio Geologico d'Italia (1967) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 150 Roma*. II° edizione, Stab. L. Salomone, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1968) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 171 Gaeta*. II° edizione, Istituto Italiano d'Arti Grafiche, Bergamo.

Servizio Geologico d'Italia (1975) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 389 Anagni.* L.A.C. Firenze.

Sheridan M.F. & Wohletz, K.H. (1983) - *Hydrovolcanic explosions: basic considerations and review*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 1-29. Servizio Geologico d'Italia (1975) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 389 Anagni.* L.A.C. Firenze.

Simbolotti F. (2003) - *La pozzolana. Un excursus sulla storia di una materia prima poco stimata e sicuramente sottovalutata*. Quarry & Construction, Federcave, Federazione Italiana tra le Associazioni Regionali per le attività estrattive: 121-124.

Sirna G. (1963) - *Aptian Charophyta of Southern Latium*. Geol. Romana, **2**: 279-290.

Sirna G. (1968) - *The Lower Cretaceous Charophyta and the paleogeography of Mediterranean basin*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. e nat., ser. **8**, **44**, (**4**): 152-159.

Smith G.A. (1987) - *The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the deschutes formation (neogene) in central Oregon*. J. Sedim. Petrol., **57**: 613-629.

Smith G.A. (1991) - *Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments - in sedimentation in volcanic settings*. Semp. Special Publication, **45**: 109-121.

Soligo, M. & Tuccimei, P. (2010) - *Geochronology of Colli Albani volcano*. *In*: Funiciello,

PROGETTO CARG

R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 000-000.

Soligo M., Tuccimei P., Giordano G., Funiciello R. & De Rita D. (2003) - *New U-series dating Of a carbonate level underlying the peperino albano phreatomagmatic ignimbrite (Colli Albani, Italy)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, Spec. Vol. INQUA, **16** (1bis): 115-120.

Spada A. (1966) - *Le risorse minerarie della provincia di Latina: i giacimenti, gli impianti, i processi, le tecniche, gli impieghi*. Roma, pp. 185.

Strabone - *The Sabine lands and Latium*. Libro V, capitolo 3, in traduzione inglese, ed. H. L. Jones (1924) da LacusCurtius.

Tallini M. (1994) - *Deformazioni compressive e distensive nelle unità di tetto dei fronti della Valle Latina e della Val Roveto: analisi geometrica, cinematica ed interpretazione strutturale*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Università degli Studi di Perugia, 296 pp.

Toro B. (1976) - *Gravimetry and deep structure of the Sabatinian and Alban VolcanicAreas (Latium)*. Geologica Romana, **15**: 301-310.

Tramontana M., Bartole R., Mazzoli S., Wezel F.C. & Savelli D. (1988) - *Prosecuzione delle facies carbonatiche bacinali mesozoiche dell'Appennino centrale sul margine campano-laziale (Mar Tirreno).* Mem. Soc. Geol. It., **41**: 507-518.

Trigila R. (A cura di) (1995) - *The volcano of the Alban Hills*. Tipografia Sgs, Roma, 283 pp..

Trigila R., Agosta E., Currado C., De Benedetti A.A., Freda C., Gaeta M., Palladino D.M. & Rosa C. (1995) - *Petrology*. In: Trigila R. (A cura di): «The Volcano of the Alban Hills», Tipografia Sgs Roma: 95-165.

Tuccimei P., Giordano G. & Tedeschi M. (2006) - *CO_2 release variations during the last 2000 years at the Colli Albani volcano (Roma, Italy) from speleothems studies*. Earth and Planetary Science Letters, **243** (3-4): 449-462.

Turi B. (1969) - *Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates in limestone blocks and related geodes from the "black pozzolans" formation of the Alban Hills*. Chem. Geol., **5**: 195-205.

Ventriglia U. (1971) - *La geologia della città di Roma*. Amm. Prov. di Roma, Bardi Editore, Roma, pp. 417.

Ventriglia U. (1990) - *Idrogeologia della Provincia di Roma*. Amm. Prov. di Roma, Abete Grafica s.p.a., Roma, pp. 547, 8 carte f.t.

Ventriglia U. (2002) - *Geologia del territorio del Comune di Roma*. Amm. Prov. di Roma, Casa Editrice Cerbone s.r.l., Roma, pp.810.

