



**A P A T**

*Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici*



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

*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 374

**ROMA**

a cura di

**R. Funicello<sup>1</sup>, G. Giordano<sup>1</sup>**

*con i contributi di*

**F. Bozzano<sup>3</sup>, G. Capelli<sup>1</sup>, C. Cesi<sup>4</sup>, P. Cipollari<sup>1</sup>, D. Cosentino<sup>1</sup>, A. Esposito<sup>2</sup>,**

**V. Eulilli<sup>4</sup>, E. Gliozzi<sup>1</sup>, M. Lanzini<sup>5</sup>, M. Mattei<sup>1</sup>, M. Porreca<sup>1</sup>, R. Mazza<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi "Roma Tre"

<sup>2</sup> Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "La Sapienza"

<sup>4</sup> Dipartimento di Difesa del Suolo - Servizio Geologico - APAT

<sup>5</sup> collaboratore esterno

Ente realizzatore



Dipartimento di Scienze Geologiche

***Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:***  
**L. Serva**

***Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:*** **F. Galluzzo**

***Responsabile del Progetto CARG per l'Università degli Studi "Roma Tre":***  
**M. Parotto**

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

*Revisione scientifica:*

*per il vulcanico:* **R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita**

*per il sedimentario:* **F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coordinatore), S. Falcetti**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**C. Cipolloni, M.P. Congi, A. Fiorentino (ASC)**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**M. Cosci, S. Falcetti**

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI "ROMA TRE":

*Coordinatore Scientifico:*

**R. Funicello**

*Direttore del Rilevamento:*

**G. Giordano**

*Responsabile Informatizzazione:*

**A. Cecili**

*Banca dati e allestimento grafico:*

**M. Felici, R. Gini**

***Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:***  
**S.EL.CA. srl - Firenze**

***Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:***  
**M.T. Lettieri** (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

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

**Stampa:** **S.EL.CA. srl, Firenze - 2008**

## INDICE

### PREMESSA

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	pag.	11
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	»	11
2.	- STUDI PRECEDENTI .....	»	13
<b>II</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> .....	»	17
1.	- PREMESSA .....	»	17
2.	- DEPOSITI MARINI PLIOCENICI .....	»	20
2.1.	- FORMAZIONE DI MONTE VATICANO (MVA) .....	»	21
3.	- SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA (AE) .....	»	23
3.1.	- FORMAZIONE DI MONTE MARIO (MTM) .....	»	23
3.1.1.	- Membro di Farneto (MTM <sub>1</sub> ) .....	»	25
3.2.	- FORMAZIONE DI MONTE DELLE PICHE (MDP) .....	»	28
4.	- SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (AU) .....	»	29
4.1.	- SINTEMA MAGLIANA (MNL) .....	»	30
4.1.1.	- FORMAZIONE DI PONTE GALERIA (PGL) .....	»	31
4.1.1.1.	- Conglomerati di Casale dell'Infernaccio (PGL <sub>1</sub> ) .....	»	31
4.1.1.2.	- Argille ad <i>Helicella</i> (PGL <sub>2</sub> ) .....	»	32
4.1.1.3.	- Membro della Pisana (PGL <sub>3</sub> ) .....	»	32
	<i>Litofacies conglomeratico-sabbiosa</i> (PGL <sub>3a</sub> ) .....	»	32
	<i>Litofacies argilloso-sabbiosa</i> (PGL <sub>3b</sub> ) .....	»	32
	<i>Litofacies sabbiosa</i> (PGL <sub>3c</sub> ) .....	»	33
4.1.1.4.	- <i>Litofacies conglomeratica</i> (PGL <sub>a</sub> ) .....	»	33
4.1.1.5.	- <i>Litofacies argilloso-sabbiosa</i> (PGL <sub>b</sub> ) .....	»	33
4.1.2.	- FORMAZIONE DEL FOSSO DELLA CRESCENZA (FCZ) .....	»	34
4.2.	- SINTEMA FLAMINIA (LMN) .....	»	35
4.2.1.	- FORMAZIONE DI S. CECILIA (CIL) .....	»	37
4.2.2.	- UNITÀ DI TOR DE CENCI (TDC) .....	»	38
4.2.3.	- UNITÀ DELLA VIA TIBERINA (TIB) .....	»	39
4.3.	- SINTEMA VILLA GLORI (VGL) .....	»	40
4.3.1.	- FORMAZIONE DI VALLE GIULIA (VGU) .....	»	41
4.3.2.	- UNITÀ DEL PALATINO (PTI) .....	»	41
4.3.3.	- UNITÀ DI PRIMA PORTA (PPT) .....	»	43
4.3.4.	- UNITÀ DI CASALE DEL CAVALIERE (KKA) .....	»	45
4.3.5.	- TUFI STRATIFICATI VARICOLORI DI SACROFANO (SKF) .....	»	45

4.4.	- SINTEMA TORRINO ( <b>TNO</b> ) . . . . .	»	47
4.4.1.	- LAVE DI VALLERANO ( <b>LLL</b> ) . . . . .	»	47
4.4.2.	- POZZOLANE ROSSE ( <b>RED</b> ) . . . . .	»	48
4.4.3.	- FORMAZIONE DI FOSSO DEL TORRINO ( <b>FTR</b> ) . . . . .	»	49
4.4.3.1.	- Conglomerato Giallo ( <b>FTR<sub>1</sub></b> ) . . . . .	»	50
4.4.4.	- TUFO ROSSO A SCORIE NERE SABATINO ( <b>RNR</b> ) . . . . .	»	51
4.4.5.	- TUFU STRATIFICATI VARICOLORI DI LA STORTA ( <b>LTT</b> ) . . . . .	»	52
4.4.6.	- LAVE DI FOSSO TRE RAMI ( <b>RMN</b> ) . . . . .	»	53
4.4.7.	- POZZOLANE NERE ( <b>PNR</b> ) . . . . .	»	53
4.4.8.	- FORMAZIONE DI FONTANA CENTOGOCCE - <i>litofacies piroclastica</i> ( <b>SLV<sub>b</sub></b> ) . . . . .	»	54
4.5.	- SINTEMA QUARTACCIO ( <b>QTA</b> ) . . . . .	»	55
4.5.1.	- FORMAZIONE DI VILLA SENNI ( <b>VSN</b> ) . . . . .	»	55
4.5.1.1.	- Tufo Lionato ( <b>VSN<sub>1</sub></b> ) . . . . .	»	56
4.5.1.2.	- Pozzolanelle ( <b>VSN<sub>2</sub></b> ) . . . . .	»	58
	- <i>Litofacies Occhio di Pesce</i> ( <b>VSN<sub>2a</sub></b> ) . . . . .	»	59
	- <i>Breccia di Colle Fumone</i> ( <b>VSN<sub>2b</sub></b> ) . . . . .	»	59
4.5.1.3.	- <i>Litofacies conglomeratico-sabbiosa</i> ( <b>VSN<sub>a</sub></b> ) . . . . .	»	59
4.5.2.	- FORMAZIONE AURELIA ( <b>AEL</b> ) . . . . .	»	60
4.5.3.	- FORMAZIONE DI MADONNA DEGLI ANGELI ( <b>FKB</b> ) . . . . .	»	61
	- <i>Litofacies lavica</i> ( <b>FKB<sub>a</sub></b> ) . . . . .	»	61
	- <i>Litofacies piroclastica</i> ( <b>FKB<sub>b</sub></b> ) . . . . .	»	61
4.5.4.	- FORMAZIONE DI VITINIA ( <b>VTN</b> ) . . . . .	»	61
4.5.5.	- UNITÀ DELLA VIA NOMENTANA ( <b>NMT</b> ) . . . . .	»	63
4.6.	- SINTEMA FIUME ANIENE ( <b>ANE</b> ) . . . . .	»	63
4.6.1.	- UNITÀ DI SACCOPISTORE ( <b>SKP</b> ) . . . . .	»	64
4.7.	- SINTEMA FIUME TEVERE ( <b>SFT</b> ) . . . . .	»	64
4.7.1.	- UNITÀ DI VALLE MARCIANA ( <b>MAK</b> ) . . . . .	»	65
4.7.2.	- PEPERINO DI ALBANO ( <b>MNN</b> ) . . . . .	»	65
4.7.3.	- LA SUCCESSIONE PLEISTOCENICO SUP.-OLOCENICA »		66
4.7.3.1.	- FORMAZIONE DEL TAVOLATO ( <b>TAL</b> ) . . . . .	»	66
4.7.3.2.	- deposito lacustre ( <b>SFT<sub>e2</sub></b> ) . . . . .	»	68
4.7.3.3.	- deposito alluvionale ( <b>SFT<sub>ba</sub></b> ) . . . . .	»	68
4.7.3.4.	- deposito alluvionale in evoluzione ( <b>SFT<sub>bb</sub></b> ) . . . . .	»	69
4.7.3.5.	- deposito antropico ( <b>h</b> ) . . . . .	»	69
4.7.3.6.	- discarica ( <b>h<sub>1</sub></b> ) . . . . .	»	69
5.	- L'ORGANIZZAZIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI VULCANICI. . . . .	»	69
5.1.	- IL DISTRETTO VULCANICO SABATINO . . . . .	»	71
5.2.	- IL VULCANO DEI COLLI ALBANI . . . . .	»	72
5.2.1.	- <i>Il Litosoma Vulcano Laziale</i> . . . . .	»	72
5.2.2.	- <i>Il Litosoma Tuscolano-Artemisio</i> . . . . .	»	75

5.2.3.	- <i>Il Litosoma Faete</i> . . . . . »	78
5.2.4.	- <i>Il Litosoma Via dei Laghi</i> . . . . . »	78
<b>III</b>	<b>- TETTONICA</b> . . . . . »	81
1.	- PREMESSA . . . . . »	81
2.	- LA TETTONICA PLIOCENICA . . . . . »	82
3.	- LA TETTONICA SANTERNIANA-EMILIANA . . . . . »	85
4.	- LA STRUTTURAZIONE DELL'ALTO DI MONTE MARIO »	86
5.	- LA TETTONICA MEDIO-PLEISTOCENICA . . . . . »	88
6.	- GRAVIMETRIA ( <i>a cura di C. Cesi e V. Eulilli</i> ) . . . . . »	89
<b>IV</b>	<b>- SINTESI DELL'EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'AREA ROMANA</b> . . . . . »	93
<b>V</b>	<b>- CENNI DI GEOMORFOLOGIA, IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA</b> . . . . . »	99
1.	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA DELL' AREA ROMANA . »	100
2.	- CENNI DI IDROGEOLOGIA DELL' AREA ROMANA ( <i>a cura di G. Capelli e R. Mazza</i> ) . . . . . »	100
2.1.	- LINEE ISOFREATICHE DEL TERRITORIO DEL COMUNE DI ROMA . . . . . »	102
2.2.	- IDROGEOLOGIA APPLICATA AI PROBLEMI DEL DISSESTO URBANO . . . . . »	103
3.	- CARATTERISTICHE GEOLOGICO-TECNICHE DEL SUBSTRATO SEDIMENTARIO DELL' AREA ROMANA ( <i>a cura di F. Bozzano</i> ) . . . . . »	105
4.	- CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE PRINCIPALI UNITÀ VULCANICHE ( <i>a cura di M. Lanzini</i> ) . . . . . »	111
5.	- CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE ALLUVIONI OLOCENICHE . . . . . »	114
5.1.	- ALLUVIONI DELLA VALLE DEL TEVERE . . . . . »	114
5.2.	- ALLUVIONI DEI FOSSI . . . . . »	117
6.	- RIPORTI ( <i>a cura di M. Lanzini</i> ) . . . . . »	119
7.	- RISCHI GEOLOGICI ( <i>a cura di M. Lanzini</i> ) . . . . . »	122
7.1.	- ESONDAZIONE . . . . . »	122
7.2.	- FRANOSITÀ . . . . . »	122
7.3.	- SUBSIDENZA . . . . . »	123
7.4.	- SISMICITÀ . . . . . »	124
7.5.	- RISCHIO DI CROLLO DI IPOGEI . . . . . »	125
	<b>BIBLIOGRAFIA</b> . . . . . »	129
	<b>APPENDICE</b> . . . . . »	145
	<b>ABSTRACT</b> . . . . . »	147

PROGETTO  
CARG

## PREMESSA

Il Foglio 374 “Roma” 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 1998 ed il 2001 nell’ambito dell’accordo di programma tra Servizio Geologico Nazionale ed il Dipartimento di Scienze Geologiche dell’Università Roma TRE. Il criterio adottato per il rilevamento è stato quello dell’individuazione e rappresentazione delle unità litostratigrafiche e di litofacies riconoscibili sul terreno; per una chiara definizione di queste sono state anche misurate ed analizzate numerose sezioni stratigrafiche e raccolti campioni per le analisi petrografiche, sedimentologiche e paleontologiche.

Il Foglio presenta un taglio particolare, geologicamente molto ricco essendo posizionato lungo la valle del Tevere, alla sovrapposizione tra le zone distali dei plateau ignimbrici dei vulcani Colli Albani a sud e dei Monti Sabatini a nord, ma per la maggior parte localizzato nell’area urbana della capitale. Per tale motivo, oltre alle tradizionali tecniche di rilevamento di campagna, si è reso necessario integrare questi dati con una estesa analisi di stratigrafie del sottosuolo da sondaggi reperiti ad hoc per questo progetto o da opere infrastrutturali di recente realizzazione.

Le distinzioni fra le unità rispecchiano in parte quelle note dalla letteratura, ma, oltre al riconoscimento di ulteriori unità precedentemente poco o punto descritte, l’adozione del criterio di rappresentazione ad 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 cita-

te 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 è stato condotto da A. Esposito, M. Fabbri, G. Giordano, P. Marsili, I. Mazzini, P. Paccara, P. Pieruccini, S. Rodani, C. Rosa, A. Trigari, diretto da G. Giordano e coordinato da R. Funicciello. Le analisi dei foraminiferi sono state effettuate da L. Di Bella (Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza di Roma), quelle del nannoplancton da P. Cipollari (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre), quelle degli ostracodi da C. Faranda ed E. Gliozzi (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre), quelle dei vertebrati da G. Barisone (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre). Le analisi diffrattometriche sono state effettuate da S. Lo Mastro (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre). L'informatizzazione del Foglio è stata curata da A. Cecili (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre) e realizzata da M. Felici e R. Gini, mentre la banca dati del sottosuolo è a cura di A. Billi (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre). Al reperimento dei dati da sottosuolo hanno contribuito i professionisti A. Corazza, D. Cruciani, A. Esposito, V. Manzon, A. Valentino (†).

Il dettaglio raggiunto nella definizione della geologia del Foglio è stato possibile anche grazie ai dati resi disponibili da enti pubblici ed imprese private nel corso di questi anni sia informalmente che attraverso convenzioni stipulate con il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università Roma TRE. In particolare si ringraziano l'Ufficio Extradipartimentale di Protezione Civile del Comune di Roma, le Soprintendenze Archeologiche di Roma e del Lazio, la Astaldi S.p.A., l'Italferr, la direzione del Parco dell'Appia.

Si ringraziano inoltre G. Carboni e S. Conti (Università "La Sapienza" di Roma) per le proficue discussioni sui depositi marini plio-quaternari.

R. Funicciello e G. Giordano (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre) hanno redatto i capitoli I (Introduzione), II (Stratigrafia), III (Tettonica) e IV (Evoluzione geologica dell'area romana); ai capitoli II, III e IV hanno contribuito inoltre A. Esposito (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma), P. Cipollari, D. Cosentino, C. Faranda ed E. Gliozzi (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre) per la biostratigrafia e per la tettonica. M. Mattei e M. Porreca (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre). Il paragrafo Gravimetria del capitolo III è stato redatto da C. Cesi e V. Eullilli (APAT). Il capitolo V è stato redatto da G. Capelli e R. Mazza (Dipartimen-



to di Scienze Geologiche, Università Roma Tre) per l'idrogeologia, F. Bozzano (Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza" di Roma) per i caratteri geotecnici delle unità sedimentarie e M. Lanzini (professionista) per i caratteri geotecnici delle unità vulcaniche e delle alluvioni del Tevere e per i rischi geologici.

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG

## I - INTRODUZIONE

### 1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area romana è compresa 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. La successione pre- e sin-orogena non affiora nell'areale del Foglio, ma 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-orogena mesozoico-cenozoica è costituita da calcari e marne deposti nei bacini Toscano e Sabino; al di sopra di tali depositi è presente una copertura terrigena, il flysch Ligure, deposti per gravità durante le prime fasi dell'orogenesi (FUNICIELLO & PAROTTO, 1978). Tale successione è organizzata in alti e bassi strutturali legati alla tettonica estensionale spesso sovrimposta su *thrust* preesistenti a direzione NO-SE. Il tetto della successione è stato intercettato a profondità diverse, da un minimo di poche centinaia di metri (via C. Colombo, G.R.A.) ad un massimo di oltre 1300 m al di sotto del piano campagna (Circo Massimo; SIGNORINI, 1939).

Lungo il margine tirrenico, la sedimentazione terrigena marina post-orogena 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 orogena a quella post-orogena,

ha 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, con la conseguente messa in posto di un notevole volume di strati ignimbrici. Questi hanno 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 374 “Roma” comprende una successione di unità comprese fra i depositi di mare aperto della formazione di Monte Vaticano (Pliocene *p.p.*) e la complessa successione di ambiente francamente continentale, sedimentaria, vulcanica e vulcanosedimentaria del Pleistocene medio-Olocene.

All'interno della successione plio-quadernaria sono presenti molte superfici di discontinuità sia regionali sia locali, che illustrano le complesse relazioni tra tettonica, vulcanismo e sedimentazione. La più antica delle superfici di *unconformity* di importanza regionale è riferibile ad un'età compresa tra la parte alta del Pliocene inferiore e la parte bassa del Pleistocene inferiore e si riconosce alla base dei sedimenti marini del Pleistocene inferiore della formazione di Monte Mario (Capitolo II, 3.1), mentre al suo tetto si riconosce la successiva superficie che ospita al di sopra i sedimenti continentali del paleodelta del Tevere (formazione di Ponte Galeria, Capitolo II, 4.1.1). Più recenti di questa superficie se ne riconoscono altre che terrazzano i depositi fluviali del Tevere e che sono legate alle principali oscillazioni del livello marino durante il Pleistocene medio e superiore e colmate da depositi in facies fluvio-lacustri (formazione di S. Cecilia, Capitolo II, 4.2.1; formazione di Valle Giulia, Capitolo II, 4.3.1; formazione di Fosso del Torrino, Capitolo II, 4.4.3; formazione Aurelia, Capitolo II, 4.5.2; formazione di Vitinia, Capitolo II, 4.5.4; unità di Saccopastore, Capitolo II, 4.6.1).

L'attività del vulcano dei Colli Albani, posto nella parte a sud-est del Foglio, è caratterizzata dalla messa in posto a partire dal Pleistocene medio di una complessa successione di depositi ignimbrici, 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; Capitolo II, 5). Nell'areale del Foglio affiorano i prodotti di tre di questi litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio e Litosoma Via dei Laghi) per la maggior parte in riva sinistra dalla valle del Tevere, mentre in riva destra, al di sopra delle unità plio-pleistoceniche marine e transizionali, affiorano estesamente i depositi da ricaduta ed ignimbrici del distretto vulcanico sabatino.

I depositi vulcanici e vulcanoclastici più recenti dell'area datano all'Olocene e sono distribuiti nel quadrante sud-est del foglio nella zona di Ciampino (formazione del Tavolato, Capitolo II, 4.7.3.1). La scoperta di questi depositi recenti,

non rilevati dalla cartografia precedente, è una delle grandi novità di questo Foglio e consente di ridefinire il vulcano dei Colli Albani come un vulcano attivo e quiescente (FUNICIELLO *et alii*, 2002; 2003).

Dal punto di vista tettonico la struttura principale che attraversa il foglio è l'alto strutturale di Monte Mario, a direttrice NO-SE, legato al sollevamento dei sedimenti marini plio-pleistocenici, tra il Pleistocene inferiore ed il medio, con una cinematica essenzialmente estensionale (Capitolo III). Il sollevamento dell'alto ha determinato la diversione del Tevere, forzato a scorrere parallelamente alla costa verso sud-est con la deposizione di ingenti spessori di conglomerati, sabbie e argille (formazione del Fosso della Crescenza, Capitolo II, 4.1.2), prima di assumere la configurazione attuale, dovuta alla messa in posto dei depositi vulcanici albanici a sud e sabatini a nord.

## 2. - STUDI PRECEDENTI

La geologia dell'area romana è stata investigata per oltre due secoli e mezzo ed esiste una vasta letteratura sui vari aspetti stratigrafici e strutturali che interessano sia le successioni sedimentarie che vulcaniche. 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:

- La natura dei sedimenti marini plio-pleistocenici, il loro contenuto fossilifero ed in particolare la definizione del limite Pliocene-Pleistocene sono stati indagati da molti autori, tra cui possiamo ricordare BROCCHI (1820), PONZI (1875, 1876); VERRI (1915); CERULLI IRELLI (1905), BLANC *et alii* (1953); CONFORTO (1962); ALBERTI *et alii* (1967); AMBROSETTI & BONADONNA (1967); BONADONNA (1968); BIGAZZI *et alii* (1973); BELLOTTI *et alii* (1994); MARRA *et alii* (1995); MARRA & ROSA (1995); CARBONI & IORIO (1997); BERGAMIN *et alii* (2000). Di particolare interesse sono i nuovi dati stratigrafici e paleontologici presentati recentemente a seguito dell'escavazione della galleria urbana denominata "Giovanni XXIII" che attraversa la struttura dell'alto di Monte Mario intercettando il limite inconforme tra Pliocene e Pleistocene, nonché le faglie principali dell'*horst* (COSENTINO *et alii*, 2004, 2008).
- 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), sia di indagini gravimetriche in DI FILIPPO & TORO (1980, 1995) e DI FILIPPO (ed.) (1993). Metodi di inversione di dati sismici sono invece stati utilizzati per individuare la struttura crostale per la zona dei Colli Albani e dunque per la porzione sudorientale del foglio in CIMINI *et alii* (1994), CHIARABBA *et alii* (1994, 1997), FEUILLET *et alii* (2004). I dati delle

- stratigrafie da sondaggi superficiali sono stati utilizzati per la redazione di carte del substrato in MANFREDINI (1990) ed in MARRA *et alii* (1995). Una sintesi dei dati strutturali di terreno è presentata in FACCENNA *et alii* (1995).
- I sedimenti continentali fluviali e costieri dell'area romana e laziale in genere sono stati oggetto di numerosi studi specifici per quanto riguarda l'importanza dei periodi glaciali nella formazione delle superfici di inconformità in BLANC (1937, 1942); AMBROSETTI & BONADONNA (1967); BONADONNA & BIGAZZI (1969); MANFREDINI (1990), mentre l'architettura interna delle successioni sedimentarie per valutare le variazioni del livello marino ed i tassi di *uplift* è stata studiata in CONATO *et alii* (1980); MALATESTA & ZARLENGA (1985, 1986a,b,c); MARRA *et alii* (1998); MILLI (1994, 1997). Il contributo del vulcanismo ai processi sedimentari è stata messa in luce da una serie di lavori negli anni '90 tra cui CAVINATO *et alii* (1993); MARRA & ROSA (1995), mentre la definizione di depositi vulcanoclastici sineruttivi ed intereruttivi è stata affrontata in GIORDANO *et alii* (2002a). La geometria dei terrazzi costieri è stata analizzata da BASILI & BOSI (1996). Un recente lavoro complessivo sugli aspetti su elencati è di GIORDANO *et alii* (2002b). Per quanto riguarda i ritrovamenti paleontologici ed archeologici, l'area romana è ricca di siti di grande importanza per cui si rimanda per la bibliografia al recente CAVARRETTA *et alii* (2001) e bibliografia ivi contenuta.
  - La successione vulcanica albana è stata oggetto di innumerevoli studi di carattere stratigrafico, strutturale, petrografico, geochimico e vulcanologico. In questa sede rimandiamo principalmente ai due volumi monografici esistenti che coprono tutti gli aspetti su elencati, il FORNASERI, SCHERILLO, VENTRIGLIA (1963) ed il TRIGILA (ed)(1995) e bibliografie ivi contenute. Lavori più recenti hanno messo in luce l'attività vulcanica molto recente che ridefinisce il vulcano albano come quiescente in FUNICIELLO *et alii* (2002, 2003), CARAPEZZA *et alii* (2005). Per quanto riguarda la geocronologia radiometrica, i dati sono spesso difformi a seconda delle metodologie e si rimanda ai vari lavori di BIDDITTU *et alii* (1979), BERNARDI *et alii* (1982), RADICATI DI BROZOLO *et alii* (1981), FORNASERI (1985), FORNASERI & CORTESI (1989); VILLA (1992), VOLTAGGIO *et alii* (1994), KARNER *et alii* (2001), MARRA *et alii* (2003). L'organizzazione stratigrafica complessiva e l'assetto vulcanotettonico dei Colli Albani sono stati recentemente ridiscussi e ridefiniti in GIORDANO *et alii* (2006).
  - La successione vulcanica sabatina è stata oggetto di studi dettagliati soprattutto nel corso degli anni '80 e '90 in seguito alle ricerche per finalità geotermiche. Una monografia dettagliata con cartografia è pubblicata da DI FILIPPO (ed)(1993), mentre CIONI *et alii* (1993) ricostruiscono la storia vulcanologica sabatina su basi geocronologiche. Il lavoro di ROSA (1995) definisce ulteriori dettagli della stratigrafia che trova poi una ulteriore conferma geocronologica in KARNER *et alii* (2001).

- Le alluvioni del Tevere e dell'Aniene ed in particolare le loro caratteristiche geotecniche sono state investigate da molti autori in una serie di studi che si possono ritrovare nelle monografie dedicate alla Geologia della città di Roma da VENTRIGLIA (1971, 2002) e da FUNICIELLO (ed)(1995) e bibliografie ivi contenute.
- Per quanto riguarda la cartografia dell'area romana, vanno ricordate le carte in scala 1:15.000 del TELLINI (1893), in scala 1:15.000 del VERRI (1915), i fogli Roma e Cerveteri della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio 150 "Roma", ALBERTI *et alii*, 1967; Foglio 149 "Cerveteri", DRAGONE, MALATESTA & SEGRE, 1963), le carte delle monografie per la regione dei Colli Albani di FORNASERI, SCHERILLO, VENTRIGLIA (1963) in scala 1:100.000 (rilevatore VENTRIGLIA), di DE RITA *et alii* (1988) in scala 1:50.000, mentre per la regione Sabatina vanno segnalate le carte in scala 1:100.000 di VENTRIGLIA (1990) ed in scala 1:50.000 di DE RITA *et alii* (1993). MARRA & ROSA (1995) hanno pubblicato una carta in scala 1:10.000 per il Centro Storico di Roma, e più recentemente GIORDANO *et alii* (2004) hanno presentato in scala 1:10.000 la geologia del suburbio sudoccidentale di Roma. VENTRIGLIA nel 2002 ha pubblicato una carta in scala 1:10.000 della Provincia di Roma, mentre la cartografia in scala 1:10.000 che ha costituito la base della presente carta è pubblicata a cura del Dipartimento di Scienze Geologiche, del Servizio Geologico e del Comune di Roma in FUNICIELLO & GIORDANO (ed)(2005).

PROGETTO  
CARG



## II - STRATIGRAFIA

### 1. – PREMESSA

Le unità litostratigrafiche presenti nel Foglio 374 “Roma” appartengono alla successione post-orogena del margine tirrenico laziale ed hanno età comprese tra il Pliocene inferiore e l’Olocene.

L’obiettivo principale della rappresentazione cartografica 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 a limiti inconformi ha consentito di individuare pacchi di rocce delimitati da superfici a differente ordine gerarchico per sviluppo areale e/o discordanza angolare e/o *hiatus* deposizionale. Nella descrizione che segue le unità litostratigrafiche verranno dunque presentate, in accordo con l’organizzazione stratigrafica delle UBSU, all’interno dei supersintemi e dei sintemi a cui appartengono.

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

Per quanto riguarda la stratigrafia delle unità vulcaniche uno degli obiettivi principali è stato quello di rappresentare anche i depositi relativi ai processi di ridistribuzione, immediata e non, dei prodotti primari, in relazione al riequilibrio delle condizioni di sedimentazione durante e dopo l’immissione nell’ambiente 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 ai momenti di non attività del vulcano, peraltro sempre più lunghi di quelli di attività.

Per poter raggiungere gli obiettivi descritti è stato adottato un criterio stratigrafico che permettesse l'identificazione univoca dei depositi relativi ad eventi eruttivi e di quelli relativi a periodi 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. Ciò ha permesso 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 l'ordine gerarchico delle superfici di discontinuità rilevabili all'interno di una successione vulcanica avrà un carattere locale piuttosto che regionale e quindi sarà circoscritto ad un singolo centro o apparato 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. Se ad esempio una superficie di discontinuità connessa alle variazioni eustatiche o tettoniche 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. Se esiste coincidenza è invece possibile ipotizzare che l'evoluzione del vulcano ha in qualche modo risentito dei fattori tettonici e/o eustatici.

Per poter cartografare nell'ottica delle osservazioni sopra esposte, è stata realizzata una legenda dove vengono descritte le superfici che delimitano le Unità a Limiti Inconformi definite con la nomenclatura classica (supersintema, sintema) e le unità litostratigrafiche in esse contenute. Le unità vulcaniche primarie ed i prodotti del loro rimaneggiamento sineruttivo ed intereruttivo sono organizzate in unità litosomatiche. Il Litosoma è un'unità informale che si riferisce a centri vulcanici stratigraficamente e morfologicamente distinguibili e comprende l'insieme di rocce che determinano una morfologia unitaria (ad esempio un cono vulcanico) derivate da una o più unità stratigrafiche legate sia cronologicamente sia geneticamente, ed è delimitata da superfici di discontinuità significative alla scala della vita di un vulcano. Possono essere considerate tali, ad esempio, superfici che definiscono significativi cambiamenti nello stile eruttivo, nei volumi e nel chimismo dei magmi eruttati, così come cambiamenti nelle direttrici tettoniche che controllano la venuta a giorno del magma, o i collassi calderici.

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 per la distinzione di fasi di deposizione sineruttive da fasi di deposizione intereruttive (SMITH, 1987, 1991; GIORDANO *et alii*, 2002a).

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. 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 preruttive 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 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 albanese (vedi Cap. II, formazione del Tavolato).

Per quanto riguarda la nomenclatura va sottolineato che le unità 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, Tufo Rosso a Scorie Nere sabatino ecc.

## 2. – DEPOSITI MARINI PLIOCENICI

Della successione di sedimenti pliocenici di mare aperto che costituiscono i depositi più antichi in affioramento nell'area romana non è esposta la base. Essa è tuttavia nota da alcuni sondaggi profondi perforati nell'area, e risulta poggiante su flysch di tipo ligure. In particolare nel sondaggio Circo Massimo (SIGNORINI, 1939) è posta a circa - 900 m s.l.m., nei sondaggi Roma 1 e Roma 2, siti ad ovest di Roma (CONFORTO, 1962), la base è posta tra - 350 m e - 400 m s.l.m., mentre nel sondaggio Falcognana 1, a sud, la base è posta a circa -300 m s.l.m. (AGIP, 1990, dati inediti). La forte articolazione del substrato su cui poggia la successione e le

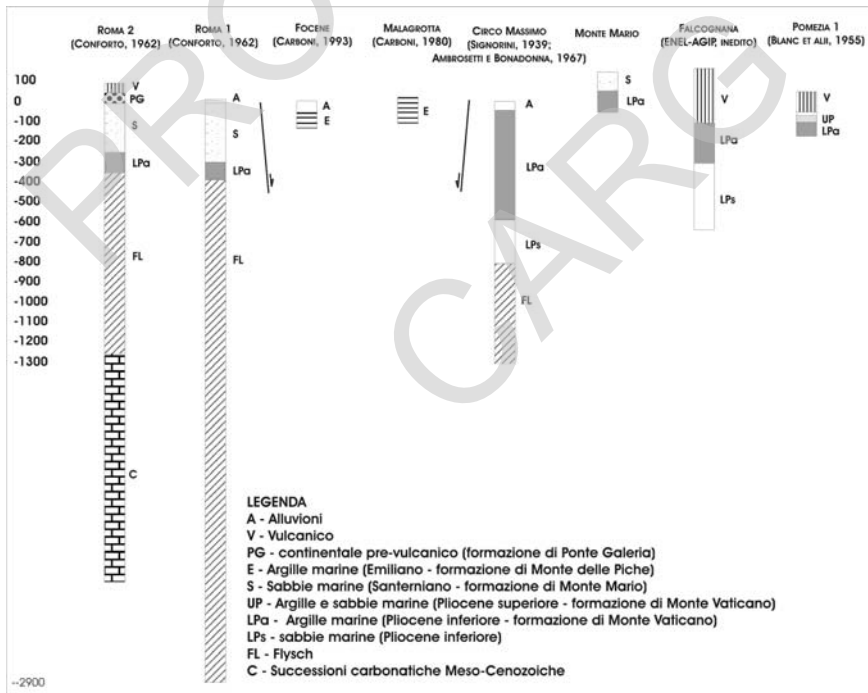


Fig. 1 – Correlazione tra dati di pozzi profondi perforati nell'area romana (modificato da FUNICIELLO & PAROTTO, 1978).

attribuzioni cronobiostratigrafiche riportate in letteratura suggeriscono una forte azione della tettonica durante la sedimentazione (Figura 1).

## 2.1. - FORMAZIONE DI MONTE VATICANO (MVA)

La formazione di Monte Vaticano (Argille Azzurre *Auctt.*) è costituita da argille marnose grigie e grigio-azzurre stratificate, da consolidate a molto consolidate, alternate a sabbie fini quarzoso-micacee da massive a gradate, da grigie a giallo ocre, in strati da sottili a banchi. Il residuo è costituito da quarzo, calcite, mica muscovite, rara pirite e ossidi di ferro. Gli strati di argilla presentano tipicamente una frattura concoide, mentre i livelli sabbiosi appaiono da sciolti a poco consolidati. L'analisi micropaleontologica (COSENTINO *et alii*, 2004, 2008) ha mostrato la presenza di ostracodi batiali quali *Krithe compressa* e *Henryhowella sarsi profunda* che definiscono un ambiente batiale superiore con profondità comprese tra -200 e -350 m. L'analisi dei foraminiferi indica associazioni appartenenti alla Zona a *Globorotalia punctulata*, attribuibili allo Zancleano superiore. Le associazioni di nannofossili mostrano la presenza significativa di *small Gephyrocapsa*, *Pseudoemiliania lacunosa* e *Helicosphaera selli*, mentre *Sphenolithus gr. abies* risulta presente in un solo campione. Sono stati inoltre rilevati: *Discoaster tamalis*, *D. brouwerii*, *D. asymmetricus*, *D. surculus*, *D. gr. variabilis* e *D. intercalaris*. Per quanto emerso, i campioni di questa unità esaminati sono da collocare al disopra della LO di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* e al disotto della LO di *D. tamalis* (MNN 16a, RIO *et alii*, 1990). Inoltre, l'assenza di *D. pentaradiatus* consente di collocare i campioni esaminati alla base della zona MNN 16a, che secondo CITA *et alii* (1996) corrisponde alla parte sommitale dello Zancleano.

La formazione di Monte Vaticano affiora in riva destra del Tevere, lungo la struttura di Monte Mario-Gianicolo (Fig. 2), a quote fino a un massimo di 110 m s.l.m. nella zona della Balduina (BONADONNA, 1968) dove mostrano il massimo spessore in affioramento di circa 100 m (Via Falcone-Borsellino), mentre sono ribassati da faglie a direttrice NO-SE tra i 40 m ed i 20 m s.l.m. sia verso sud lungo la collina del Gianicolo, sia verso nord tra Monte Mario e la Farnesina dove, nella galleria "Giovanni XXIII" la formazione di Monte Vaticano ha il tetto a circa 50 m s.l.m ed appare interessata da faglie a cinematica estensionale a direttrice prevalente NO-SE e da una immersione complessiva degli strati di circa 10° verso NNE. Ancora verso nord l'unità è ulteriormente ribassata sotto il piano campagna dalla Faglia dell'Acquatraversa, bordiera dell'alto di M. Mario (vedi Capitolo III). Lembi della formazione affiorano in riva sinistra lungo Viale Tiziano e a Piazza di Spagna. La zona di Via delle Fornaci-Via Gregorio VII-Valle Aurelia è stata la zona principale di cava per laterizi; oggi però tutte le cave sono ritombate ed urbanizzate, per cui gli affioramenti descritti in letteratura di queste cave non sono più osservabili.

A nord del fiume Aniene, nella zona di Marco Simone, la formazione, che affiora fino a 130 m s.l.m., presenta alla base argille grigio-azzurre plastiche prive di stratificazione e laminazione. Alla base sono ricche di malacofauna marina con *Chlamys* sp., *Amusium cristatum* (Bronn), *Cornula Gibba* (Olivi), *Aporrhais* sp., *Ditrupa cornea*, *Venus* sp., *Natica* sp. Il residuo organico è composto di ostracodi e foraminiferi tra cui *Globorotalia aemiliana*-*G.inflata*, che permette di attribuire le argille al Pliocene superiore. Verso l'alto si arricchiscono di una componente siltoso-sabbiosa, all'interno della quale è presente un livello cineritico fine, laminato, ben classato, di spessore variabile tra 20 e 80 cm con all'interno piccole pomici bianco-grigie, miche e piro-seni. Disperse nelle argille sovrastanti il livello cineritico sono state rinvenute pomici di diametro fino a 8 cm. In questa zona lo spessore in affioramento è di oltre 70 m, ma l'unità è spessa almeno altri 50 m, noti da sondaggio.

La formazione di Monte Vaticano è stata incontrata nel sottosuolo dell'area urbana fino ad oltre -60 m s.l.m. tra Valle Aurelia e l'EUR, con attribuzioni di età sia al Pliocene inferiore che al Pliocene medio-superiore (MARRA *et alii*, 1995; CARBONI & IORIO, 1997).

***Pliocene inferiore p.p. (Zanclano parte alta) - superiore p.p. (Gelasiano parte bassa).***



Fig. 2 – Affioramento di argille grigie e livelli sabbiosi della formazione di Monte Vaticano presso via Labriola, lungo le pendici di Monte Mario. La giacitura qui è di circa 10° verso NO.



### 3. - SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA (AE)

Il limite tra la formazione di Monte Vaticano e la successiva formazione di Monte Mario è stato a lungo dibattuto in letteratura, principalmente circa la sua natura conforme o inconforme, fatto molto importante in quanto esso rappresenta il passaggio tra il Pliocene ed il Pleistocene nell'area romana. Il limite è stato osservato, durante la costruzione della galleria "Giovanni XXIII", sotto la collina dei Monti della Farnesina ed appare chiaramente di tipo discordante, per troncatura erosiva, con una pendenza del 2% verso NO (Fig. 3). La sottostante formazione di Monte Vaticano mostra una giacitura nettamente discordante ( $N160^{\circ}-13^{\circ}$ ) ed evidenti sistemi di faglie estensionali, che vengono suturate dal soprastante membro di Farneto della formazione di Monte Mario (vedi Capitolo III). Viene dunque confermato il rapporto di discordanza segnalato già da PONZI (1872) e ribadito successivamente da molti altri autori (BLANC, 1942; AMBROSETTI & BONADONNA, 1967; BONADONNA, 1968; CONATO *et alii*, 1980; MARRA *et alii*, 1995). Questa superficie discordante si estende ben oltre l'area del foglio Roma (COSENTINO *et alii*, 2004, 2008) ed ha per questo un significato regionale. Essa è identificata come superficie di base del Supersintema Acquatraversa, il cui nome è anche un tributo alla ricostruzione di BONADONNA (1968), che indicò come "Fase erosiva dell'Acquatraversa" il periodo di formazione di questa superficie di "unconformity". Peraltro questa discordanza segna il passaggio dalle facies di ambiente batiale della formazione di Monte Vaticano ad un ambiente di acqua molto più sottile della sovrastante formazione di Monte Mario che va da infralitorale esterno a transizionale. Questa superficie segna dunque l'inizio di un significativo sollevamento regionale avvenuto tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore basale.

La superficie discordante che chiude al tetto questo supersintema è quella che segna la definitiva continentalizzazione dell'area romana e viene descritta nel paragrafo II, 4.

#### 3.1 - FORMAZIONE DI MONTE MARIO (MTM)

La classica successione pleistocenica di M. Mario, poggiate sulla formazione di Monte Vaticano, è stata descritta da vari autori, ma forse le migliori descrizioni, complete per documentazione analitica e fotografica, si possono trovare in BONADONNA (1968) e CONATO *et alii* (1980). Gli affioramenti di questa unità si trovano prevalentemente in riva destra del Tevere, lungo la struttura di Monte Mario-Gianicolo (Fig. 3) e lungo il Fosso dell'Acquatraversa. La formazione affiora anche nel quadrante nord-est della carta, nella zona di Marco Simone, ma gli affioramenti sono scarsi e male esposti. Correlabili con questa unità sono i depositi incontrati nel sottosuolo a est di Roma per oltre 250 m di spessore dai pozzi Roma 1 e Roma 2 (Fig. 1).

Le caratteristiche stratigrafiche della formazione sono ben evidenti nella zona dei Monti della Farnesina dove la successione è bene esposta lungo una sezione continua. COSENTINO *et alii* (2008) hanno proposto l'istituzione di cinque membri (Fig. 36). Lungo il rilievo di Monte Mario-Gianicolo, la formazione è caratterizzata alla base dal membro di Farneto che invece non è presente nel settore nord-est del Foglio, dove la parte sovrastante della formazione appoggia direttamente sulle argille della formazione di Monte Vaticano.