Ventriglia U. & Sciotti M. (1970) - *Cavità sotterranee. Carta geologica della città di Roma*. L.A.C., Firenze.

Verri A. (1892) - *I tufi vulcanici da costruzione della campagna di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **11**, fasc.1, pp. 63-75.

Verri A. (1893) - *Note per la storia del Vulcano Laziale. (Rilievo circostante al gruppo dei crateri)*. Boll. Soc. Geol. It., **12**: 39-80.

Verri A. (1907*a*) - *Sui grandi giacimenti delle pozzolane di Roma*. Giornale del Genio civile, Roma, 12.

Villa I.M. (1992) - *Datability of quaternary volcanic rocks: an $^{40}Ar/^{39}Ar$ perspective on age conflicts in lavas from the Alban Hills (Italy)*. Eur. J. Mineral., **4**: 369-383.

Villa, I. M., Calanchi, N., Dinelli, E., & Lucchini, F. (1999). *Age and evolution of the Albano crater lake (Roman Volcanic Province).* Acta Vulcanologica, **11**(2): 305-310.

Viola C. (1894) - *Osservazioni fatte sui Monti Lepini e sul Capo Circeo in provincia di Roma nell'anno 1893*. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XXV, 152-159.

Vitali P. (1993) - *I tufi lionato e di Monte Verde: impieghi nel Foro Romano, caratterizzazione e*

PROGETTO CARG

aspetti conservativi. Tesi di Laurea, Dip. Scienze della Terra, Univ. degli Studi di Roma "La Sapienza", pp. 74.

Vitruvio M.P. (II 7,5) - *De Architectura*.

Voltaggio M., Andretta D. & Taddeucci A. (1994) - *$^{230}Th/^{238}U$ data in conflict with $^{40}Ar/^{39}Ar$ leucite ages for quaternary volcanic rocks of the Alban Hills*. Italy. Eur. J. Mineral., **6**: 209-216.

Voltaggio M. & Barbieri M. (1995) - *Geochronology*. In: Trigila R. (A cura di): «The Volcano of the Alban Hills», Tipografia Sgs, , Roma: 167-193.

Walker G.P.L. (1983) - *Ignimbrite types and ignimbrite problems*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 65-88.

Walker G.P.L., Self S. & Froggart P.C. (1981) - *The ground layer of the Taupo Ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **10**: 1-11.

Washington H.S. (1906) - *The Roman Comagmatic region*. Carnegie Institute, Washington, **57**: 1-199.

Watkins S.D., Giordano G., Cas R.A.F. & De Rita D. (2002) - *Variation in mafic pyroclastic density current deposits caused by pre-eruptive depositional surface characteristics: the Villa Senni Eruption Unit, Alban Hills volcano (Rome, Italy)*. J. Volcan. Geotherm. Res., **118**: 173-204.

Wilson C.J.N. & Walker G.P.L. (1982) - *Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow*. J. Geol. Soc. London, **139**: 581-592.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

ELENCO DELLE SPECIE FOSSILI DESCRITTE NELLE NOTE ILLUSTRATIVE

Accordiella conica Farinacci, 1962
Archaealveolina reicheli (De Castro, 1966)
Biplanata peneropliformis Hamaoui & Saint-Marc
Chrysalidina gradata D'orbigny, 1839
Cisalveolina fraasi (Guembel, 1872)
Cisalveolina lehneri Reichel, 1941
Cladocoropsis mirabilis Felix, 1907
Clypeina jurassica Favre, 1932
Cuneolina camposaurii Sartoni & Crescenti, 1962
Cuneolina scarsellai De Castro, 1964
Favreina salevensis (Paréjas, 1948)
Globigerina spp. D'orbigny, 1826
Globigerinoides sp. Cushman, 1927
Globorotalia spp. Cushman, 1927
Kurnubia palastiniensis p.p. Henson, 1948
Miogypsina globulina (Michelotti, 1841)
Myogypsinoides sp. Yabe & Hanzawa, 1928
Nezzazatinella cf. *aegyptiaca* Said & Kenaway, 1957
Nummoloculina cf. *irregularis* p.p. Decrouez & Radoicic, 1977