Al di sopra del membro di Farneto, lungo i Monti della Farnesina, sono presenti sabbie grossolane grigie quarzoso-micacee, ad *Arctica islandica* e ricche di malacofauna (Figg. 4 e 5) con frequenti *Dentalium novecostatum*, *Dentalium rubescens*, *Dentalium vulgare*, *Glycymeris inflata*, *Chlamys varia* ("Sabbie grigie ad *Arctica islandica*" *Auctt.*). La associazione ad ostracodi è dominata dalle specie infralitorali *Loxoconcha ovulata*, *Semicytherura incongruens* e *Xestoleberis communis*, che indicano una paleo-profondità di circa -40 m. Lo spessore massimo di queste sabbie è di 4 m nella zona Monti della Farnesina e si esaurisce verso sud, dove già a Valle Aurelia non sono presenti. Verso l'alto le sabbie grigie passano in continuità a sabbie gialle quarzose con intercalazioni di arenarie in orizzonti e lenti di spessore compreso tra 5 e 15 cm (Figg. 4 e 6), e di panchina arenacea bioclastica con frequenti frammenti di bivalvi e radioli di echinidi, in strati di spessore compreso tra 1 e 2 m a laminazione incrociata a basso angolo; da notare che a partire dalle sabbie gialle scompare l'ospite freddo *Arctica islandica*. Il residuo inorganico è rappresentato da quarzo, mica e ciottoli di selce, mentre quello organico è ricco di foraminiferi bentonici di ambiente infralitorale poco profondo. Tra le forme più significative c'è da segnalare la costante presenza di *Bulimina elegans marginata*. La giacitura è debolmente immergente verso NO. Lo spessore massimo delle sabbie gialle è di circa 40 m rilevato nella zona Monti della Farnesina. Nella zona del Gianicolo-Vaticano questo orizzonte di sabbie gialle è a diretto contatto con la discordanza al tetto della formazione di Monte Vaticano.

Al di sopra delle sabbie gialle con panchina si passa verso l'alto ad alternanze di sabbie gialle molto fini ad *Ostrea* sp., a laminazione incrociata, in banchi metrici spesso caratterizzati alla base da livelli di sabbie grossolane rossastre o di livelli di conglomerato di battigia a ciottoli di selce appiattiti ed embriciati e di argille azzurro-verdognole plastiche, sottilmente stratificate, a *Cerastoderma lamarkii* (Fig. 7). Questo orizzonte, di ambiente transizionale, caratterizza la parte alta di Monte Mario-Monti della Farnesina per uno spessore di circa 30 m, mentre lungo il Fosso dell'Acquatraversa (Macchia S. Spirito), dove l'unità è ribassata per faglia (vedi capitolo III, Tettonica), presenta spessori fino a 70 m.

Nel settore nord-est del Foglio (zona Marco Simone), la formazione di Monte Mario si presenta con una fitta alternanza di livelli argilloso sabbiosi e sabbie quarzoso micacee di colore giallo ocre a laminazione incrociata a basso angolo, con foraminiferi bentonici. I livelli possono avere spessore variabile da pochi millimetri a 50 cm. Le argille sono caratterizzate da laminazioni pianoparallele e da livelli biancastri arricchiti in carbonato di calcio. La giacitura è suborizzontale.



La potenza massima ricostruita della formazione di Monte Mario è di 140 m, ma il tetto è sempre erosivo e dunque si tratta di uno spessore minimo. L'età è definita dalla presenza di *Arctica islandica* nel livello basale, mentre la porzione superiore non presenta fossili guida. Il ritrovamento di un molare di *Elephas meridionalis* (BONADONNA, 1968) consente tuttavia di riferire anche la parte alta del membro al Santerniano, e ciò è in accordo con lo spessore, tenuto conto dei tassi di sedimentazione tipici degli ambienti infralitorali.

***Pleistocene inferiore p.p. (Santerniano parte alta).***

### 3.1.1. - MEMBRO DI FARNETO (MTM<sub>1</sub>)

Alternanze di argille grigie sabbiose con macrofossili, limi sabbiosi e sabbie poco argillose grigie, con frequenti orizzonti ossidati e livelli torbosi, ricchi in foraminiferi bentonici con *Bulimina elegans marginata* (Limi di Farneto Auc<sup>tt.</sup>). Il residuo inorganico è costituito da quarzo, mica e rara glauconite. I 50 cm basali sono caratterizzati da una elevata concentrazione di granuli

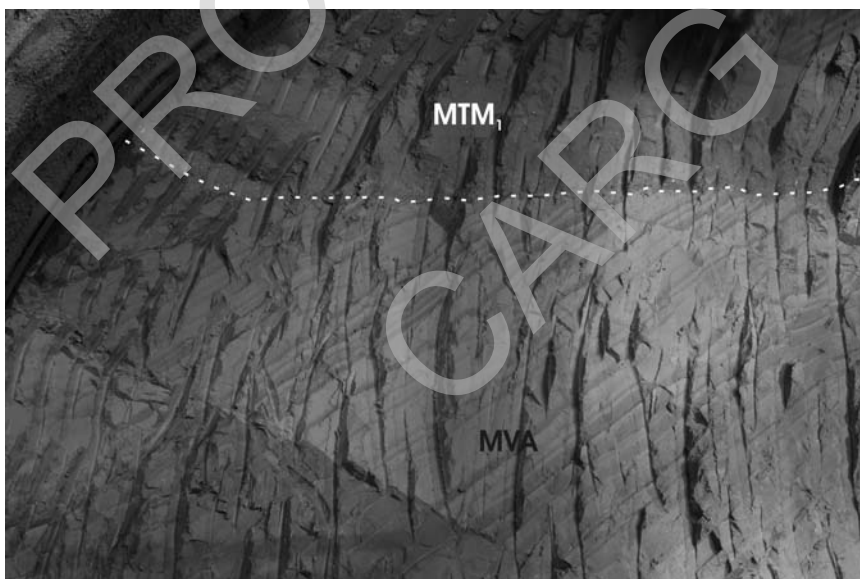


Fig. 3 – Galleria urbana “Giovanni XXIII” sotto la collina dei Monti della Farnesina (cortesia Astaldi S.p.A.). Al di sotto della evidente superficie di unconformity, la formazione di Monte Vaticano è rappresentata da una alternanza di argille grigie stratificate e sottili livelli sabbiosi a stratificazione incrociata dello Zancleano superiore di ambiente batiale superiore, immergente a NNO. La unconformity è posta a circa 52 m s.l.m., dove poggia il membro di Farneto della formazione di Monte Mario del Santerniano p.p., composto di limi e argille sabbiose grigie con *Arctica islandica*, di ambiente infralitorale esterno. La sezione della galleria è 10 m.



Fig. 4 – Il cambio di colore definisce il passaggio tra sabbie grigie ad *Arctica islandica* e sabbie gialle al di sopra del membro di Farneto della formazione di Monte Mario, a quota 62 m s.l.m. lungo la galleria “Giovanni XXIII”, sotto la collina dei Monti della Farnesina (cortesia Astaldi S.p.A.).



Fig. 5 – Livello fossilifero ad *Arctica islandica* delle sabbie grigie di MTM. Galleria Giovanni XXIII, imbocco intermedio, cortesia Astaldi S.p.A.

di glauconite e frammenti conchigliari, tra cui anche l'ospite freddo *Arctica islandica*. Questo orizzonte costituisce un primo livello ad *Arctica islandica* (Figg. 3 e 5), ben distinto da quello conosciuto, in letteratura, all'interno delle soprastanti Sabbie grigie.

L'associazione micropaleontologica ad ostracodi è dominata da specie infra-circulari come: *Leptocythere transiens*, *L. ramosa*, *Aurila cruciata* e *Palmoconcha turbida*, per cui l'analisi paleoecologica ha messo in evidenza due oscillazioni infralitorale-circulari, con paleoproprietà variabili tra -40 e -80 m (COSENTINO *et alii*, 2004, 2008). Nell'analisi del nannoplancton, sin dai campioni basali, è stata osservata la presenza di *medium Gephyrocapsa* (>3µm) e l'assenza di *Calcidiscus macintyreii*. Considerando che nel Mediterraneo la base di *medium Gephyrocapsa* è calibrata a 1,73 Ma, mentre il top di *C. macintyreii* è posto a 1,67 Ma (RAFFI, 2002), il membro di Farneto è collocabile nel Santerniano superiore.

La giacitura è suborizzontale o debolmente immergente verso NO. Gli spessori osservati durante gli scavi della galleria "Giovani XXIII", nella zona della Farnesina, sono costanti intorno agli 8 m. Tuttavia a poca distanza, le analisi condotte su carote (sondaggi Farneto 1 e Farneto 2) da BERGAMIN *et alii*, 2000, indicano la presenza di limi santerniani per uno spessore maggiore di 30 m sotto la collina di Monte Mario, tanto che quegli autori furono spinti a credere che non vi fosse una trasgressione tra il Pliocene ed il Pleistocene nell'area romana. La brusca varia-



Fig. 6 – Litofacies tipica delle sabbie gialle a stratificazione incrociata con livelli arenacei cementati nella parte media della MTM. Valle Aurelia.



zione di spessore osservata in meno di trecento metri tra i Monti della Farnesina e le pendici nord di Monte Mario (Farneto), con il tetto invece mantenuto alla stessa quota di circa 60 m s.l.m., farebbe supporre, se confermata, l'azione di una tettonica sindeposizionale.

*Pleistocene inferiore* p.p. (*Santerniano* parte alta).

### 3.2. - FORMAZIONE DI MONTE DELLE PICHE (MDP)

Nel settore occidentale del Foglio "Roma", tra il toponimo Monte delle Picche e Malagrotta, è presente, per la maggior parte al di sotto del piano campagna, un deposito composto di argille e argille-sabbiose grigio-verdastre con rari livelli sabbiosi contenenti *Hyalinea balthica* ("Serie di Monte delle Picche" di CONATO *et alii*, 1980) e dunque attribuiti all'Emiliano (Pleistocene inferiore). Questi depositi furono riconosciuti dapprima presso una cava di argilla a Monte delle Picche, oggi ritombata, e poi in sondaggio a Malagrotta fino ad una profondità di -109 m (CARBONI, 1980) e a Focene fino ad una profondità di -125,5 m (CARBONI, 1993). Le associazioni microfaunistiche descrivono un ambiente di deposizione circalitorale (CARBONI, 1980). L'unità affiora solo in piccoli lembi lungo la Valle Galeria (loc. S. Maria Nuova, cf. GLIOZZI *et alii*, 1986). Lo spessore massimo è riscontrato presso il sondaggio Malagrotta ed è di 134 m, ma non è stata incon-



Fig. 7 – Parte alta di MTM, caratterizzata da bancate metriche di sabbie fini a laminazione incrociata cui si intercalano orizzonti di argille verdognole a *Cerastoderma lamarkii*. Galleria Giovanni XXIII, cortesia Astaldi S.p.A

trata la base dell'unità.

L'assenza di affioramenti dove sia possibile verificare la continuità stratigrafica tra i termini santerniani della formazione di Monte Mario e quelli emiliani della formazione di Monte delle Piche pone il problema della definizione del tipo di superficie che divide le due unità. La differenza di quota tra gli affioramenti più alti di MTM (Monte Mario 144 m s.l.m.) ed i più bassi di MDP (sondaggio Malagrotta, -109 m s.l.m.) è di circa 255 m su una distanza di circa 10 km. I sedimenti, come detto, hanno giaciture suborizzontali. Per quanto si riesce ad evincere dalla letteratura, DRAGONE *et alii* (1963), BONADONNA (1968), CONATO *et alii* (1980) e CARBONE (1980) ritengono le due unità deposte in successione, e ritengono l'attuale assetto dovuto all'azione di una faglia estensionale a direttrice circa NO-SE localizzata in corrispondenza di Fosso della Magliana (CONATO *et alii*, 1980), che avrebbe ribassato i termini santerniani verso SO, ma non è chiaro se si tratti di movimenti sin- o post-deposizionali. MARRA (1993) invece propone l'esistenza di una superficie di trasgressione tra le due unità che passerebbe per un livello sabbioso intercalato nelle argille di Monte delle Piche, intercettato tra -20 m e -24 m s.l.m. nel sondaggio Malagrotta (CARBONE, 1980), in evidente contrasto però sia con i dati stratigrafici, che indicano la continuità tra le argille e le sabbie, sia soprattutto con i dati paleontologici che segnalano la presenza di *Hyalinea baltica* fino a fondo pozzo a -109 m s.l.m. (CARBONE, 1980).

L'ipotesi più probabile è dunque quella della faglia, come proposta dagli autori sopracitati. Circa la collocazione temporale dell'evento tettonico, va detto che l'ambiente di deposizione ricostruito da CARBONE (1980) è essenzialmente a sedimentazione pelitica tranquilla, anche se con delle oscillazioni verso fondali sabbiosi più instabili, e dunque è probabile che la tettonica abbia agito in buona parte dopo la deposizione dell'unità e prima della formazione della soprastante superficie di base del supersistema Galeria, che appare poco dislocata (al massimo nell'ordine dei metri o delle poche decine di metri, vedi paragrafi successivi).

***Pleistocene inferiore p.p. (Emiliano).***

#### 4. - SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO (AU)

Il limite tra il supersistema Acquatraversa ed il successivo supersistema Aurelio-Pontino è la superficie di *unconformity* che segna il definitivo passaggio, nell'area romana, da ambienti prevalentemente marini, sviluppatasi tra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore fino all'Emiliano (formazione di Monte delle Piche), ad ambienti francamente continentali. La superficie è complessa e rappresenta l'inviluppo di più superfici diacrone, sviluppatasi a partire dalla parte alta del Pleistocene inferiore (Fase erosiva Cassia di AMBROSETTI & BONADONNA, 1967), sia per motivi legati al sollevamento regionale del margine tirrenico, sia all'azione della tettonica locale e principalmente al sollevamento dell'alto di Monte Mario, sia a fattori climatici. La sedimentazione al di sopra di questa *unconformity* (sistema

Magliana, Capitolo II, 4.1) è inizialmente influenzata solo dagli apporti del Tevere, e prosegue poi, con l'inizio dell'attività vulcanica, con il contributo prevalente, ma discontinuo, degli apporti vulcanoclastici (sintema Flaminia, Capitolo II, 4.2, sintema Villa Glori, Capitolo II, 4.3, sintema Torrino, Capitolo II, 4.4, sintema Quartaccio, Capitolo II, 4.5, sintema Fiume Aniene, Capitolo II, 4.6).

#### 4.1. - SINTEMA MAGLIANA (MNL)

Il sintema Magliana è rappresentato alla base da una superficie polifasica (superfici di base della formazione di Ponte Galeria, Capitolo II, 4.1.1, e della formazione di Fosso della Crescenza, Capitolo II, 4.1.2). Il limite si presenta come una superficie planare posta tra i 50 ed i 60 m s.l.m. alla base dei conglomerati appartenenti alla formazione di Ponte Galeria, con molti affioramenti ancora ben visibili lungo la Valle Aurelia e nella zona di Via Gregorio VII e del Gianicolo. Nella zona Valle Aurelia-Via Damiano Chiesa questa superficie si esaurisce bruscamente verso est contro l'alto di Monte Mario lungo una direttrice NNO-SSE, suggerendo che si tratti di un solco di battigia su una zona già rilevata, mentre nella zona compresa tra Monte Ciocci e il Gianicolo la superficie spiana completamente i sedimenti marini della formazione di Monte Mario. Le evidenze di terreno e i profili eseguiti correlando sondaggi effettuati lungo il tracciato della ferrovia metropolitana FM5, tra stazione S. Pietro e Villa Carpegna, mostrano che questa superficie rimane pressochè planare anche verso ovest per poi essere troncata all'altezza dell'allineamento Portuense-Nocetta-Primavalle-Palmarola, lungo una direttrice circa NNO, dalla superficie di base che accoglie i membri Conglomerati di Casale dell'Infernaccio, Argille a *Helicella Auctt.* e della Pisana della formazione di Ponte Galeria. Questa seconda superficie si presenta anch'essa planare e posizionata a circa 25 m s.l.m. nella zona urbana di Roma (Fosso dell'Affogalasio, in sondaggio) e digrada debolmente verso O fino a circa 10 m s.l.m. nella zona di Malagrotta. La troncatura della superficie della formazione di Ponte Galeria è ricostruita da interpolazione di affioramenti e da sondaggi. E' dunque del tutto incerto se si tratti di una reincisione pre-formazione di Ponte Galeria, legata a fatti tettonici o climatici, ovvero se si tratti di una faglia che rigetta in realtà la stessa superficie, come suggerito da molti autori (ALBERTI *et alii*, 1967; AMBROSETTI & BONADONNA, 1967; BONADONNA, 1968, CONATO *et alii*, 1980, MANFREDINI, 1990).

Con un rilievo molto più forte si presenta invece la superficie di base che accoglie, lungo il fianco nord-est dell'alto di M. Mario, i depositi della formazione di Fosso della Crescenza, che va da circa 65 m s.l.m. lungo il Fosso della Crescenza agli oltre -90 m rilevati in sondaggio nella zona tra la confluenza del Tevere con l'Aniene e la zona di Cinecittà lungo una direttrice NNO-SSE (Paleo-Tevere 2 e 3 di MANFREDINI, 1990). Queste differenze di quota vanno però almeno in parte attribuite ad una dislocazione tettonica.

#### 4.1.1. - FORMAZIONE DI PONTE GALERIA (PGL)

La formazione di Ponte Galeria è tra le unità più studiate dell'area romana, sia per il suo contenuto paleontologico a vertebrati, sia perché i conglomerati e le argille che la costituiscono sono stati e sono tuttora attivamente cavati per usi edilizi. La superficie di base è planare e si poggia sulle argille emiliane della formazione di Monte delle Piche. La successione tipica di questa unità è stata descritta da CONATO *et alii* (1980, Ponte Galeria Formation) ed è composta dal basso verso l'alto da: 1) Conglomerati basali di ambiente fluviale (10 m), 2) Argille grigio-azzurre ad *Helicella ericetorum* (4 m); 3) conglomerati e sabbie gialle di spiaggia ad *Arctica islandica* (1 m), 4) Sabbie e ghiaie a laminazione incrociata (20 m); 5) Argille a *Venerupis senescens* (2 m), 6) Sabbie salmonate di ambiente eolico (1,5 m). Queste distinzioni compaiono pressochè identiche in tutti gli studi successivi (BELLOTTI *et alii*, 1994; MARRA & ROSA, 1995; MILLI, 1997; MARRA *et alii*, 1998). In realtà, rappresentando la formazione di Ponte Galeria un ambiente di delta con passaggio da facies continentali a facies infralitorali ed intertidali, la schematizzazione proposta dagli autori si dimostra senz'altro valida per alcune delle sezioni stratigrafiche tipiche (Fig. 9), ma presenta dei problemi di correlazione laterale sull'areale coperto dal Foglio "Roma". Infatti, le stesse variazioni di facies che si incontrano in verticale si riscontrano anche in orizzontale. Per questo motivo si è data enfasi alla rappresentazione per membri e litofacies, che meglio rappresenta, anche ai fini applicativi, le effettive litologie presenti sul terreno, rimandando agli studi specifici il dettaglio stratigrafico. I contatti tra i vari orizzonti sono in genere paraconcordanti. Per ciò che concerne l'età, KOTSAKIS *et alii* (1992) hanno proposto che la porzione basale sia attribuibile al Pleistocene inferiore per la polarità magnetica inversa riscontrata nella Argille ad *Helicella* e precisamente alla fase fredda corrispondente allo *stage* isotopico 22 per l'associazione faunistica contenuta, mentre MARRA *et alii* (1998) propongono che sia correlabile con gli *stages* 20-19. La polarità diretta delle Argille a *Venerupis* indicherebbe il passaggio al Pleistocene medio, corrispondente ad un intervallo compreso tra gli *stages* isotopici 19 e 17, confermata anche dalla datazione di un livello di tefra a  $753 \pm 17$  ka (MARRA *et alii*, 1998). Tra la parte bassa e la parte alta della formazione di Ponte Galeria sarebbe dunque presente una superficie di *unconformity* legata ad una oscillazione del livello marino, superficie già segnalata da CONATO *et alii* (1980).

***Pleistocene medio p.p. - Pleistocene inferiore p.p.***

##### 4.1.1.1. - Conglomerati di Casale dell'Infernaccio (PGL<sub>1</sub>)

Ghiaie in scarsa matrice sabbioso-quarzosa, costituite da ciottoli eterometrici, arrotondati ed appiattiti, calcarei (80%) e silicei, della successione sabina meso-cenozoica. Le strutture sedimentarie, ben evidenti, sono costituite da strati-

ficazioni incrociate a basso angolo, progradanti verso sud-ovest. Analogamente, numerose embriature mostrano una direzione prevalente di paleocorrente verso sud-ovest. Al tetto possono essere fortemente cementate. Ambiente fluviale. Questo membro caratterizza l'orizzonte basale di PGL, con spessore medio compreso in genere tra i 5 ed i 10 m ed una superficie di letto posta tra 10 e 15 m s.l.m. (Conglomerati basali *Auctt.*).

*Pleistocene inferiore* p.p.

#### 4.1.1.2. - Argille ad *Helicella* (PGL<sub>2</sub>)

Argille grigie e grigio-azzurre e limi sabbiosi, più sabbiosi verso il tetto, contenenti piccole valve di *Ostrea* sp. e *Venerupis senescens* e rari gusci di *Helicella ericetorum*. Ambiente da lagunare a litorale. Gli spessori variano tra 4 m e 6 m e la superficie di base è posta intorno ai 20 m s.l.m.

*Pleistocene inferiore* p.p.

#### 4.1.1.3. - Membro della Pisana (PGL<sub>3</sub>)

*Litofacies conglomeratico-sabbiosa* (PGL<sub>3a</sub>) Ghiaie in matrice sabbioso-quarzosa giallastra, generalmente poco cementate, costituite da ciottoli eterometrici, arrotondati e appiattiti, calcarei (80%) e silicei della successione sabina meso-cenozoica, con dimensione massima di 12 cm. All'interno sono presenti lenti sabbiose e argillose a laminazione incrociata. Verso l'alto le ghiaie passano gradualmente a sabbie medio-grossolane con frequenti lenti ghiaiose. Possono essere presenti fossili di Lamellibranchi e Gasteropodi e fori di litodomi. Le strutture sedimentarie, ben evidenti, sono costituite da stratificazioni incrociate planari, a truogolo o pianoparallele, con angoli di *foreset* che non eccedono i 15° e progradano verso sud-ovest. Anche l'embriatura dei clasti mostra una direzione di paleocorrenti prevalenti verso sudovest. Ambiente fluvio-deltizio. Questa litofacies caratterizza l'orizzonte basale di PGL<sub>3</sub> (Sabbie e ghiaie a laminazione incrociata *p.p. Auctt.*) con spessori medi di circa 15 m, massimo 35 m (Valle della Breccia), e quote di base poste in media sui 25 m s.l.m.;

*Litofacies argilloso-sabbiosa* (PGL<sub>3b</sub>) Alternanze irregolari di argille e argille sabbiose grigie, limi quarzosi da grigi a avana, più sabbiosi verso il tetto. I livelli più sabbiosi presentano laminazioni da piano-parallele ad incrociate. Ambiente da lagunare a litorale; abbondanti i resti di *Cerastoderma lamarkii*, *Ostrea edulis* e *Venerupis senescens*. Spessori di 5-7 m, con una superficie di base posta a circa 40 m s.l.m. (Argille a *Venerupis senescens* *Auctt.*);



*Litofacies sabbiosa* (PGL<sub>3c</sub>) Sabbie e sabbie limose, formate da granuli di quarzo e silice, locali *stone lines* composti da ciottoli silicei, con frequenti patine di ossidazione, rubefatte o grigiastre, caratterizzati anche da concrezioni calcaree bamboliformi. Questa litofacies comprende sia gli orizzonti sabbiosi relativi alle Sabbie e ghiaie a laminazione incrociata *Auctt. p.p.*, sia, soprattutto, il pacco di sabbie che chiude al tetto la formazione di Ponte Galeria, corrispondente alle Sabbie salmonate *Auctt.* Gli spessori sono compresi tra 10 m, nella zona di Casalotti, e 4-5 m, nell'area compresa tra La Giustiniana e Palmarola. La superficie di base è posta tra 45 e 52 m nella zona Magliana-Ponte Galeria e sale dolcemente verso NE. Al tetto è sempre presente un suolo piuttosto sviluppato, con strutture prismatiche, *cutans stone line* ed aggregati carboniosi nerastri di ossidi ferrosi. L'ambiente di sedimentazione va da spiaggia, a duna, a retroduna e piana *braided*.

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

#### 4.1.1.4. - *Litofacies conglomeratica* (PGL<sub>a</sub>)

I depositi continentali attribuibili alla formazione di Ponte Galeria a più alta quota che si rinvergono lungo le pendici di Monte Mario, affiorano con superficie di base posta tra i 60 m s.l.m. lungo la Valle Aurelia-Balduina ed i 50 m di Gianicolo-Monteverde. Sono costituiti da ghiaie a elementi calcarei e di selce attribuibili alla successione Sabina meso-cenozoica, eterometriche, a clasti appiattiti molto evoluti con embriciatura. L'ambiente è di spiaggia. Le ghiaie sono intercalate a livelli di sabbie quarzose grossolane, arrossate, a laminazione incrociata (Fig. 8). Spessore massimo 30 m, rilevato nella zona della Balduina. Dal punto di vista dell'attribuzione cronostratigrafica, non sono presenti *marker* utili alla datazione. Per tale motivo non è possibile determinare la correlazione laterale con i membri della formazione definiti nell'areale di Ponte Galeria. (Unità di Monte Ciocchi, MARRA & ROSA, 1995)

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

#### 4.1.1.5. - *Litofacies argilloso-sabbiosa* (PGL<sub>b</sub>)

Al di sopra e lateralmente a PGL<sub>a</sub> si riconoscono livelli argillosi con *Venerupis senescens* e sabbie grossolane ocracee, a stratificazione incrociata ad alto angolo, di probabile ambiente eolico o di retroduna (BELLOTTI *et alii*, 1994) e sabbie-limose ossidate. Spessore massimo 24 m, nella zona di via Gregorio VII. Dal punto di vista dell'attribuzione cronostratigrafica, non sono presenti litofacies *marker* utili alla datazione.

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



Fig. 8 – Litofacies conglomeratica della formazione di Ponte Galeria (PGL<sub>0</sub>) in Via Di Pietro vicino Via Gregorio VII, caratterizzata dall'alternanza di orizzonti conglomeratici di spiaggia e livelli sabbiosi grossolani arrossati.

#### 4.1.2. - FORMAZIONE DEL FOSSO DELLA CRESCENZA (FCZ)

Lungo il Fosso della Crescenza affiora una successione di ghiaie a clasti calcarei (80%) e silicei in matrice sabbioso-quarzosa arrossata con pirosseni e miche, a luoghi cementate. I clasti sono attribuibili alla successione sabina meso-cenozoica, sono sub arrotondati e sub sferici ed hanno diametro massimo intorno ai 15 cm, soprattutto nella parte basale. Sono presenti stratificazioni a *set* incrociati e sub orizzontali; la gradazione può essere sia diretta sia inversa; queste ghiaie sono riconducibili ad ambiente fluviale. Al di sopra sono presenti sabbie fini quarzose, debolmente limose, da stratificate a massive, giallo ocre, interstratificate con argille e limi grigio-verdastri con frustoli vegetali e dunque a marne e sabbie, di

ambiente palustre (Maremmano *Auctt.* Siciliano e Fluvio-palustre *p.p.* di VENTRIGLIA, 1971). Verso l'alto sono presenti lenti sabbiose poligeniche con scorie vulcaniche grigie, selce e pomici. Questi depositi affiorano anche alla base delle colline di Vigna Clara e ancora in lembi alla base dei rilievi in riva sinistra del Tevere a nord della confluenza con l'Aniene tra Fidene, S. Basilio e La Bufalotta. I depositi si appoggiano lateralmente in *onlap* sulle sabbie della formazione di Monte Mario. Spessore massimo in affioramento 42 m. Per quanto i depositi di questa unità si presentino in larga misura privi di materiale vulcanico, la presenza di pirosseni e di scorie e pomici nella parte alta dell'unità suggerisce che l'attività vulcanica fosse appena iniziata e dunque l'unità è attribuibile alla parte bassa del Pleistocene medio.

Depositi correlabili con FCZ sono noti da sondaggio nell'area urbana di Roma, dove si riconoscono spessori fino a 60 m di orizzonti ghiaiosi, con scarsi o assenti

materiali di origine vulcanica, alternati con livelli argillosi e limosi, più abbondanti verso l'alto. Questi depositi sono a diretto contatto con il substrato pliocenico e contenuti all'interno di una paleoincisione a direttrice NNO-SSE, parallela al Fosso della Crescenza, larga circa 4 km e individuabile nei sondaggi verso SE almeno fino alla zona di Capannelle e tentativamente fin oltre Aprilia. Questi depositi sono noti come Paleo-Tevere 2 e Paleo-Tevere 3 di MANFREDINI (1990), rinominati poi Paleo-Tevere 2a e 2b da MARRA & ROSA (1995).

Dal punto di vista della ricostruzione paleoambientale, la formazione FCZ testimonia la diversione del Tevere parallelamente alla costa verso SE (MANFREDINI, 1990). Mentre infatti le facies fluvio-deltizie della formazione di Ponte Galeria venivano alimentate da un paleo-Tevere che aveva accesso alla costa nella zona romana, con la deposizione dell'unità FCZ il sistema di alimentazione di quegli ambienti fluvio-deltizi viene interrotto e spostato verso sud, molto probabilmente in connessione con il sollevamento lungo la direttrice NO-SE dell'alto di Monte Mario. Il sollevamento di questo alto sembra dunque correlabile ad un evento tettonico molto veloce compreso tra la deposizione di PGL e la deposizione di FCZ, che in parte (porzione basale di FCZ in sondaggio) potrebbero anche essere coevi (vedi Capitoli III e IV).

*Pleistocene medio* p.p.



Fig. 9 - Sezione stratigrafica tipo della formazione di Ponte Galeria presso una cava lungo la Via Portuense all'altezza del GRA.

#### 4.2. - SINTEMA FLAMINIA (LMN)

La superficie di base del sistema Flaminia si presenta come una superficie di *unconformity* molto articolata, ad alto rilievo. Essa ospita al suo interno i primi depositi



Fig. 10 - Contatto stratigrafico tra ghiaie di origine fluviale della formazione del Fosso della Crescenza, arrossate al tetto, e i limi e sabbie fluoritiferi della formazione di Valle Giulia (Via Flaminia).

fluviali e fluvio-palustri dominati dalla componente vulcanoclastica (formazione di S. Cecilia, Capitolo II, 4.2.1) e dai primi depositi da eruzioni ignimbriche di grande volume provenienti sia dai Colli Albani (unità di Tor de' Cenci, Capitolo II, 4.2.2) sia dai Sabatini (unità della Via Tiberina, Capitolo II, 4.2.3). L'evento paleogeografico più importante che si realizza con questa superficie è l'assunzione da parte del Tevere di un corso circa identico a quello attuale. Il paleo-Tevere che scorreva infatti verso SE, testimoniato dai depositi di FCZ, viene infatti risospinto verso nord e forzato a reincidere l'alto di Monte Mario per trovare uno sbocco al mare (cf. FACCENNA *et alii*, 1995). E' probabile che questo evento si sia realizzato in parte per la messa in posto degli ingenti volumi di materiali vulcanici nella zona dei Colli Albani, che hanno progressivamente ostruito il corso del paleo-Tevere ed in parte per un fenomeno di cattura fluviale, all'altezza dell'attuale corso del Tevere in area urbana, da parte di uno dei tanti fossi minori che scorrono tutt'oggi dalla dorsale di Monte Mario verso ovest. La superficie di questo paleoreticolo minore è ben visibile nel quadrante nord-ovest del Foglio, dove, al tetto di PGL, si passa da superfici subplanari che digradano debolmente verso ovest da circa 100 m s.l.m. (zona di Monte Arsiccio) fino a 60 m s.l.m. (zona Pisana-Riserva dell'Infernaccio), a superfici molto incise che formano paleofossi (Fig. 11) e che si raccordano in basso verso l'attuale valle del Tevere fino



a quote minori di 10 m s.l.m. (Casale della Muratella-Casale dell'Infernaccio). E' da notare che l'alto di Monte Mario, come espressione topografica, è presente solo in riva destra del Tevere, con un rilievo di 144 m s.l.m., mentre in riva sinistra esso non ha rilevanza morfologica. La presenza tuttavia di argille plioceniche in tutto il substrato della città indica che ciò non sia dovuto ad un motivo tettonico, ma piuttosto all'erosione fluviale che si è realizzata a partire da questo periodo.

Dal punto di vista della datazione, la superficie di *unconformity* corrisponde alla Fase erosiva Flaminia di AMBROSETTI & BONADONNA (1967), da cui il nome scelto per il sintema, posta a circa 700 ka, in accordo anche con le datazioni dei depositi più antichi dei vulcani albano e sabatino.

#### 4.2.1. - FORMAZIONE DI S. CECILIA (CIL)

Alternanze ed interstratificazioni di conglomerati, sabbie e limi di ambiente fluviale e palustre ad elementi vulcanici, con paleosuoli. Sono presenti orizzonti vulcanoclastici a matrice cineritica avana-giallastri, con scheletro costituito di pomici evolute bianco-giallastre con feldspati e scorie grigiastre con analcime e pirosseni (zona di Ponte Galeria). Nella zona del Casale dell'Infernaccio (Magliana), è presente una lente di un deposito cineritico avana massivo e caotico con pomici bianche ben vescicolate con feldspati e pirosseni, le cui caratteristiche sedimentologiche indicano un meccanismo di messa in posto da flusso piroclastico, la cui provenienza è incerta. Alternanze di strati cineritici a lapilli accrezionari, pomici e ceneri avana con orizzonti pedogenizzati sono invece caratteristici della zona tra la Flaminia e la Bufalotta. Nella zona dell'EUR, al confine meridionale del Foglio, è presente un livello di ceneri grigie con lapilli accrezionari riferibili all'unità di Trigatoria (DE RITA *et alii*, 2002), che è la prima unità ignimbratica affiorante proveniente dai Colli Albani. Gli spessori totali di CIL raggiungono i 40 m. Due dei livelli vulcanici intercalati sono stati datati rispettivamente a  $614 \pm 15$  ka e  $605 \pm 11$  ka (KARNER & RENNE, 1998; KARNER *et alii*, 2001). L'unità è presente alla base dei colli di Roma nella zona del centro urbano, caratterizzata da facies sabbioso-ghiaiose ad elementi vulcanici note da sondaggi. La formazione di S. Cecilia corrisponde ai depositi identificati come "Lacustrine and Marshy deposits" al tetto della Formazione di Ponte Galeria da CONATO *et alii* (1980) e poi chiamati "S. Cecilia Unit" da MARRA *et alii* (1998), che li hanno correlati allo *stage* isotopico 15. Essi rappresentano i depositi di alluvionamento della valle del Tevere successiva alla fase erosiva relativa allo *stage* isotopico 16; la quota di massimo alluvionamento è posta oggi a circa 50 m s.l.m., ricostruibile nella zona di Casale dell'Infernaccio, alla Magliana, dove si passa da una zona di depositi alluvionali in *onlap* su una superficie inclinata che rappresenta il fianco della valle principale, alla zona alta di *plateau* dove prevalgono depositi di tipo eluvio-colluviale (Fig. 11).

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

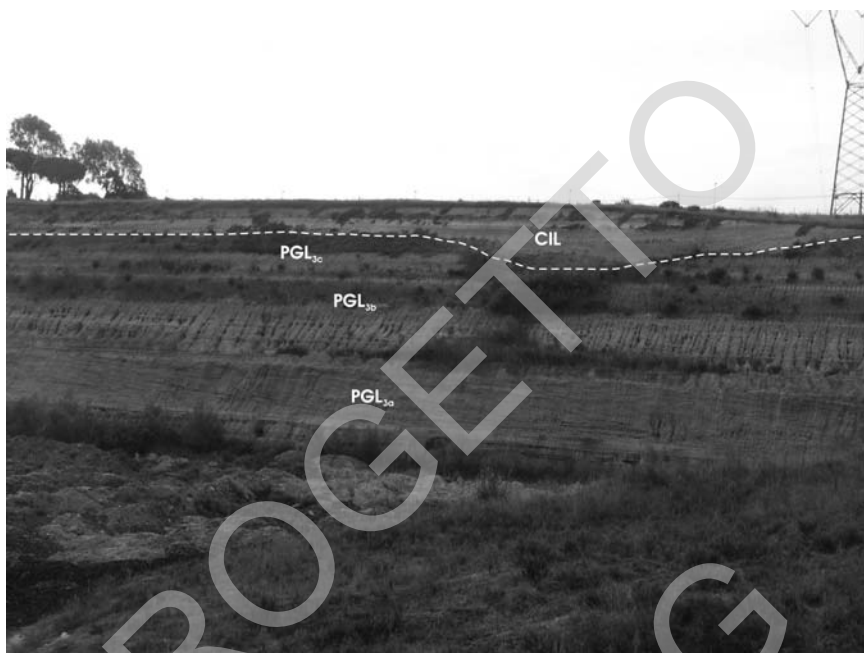


Fig. 11 – Superficie di base del sistema Flaminia caratterizzata da un paleosuolo al tetto dell'unità PGL e e depositi della formazione di S. Cecilia presso la tenuta omonima lungo Via della Pisana.

#### 4.2.2. - UNITÀ DI TOR DE' CENCI (TDC)

Nell'area del Foglio "Roma", l'unità di Tor de' Cenci è il deposito piroclastico più antico che presenti una buona continuità e cartografabilità alla scala del rilevamento. Esso si presenta come un deposito grigio-giallastro cineritico. Lo scheletro è composto da litici lavici e scorie di diametro < 3 cm e cristalli di leucite analcimizzata, clinopirosseno e biotite (<=1% vol). Alla base, sopra un paleosuolo, è presente un deposito ben classato e massivo di scorie da ricaduta di diametro millimetrico, per uno spessore medio complessivo di 10 cm. Al di sopra del deposito di ricaduta basale si possono trovare due litofacies principali: la prima è caratterizzata da bancate di spessore da decimetrico a metrico, con aspetto massivo e caotico, con lapilli accrezionari fino a 3 cm in diametro dispersi nella matrice, litoide per zeolitizzazione, a frattura da concoide a scheggiata (Fig. 12); la seconda litofacies è caratterizzata da sottili livelli cineritici stratificati, a stratificazione prevalentemente piano-parallela ma anche incrociata a basso angolo, con livelli a concentrazione di lapilli accrezionari. Queste due litofacies si trovano sia interstratificate che in transizione laterale. Frequenti sono le impronte d'albero. La geometria del deposito è



Fig. 12 – *Facies litoide dell'unità di Tor de' Cenci presso il quartiere Torrino*

variabile in funzione della paleotopografia; gli spessori massimi si realizzano nelle zone di paleovalle dove, nel settore meridionale del Foglio, lungo la paleovalle del Tevere (zona EUR-Fosso dell'Acquacetosa) e lungo i fossi di destra della Valle dell'Aniene possono raggiungere i 10-15 m. Nelle zone di paleoalto topografico invece, l'unità si presenta con spessori costanti, in genere inferiori al metro (quadrante nord-ovest del Foglio, nella zona compresa tra Ponte Galeria, Casalotti e Valle Aurelia). Il chimismo è K-foiditico (PALLADINO *et alii*, 2001). Il deposito è riferibile ad una eruzione freatopliniana di grande volume con meccanismi di deposizione da colata piroclastica del vulcano dei Colli Albani (DE RITA *et alii*, 2002). Il livello cineritico che si trova con spessori costanti anche nelle zone di paleoalto è interpretabile come deposito da ricaduta da nube co-ignimbritica. L'unità è datata con il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  a  $561 \pm 1$  ka (KARNER *et alii*, 2001) (Tufi Antichi e Tufi Pisolitici *Auctt p.p.*; 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)

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

4.2.3. - UNITÀ DELLA VIA TIBERINA (**TIB**)

Nel settore settentrionale del Foglio, tra la base della collina di Vigna Clara e lungo la via Flaminia (zona Sepolcro dei Nasoni), è presente un deposito

piroclastico avana-giallastro a matrice cineritica, prevalentemente massivo e caotico, con scheletro (30%) costituito da pomice centimetriche subarrotondate, ben vescicolate, talvolta a struttura fibrosa, giallo-biancastre con cristalli di leucite, sanidino e pirosseno, xenoliti sedimentari rosso mattone, rari lavici ed olocristallini. Nella parte basale sono presenti pisoidi di cenere (“*ash pellets*”). Il deposito è in genere litoide per zeolitizzazione. Sono presenti orizzonti stratificati. Alla base è presente un livello centimetrico cineritico grossolano scoriaceo. Al tetto sono occasionalmente presenti zone a concentrazione di pomice da centimetriche a decimetriche (Via Tor di Quinto). Gli spessori massimi vengono raggiunti lungo la valle del Tevere e raggiungono i 15 m. Nelle zone di paleoalto topografico invece, l'unità si presenta come un livello cineritico biancastro con lapilli accrezionari e spessori costanti, in genere inferiori al metro (quadrante nord-ovest del Foglio, nella zona compresa tra Ponte Galeria, Casalotti e Valle Aurelia). Al tetto dell'unità è presente un paleosuolo argilloso-siltoso grigio (suolo *gley*), con strutture vertiche, avente spessore di circa 1 m. La composizione chimica è da tefritica a tefritico-fonolitica (SCHERILLO, 1941). KARNER *et alii*, (2001) propongono una datazione a  $548 \pm 4$  ka per questa unità, in accordo con la data proposta da CIONI *et alii* (1993) a 550 ka. Tufo Giallo della Via Tiberina *Auctt. p.p.*

L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbratica di grande volume dal settore orientale del Distretto Vulcanico Sabatino che ha messo in posto i depositi da flusso piroclastico lungo la paleovalle del Tevere (MATTIAS & VENTRIGLIA, 1970; DE RITA *et alii*, 1993), mentre il livello cineritico biancastro che si trova con spessori costanti anche nelle zone di paleoalto è interpretabile come deposito da decantazione da nube co-ignimbratica.

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

4.3. - SINTEMA VILLA GLORI (VGL)

I depositi del sintema Flaminia sono incisi fortemente da una superficie ad alto rilievo che è evidente lungo tutto il corso del Tevere, in riva destra principalmente tra la Via Flaminia e la zona di Vigna Clara-Corso Francia, mentre in riva sinistra nella zona compresa tra Villa Glori e Valle Giulia e poi ancora nella zona dell'EUR. Superfici ad alto rilievo relative a questa fase erosiva si trovano anche nella zona della Magliana e lungo la Valle Galeria. Le quote più basse della superficie sono piuttosto costanti tra Villa Glori e l'EUR e variano tra i 15 ed i 20 m s.l.m. Questa quota dovrebbe testimoniare il livello di base del paleo-Tevere di questa epoca, correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo *stage* isotopico 14 (MARRA & ROSA, 1995).



#### 4.3.1. - FORMAZIONE DI VALLE GIULIA (VGU)

I depositi di questa formazione affiorano diffusamente agli sbocchi del Fosso dell'Acquatraversa e del Fosso della Crescenza nella valle del Tevere, nella zona di Vigna Clara - Colli della Farnesina, a Villa Glori, alla base dei Monti Parioli-Valle Giulia, poi ancora al Torrino e nella zona Campo di Merlo - Valle Galeria. Alla base sono presenti livelli di ghiaie minute poligeniche a stratificazione incrociata, con ciottoli calcarei (70-80%) e di selce, passanti a livelli sabbioso-limosi a stratificazione suborizzontale, con presenza di concrezioni calcaree e livelli con materiale vulcanoclastico composto da cenere grigia con leucite analcimizzata, pirosseni, scorie grigie e gialle; travertini e travertini terrosi fitoclastici in banchi, inglobanti lenti di sabbie e ghiaie vulcanoclastiche; sabbie e limi sabbiosi a concrezioni carbonatiche. Mentre i livelli travertinosi e le incrostazioni calcaree sono presenti ubiquitariamente nel deposito, i banchi di travertino più imponenti si trovano in riva sinistra del Tevere tra Villa Glori e Valle Giulia dove si presentano stratificati, terrosi e di colore giallo ("tartaro") (Fig. 13) ed ancora nella zona di Casal Boccone (Nomentana). In riva destra invece, nella zona di Vigna Clara, i depositi si presentano stratificati con banchi ghiaiosi alla base passanti a livelli sabbioso-limosi biancastri al di sopra di un paleosuolo rossastro sviluppato al tetto delle ghiaie della formazione di Fosso della Crescenza (Fig. 10). Queste sabbie e limi biancastri sono ricchi di fluorite e sono noti in letteratura come formazione fluvio-palustre (VENTRIGLIA, 1971). Sia i depositi ricchi in fluorite che i banchi di travertino sono allineati in direzione NO-SE esattamente lungo la proiezione meridionale della faglia bordiera dell'alto di Monte Mario, indicando che la circolazione di fluidi ricchi di  $\text{CaCO}_3$  e di F, evidentemente di origine perivulcanica, fosse legata al principale motivo strutturale presente nella zona. Lo spessore massimo in affioramento è 30 m con una quota di tetto a 54 m s.l.m. presso la Tenuta S. Cosimato lungo la Valle Galeria. Il nome di questa unità è stato introdotto in MARRA & ROSA (1995), e corrisponde in parte alla Formazione di S. Cosimato *p.p.* di CONATO *et alii* (1980). Per ciò che concerne l'età, il vincolo è dato dalla presenza dell'unità del Palatino datata a  $533 \pm 5$  ka (vedi § 4.3.2) all'interno dei travertini alla base dei Monti Parioli (Viale Maresciallo Pilsduski), che posizionano l'aggradazione di questa unità durante l'alto stazionamento del livello marino relativo allo *stage* isotopico 13 (MARRA & ROSA, 1995) testimoniato anche dalla presenza di fossili relativi a faune salmastre segnalate già da PONZI (1872).

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

#### 4.3.2. - UNITÀ DEL PALATINO (PTI)

L'unità del Palatino (unità piroclastica del Palatino di ROSA, 1995) affiora lungo la valle del Tevere nella zona del Palatino, di Monte Antenne e lungo le

vie Flaminia (in questa zona noto come “Peperino della Via Flaminia” *Auctt.*) e Salaria e lungo la valle dell’Aniene ed il suo affluente di destra, il Fosso di Pratalungo. La base poggia quasi sempre su un paleosuolo marrone scuro o direttamente su superfici erosive (Palatino, Galleria Principe Amedeo) ed è caratterizzata in genere da un deposito incoerente, ben classato, composto di lapilli scoriacei (90%) e frammenti di cristalli di leucite (10%) di dimensioni medie di circa 1-2 mm, per uno spessore che varia tra 7 e 15 cm nella zona urbana di Roma, mentre aumenta fino a 25 cm lungo l’Aniene (Casale del Cavaliere), dove le scorie raggiungono le dimensioni di 1 cm. Le caratteristiche sedimentologico-deposizionali e di mantellamento della topografia suggeriscono che questo livello basale possa essere interpretato come un deposito da ricaduta, cui segue un deposito semicoerente, mal classato massivo e caotico, a matrice cineritica grigio-nerastra composta da una componente di vetro juvenile in genere zeolitizzato preponderante (90%) e subordinatamente frammenti di leucite analcimizzata, clinopirosseno e biotite (10%). Lo scheletro (10%) è composto da scorie grigie o nere poco vescicolate (diametro massimo 2 cm), porfiriche, e clasti centimetrici di lava. Localmente sono presenti ciottoli calcarei derivanti dall’erosione del substrato. Alla base sono frequenti impronte di tronchi d’albero. Verso l’alto è presente intercalato un livello giallo-grigiastro, sottilmente



Fig. 13 – Travertini fitoclastici presso Viale Tiziano dopo l’evento di frana del 13 novembre 2007.



Fig. 14 – Unità PTI presso il Sepolcro degli Scipioni, in cui si possono osservare i livelli a lapilli accrezionari.

stratificato, cineritico ricco di lapilli accrezionari fino a 4 cm di diametro (Fig. 14) e spesso fino a 30 cm, occasionalmente sormontato da un deposito di colore da bruno a grigio scuro, semicoerente, a matrice cineritica fine a struttura massiva composta di ceneri vulcaniche cristalli di leucite analcimizzata, biotite, clinopirosseno, nella cui parte basale sono presenti lapilli accrezionari probabilmente strappati al sottostante livello. Spessore massimo 10 m. La composizione chimica è fono-tefritica (TRIGILA *et alii*, 1995). L'unità corrispondente a Tufi Antichi e Tufi Pisolitici *Auctt. p.p.* "l'unità è stata datata a  $533 \pm 5$  ka (KARNER *et alii*, 2001)". L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbratica a componente freatomagmatica del vulcano dei Colli Albani (DE RITA *et alii*, 2002).

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

#### 4.3.3. - UNITÀ DI PRIMA PORTA (PPT)

L'unità di Prima Porta affiora principalmente in destra del Tevere, lungo la Via Flaminia, tra Labaro e Fosso della Crescenza, dove copre la superficie di base del sistema Villa Glori (Fig. 15). Si tratta di un deposito piroclastico a matrice cineritica prevalente, di colore avana-giallastro, costituito in prevalenza da vetro vulcanico e cristalli di leucite analcimizzata, pirosseni e biotite, con scheletro (30%) costituito da pomici grigio chiare e verdi porfiriche ad analcime e sanidino, fibrose o microbollose, scorie nere (diametro massimo 15-20 cm), litici olocristallini a

leucite e pirosseni, lavici (alla base anche decimetrici), e sedimentari. La struttura è massiva, caotica; l'unità è costituita da una facies inferiore incoerente ed una facies superiore litoide per zeolitizzazione. Impronte di tronchi suborizzontali sono presenti a varie altezze, preferibilmente verso la base. Alla base è presente un livello centimetrico di cenere a stratificazione incrociata. Spessore massimo 10 m. La composizione chimica è tefritico-fonolitica (SCHERILLO, 1941). L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbratica di grande volume dal settore orientale del Distretto Vulcanico Sabatino. Tufo Giallo della Via Tiberina *Auctt. p.p.* e Tufo Giallo di Prima Porta datato a  $514 \pm 3$  ka in KARNER *et alii* (2001).

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



Fig. 15 – Superficie erosiva ad alto rilievo tra i depositi inferiori del sistema Flaminia (unità della Via Tiberina) e del sistema Villa Glori (unità di Prima Porta).

#### 4.3.4. - UNITÀ DI CASALE DEL CAVALIERE (KKA).

L'unità di Casale del Cavaliere affiora in maniera discontinua lungo la sponda destra del Fiume Aniene. Alla base del deposito è presente un livello lapilloso ben classato costituito da scorie grigio-nere e subordinatamente da analcime. Le scorie, le cui dimensioni medie sono tra 1 e 3 mm, possono raggiungere 1 cm di diametro (Casale del Cavaliere) e si presentano porfiriche con leucite. Lo spessore di questo livello basale raggiunge i 20 cm ed è interpretabile come deposito da ricaduta. Al di sopra è presente un deposito grigiastro-marrone, con stratificazione incrociata a basso angolo, costituito da alternanze di livelli a granulometria da cineritico fine a cineritico grossolana, più raramente lapilloso, con scorie vescicolate e litici lavici ed occasionalmente olocristallini fino a 1,5 cm di diametro; fra i cristalli (5%) è prevalente la leucite (diametro massimo 3 mm), con clinopiroseno e biotite subordinati. Nell'unità sono presenti orizzonti a lapilli accrezionari, che possono raggiungere 1,5 cm in diametro. I lapilli accrezionari possono essere concentrati in livelli nei quali la loro incidenza percentuale può arrivare fino al 10%, oppure possono, più di frequente, presentarsi sparsi nel deposito. Le stratificazioni incrociate definiscono forme di fondo tipo duna con lunghezze d'onda dell'ordine di 1-2 m. Sono presenti impronte di tronco e foglie. Spessore massimo 3 m nella zona di Casale del Cavaliere. La parte alta dell'unità si presenta alterata in suolo marrone evoluto, molto friabile, che raggiunge il metro di spessore. L'unità (Tufi Antichi, Tufi grigi granulari, Tufi pisolitici *Auctt. p.p.*, Tufo di Bagni Albule di KARNER *et alii*, 2001; Casale del Cavaliere unit di DE RITA *et alii*, 2002) è interpretabile come un deposito da flusso piroclastico freatomagmatico, la cui zona di provenienza è il vulcano dei Colli Albani (DE RITA *et alii*, 2002).

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

#### 4.3.5. - TUFI STRATIFICATI VARICOLORI DI SACROFANO (SKF)

I Tufi stratificati varicolori di Sacrofano (MATTIAS & VENTRIGLIA, 1970) affiorano estesamente in quasi tutto l'areale del Foglio, eccetto il quadrante sudorientale, e sono ben visibili lungo le trincee della parte settentrionale del G.R.A. e lungo le vie consolari che escono da Roma verso nord e verso est tra la Via Aurelia e la Via Tiburtina. La successione è composta da una alternanza di depositi piroclastici lapilloso e cineritici in strati contenenti scorie e litici lavici di dimensioni centimetriche da ricaduta, intercalati a livelli vulcanoclastici rimaneggiati, orizzonti pedogenizzati e depositi limno-palustri. Alcuni depositi da ricaduta presenti all'interno della successione costituiscono, per le caratteristiche di messa in posto, degli orizzonti guida per l'identificazione dell'unità e delle sue porzioni inferiore, intermedia e superiore. Questi depositi sono in genere costituiti da bancate continue che mantellano la topografia sottostante, ma possono sovente



presentarsi sfilacciati in funzione del grado di pedogenizzazione al tetto. Nella porzione inferiore i livelli *reperè* sono due bancate stratiformi a granulometria lapillosa, composte da scorie grigie porfiriche a leucite analcimizzata (con diametro massimo attorno a 2-3 cm), e subordinatamente litici lavici ed olocristallini a leucite e clinopirosseno passanti verso l'alto a paleosuoli rossastri. Nella parte intermedia sono presenti due, più raramente tre, bancate separate da paleosuoli, costituite da pomice centimetriche, ben classate, di forma angolare, di colore bianco-giallastro, porfiriche a sanidino e clinopirosseno (Fig. 16). Gli spessori delle singole bancate sono da decimetrici a pluridecimetrici. Questi depositi a pomice sono noti in letteratura come Granturchi *Auctt.* Nella parte superiore della successione il livello *reperè* è rappresentato da una bancata, spesso fino a 1 m, costituita dall'alternanza di livelli centimetrici di scorie grigie a granulometria lapillosa e a granulometria cineritica. Tutti i depositi da ricaduta descritti si assottigliano da nord a sud e sono interpretabili come relativi ad eruzioni da centri situati nell'area del vulcano Sabatino. La presenza a varie altezze stratigrafiche di paleosuoli e di depositi intercalati rimaneggiati, di orizzonti ossidati, nonché di frequenti troncature, illustra che questa formazione si è deposta durante un lungo intervallo di tempo. Spessori fino a 14 m. La datazione di uno dei livelli di pomice di ricaduta ha fornito un'età di  $488 \pm 2$  ka (KARNER & RENNE, 1998; KARNER *et alii*, 2001).

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



Fig. 16 – I livelli di pomice di ricaduta noti come “Granturchi” (freccie bianche) e di scorie (freccie nere) intercalati nella porzione media dei Tufi Stratificati Varicolori di Sacrofano presso Selva Candida (lavori di costruzione terza corsia del GRA, zona Cassia).

#### 4.4. - SINTEMA TORRINO (TNO)

La superficie di base del Sintema Torrino è esposta in tutto l'areale del Foglio "Roma". La morfologia ed il rilievo di questa superficie variano fortemente a seconda della paleogeografia. I depositi del Sintema Villa Glori sono incisi fortemente da una superficie ad alto rilievo che è evidente lungo il corso del Tevere, in riva destra lungo la Via Flaminia alla base del Tufo Rosso a scorie nere sabatino (Fig. 19, § 4.4.4), e più a sud tra Magliana e Fosso Galeria ed in riva sinistra nella zona tra l'EUR e Torrino alla base delle Pozzolane Rosse (§ 4.4.2) e della formazione Fosso del Torrino (§ 4.4.3). Lungo l'Aniene essa si presenta come una forte incisione che accoglie la messa in posto delle Pozzolane Rosse. Lontano dalle valli principali, ossia in zone di paleoalto e/o interfluvio, questa superficie si presenta da planare a basso rilievo, generalmente suborizzontale e caratterizzata da estesi paleosuoli. Le quote più basse della superficie affiorano presso il Torrino a sud e lungo la valle dell'Aniene, ma la base vera è sotto il livello delle alluvioni attuali del Tevere e dell'Aniene ed è riconosciuta a circa 0 m s.l.m. da dati di sondaggio. Questa quota dovrebbe testimoniare il livello di base del paleo-Tevere di questa epoca, correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo *stage* isotopico 12.

##### 4.4.1. - LAVE DI VALLERANO (LLL)

Le lave relative a questa unità affiorano, all'interno del Foglio "Roma", solo in un piccolo affioramento lungo il Fosso dell'Acquacetosa in zona Laurentina, ma sono in continuità con un vasto *plateau* lavico sepolto che si estende verso sudovest (lave di Vallerano, lave della Selcetta, lave di Casal Brunori, lave dell'Acquacetosa, lava della Cecchignola di FURNASERI *et alii*, 1963), verso la zona di provenienza situata nella zona centrale del vulcano dei Colli Albani (Foglio n. 387 "Albano"). La lava si presenta di aspetto variabile da grigio scura, a pasta vetrosa con rari fenocristalli di leucite fino a 7-8 mm di diametro, compatta ed a frattura concoide, a grigio-chiara, a pasta microcristallina e micro-vescicolata, con rari cristalli a leucite e clinopiroseno augitico (2-3 mm) con frattura scheggiata. La datazione più attendibile per queste lave è circa 460 ka ottenuta sia con il metodo K/Ar (BERNARDI *et alii*, 1982) che  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (KARNER *et alii*, 2001). Gli spessori massimi da sondaggio raggiungono i 30 m. Dal punto di vista chimico-petrografico queste lave sono state classificate come leucititi nefeliniche melilitiche secondo FURNASERI *et alii* (1963) e variabili da tefritiche a K-foiditiche secondo TRIGILA *et alii* (1995).

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

#### 4.4.2. - POZZOLANE ROSSE (RED)

Le Pozzolane Rosse affiorano diffusamente in tutto il settore meridionale del foglio in sinistra del Tevere, in zona EUR - Laurentina, lungo il Fosso della Caffarella e tra il quartiere Tiburtino e Settecamini lungo la valle dell'Aniene. La base, visibile solo nel settore nordest del Foglio, appare costituita da un livello classato cineritico grossolano-lapilloso costituito interamente da scorie: si tratta di un orizzonte di ricaduta spesso fino a 15 cm. Al di sopra è presente il deposito principale, massivo e caotico, di colore da rosso a viola vinaccia a grigio scuro (Fig. 17). Il deposito è generalmente incoerente ma a luoghi (e ciò succede frequentemente quando assume una colorazione scura) compatto e semilitoide. Tali facies compatte sono state osservate lungo la Valle dell'Aniene e comunque all'interno delle paleovalli. La matrice dell'unità è cineritico grossolana e povera della frazione fine, costituita da vetro juvenile vescicolato e subordinatamente (1-2%) da cristalli di leucite, anche alterata in analcime, clinopirosseno e biotite. Disperse all'interno della matrice si trovano fino a 20% di scorie da rosse a grigio-nerastre da mediamente a molto poco vescicolate, che possono raggiungere i 24 cm di diametro, e fino a 5% di litici lavici e sedimentari termometamorfosati



Fig. 17 – Le Pozzolane Rosse presso via Tiburtina – Rebibbia: dettaglio della litofacies distale, a matrice prevalente con cristalli di leucite analcimizzata.



(l'abbondanza dei quali rappresenta una peculiarità di questa unità) con olocristallini subordinati; le loro dimensioni arrivano fino a 20 cm. Una caratteristica di questa unità è la presenza di *gas-pipes*, spesso di notevole sviluppo. Lo spessore in affioramento raggiunge i 15 m, ma in base ai dati di sondaggio si deduce che l'unità può raggiungere potenze maggiori, attorno ai 35 m (nella zona di Salone). La geometria del deposito è tabulare. Il tetto delle Pozzolane Rosse è alterato in un suolo spesso mediamente attorno ad un metro. La composizione è tefritico-leucitica secondo FORNASERI *et alii* (1963) e tefritico-foiditica secondo TRIGILA *et alii* (1995), mentre le datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  indicano un'età di messa in posto di  $457 \pm 4$  ka (KARNER *et alii*, 2001).

L'unità (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 ignimbratica centrale di grande volume del vulcano dei Colli Albani (FORNASERI *et alii*, 1963; DE RITA *et alii*, 1988b; GIORDANO & DOBRAN, 1994a, b).

Al tetto, cartografati insieme a questa unità, sono localmente presenti fino a 3 m di depositi stratificati, presenti soprattutto nel quadrante nordest, lungo la valle dell'Aniene. Questi depositi sono generalmente costituiti da un orizzonte cineritico massivo di colore giallastro quando alterato, caratterizzato dalla presenza di cristalli di leucite analcimizzata, clinopirosseno e biotite in individui millimetrici o submillimetrici, e contenente anche scorie e litici subcentimetrici; questo deposito è interpretabile come un deposito di *ash-cloud* co-ignimbratica. Al di sopra, in alcuni casi, sono stati osservati livelli ben classati, tabulari, massivi, a granulometria da cineritico grossolana a lapillosa, costituiti da scorie di colore giallo e contenenti anche litici lavici subcentimetrici e cristalli di leucite e pirosseno, interpretabili come depositi da ricaduta. Possono essere presenti intercalazioni di sottili (20 cm) livelli a stratificazione incrociata, costituiti esclusivamente dai componenti dell'ignimbrite ed indicanti un rimaneggiamento sin-eruttivo, a granulometria sabbiosa e ghiaiosa. A nord dell'Aniene sono stati osservati anche dei depositi fluviali a stratificazione incrociata, o massivi da flusso iperconcentrato, sabbiosi e ghiaiosi, che si appoggiano direttamente sull'unità primaria all'interno di blande superfici di canale e costituiti prevalentemente da scorie e subordinatamente da cristalli di clinopirosseno e leucite. I loro spessori raggiungono 1.5 m circa.

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

#### 4.4.3. - FORMAZIONE DI FOSSO DEL TORRINO (FTR)

Ghiaie, sabbie e limi poligenici in facies fluviale e fluvio-lacustre con rapide variazioni laterali di facies, a riempimento di canali, con elementi vulcanici derivanti prevalentemente dall'erosione delle Pozzolane Rosse, delle Pozzolane Nere e del Tufo Rosso a Scorie Nere Sabatino. I livelli grossolani sono costituiti da

scorie nere e rosse (40%), litici lavici (10%), pomici giallastre, cristalli di analcime e di pirosseni, clasti calcarei e silicei; sono nel complesso matrice sostenuti e possono presentare una laminazione piano parallela e incrociata a basso angolo. I livelli più fini, solitamente limosi, hanno al loro interno bivalvi e frustoli vegetali. Nell'area dell'EUR-Torrino e lungo il Rio Galeria i depositi sono interessati da deposizione di carbonato di calcio ed intercalati con silts calcarei biancastri a luoghi fortemente cementati e argille in alternanze irregolari, che passano lateralmente a depositi di travertini fitoclastici. Sono presenti faune salmastre (CONATO *et alii*, 1980). Formazione di S. Cosimato *Auctt. p.p.*, Unità di S. Paolo *Auctt. p.p.* Gli spessori massimi in affioramento raggiungono i 20 m, mentre il tetto dell'unità raggiunge i 54 m s.l.m.

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

4.4.3.1. - Conglomerato giallo (**FTR<sub>1</sub>**)

I depositi del Conglomerato Giallo (FORNASERI *et alii*, 1963) affiorano nel quadrante sudest del Foglio, nella zona compresa tra la via Laurentina, l'EUR e S. Paolo. Essi sono descritti come membro dell'unità del Fosso del Torrino in



Fig. 18 – I depositi da flusso iperconcentrato del Conglomerato Giallo presso S. Paolo fuori le mura (Via delle Sette Chiese).

quanto rappresentano un evento deposizionale discreto e riconoscibile sul terreno all'interno dei depositi di FTR, con i quali presenta inoltre rapporti di eteropia laterale. Si tratta di una successione di prodotti vulcanoclastici a granulometria sabbioso-ghiaiosa, da classati a malclassati, malstratificati in banchi a geometria da tabulare a lenticolare, costituiti prevalentemente da scorie arrotondate gialle e rosse per alterazione e subordinatamente da clasti litici lavici di dimensioni da millimetriche a centimetriche e cristalli di clinopirosseno, biotite e leucite analcimizzata. L'unità presenta una geometria interna aggradante, caratterizzata però anche da superfici di erosione a basso rilievo e da alcuni livelli con debole alterazione. Lo spessore massimo dell'unità si registra presso la basilica di S. Paolo fuori le mura dove raggiunge lungo una parete verticale i 37 metri in affioramento (Fig. 18). L'areale di distribuzione dell'unità FTR<sub>1</sub> nel Foglio "Roma" corrisponde alla parte distale di una conoide confinata in un'ampia depressione al tetto delle Pozzolane Rosse localizzata nel settore NO del vulcano dei Colli Albani. Le caratteristiche sedimentologiche dei depositi suggeriscono deposizione da *lahar* con meccanismi da flusso iperconcentrato e da "*debris flow*", passanti lateralmente a termini con caratteristiche di depositi fluviali depositi da flussi più diluiti. La dominante componente scoriacea juvenile monogenica, la geometria aggradante accompagnata da facies da massive a malstratificate suggeriscono inoltre che si tratti di depositi sineruttivi, probabilmente legati alla formazione di bastioni di coni di scorie lungo fratture pericalderiche successive all'eruzione delle Pozzolane Rosse.

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

##### 4.4.4. - TUFO ROSSO A SCORIE NERE SABATINO (RNR)

Il Tufo Rosso a Scorie Nere Sabatino (Tufo Rosso a Scorie nere *p.p.* di MATTIAS & VENTRIGLIA, 1970; *Red Tuff with Black scoria* di DE RITA *et alii*, 1993) affiora solo nei quadranti settentrionali del Foglio, in particolare lungo la Valle del Tevere nella zona della Via Flaminia, verso ovest fino alla zona di Casalotti-La Massimina, e lungo la valle dell'Aniene ed i suoi fossi affluenti di destra. Si tratta di deposito piroclastico a matrice cineritica grigio-violacea poco coerente con scheletro intorno al 40% costituito da scorie nere, litici lavici e più raramente calcarei termometamorfosati. Le scorie nere sono molto vescicolate, di dimensioni fino a decimetriche, porfiriche, ricche in cristalli di sanidino, leucite (spesso analcimizzata) e pirosseno. Il deposito si presenta caotico e massivo. Localmente può presentarsi litoide per zeolitizzazione per cui assume il colore giallo-rossastro da cui prende il nome (Fig. 19). Alla base è localmente presente un livello di pomici di ricaduta. La composizione è alcali-trachitica (DE RITA *et alii*, 1993). Le datazioni <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar indicano un'età di messa in posto tra 449±1 ka (KARNER *et alii*, 2001) e 430 ka (CIONI *et alii*, 1993). Spessori fino a 20 m. Superficie di base ad alto rilievo. Al tetto è in genere presente un paleosuolo.

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



Fig. 19 – Sepolero dei Nasoni, lungo la Via Flaminia. L'unità RNR, che riempie una paleovalle molto incisa, si presenta litoide per zeolitizzazione assumendo la tipica colorazione rossa. La superficie di base coincide con l'unconformity che accoglie il sistema Torrino.

#### 4.4.5. - TUFI STRATIFICATI VARICOLORI DI LA STORTA (LTT)

Si tratta di una successione complessa composta da livelli pomicei e scoriacei a cui si intercalano livelli cineritici pedogenizzati. Generalmente verso il basso della successione sono presenti due livelli di pomici di ricaduta. Il primo è costituito da pomici bianco-giallastre, fibrose con sanidino e pirosseno in scarsa matrice cineritica. Le pomici hanno una gradazione prima inversa e poi diretta e si presentano subarrotondate/subsferiche o appiattite. Il secondo livello è costituito da pomici grigio-verdi, microvescicolate con vescicole tonde, porfiriche a leucite analcimizzata, pirosseni e sanidino in scarsa matrice cineritica e contiene rari litici lavici. Nel quadrante nord-ovest, al tetto di questa formazione sono presenti una serie di paleosuoli a granulometria sabbioso-limosa di colore dal marrone al grigiastro. La formazione decresce rapidamente di spessore verso sud, ma continua a costituire la porzione superiore della sequenza stratigrafica fino alla zona di Ponte Galeria, nel centro di Roma e lungo la via Tiburtina. I massimi spessori sono stati misurati in corrispondenza dei tagli operati lungo la linea ferroviaria Roma-Viterbo, dove è stato misurato il massimo spessore di 10 m. Questa for-

mazione (Tufi Stratificati Varicolori di La Storta di MATTIAS & VENTRIGLIA, 1970) rappresenta la messa in posto di unità di ricaduta da centri posti nel Distretto Vulcanico Sabatino a cavallo di un periodo di tempo “lungo” testimoniato dalla presenza di paleosuoli, troncature e materiali rimaneggiati intercalati ai depositi primari. Datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  di un livello di ricaduta attribuito a questa formazione indicano un'età di messa in posto di  $416\pm 6$  ka (KARNER *et alii*, 2001)

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

4.4.6. - LAVE DI FOSSO TRE RAMI (RMN)

Nell'areale del Foglio Roma queste lave sono note solo da dati di sondaggio, mentre affiorano più a sud nel limitrofo Foglio Albano. Lave compatte da grigie a nere, con cristalli di leucite e pirosseno. Sono state incontrate in una serie di sondaggi nel settore meridionale del Foglio, tra la via Tuscolana e l'Ardeatina, al di sopra delle Pozzolane Rosse, con spessori di qualche metro (vedi Profilo A-A' della carta geologica).

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

4.4.7. - POZZOLANE NERE (PNR)

L'unità affiora prevalentemente nel quadrante sudorientale del Foglio, lungo i fossi a sud dell'Aniene e dell'area compresa tra la Laurentina e la valle della Caffarella.

E' un'unità piroclastica incoerente, a geometria tabulare, alla cui base si rinviene un orizzonte lapilloso scoriaceo da ricaduta spesso circa 20 cm. Superiormente si osserva il deposito ignimbrico, di colore da grigio a nero, massivo e catotico. La matrice è cineritica composta da vetro e frammenti di cristalli di leucite, pirosseno e biotite, nella quale sono dispersi lapilli e bombe costituiti da scorie nerastre generalmente ben vescicolate, di diametro fino a 15 cm, talvolta porfiriche a leucite, pirosseno e biotite; l'incidenza percentuale delle scorie può arrivare al 15%. I litici sono prevalentemente di tipo lavico, con subordinati olocristallini e sedimentari e possono arrivare a 8 cm di diametro mentre la loro incidenza percentuale non supera il 5%. La parte basale dell'ignimbrite può presentare un livello cineritico compatto, di colore nero, spesso circa 25-50 cm (Via Ponte di Nona e Tor Marancia). Occasionalmente alla base dell'unità è stato osservato un livello spesso al massimo 10 cm, ricco in litici e cristalli, interpretabile come livello di *ground layer*. Nei pressi di fosso Ponte di Nona e fosso Benzone la parte alta dell'unità assume un colore marrone chiaro o rosso arancio ed un aspetto litoide per zeolitizzazione. Raramente sono stati osservati *gas-pipes*. I massimi spessori misurati sono circa 20 m. Al tetto sono spesso presenti depositi vulcanoclastici



che poggiano su superfici debolmente erosive; si tratta solitamente di depositi da giallastri a marrone-arancio, con una matrice cineritica in cui sono disperse scorie da nere a rossastre a giallastre, grandi fino a qualche cm, leucite, spesso analcimmizzata, che tende ad aumentare verso l'alto, e clinopirosseno in microcristalli, rari e piccoli litici lavici (molto rari gli olocristallini); talvolta nella parte alta di questi depositi si rinvencono anche tracce di bioturbazioni. Questi materiali sono interpretabili come depositi da *debris flow*. Il loro spessore massimo è di circa 2 m. Si segnala inoltre il rinvenimento in località Colonnella, alla base di questi depositi rimaneggiati ed in diretto contatto con l'ignimbrite primaria, di un orizzonte (spesso 20 cm) di depositi fluviali sineruttivi a stratificazione incrociata, costituiti esclusivamente da scorie, cristalli e litici, a granulometria sabbioso-ghiaiosa. Il tetto delle Pozzolane Nere è alterato in un paleosuolo spesso fino a circa 2 m. La composizione chimica di questa unità è tefrifonolitica (TRIGILA *et alii*, 1995), mentre le datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  indicano un'età di messa in posto a  $407 \pm 4$  ka (KARNER *et alii*, 2001). L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbratica di grande volume del vulcano dei Colli Albani. Pozzolane medie di FORNASERI *et alii* (1963); III colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio di DE RITA *et alii* (1988).

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

#### **4.4.8. - FORMAZIONE DI FONTANA CENTOGOCCE (SLV)**

Nel Foglio "Roma" affiora solo la litofacies piroclastica (SLV<sub>b</sub>). Si tratta di una successione che comprende depositi primari da ricaduta e livelli vulcanoclastici, che affiora nel quadrante nord-est del Foglio. A Setteville lungo la Via Tiburtina, questa unità è rappresentata dal basso verso l'alto da un primo livello di circa 1-1.2 m costituito da una cinerite alterata di colore da giallo-arancio a marroncina, in cui sono disperse scorie (diametro massimo 1 cm) arrotondate ed occasionalmente porfiriche a leucite, in percentuali di circa il 5%; sono presenti inoltre rari litici lavici centimetrici, cristalli di analcime (diametro fino a 3 mm) e clinopirosseno e biotite in percentuali di circa l'1%; nel deposito si rinvencono anche tracce di bioturbazioni. Al tetto di questo livello si rinviene un secondo orizzonte di circa 15 cm a granulometria lapillosa costituito da scorie nerastre che passa verso l'alto ad una cinerite pedogenizzata di colore marrone arancio, in cui sono disperse scorie nere a rossastre a nere, piccoli cristalli di leucite e clinopirosseno; a sua volta questo livello tende ad alterarsi sempre di più verso l'alto ed a sviluppare la presenza di bioturbazioni. Lo spessore totale di questa sequenza (che è anche lo spessore massimo attribuito all'unità) è di circa 2.5 m. In effetti la parte dell'unità che più frequentemente è stata riconosciuta è rappresentata dall'orizzonte lapilloso superiore che è interpretabile come un livello di ricaduta. L'areale di affioramento di questi depositi, sebbene con spessori di norma inferiori ai 2 m non è trascurabile ed evidenzia l'esistenza di fasi esplosive successive

alla messa in posto delle Pozzolane Nere e precedenti alla deposizione del Tufo Lionato (descritto di seguito).

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

**4.5. - SINTEMA QUARTACCIO (QTA)**

La superficie di base del sintema Quartaccio (GIORDANO *et alii*, 2002b) è ben esposta in tutto l'areale del Foglio "Roma". La morfologia ed il rilievo di questa superficie variano fortemente a seconda della paleogeografia. I depositi dei sintemi sottostanti sono incisi fortemente da una superficie ad alto rilievo che è evidente lungo la valle del Tevere, all'interno della quale si mette in posto la formazione di Villa Senni durante la fase erosiva (§ 4.5.1), in affioramento lungo pareti verticali tra l'EUR (zona Grottoni), il Campidoglio (via delle Consolazioni) e a Trastevere-Portuense (Fig. 20). Lungo l'Aniene essa si presenta come una forte incisione che accoglie la messa in posto sempre della formazione di Villa Senni che infatti qui raggiunge i massimi spessori ed è cavata sin dall'epoca romana. Lontano dalle valli principali, ossia in zone di paleoalto e/o interfluvio, questa superficie si presenta da planare a basso rilievo, generalmente suborizzontale e caratterizzata da estesi paleosuoli. Le quote più basse della superficie affiorano presso il Torrino a sud e lungo la valle dell'Aniene. Queste quote dovrebbero testimoniare il livello di base del paleo-Tevere di questa epoca, correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo *stage* isotopico 10. Questo sintema si correla con il sintema Barca di Parma, riconosciuto lungo la costa laziale più a nord nella zona di Tarquinia e Montalto di Castro (Fogli nn. 354, 353).

**4.5.1. - FORMAZIONE DI VILLA SENNI (VSN)**

La formazione di Villa Senni raccoglie due delle unità ignimbriche 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; FREDI *et alii*, 1997; WATKINS *et alii*, 2002). I depositi relativi a questa unità affiorano diffusamente in sinistra del Tevere e dell'Aniene, ovvero in tutto il plateau ignimbrico dei Colli Albani, ed in lembi anche in riva destra dei due fiumi.

La formazione di Villa Senni è riferibile all'ultima eruzione ignimbrica di



Fig. 20 – La superficie erosiva alla base del sistema Quartaccio si presenta molto incisa lungo la valle del Tevere, dove sono presenti i depositi terrazzati del Tufo Lionato in appoggio laterale sulle formazioni più antiche. In varie zone della città, tale conformazione geomorfologica predispone a fenomeni di crollo. Nella foto è illustrata la situazione di via Parrasio-via Ponziano, alla base di Monteverde vecchio, dove il Tufo Lionato, nonostante le varie opere di sostegno, è stato interessato negli anni da vari fenomeni di cedimento anche legati alla presenza di cavità antropiche.

grande volume del vulcano dei Colli Albani con meccanismi di colata piroclastica ( $VSN_1$ ,  $VSN_2$ ) e lahar ( $VSN_a$ ). Le età disponibili sono relativamente concordi e vanno da  $338 \pm 8$  ka (RADICATI DI BROZOLO *et alii*, 1981), a 351 ka (VILLA, 1992) a  $357 \pm 2$  ka (KARNER *et alii*, 2001)

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

##### 4.5.1.1. - Tufo Lionato ( $VSN_1$ )

Deposito massivo e caotico, localmente malstratificato, litoide per effetto della zeolitizzazione (Fig. 21), e a luoghi con *gas-pipes* (Fig. 22). E' caratterizzato localmente da fenomeni di intensa fessurazione. Sono spesso riconoscibili due facies sovrapposte: quella inferiore è di colore giallo, con 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





Fig. 21 - La zeolitizzazione della matrice cineritica del Tufo Lionato conferisce alla roccia la consistenza litoide ed il caratteristico colore fulvo, per cui questa roccia è usata fin dall'antichità come pietra da costruzione (località Corcolle)

(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 a sud dell'Aniene presso Salone, lungo fosso Benzzone, mentre a nord dell'Aniene è ben osservabile lungo la Via Tiburtina. Alla sua base è spesso osservabile un livello cineritico a stratificazione incrociata interpretabile come deposito da surge, spesso al massimo qualche centimetro. La facies sovrapposta è 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 risulta la presenza di *spatter*. 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 (questi ultimi ben visibili negli affioramenti lungo l'Aniene e lungo il Tevere in zona Grottoni); 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 in sponda



Fig. 22 - Litofacies tipica del Tufo Lionato, caratterizzata da una struttura massiva e caotica, matrice sostenuta e con abbondante scheletro costituito da scorie e fiamme, litici lavici ed olocristallini; si notino i gas-pipes, frequenti nelle paleovalli.

destra dell'Aniene dove sono presenti numerose cave, alcune abbandonate, altre riutilizzate ed attrezzate a laghetti di pesca sportiva, lungo la valle del Tevere ed in zona Laurentina. Occasionalmente sono presenti impronte di tronchi. I massimi spessori dell'unità arrivano a 25 m. La composizione va da K-foiditica a tefrifonolitica (TRIGILA *et alii*, 1995).

#### 4.5.1.2. - Pozzolanelle (VSN<sub>2</sub>)

Deposito 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<sub>1</sub>. Generalmente questa unità piroclastica presenta una matrice scoriacea da cineritico-grossolana a lapillosa, ma povera della frazione cineritica fine in cui si trovano sparse scorie porfiriche a leucite, ben vescicolate da marroni a grigie, a nere di dimensioni notevoli (fino a 25 cm di diametro) in percentuali fino 20%; sono presenti 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 anche il 30%. Anche il contenuto in

cristalli risulta abbondante: essi sono rappresentati da leucite spesso analcimizzata che può essere presente in individui centimetrici (zona di Ponte di Nona) e subordinatamente clinopirosseno e biotite; il contenuto percentuale può superare il 10-15% (zona di Ponte di Nona). In alcuni casi, dove il Tufo Lionato è assente, VSN<sub>2</sub> 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 (cava di Tenuta delle Capannacce, G.R.A., tra la via Laurentina e la via Cristoforo Colombo). A luoghi sono osservabili anche *gas-pipes*. Gli spessori di quest'unità raggiungono i 30 m. La composizione va da tefrifonolitica a fonotefritica (TRIGILA *et alii*, 1995).

*Litofacies Occhio di Pesce* (VSN<sub>2a</sub>). 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, nell'area del Foglio, solo nel quadrante sudest, ovvero nella zona più prossima alla caldera dei Colli Albani.

*Breccia di Colle Fumone* (VSN<sub>2b</sub>). Nelle stesse aree di affioramento di VSN<sub>2a</sub>, può essere presente una breccia, molto grossolana, priva della frazione cineritica, con blocchi lavici ed olocristallini >40% del deposito e scorie *spatter*, interpretabile come breccia co-ignimbratica.

#### 4.5.1.3. - *Litofacies conglomeratico-sabbiosa* (VSN<sub>a</sub>)

Sabbie e ghiaie generalmente a stratificazione incrociata e a festoni, da classate a malclassate, intercalate a livelli sabbiosi massivi, malstratificati in facies fluviale e da flusso iperconcentrato, costituiti interamente di scorie nere e rosse, litici olocristallini e lavici, cristalli di leucite più o meno analcimizzata, clinopirosseni e granati derivanti integralmente dal rimaneggiamento di VSN<sub>1</sub> e VSN<sub>2</sub>; questi depositi poggiano senza paleosuoli o livelli di alterazione in genere su superfici suborizzontali al tetto dei termini sottostanti e sono interpretabili come derivanti dal rimaneggiamento immediatamente successivo alla messa in posto delle unità ignimbriche (*syn-eruptive sensu* SMITH, 1987). Affiorano lungo l'Appia tra via di Tor Carbone e le Catacombe di S. Sebastiano, in località Grottoni lungo il G.R.A. e a Trastevere. Lo spessore massimo in affioramento è 8 m.

## 4.5.2. - FORMAZIONE AURELIA (AEL)

E' costituita da ghiaie e sabbie quarzose da fini a grossolane ricche in cristalli di analcime e pirosseni, con scorie ruggine, pomici bianco giallastre a leucite, sanidino e pirosseno, clasti sub-angolosi di Tufo Lionato, calcarei e silicei, litici olocristallini a leucite e pirosseni, a laminazione incrociata a basso angolo, che passano verso l'alto a limi argillosi avana grigiastri con frustoli vegetali, abbondante analcime, concrezioni mangesifere e calcaree, in cui possono essere presenti gasteropodi salmastri (opercoli di *Bythinia* sp., *Cerastoderma* sp., *Tel-lina* sp.) e frustoli vegetali. Il deposito è pedogenizzato verso il tetto. Ambiente fluvio-lacustre. La formazione Aurelia affiora in lembi lungo la valle del Tevere (Fig. 23), dell'Aniene e lungo i principali fossi tributari di destra e di sinistra. Le quote di tetto sono intorno ai 45 m s.l.m. (zona Grottoni, Campidoglio, Aventino). L'unità è stata attribuita in letteratura alla aggradazione relativa all'innalzamento del livello marino tra lo *stage* isotopico 10 ed il 9, durato fino a circa 320 ka fa. Spessore in affioramento circa 20 m. (Fluvio-lacustre *p.p.* di VENTRIGLIA, 1971; Formazione Aurelia di MALATESTA, 1978; PG5 di MILLI, 1997; Unità Aurelia di MARRA & ROSA, 1995).

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



Fig. 23 - I depositi sabbioso-limosi della formazione Aurelia, in appoggio sul Tufo Lionato al di sopra di una superficie suborizzontale; via della Consolazione.