Orbulina spp. D'orbigny, 1839
Plesioptygmatis nobilis (Muenster, 1844)
Pseudolituonella reicheli Marie, 1954
Pseudorhapydionina dubia (De Castro, 1965)
Pseudorhapydionina laurinensis (De Castro, 1965)
Rotorbinella scarsellai p.p. Torre, 1966
Salpingoporella annulata Carozzi, 1953
Salpingoporella dinarica Radoicic, 1959
Sauvagesia nicaisei (Coquand, 1862)
Sellialveolina viallii Colalongo, 1963

Tutti i microfossili da:
Chiocchini M., Chiocchini R.A., Didaskalou P., Potetti M. (2008) - Ricerche micropaleontologiche e biostratigrafiche sul Mesozoico della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Italia centrale). Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXXIV, pp. 5 - 170, figg. 31 - tabb. 16 - tavv. 52.

A parte:

Plesioptygmatis cf. nobilis (Muenster, 1844)
Riferimento bibliografico: https://www.persee.fr/doc/geolm_0397-2844_1985_num_12_1_1335
Sauvagesia nicaisei (Coquand, 1862)
Riferimento bibliografico: https://science.mnhn.fr/institution/mnhn/collection/f/item/b19181?lang=en_US
Globigerina spp.
Riferimento bibliografico: http://www.marinespecies.org/foraminifera/index.php
Globigerinoides sp.
Riferimento bibliografico: http://www.marinespecies.org/foraminifera/index.php
Globorotalia spp.
Riferimento bibliografico: http://www.marinespecies.org/foraminifera/index.php
Miogypsina globulina
Riferimento bibliografico: http://www.marinespecies.org/foraminifera/index.php
Miogypsinoides sp.
Riferimento bibliografico: http://www.marinespecies.org/foraminifera/index.php
Orbulina spp.
Riferimento bibliografico: http://www.marinespecies.org/foraminifera/index.php

I fossili sp. e spp. Indicano solo il nome del genere.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

ABSTRACT

One of the main geological features of the Lazio region is the presence of an extensive cover of Pliocene-Quaternary sedimentary and volcanic deposits, deposited in relation to the phases of post-orogenic extensional tectonics that controlled the evolution of the Tyrrhenian margin of the Italian peninsula. Sheet 388 "VELLETRI" of the Geological Map of Italy to the 1: 50.000 scale has been mapped starting from original surveys in scale 1: 10.000, conducted between 2002 and 2004 in the framework of the Agreement between the National Geological Service, Lazio Region and the Department of Geological Sciences (now Department of Science - Geological Sciences) of the Roma TRE University. The geological survey has been aimed at the recognition and representation of the largest number of lithostratigraphic units and lithofacies; for a clear definition of these, numerous stratigraphic sections were measured and analyzed and samples collected for petrographic, sedimentological and paleontological analyzes.

In addition to the traditional survey techniques, it was necessary to integrate the data with an extensive database of bore-hole stratigraphies from data collected ad hoc for this project.

The formational distinctions adopted partly reflect those known in the existing literature, but, in addition to the recognition of further lithostratigraphic units previously little or not at all described, the integration with the Unconformity Bounded Stratigraphic Units has allowed to reconstruct a hierarchy of events and

represent them in the organization of the legend.

The main outcomes of the mapping of the Sheet 388 “Velletri” is the completion of the geology of the Quaternary Colli Albani volcano, whose deposits and volcano-tectonic structures are subdivided into four adjacent sheets, including the 374 “Roma”, 375 “Tivoli” and 387 “Albano Laziale”. Together these sheets illustrate the area that was contained in the sheet 150 “Roma of the 1:100,000 scale geological map of Italy and allow a much better definition not only of the volcano itself, but also of its relationships with the contemporaneous coastal and fluvial terraces; these allowed to understand the role of climate and sea level changes in driving sedimentation and its interplay with volcanism and regional tectonic uplift. Furthermore, to the east and southeast of the volcano, the Apennine Meso-Cenozoic orogeny crops out representing the basement for the post-orogenic sedimentary and volcanic successions. In particular Sheet 388 hosts the northern portion of the Lepini Mts, which is largely made of Mesozoic to Cenozoic carbonatic deposits.

Geological survey for volcanic areas was conducted by A.A. De Benedetti, G. Diano, F. Gaudioso, S. Malinconico, M. Miceli, V. Mincione, S. Taviani, while for the Apennine areas it was conducted by M. Tallini and F. Del Monaco. The surveys were directed by G. Giordano and coordinated by R. Funiciello. Paleontological analyzes were carried out by M. Tallini and F. Del Monaco (DISAT, University of L’Aquila), the geodatabase was made by A. Bonamico (Appia Antica Regional Park) and A.A. De Benedetti (Department of Science, Roma TRE University).

Alongside the coordinators of the Sheet 388, AA De Benedetti contributed to the drafting of the chapters for the part of the volcanic stratigraphy, M. Tallini and F. Del Monaco, for the part of the stratigraphy and tectonics of the Monti Lepini, G. Capelli, R. Mazza , P. Teoli and S. Taviani for hydrogeology, G. Diano for geomorphology and geotechnical characteristics of the surveyed units.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

LEGEND

UBIQUITOUS UNITS

h - Historical deposits. Backfill and level of human constructions.
HOLOCENE

POST-OROGENIC UNITS
AURELIO-PONTINO SUPERSYNTHEM

SFT_b - Alluvial deposits - Silt, sand and clay of the alluvial plains.
HOLOCENE

SFT_a - Continental deposits. Slope debris
SFT_{b2} - Continental deposits. Eluvial-colluvial covers
SFT_{e2} - Continental deposits. lacustrine deposits
SFT_{f1} - Continental deposits. Travertines
HOLOCENE - UPPER PLEISTOCENE

THE COLLI ALBANI VOLCANO

VIA DEI LAGHI MAAR FIELD

ALBANO MAAR

UAL - ALBALONGA UNIT

Massive and chaotic, yellow to grey, lithoidal, fine ash-rich ignimbrite, K-foiditic to phonolite, up to 8 m thick, with lava, sedimentary, intrusive and metamorphic xenoliths. At the base a light yellow porphyritic pumice lapilli fall bed is up to 70 cm and grades into 1 m thick stratified ash division with large lapilli- to bomb-size, highly porphyritic dark scoriae.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

SDV - VILLA DORIA UNIT

Low angle cross-stratified up to 6.5 m thick surge deposit, K-foiditic, made of gray ash-pellets, armoured lapilli, dark grey, vesicular scoriae, and lava, sedimentary, metamorphic, intrusive fragments. The basal division is massive and chaotic.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

MNN - PEPERINO ALBANO

Massive and chaotic, lithoidal, grey, fine ash-rich, phreatomagmatic ignimbrite, K-foiditic, up to 30 m thick, with lava, sedimentary, intrusive and metamorphic xenoliths; (<23±6,7 ka[2]; 36±1 ka[3]).

UPPER PLEISTOCENE p.p.

STL - CANTONE UNIT

Cross- to plane-parallel stratified ash surge deposit, K-foiditic, up to 8 m thick. A ~ 60 cm thick breccia is interbedded made of lava, sedimentary, metamorphic and intrusive xenoliths; (45±3 ka[4]).

UPPER PLEISTOCENE p.p.

KRL - CORONA DEL LAGO UNIT

Plane-parallel to cross-stratified ash surge and fall deposit, K-foiditic, up to 35 m thick, lithoidal to loose, made of dense to moderately vesicular, porphyritic shards, with accretionary lapilli, armoured lapilli and lava lithics; (69±1 ka[3]).

UPPER PLEISTOCENE p.p.

DSN - COSTE DEI LAGHI UNIT

Massive to poorly stratified, lithoidal, grey ash-rich surge and fall deposit with carbonate and lava blocks, up to 28 m thick.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

TGO - MONTAGNACCIO UNIT

PROGETTO CARG

Alternated ash-rich to lapilli-rich, parallel to cross-stratified surge and fall deposit, up to 13 m thick. The base is 2 m thick coarse lava, sedimentary, intrusive, metamorphosed xenolith-rich breccia. (70±1 ka[3]).

UPPER PLEISTOCENE p.p.

ARICCIA MAAR

ICA - ARICCIA UNIT

Lapilli- to ash-sized, stratified surge beds upward grading into a massive, ash-rich, lithoidal, deposit with lava, intrusive and metamorphic xenoliths; maximum thickness 40 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

NEMI MAAR

NEM - NEMI UNIT

Massive and chaotic to stratified, grey, fine ash-rich, lithified surge and flow deposits with lava, tuff, sedimentary and subordinate intrusive xenoliths, up to 100 m thick.