#### 4.5.3. - FORMAZIONE DI MADONNA DEGLI ANGELI (FKB)

Nel quadrante sud-est del Foglio “Roma” affiorano i depositi relativi all’attività del vulcano delle Faete e dell’attività fissurale peri-calderica, formati nell’area della caldera del Vulcano Laziale successivamente all’eruzione delle ignimbrite della formazione di Villa Senni. All’interno del Foglio affiorano essenzialmente le porzioni distali di lunghe colate di lava e subordinatamente livelli di piroclastiti la cui area di provenienza è localizzata nei limitrofi fogli Velletri e Tivoli.

*Litofacies lavica* (FKB<sub>a</sub>) - lave grigio scure, da tefritiche a K-foiditiche (FORNASERI *et alii*, 1963; TRIGILA *et alii*, 1995), da microcristalline a porfiriche, da compatte a vacuolari, con contenuto variabile di fenocristalli di leucite spesso in individui centimetrici, clinopirosseno ed occasionalmente olivina. Appartengono a queste lave le colate di Capo di Bove, lungo l’Appia antica, di Vermicino, lungo l’Anagnina, e di Villa Senni, lungo la Tuscolana. Gli spessori possono raggiungere i 25-30 m. Le datazioni effettuate sulla lava di Capo di Bove indicano un’età di circa  $296 \pm 6$  ka con il metodo K/Ar (BERNARDI *et alii*, 1982) e di  $277 \pm 2$  ka con il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (KARNER *et alii*, 2001);

*Litofacies piroclastica* (FKB<sub>b</sub>) – alternanze di depositi di scorie e ceneri da ricaduta in livelli e bancate tabulari, pedogenizzati al tetto, e depositi rimaneggiati associati sia a coni di scorie ed apparati eccentrici sia all’edificio centrale delle Faete. Gli spessori sono sempre esigui, tra 1 m e 5 m.

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

#### 4.5.4. - FORMAZIONE DI VITINIA (VTN)

L’unità è costituita dal basso verso l’alto da conglomerati, sabbie e limi. Il conglomerato di base è costituito da ciottoli calcarei (80%) e silicei in matrice sabbioso-limosa giallastra contenente quarzo e pirosseni; i clasti hanno diametro medio di 3-4 cm e si presentano sia arrotondati sia subangolosi/appiattiti. Al di sopra con passaggio graduale si passa a sabbie da grossolane a fini con ciottoli calcarei e silicei con diametro medio intorno ai 2 cm, in diminuzione verso l’alto, scorie nere, ruggine e giallastre, analcime e pirosseni. Talvolta sono presenti laminazioni a festoni come negli affioramenti lungo il G.R.A. in località Grottoni. Superiormente si trovano dei limi dall’avana al rossiccio con cristalli di analcime, pomici rosse, frustoli vegetali, tracce di ossidazione, concrezioni carbonatiche e talvolta abbondanti resti di vertebrati e di molluschi.

A S. Basilio si osservano delle alternanze a stratificazione incrociata di origine fluviale, sabbiose, ghiaiose e livelli limosi. Gli orizzonti ghiaiosi mostrano una prevalenza in scorie da rosse a grigie con diametro fino a 3 cm, clasti di lava, frammenti di tufi, clasti silicei e calcarei. Gli orizzonti sabbiosi presentano invece una netta prevalenza di minerali di leucite e pirosseno, mentre i livelli limosi di

colore da giallo avana a rossiccio presentano scarsi cristalli subcentimetrici di analcime, pirosseno e biotite, e scorie subcentimetriche. Nel deposito si rinven- gono anche resti vegetali e frammenti ossei di vertebrati. In Via di Tor Cervara è visibile una sequenza che dal basso è formata da ghiaie sabbiose con clasti arrotondati di natura calcarea, ciottoli tufacei, lavici e scorie oltre ad un notevole contenuto in cristalli di analcime e pirosseno, passanti verso l'alto a sabbie ad elementi vulcanici (soprattutto minerali di pirosseno), e poi ancora a limi avana con rare scorie rosse e clasti lavici, silicei, cristalli di pirosseno, concrezioni carbonatiche e con resti di gasteropodi.

Lo spessore massimo in affioramento dell'unità raggiunge i 20 m. La quota di tetto raggiunge i 52 m s.l.m. presso il Torrino.

La formazione di Vitinia è comunemente attribuita alla risalita del livello marino tra gli stadi isotopici dell'ossigeno 8 e 7, avvenuta a circa 220-200 ka (Formazione di Vitinia di CALOI *et alii*, 1993; PG6 di MILLI, 1997; Unità di Vitinia di MARRA & ROSA, 1995) anche per la presenza di fossili di uccelli di clima relativamente freddo (BLANC, 1955) e di industria litica musteriana. Studi recenti (GIORDANO *et alii*, 2002b) hanno invece proposto, per la formazione di Vitinia, che si sia deposta durante la risalita secondaria del livello marino avvenuta a circa 280 ka, sulla base della natura per lo più paraconforme o blandamente erosiva della superficie che separa la formazione Aurelia da quella di Vitinia (Fig. 24) e soprattutto per la presenza al tetto della formazione di



Fig. 24 – Sovrapposizione delle formazione Aurelia (AEL) e della formazione di Vitinia (VTN) sulla litofacies ghiaioso-sabbiosa della formazione di Villa Senni (VSN<sub>a</sub>), lungo il G.R.A. Da notare la superficie paraconcordante che divide le due unità (linea a tratteggio).



Vitinia delle pomici dell'unità della Via Nomentana (vedi paragrafo successivo), datate a  $285 \pm 1$  ka da KARNER *et alii* (2001). In questo senso, l'abbondanza di materiale vulcanoclastico sarebbe relazionabile alla contemporanea attività del vulcano delle Faete, che invece si riduce fortemente di volumi e frequenza dopo i 270 ka (vedi Capitolo II, § 5).

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

4.5.5. - UNITÀ DELLA VIA NOMENTANA (NMT)

Deposito piroclastico massivo a matrice cineritica grigio-avana, con pomici bianche centimetriche ricche in cristalli di sanidino e leucite spesso analcimizzata. Localmente presenta al suo interno rare grosse scorie nere con fenocristalli di sanidino. Spessori intorno ai 3 m. L'unità affiora lungo la via Nomentana a sud del Fiume Aniene. La datazione con il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ha fornito un'età di  $285 \pm 1$  ka (KARNER *et alii*, 2001). L'unità è correlabile con l'eruzione ignimbratica proveniente dal settore orientale del Distretto Vulcanico Sabatino del "Tufo Giallo di Sacrofano" *Auctt.*, la cui composizione chimica è trachiandesitica (DE RITA *et alii*, 1993).

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

4.6. - SINTEMA FIUME ANIENE (ANE)

La morfologia della superficie di base del sintema Fiume Aniene è molto prossima a quella della topografia odierna. Questo sintema corrisponde al sintema Saccopastore di GIORDANO *et alii* (2002b). I depositi dei sintemi sottostanti sono incisi da una superficie ad alto rilievo che è osservabile in pochissimi punti, lungo la valle dell'Aniene e lungo la valle del Tevere, all'interno dei quali si mette in posto il terrazzo fluviale costituito dall'unità di Saccopastore (§ 4.6.1). Le quote più basse della superficie sono al di sotto del livello delle alluvioni attuali del Tevere e dell'Aniene. Questa quota dovrebbe testimoniare il livello di base del paleo-Tevere di questa epoca, correlabile al basso stazionamento del mare relativo allo stadio isotopico 6. L'assenza nell'area romana dei depositi relativi alla oscillazione marina compresa tra lo stadio isotopico dell'ossigeno 8 e 7, conservati invece lungo la costa (GIORDANO *et alii*, 2002b), potrebbe giustificarsi tenendo in considerazione che le più recenti curve isotopiche mostrano come l'oscillazione marina tra lo stadio 6 ed il 5 sia più ampia sia come basso stazionamento che come alto stazionamento. E' dunque possibile che i depositi relativi allo stadio 7 siano stati erosi completamente. Che il tetto dell'unità di Saccopastore, posto a circa 30 m s.l.m. e ben correlabile per quota con i depositi tirreniani a *Strombus bubbonius* costieri (19 m s.l.m. a Casal di Statua; BLANC,

1936), sia a quote inferiori a quelle dei sintemi precedenti, tutte circa uguali intorno ai 50-60 m s.l.m., sembrerebbe testimoniare una ripresa del sollevamento dell'area, che invece era rimasta sostanzialmente stabile contemporaneamente alle fasi più importanti dell'attività vulcanica (GIORDANO *et alii*, 2002b). Questo sintema si correla con il sintema Fiume Marta, riconosciuto lungo la costa laziale più a nord nella zona di Tarquinia e Montalto di Castro (Fogli nn. 354, 353).

#### 4.6.1. - UNITÀ DI SACCOPASTORE (SKP)

Ghiaie e sabbie fluviali ad elementi vulcanici molto ricchi in leucite analcizzata, a laminazione incrociata, limi argillosi avana grigiastri con gasteropodi salmastri, in giacitura di terrazzo fluviale con superficie di tetto a quote di circa 30 m s.l.m. Spessore fino a 20 m. In questa unità nella località Saccopastore vennero rinvenuti in posizione non primaria, rispettivamente nel 1929 e nel 1935 due crani di uomo neanderthaliano, che hanno fatto attribuire l'unità all'interglaciale Riss-Würm (BLANC, 1948).

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

#### 4.7. - SINTEMA FIUME TEVERE (SFT)

La morfologia della superficie di base del sintema Fiume Tevere è relativa alle fasi erosive legate all'ultimo glaciale. Essa ospita le alluvioni del Tevere e dell'Aniene, così come quelle degli affluenti, depostesi in larga parte durante l'Olocene ed ancora in sedimentazione. Questo sintema raccoglie dunque il passaggio Pleistocene superiore-Olocene. I depositi dei sintemi sottostanti sono incisi da questa superficie ad alto rilievo. La superficie di base al di sotto delle coltri alluvionali è ricostruibile in base ai dati di sondaggio che indicano quote fino a oltre -40 m s.l.m. (FUNICIELLO *et alii*, 2005), a testimoniare la caduta del livello marino durante il Würm. Al di sopra delle piane alluvionali invece, la topografia della campagna romana attuale è molto poco modificata rispetto a quando è stata scolpita durante il periodo freddo. Lontano dai corsi d'acqua principali, la superficie è coperta solo nel quadrante sudest del Foglio (area di Ciampino) dai depositi freatomagmatici e vulcanoclastici del *maar* di Albano. In particolare in questa zona alcuni dei depositi freatomagmatici si mettono in posto durante il periodo freddo e dunque coprono direttamente la superficie in erosione (unità di Valle Marciana § 4.7.1; Peperino di Albano § 4.7.2), mentre a partire dall'Olocene i depositi si aggradano all'interno delle valli (formazione del Tavolato § 4.7.3.1).

#### 4.7.1. - UNITÀ DI VALLE MARCIANA (MAK)

Deposito piroclastico di colore variabile dal giallo al grigio, stratificato in livelli da 5-20 cm cineritici e lapillosi a stratificazione incrociata e pianoparallela con frequenti impronte d'impatto di bombe balistiche. Localmente si possono presentare intercalate delle bancate massive e caotiche da 0,5 a 1,5 m di spessore. I depositi sono costituiti di vetro vulcanico minutamente frammentato, visibile solo in sezione sottile, e litici lavici, tufacei e sedimentari di dimensioni che vanno da millimetriche a 0,5 m, e frammenti di cristalli in prevalenza di leucite e pirosseno. Nelle zone distali, ovvero muovendosi verso nord, sono inoltre presenti depositi sabbioso-conglomeratici ad elementi vulcanici, da massivi a stratificati, da classati a mal classati, in facies fluviale e da flusso iperconcentrato, legati al rimaneggiamento dei prodotti primari. Spessore massimo 10 m. L'unità affiora lungo la via Anagnina tra il Fosso dell'Acqua Marciana ed il Fosso del Piscaro, dai quali viene reincisa. L'unità è riferibile all'eruzione freatomagmatica con meccanismi di deposizione da ricaduta e colata piroclastica del *maar* di Valle Marciana e depositi associati da *lahar* (FORNASERI *et alii*, 1963; DE RITA *et alii*, 1988), localizzato nel limitrofo Foglio 387 "Albano".

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

#### 4.7.2. - PEPERINO DI ALBANO (MNN)

Deposito piroclastico massivo e caotico, molto eterometrico, grigio, litoide per zeolitizzazione, a matrice cineritica prevalente, costituita da vetro vulcanico minutamente frammentato e cristalli interi o in frammenti di leucite e feldspatoidi alterati in analcime, clinopirosseno e biotite, rari cristalli di granato melanitico, olivina e magnetite; il deposito è ricco fino al 10% di frammenti da millimetrici a pluridecimetrici di lave, di calcari ricristallizzati, di litici olocristallini a leucite e clinopirosseno, di *skarn* a granato, flogopite e clinopirosseno. Il deposito presenta una gradazione normale con un maggior contenuto in clasti di dimensioni sino ad alcuni decimetri verso il basso. Il deposito affiora, nell'areale del Foglio, solamente in due lembi presso Ciampino, lungo la ferrovia Roma-Frascati e lungo il nuovo taglio scavato per il sottopasso dell'Appia del G.R.A. (FUNICIELLO *et alii*, 2003), dove ha uno spessore di 5 m. Si tratta degli affioramenti più distali dell'ignimbrite freatomagmatica del Peperino di Albano (GIORDANO *et alii*, 2002c e referenze ivi contenute) o *lapis albanus*, o V unità freatomagmatica fredda di Albano (DE RITA *et alii*, 1988), diffusamente esposto nel limitrofo Foglio 387 "Albano". La composizione è K-foiditica (FUNICIELLO *et alii*, 2003b; DE BENEDETTI *et alii*, 2008).

Nel Foglio Roma, l'unità è confinata in paleovalli alla cui base sono stati data- ti dei livelli carbonatici a  $23 \pm 6.7$  ka (SOLIGO *et alii*, 2002) in buon accordo con la datazione più attendibile per il Peperino di Albano di  $29.7 \pm 0.4$  ka effettuata con il

metodo  $^{14}\text{C}$  su tronchi di *Ulmus* e *Quercus ilex* inglobati nel deposito (DE VRIES, 1958 in FORNASERI & CORTESI, 1989). Altre datazioni disponibili indicano un'età di  $36 \pm 1$  ka (KARNER *et alii*, 2001).

Al di sopra sono presenti depositi conglomeratico-sabbiosi, da matrice-clasto-sostenuti, ad elementi vulcanici arrotondati, con alternanze di livelli massivi e stratificati, con strutture di deposizione da pianoparallele ad incrociate, di spessore massimo di 6,5 m. Le caratteristiche petrografiche, sedimentologiche e la giacitura complessiva indicano che tale deposito è penecontemporaneo al sottostante Peperino (sin-eruttivo *sensu* SMITH, 1991; FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003) e si è probabilmente originato per il rapido smantellamento del Peperino stesso.

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

#### 4.7.3. - LA SUCCESSIONE PLEISTOCENICO SUPERIORE p.p.-OLOCENICA

Tra il Pleistocene superiore e l'Olocene, il reticolo idrografico inciso nel corso del periodo freddo würmiano viene progressivamente riempito di sedimenti fluviali e colluviali relativi all'innalzamento del livello marino. Oltre a questi depositi l'area romana è interessata, nell'Olocene, da un forte processo di sovrasedimentazione nell'area di Ciampino legato agli episodi più recenti dell'attività vulcanica del *maar* di Albano (FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003; GIORDANO *et alii*, 2005) e, non meno importanti dal punto di vista della modificazione del paesaggio nel corso degli ultimi 3000 anni, dagli ingenti movimenti di terra legati all'attività estrattiva e di ritombamento ed all'antropizzazione del territorio.

##### 4.7.3.1. - FORMAZIONE DEL TAVOLATO (TAL)

La scarsità degli affioramenti presenti nella vasta area pianeggiante compresa tra la lava di Capo di Bove e Fosso del Giardino dell'Incastro, e tra Ciampino e la periferia sud di Roma ha costituito, fino alla redazione di questo Foglio, un limite per determinare l'estensione ed i caratteri dei depositi prodotti dall'attività più recente del cratere di Albano. Il rilevamento di dettaglio dell'area, reso possibile grazie agli scavi connessi alle estese opere di costruzione nell'area, ha permesso di stabilire la presenza di una complessa successione, spesso fino a 15 m, di depositi da *lahar* e di depositi fluviali, che hanno colmato le paleovalle del reticolo würmiano, conferendo la morfologia pianeggiante all'intera area della piana di Ciampino-Capannelle (Fig. 25). Questa formazione rappresenta la scoperta più significativa per quanto concerne il vulcano dei Colli Albani, in quanto al di sotto di essa sono stati rinvenuti depositi freatomagmatici più recenti del Peperino di Albano (unità di Villa Doria – SDV - ed unità di Albalonga – UAL - affioranti nel Foglio n. 387 "Albano") precedentemente a lungo ritenuto relativo all'ultima



Fig. 25 - Trincea scavata in località Lucrezia Romana (via delle Capannelle) attraverso una delle paleovalle würmiane scavate nella formazione di Villa Senni e colmate dalla formazione del Tavolato, visibile in grigio al di sopra di un paleosuolo marrone. Da notare al tetto della formazione la presenza di arginature dell'epoca del Bronzo, relative ai primi insediamenti protostorici nell'area avvenuti dopo l'ultima attività da lahar.

eruzione del vulcano (cfr. DE RITA *et alii*, 1988), consentendo in tal modo la ridefinizione del vulcano come quiescente (FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003; PORRECA *et alii*, 2003). Il termine formazione del Tavolato è stato adottato in omaggio alle descrizioni di questi depositi fatte da PONZI, 1885 (vedi anche PORTIS, 1893) poi sparite dalla letteratura geologica di tutto il '900.

Al tetto della formazione del Tavolato è presente un deposito massivo, clastato, composto di sabbia vulcanica, con pomice grigie ed abbondanti cristalli di leucite analcimizzata, flogopite e clinopiroseni, che rappresenta un deposito da lahar in facies di flusso iperconcentrato (unità HF3 in FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003; GIORDANO *et alii*, 2005). Il deposito si sovrappone ad un paleosuolo poco evoluto e presenta alla base pochi centimetri di cenere grigia a laminazione diffusa, con impronte di piante erbacee. Lo spessore di tale deposito non supera il metro e la parte superiore appare poco modificata rispetto alla morfologia originale. Sul paleosuolo alla base di questo deposito sono state effettuate due datazioni radiometriche con il metodo del radiocarbonio in due località differenti che hanno fornito età perfettamente confrontabili e dunque attendibili, rispettivamente di

5090 ± 100 anni e di 5150 ± 70 anni (FUNICIELLO *et alii*, 2003). Questi dati, se calibrati, forniscono un'età di 5.8±0.1 ka (DE BENEDETTI *et alii*, 2008).

I depositi di *lahar* della formazione del Tavolato sono riferibili ad eventi esondativi del lago Albano, probabilmente da mettere in relazione alla forte attività di degassamento che ha prodotto, nel corso dell'Olocene, ripetuti episodi di innalzamento del livello del lago e di *roll-over*, con fenomenologie simili a quelle riscontrate in molti laghi craterici di vulcani attivi, come ai vulcani Nyos e Monoum in Cameroon.

#### ***Pleistocene superiore p.p.-Olocene***

##### 4.7.3.2. - deposito lacustre (SFTe<sub>2</sub>)

Depositi di riempimento del lago da sprofondamento denominato Il Laghetto (loc. Marco Simone). Sono costituiti da depositi ad elementi vulcanici siltoso-sabbiosi alternati a livelli argillosi. Gli spessori non sono noti.

#### ***Pleistocene superiore p.p.-Olocene***

##### 4.7.3.3. - deposito alluvionale (SFTb<sub>a</sub>)

Depositi siltoso-sabbiosi e siltoso-argillosi delle piane alluvionali. Nella piana alluvionale del Fiume Tevere e del Fiume Aniene l'unità è nota da dati di sondaggio ed è prevalentemente costituita da depositi fini siltoso-argillosi alternati a livelli sabbiosi e a livelli di torbe a diversa profondità. Alla base sono frequenti livelli ghiaiosi e sabbiosi. Spessore fino a 60 m (Fig. 26). Le caratteristiche di questi depositi saranno discusse nel Cap. V.

#### ***Olocene***

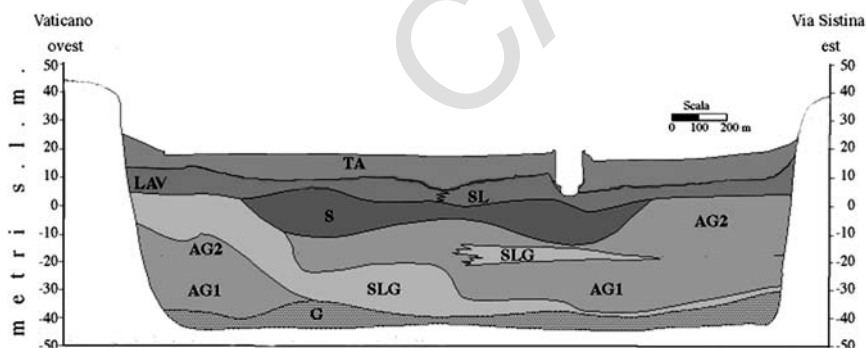


Fig. 26 – Ricostruzione della stratigrafia generale dei depositi alluvionali della valle del Tevere da stratigrafie di sondaggio. Nell'orizzonte di conglomerati alla base è presente una falda mineralizzata in pressione. Legenda delle sigle: G – Ghiaie; AG1 – argille limose; AG2 – limi argillosi grigiastri; SLG – sabbie limose grigiastre; S – sabbie grigiastre; LAV – argille limose verdastre; SL – limi sabbiosi grigio-verdastri; TA – terreni antropici; da CORAZZA *et alii* (1999).



#### 4.7.3.4. - deposito alluvionale in evoluzione (**SFTb<sub>0</sub>**)

Depositi alluvionali in evoluzione all'interno delle arginature artificiali del Fiume Tevere e del Fiume Aniene. Si tratta di alternanze di sabbie, silt, argille e livelli ricchi di materia organica. Spessore da 0 a 10 m.

***Olocene***

#### 4.7.3.5. - deposito antropico (**h**)

Depositi eterogenei dovuti all'ammassamento e allo spostamento dei materiali per rilevati stradali, ferroviari, terrapieni, colmate. Spessore fino a 30 m. Nell'area del centro storico della città, ed in molte aree urbanizzate, questi depositi costituiscono una coltre pressochè continua di spessore medio 10 m. Tuttavia per le finalità di questa carta si è ritenuto opportuno non nascondere le unità geologiche sottostanti, riducendo la segnalazione dei riporti a quelle aree dove siano disposti i maggiori spessori o dove le morfologie siano determinate dal loro ammassamento. In questa unità sono state indicate anche tutte le aree di ritombamento delle cave storiche di argille MVA lungo il versante destro della valle del Tevere (Valle Aurelia, Via Gregorio VII, Via delle Fornaci). Si rimanda al Cap. V ed a studi di dettaglio per la definizione degli spessori e delle caratteristiche di questi depositi.

***Olocene***

#### 4.7.3.6. - discarica (**h<sub>1</sub>**)

Depositi dovuti all'ammassamento e allo spostamento dei materiali di risulta delle cave. Spessore fino a 30 m. Questi depositi sono particolarmente estesi nel bacino estrattivo di Ponte Galeria, dove, in vista della forte dinamica estrattiva e dei conseguenti continui cambiamenti morfologici, alla tradizionale indicazione simbolica circa la presenza di cave, si è preferita l'indicazione areale dei depositi ad esse relative.

***Olocene***

### 5. - L'ORGANIZZAZIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI VULCANICI

Come definito nella premessa di questo Capitolo, l'organizzazione stratigrafica delle unità vulcaniche e vulcanoclastiche è stata inserita all'interno di uno schema di unità litosomatiche 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 para-

metri fisici” (COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA, 1992). L’organizzazione stratigrafica in unità litosomatiche è di fatto una novità per questa area vulcanica. Il Foglio “Roma”, situato nella zona distale dei *plateau* ignimbrici interdigitati del Distretto Vulcanico Sabatino a nord e del Vulcano dei Colli Albani a sud (Fig. 27), non è il luogo ideale per definire le unità litosomiche, la cui definizione necessita invece di una visione completa della geometria dei corpi rocciosi e delle superfici che li delimitano alla scala del vulcano. Così, le suddivisioni riportate nello schema dei rapporti stratigrafici 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 374 “Roma”, ai fogli 387 “Albano”, 388 “Velletri” e 375 “Tivoli”, definite in GIORDANO *et alii*, 2006a. Per quanto riguarda invece il Distretto Vulcanico Sabatino, posto a nord, la mancanza di rilevamenti di dettaglio che proseguano verso le zone centrali di emissione, ci hanno indotto ad istituire un unico litosoma che contiene tutti i prodotti del distretto che si interdigitano in quest’area con i prodotti dei Colli Albani.

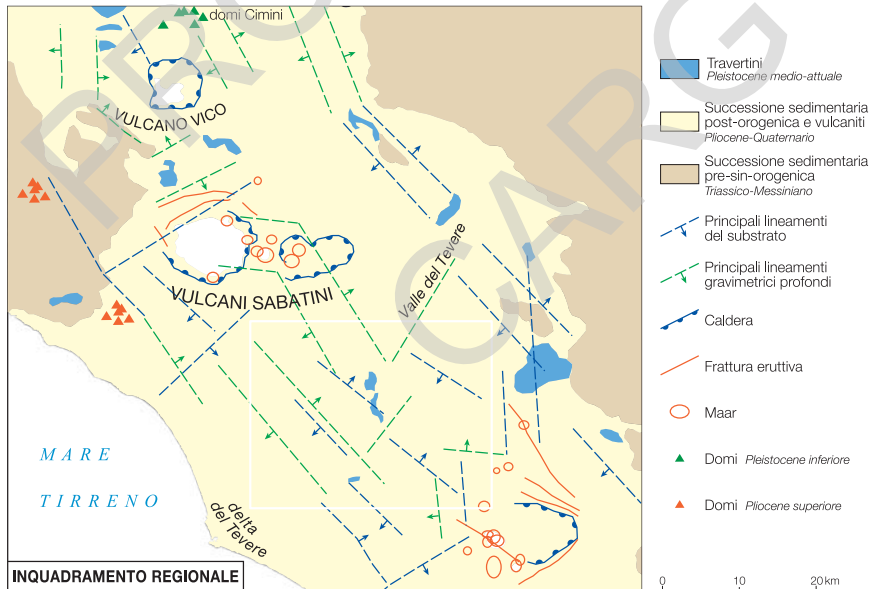


Fig. 27 - Principali elementi morfostrutturali presenti nell’area del foglio Roma.

## 5.1. - IL DISTRETTO VULCANICO SABATINO

Il Distretto Vulcanico Sabatino è caratterizzato da una distribuzione di centri vulcanici molto articolata nel tempo e nello spazio. I lavori monografici recenti più completi circa l'evoluzione di questo distretto ed accompagnati da cartografie sono pubblicati da MATTIAS & VENTRIGLIA (1970) e DI FILIPPO (1993). Sebbene esistano livelli di tefra probabilmente legati ad una attività precoce dell'area sabatina datati tra 800 e 580 ka (KARNER *et alii*, 2001) intercalati alle unità di Ponte Galeria e di S. Cecilia (vedi §§ 4.1.1, 4.2.1), un'attività vulcanica continua e caratterizzata da cospicui volumi di prodotti nell'area inizia circa a 550 ka (CIONI *et alii*, 1993), in concomitanza con le fasi iniziali dell'attività vulcanica ai Colli Albani. I prodotti più antichi affiorano nell'area di Morlupo-Castelnuovo di Porto, circa 30 km a nord di Roma lungo la via Flaminia, dove alcuni centri eruttivi emisero lave trachitiche e prodotti piroclastici e freatomagmatici. Successivamente l'attività si spostò verso ovest nel centro di Sacrofano, una struttura calderica che ha dato luogo ai prodotti ignimbrifici dell'unità della Via Tiberina (§ 4.2.3), dell'unità di Prima Porta (§ 4.3.3) e da ricaduta dei Tufi stratificati varicolori di Sacrofano (§ 4.3.5), dei Tufi stratificati varicolori di La Storta (§ 4.4.5) e dell'unità della Via Nomentana (§ 4.5.5). Il centro relativo al Tufo Rosso a Scorie Nere sabatino (§ 4.4.4) non è stato invece definito con certezza se appartenga alla struttura calderica di Sacrofano, ovvero alla caldera del lago di Bracciano posta ancor più a ovest. A circa 400 ka, infatti, i centri di attività vulcanica si estendono ancora verso ovest dove si forma progressivamente la struttura calderica del lago di Bracciano (ROSA, 1995; DE RITA *et alii*, 1996). Tra i 250 ka e gli 80 ka l'attività vulcanica si riduce di volume, dando luogo essenzialmente a vulcanismo monogenico da coni di scorie e fessure eruttive, come nel bastione di coni lungo il lato nord della depressione di Bracciano, e da centri freatomagmatici che danno luogo a *tuff cones*, come quello di Monte Razzano, e *maar*, come quelli di Martignano, Stracciacapra e Baccano.

Le composizioni chimiche dei prodotti sabatini ricadono in genere nella serie potassica KS (SCHERILLO, 1937, 1940, 1941, 1943).

Il Foglio "Roma" è posizionato a circa 30 km dalle principali aree di emissione e raccoglie, nel settore nord, le facies distali dei prodotti ignimbrifici più voluminosi, legati ai collassi calderici di Sacrofano e Bracciano, e dei prodotti di ricaduta di eruzioni di tipo pliniano e subpliniano. La geometria essenzialmente tabulare è quella della piana distale di un *plateau* ignimbrifico, complicata dalla presenza della valle del Tevere che, con la sua incisione, ha favorito la canalizzazione dei flussi piroclastici e dove di conseguenza si trovano gli spessori maggiori delle unità ignimbrifiche.

## 5.2. - 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 organizzarono la stratigrafia per periodi (BROCCHI, 1820; SABATINI, 1900). L'attività vulcanica nell'area dei Colli Albani inizia a circa 600 ka (DE RITA *et alii*, 1995) e si protrae fino all'Olocene come attività freatica associata al *maar* di Albano (FUNICIELLO *et alii*, 2003). Le composizioni chimiche sono sempre relative alla serie ultra-potassica HKS (TRIGILA *et alii*, 1995). 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 ed i grandi espandimenti lavici fino alle lave di Vallerano (§ 4.4.1), seguito dal "Complesso dei Tufi inferiori", che includeva le Pozzolane Rosse, le Pozzolane Nere, il Tufo Lionato e le Pozzolanelle della formazione di Villa Senni, seguito ancora dall'"Attività del periodo Tuscolano-Artemisio", in cui si costruiva il bastione di scorie e lave pericalderiche; 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 ignimbriche e dai collassi calderici, con oltre 280 km<sup>3</sup> di materiali eruttati tra 600 ka e 350 ka, seguita dalla "Fase delle Faete" con la costruzione dell'edificio intracalderico delle Faete 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. Parte di questa ricostruzione è pubblicata in GIORDANO *et alii*, 2006a. Come si può notare dalla lettura della legenda, i suoi limiti 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 (cfr. DE RITA *et alii*, 2000).

### 5.2.1. - Il litosoma Vulcano Laziale

Il litosoma Vulcano Laziale raccoglie tutte le unità ignimbriche principali eruttate dal vulcano, intercalate agli espandimenti lavici ed ai 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 Trigoria – affiorante solo con esigui spessori non cartografati nell'area meridionale del Foglio -, unità di Tor de' Cenci, unità del Palatino, unità di Casale del Cavaliere, le Pozzolane Rosse, le Pozzolane Nere, la formazione di Villa Senni) che formano un *plateau* continuo con pendenze molto basse ( $2^{\circ}$ - $5^{\circ}$ ) distribuito a  $360^{\circ}$  intorno all'area calderica centrale che ne rappresenta la zona di provenienza (Fig. 28). 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 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, l'unità di Tor de' Cenci, l'unità del Palatino e l'unità di Casale del Cavaliere è stata chiamata "successione dei Tufi Pisolitici" da DE RITA *et alii* (2002) e corrisponde ai "Tufi antichi", "Tufi grigi e granulari" e "Tufi pisolitici" *Auctt.* 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'innalzamento dell'alto di Monte Mario e testimoniata dalla formazione di Fosso della Crescenza (§ 4.1.2), fosse presente nella zona attualmente occupata dalla caldera (DE RITA *et alii*, 2002).

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 sono stati effettuati solo per le Pozzolane Rosse cui sono attribuiti  $34 \text{ km}^3$  di prodotti e  $12 \text{ km}^3$  in *Dense Rock Equivalent*, e per le Pozzolane Nere, calcolata corrispondere a  $8,7 \text{ km}^3$  DRE (ROSA, 1995). DE RITA *et alii* (2002) 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  $10 \text{ km}^3$ . Inoltre, l'ultima unità ignimbritica del litosoma, la formazione di Villa Senni, presenta senz'altro i massimi volumi eruttati durante un singolo evento eruttivo di 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 da non a 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, giustificando forse anche l'abbondanza della  $CO_2$  come fase volatile associata a questi fusi magmatici invocata da molti autori (p. es. TRIGILA *et alii*, 1995).

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. Essa è 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* ignimbrítico e che nell'area del Foglio Roma corrisponde all'intera porzione in riva sinistra del Tevere e dell'Aniene (Fig. 27, 29).

Il litosoma Vulcano Laziale copre un areale di circa 1600 km<sup>2</sup> e corrispon-

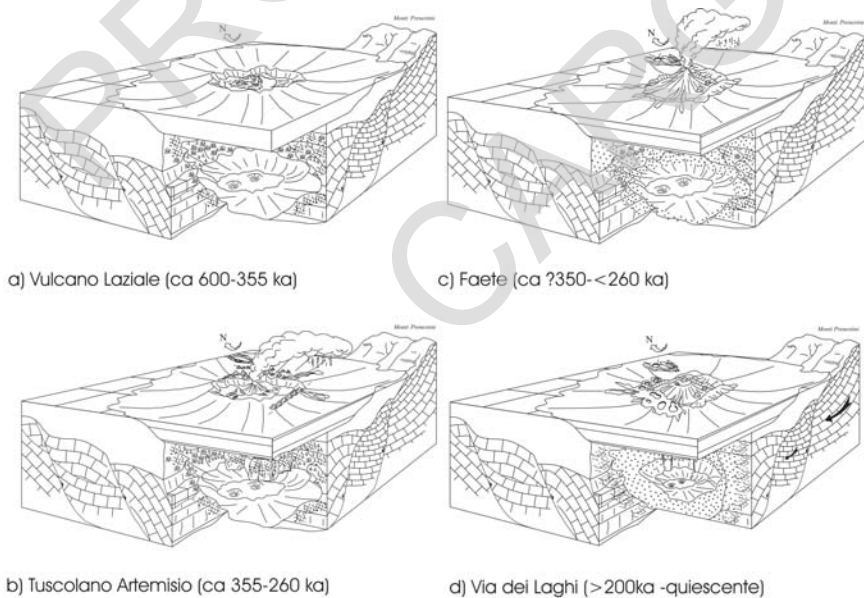


Fig. - 28 – Ricostruzione della storia del vulcano dei Colli Albani, attraverso la formazione successiva dei quattro litosomi, a) il Litosoma Vulcano Laziale, b) il Litosoma Tuscolano Artemisio, c) il Litosoma Faete, d) il Litosoma Via dei Laghi (da GIORDANO *et alii*, 2006a).



de ad un complesso calderico simile ai Campi Flegrei, Sacrofano, Bracciano, Bolsena, ovvero Taupo (Nuova Zelanda) o Yellowstone (Stati Uniti), privo cioè di uno stratovulcano centrale, ma caratterizzato essenzialmente da eruzioni parossistiche che determinano la formazione di un ampio recinto calderico, circondato da un cono a basso rapporto d'aspetto, molto esteso, ma molto poco acclive. I tempi di ricorrenza medi delle eruzioni parossistiche, sviluppatasi tra circa 550 ka e 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 (per esempio la formazione di Fontana Centogocce § 4.4.8), almeno nel settore occidentale del vulcano. Al contrario, il settore orientale, sottovento rispetto alle correnti atmosferiche principali, presenta spessori a volte ingenti (> 20 m) e cartografabili di prodotti di ricaduta intercalati (fogli 388 "Velletri" e 375 "Tivoli"). Per lo stesso motivo, i prodotti vulcanoclastici sono essenzialmente relativi al rimaneggiamento delle unità ignimbritiche. Fanno eccezione a questo schema le lave di Vallerano ed i prodotti vulcanoclastici del Conglomerato Giallo.

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).

### 5.2.2. - 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 (Fig. 29) dove il sistema cambia direzione e piega bruscamente a SO formando la sezione dell'Artemisio.

Centri monogenici peri-calderici sono anche presenti nei settori settentrionale ed occidentale del vulcano (definiti "Attività esterna al recinto Tuscolano-Artemisio" da FORNASERI *et alii*, 1963) e danno luogo, insieme ai prodotti da caduta di un'attività subpliniana del contemporaneo apparato centrale delle Faete (vedi § successivo), ai depositi della formazione Madonna degli Angeli che affiora limitatamente nella porzione sud del Foglio "Roma", per lo più coperta dai più recenti depositi del litosoma Via dei Laghi.

I rilievi dei fogli 388 "Velletri" e 375 "Tivoli" mostrano che 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, probabilmente sia di origine erosiva che vulcano-tettonica, prima di essere suturato dai conifinali 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 dell'Osa-Saponara che originano dai centri di Monte Falcone e Colonna (AQUILINA, 1942; FORNASERI, 1948), allineati lungo una importante struttura fissurale orientata NO-SE (Foglio 375 "Tivoli") e che sormontano i prodotti freatomagmatici del cratere di Castiglione datato a circa 260 ka (FOLLIERI *et alii*, 1988).

Il significato di questa importante struttura fissurale 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 ad una 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).

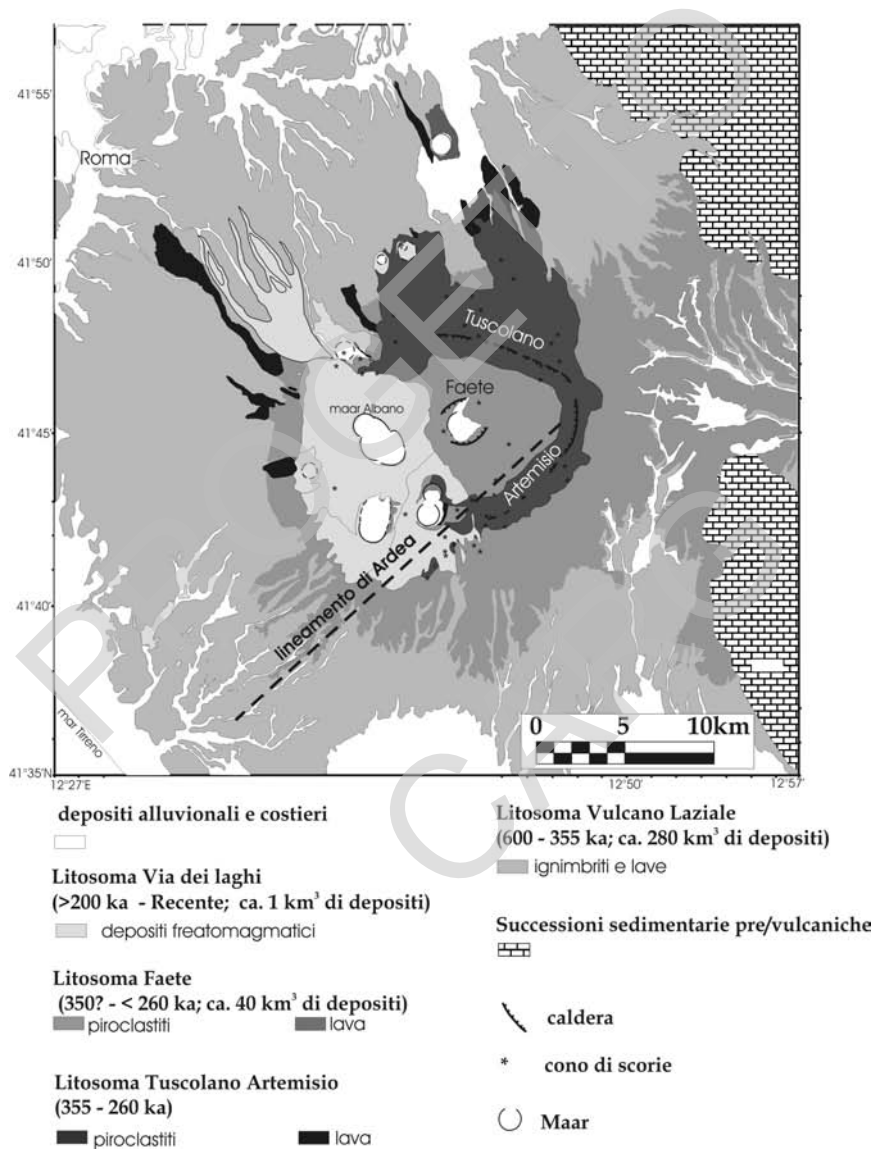


Fig. 29 – Carta geologica schematica del vulcano dei Colli Albani (modificato da GIORDANO et alii, 2006a).

### 5.2.3. - *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 cono di scorie avventizi di dimensioni minori. I prodotti eruttati sono essenzialmente scorie e lave relative ad attività di fontana di lava, stromboliana e subpliniana. 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 attraverso fasi eruttive distinte. Il grande recinto sommitale, denominato Campi di Annibale, è relativo probabilmente ad una fase di collasso vulcano-tettonico, ovvero ad eruzioni fortemente esplosive. L'attività di questo edificio si chiude con la formazione dei cono di scorie Colle Iano e Monte Cavo, lungo il bordo del cratere/collasso sommitale.