MNNa - Sandy-cobble lithofacies. Sandy-cobble lahar deposits.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

CAMPI D'ANNIBALE FORMATION (ABL).

Succession of ash- and accretionary lapilli-rich deposits with fine-breccia beds separated by paleosoils related to the distal deposits of the Via dei Laghi maars.

UPPER PLEISTOCENE p.p.?

THE TUSCOLANO-ARTEMISIO PERI-CALDERA FISSURE SYSTEM AND THE FAETE INTRECALDERA STRATOVOLCANO

FKB - MADONNA DEGLI ANGELI FORMATION

This formation comprises all tephritic to K-foiditic, dark grey, coherent to vesicular, aphyric to porphyritic lava and pyroclastic deposits from peri-caldera to extra-caldera fissure systems, emplaced after the last caldera collapse. Maximum thickness 300 m at peri-caldera locations.

FKB_{i5} - Monte Due Torri succession. (a) lava; (b) scoria cones; (c) phreatomagmatic ash deposit; (237±11[7]-<178±24 ka[8]).

FKB_{i4} - S. Maria delle Mole succession. (a) lava (b) scoria cones

FKB_{i2} - Artemisio succession. (a) lava; (b) scoria cones; (287±4-277±2 ka[5]).

FKB_{i1} - Tuscolo succession. (a) lava; (b) scoria cones; (356±2 ka[5]).

FKB_a - deposits not associated to specific successions: (a) lava; **FKB_b -**

PROGETTO CARG

deposits not associated to specific successions: (b) pyroclastic units; **FKB_c - deposits not associated to specific successions:** alternated scoria-lapilli and ash fallout beds; (c) scoria cones.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

RPP - ROCCA DI PAPA FORMATION

This formation comprises all K-foiditic to tephritic, dark grey, coherent to vesicular, aphyric to porphyritic lava lava and pyroclastic deposits from the intracaldera Faete stratovolcano and parasitic cones, which fill the caldera: (a) lava; (b) scoria cones;

RPP_1 - Colle Iano member (RPP_1). a) lava; b) scoria cones; (283±1-250±2 ka[7,8]).

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

THE VULCANO LAZIALE IGNIMBRITE PLATEAU AND CALDERA COMPLEX

VSN - VILLA SENNI FORMATION

VSN_2 - Pozzolanelle. Tephri-phonolitic to phono-tephritic, massive and chaotic, unconsolidated, dark purple, coarse ash and lapilli-sized, scoria and xenolith rich ignimbrite, 20-80 m thick; (357±2 ka[5]).

VSN_{2a} - Occhio di Pesce (*Fisheye*) lithofacies. VSN_2 facies with> 30% of loose leucite crystal fragments.

VSN_{2b} - Colle Fumone Breccia. Co-ignimbrite breccia, with abundant intrusive and skarn xenoliths.

VSN_1 - Tufo Lionato (VSN_1). K-foiditic to tephri-phonolitic lithifield, massive and chaotic, red to yellow, ash-supported ignimbrite with black scoria, 2-10 m thick. To the east, the basal deposit is an up to 150 cm thick scoria fall deposit.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

SLV - FONTANA CENTOGOCCE FORMATION

Lava, pyroclastic and reworked deposits from central and peripheral activity; maximum thickness 130 m at caldera wall: (a) K-foiditic to phono-tephritic, dark grey, aphyric, to porphyritic lava; (b) pyroclastic deposits - Ash and lapilli-sized fallout beds, variably altered; (c) scoria cones.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

PNR - POZZOLANE NERE

Tephriphonolitic, massive and chaotic, black, scoria and xenolith lapilli-rich, unconsolidated ignimbrite, 10-20 m thick. To the east, the basal deposit is an up to 160 cm thick scoria fall deposit; (407±4 ka[5]).

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

PROGETTO CARG

RMN - FOSSO TRE RAMI LAVA. Phono-tephritic to K-foiditic, dark grey, aphyric, to porphyritic lava units.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

RED - POZZOLANE ROSSE

Tephritic to tephri-foiditic, unconsolidated, red to purple, scoria and xenolith lapilli-rich ignimbrite, 20-80 m thick. To the east, the basal deposit is an up to 70 cm thick scoria fall deposit; (457±4 ka[5]);

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

TDC - TOR DE CENCI UNIT

K-foiditic, fine grained, massive to stratified, accretionary-lapilli-bearing, zeolitized yellow tuff, 10 m thick; (561±1 ka[5]);

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

VCL - VALLICELLE UNIT

Poorly to deeply altered, alternating ash- and lapilli-size tabular beds. Lava units are known from bore-hole data.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

PRE-OROGENIC UNITS

SPT - SPONGOLITIC UNIT. Only the following lithofacies crop out in the sheet area.

SPT_{1b} - Marly lithofacies. Wackestone with sponge spicules, corals, globigerinids (among which *Globigerinoides sp.*), pteropods, echinids.

LOWER MIOCENE P.P.

SPT_{1a} - Calcarenitic lithofacies - Intra- and bio-clastic calcarenites with encrusting algae, orbitoids, rotalids, *Miogypsina globulina*, (Michelotti), echinoids associated with calcareous breccias (lower part of Guadagnolo Fm.)

AQUITANIAN P.P. - BURDIGALIAN

CFR - LIMESTONES WITH MICROFORAMINIFERA. Only the following member crops out in the sheet area.

CFR_2 - CALCARENITES WITH MACRO FORAMINIFERIDS

MEMBER OF CALCARENITES WITH MIOGYPSINIDS AND LEPIDOCYCLINIDS

Intra- and bio-clastic calcarenites with *Myogipsinoides sp.*, orbitoids, calcareous breccia with amphistegines, breccia with angular clasts.

CHATTIAN P.P. - AQUITANIAN P.P.

PROGETTO CARG

SGC - SCAGLIA CONDENSATA

Reddish and greenish well stratified micritic and detrital limestones with intraclasts, glauconite and orbulinids, globigerinids, globorotalids interbedded with intra- and bio-clastic calcarenites.

LOWER EOCENE P.P. - MIDDLE EOCENE P.P.

BIC - BIOCLASTIC LIMESTONE WITH HIPPURITIDES AND CORALS. Only the following lithofacies crop out in the sheet area.

BIC_a - BIOCLASTIC LIMESTONES WITH RADIOLITIDS

Well stratified intra- and bio-clastic grain-supported limestone and thinly detrital limestone with radiolitids and echinids alternating with mud-supported limestone. *Hippuritidae* and *Radiolitidae* biozone.

TURIONAN P.P.

RDT - LIMESTONES WITH RADIOLITIDES. Only the following lithofacies crop out in the sheet area.

RDT_d - MICRITIC LIMESTONE WITH FORAMINIFERIDS

Well stratified mud-supported limestone with benthic foraminiferids (dicyclinids, cuneolinids and miliolids) and radiolitids with reticulated shell. The bottom and the top boundaries are not outcropping. *Accordiella conica* and *Rotorbinella scarsellai* biozone *p.p.*

CONIACIAN - SANTONIAN P.P.

RDT_c - MICRITIC LIMESTONE WITH RADIOLITIDS AND MILIOLIDS

Mud-supported limestone with Taumatoporella sp. with spheroidal thallus, benthic foraminiferids (miliolids, nummoloculinids, cuneolinids) and radiolitids and seldom *packstone* with small intraclasts alternating with thick bedded dolomitic limestone and dolomite; sometimes black clast breccia and intraclast conglomerate poor in greenish matrix. At the bottom the biomarker horizon with *C. fraasi* is present. The top boundary is not outcropping. *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* and *Nummoloculina* cf. *irregularis* biozone p.p.

UPPER CENOMANIAN P.P. - TURONIAN P.P.

RDO - LIMESTONE WITH RUDISTS AND ORBITOLINIDS

Massive or thick bedded whitish intra- and bio-clastic limestone, crystalline and thinly detrital limestone with orbitolinids, caprinids, sometimes radiolitids and seldom ostreids; coarse calcarenite and grain-supported conglomerate with fragments of caprinids; *grainstone* with orbitolinids and alveolinids, and rounded clasts; light brown fine calcarenite with small alveolinids; reddish and brecciated limestone. *Orbitolina* biozone.