Appartengono a questo litosoma i depositi della formazione di Rocca di Papa (che affiora nel Foglio 388 "Velletri"). Le datazioni disponibili mostrano età tra i 290 ed i 270 ka (BERNARDI *et alii*, 1982; VOLTAGGIO & BARBIERI, 1995; KARNER *et alii*, 2001; MARRA *et alii*, 2003), suggerendo che il litosoma si sia formato almeno in parte dopo l'edificazione della cinta Tuscolano-Artemisia. 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 500-1000 m e che dunque la porzione dell'edificio oggi in affioramento rappresenti solo le fasi finali di edificazione, mentre una porzione almeno altrettanto significativa è presente nel sottosuolo della caldera e, almeno dal punto di vista cronologico, è da considerarsi in parte sincrona con l'edificazione del litosoma Tuscolano-Artemisio (vedi Fig. 28b), come testimoniato dalla presenza di livelli da ricaduta subpliniani provenienti dalle Faete all'interno della formazione di Madonna degli Angeli del litosoma Tuscolano-Artemisio (GIORDANO *et alii*, 2006a).

Il chimismo delle lave eruttate da questo apparato è relativamente costante e non si discosta, almeno per gli elementi maggiori, dai valori tipici dei prodotti dei Colli Albani, classificabili tra le tefriti, le fonotefriti e le K-foiditi (FORNASERI *et alii*, 1963; TRIGILA *et alii*, 1995).

### 5.2.4. - *Il litosoma Via dei Laghi*

Il litosoma Via dei Laghi racchiude i prodotti dell'attività eccentrica essenzialmente freatomagmatica che ha caratterizzato la parte finale 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* ed i cono di scorie che intersecano la struttura del vulcano,

localizzati tutti lungo i versanti occidentale e settentrionale. Essi sono sia 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. Sono monogenici i crateri di Valle Marciana, Ariccia (Foglio 387 "Albano"), Pantano Secco e Prata Porci (Foglio 375 "Tivoli") mentre sono poligenici quelli di Albano, Laghetto e Nemi. Fanno probabilmente parte di questo litosoma anche alcuni coni di tufo e di scorie come Monte Savelli-Cordaro e Monte Giove (Foglio 387 "Albano"), per i quali però non sono disponibili datazioni. 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 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 & WOHLTZ, 1983). Il totale dei prodotti di questo litosoma è dell'ordine di grandezza di 1 km<sup>3</sup>, con una riduzione di due ordini di grandezza rispetto al periodo in cui si è formato il litosoma Vulcano Laziale (600-350 ka) e di 1 ordine di grandezza rispetto al periodo relativo all'edificazione dei litosomi Tuscolano-Artemisio e Faete (350-250 ka). I depositi più antichi di questo litosoma sarebbero datati a circa 200 ka (VOLTAGGIO & BARBIERI, 1995; MARRA *et alii*, 2003), mentre il limite superiore entra nell'Olocene, dato il ritrovamento di depositi freatici e da *lahar* relazionati ad esondazioni del lago Albano, datati fino a 5.8 ka all'interno della formazione del Tavolato (datazioni di suoli <sup>14</sup>C in FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003; GIORDANO *et alii*, 2005; § 4.7.4.1).

PROGETTO  
CARG



### III - TETTONICA

#### 1. - PREMESSA

La natura relativamente poco consolidata delle unità affioranti nell'areale del Foglio "Roma" e l'età recente pliocenico-quadernaria fanno sì che le osservazioni dirette di faglie e fratture siano scarse per numero e qualità del dato. I terreni sono infatti poco conservativi ed i rigetti in genere modesti. Alcune informazioni di carattere regionale sono invece più facilmente desumibili da studi a scala differente, come ad esempio dall'analisi dei lineamenti da DEM (Fig. 27) o da immagini da satellite. Per studi sui lineamenti e sulla geomorfologia dell'area si rimanda a lavori più specifici (FUNICIELLO *et alii*, 1987; CAPUTO *et alii*, 1995 e bibliografia contenuta), mentre giova evidenziare come le orientazioni preferenziali delle aste del reticolo idrografico e dei principali elementi orografici che ricadono nell'area del Foglio siano in netta prevalenza lungo direttrici NO- SE ed in minor misura N-S e NE-SO. Questi lineamenti ricalcano nelle linee generali l'assetto regionale del substrato, ricostruito dallo studio delle anomalie gravimetriche (Di FILIPPO & TORO, 1993, 1995 e bibliografia contenuta; CESI & EULILLI, 2008; Fig. 30) e delle stratigrafie dei sondaggi profondi (FUNICIELLO & PAROTTO, 1978, vedi anche Fig. 1).

Nei paragrafi successivi saranno presentati gli elementi strutturali misurati o dedotti dall'analisi di terreno suddivisi per età della deformazione e che, tenuto conto di quanto premesso circa la validità statistica del dato, rappresentano un valido contributo alla comprensione dell'evoluzione tettonica dell'area.

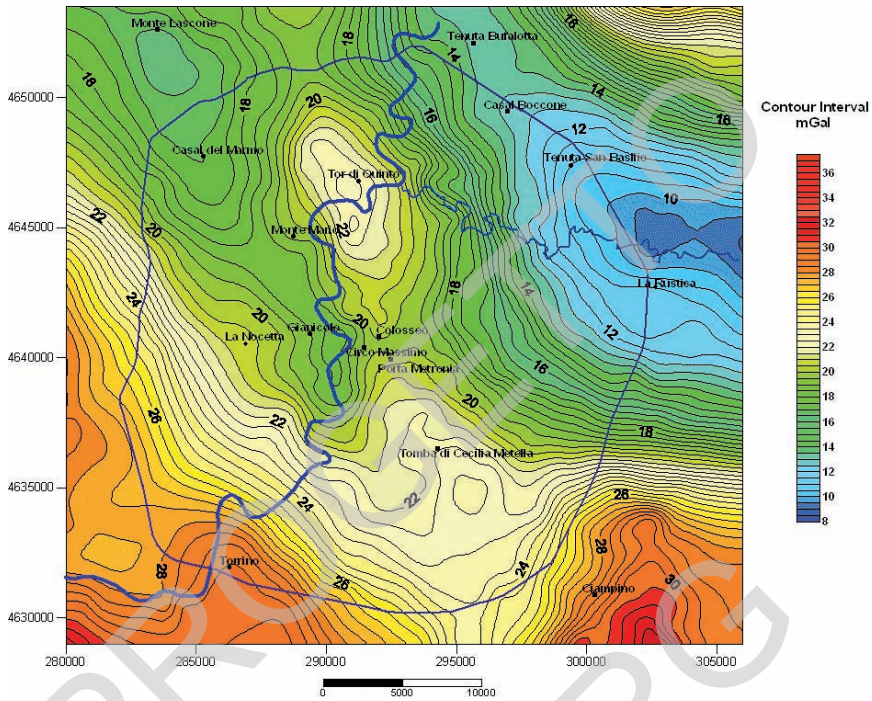


Fig. 30 - *Mappa delle Anomalie di Bouguer del Foglio Roma calcolata per densità  $1.9 \text{ g/cm}^3$  (da CESI & EULILLI, 2008).*

## 2. - LA TETTONICA PLIOCENICA

Come discusso nel Capitolo II, §§ 2 e 3, la presenza di una tettonica che interessa i terreni argillosi pliocenici, suturata dalle formazioni quaternarie, fu

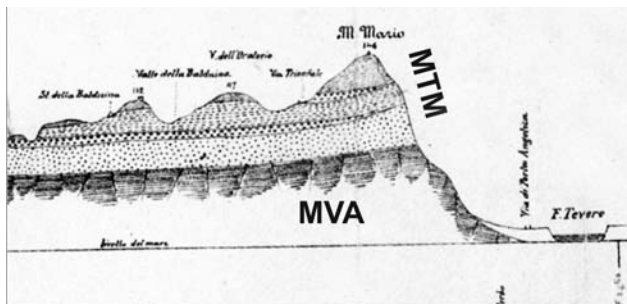


Fig. 31 - *Profilo geologico attraverso Monte Mario disegnato da TELLINI (1893) che illustra la presenza di tettonica estensionale che interessa le argille plioceniche, suturata dalle unità quaternarie.*



Fig. 32 - Shear zones e piani di faglia ad alto angolo attraversano la formazione di Monte Vaticano, qui a giacitura suborizzontale, e sono suturati dalla superficie di unconfirmità del Supersistema Acquatraversa. Galleria Giovanni XXIII. Cortesia Astaldi S.p.A.

rilevata da molti autori (Fig. 31) tra i quali PONZI (1876), TELLINI (1893) e VERRI (1915). Il progressivo abbandono dell'attività estrattiva per laterizi ed il conseguente ritombamento nell'area urbana delle cave di argilla della formazione di Monte Vaticano hanno impedito agli autori del dopoguerra di osservare e descrivere quantitativamente il tipo di deformazione.

Gli scavi realizzati per la costruzione della galleria Giovanni XXIII dalla Astaldi S.p.A. sotto la collina di Monti della Farnesina hanno invece consentito un parziale recupero di osservazioni e di misure strutturali, limitate però nel numero dagli impedimenti legati alla sicurezza sui fronti di scavo e dai tempi ristretti intercorrenti tra gli scavi e la posa dei rivestimenti. Ciò nonostante, le osservazioni hanno consentito di confermare l'esistenza di elementi tettonici nella formazione di Monte Vaticano, che vengono suturati dalla superficie di base del Supersistema Acquatraversa (Figg. 32 e 33). Tenuto conto che l'età più recente della formazione di Monte Vaticano è attribuita al Gelasiano parte basale (nella zona di Marco Simone), e che la sovrastante formazione di Monte Mario è attribuita alla parte alta del Santerniano, si può affermare che gli elementi che deformano la formazione di Monte Vaticano siano relativi ad una fase tettonica posizionata al passaggio tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore. Tenuto conto inoltre della forte riduzione del battente d'acqua che si realizza tra le condizioni batiali della formazione MVA (-200/-350 m s.l.m.) e quelle infra-circalitorali del membro di Farneto MTM<sub>1</sub> alla base della formazione di Monte Mario (-40/-80 m s.l.m.) è ragionevole ipotizzare che questa fase tettonica sia responsabile in larga



Fig. 33 - *Faglie estensionali nella formazione di Monte Vaticano, a basso angolo, ma con alti angoli di cut-off. Tale geometria suggerisce un basculamento durante o dopo il processo di fagliazione. Galleria Giovanni XXIII. Cortesia Astaldi S.p.A.*

misura del sollevamento dell'area e della susseguente formazione della superficie di *unconformity* che sutura la deformazione.

I dati strutturali rilevati nella formazione di Monte Vaticano consentono di trarre alcune considerazioni:

- Gli elementi principali osservati sono sistemi coniugati orientati tra NO-SE e NNO-SSE, con immersione prevalente verso SE.
- Elementi importanti ma subordinati ed apparentemente antecedenti sono orientati NE-SO e N-S.
- La cinematica delle faglie è a prevalente componente *dip-slip* ed estensionale.
- Le faglie appaiono interessare sedimenti consolidati, ovvero non si osservano deformazioni pre-litificazione (*sensu* MALTMAN, 1994); infatti i piani di faglia sono in genere ben definiti e possono presentare striature. In questo senso, questa tettonica ha interessato sedimenti che avevano già espulso buona parte dell'acqua interstiziale ed è dunque probabile che il sollevamento abbia rimosso uno spessore significativo di sedimenti al di sopra di quelli intercettati dalla galleria.
- Si osservano sia faglie estensionali a basso angolo (angoli  $< 45^\circ$ ) sia faglie estensionali ad alto angolo (angoli  $> 45^\circ$ ; Fig. 33). Le faglie a basso angolo presentano spesso alti angoli di *cut-off* mentre le faglie ad alto angolo pre-

sentano bassi angoli di *cut-off*. Questo fatto suggerirebbe un basculamento durante il processo di fagliazione. E' altresì possibile che la natura argillosa dei terreni, caratterizzata, in assenza di precompressione come al tempo della deformazione, da bassi angoli d'attrito interno, possa aver favorito l'enucleazione di faglie estensionali a basso angolo.

- La formazione MVA presenta giaciture molto variabili anche nello spazio di poche centinaia di metri; visto che almeno parte del basculamento sembra sia avvenuto prima della fagliazione, esso può essere messo in relazione alla presenza di faglie con piani di scollamento lungo gli orizzonti a minor angolo d'attrito interno.

### 3. – LA TETTONICA SANTERNIANA-EMILIANA

La deposizione del membro di Farneto ( $MTM_1$ ) della formazione di Monte Mario registra l'ingressione marina santerniana, con ambiente di sedimentazione infralitorale-circalitorale e paleoprofondità variabili tra  $-40$  e  $-80$  m (COSENTINO *et alii*, 2004, 2007). Gli spessori e le facies di questa unità sono tuttavia molto variabili nell'area romana, ed in genere si realizzano bruscamente, nell'arco di poche centinaia di metri, per poi invece mantenersi costanti per chilometri. Una situazione simile è stata ricostruita nella zona compresa tra i Monti della Farnesina ed il Farneto, dove  $MTM_1$  passa da uno spessore costante di 8 m sulla collina dei Monti della Farnesina ad uno superiore a 20 m, secondo l'interpretazione delle stratigrafie dei sondaggi Farneto 1 e Farneto 2 fatta da BERGAMIN *et alii* (2000), in cui la base poggiante sulla formazione di Monte Vaticano MVA è ribassata mentre il tetto, al passaggio conforme con il le sabbie grigie ad *Arctica islandica* di  $MTM$ , rimane a quota costante di circa 60 m s.l.m. La migliore interpretazione, allo stato attuale delle conoscenze, è la presenza di una tettonica sin-deposizionale che, durante l'ingressione santerniana, avrebbe dislocato la superficie planare

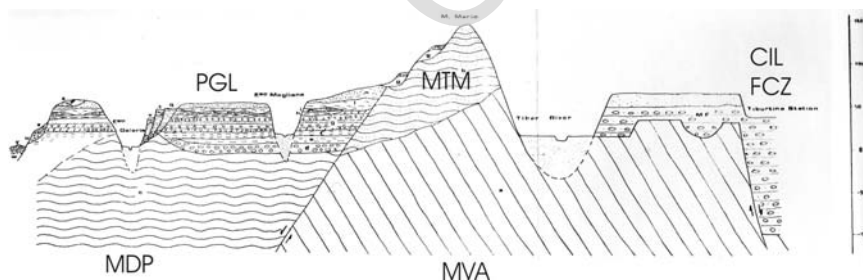


Fig. 34 – Profilo attraverso la struttura di Monte Mario realizzato da CONATO *et alii* (1980), in cui si ipotizza la presenza di uno svincolo tettonico tra l'alto ed il bacino di sedimentazione emiliano delle argille della formazione di Monte delle Piche. Le sigle si riferiscono alla reinterpretazione delle formazioni come riportate nel Capitolo II.



al tetto di MVA, determinando aree a differente subsidenza e dunque a differente tasso di sedimentazione. Purtroppo in campagna non è stato possibile osservare gli elementi strutturali relativi a questa fase tettonica che è dunque ricostruita solo su basi stratigrafiche. La carta riporta una serie di elementi interpretati a direttrice NO-SE, sulla base della migliore interpolazione tra i dati puntuali di spessore provenienti dal rilevamento di terreno e per la interpretazione delle stratigrafie di sondaggi, e dalla presenza di alcuni inviti morfologici.

Considerazioni simili hanno portato gli autori (per esempio CONATO *et alii*, 1980) ad ipotizzare un elemento di svincolo a direzione circa NO-SE, localizzato vicino al Fosso della Magliana (Fig. 34), che consentisse, durante l'Emiliano, la subsidenza necessaria alla deposizione delle facies di mare aperto della formazione di Monte delle Picche, assenti, o per non deposizione o per erosione successiva, dalla zona dell'alto di Monte Mario. Anche di questo elemento comunque non esistono evidenze di terreno. La localizzazione più probabile di questo elemento è lungo l'allineamento Trullo-Casalotti a direttrice circa NNO, legata all'interpretazione delle stratigrafie dei sondaggi presenti nell'area. E' interessante notare come questo elemento sia localizzato proprio al margine dell'alto gravimetrico del Torrino, ma con una direzione di ribassamento verso l'alto stesso. In effetti, l'alto del Torrino presenta una depressione in tutta l'area corrispondente al bacino di sedimentazione della formazione di Monte delle Picche, mentre riemerge più a nordovest nell'alto di Tragliata (DI FILIPPO & TORO, 1995) dove i dati di sondaggio di CONFORTO (1962; vedi Fig. 1) non hanno evidenziato facies emiliane. E' dunque ragionevole ipotizzare che la struttura di prim'ordine degli alti e bassi gravimetrici indichi essenzialmente la struttura del basamento carbonatico (DI FILIPPO & TORO, 1995), relativa evidentemente a fasi tettoniche precedenti, probabilmente legate alla costruzione della catena appenninica, mentre la tettonica postorogena, in quest'area essenzialmente estensionale, interseca le strutture precedenti determinando così le culminazioni e le depressioni delle strutture principali.

#### 4. - LA STRUTTURAZIONE DELL'ALTO DI MONTE MARIO

La struttura di Monte Mario è costituita da un alto a direttrice NO-SE bordato



Fig. 35 - Profilo in direzione circa O-E attraverso la struttura di Monte Mario, secondo l'interpretazione del VERRI (1915).



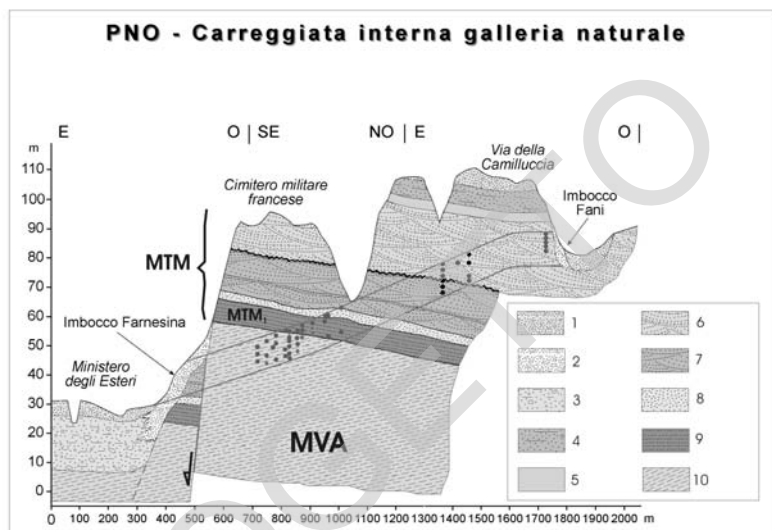


Fig. 36 - Ricostruzione dell'assetto stratigrafico e tettonico incontrato lungo il tracciato della galleria per la galleria Giovanni XXIII al di sotto dei Monti della Farnesina (da COSENTINO et alii, 2004, 2008). La faglia bordiera dell'alto di Monte Mario è stata incontrata all'imbocco Farnesina e determina il ribassamento del limite tra formazione di Monte Vaticano e formazione di Monte Mario. Legenda: 1) riporti; 2) colluvio; 3) alluvioni oloceniche; 4,5,6,7,8) FORMAZIONE DI MONTE MARIO; 4) silt e sabbie a *Cerastoderma*; 5) limi e argille; 6) sabbie gialle con intercalazioni limose; 7) sabbie gialle con panchina; 8) sabbie grigie ad *A. islandica*; 9) FORMAZIONE DI MONTE MARIO - membro del Farneto; 10) FORMAZIONE DI MONTE VATICANO.

verso NE da una faglia, riconosciuta già da VERRI nel 1915 (Fig. 35).

Questa faglia, in realtà un sistema di faglie distribuito su una fascia di circa 50 m, è stata incontrata all'entrata Farnesina della galleria del Passante a Nord-ovest, dove presenta un'orientazione N320°-60° e mette a contatto le argille della formazione di Monte Vaticano con le sabbie della parte alta della formazione di Monte Mario. La natura sabbiosa della formazione di Monte Mario non ha reso possibile rilevare strie lungo i piani di faglia, ma il corteo di deformazioni indica la natura essenzialmente estensionale della deformazione. La ricostruzione tramite sondaggi indica che la base della formazione di Monte Mario viene ribassata diverse decine di metri verso nordest (Fig. 36).

Questo elemento tettonico può essere seguito verso nord-ovest lungo il Fosso dell'Acquatraversa, che ne eredita la direzione, e fa sì che a nordest di esso affiori solo la formazione di Monte Mario.

Elementi associati al sollevamento dell'alto sono stati identificati su basi stratigrafiche anche più a sud, ed in particolare tre faglie a direttrice NO-SE sono state cartografate tra la zona di P.le Clodio e la Balduina per accomodare le brusche variazioni di quota del limite MVA-MTM.

In particolare, la zona di via Cadlolo, dove già BONADONNA (1968) segnalava la

presenza di argille plioceniche basculate a quota di 110 m s.l.m., costituisce la culminazione strutturale dell'alto di Monte Mario, che invece trova la sua quota massima topografica più a nord nei 144 m s.l.m. presso l'Osservatorio Astronomico.

Il rigetto minimo cumulato su questo sistema di faglie che si può calcolare tra la Balduina e l'Acquatraversa è di 85 m.

Come specificato nella descrizione delle unità litostatigrafiche, l'età della strutturazione dell'alto di Monte Mario è testimoniata dalla diversione del corso del paleo-Tevere verso SE, quindi tra la deposizione della formazione di Ponte Galeria, legata al paleodelta del Tevere con foce nell'area romana, e la deposizione della formazione di Fosso della Crescenza, che spostò il paleodelta molto più a sud. In particolare essa si può collocare tra circa 750 ka e circa 620 ka, tenuto conto che il membro della Pisana (PGL<sub>3</sub>) della formazione di Ponte Galeria è databile a 753±17 ka dalle datazioni radiometriche <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar del livello di tefra intercalato (MARRA *et alii*, 1998), e tenuto conto che la formazione di S. Cecilia, che testimonia il ritorno del Tevere in posizione simile all'attuale dopo l'inizio del vulcanismo, ha all'interno un livello di tefra datato a 614±15 ka (KARNER & RENNE, 1998). Con questi vincoli cronologici e tenuto conto che la tettonica successiva è pressoché assente, si può stimare un tasso minimo di deformazione di 0,65 mm/a.

Elementi attribuibili alla medesima fase tettonica sono stati ricostruiti su base stratigrafica nella zona di Marco Simone, nel quadrante nord-est, dove il limite MVA-MTM, essenzialmente suborizzontale, come in tutta l'area romana, risulta a quote topografiche molto differenti, in genere al di qua ed al di là dei fossi principali. Per questo motivo sono state ipotizzate delle faglie la cui orientazione è stata supposta parallela alla direzione media dei fossi, in questa zona a direzione NE-SO, NO-SE e N-S. L'entità dei rigetti sarebbe dell'ordine delle varie decine di metri.

Elementi a direttrice NO-SE che rigettano verso SO le argille della formazione di Monte Vaticano sono infine ricostruibili in base a sondaggi nella zona compresa tra la via Nomentana e la Valle dell'Aniene, e costituirebbero un sistema di faglie bordiere coniugato a quello dell'alto di Monte Mario. Essi definiscono il graben all'interno del quale il paleo-Tevere dell'unità di Fosso della Crescenza è stato forzato in direzione sud-est, poco prima dell'inizio dell'attività vulcanica dei Colli Albani.

## 5. - LA TETTONICA MEDIO-PLEISTOCENICA

Le formazioni continentali, vulcaniche e vulcanoclastiche dell'area romana si presentano in larga parte indisturbate dalla tettonica, anche se il campo di fratturazione superficiale ha un evidente riscontro nell'organizzazione dei lineamenti morfologici dell'area (FUNICIELLO *et alii*, 1987). Evidenze di terreno sono state riconosciute solo in alcune località, come a Monte Arsiccio e presso Villa Glori, dove faglie a componente estensionale, con direttrice circa meridiana dislocano di

alcuni metri la successione medio-pleistocenica. La natura poco o punto consolidata delle rocce interessate dalle deformazioni fa sì che i piani di faglia siano poco definiti, caratterizzati da una deformazione in parte intergranulare e dalla presenza di fasci di piani anastomizzati che isolano blocchetti o porzioni che risultano ruotati nel senso del rigetto. In questo senso è molto difficile condurre un'analisi strutturale classica, dato che anche le direzioni dei piani alla mesoscala possono presentare ondulazioni considerevoli. Le direzioni riportate in carta sono dunque quelle medie, definite in base alle evidenze di terreno ed ai dati stratigrafici.

Altre faglie sono state invece ipotizzate nella redazione dei profili, essenzialmente sulla base della correlazione dei dati di sondaggio, laddove le variazioni di quota delle unità vulcaniche e continentali non fossero attribuibili a condizioni paleotopografiche. Tuttavia questi dati vanno presi come bidimensionali in quanto è molto difficile attribuire una geometria e tantomeno una cinematica a questi elementi.

E' possibile che siano legati ad un elemento tettonico anche i travertini della formazione di Valle Giulia presenti nell'area romana in due zone circoscritte: la prima a nord, tra Valle Giulia e Vigna Clara, a formare un possibile allineamento NO-SE con la proiezione della faglia bordiera dell'alto di Monte Mario, e dove peraltro si presentano estesamente fratturati; la seconda più a sud nella zona dell'Eur-Torrino, lungo la proiezione della faglia che borda il bacino della formazione di Monte delle Piche. In entrambi i siti la valle del Tevere presenta una stretta.

Di età medio-pleistocenica è anche la faglia ipotizzata lungo il Fosso della Magliana a direttrice NO-SE, per giustificare un brusco salto di alcuni metri delle quote dei livelli stratigrafici della formazione di Ponte Galeria tra la sponda destra e la sponda sinistra.

## 6. – GRAVIMETRIA

Il quadro delle anomalie gravimetriche qui descritto rappresenta una sintesi dello studio gravimetrico effettuato nell'area romana che ha consentito di redigere la "Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:50000 – Foglio 374 – Roma", cui si rimanda per maggiori dettagli.

Per la costruzione della mappa sono state utilizzate 800 stazioni gravimetriche delle quali circa 600 provengono dall'Archivio Gravimetrico gestito dal Servizio Geofisica dell'APAT ed altre 200 sono state recuperate<sup>(1)</sup> da un rilevamento gravimetrico (DI FONZO *et alii*, 1986) effettuato negli anni '80 nelle aree del centro urbano. E' stato possibile ottenere così una sufficiente densità ed omogeneità nella distribuzione delle stazioni che ricadono su un'area di circa 600 km<sup>2</sup> comprendente il territorio urbano fino a poco oltre il Grande Raccordo Anulare (G.R.A.).

Uniformati ed omogeneizzati i dati, sono state apportate le correzioni e riduzioni secondo standards di riferimento riconosciuti in ambito internazionale, adottando per il calcolo dell'Anomalia di Bouguer il valore di densità di 1.9 gr/cm<sup>3</sup> rappresen-

tativo delle densità medie dei terreni affioranti nell'area in esame e, per una vasta estensione, anche nelle aree adiacenti.

La Mappa delle Anomalie di Bouguer così costruita (Fig. 30) descrive geometrie e trends delle strutture geologiche nel sottosuolo di Roma; il campo dei valori si estende dai +9,5 mGal del minimo assoluto di La Rustica, lungo il corso dell'Aniene nel settore orientale, ai +32,5 mGal del massimo di Ciampino, al margine SE dell'area.

Tutto il margine SO dell'area è contraddistinto da un fascio di isoanomale NO-SE che si raccorda con le anomalie positive di Castel di Guido-Tragliata a O e Spinaceto a S, appena oltre il margine della mappa, culminando nell'area del Torrino con valori intorno a +30 mGal.

Un elemento rilevante è rappresentato dall'ampia struttura di massimo gravimetrico nel settore centro-settentrionale con culminazione in località "Tor di Quinto" ed orientato NO-SE; un altro massimo importante è localizzato nel settore meridionale, nell'area dell'Appia Antica - Tomba di Cecilia Metella con identica orientazione. Nel settore nord-occidentale del Foglio si individua un'estesa area di minimo relativo che rappresenta la prosecuzione meridionale della struttura ubicata a sud del Lago di Bracciano con orientazione NO-SE e che, nell'area in esame, si allunga fino a raggiungere il settore di Trastevere - San Paolo. L'area principale di minimo gravimetrico presente sulla mappa, anch'essa orientata NO-SE, risulta allineata in corrispondenza delle località Tenuta Bufalotta, Casal Boccone, San Basilio; all'altezza dell'asta fluviale dell'Aniene tale anomalia cambia orientamento assumendo una direzione E-O.

Il panorama gravimetrico della Città di Roma fino al G.R.A. delineato dall'andamento delle Anomalie di Bouguer è quindi costituito dal susseguirsi di strutture di massimi e minimi gravimetrici disposti secondo assi orientati principalmente NO-SE, riconducibili rispettivamente ad una serie di alti e bassi strutturali della successione carbonatica mesozoica e anche dei sovrastanti depositi alloctoni. La separazione del contributo gravimetrico dei vari corpi causativi posti a differenti profondità è stata eseguita mediante tecniche di filtraggio nel dominio della frequenza, sulla base dell'analisi dello spettro di potenza del segnale gravimetrico.

In particolare la mappa *highpass*, calcolata per una lunghezza d'onda di taglio di 11 km, descrive con maggiore articolazione le strutture gravimetriche delineate dalla Mappa delle Anomalie di Bouguer fino a dettagliare aree anomale localizzate, anche di estensione ed entità limitate. Per tale motivo essa, unitamente agli elementi gravimetrico-strutturali desunti dall'analisi qualitativa, è stata sovrapposta allo schema tettonico per un confronto diretto tra le strutture evidenziate dalla gravimetria e quelle individuate dal rilevamento geologico di superficie ovvero dedotte da studi stratigrafici (vedi schema strutturale a margine del Foglio geologico).

In generale le lineazioni tettoniche e quelle delineate dagli andamenti gravimetrici appaiono dispersi con orientazioni pressoché analoghe, come ad esempio:

in località La Rustica; nell'area ad ovest di Ciampino – Casal Morena; in parte ai bordi della struttura di Tor di Quinto; lungo la direttrice del fosso della Magliana. In merito al confronto diretto dei risultati dello studio gravimetrico con lo schema tettonico, si delinea innanzitutto una netta coincidenza tra l'area di minimo gravimetrico allungato tra Casal Boccone- San Basilio – Aniene e la valle tettonica del Paleo-Tevere della formazione di Fosso della Crescenza. Altra corrispondenza geometrica viene evidenziata tra la posizione della faglia che struttura il bacino di sedimentazione della formazione di Monte delle Picche e la discontinuità gravimetrica che separa, con immersione opposta a quella della “faglia geologica”, l'allineamento di minimi Monte Lascone – Casal del Marmo - Trastevere dalle propaggini occidentali dell'anomalia positiva di Tragliata-Castel di Guido. Un altro elemento da evidenziare è la coincidenza, nell'area dell'Appia Antica - Mausoleo di Cecilia Metella, tra gli andamenti delle isoanomalie e la morfologia sepolta della superficie apparente di tetto del substrato pliocenico (MARRA & ROSA, 1995).

Va infine notata la non corrispondenza tra l'alto strutturale di Monte Mario, definito sul terreno dall'affioramento delle argille plioceniche della formazione di Monte Vaticano, e l'alto gravimetrico di Tor di Quinto, che invece è “spostato” più a nord-est.

Tale discrepanza può essere spiegata se si tiene conto che la distribuzione delle anomalie di Bouguer riflette essenzialmente l'andamento del tetto delle unità carbonatiche meso-cenozoiche. In questo senso gli alti gravimetrici sono interpretabili come relativi ad alti del basamento carbonatico strutturatisi sia nelle fasi di raccorciamento dell'orogenesi appenninica sia nelle successive fasi estensionali e dunque rappresentano la paleomorfologia sulla quale si sono deposte le successioni sedimentarie neogenico-quadernarie, più spesse in corrispondenza dei minimi gravimetrici.

Le fasi tettoniche estensionali più recenti potrebbero aver riattivato precedenti strutture di faglia, invertendo, in alcuni casi, il verso di rigetto. Alternativamente è possibile che queste ultime fasi da un lato non necessariamente abbiano seguito le strutture formate precedentemente e dall'altro non abbiano prodotto rigetti tali da obliterare il segnale gravimetrico principale. Dunque l'alto strutturale di Monte Mario, che solleva le argille plioceniche, potrebbe rappresentare l'espressione del sollevamento determinatosi in corrispondenza di un depocentro del bacino di sedimentazione pliocenica.

E' meritevole di attenzione infine la localizzazione degli affioramenti di travertini, che potrebbero essere legati ad aree sorgentizie mineralizzate o ad una risalita di fluidi lungo fratture del substrato, in corrispondenza di alcune culminazioni gravimetriche e dei rispettivi bordi; ciò potrebbe costituire la premessa di studi approfonditi indirizzati alla utilizzazione di risorse dal sottosuolo (fluidi a bassa entalpia).<sup>1</sup>

<sup>(1)</sup> Al recupero ed alla verifica in situ dell'ubicazione delle stazioni gravimetriche e dei capisaldi IGM e Catastali ha collaborato il Perito Min. Francesco Vullo

PROGETTO  
CARG



#### IV - SINTESI DELL'EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'AREA ROMANA

La sedimentazione post-orogena nell'area romana inizia nel Pliocene inferiore. I pochi dati di sottosuolo mostrano spessori fortemente variabili di facies argillose, dagli 875 m nel sondaggio Circo Massimo (SIGNORINI, 1939), ai circa 300 m (nella zona di Cristoforo Colombo tra Roma e Ostia, presso il G.R.A., dati inediti) depositi su di un substrato articolato di tipo flyschoidale (FUNICIELLO & PAROTTO, 1978). La zona a *Globorotalia puncticulata* affiora, interessata da tettonica estensionale, lungo la dorsale di Monte Mario e, poco a sud, nella zona di Pomezia (Foglio 387 "Albano"). Il Pliocene medio a *Globorotalia aemiliana* è stato incontrato in sondaggio a Roma nella zona di Trastevere (CARBONE & IORIO, 1997), mentre il Pliocene medio-superiore con *G. aemiliana* e *Globorotalia inflata* affiora in discordanza a Pomezia (Foglio 387 "Albano") e poi di nuovo a NO di Roma nella zona di Marco Simone, cui è intercalato un livello di tefra di composizione riolitica. Nel Foglio Roma, tutte le argille plioceniche sono incluse nella formazione di Monte Vaticano.

In questo lavoro viene confermato il rapporto di discordanza angolare tra la formazione di Monte Vaticano e la soprastante formazione di Monte Mario, già segnalato da vari autori (BLANC, 1942; AMBROSETTI & BONADONNA, 1967; BONADONNA, 1968; CONATO *et alii*, 1980; MARRA *et alii*, 1995; COSENTINO *et alii*, 2004, 2008). La forte troncatura erosiva osservata al tetto della formazione di Monte Vaticano suggerisce la presenza di un'ampia lacuna stratigrafica erosivo-depositiva tra questa e i soprastanti depositi della formazione di Monte Mario. Il limite inferiore della formazione di Monte Mario, ossia la base del membro di Farneto ha tutte le caratteristiche di una superficie di trasgressione e coincide con la base del supersistema Acquatraversa. Esso è caratterizzato da un'alta concen-

trazione di frammenti conchigliari e da granuli di glauconite, che possono indicare momenti di sottoalimentazione del bacino in seguito a un evento trasgressivo e alla conseguente formazione di una *ravinement surface* (COSENTINO *et alii*, 2004, 2008). Il massimo approfondimento del sistema deposizionale si riscontra a ridosso del limite membro di Farneto/ Sabbie grigie ad *Arctica islandica*, con un chiaro *trend* progradante che coinvolge tutta la restante porzione della formazione di Monte Mario.

Le analisi biostratigrafiche e paleoecologiche mettono in evidenza differenze sostanziali tra le argille di MVA ed i limi del membro di Farneto (COSENTINO *et alii*, 2004, 2008). L'analisi paleoecologica condotta sulle ostracofaune indica, per le MVA, un ambiente batiale superiore, con paleoproprietà comprese tra -200 e -350 m. I limi del membro di Farneto MTM<sub>1</sub>, per quanto emerso dall'analisi dei nannofossili calcarei e per la segnalazione di *Bulimina* etnea nei depositi del Pleistocene inferiore dei Monti della Farnesina, possono essere limitati alla parte alta del Santerniano. L'analisi paleoecologica dell'orizzonte basale dei limi di MTM<sub>1</sub> ha fornito indicazioni di un ambiente infralitorale esterno, con paleoproprietà di circa -40 m e un abbassamento relativo del livello del mare di almeno 160 m, rispetto alle sottostanti Marne Vaticane. Tale abbassamento ha un'origine prevalentemente tettonica, dal momento che la formazione di Monte Vaticano risulta interessata da sistemi di faglie estensionali suturate dal soprastante ciclo discordante di Monte Mario. Questa fase tettonica, collocabile, per l'età dei depositi, tra lo Zancleano superiore (o più probabilmente il Pliocene superiore) e il Santerniano inferiore, è responsabile della troncatura erosiva al tetto della formazione di Monte Vaticano, che definisce il limite di sequenza inferiore per il ciclo discordante della formazione di Monte Mario. La cinematica di tale episodio non è di semplice interpretazione vista la concomitanza di diversi fattori deformativi, come la tettonica da raccorciamento attiva almeno fino al Pliocene inferiore, la tettonica trascorrente legata a sistemi meridionali (ALFONSI *et alii*, 1992; FACCENNA & FUNICIELLO, 1993; FACCENNA *et alii*, 1994), la tettonica estensionale con formazione di bacini di *rollover* come quello antiappenninico di Ardea (FACCENNA *et alii*, 1994b) ed infine i sollevamenti legati alle intrusioni di corpi laccolitici sub-superficiali, come nel caso dell'Amiata, dei Monti della Tolfa, dei Monti Ceriti, delle isole Ponziane e più tardi, nel Pleistocene inferiore, dei Monti Cimini (DE RITA *et alii*, 1994; 1997; 2001; ACOCELLA, 2000). Le faglie che interessano la formazione di Monte Vaticano indicano comunque una cinematica essenzialmente estensionale e dunque una tettonica da sollevamento.

La formazione di Monte Mario è dislocata verso ovest dove continua la sedimentazione di facies argillose di mare aperto, che, nel sottosuolo di Malagrotta (CARBONI, 1980), raggiungono lo spessore di almeno 100 m con abbondante fauna a *Hyalinea baltica* che data all'Emiliano questa parte della successione.

La definitiva continentalizzazione dell'area romana avviene con la formazione della superficie di *unconformity* alla base del supersistema Aurelio-Pontino,

all'interno del quale si depone la formazione di Ponte Galeria, a cavallo dell'inversione magnetica Matuyama-Brunhes (850-700 ka). L'intera area ad occidente della dorsale di Monte Mario è sede di sedimentazione di delta di un Tevere che, provenendo da nord, portava clasti appartenenti alla serie meso-cenozoica sabina. L'isolamento di questo cuneo deposizionale avviene per l'innalzamento dell'alto di Monte Mario a direzione NO, con basculamento di pochi gradi verso O-SO. Il sollevamento minimo è di 85 m e si esplica tra la deposizione della formazione di Ponte Galeria e l'inizio dell'attività vulcanica, ossia tra circa 750 ka e circa 620 ka con tassi di deformazione calcolati nell'ordine di 0,65 mm/a (vedi Capitolo III § 3). Il Tevere viene forzato a scorrere parallelamente alla costa verso SE, lungo una fascia in continua subsidenza testimoniata dalla deposizione di diverse decine di metri di conglomerati (formazione di Fosso della Crescenza), oggi ribassati fino a -100 m sotto il l.m. e probabilmente determinando una vasta area palustre che condiziona il carattere freatomagmatico delle prime eruzioni dei Colli Albani, note, appunto, come Tufi pisolitici (DE RITA *et alii*, 2002).

Nel Pleistocene medio-superiore dell'area romana, le superfici di grado gerarchico maggiore e correlabili a scala regionale sono legate alle variazioni eustatiche del livello marino, mentre l'azione della tettonica sviluppa superfici ad alto rilievo ma localizzate nelle aree di alta deformazione. Le successioni sedimentarie rappresentano, in genere, gli alti stazionamenti del livello del mare, come suggerito dalle datazioni dei livelli vulcanici intercalati. Queste unità costituiscono il sintema Flaminia, depositosi tra circa 650 e 550 ka ovvero tra lo stadio isotopico 17 ed il 15. A partire da questo momento, la crescita del vulcano dei Colli Albani rispinge il corso del Tevere verso nord dove trova un varco verso la costa vicino al suo corso attuale. Il successivo sintema Villa Glori (stadio 13) accoglie, oltre alla sedimentazione del Tevere e quella vulcanoclastica, anche ingenti volumi di travertini a testimonianza di una tettonica attiva con dislocazioni dell'ordine dei 20 m e di un importante sistema idrotermale legato all'inizio del vulcanismo. Nel successivo Sintema Torrino (stadio 11) sono inclusi i maggiori volumi di prodotti vulcanici, con la messa in posto di vaste coltri ignimbritiche ed espandimenti lavici sia dai Colli Albani (lave di Vallerano, Pozzolane Rosse, Pozzolane Nere) che dai vulcani Sabatini (Tufo Rosso a Scorie Nere Sabatino). Durante questo periodo la tettonica regionale è relativamente quiescente. Il sintema è tagliato dalla superficie relativa all'abbassamento del livello del mare durante lo stadio 10 entro cui si forma il Sintema Quartaccio, con alla base le unità ignimbritiche della formazione di Villa Senni, cui si deve il collasso finale della caldera dei Colli Albani. Subito dopo la messa in posto della formazione di Villa Senni si ha l'ingressione marina relativa allo stadio 9 che porta, lungo la costa, alla formazione di una superficie di abrasione al tetto dell'ignimbrite, coperta da sabbie di spiaggia, duna e retroduna (Foglio 387 "Albano"), ossia la Duna Rossa antica *Auctt.* Questa superficie, nell'area del Foglio "Albano", è dislocata da faglie ad andamento NE-SO tra Pomezia e Castelporziano ed oggi si trova a quote comprese tra +60



		TARQUINIA MONTALTO	ROMA/ALBANO	
Super sintemi	Sintemi	Super sintemi	Sintemi	
AURELIO PONTINO		AURELIO PONTINO	Fiume Tevere	
	Fiume Marta		Fiume Aniene	
	Fiume Flora		Campo Selva (solo in Albano)	
	Barca di Parma		Quartaccio	
	Biedano		Torrino	
			Villa Glori	
S.Marcello	Flaminia			
	Magliana			
Acquatraversa		Acquatraversa		

Fig. 39 – corrispondenze tra le unità stratigrafiche a limiti inconformi istituite per i Fogli Roma e Albano e per i Fogli Tarquinia e Montalto di Castro.

30 m s.l.m. Il tasso calcolato regionale di sollevamento è di 0.2 mm/a in accordo con quanto noto per il litorale laziale a nord di Roma ed i dati pubblicati relativi al Tirreniano (GIORDANO *et alii*, 2002b).

Durante l'ultimo glaciale l'area romana viene interessata da una fase erosiva che determina la formazione della superficie di *unconformity* alla base del Sintema Fiume Tevere, a cui segue, nel corso dell'Olocene, una sedimentazione relativa alla progressiva risalita del livello marino. Durante questo periodo, nella zona di Ciampino, il reticolo viene colmato dai depositi legati alle ultime fasi dell'attività dei Colli Albani, attivi solo con il centro del *maar* di Albano (FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003).

PROGETTO  
CARG



## V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA, IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA

### 1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA DELL'AREA ROMANA

Il foglio “Roma” è localizzato nella zona distale dei *plateau* ignimbrici dei Colli Albani a sud e dei monti Sabatini a nord. L'elemento morfologico principale che lo attraversa è la valle del Tevere, ad andamento circa meridiano, e quelle dei suoi affluenti, di cui il principale è l'Aniene.

Oltre ai fattori vulcanici locali che hanno agito sulla morfologia dell'area romana ed al contributo della tettonica, nel corso del Pleistocene hanno inciso anche eventi di portata globale come le variazioni del livello del mare che hanno contribuito a variare, in funzione delle oscillazioni del livello di base, il rapporto erosione/sedimentazione dell'area del Foglio.

L'areale del foglio è caratterizzato in genere da basse pendenze e morfologie dolci e regolari. In riva sinistra del Tevere, le caratteristiche di permeabilità ed erodibilità delle unità ignimbriche pozzolanacee dei Colli Albani favoriscono l'incisione di un reticolo dendritico ben organizzato. La morfologia è qui caratterizzata da creste molto ampie e subpianeggianti che in genere si raccordano con i fondovalle con pendii dolci dove insistono su materiali poco coerenti (pozzolane) ed invece ripidi dove sono interessati materiali lapidei (tufi litoidi e lave). I fondovalle sono piatti per la presenza dei depositi alluvionali olocenici che colmano il reticolo wurmiano. Il drenaggio è verso i quadranti settentrionali ed è parte del reticolo radiale dei Colli Albani.

L'analisi del DEM rivela una netta differenza di maturità morfologica tra la piana di Ciampino, situata in corrispondenza con il punto più basso di quota del bordo craterico del Lago Albano, e le altre aree attorno all'edificio. I profili topografici attraverso la piana dimostrano un *pattern* idrografico poco sviluppato

con basso contrasto morfologico, a differenza delle altre aree lungo le pendici del vulcano che invece presentano un reticolo ben sviluppato ed inciso, in gran parte di tipo radiale. La piana è relazionata al sovralluvionamento, da parte dei depositi della formazione del Tavolato, del reticolo inciso nel corso dell'ultimo glaciale, che ivi risulta dunque completamente obliterato. Bisogna arrivare alle porte di Roma per trovare la testata della re-incisione dei depositi della formazione del Tavolato, dove l'unità morfologica della piana di Ciampino perde la sua continuità nei fossi dello Statuario, della Marrana dell'Acqua Mariana, di Torrespaccata, di S. Maura e del Giardino dell'Incastro.

In riva destra del Tevere, invece, l'elemento morfologico dominante è l'alto di Monte Mario. Il versante orientale dell'alto, che guarda la valle del Tevere, è acclive e relativamente regolare, sostenuto dalle argille sovraconsolidate della formazione di Monte Vaticano. A nord, i fossi dell'Acquatrasversa e della Crescenza sono rettilinei e ad andamento NO-SE parallelo alla faglia bordiera principale dell'alto. Il versante occidentale dell'alto è invece dominato dalle direttrici N-S e NE-SO ed il reticolo si presenta dendritico e ben sviluppato sulle litologie della formazione di Ponte Galeria. Il drenaggio è prevalentemente verso i quadranti meridionali ed è parte del reticolo radiale dei monti Sabatini.

## 2. - CENNI DI IDROGEOLOGIA DELL'AREA ROMANA

L'assetto idrogeologico del territorio del Comune di Roma è condizionato dalla presenza di distinti ambiti geologici, che determinano l'esistenza di più unità idrogeologiche (BONI *et alii*, 1988):

- Unità dei Monti Sabatini
- Unità dei Colli Albani
- Unità di Ponte Galeria
- Unità delle piane alluvionali
- Unità del delta del Fiume Tevere

I molteplici acquiferi presenti in queste idrostrutture hanno una circolazione complessa che tende a raccordarsi a ridosso delle quote corrispondenti ai livelli di base fondamentali costituiti dai Fiumi Tevere, Aniene e dal mare. Le unità idrogeologiche del territorio romano sono limitate inferiormente dalle argille vaticane che fungono da *aquiclude* e vengono abbondantemente ricaricate anche da aree esterne all'ambito comunale. Il tetto del complesso argilloso, presenta una superficie fortemente articolata, derivante dalle condizioni morfo-strutturali e dal processo di modellamento del paesaggio prevulcanico, molto condizionato dalle fasi di basso stazionamento del livello marino durante le ere glaciali. Le discontinuità tettoniche consentono, inoltre, la risalita di fluidi gassosi profondi provenienti dai serbatoi geotermici che, miscelandosi con gli acquiferi superficiali, danno luogo a manifestazioni sorgive e/o gassose, tanto che, all'interno

della Città di Roma e nel suo *hinterland*, sono presenti numerose aree di concessione per la captazione e l'imbottigliamento di acque minerali e per la gestione di bagni termali. Viene così mantenuta viva una tradizione millenaria iniziata all'epoca dei "Cesari".

#### Unità idrogeologica dei Monti Sabatini

Sulla riva destra del Tevere, l'alto strutturale di Monte Mario, essendo costituito da rocce caratterizzate da bassa permeabilità, indirizza il flusso delle acque sotterranee, alimentato dagli acquiferi sabatini, verso i Fossi dell'Acqua Traversa, della Mola e della Torraccia, la cui portata viene sostenuta da cospicue sorgenti di subalveo, per una portata complessiva di magra ordinaria pari a circa 400 l/s (CAPELLI *et alii*, 2005). Il flusso di base dei bacini dei Fossi Galeria, Magliana e dell'Arrone è dovuto essenzialmente al drenaggio degli acquiferi sabbioso-ghiaiosi appartenenti principalmente alla formazione di Ponte Galeria e solo in minima parte esso è alimentato dai complessi vulcanici sabatini.

#### Unità idrogeologica dei Colli Albani

Ben diverso potenziale offre l'Unità idrogeologica Albana, su cui il Comune di Roma si estende ampiamente. In questo dominio, essendo il substrato argilloso pre-vulcanico mediamente molto depresso, gli acquiferi vulcanici risultano caratterizzati da elevato spessore (FUNICIELLO & GIORDANO, 2005; CORAZZA *et alii*, 2006). La ripartizione del drenaggio verso il Fiume Tevere ed il Fiume Aniene è connessa con il proseguimento verso sud-est dell'alto strutturale di Monte Mario che, mantenendo lo stesso andamento, passa per i Colli Parioli e Pincio prolungandosi fino alla zona di Ciampino. Nel territorio comunale di Roma i corsi d'acqua perenni alimentati dalla falda regionale albana sono numerosi e di portata sostenuta. Tra i principali vanno ricordati i fossi di Malafede (300 l/s), Vallerano (150 l/s), Caffarella (400 l/s), influenti nel Tevere, Tor Sapienza (80 l/s) e Osa (160), tributari dell'Aniene.

Per definire con quale portata complessiva l'Unità Albana ricarica il territorio di Roma, al deflusso che caratterizza i corsi d'acqua sopra citati, dobbiamo aggiungere il volume erogato dalle sorgenti Pantano Borghese (200 l/s), Acqua Felice (150 l/s), Vergine (600 l/s), Torre Angela (600 l/s), Finocchio (200 l/s), gestite dall'ACEA - ATO 2, nonché il drenaggio di subalveo che si manifesta direttamente nel Tevere e nell'Aniene. Pur non esistendo su tale argomento studi specifici, sulla base di calcoli approssimativi si ritiene che i Colli Albani cedano ai due fiumi mediamente nell'anno ca. 3 m<sup>3</sup>/s (BONI *et alii*, 1988; CAPELLI *et alii*, 2001).

#### Unità idrogeologica di Ponte Galeria

L'Unità idrogeologica di Ponte Galeria, estesa nel territorio romano per circa 100 km<sup>2</sup>, ospita un acquifero a falda libera legato al deposito di ghiaie superiore e un acquifero a falda confinata contenuto nel livello di ghiaie inferiore. A segui-

to dell'attività estrattiva il "consumo di territorio" ha portato, in quarant'anni di coltivazione, alla perdita irreversibile di centinaia di milioni di mc di materiale solido e, con essi, anche di falda (CAPELLI *et alii*, 1999). Tuttavia ancora oggi i Fossi della Magliana e di Ponte Galeria e altri minori, mantengono una portata complessiva di magra pari a ca. 150 l/s.

#### Unità idrogeologica delle piane alluvionali

Le Valli del Fiume Tevere e del Fiume Aniene, all'interno del territorio del Comune di Roma, sono prevalentemente incise nel complesso delle argille e argille sabbiose plio-pleistoceniche. Gli spessori del complesso alluvionale attuale, sono compresi tra i 40 e gli 80 metri. La successione è essenzialmente costituita da limi, argille e sabbie, ma presenta anche un consistente livello di ghiaie alla base (VENTRIGLIA, 1971, 1990 e 2002). Quest'ultimo ospita un'importante falda confinata caratterizzata da una notevole continuità spaziale. E' probabile che questo orizzonte sia ricaricato lateralmente dalle unità idrogeologiche confinanti. La serie alluvionale ospita un rilevante numero di captazioni che, in regime di magra, contribuiscono a ridurre la portata dei Fiumi Tevere ed Aniene e ad aumentare le possibilità di inquinamento degli acquiferi.

#### Unità idrogeologica del delta del Fiume Tevere

Il delta tiberino è probabilmente il più ampio tra quelli presenti lungo la costa tirrenica italiana e presenta un'area emersa di 150 Km<sup>2</sup> che si estende da Palo, a nord, fino a Tor Paterno, a sud, mentre la superficie dell'area sommersa è prossima ai 500 km<sup>2</sup>, con uno spessore massimo del corpo deltizio di 80 metri. Come l'Unità Idrogeologica delle Piane alluvionali, anche l'Unità del delta del Fiume Tevere ospita un acquifero multistrato. La sua struttura è resa complessa dalla presenza di ambienti sedimentari diversi, quali barriere, lagune, canali, delta interno, delta esterno, facies eoliche, colmate di bonifica.

Le caratteristiche idrogeologiche di questi corpi idrici sono poco e mal conosciute. Le prime cartografie piezometriche di dettaglio relative a questa piana costiera, costruite con i dati prodotti da apposite campagne di rilevamento, informano sulla esistenza di preoccupanti ed estesi bassi piezometrici, che hanno raggiunto i -5 m s.l.m., innescando fenomeni di intrusione salina (CAPELLI *et alii*, 2002, 2005).

### 2.1. - LINEE ISOFREATICHE DEL TERRITORIO DEL COMUNE DI ROMA

Dall'analisi della figura costruita sulla base di dati piezometrici rilevati nel corso di campagne specificamente organizzate dagli autori nei primi anni del terzo millennio, appaiono evidenti i rapporti esistenti tra la circolazione sotterranea, definita al tetto delle falde principali, ed il reticolo idrografico (naturale e artificiale) che viene da essa fortemente alimentato. La circolazione idrica sotterranea nel

territorio di Roma è condizionata da due fattori fondamentali: il motivo strutturale con andamento ca. NO-SE che ripartisce il drenaggio sotterraneo proveniente dai settori centrali dei distretti Sabatino e Albano indirizzandolo verso definite aree di emergenza e le depressioni vallive del Tevere attuale e del paleo Tevere, colmate dai relativi depositi. Questo schema condiziona non solo le linee di deflusso, ma anche il rendimento delle opere di captazione. Le potenzialità degli acquiferi in riva destra del Tevere sono molto inferiori rispetto a quelle dei corpi idrici in riva sinistra. La circolazione proveniente dal sistema albano penetra profondamente nel tessuto urbano storico, tanto che in epoche passate le falde alimentavano perennemente alcune aree umide poste al piede dei sette colli e, ancora fino a pochi decenni or sono, le famose “marrane” della periferia romana. Attualmente, grazie alla archiviazione numerica dei dati relativi a migliaia di sondaggi stratigrafici e geognostici, prodotti spesso per la realizzazione di grandi opere, è possibile definire sempre nuovi profili geologici che rivelano elementi strutturali e morfologici sino ad oggi sconosciuti. Queste conoscenze sulla geologia del sottosuolo, coniugate ad aggiornate letture delle quote piezometriche, danno un rilevante contributo tecnico alla gestione del territorio e alla redazione di piani e progetti.

I più recenti studi di idrogeologia applicata alla gestione delle risorse idriche, realizzati dagli autori in collaborazione con le Autorità dei Bacini Regionali del Lazio e del Fiume Tevere, hanno portato alla definizione dei bilanci relativamente alle unità ed ai bacini idrogeologici identificati, nonché alla definizione della pressione antropica in termini di prelievo idrico, suddiviso per tipologia di utilizzo (residenziale, agricolo e industriale). Nell’area romana, relativamente al settore di riva sinistra del F. Tevere, ricadono aree che, in relazione allo stato di *stress* idrico, sono state classificate come critiche o di attenzione (REGIONE LAZIO, 2004; CAPELLI *et alii*, 2005). Le prime riguardano i corpi idrici sotterranei in cui l’entità dei prelievi causa l’alterazione della circolazione idrica e dei livelli piezometrici, con valori marcatamente superiori a quelli registrati per le aree circostanti, determinando una elevata probabilità di compromissione dell’approvvigionamento idrico per le popolazioni e le attività insistenti sull’area. Le aree di attenzione, invece, sono caratterizzate da significativi abbassamenti della falda e da concentrazione dei prelievi inferiore o uguale a 1.600 m<sup>3</sup>/anno/ha. Le indicazioni derivanti dai risultati dello studio mostrano che la risorsa idrica sotterranea nell’area romana è fortemente sfruttata e che, quindi, essa sostiene in vario modo le necessità dell’articolato sistema urbano nel suo complesso, ovvero: attività industriali, artigianali, agricole, sportive, servizi, impianti di climatizzazione.

## 2.2. - IDROGEOLOGIA APPLICATA AI PROBLEMI DEL DISSESTO URBANO

Oltre agli studi di base, sono stati affrontati studi idrogeologici applicati ad analisi di rischio per crollo derivato alla presenza di cavità (MAZZA *et alii*, 2001, 2004)

oppure alla presenza di litoformazioni con scadente qualità geotecnica (GIORDANO *et alii*, 2006). Tra i più significativi si menzionano quello riguardante il territorio del VI Municipio e quello di Garbatella – Ostiense. Nel VI Municipio risulta che la quota della falda aiuta a definire molto bene le aree interessate da probabile presenza di una rete caveale. Infatti l'individuazione dei livelli di saturazione ricavati dal rilevamento piezometrico porta, insieme ad altri fattori, a ridurre il volume di territorio in cui è possibile la presenza di una rete caveale. Inoltre, si è potuto constatare che anche nel sistema aerato zone di percolazione e/o di percolazione concentrata (perdita da reti idriche) determinano condizioni di ammaloramento delle vulcaniti e più in particolare delle volte e dei pilastri delle cavità.

Nell'area Garbatella – Ostiense, lungo l'antico bacino di Grotta Perfetta, l'assetto idrogeologico condiziona fortemente il comportamento geomeccanico dei depositi alluvionali olocenici, determinando una serie di cedimenti differenziali e duraturi delle opere di fondazione sia delle strutture residenziali che di alcune importanti reti di sottoservizi. Si è infatti constatato, attraverso analisi stratigrafiche, geotecniche, idrogeologiche e idrauliche, che i livelli argillosi torbosi, caratterizzati da spessori di qualche decina di metri, presentano contenuti d'acqua

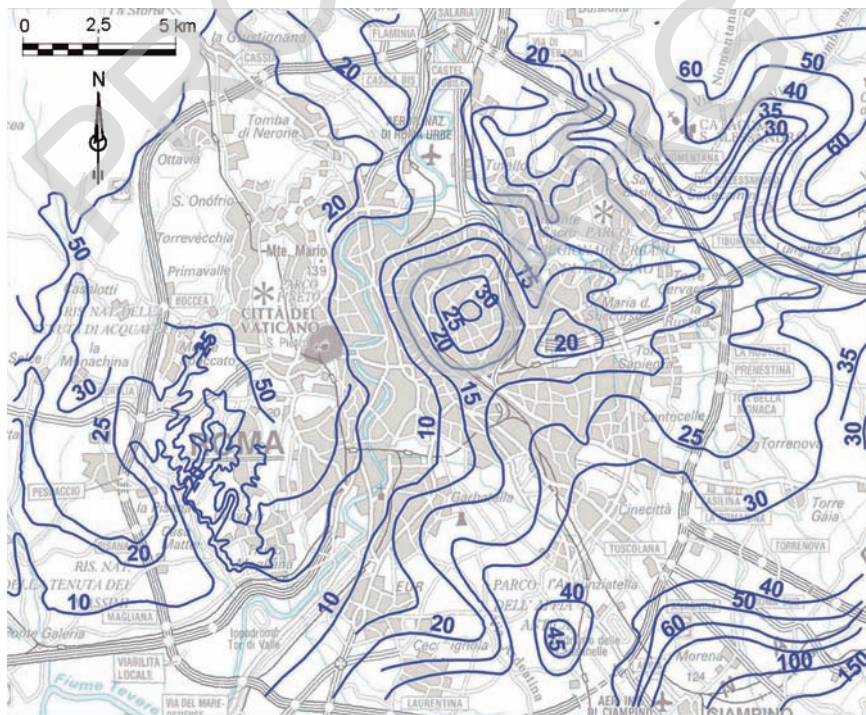


Fig. 40 – Carta delle isofreatiche nell'area del Foglio "Roma".



superiori al 100% a seguito delle condizioni al contorno, ovvero una ricarica legata alla presenza di acquiferi distribuiti in modo da racchiudere completamente le argille torbose, impedendone la naturale compattazione per diminuzione del contenuto d'acqua.

### 3. - CARATTERISTICHE GEOLOGICO-TECNICHE DEL SUBSTRATO SEDIMENTARIO DELL'AREA ROMANA

In questo paragrafo è contenuta una rassegna sintetica delle caratteristiche geotecniche dei terreni che costituiscono il substrato sedimentario pre-vulcanico dell'area romana. Tale sintesi è basata principalmente su dati di letteratura e, secondariamente, su dati di recente acquisizione diretta da parte dell'autore del paragrafo e pertanto ancora non pubblicati.

I dati geotecnici di letteratura sono ancorati alla progettazione e realizzazione di opere di notevole rilevanza in ambito comunale quali ad esempio linee di metropolitana e ferrovia, al consolidamento di edifici storici ed infine all'analisi di problematiche di rischio di frana e di rischio sismico. E' da rilevare una marcata scarsità di dati disponibili, anche perché la gran parte delle caratterizzazioni geotecniche, copiosamente prodotte nell'ambito della progettazione e in taluni casi della realizzazione di opere nell'area comunale di Roma, non hanno di fatto trovato sede di pubblicazione e diffusione.

Come riferimento fondamentale per la descrizione geotecnica alla scala 1:50.000, sono state tentativamente considerate le formazioni, le unità e le litofacies descritte nei precedenti paragrafi. Tuttavia, in taluni dei casi di letteratura passati in rassegna in questo paragrafo pesano incertezze nell'attribuzione formazionale dei dati geotecnici disponibili, a causa della mancanza di elementi geologici di correlazione con le suddette suddivisioni stratigrafiche e litologiche.

Ad un lavoro di SPINA (1958) si devono i primi risultati sistematici di caratterizzazione geotecnica di campioni di limi argillosi ascritti alle "argille di Monte Mario" (formazione di Monte Vaticano, MVA) prelevati sui fronti di una cava allora esistente a Piazzale degli Eroi. Oltre ad alcuni dati mineralogico-composizionali, sono riportate le caratteristiche fisiche, i parametri di stato, alcuni parametri di compressibilità in condizioni edometriche e di resistenza al taglio valutati sia allo stato rimaneggiato sia allo stato indisturbato. Si rimarca la bassissima compressibilità del materiale indisturbato fino a pressioni verticali di 15 kg/cm<sup>2</sup> e la si attribuisce ad una preconsolidazione per effetto della storia geologica.

Nel lavoro di GIGLI (1971), in cui è riportata anche in forma iconografica una sintesi degli studi geologici precedenti sui rilievi del Vaticano e di Monte Mario anche a seguito dell'intensa attività di coltivazione delle "marne o argille azzurre o argille vaticane", si palesa per la formazione di Monte Vaticano un intenso stato di fratturazione dell'ammasso argilloso. Le discontinuità venivano chiamate

forbici dai cavitatori di marna per laterizi ed erano temute a causa dei distacchi di terra cui davano luogo. Il riconoscimento di tale stato di fratturazione pone le basi per una prima qualitativa classificazione del comportamento geomeccanico delle argille costituenti la formazione di Monte Vaticano (MVA): argille sovraconsolidate e fessurate.

Una stima quantitativa dello stato di fatturazione di questo litotipo è stata acquisita recentemente nel corso dello scavo del “Giovanni XXIII” della città di Roma, nel tratto sottostante al cimitero Militare Francese. Dai risultati del rilievo geomeccanico eseguito in galleria su 18 fronti di scavo in questa formazione, emerge un valore di  $J_v$  (numero volumetrico delle discontinuità d’ammasso) che varia tra 0.9 e 12.0 discontinuità/m<sup>3</sup> (D’ARCANGELO, 2003). Inoltre, grazie a misure di sito eseguite in galleria, è stata osservata una deformabilità di ammasso direttamente correlata allo stato di fatturazione.

Nel ben noto volume di VENTRIGLIA (1971), la caratterizzazione geotecnica dei terreni costituenti il sottosuolo della città di Roma trova un primo approccio sistematico. Le caratteristiche tecniche disponibili dall’allora limitato archivio tecnico di Ventriglia (caratteristiche fisiche, parametri di stato, parametri meccanici quali resistenza a compressione semplice, coesione e angolo di resistenza al taglio, compressibilità in condizioni edometriche, coefficienti di permeabilità), sono suddivise per ciascuna litologia distinta nella relativa cartografia geologica. Di interesse, le caratteristiche delle “argille plioceniche” (formazione di Monte Vaticano, MVA) rinvenute in profondità nel sottosuolo del Quirinale e della zona EUR - Tre Fontane, delle “argille e limi argillosi della formazione del Siciliano” e “sabbie e limi” della medesima formazione rinvenuta ancora nel sottosuolo del colle Quirinale, delle “argille sabbiose” del Siciliano provenienti dalla zona sud di Roma, dei sedimenti limoso-argillosi con frequenti e potenti intercalazioni torbose in zona EUR - Tre Fontane. Viene specificata esattamente la zona di provenienza dei campioni e viene fornito un giudizio sulla omogeneità ovvero eterogeneità della litologia in esame e quindi sulla possibilità o meno di estrapolare i dati puntuali, in alcuni casi fornendo un campo di variabilità per i singoli parametri.

VENTRIGLIA (2002) propone la caratterizzazione geotecnica secondo la medesima impostazione geologica, ampliando significativamente il data-base di riferimento, soprattutto anche per le litologie menzionate a proposito dell’opera del 1971. Emerge da questa meticolosa e, per certi versi anche unica, raccolta sistematica un fondamentale aspetto della caratterizzazione geotecnica: la rappresentatività del dato puntuale e quindi la possibilità o meno di estrapolare il dato di laboratorio e/o di sito a volumi maggiori rispetto a quelli direttamente indagati, fino addirittura a coincidere con il volume della formazione/unità/litofacies così come desumibile dalle ricostruzioni geologiche. La problematica è piuttosto complessa ed articolata e merita approfondimenti che esulano da questo contesto. Comunque, in funzione del tipo di parametro che si intende estrapolare, si deve tenere in conto l’omogeneità ovvero l’eterogeneità del deposito, la presenza di

anisotropie primarie e secondarie quali la stratificazione e le fratture, la storia geologica sperimentata che, in funzione della ubicazione dell'ammasso, può essere anche significativamente diversa da sito a sito (valga per tutti l'esempio della formazione di Monte Vaticano che, al di sotto della valle del F. Tevere ha sperimentato nel Pleistocene superiore uno scarico tensionale molto accentuato derivante dall'escavazione della valle tiberina, processo questo a cui non è stata sottoposta la medesima formazione al della collina di Monte Mario), lo stato tensionale esistente in sito, che in funzione degli assetti geologici locali può variare anche considerevolmente, eventuali fenomeni di alterazione che possono intervenire a modificare sia le caratteristiche fisiche sia il comportamento meccanico di parte del deposito. In taluni specifici e ponderati casi, l'utilizzo di strumenti statistici, anche piuttosto semplici, può essere di valido aiuto.

CALABRESI *et alii* (1980), in un lavoro sulle possibili cause delle lesioni riscontrate sul Palazzo di Giustizia, pubblicano una tabella sintetica delle caratteristiche geotecniche dei terreni sottostanti questo edificio, tra cui anche alcuni dati sulla formazione di Monte Vaticano (MVA) alla quale si attribuisce una elevata consistenza rappresentata da valori di  $c_u$  (resistenza in condizioni non drenate) pari mediamente a  $5.5 \text{ kg/cm}^2$ . I dati riportati in questa nota sono successivamente ripresi da D'ELIA *et alii* (2004) che discutono gli aspetti geotecnici e strutturali connessi al restauro di Palazzo Braschi sito nel centro storico di Roma sulla sponda opposta del F. Tevere rispetto al Palazzo di Giustizia.

Con una simile impostazione, in un lavoro sulla galleria ferroviaria di raccordo Aurelia (PRATI, 1980; CAPATA & CICOLANI, 1983), in un altro sulla linea "A" della Metropolitana (CHISARI, 1980) ed infine in uno sulla galleria ferroviaria "Villa Alberici" al di sotto del Colle Vaticano (CAMPÀ & CAPATA, 1993), sono riassunte le caratteristiche geotecniche ritenute più significative per le unità stratigrafiche in cui sono stati schematizzati a fini progettuali i profili geologici lungo i tracciati delle rispettive opere, tra cui anche alcuni termini attribuibili alle cosiddette formazioni sedimentarie pre-vulcaniche.

Anche il fenomeno di dissesto che da oltre un secolo affligge Via Saffi al colle Gianicolo (FOSSA MANCINI, 1922; LEONE, 1986; SCIOTTI, 1986; AMANTI *et alii*, 1995), è stata l'occasione di pubblicazione di alcuni dati geotecnici disponibili e comunque riferiti alle suddivisioni stratigrafiche proposte dai rispettivi autori.

AMANTI *et alii* (1995) propongono, per diversi siti colpiti da fenomeni di dissesto nel centro storico di Roma, alcune sintetiche caratterizzazioni geotecniche tratte da relazioni inedite del Comune di Roma; di interesse, per le formazioni trattate in questo paragrafo, è quanto riportato a proposito del già citato caso di via Saffi e di quello Villa Sciarra. In particolare, nell'ultimo caso si entra nel dettaglio delle litofacies della formazione di Ponte Galeria, ponendo anche l'attenzione sulla presenza all'interno della litofacies argilloso-sabbiosa ( $\text{PGL}_b$ ) di intercalazioni arenacee che non sono state però oggetto di caratterizzazione.

In merito a questo particolare, si richiama l'attenzione sulla possibile presen-

za all'interno sia della formazione di Monte Mario, sia di quella di Monte delle Picche di livelli, generalmente a granulometria sabbiosa, a vario grado di cementazione che non sono mai stati oggetto di caratterizzazione di laboratorio. Si tratta di orizzonti a comportamento lapideo, rocce tenere in senso geomeccanico, intercalati, con spessori al massimo di 50 cm, in successioni classificabili come terre. L'influenza di queste possibili intercalazioni sul comportamento complessivo dell'ammasso è difficilmente quantizzabile e comunque a priori variabile in funzione delle dimensioni del volume d'ammasso preso a riferimento, a sua volta da guardarsi in relazione alla tematica applicativa di interesse.

BOZZANO *et alii* (1995), in un lavoro sul sottosuolo dell'Anfiteatro Flavio, propongono una caratterizzazione per la formazione di Monte Vaticano (MVA). Localmente essa è costituita da argille consistenti con frequenti intercalazioni anche decimetriche di sabbie. Sono discusse le caratteristiche fisiche e sono riportati i parametri di stato, di compressibilità e di resistenza al taglio di un campione indisturbato, attraverso i quali è quantificato lo stato di sovraconsolidazione (pressione di snervamento di 2200 kPa per un campione prelevato a 44,3 m dal p.c.) del materiale.

CHIODETTI *et alii* (1996) propongono una sintesi e una revisione critica degli studi geologico-tecnici eseguiti nell'ambito della progettazione del prolungamento della linea A della Metropolitana. Essi introducono il concetto di "unità geotecniche", quale trasposizione sul piano tecnico di unità stratigrafiche. L'attenzione è incentrata in particolare sul tratto via Candia-Stazione Mosca del predetto prolungamento della Linea A, per il quale propongono anche una caratterizzazione delle unità da essi distinte. Nel lavoro di BENEÒ *et alii* (1996), riferito alla stessa zona, sono di interesse ai fini della caratterizzazione di ammasso i risultati dell'applicazione del metodo sismico a rifrazione espressi come velocità  $v_p$ . Di rilievo è l'"allentamento" registrato per la porzione superficiale della formazione di Monte Vaticano (MVA) quando soggetta ad erosione ed a contatto anche con una pur modesta falda contenuta nei sovrastanti depositi alluvionali di riempimento di una recente vallecola. I valori di  $v_p$  passano da 2000-2100 m/s per la parte allentata a 2200/2400 per la parte relativamente più intatta della formazione. Tenendo conto delle semplici relazioni che legano la  $v_p$  alle caratteristiche di deformabilità di un ammasso, attraverso questo dato numerico si pone in risalto come la decompressione e/o l'imbibizione di acqua indotta da peculiari assetti geologici e condizioni idrogeologiche possano produrre effetti sulla deformabilità di depositi ascritti a questa formazione.

In un lavoro sulle condizioni di stabilità dei versanti del parco urbano di Monte Mario, BOZZANO *et alii* (1998) propongono una caratterizzazione fisica (composizione granulometrica, limiti di Atterberg associati alla composizione mineralogica) e una stima dei parametri di resistenza in termini di pressioni efficaci della formazione di Monte Vaticano (MVA) e della formazione di Monte Mario (MTM), anche relativamente al Membro di Farneto (MTM<sub>1</sub>), nonché dei depositi colluviali che ammantano i versanti, alimentati dalle sovrastanti formazioni.

CORAZZA *et alii* (1999) propongono per la formazione di Monte Vaticano sottostante ai depositi alluvionali tiberini, la seguente definizione: comportamento geomeccanico coesivo, sovraconsolidata e a bassa deformabilità. A questa definizione si associa una sintesi di dati relativi a prove eseguite su 25 campioni. Da notare la compressibilità, valutata sul tratto di ricomprensione della curva edometrica ( $c_r = 0.04-0.21$ ).

AMOROSI *et alii* (2002), in uno studio sulla ex vasca navale di Roma, definiscono la formazione di Monte Vaticano come argilla sabbiosa molto consistente; localmente essa si trova a profondità di circa 60 m dal piano campagna, sottostante ai depositi alluvionali del Tevere responsabili dei fenomeni di cedimento differenziale manifestati sulla struttura in questione.

CALZONA *et alii* (2002) riportano, sulla base dei risultati di numerose prove di laboratorio e di sito, i principali parametri geotecnici delle unità litostratigrafiche in cui è stato schematizzato il profilo geologico della galleria naturale in carreggiata interna del "Giovanni XXIII" della città di Roma (settore settentrionale della collina di Monte Mario). Tali unità sono: l'Unità di Monte Vaticano, limi argillosi, riconducibile alla formazione di Monte Vaticano (MVA), l'Unità di transizione, sabbie limose e limi argillosi, riconducibile alla formazione di Monte Mario - membro di Farneto (MTM<sub>1</sub>) ed infine l'Unità di Monte Mario, sabbie e sabbie cementate, riconducibile alla formazione di Monte Mario (MTM). Per alcuni campioni del membro di Farneto e della formazione di Monte Vaticano vengono in questa sede discussi i risultati di prove di estrusione eseguite in laboratorio che pongono in evidenza una chiara distinzione di comportamento per queste formazioni anche quando soggette a percorsi tensionali peculiari, diminuzione della pressione orizzontale di confinamento, quali quelli riprodotti in questa tipologia di prova a simulare l'avanzamento del fronte di scavo in sotterraneo.

I dati geotecnici di sito e di laboratorio prodotti per la realizzazione della galleria "Giovanni XXIII" (DST Università di Roma "La Sapienza"-RockSoil-Astaldi S.p.A., dati inediti) hanno consentito una caratterizzazione geologico-tecnica della successione sedimentaria affiorante a Monte Mario. Sono state caratterizzate la formazione di Monte Vaticano (MVA, CL secondo la classificazione USCS con intercalazioni di SM; grado di sovraconsolidazione stimato tra 4.5 e 6.7), la formazione di Monte Mario relativamente al membro di Farneto (MTM<sub>1</sub>) che, rispetto alla formazione di Monte Vaticano mostra una più accentuata frazione sabbiosa (14%) ed una minore resistenza non drenata  $C_u$  nonché un grado di sovraconsolidazione minore (3.5), e alle altre litologie della formazione di Monte Mario (MTM) entro cui si distinguono le sabbie fini con limo di colore grigio (SM secondo la classificazione USCS; densità relativa di circa il 75%) da quelle gialle, anch'esse SM secondo la classificazione USCS, a medio-elevato grado di addensamento, con livelli decimetrici cementati e con rare intercalazioni di limi sabbiosi con argilla, con grado di addensamento da medio ad elevato ed infine argille limose avana in posizione sommitale. Infine, sono stati acquisiti dati geo-

tecnici anche in merito alla formazione di Fosso della Crescenza (FCZ), sebbene all'epoca non ancora formalizzata da un punto di vista geologico.

Per quanto attiene ai parametri di stato ma soprattutto ai parametri meccanici quali compressibilità, resistenza al taglio, deformabilità e permeabilità non è in questa sede condotta una sintesi della mole di dati disponibili in quanto per queste tipologie di materiali sarebbe opportuno specificare le profondità di prelievo dei campioni, le modalità di prova sia in sito sia in laboratorio secondo cui essi sono stati ricavati, gli intervalli tensionali e le condizioni al contorno entro i quali sono da considerarsi validi i parametri ottenuti.

BRANCALEONI *et alii* (2003), in uno studio sulle cause dei dissesti manifestatisi a Villa Mazzanti sita sul versante orientale della collina di Monte Mario, riportano i risultati di alcune prove di sito e di laboratorio riferiti sia alla Formazione di Monte Mario, nella quale localmente è distinto un termine basale di argille limose grigie e un termine sovrastante di limi con argilla nei quali sono frequenti orizzonti decimetrici sabbiosi e/o sabbioso-argillosi ben addensati, sia alla Formazione di Monte Vaticano, limi inorganici a bassa compressibilità.

CALABRESI (2004), in una ampia rassegna sulle esperienze italiane in merito ai terreni argillosi consistenti, riferendosi alle argille rinvenute nella galleria ferroviaria eseguita alla fine degli anni 70 al di sotto del Gianicolo, formazione di Monte Vaticano (MVA), le definisce fortemente sovraconsolidate e con una resistenza non drenata  $C_u$  alla quota di scavo di circa 500 kPa.

BURGHIGNOLI *et alii* (2004) e VIGGIANI *et alii* (2004), nella complessa trattazione della interazione tra le gallerie metropolitane della linea C ed il complesso ambiente monumentale sovrastante, riportano una caratterizzazione geotecnica sintetica dei terreni, riferiti ad un profilo litostratigrafico individuato su base geologica lungo il tracciato Piazza Venezia -San Giovanni. Per le "argille plioceniche" (formazione di Monte Vaticano, MVA), per "la formazione ghiaiosa di origine fluvio-palustre", per i sovrastanti "depositi limo-argillosi e limo-sabbiosi del Paleo-Tevere", sono riportate proprietà fisiche e meccaniche desunti dall'interpretazione dei risultati delle indagini e delle prove in sito ed in laboratorio. Di rilievo sono i parametri di rigidezza dedotti da prove in colonna risonante e da prove cross-hole con scelta al 40% del valore massimo ottenuto, e la prevista variazione lineare con la profondità.

MARTINO *et alii* (2004), infine, espongono sinteticamente i risultati di caratterizzazione dinamica eseguita in laboratorio attraverso prova di colonna risonante e prova di taglio torsionale ciclico su un campione della formazione di Monte Vaticano prelevato a 64 m circa dal p.c., subito al di sotto di una spessa copertura alluvionale olocenica, in zona di Valco San Paolo. Da notare il marcato contrasto di deformabilità tra i depositi alluvionali tiberini di età olocenica e la sottostante formazione di Monte Vaticano, quantificato da un valore di  $G$  maggiore di circa 100 MPa per la formazione di Monte Vaticano.



#### 4. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE PRINCIPALI UNITÀ VULCANICHE

I terreni vulcanici sono rappresentati, nell'area romana, da litotipi che presentano una notevole differenziazione del comportamento fisico-meccanico, in relazione alle diverse modalità della loro messa in posto (piroclastiti di ricaduta, di colata piroclastica, di colata lavica, ecc.).

*Piroclastiti di ricaduta:* queste unità litologiche sono caratterizzate da tessiture in genere lapilloso-cineritiche, via via più fini quanto maggiore è la distanza di deposizione dall'edificio vulcanico; tali depositi, anche per motivi mineralogici, sono soggetti a fenomeni di argillificazione, consolidazione e *aging* abbastanza simile ai depositi alluvionali a grana fine. Similmente, i depositi piroclastici di ricaduta, qualora sedimentino in ambiente acqueo, acquistano strutture e tessiture paragonabili a quelle sedimentarie (tuffiti, piroclastiti rimaneggiate). In questo gruppo possono essere inclusi i "Tufi Antichi" (*Auctt.*) ed i livelli di "Tufi Terrosi" (*Auctt.*), che si riferiscono essenzialmente ai depositi dei Tufi stratificati varicolori di Sacrofano (SKF), Tufi stratificati varicolori di La Storta (LTT) e formazione di Fontana Centogocce (SLV).

*Depositi di colata piroclastica:* queste unità sono caratterizzate da un meccanismo di messa in posto che avviene in massa (*mass flow*), con elementi cineritico-lapilloso scarsamente classati e struttura tendenzialmente massiva. Nel tempo questi depositi acquistano una certa "coesione" o rimangono allo stato sciolto a seconda delle condizioni ambientali di temperatura, di presenza di vapor acqueo e di velocità di raffreddamento: se il deposito si raffredda molto rapidamente i gas vengono subito liberati e gli elementi solidi della colata restano allo stato sciolto o pseudo-coerente, mentre, se il raffreddamento avviene lentamente, viene limitata la velocità di degassamento e ciò porta il deposito ad assumere un assetto più "coerente" e tendenzialmente semilapideo.

Il primo caso fa riferimento ai depositi pozzolanacei (Pozzolane Nere - PNR, Pozzolane Rosse - RED, membro delle Pozzolanelle della formazione di Villa Senni - VSN<sub>2</sub> che sono caratterizzate da un comportamento geomeccanico con una coesione apparente dovuta a forze intergranulari deboli e di elevato incastro dei granuli.

Nel secondo caso, i volatili ad alta temperatura determinano la neoformazione di cristalli che intersecandosi con gli elementi cineritici e lapilloso formano una matrice "cementante": tale processo è detto di "zeolitizzazione" ed è comune nel membro del Tufo Lionato della formazione di Villa Senni (VSN<sub>1</sub>), caratterizzato da un comportamento semilapideo, nel Tufo Rosso a Scorie Nere sabatino (RNR) e nel Peperino di Albano (MNN).

*Vulcaniti lapidee*: sono rappresentate dalle colate laviche, caratterizzate da un comportamento geomeccanico decisamente lapideo (lave di Vallerano - LLL e della formazione di Madonna degli Angeli - FKB<sub>a</sub>). Sovente la continuità della colata è interrotta da discontinuità subverticali di raffreddamento.

Studi organici e sistematici sul comportamento fisico-meccanico delle vulcaniti non sono frequentemente reperibili in letteratura, anche per la difficoltà, segnalata da diversi autori, di prelevare campioni indisturbati soprattutto nei livelli pozzolanacei (ESU *et alii*, 1968; CECCONI, 1998).

Si segnalano studi generali sul comportamento fisico-meccanico dei tufi, sia romani che di altre aree, in OTTAVIANI (1988), EVANGELISTA *et alii* (1990), SCIOTTI (1990) che riportano parametri relativi alla densità ed alla resistenza a compressione monoassiale.

In EVANGELISTA (1990), insieme ad una approfondita analisi dei rapporti fra resistenza a compressione, deformazione e porosità di varie rocce tenere italiane, si riporta per il Tufo Lionato una densità di 12,30-14,60 MN/m<sup>3</sup> ed una resistenza a compressione monoassiale 5,20-9,50 MPa; per il Peperino di Albano invece rileva una densità di 20,00 kN/m<sup>3</sup> ed una resistenza a compressione monoassiale 23,40 MPa.

Specificatamente per le vulcaniti dell'area romana una serie di dati fisico-meccanici sono riportati in VENTRIGLIA (2002), con riferimento alle località di campionamento ed alle prove geomeccaniche eseguite; nella Figura 41 si riportano i *range* di variabilità delle vulcaniti della serie albana.

Sempre in VENTRIGLIA (2002) sono reperibili i seguenti valori di resistenza a compressione di lave presenti nell'area romana (Figura 42).

	<b>Umidità naturale</b> (%)	<b>Peso di volume</b> (kN/m <sup>3</sup> )	<b>Resistenza a compr. monoax</b> (MPa)	<b>Angolo di attrito</b> (°)	<b>Coesione drenata</b> (kPa)
Pozzolanelle	28-40	15-16,9	-	22-44	0-40
Tufo Lionato	-	15,5-16,5	2,0-3,5 <sup>(1)</sup> 11,5-13,0 <sup>(2)</sup>	-	-
Pozzolane Nere	10,7	13,4		-	-
Pozzolane Rosse	35-40	15,6-19,0	0,13-0,19	25-36	0-40
Tufi Antichi ( <i>auct</i> )	30-60	13,0-19,0	0,2-0,7	30	25

(1): valori dopo saturazione in acqua per 90 gg; (2): valori dopo essiccamento 50°C

Fig. 41 – *Range di variabilità di parametri fisico-meccanici di alcune unità vulcaniche (da VENTRIGLIA, 2002).*

	<b>Peso di Volume (kN/m<sup>3</sup>)</b>	<b>Resistenza a compr. (MPa)</b>
Lava dell'Acquacetosa	27-28	170-223
Lava di Vallerano	27,5	241,8-320,0
Lava di Capo di Bove	26,7	220-310

Fig. 42 – Range di variabilità di parametri fisico-meccanici di alcune colate laviche dell'area romana (VENTRIGLIA, 2002).

I parametri fisico-meccanici riportati da Ventriglia vanno ovviamente presi come ordine di grandezza, in quanto le caratteristiche di resistenza al taglio sono funzione del tipo e modalità esecutive delle prove di laboratorio, nonché della qualità dei campioni.

Si segnala inoltre che i maggiori apporti alla definizione del comportamento di terreni piroclastici sono legati alle valutazioni di stabilità di ipogei diffusi nell'area urbana di Roma, con riferimento specifico a cave in sotterraneo scavate in litotipi pozzolanacei.

In questo contesto significativo è stato il contributo di BERNABINI *et alii* (1966) che nell'ambito di uno studio su una estesa rete caveale nell'area delle Tre Fontane presenta i risultati di una serie di prove di compressione in situ su campioni di dimensioni decimetriche di Pozzolane Rosse, ottenendo valori di rottura variabili da 62 a 279 kPa e Pesi di Volume dell'ordine di 13,9-16,7 kN/m<sup>3</sup> (Figura 43).

Particolarmente interessanti sono i risultati di alcune prove di taglio in sito che hanno rilevato un angolo di attrito di 34° ed una coesione drenata di 50 kPa (Figura 44).

In tale studio sono inoltre presentati i risultati di misure sismiche sui pilastri della rete caveale che individuano velocità delle onde variabili da 318 a 427 m/sec ed una correlazione fra le suddette velocità e lo stato di *stress* dei pilastri stessi.

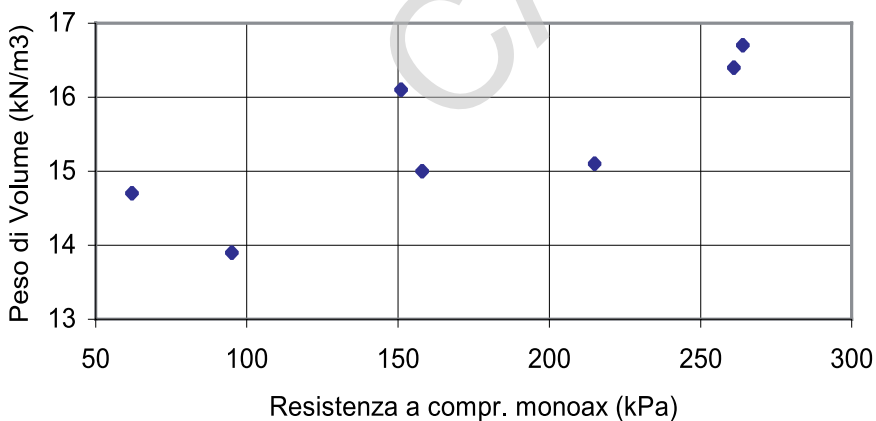


Fig. 43 – Relazioni fra Peso di Volume e Resistenza a Compressione Monoassiale in situ nelle Pozzolane Rosse della cava delle Tre Fontane (BERNABINI *et alii*, 1966).

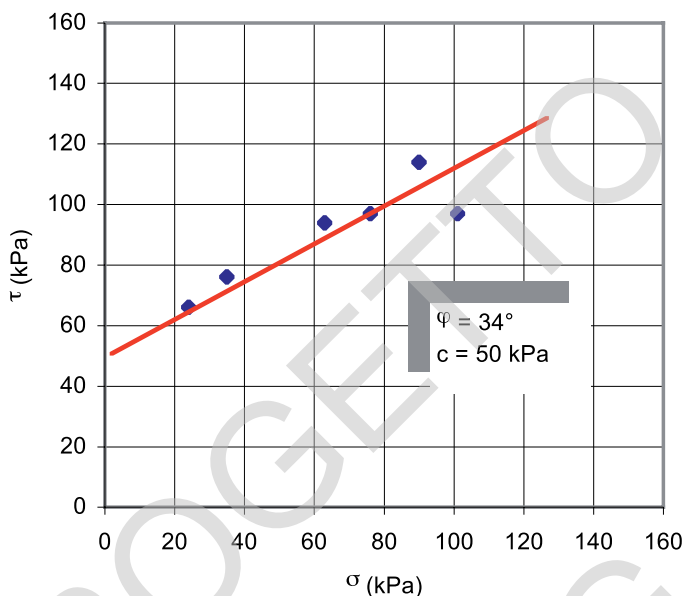


Fig. 44 – Prova di Taglio in sito nelle Pozzolane Rosse della cava delle Tre Fontane (BERNABINI et alii, 1966).

## 5. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE ALLUVIONI OLOCENICHE

Nella letteratura scientifica non sono disponibili numerosi dati relativi ai caratteri fisico-meccanici delle alluvioni tiberine e dei fossi: soltanto alcune indagini hanno approfondito localmente il comportamento geotecnico di spessori più o meno potenti delle alluvioni oloceniche in relazione a problematiche di dissesto e/o in occasione di progetti di infrastrutture. Non va comunque dimenticato il contributo fondamentale, pur con dati geotecnici dispersi arealmente e disomogenei, di VENTRIGLIA (1971, 2002). Più recentemente si segnalano studi sia specifici che generali sui caratteri fisico-meccanici delle alluvioni della valle Tiberina e dei relativi fossi in AMANTI *et alii* (1995), BOZZANO *et alii* (1997), CORAZZA *et alii*, (1999), FUNICIELLO *et alii* (2004), CAMPOLUNGH *et alii* (2004).

### 5.1. - ALLUVIONI DELLA VALLE DEL TEVERE

Le alluvioni tiberine sono costituite da litotipi limo-argillosi, sabbiosi e sabbioso-limosi con frequenti eteropie di facies legate alle passate dinamiche

fluviali ed agli apporti dei sedimenti da parte dei fossi che confluivano nella valle tiberina; strati prettamente ghiaiosi, se si escludono le ghiaie di base a contatto con il basamento pliocenico, sono poco diffuse. Nell'ambito dell'area urbana entro il GRA, lo spessore di queste alluvioni varia da 40-45 m nel settore nord, a circa 45-50 m nel settore del centro storico, fino a 65-70 m nel settore sud.

Fra gli studi specifici sulle alluvioni, si segnala l'analisi delle condizioni di stabilità del Palazzo di Giustizia localizzato in prossimità della sponda destra del Fiume Tevere (CALABRESI, 1980; AMANTI *et alii*, 1995); le numerose indagini geognostiche e geotecniche in situ ed in laboratorio hanno permesso una completa parametrizzazione dei livelli argillosi ( $C_u = 50-70$  kPa;  $E_{ed} = 3-5$  Mpa) e sabbiosi (Resistenza penetrometrica statica  $R_p = 8-10$  Mpa). Ulteriori dati geotecnici sulle alluvioni tiberine possono essere reperite in D'ELIA *et alii* (2004) nell'ambito di studi relativi al restauro di Palazzo Braschi, localizzato in sinistra idrografica.

In BOZZANO *et alii* (1997), si analizzano i caratteri fisico-meccanici e mineralogici relativi ad alcuni sondaggi distribuiti in varie zone di Roma, confrontando i parametri fisici dei terreni appartenenti alle alluvioni tiberine con quelli presenti in uno dei fossi tributari (Fosso Labicano).

Da studi più generali ed in base a dati stratigrafici relativi alla progettazione della linea C della Metropolitana di Roma, in CORAZZA *et alii* (1999), si ricostruisce una sezione litostratigrafica trasversale nel settore del Centro Storico di Roma dell'intero spessore dei depositi olocenici, individuando i seguenti litotipi (Figura 26):

- Uno strato di base ghiaioso-sabbioso dello spessore di circa 6-8 metri (G);
- Un livello inferiore, costituito prevalentemente da argille limose e limi argillosi grigiastri (AG1, AG2), presenti con continuità in sinistra idrografica nell'area del Campo Marzio, mentre in destra idrografica passano eteropicamente a depositi sabbioso-limosi grigiastri (SLG);
- Un corpo sedimentario intermedio, costituito da sabbie medio-grossolane e localmente medio-fini grigiastre (S);
- Un livello superiore, costituito da limi argillosi e argille limose marroni e verdastre (LAV) e da sabbie limose e limi sabbiosi grigio-verdastri (SL).

Nel Centro Storico si individua una maggiore variabilità litologica in destra idrografica (area di Prati) rispetto all'area che si estende in sinistra idrografica (area di Campo Marzio) ove le alluvioni presentano una successione omogenea di argille limose grigiastre per l'intero spessore.

Sempre in CORAZZA *et alii* (1999) sulla base di una notevole mole di dati geotecnici di laboratorio ed in situ (271 campioni indisturbati, 30 penetrometrie statiche CPT, 48 prove pressiometriche, 106 prove di permeabilità Lefranc, ecc.) si definiscono i principali parametri fisico-meccanici delle varie unità litotecniche sopra definite (Figura 45):

Unità Litotecniche	Umidità (%)	Peso di Volume (kN/m <sup>3</sup> )	Angolo di Attrito (°)	Coesione drenata (kPa)	Modulo Edom. - di Deform. (kPa)	Coeff. di permeab. (m/sec)
LSO	30-45	17-19	25-30	0-20	6.000-14.000	10 <sup>-6</sup> +10 <sup>-8</sup>
LAV	20-30	18-20	18-25	15-30	3.000-14.000	10 <sup>-7</sup> +10 <sup>-10</sup>
SL	20-40	17-20	27-35	0-20	10.000-20.000	10 <sup>-6</sup>
S	20-30	17-20	30-40	0-10	15.000-31.000	10 <sup>-4</sup> +10 <sup>-6</sup>
AG1, AG2	20-60	15-20	15-26	5-25	3.000-12.000	10 <sup>-8</sup> +10 <sup>-10</sup>
SLG	20-30	18.5-20	25-35	0-15	8.000-14.000	10 <sup>-6</sup> +10 <sup>-8</sup>

Fig. 45 – Principali parametri fisico-meccanici delle alluvioni oloceniche del Fiume Tevere nell'area del Centro Storico (CORAZZA et alii, 1999).

I parametri fisico-meccanici sopra riportati provengono dagli studi relativi alla progettazione della linea C della metropolitana di Roma, sono riferiti a omogenee modalità di prova dei campioni e sono stati direttamente controllati e validati dagli Autori.

Nell'ambito delle alluvioni del centro storico non sono presenti strati organici di spessore significativo, ma soltanto livelli organici nerastri di dimensioni millimetriche-centimetriche che denotano l'assenza di estese deposizioni di ambiente palustre, come invece è riscontrabile in alcuni fossi in sinistra idrografica (CORAZZA, 1999).

I sedimenti alluvionali olocenici dal punto di vista geotecnico, pur nella variabilità granulometrica e deposizionale, sono caratterizzati da uno stato sostanzialmente normal-consolidato, bassi valori di resistenza al taglio e medio-elevata deformabilità. Si rileva comunque che lo strato limo argilloso verdastro (LAV), che è stato intercettato con una notevole continuità in tutta l'area del Centro Storico, presenta una relativamente maggiore consistenza per fenomeni di consolidamento per essiccamento superficiale (CORAZZA et alii, 1999).

Questi caratteri geotecnici piuttosto scadenti determinano delicati problemi fondazionali, di stabilità e di interazione con le infrastrutture insediative esistenti per eventuali interventi progettuali e una amplificazione delle accelerazioni sismiche dovute al differenziale di impedenza fra bed-rock pliocenico ed alluvioni oloceniche (FUNICIELLO et alii, 1995; BOSCHI et alii, 1995).

Riguardo alla deformabilità, da recenti studi (FUNICIELLO et alii, 2004) emerge che nel settore del centro storico questi depositi hanno subito una subsidenza per il carico litostatico indotto dalla coltre dei terreni di riporto, i quali hanno spessori medi di 8-10 metri, fino a valori di 14-16 m. In tale lavoro si presenta un model-



lo dell'aumento dei riporti negli ultimi 2000 anni e si stima un cedimento delle alluvioni di circa 70-130 cm dovuto all'incremento di carico dei riporti stessi, valutato intorno a 130 kPa (Figura 49). La stima dei cedimenti e dell'andamento nel tempo è stata eseguita sulla base di 20 prove edometriche, dalle quali si è nel contempo calcolato il Coefficiente di Consolidazione  $C_v$  ed assumendo il modello di consolidazione monodimensionale, in corrispondenza dell'area di Campo Marzio, in sinistra idrografica, ove si rinviene una deposizione limo argillosa pressoché continua per tutto lo spessore delle alluvioni oloceniche).

Tale cedimento si ritiene attualmente sostanzialmente esaurito e ciò sarebbe confermato da studi di “*remote sensing*”, dai quali emerge l'assenza di fenomeni di subsidenza nell'area del centro storico, mentre nei settori a nord e a sud, urbanizzati negli ultimi 50-60 anni, sono a tutt'oggi in atto fenomeni diffusi di subsidenza dovuti prevalentemente all'incremento dei carichi superficiali (FUNICIELLO *et alii*, 2004).

## 5.2. - ALLUVIONI DEI FOSSI

Nella valle tiberina confluisce una serie valli e vallecole, percorse da fossi più o meno grandi, caratterizzate da alluvioni differenziate fra quelle in destra ed in sinistra idrografica.

In particolare si fa riferimento ai Fossi della Crescenza, dell'Acquatrasversa, della Valle dell'Inferno, del Gelsomino, Affogalasio, della Maglianella, ecc. (in destra idrografica) ed alle valli delle Camene, della Caffarella, Tor Carbone, Tre Fontane, Cecchignola, Vallerano, ecc. (in sinistra idrografica). Si individua una significativa variabilità delle litologie presenti nei fossi in destra ed in sinistra idrografica (CAMPOLUNGH *et alii*, 2004):

- fossi in destra idrografica: le alluvioni sono costituite essenzialmente da limi-argillosi mediamente consistenti, da sabbie giallastre e ghiaie, prodotte dalla erosione dei depositi essenzialmente sabbiosi-ghiaiosi della formazione di Monte Mario e della formazione di Ponte Galeria e, subordinatamente, dalla copertura piroclastica relativa ai vulcani sabatini a nord di Roma;
- fossi in sinistra idrografica: le alluvioni sono costituite da prevalentemente da limi argillosi più o meno sabbiosi, ricche in sostanza organica, con abbondanti elementi di origine piroclastica, molto compressibili; questi fossi percorrono prevalentemente depositi vulcanici di provenienza albana a sud-est di Roma.

Tale differenziazione litologica si ripercuote anche nei caratteri fisico-meccanici che sono in genere relativamente più scadenti nelle alluvioni in sinistra idrografica; in questa zona inoltre e particolarmente per alcuni fossi (Grottaperfetta, Malafede, ecc.) si individua la presenza, nei settori prossimi alla confluenza con

la valle tiberina, di depositi limosi-argillosi nerastri con elevato contenuto organico e notevolmente compressibili.

In CAMPOLUNGI *et alii* (2004), attraverso studi multidisciplinari consistenti in analisi stratigrafiche, geologico-tecniche, sedimentologiche, mineralogiche e palinologiche si è ricostruita l'evoluzione paleoambientali dei depositi alluvionali del Fosso di Grotta Perfetta; si è identificato un ambiente fluvio – palustre per quasi tutto il corso dell'Olocene intervallato da periodi in cui si identificano variazioni del regime di portata del corso d'acqua e il passaggio da ambienti prevalentemente riducenti ad ambienti ossidanti con un forte decremento del contenuto pollinico e della deposizione di sostanza organica. Tali variazioni sono state correlate a mutamenti climatici e ad interruzioni della risalita del mare (*still-stand*) e sono state estese ad altri ambienti fluviali dell'area romana.

In queste alluvioni la resistenza al taglio molto bassa è conseguenza soprattutto dei bassi indici di consistenza e degli elevati valori dell'indice dei vuoti, ma anche dei valori medio-elevati della "sensitività" di questi terreni; questo ultimo aspetto è di una certa importanza in quanto può essere indice di possibili amplificazioni sismiche locali, con scadimenti della resistenza al taglio.

In CORAZZA *et alii* (1999) si riporta un confronto fra i valori di Peso di Volume e di Contenuto in Sostanza Organica fra le alluvioni tiberine del centro storico e le alluvioni dei Fossi di Grotta Perfetta e di Malafede caratterizzati in prevalenza di depositi limo-argillosi nerastri con elevato contenuto in sostanza organica (Figura 46):

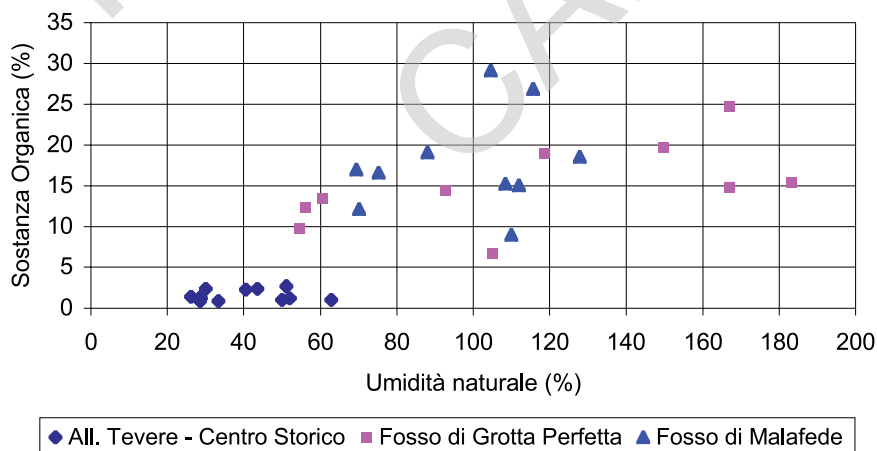


Fig. 46 – Confronto e relazioni fra Peso di Volume e Contenuto in Sostanza Organica nei i depositi alluvionali di alcuni fossi e nelle alluvioni tiberine (CORAZZA *et alii*, 1999).

## 6. - RIPORTI

L'intero settore dell'area urbana della Città di Roma è coperto da una coltre di terreni antropici di riporto che hanno modificato l'originaria morfologia.

Infatti l'originale quota della valle tiberina, con riferimento all'epoca preromana, è cresciuta nel tempo, non solo grazie a continui apporti durante le varie fasi di alluvionamento storico del Tevere, ma anche per l'accumulo di ingenti spessori di riporti dovuti a riempimenti e colmamenti delle zone paludose depresse (p.es. la *Palus Caprae* ed antichi fossi) ed a interventi urbanistici che, nel corso dei secoli successivi, hanno comportato costruzioni, distruzioni e successive riedificazioni a causa di incendi, eventi distruttivi conseguenti alle invasioni barbariche ed a veri e propri abbattimenti pianificati per nuove strutture urbanistiche.

Il primo studio significativo specifico sui terreni di riporto si rinviene in VENTRIGLIA (1971) ove questi terreni vengono descritti nei loro principali caratteri tipologici e geotecnici suddividendo i riporti prevalentemente sabbiosi da quelli a matrice argillosa; ivi sono riportati i *range* di variabilità di alcuni parametri fisici e geomeccanici. Ma l'apporto fondamentale di VENTRIGLIA (1971) è legato alla Carta degli Spessori dei Riporti dell'area urbana, che rappresenta il primo documento cartografico significativo sugli spessori di questa unità litotecnica. Successivamente nel 2002 l'Autore ha redatto una revisione del lavoro del 1971.

Una Carta degli Spessori dei Riporti del Centro Storico, con ulteriori e più recenti dati stratigrafici, è presentata in MARRA & ROSA (1995).

Più recentemente (CORAZZA *et alii*, 2004; FUNICIELLO *et alii*, 2004) si sono analizzati gli spessori dei riporti e la loro evoluzione nel tempo nell'area del centro storico.

In questi studi, per quanto riguarda la città di Roma, si individuano le seguenti tipologie di terreni di riporto:

- Riporti antichi legati a passate fasi urbanistiche (dall'epoca romana sino alla Roma dei Papi) che possono contenere anche elementi murari sepolti, macerie dovute a incendi e distruzioni successive: questi riporti sono per esempio diffusi nelle aree urbane di più lunga storia e frequentazione e possono includere elementi di importanza archeologica e ambienti sepolti (aree del Centro Storico).
- Riporti recenti dovuti a riempimenti per colmamenti e modellamenti morfologici, legati in genere a interventi urbanistici recenti (colmamento di fossi, rilevati per aree di espansione edilizia ed urbanistica); in genere sono realizzati con terreni litologicamente abbastanza omogenei in quanto facenti parte della progettazione dell'intervento urbanistico stesso (aree periferiche e/o comunque urbanizzate dopo l'Unità d'Italia).

Riguardo alla tipologia ed allo spessore si segnala nel Centro Storico una diffe-

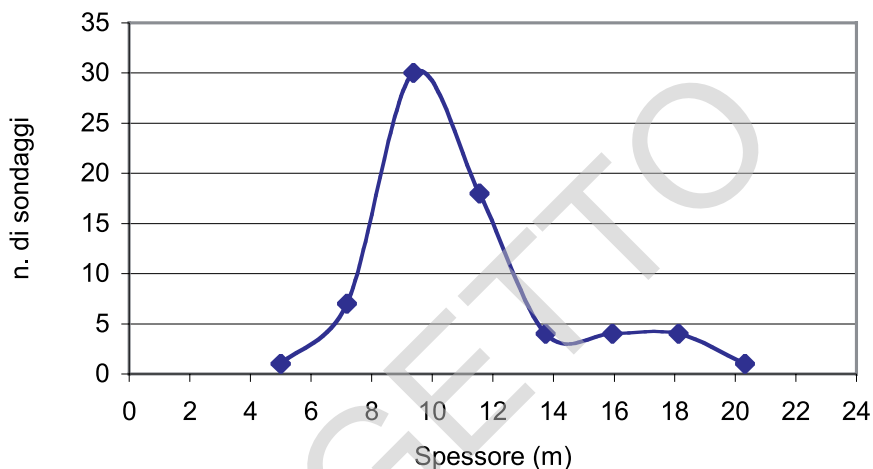


Fig. 47 – Spessori dei riporti in sinistra idrografica – Area di Campo Marzio (FUNICIELLO et alii, 2004).

renza fra i riporti in destra idrografica (area di Prati), sede di interventi urbanistici relativamente più recenti (fine '800-'900) e quelli localizzati nell'area di Campo Marzio ove si sono sviluppati i più intensi piani urbanistici di Roma antica.

Per quanto riguarda gli spessori, dall'analisi di numerosi sondaggi, emerge per l'area di Prati uno spessore inferiore (circa 7-8 m), mentre l'area di Campo Marzio uno spessore medio di circa 10 m.

Le Figure 47 e 48 mostrano la distribuzione degli spessori ricavati da numerosi sondaggi: 70 sondaggi per l'area di Campo Marzio e 62 sondaggi per l'area di Prati (FUNICIELLO et alii, 2004).

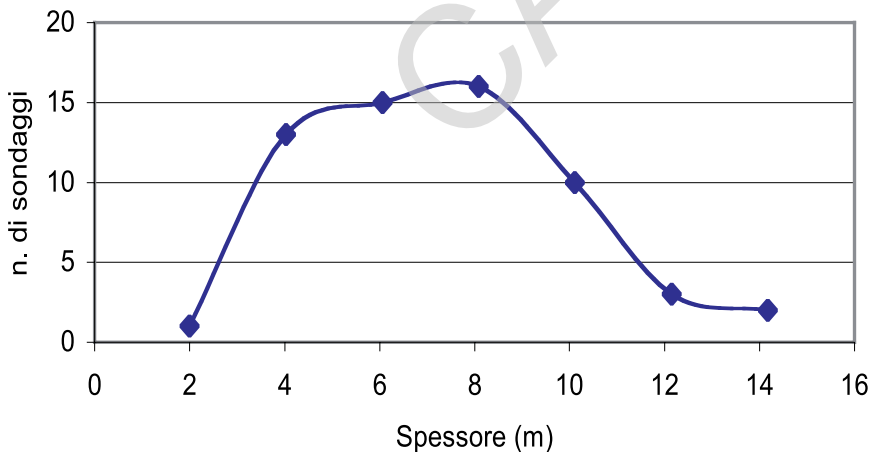


Fig. 48 – Spessori dei riporti in destra idrografica – Area di Prati (FUNICIELLO et alii, 2004).

Lo spessore dei riporti è aumentato nel tempo in relazione alle vicende storica di Roma, portando la quota originaria da una media di circa 8-9 m slm sino a valori attuali di 19-20 m slm; la Figura 49 mostra un modello dell'aumento dello spessore dei riporti costruito su dati stratigrafici e storico-archeologici (FUNICIELLO *et alii*, 2004).

All'aumento di altezza dei riporti ha corrisposto, nel tempo, un incremento di carico indotto dai riporti stessi sulle alluvioni tiberine; si stima per l'area di Campo una tensione efficace indotta di circa 130 kPa che hanno determinato nel tempo una consolidazione dei sottostanti depositi alluvionali (FUNICIELLO *et alii*, 2004).

Per i terreni di riporto sono disponibili scarsi dati granulometrici e geotecnici che impediscono una loro trattazione generale; ciò è anche dovuto alla difficoltà di eseguire campionamenti indisturbati data la loro eterometria ed eterogeneità litologica.

Per quanto riguarda la permeabilità dei terreni di riporto, questa può essere comunque considerata di grado medio-elevato ma con una forte variabilità, in relazione alla loro estrema eterogeneità e al diverso grado di compattazione, sia in senso orizzontale che verticale. Si sottolinea come nei terreni di riporti sia presente una circolazione idrica di origine antropica in quanto alimentata dalle perdite delle reti idriche e fognarie, nonché dagli apporti dei fossi ormai intubati e dalle numerose sorgenti localizzate ai piedi dei rilievi collinari ed attualmente sepolte dai riporti stessi e dagli interventi urbanistici (CORAZZA *et alii*, 2004).

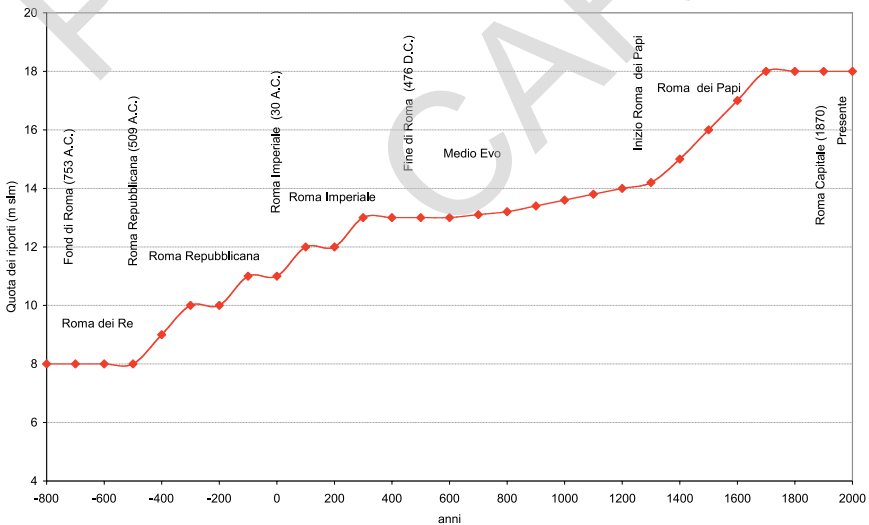


Fig. 49 – Modello dell'aumento dello spessore dei riporti nell'area di Campo Marzio (FUNICIELLO *et alii*, 2004).

## 7. - RISCHI GEOLOGICI

L'area romana, tranne alcune locali eccezioni, non presenta condizioni di rischio geologico significative; inoltre tali rischi sono sovente resi critici in relazione a utilizzi e/o a sviluppi urbanistici non corretti.

Si fa riferimento ai seguenti rischi geologici:

- rischio di esondazione
- rischio di frana
- rischio di subsidenza
- rischio sismico
- rischio di crollo di ipogei antropici
- rischio vulcanico

### 7.1. - ESONDAZIONE

La città di Roma è stata soggetta nel corso della sua storia a frequenti fenomeni di esondazione del Fiume Tevere con conseguenze disastrose per la città; sono segnalati fenomeni sin dall'epoca romana e sino a quasi tutto il XX secolo.

Le conseguenze di tali esondazioni furono sovente drammatiche per la città e si sono accompagnate, oltre ai danni ed alle morti, anche a lunghe epidemie.

Dall'Unità d'Italia la costruzione dei muraglioni ha notevolmente migliorato tali condizioni di rischio permettendo di contenere i livelli idraulici più critici; congiuntamente la realizzazione di alcune dighe a nord della città di Roma (Castel Giubileo, Corbara) permettono di controllare i fenomeni di piena più critici.

Una fra le più recenti analisi dei caratteri idraulici e dei fenomeni esondativi storici è contenuta in BENCIVENGA *et alii* (1995), ove è riportata una completa serie delle alluvioni storiche, con dati relativi ai caratteri idrodinamici del Fiume Tevere ed una completa bibliografia.

### 7.2. - FRANOSITÀ

La città di Roma non è caratterizzata da fenomeni franosi diffusi e di elevata gravità, in quanto i versanti sono in genere caratterizzati da depositi plio-pleistocenici dotati di discrete caratteristiche geotecniche. Purtuttavia si sono verificati nel tempo diversi fenomeni di dissesto localizzati prevalentemente sui versanti in destra idrografica, particolarmente acclivi, della dorsale Monte Mario-Gianicolo-Monteverde. Ivi si segnalano la frana di via Saffi (1963) che ha interessato i depositi sabbiosi della formazione di Monte Mario, impostati sulle argille plioceniche, e dei sovrastanti conglomerati della formazione di Ponte Galeria, facendo crollare un settore dei bastioni di Villa Sciarra. Vari dissesti superficiali



sono tuttora attivi nell'area di Villa Sciarra lungo via Dandolo e lungo i versanti del quartiere di Monteverde soprattutto lungo via Dall'Ongaro (già oggetto di un movimento franoso nel 1925).

In relazione alla frana di via Saffi – Gianicolo (forse il dissesto più grave verificatosi a Roma) si segnalano dati geologici, idrogeologici, geotecnici e sul meccanismo di frana in LEONE (1996) e SCIOTTI (1986).

Per il quartiere di Monteverde, i cui versanti hanno subito nel tempo vari dissesti (FOSSA MANCINI, 1922), si segnala in CORAZZA *et alii* (2002) una analisi dei caratteri geologici, idrogeologici e litotecnici dell'intero colle con numerosi dati circa la franosità storica locale.

In BRANCALEONI *et alii* (2003) si esaminano i caratteri geologico-geomorfologici del rilievo di Monte Mario e se ne descrivono le problematiche di dissesto in relazione al suo sviluppo urbanistico.

Si segnala inoltre la frana avvenuta negli anni '70 al terrazzo del Gianicolo e nel 1991 il crollo di porzioni di Tufo Lionato in corrispondenza della Rupe Tarpea.

Condizioni di rischio permangono comunque anche nei versanti collinari in sinistra della valle tiberina in corrispondenza delle ripide scarpate subverticali di affioramento delle sabbie travertinose della formazione di Valle Giulia. In AMANTI *et alii* (1995) vengono descritti alcuni dei suddetti dissesti.

Attualmente le condizioni di rischio per gli edifici sono legate, più che alle condizioni geologiche e geotecniche intrinseche del substrato fondale, agli interventi urbanistici che si sono sviluppati sui versanti in maniera sovente scriteriata, con sbancamenti e riporti sostenuti da strutture murarie non sempre opportunamente dimensionate e che determinano interruzioni e limitazioni al drenaggio delle acque meteoriche lungo i versanti stessi, con pericolosi aumenti delle pressioni interstiziali. Infatti si riscontrano sovente in tali aree di versante muri lesionati e inclinati, avvallamenti dei terrapieni, fino ad interessare a volte le strutture portanti dei fabbricati.

Le frane descritte non sono rappresentate nel foglio geologico in quanto di dimensioni troppo limitate per la scala 1:50.000.

### 7.3. - SUBSIDENZA

Fenomeni di subsidenza dei terreni e cedimenti dei fabbricati sono segnalati in varie zone della città di Roma, sempre in corrispondenza delle zone con alluvioni oloceniche e recenti della valle tiberina e dei suoi affluenti maggiori.

In relazione ai fenomeni generali di subsidenza emerge, da studi di “*remote sensing*”, che i terreni alluvionali della valle tiberina e nelle zone di più recente urbanizzazione nel XX secolo, a nord ed a sud del centro storico, sono soggetti a subsidenza dell'ordine di alcuni mm l'anno (FUNICIELLO *et alii*, 2004); invece nell'area del centro storico, sottoposta ai carichi dei terreni di riporto che sono

aumentati via via di spessore sin dall'epoca romana, essendosi raggiunto un equilibrio geostatico, non si riscontrano fenomeni di subsidenza. In FUNICIELLO *et alii* (2004) sulla base di una modellazione della evoluzione storica dell'aumento di spessore dei riporti e dei relativi carichi indotti, si stimano cedimenti teorici massimi delle sottostanti alluvioni tiberine, nell'area di Campo Marzio, di circa 70-130 cm, attualmente sostanzialmente esauriti, in accordo con i rilievi di *remote sensing*.

Fra i fenomeni di subsidenza si segnalano i cedimenti fondali che hanno interessato dal 1969 il Palazzo di Giustizia localizzato in prossimità della sponda destra del Fiume Tevere (CALABRESI *et alii*, 1980; AMANTI *et alii*, 1985), alcune aree del Quartiere Flaminio, la zona Marconi con i noti dissesti della vasca navale, la zona di Colli Aniene, ecc.

Fenomeni di cedimenti più critici si rinvengono nei tratti terminali di alcuni fossi ove sono presenti terreni olocenici molto compressibili ad elevato contenuto in sostanza organica: si citano le aree del fosso di Grotta Perfetta, del Fosso della Cecchignola (ove già il Velodromo costruito per le olimpiadi del 1960 è da alcuni decenni in grave dissesto). Particolarmente critiche sono le condizioni di stabilità con inclinazioni significative di numerosi fabbricati nel settore terminale del Fosso di Grotta Perfetta ove sono presenti depositi siltoso-pelitici ad elevato contenuto organico (CORAZZA *et alii*, 1999; CAMPOLUNGI *et alii*, 2004).

#### 7.4. - SISMICITÀ

L'area della Città di Roma, entro un cerchio di raggio di circa 15 km, è caratterizzata da una sismicità locale a ricorrenza non elevata, ma con intensità massima corrispondente al VI-VII grado MCS (Magnitudo < 4).

Nell'area urbana invece si sono risentiti più frequentemente terremoti da zone sismiche esterne:

##### Attività sismica dell'Appennino Centrale

Nell'Appennino Centrale sono localizzate molte aree sismogenetiche di notevole importanza che hanno dato origine a terremoti di elevata magnitudo (fino a  $M = 7$ ) ed a distanze comprese fra 60 e 130 km da Roma. I terremoti di queste zone sismogenetiche hanno determinato nella Città di Roma i risentimenti più elevati e fino alla Intensità Macrosismica di VII grado MCS (Mercalli – Cancani – Sieberg).

##### Attività sismica dei Colli Albani

I Colli Albani sono sede di una sismicità con terremoti molto frequenti e con magnitudo intorno a  $M = 5$ . I risentimenti nella Città di Roma sono molto frequenti, ma con intensità macrosismica da bassa a molto bassa ( $I_0 < V$  grado

MCS); nella serie storica risulta che soltanto in un'occasione è stato raggiunto il VI grado.

Dall'analisi statistica della storia sismica romana risulta che si sono risentiti terremoti fino a VII grado MCS con tempi di ritorno di 500 anni, mentre terremoti con intensità del VI grado MCS sono probabili ogni 100 anni (FUNICIELLO *et alii*, 1995).

Oltre alle suddette zone sismogenetiche si segnala una attività sismica nei settori costieri ed *off-shore* della Regione Lazio, legata alle strutture trasversali; in particolare si fa riferimento al terremoto del 22/08/2005, profondo circa 30 km, con Magnitudo 4,5 localizzato al largo di Anzio e che si è risentito, oltre che in numerosi centri urbani costieri e dell'interno, anche nella Città di Roma.

Dagli studi eseguiti sulla sismicità storica della Città di Roma si è riscontrata una decisa correlazione fra i danni subiti e la natura morfo-litologica e geotecnica dei terreni: in particolare emerge che i danni sono maggiormente distribuiti nelle zone vallive e paleovallive della città ove sono presenti spessori significativi di depositi recenti e olocenici (BOSCHI *et alii*, 1990; FUNICIELLO *et alii*, 1995).

Recenti studi su modelli sismici di risposta locale hanno confermato amplificazioni sismiche in corrispondenza della valle tiberina e lungo i fondovalle dei suoi affluenti (ROVELLI *et alii*, 1995; DONATI *et alii*, 2000).

I suddetti fenomeni di amplificazione sismica, che sono dovuti a differenziali di impedenza sismica che si realizzano quando terreni a bassa densità e sciolti sono sovrimposti a *bed-rock* sepolti caratterizzati da una maggiore rigidità, si realizzano prevalentemente con i terremoti di origine appenninica caratterizzati in genere da Magnitudo  $M > 5$ .

Invece i terremoti originati nel Mar Tirreno, caratterizzati da Magnitudo  $M < 5$ , danno luogo a risentimenti omogenei sul territorio, senza significative amplificazioni sismiche.

In base alla recente Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003, il Comune di Roma è stato incluso nella Zona Sismica 3 con accelerazione sismica al suolo  $PGA = a/g = 0,15$  (PGA – *Peak Ground Acceleration*).

#### 7.5. - RISCHIO DI CROLLO DEGLI IPOGEI

Nella città di Roma la presenza di ipogei di origine antropica ha una distribuzione geografica legata ad alcuni litotipi che nel passato hanno rappresentato una utile e disponibile fonte come materiale da costruzione: come esempio si citano le estese cave di pozzolana (Pozzolanelle della formazione di Villa Senni, Pozzolane Nere, Pozzolane Rosse, ecc.) e di tufo litoide (membro del Tufo Lionato della formazione di Villa Senni, Tufo Rosso a Scorie Nere sabatino, unità di Prima Porta, unità di

Tor de' Cenci), che si estendono al di sotto dell'area urbana romana, soprattutto nei quadranti settentrionale, orientale e meridionale; si segnalano anche cave di sabbie e ghiaie presenti lungo i versanti che bordano la via Magliana e che hanno interessano i depositi della formazione di Ponte Galeria.

Queste attività di cava, che si sono sviluppate dall'epoca romana sino ai primi decenni del '900, si sono quasi sempre sviluppate in sotterraneo con metodi di scavo a camere e pilastri. Le cavità sotterranee possono essere caratterizzate da andamenti plano-altimetrici molto diversi: si rinvengono ipogei ad andamento lineare, più o meno ramificato, oppure a vere e proprie reti caveali, con struttura a camere e pilastri, che possono essere anche notevolmente estese e su più livelli.

Un altro esempio di ipogei realizzati con scopi funzionali sono i condotti idraulici, cisterne e tutte quelle opere di captazione e trasporto di acque che sono state scavate in sotterraneo, per non parlare poi dei numerosi ipogei di importanza archeologica che sono presenti nel centro storico di Roma e di molti centri abitati del Lazio.

Nel corso degli sviluppi urbanistici del XX secolo la città si è espansa al di sopra di queste reti caveali, senza tener conto della loro presenza a volte dimenticata. Inoltre si segnala che attualmente alcune reti caveali sono utilizzate come fungaie.

Questa situazione determina oggettivi pericoli di crolli e voragini con conseguenti danni economici e rischi per la pubblica incolumità.

Le prime descrizioni geometriche, tipologiche e geologiche di ipogei di origine archeologica sono contenute in varie pubblicazioni di DE ANGELIS D'OSSAT (1932a,b, 1933-1935, 1937, 1940a,b).

La prima trattazione sistematica delle cavità sotterranee, con numerosi dati ripresi da De Angelis D'Ossat, è reperibile in VENTRIGLIA (1971, 2002), ove vengono riportate alcune mappe ipogee sia di cave sotterranee che di ipogei di origine catacombale. In tale testo è allegata la Carta delle Cavità sotterranee che è la prima rappresentazione cartografica dell'ubicazione di ipogei nella Città di Roma.

Fra gli studi relativi alla valutazione di stabilità di reti caveali si segnala il lavoro fondamentale di BERNABINI *et alii* (1966) che, nell'ambito di uno studio su una estesa rete caveale nell'area delle Tre Fontane, presenta un modello di valutazione del rischio di crollo, individuando, in base ad elementi geometrici e di rilevamento delle lesioni dei pilastri, 5 classi di stabilità dei pilastri stessi.

Dagli anni '80 riprendono numerosi gli studi di carattere geologico, geotecnico e di valutazione del rischio di crollo di ipogei: importanti lavori di valutazione del rischio di crollo di ipogei dell'area romana sono contenuti in SCIOTTI (1982, 1984a, 1984b), LEMBO FAZIO & RIBACCHI (1990).

In "La Geologia della Città di Roma", CRESCENZI *et alii* (1995) presentano un elenco di ipogei ed una aggiornata Carta delle Cavità Sotterranee relativa al Centro Storico di Roma.

Un'analisi del rischio di crollo e delle problematiche di indagini e di valutazioni del rischio di crollo degli ipogei in area urbana, sulla base di studi e indagini

su reti caveali in varie zone di Roma, è reperibile in LANZINI (1995).

Nel 1999 si è svolto il Convegno “Le cavità sotterranee nell’area urbana di Roma e nella Provincia. Problemi di pericolosità e gestione” nel corso del quale si sono affrontati gli aspetti geologici, litostratigrafici, geotecnici, di rilevamento e di valutazione del rischio di crollo, con numerose relazioni di vari autori (AAVV-Atti del Convegno, Provincia di Roma, 1999).

In relazione alle problematiche di valutazione del rischio a scala territoriale si segnala in MAZZA *et alii* (2001) l’analisi dei caratteri geologici, idrogeologici e geotecnici in un esteso settore orientale della Città di Roma, particolarmente soggetto a crolli e voragini; in particolare in questo lavoro si propone un modello di valutazione del rischio che correla gli aspetti geologici, geotecnici e geometrici delle cavità con gli aspetti insediativi (reti di sottoservizi, tipologie fondali degli edifici, ecc.).

Si segnalano inoltre studi specifici sulle cavità del Colle Aventino (SANTORO *et alii*, 2002) e un modello di verifica di stabilità degli ipogei ad elementi finiti (FEDERICO & SCREPANTI, 2002).

#### 7.6 -PERICOLOSITÀ PER LA CITTÀ DI ROMA ASSOCIATA AL VULCANO DEI COLLI ALBANI

I Colli Albani sono un vulcano quiescente, lungo le cui pendici si estende la città di Roma. L’area è interessata da fenomeni perivulcanici il cui potenziale in termini di possibile ringiovanimento dell’attività vulcanica è ancora da verificare, ma che senz’altro forniscono alla crosta superiore un budget di energia termica che si manifesta prevalentemente attraverso risalita di fluidi perimagmatici in aree propense dal punto di vista strutturale e di sciame sismici a bassa magnitudo.

La presenza di depositi vulcanici primari e di lahar sin in epoca Olocenica (cf. la formazione del Tavolato; FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003) testimonia della persistente attività dal cratere di Albano, spiegando così anche la sua particolare conformazione batimetrica (è il lago craterico più profondo d’Italia con i suoi -173 m ed una forma ad imbuto molto “fresca”).

FUNICIELLO *et alii* (2002, 2003) hanno ipotizzato che parte dei depositi da lahar e fluviali della formazione del Tavolato siano relazionabili a fenomeni di esondazione del lago di Albano. A questo proposito, la storia riportata da vari storici dell’antichità (da Plutarco a Tito Livio) circa l’improvvisa esondazione del lago nel IV secolo, evento che spinse poi i romani a scavare realmente il tunnel drenante che da allora regola il lago 70 m al di sotto del bordo più basso del cratere, suggerisce che fenomenologie di rovesciamento del lago legate a risalita improvvisa di fluidi profondi ricchi di CO<sub>2</sub> sia stata e sia ancora possibile (DE BENEDETTI *et alii*, 2008; ANZIDEI *et alii*, 2008).

Del resto, la presenza intorno al Lago Albano e fino alle zone periferiche

sud-est di Roma, di zone a forte emissione di CO<sub>2</sub> (CARAPEZZA *et alii*, 2003) e la connessione ripetutamente osservata anche in anni recenti tra terremoti ed aumento dell'emanazione gassosa e della temperatura di alcuni pozzi e sorgenti (FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003), indicano che ancor oggi esistono nell'area acquiferi geotermici pressurizzati, ricchi di anidride carbonica e con una temperatura fino a circa 100 °C. A quest'ultimo proposito è da notare che la sorgente più probabile per i frequenti sciami sismici superficiali registrati nell'area (CHIARABBA *et alii*, 1997) è proprio il sistema geotermico presente al di sotto del lago Albano.

Va inoltre rimarcato come l'area centrata sul lago di Albano si sia sollevata per un massimo di 30 cm, come evidenziato dalla comparazione di livellazioni su punti IGM effettuate nel 1951 e successivamente nel 1994 e nel 1997 (CHIARABBA *et alii*, 1997). Anche questo tipo di sollevamenti sono tipici di aree con una forte dinamica del sistema geotermale.



## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1991,1992) - *Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. I Convegno sulla cartografia geologica nazionale, C.N.S.-S.G.N., Roma, 2 maggio.
- AA.VV. (1999) - Atti del Convegno "Le cavità sotterranee nell'area urbana di Roma e nella Provincia. Problemi di pericolosità e gestione", SIGEA Lazio e Ufficio Geologico della Provincia di Roma, 1999
- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1991) - *Note illustrative alla Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R. - P.F.G., Quad. Ric. Scient., **114**(5): 11-92.
- ACOCCELLA V. (2000) - Space accommodation by roof lifting during pluton emplacement at Amiata (Italy). *Terra Nova*, **12**: 149-155.
- 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.
- ALESSIO M., ALLEGRI, L., BELLA, F. CALDERONI C., CORTESI C., DAI PRA G., DE RITA D., ESU D., FOLLIERI M., IMPROTA S., MAGRI, D. NARCISI B., PETRONE V. & SADORI L. (1986) - *<sup>14</sup>C dating geochemical features faunistic and pollen analyses of the uppermost 10 M core from Valle di Castiglione (Rome, Italy)*. *Geol. Rom.*, **25**: 287-308.
- ALFONSI L., FUNICIELLO R., MATTEI M., GIROTTI O., MAIORANI A., PREITE MARTINEZ M., TRUDU C. & TURI B. (1992) - *Structural and geochemical features of the Sabina strikeslip fault (Central Apennines)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **110** (1991): 217-230.
- ALVAREZ W. (1972) - *The Treia valley north of Rome: volcanic stratigraphy topographic evolution and geological influences on human settlement*. *Geol. Rom.*, **11**: 153-176.
- ALVAREZ W. (1973) - *Ancient Course of the Tiber River Near Rome: An Introduction to the Middle Pleistocene Volcanic Stratigraphy of Central Italy*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**: 749-758.
- ALVAREZ W., GORDON A. & RASHAK E.P. (1975) - *Eruptive Source of the "Tufo Rosso a Scorie Nere" a Pleistocene Ignimbrite North of Rome*. *Geol. Rom.*, **14**: 141-154.
- AMANTI M., CRESCENZI R., GISOTTI G., PECCI M., PIRO M., VALLESI R., (1995) - *I dissesti a Roma*. In "La geologia di Roma. Il Centro Storico". A cura di Funicciello R. *Mem. Descr. Carta Geol. It.*, **50**: 219-248
- 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.
- AMBROSETTI P., AZZAROLI A., BONADONNA F.P. & FOLLIERI M. (1972) - *A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of Central Italy*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **91**: 169-184.
- AMBROSETTI P. & BONADONNA F.P. (1967) - *Revisione dei dati sul Plio-Pleistocene di Roma*. *Atti Accad. Gioenia di Sci. Nat. in Catania*, **18**: 33-70.
- AMBROSETTI P., BONADONNA F.P. & TOLOMEO L. (1969) - *Studi sul Pleistocene del Lazio - VI. Una nuova data per la Campagna Romana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **88**: 3- 10.
- AMBROSINI S., CASTENETTO S., CEVOLANI F., DI LORETO E., FUNICIELLO R., LIPERI R. & MOLIN D. (1986) - *Risposta sismica dell'area urbana di Roma in occasione del terremoto del Fucino del 13 gennaio 1915. Risultati preliminari*. *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol.**35**/1, 445-452
- AMMERMAN A. J., MILLER J. & RAMSAY S. (2000) - *The mid-Holocene environment of the Velabrum in Rome*, Società Preistoria Protostoria Friuli-Venezia Giulia, Quaderno n. **8**: 9-20
- AMODIO M., DE RITA D., DI FILIPPO M., GALADINI F. & SPOSATO A. (1987) - *Evoluzione geologico-strutturale del bacino vulcano-tettonico di Bolsena*. *Boll. GNV* 1987, 21-36.
- AMOROSI A., LEMBO FAZIO A. & SCARPELI G. (2002) - *Interazione tra una struttura esistente e lo sviluppo dell'ambiente urbano circostante: l'esempio della ex vasca navale a Roma*. *Atti del XXI Conv. Naz. Geotecn.*, AGI, L'Aquila, pag. 323-330
- ANDERSON E.M. (1936) - *The dynamics of the formation of cone sheets, rink dykes and cauldron subsidence*. *Proc. R. Soc. Edinb.* **56**: 128-163.

- ANDREUCCI A. (1998) - *I depositi alluvionali recenti del Fiume Tevere nell'area urbana di Roma*. Tesi di Laurea inedita, Univers. Degli Studi di Roma La Sapienza, Dip. Scienze della Terra
- ANGELUCCI A., BROTZU P., CIVITELLI G., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1974) - *Il vulcanismo pleistocenico della media Valle Latina (Lazio). Caratteristiche petrografiche e geologiche dei principali affioramenti lavici*. Geol. Rom., **13**: 83-123.
- ANZIDEI M., CARAPEZZA M.L., ESPOSITO A., GIORDANO G., TARCHINI L., LELLI M. (2008) - *The Albano Maar Lake High resolution bathymetry and dissolved CO<sub>2</sub> budget (Colli Albani District, Italy): constrains to hazard evaluation*, J. Volcanol. Geotherm. Res., in stampa.
- AQUILINA C. (1942) - *Studio geofisico della regione a lava leucititica situata in località Osa*. Atti R. Acc. d'Italia **13**: 791-818.
- BALDI P., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & CALAMAI A. (1974) - *Studio geologico del substrato della copertura vulcanica laziale nella zona dei Laghi di Bolsena Vico e Bracciano*. Mem. Soc. Geol. It. **13**, 575-606.
- BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORELISI 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. It. **49**.
- BARTOLE R. (1991) - *Caratteri sismostratigrafici strutturali e paleogeografici della piattaforma continentale toscano-laziale; suoi rapporti con l'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It. **109**, (1990), 599-622.
- BASILI R. & BOSI C. (1996) - *Morfo-litostratigrafia dell'area romana in sinistra Tevere*. Il Quaternario, **9** (1), 273-280.
- BECCALUVA L., DI GIROLAMO P. & SERRI G. (1991) - *Petrogenesis and tectonic setting of the Roman volcanic Province, Italy*. Lithos **26**: 191-221.
- BERRY P., GUARASCIO N. & SCIOTTI M. (1974) - *Analisi geostatistica del grado di fratturazione della roccia per la previsione di rendimento in blocchi in cave di tufo litoide*. I Conv. Int. Colt. Pietre e Min. It., Torino, 1974
- BELLOTTI P., CHIOCCHINI U., CASTORINA F. & TOLOMEO L. (1994) - *Le unità clastiche Plio-pleistoceniche tra Monte Mario e la costa tirrenica*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 3-24
- BELLOTTI P., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N. & MILLI S. (1993) - *I sistemi deposizionali nei sedimenti clastici pleistocenici affioranti nei dintorni di Ponte Galeria (sud ovest di Roma)*. Boll. Soc. Geol. It. **112**: 923-941.
- BENCIVENGA M., DI LORETO E. & LIPERI L. (1995) - *Idrologia*. In "La geologia di Roma. Il Centro Storico". A cura di Funicello R. Mem. Descr. Carta Geol. It., **50**: pag. 219-248
- BENEO E. (1947) - *Sulla struttura del Monte Soratte*. Boll. Soc. Geol. It. **65**: 69-78.
- BENEO F., CENSINI G., PINO G., SERVA L., & ZECHINI A. (1996) - *Ottimizzazione di soluzioni operative nello scavo di gallerie metropolitane a piccola profondità e profonde attraverso la previsione geologica ed il calcolo: indagini geofisiche, in progetto strategico gallerie - Unità Operativa Anpa-Novametro-Impregilo - problematiche geologiche ed ingegneristiche per la realizzazione delle gallerie di linea e di stazione dei nuovi tratti della metropolitana A di Roma e confronto con metodi alternativi*, 61-77.
- BERGAMIN L., CARBONI M.G., DI BELLA L., MARRA F. & PALAGI I. (2000) - *Stratigraphical and paleoenvironmental features of the Pleistocene sediments of M. Mario (Rome)*. Eclogae Geologicae Helveticae, **93**: 265-275.
- BERNABINI M., ESU F., MARTINETTI S. & RIBACCHI R. (1966) - *On the stability of the pillars in a underground quarry worked through soft pyroclastic rocks*. Proc. I Int. Congr. Rock Mech., pag. 285-291
- BERNARDI A., DE RITA D., FUNICIELLO R., INNOCENTI F. & VILLA I.M. (1982) - *Chronology and structural evolution of Alban Hills volcanic complex. Latium, Italy*. Guide-book IAVCEI Workshop on the Esplosive Vulcanism, S. Martino al Cimino.
- BERSANI P. (2004) - *Fiume Tevere a Roma: piene nel periodo estivo e considerazioni sulla massima portata storica*. Geol. Tecn. Amb., **2**, 2004, 23-52

- BIDDITTO 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.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P. & FUNICIELLO R. (1977) - *Fission track chronology of Villa Senni tuff formation (Central Italy)*. V European Colloquium of Geochronology, Pisa.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P. & IACCARINO S. (1973) - *Geochronological Hypothesis on Plio-Pleistocene Boundary in Latium Region (Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.* **92**: 391-422.
- BLANC A.C. (1942) - *Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era Glaciale*. *Geologie d. Meere u. Binnengewässer*, **5**: 137-219.
- BLANC A.C. (1942b) - *Low levels of the Mediterranean sea during the Pleistocene Glaciation*. *Quart. Journ. Geol. Soc. of London*, **93**: 621-651.
- BLANC A.C. (1948) - *L'uomo di Saccopastore*. *Paleontographia Italiana*, **42**, Pisa.
- BLANC A.C. (1955) - *Ricerche sul Quaternario Laziale. III – Avifauna artica, crioturbazioni e testimonianze di soliflussi nel Pleistocene medio-superiore di Roma e di Torre in Pietra. Il periodo glaciale Nomentano nel quadro della serie di glaciazioni riconosciute nel Lazio*. *Quaternaria*, **2**: 187-200.
- BLANC A.C. (1958) - *Torre in Pietra, -Saccopastore e Monte Circeo. La cronologia dei giacimenti e la paleogeografia quaternaria del Lazio*. *Boll. Soc. Geogr. It. Ser. 8* **11**: 196-214.
- BLANC A.C., TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1953) - *La Pliocene et le Quaternaire aux alentours de Rome*. *Livret Guide du IV congr. Inter. INQUA*, 35pp. 16 ff., Roma.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **77**: 115-740.
- BONADONNA F.P. (1968) - *Studi sul Pleistocene del Lazio V. La biostratigrafia di Monte Mario e la "Fauna Malacologica Mariana" di Cerulli-Irelli*. *Mem. Soc. Geol. It.* **7**, 261-32
- BONADONNA F.P. & BIGAZZI G. (1969) - *Studi sul Pleistocene del Lazio. VII. Età di un livello tufaceo del bacino diatomitico stabilita con il metodo delle tracce di fissione*. *Boll. Soc. Geol. It.* **88**: 439-444.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1988) - *Carta Idrogeologica Del Territorio Della Regione Lazio Alla Scala 1:250.000*. Regione Lazio, Università Degli Studi Di Roma "La Sapienza".
- BORTOLANI L. & CARUGNO P. (1979) - *Lineamenti geologico-strutturali dell'area a sud del Monte Soratte (Lazio Centro-Setentrionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.* **98**: 353-373.
- BOSCHI E., CASERTA A., CONTI C., DI BONA M., FUNICIELLO R., MALAGNINI L., MARRA F., MARTINES S.G., ROVELLI A. & SALVI S. (1995) - *Resonance Of Subsurface Sediments: An Unforeseen Complication For Designers Of Roman Columns*. *Bulletin Of Seismological Society Of America*, **85**, No. **1**: Pag 320-324.
- BOSCHI E., DI BONA M., FUNICIELLO R., MALAGNINI L., MARRA F., ROVELLI A. & SALVIS S., (1990), - *La Geologia Del Sottosuolo In Relazione Al Comportamento Sismico Della Città Di Roma*. *Atti Del Vii Congresso Nazionale Dell'ordine Dei Geologi*, 1990, Roma, Pag.61-73
- BOZZANO F., FUNICIELLO R., GAETA M., MARRA F., ROSA C. & VALENTINI G. (1997) - *Recent alluvial deposits in Rome (Italy): morpho-stratigraphic, mineralogical and geomechanical characterization*. *Proceedings International Symposium on Engineering Geology and the Environment*, Athens, **1**: pag. 1193-1198
- BOZZANO F., FUNICIELLO R., MARRA F., ROVELLI A. & VALENTINI G. (1995) - *Il sottosuolo dell'area dell' Anfiteatro Flavio a Roma*. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, **30**: 417-436".
- BOZZANO F., GAETA M. & TERRINONI M. (1998) - *Slope Stability Of Monte Mario Urban Park In Rome (Italy)*. *Proceedings Of The 8th International Association Engineering Geology Congress (Vancouver, 1998)* **3**: 1601 - 1608.
- BRANCALEONI R., CORAZZA A., GARBIN F., MARASCHINI C. & SCARAPAZZI M. (2003) - *Il Rilievo Di Monte Mario A Roma: Sviluppo Urbanistico E Dissesti. Un Caso Di Geologia Urbana*. *Geologia Dell'ambiente*, Anno Xi, **3**: 2-14.
- BROCCHI G. (1820) - *Dello stato fisico del suolo di Roma ed illustrazione della carta geognostica di questa città*. *Stamperia de Romanis*, 281 pp., 1 carta geologica.

- BUDASSI L. & MORTARI R. (1986), - *Stratigrafia Geotecnica Nelle Epivulcaniti Dell'antico Lago Gabino (Roma)*. Mem. Soc. Geol., Vol. **35/1**, Pag. 133-137
- BUONASORTE G., CARBONI M.G. & CONTI M.A. (1991) - *Il substrato plio-pleistocenico delle vulcaniti sabatine: considerazioni stratigrafiche e paleoambientali*. Boll. Soc. Geol. It. **110**: 35-40.
- BURGHIGNOLI A., LACARBONARA W., SOCCODATO F.M., VESTRONI F. & VIGGIANI G.M.B. (1986) - *Analisi Dell'interazione Tra Gallerie Metropolitane E L'ambiente Monumentale Sovrastante*. Atti Del Xxii Conv. Naz. Geotecn. (Palermo 22-24 Settembre 1986), 617-626.
- C.N.R. - S.G.N. (1991) - Atti del Convegno sulla Cartografia Geologica Nazionale, Roma 2-5-1991. 133 pp.
- CALABRESI G. (2004) - *Terreni Argillosi Consistenti: Esperienze Italiane*. Rivista Italiana Di Geotecnica, Anno XXXVIII, 1, Gennaio-Marzo 2004, 14-57.
- CALABRESI G., CASSINIS C., NISIO P. (1980) - *Influenza del regime del Tevere sul comportamento di un fabbricato monumentale adiacente*. Atti del XIV Conv. Naz. Geotecn., AGI, Firenze, pag. 25-33
- CALAMAI A., CATALDI R., LOCARDI E. & PRATURLON A. (1976) - Distribuzione delle anomalie geotermiche nella fascia preappenninica Tosco-laziale. In: *Simposio Intemational sobre energia geotermica eri America Latina I.I.L.A. - Ciudad de Guatemala, october 1976, Guatemala.*, 189-229.
- CALOI L., PALOMBO M.R. & ZARLENGA F. (1993) - Late middle Pleistocene mammal faunas of Latium: stratigraphy and environment. AIQUA symposium on Quaternary stratigraphy in volcanic areas, Roma, September 20-22, abstract volume
- CALZONA V., FERRUCCIO F., PIGORINI A., ROTUNDI R. & SCIOTTI A. (2002) - *Il Giovanni XXIII della città di Roma: scelte progettuali ed aspetti tecnologici*. Atti del XXI Conv. Naz. Geotecn., AGI, L'Aquila, pag. 447-453
- CAMPA E. & CAPATA V. (1993) - *Scavo Di Una Galleria Di Grande Sezione In Zona Urbana Con Bassa Copertura*. Atti Del XVIII Conv. Naz. Geotecn. (Rimini 11-13 Maggio 1993), Vol.1, 105-111.
- CAMPOLUNGHİ M.P., CECILI A., CAPELLI G. & CONSIGLIO E. (2003) - *Impiego della cartografia storica GIS per la valutazione dei pericoli connessi ad un deposito alluvionale nella Città di Roma.*, 4° Forum Italiano di Scienze della Terra, FIST, Geoitalia, Chieti, 2004
- CAMPOLUNGHİ M.P., MAGRI D., CAPELLI G., BELLOTTI P. & LANZINI M. (2004) - *Sedimentation dynamics in a holocene alluvial deposit in Rome, Italy*, Atti 32° I.G.C., Firenze, Agosto 20-28, 2004
- CAMPONESCHI B. & NOLASCO F. (1982) - *Le risorse naturali della Regione Lazio: Roma e i Colli Albani*. Regione Lazio.
- CAPATA V. & CICOLANI A.M., (1983) - *Il Cameroni Di Deviazione Sulla Cintura Ferroviaria Di Roma: Comportamento Delle Opere Di Sostegno Degli Scavi*. Atti Del XV Conv. Naz. Geotecn. (Spoleto, 4-6 Maggio 1983), 83-95.
- CAPATA V. & REALE S., (2002) - *Il raddoppio della galleria Principe Amedeo tra le maggiori opere del Grande Giubileo del 2002 a Roma*. Atti del XXI Conv. Naz. Geotecn., AGI, L'Aquila, 455-460
- 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*. Raccolta dei contributi tecnico-scientifici, Giornata di studio attuazione Legge Galli, Ordine dei Geologi del Lazio - ANIPA, Viterbo, 109-162.
- CAPELLI G., FUNICIELLO R., IORIO D. & SALVATI R. (1999) - *Loss Of Groundwater Resources Following Major Quarrying Activity In Urban Areas: The Galeria - Magliana Quarry Basin (Rome, Italy)*. Iahs Publication No. 259, Proceedings IUGG 99 Symposium Hs5, Birmingham, July 1999 "Impact Of Urban Growth On Surface Water And Groundwater Quality", Edited By Bryan Ellis, Pp. 169-175.
- CAPELLI G., MAZZA R., DE FILIPPIS L., SALVATI R. & CECILI A. (2001) - *Studi Di Geologia Ambientale: Caratterizzazione Idrogeologica Delle Aree Protette Di "Romanatura"*. Informatore Botanico Italiano - Boll. Soc. Bot. It. Vol **33**: Suppl. 1, P. 29, 13 Tavv. F.T. Su Cd-Rom Allegato.
- 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, **4**: 63-70.
- CAPELLI G., MAZZA R. & MERLONI G. (A cura di) (2006) – *L'uso Compatibile Della Risorsa Idrica Degli Acquiferi Vulcanici Del Lazio*. Quaderni Di Tecniche Di Protezione Ambientale. Pitagora Editrice, Pp. 208, 4 Tavv. F.T., 1 Cd Rom Allegato.
- CAPELLI G., SALVATI R., MAZZA R. & ZALAFFI M. (2002) – *Caratteristiche Idrogeologiche Del Delta Del Fiume Tevere E Monitoraggio Della Falda Superficiale Nell'area Di Castel Fusano*. In: Il Recupero Ambientale Della Pineta Di Castel Fusano- Studi E Monitoraggi. A Cura Di Blasi C., Cignini B., Dellisanti R.M., Montagna P., Palombi Editori, 9-13.
- CAPUTO C., CICCACCI S., DE RITA D., FREDI P., LUPIA PALMIERI E. & SALVINI F. (1989) - *Drainage pattern and tectonics in some volcanic areas of Latium (Italy)*. Geol. Rom. **28**.
- CAPUTO C., FUNICIELLO R., LA MONICA G.B., LUPIA PALMIERI E. & PAROTTO M. (1974) *Geomorphological features of the Latian Volcano (Alban Hills, Italy)*. Geol. Rom. **13**: 157-201.
- CARA P.L., PROSPERI M. (1995). - *Banca Dati Geologici e Geologico-Tecnici Della Città Di Roma*. Mem. Descr. Serv. Geol. It., **50**, Roma, Pag.
- CARAPEZZA, M.L., B. BADALAMENTI, L. CAVARRA, A. SCALZO, 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., G. GIORDANO, P. TUCCIMEI, P. ALBERTANO, F. BARBERI, L. CAVARRA, R. CIONI, N. T. W. ELWOOD, R. FUNICIELLO, D. GRANIERI, M. GUIDI, M. LELLI, A. SCENNA, L. TARCHINI E M. TEDESCHI, (2005) - *Nuovi Dati Sull'attività Recente del Cratere del Lago Albano e sul Degassamento dei Colli Albani*. Rend. Acc. Lincei, "Ecosistema Roma", 187-233.
- CARBONI M.G. (1980) - *Contributi alla stratigrafia del sottosuolo della Campagna Romana: il sondaggio Malagrotta*. Boll. Soc. Geol. It. **99**: 167-174.
- CARBONI M.G. (1993) - *Contributo alla stratigrafia del Quaternario Laziale*. Il Quaternario, **6**: 27-34
- CARBONI M.G., DI BELLA L. & GIROTTI O. (1993) - *Nuovi dati sul Pleistocene di Valle Ricca (Monterotondo)*. Il Quaternario, **6**: 39-48.
- CARBONI M.G., FUNICIELLO R., PAROTTO M., MARRA F., SALVI S., CORAZZA A., LOMBARDI L. & FEROCI M. (1991) - *Geologia e idrogeologia del centro storico di Roma*. Progetto strategico Roma Capitale. CNR.
- CARBONI M.G. & IORIO D. (1997) – *Nuovi dati sul Plio-Pleistocene marino del sottosuolo di Roma*. Boll. Soc. Geol. It. **116**: 435-451.
- CARPI P. (1829) - *Sopra un'antica corrente di lava scoperta nelle vicinanze di Roma e sopra un'acqua minerale che sgorga presso la medesima*. Giornale Arcadico di Scienze ecc. 41, Roma.
- CARRIERO F., FIDENZI M., SIMONACCI A., VALENTE A. & ZECHINI A., (2002) – *Stazione speciale in sottterraneo per metropolitane in terreni difficili in aree di rilevanza archeologica e monumentale (modello Roma)*. Atti del XXI Conv. Naz. Geotecn., AGI, L'Aquila, 461-468
- CAS R.A.F. & WRIGHT J.V. (1987) - *Volcanic successions. Modern and ancient*. Chapman & Hall, London, 528 pp.
- CATENACCI V. (1992) – *Il dissesto geologico e geoambientale on Italia dal dopoguerra al 1990*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **XLVII**, Servizio Geologico Nazionale, Ist. Pol. Zecca della Stato, Roma
- CAVARRETTA G., GIOIA P., MUSSI M. & PALOMBO M.R., (2001) - *La Terra degli Elefanti – The World of Elephants*. Atti del I Congresso Internazionale, CNR, Roma.
- 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 intrapenniniche) e il margine costiero laziale durante il Pliocene superiore ed il Pleistocene*. Studi Geol. Camerti, volume speciale (**1992/1**), 109-114.
- CAVINATO G.P. & SIRNA M. (1992) - *Elementi di tettonica transpressiva lungo la linea di Atina (Lazio meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It. **41**: (1988), 1179-1190.
- CAVINATO G.P. & TOZZI M. (1986) - *Studio strutturale del Monte Soratte*. Rend. Soc. Geol. It. **9**, 3-6.



- CAVINATO M., DOLFI D., FREDA C., GAETA M., GIANFAGNA M., PALLADINO D.M. & TRIGILA R. (1991) - *Caratteri petrologici ed evoluzione magmatica delle colate piroclastiche precalderriche nel Distretto Vulcanico dei Colli Albani*. Workshop "Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'arca Tosco-Laziale", Pisa 12-13 Giugno 1991
- CECCONI M. (1998) - *Sample preparation of a problematic pyroclastic rock*. Proc. IS Tohoku '98, Sendai (Japan), Vol. 1: 165-168
- CECCONI M. (1999) - *Caratteristiche strutturali e proprietà meccaniche di una piroclastite: la Pozzolana Nera dell'area romana*. Tesi di Laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Roma "La Sapienza"
- CERULLI IRELLI S. (1905) - *Sopra i molluschi fossili del Monte Mario presso Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **24**: 191-194
- CESI C. & EULILLI V. (2008) - *Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:50000 – Foglio 374 – Roma*. APAT - Servizio Geologico Dipartimento Difesa del Suolo.
- CESI C., FERRI F. & EULILLI V. (2008) - *Analisi e interpretazione dei valori delle anomalie di gravità del territorio dell'area romana: correlazioni con gli elementi geologici di superficie e la struttura profonda*. In: Geologia di Roma: dal Centro storico alla città moderna. A cura di R. Funicello. Mem. Descr. Carta Geol. It., in stampa.
- 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. & GIORDANO G. (1990) - *Genesi e modalità deposizionali delle piroclastiti della Media Valle dell'Aniene ("necks di Vicovaro" Auct.)*. Rend. Soc. Geol. It., **13**: 129-132.
- 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.
- CHIODETTI G., DI PASQUALE G., FELIZIANI A., MERLO S., MILANA G., ORSINI G., PASCARELLA F., PINO G., PUGLIESE A., SERVA L., TROJANO R. & ZECCHINI A.G. (1996) - *Analisi Delle Problematiche Relative Alle Metodologie Geologiche, Geotecniche Ed Ingegneristiche Utilizzate Per La Realizzazione Delle Gallerie Di Linea E Di Stazione Dei Nuovi Tratti Della Metropolitana A Di Roma E Confronto Con Metodi Alternativi*. In Progetto Strategico Gallerie – Unità Operativa Anpanovametro-Impregilo -Problematiche Geologiche Ed Ingegneristiche Per La Realizzazione Delle Gallerie Di Linea E Di Stazione Dei Nuovi Tratti Della Metropolitana A Di Roma E Confronto Con Metodi Alternativi, 9-60.
- CHISARI A. (1980) - *Attraversamenti del centro storico di Roma con la linea A della metropolitana*. Atti del XIV Conv. Naz. Geotecn., AGI, Firenze, pag. 65-73
- 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.
- CIONI R., LAURENZI M.A., SBRANA A. & VILLA I.M. (1993) - *<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar chronostratigraphy of the initial activity in the Sabatini volcanic complex (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It. **112**: 251-263.
- CITA M.B., RIO D., HILGEN F., CASTRADORI D., LOURENS L. & VERGERIO P.P. (1996) - *Proposal of the Global Boundary Stratotype Section and Point of the Piacenzian stage (middle Pliocene)*. International Commission on Stratigraphy, Subcommittee on Neogene Stratigraphy.
- CLERICI E. (1908) - *Sugli scavi per le fondazioni del palazzo del parlamento di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: pag. 21-24
- COLI M., PECCERILLO A. & PRINCIPI G. (1992) - *Evoluzione geodinamica recente dell'Appennino Settentrionale e attività magmatica Tosco-Laziale: vincoli e problemi*. Studi Geol. Camerti, volume speciale (1992/1), CROP 03, 403-412.
- 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
- CONATO V., ESU D., MALATESTA A. & ZARLENGA F. (1980) - *New data on the Pliocene of Rome*. Quaternaria **22**: 131-175.
- CONFORTO B. (1955) - *Contributo alla conoscenza idrogeologica della fascia costiera laziale*. Geotecnica **2** (6): 278-285.



- CONFORTO B. (1962) - *A Pliocene Formation W of Roma*. *Quaternaria*, 5, 119-130
- 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.
- CORAZZA A.- (2004) – *Il rischio di fenomeni di sprofondamento un'Italia: le attività del Dipartimento della protezione Civile*. Atti del Convegno “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle Amministrazioni Statali e locali nel governo del territorio”, APAT, Roma 20-21 Maggio 2004, 319-330
- CORAZZA A., GIORDANO G. & DE RITA D., (2006) - *Hydrogeology of the city of Rome*. In: *Tuffs—Their properties, uses, hydrology, and resources*. A cura di HEIKEN G. *Geol. Soc. Am. Special Paper* **408**: 113–118, doi: 10.1130/2006.2408(4.2).
- CORAZZA A., LANZINI M., ROSA C. & SALUCCI R., (1999) - *Caratteri stratigrafici, idrogeologici e geotecnici delle alluvioni tiberine nel settore del Centro Storico di Roma*. *Il Quaternario*, **12**(2): 215-235
- CORAZZA A., LEONE F. & MAZZA R. (2002) - *Il quartiere di Monteverde a Roma: sviluppo urbanistico e dissesti in un'area urbana*. *Geologia dell’Ambiente*, periodico SIGEA anno X, n. 1: pag. 8-18
- CORAZZA A. & LOMBARDI L. (1995) – *Idrogeologia Dell’area Del Centro Storico Di Roma*. In: “La Geologia Di Roma. Il Centro Storico”. A cura di Funicello R. *Mem. Descr. Carta Geol. It.*, **50**: 177-211.
- CORAZZA A., LOMBARDI L., LEONE F., BRANCALEONI R. & LANZINI M. (2004) - *Le acque sotterranee nei terreni di riporto della città di Roma*. Atti Dei Convegni Dei Lincei “Ecosistema Roma”, 14-16 Aprile 2004, Accademia Nazionale Dei Lincei , Roma.
- CORAZZA A. & MARRA R. (1995) - *Carta degli spessori dei terreni di riporto, in scala 1:10000*. In, *La Geologia del Centro storico*. A cura di Funicello R. *Mem. Descr. Carta Geol. It.*, **50**.
- CORAZZA A., MAZZA R., BERTUCCIOLI P. & PUTRINO P. (2002) – *Il Progetto “Cavità” - Analisi Del Rischio Dovuto Alla Presenza Di Cavità Sotterranee*. Atti Dei Convegni Dei Lincei “Il Dissesto Idrogeologico: Inventario E Prospettive” (5 Giugno 2001 – Roma). Accademia Nazionale Dei Lincei **181**: Pp. 355-363.
- CORDA L., DE RITA D., TECCE F. & SPOSATO A. (1978) – *Le piroclastiti del sistema vulcanico sabatino: il Complesso dei Tufi stratificati varicolori de’ La Storta*. *Boll. Soc. Geol. It.* **97**, 353-366.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P., DI BELLA L., ESPOSITO A., FARANDA C., GIORDANO G., GLIOZZI E., MAZZINI I., MORETTI S. & FUNICIELLO R. (2004) - *Il limite Pliocene/Pleistocene nell’area della città di Roma: nuovi dati di sottosuolo dal Giovanni XXIII (Monti della Farnesina)*. *Riassunti Riunione GEOSD*, Roma
- COSENTINO D., CIPOLLARI P., DI BELLA L., ESPOSITO A., FARANDA C., GIORDANO G., GLIOZZI E., MAZZINI I., MATTEI M., PORRECA M. & FUNICIELLO R. (2008) - *The historical site of the Monte Mario Lower Pleistocene succession revisited: tectonics, sea-level changes and palaeoenvironments in the Early Pleistocene of Rome (Italy)*. *Journal of Quaternary Sciences*, in stampa.
- 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.
- CRESCENZI R., PIRO M. & VALLESI R. (1995) - *Le cavità sotterranee a Roma*. In “La geologia di Roma. Il Centro Storico”. A cura di Funicello R. *Mem. Descr. Carta Geol. It.*, **50**: 249-283
- CUNDARI A. (1980) - *The role of subduction in the genesis of leucite bearing rocks: Facts or fashions?* *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**: 432-434.
- D’ELIA B., LANZO G. & GALLO CURCIO A. (2004) – *Aspetti geotecnici e strutturali del restauro di Palazzo Braschi, Museo di Roma*. Atti del XXII Conv. Naz. Geotecn., AGI, Palermo, pag. 337-348
- DALLAI L., FREDA C. & GAETA M. (2004) – *Oxygen isotope geochemistry of pyroclastic clinopyroxene monitors carbonate contributions to Roman-type ultrapotassic magmas*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**: 247-263
- DE ANGELIS D’OSSAT G. (1905) - *I veli acquiferi di Monteverde, presso Roma*. *Boll. Soc. Ing. Arch.*, **14**: Roma

- DE ANGELIS D'OSSAT G., (1915) - *Relazione di perizia geoidrologica sul disastro del Tritone del 3/1/1913, in Roma*
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1932) - *La geologia e le Catacombe Romane sulla V. Flaminia*. Mem. P. Acc. Sc. Nuovi Lincei **16**: Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1932) - *La geologia e le catacombe romane in Via Salaria Nuova*. Mem. P. Acc. Sc. Nuovi Lincei, **85**: Roma 1932
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1933-1935) - *La geologia e le catacombe romane. Catacombe sulle vie Cornelia e Aurelia*. Mem. P. Acc. Sc. Nuovi Lincei, **17**: Roma 1933-1935
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1937) - *La geologia e le catacombe romane. Catacombe sulle vie Portuense e Ostiense*. Mem. P. Acc. Sc. Nuovi Lincei, Roma 1937
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1940) - *La stabilità delle cave e cavità sotterranee*. Materie Prime d'Italia e dell'Impero, **5**, pag. 101-112
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1940) - *Le catacombe maggiori della Via Ardeatina e Appia*. Riv. L'Urbe, **5**, Roma, 1940
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1945-1946) - *Studi di Geologia Applicata alle catacombe romane*. Boll. Serv. Geol. It., **70**: Roma 1945-1946
- DE ANGELIS D'OSSAT G., (1948) - *Osservazioni di geologia Applicata sugli scavi alla Stazione Termini di Roma*. Ingegneria Ferroviaria, III, **7-8**: 443-450
- DE BENEDETTI A.A., FUNICIELLO R., GIORDANO G., E. CAPRILLI, G. DIANO & M. PATERNE, (2008) - *Volcanology history and legends of the Albano maar*. In: *Volcanoes and Human History*. A cura di Cashman K. and G. Giordano. J. Volcanol. Geotherm. Res., Spec. Vol. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2008.01.035
- DE RITA D., BERTAGNINI A., CARBONI M.F., CICCACCI S., DI FILIPPO M., FACCENNA C., FREDI P., FUNICIELLO R., LANDI P., SCIACCA P., VANNUCCI N. & ZARLENGA F. (1994) - *Geological Petrological evolution of the Ceriti Mountains area (Latium Italy)*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **49**, 291-232.
- DE RITA D., BERTAGNINI A., FACCENNA C., LANDI P., ROSA C., DI FILIPPO M. & CARBONI M.F., (1997) - *Evoluzione geopetrografica-strutturale dell'area tolfaiana*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 143-175.
- DE RITA D., DI FILIPPO M. & ROSA C. (1996) - *Structural evolution of the Bracciano volcano-tectonic depression, Sabatini volcanic complex, Italy*. In: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. A cura di Mc Guire WJ, Jones AP & Neuberg. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **110**: 225-236.
- 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. Geol. It., **119**: 749-760.
- DE RITA D., FACCENNA C., FUNICIELLO R. & ROSA, C. (1995) - *Stratigraphy and volcano-tectonics*. In: *The Volcano of the Alban Hills*. A cura di Trigila R. Tipografia SGS Roma, 33-71.
- DE RITA D., FUNICIELLO R., CORDA L., SPOSATO A. & ROSSI U. (1993) - *Volcanic Units*. In: *Sabatini volcanic complex*. A cura di DI FILIPPO M. CNR, Quaderni de La Ricerca Scientifica, **11** Progetto Finalizzato Geodinamica.
- DE RITA D., FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1988) - *Carta geologica del Complesso vulcanico dei Colli Albani*. CNR - Roma.
- DE RITA D., FUNICIELLO R. PAROTTO M. & SALVINI F. (1985) - *Geologia dei Colli Albani*. Relazione inedita ENEL.
- 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., Marinelli volume **2**: 185-198.
- DE RITA D. & GIORDANO G. (1996) - *Volcanological and Structural evolution of Roccamonfina Volcano (Southern Italy)*. In: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. A cura di Mc Guire WJ, Jones AP & Neuberg. Geol. Soc. London, spec. publ. **110**: 209-224.
- DE RITA D., GIORDANO G. & CECILI A. (2001) - *Submarine rhyolitic dome growth and evolution (Ponza, Italia)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **107**: 221-239.

- DE RITA D., GIORDANO G., ESPOSITO A., FABBRI M. & RODANI S. (2002) - *Large volume, Middle Pleistocene, phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani Volcano: stratigraphy, eruptive history and structural control*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **118**: 77-98.
- DE RITA D., GIORDANO G., ROSA C. & SHERIDAN M.F. (1995) - *Volcanic risk at the Alban Hills volcano and numerical simulations*. In The Volcano of the Alban Hills. A cura di Trigila R. Tipografia SGS, 267-283.
- DE RITA D., MILLI S., ROSA C. & ZARLENGA F. (1991) - *Un'ipotesi di correlazione tra la sedimentazione lungo la costa tirrenica della Campagna Romana e l'attività vulcanica dei Colli Albani*. Studi Geol. Camerti, volume speciale (1991/2) CROP 11, 343-349. DE RITA D., MILLI S., ROSA C., ZARLENGA F. & CAVINATO G.P. (1994b) - *Catastrophic eruptions and eustatic cycles: example of Latium Volcanoes*. In: Large esplosive eruptions. International symposium, Rome, 24-25 May 1993. Atti dei Convegni Lincei **112**: 135-142.
- DE RITA D. & ROSA C. (1991) - *Definizione della stratigrafia e della geocronologia di alcune effusioni laviche nell'area dei Colli Albani (Lava dell'Acquacetosa e Lava di Vallerano, Roma)*. Rend. Soc. Geol. It. (1990), **13**: 143-146.
- DE RITA D. & SPOSATO A. (1986) - *Correlazione fra eventi esplosivi e assetto strutturale del substrato sedimentario nel complesso vulcanico sabatino*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 727-733.
- DI FILIPPO M. (1993). A cura di) - *Sabatini volcanic complex*. Progetto Finalizzato di Geodinamica. Quaderni de La Ricerca Scientifica. Monografie finali volume **11**.