MIDDLE CENOMANIAN - UPPER CENOMANIAN P.P.

Only the following lithofacies crops out in the sheet area.

PROGETTO CARG

RDO$_a$ - DETRITAL AND MUD-SUPPORTED LIMESTONE WITH NERINEIDS, OSTREIDS AND RADIOLITIDS

Well bedded detrital limestone with orbitolinids alternating with mud-supported limestone with radiolitids and ostreids; packstone and wackestone with nerineids, among which *Plesiotygmatis nobilis* (MUENSTER), and sometimes ostreids and radiolitids with reticulated shell. *Orbitolina* biozone characterised reef microbiofacies; *Chrysalidina gradata* and *Pseudolituonella reicheli* biozone and *Pseudorhapydionina dubia* and *Pseudorhapydionina laurinensis* biozone characterised lagoon microbiofacies.

MIDDLE CENOMANIAN - UPPER CENOMANIAN P.P.

DLA - LIMESTONE WITH ALVEOLINIDS AND LAMINATED DOLOMITE

Well stratified mud-supported limestone with well distinguished stratigraphic horizons with ostreids, radiolitids, cisaleolinids and pseudorapidioninids alternating with massive grey dolomite and micritic dolomitic limestone. Whitish intra- and bio-clastic *packstone* horizons of the "Pre-Maastrichtian crystalline limestone" *Auct.* are intercalated within the two above mentioned lithofaciese.. *Chrysalidina gradata* and *Pseudolituonella reicheli* biozone and *Pseudorhapydionina dubia* and *Pseudorhapydionina laurinensis* biozone.

MIDDLE CENOMANIAN - UPPER CENOMANIAN P.P.

PUO - SERRA DEL PRUNO LIMESTONE

Well stratified light brown mud-supported limestone with ostracods and miliolids sometimes alternating with fetid foliated dolomite and black clast breccia; mudstone with requienids and gastropods; light brown mudstone with *Archeoalveolina reicheli* De Castro and Albian orbitolinids. At times conglomerate with greenish micritic matrix. *Archaealveolina reicheli* biozone and *Ostracoda* and *Miliolidae* biozone.

UPPER APTIAN P.P. - LOWER CENOMANIAN

CMS - LIMESTONE AND MARL WITH SALPINGOPORELLA DINARICA AND CHAROPHYTA

Well stratified light brown and hazel mudstone with greenish marley-clayey interbeds with *Salpingoporella dinarica* Radoicic, charophyta oogons and sometimes orbitolinids and ostracods alternating with marly limestone and eterometric conglomerate. Upper-middle portion of *Salpingoporella dinarica* biozone.

LOWER APTIAN P.P. - UPPER APTIAN P.P.

RCO - LIMESTONE WITH REQUIENIDS, CAPROTINIDS, OSTREIDS

Thick layered white and light brown grain-supported bioclastic limestone

PROGETTO CARG

and biostromal floatstone with mollusk (requienids, ostreids and to a lesser extent caprotinids and caprinids) alternating with mud-supported limestone with foraminiferids and calcareous algae. Lower portion of *Salpingoporella dinarica* biozone.

LOWER APTIAN P.P.

CCG - CICLOTEMIC LIMESTONE WITH GASTROPODS

Well and thick bedded mud-supported limestone with stromatolitic-type plano-parallel and ondulated laminations; mudstone with bird's eye. *Favreina salevensis* and *Salpingoporella annulata* biozone and ?*Cuneolina scarsellai* and *Cuneolina camposaurii* biozone.

BARREMIAN - BERRIASIAN P.P.

Within that formation the following lithofacies has been distinguished.

CCG_1 - DOLOMITIC MEMBER

Thick bedded whitish and greyish sterile dolomite

BERRIASIAN P.P.

CCM - CALCARI CON CLADOCOROPSIS E CLYPEINA

From the bottom to the top light brown mud-supported limestone with *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *wackestone* with *Kurnubia spp.* and yellowish *mudstone*, dolomitic limestone and dolomite with local reddish horizons and stromatolite lamination and finally well stratified mudstone with *Clypeina jurassica* Favre. *Kurnubia palastiniensis* p.p. biozone, *Cladocoropsis mirabilis* subzone and *Clypeina jurassica* biozone.

CALLOVIAN P.P. - TITHONIAN

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG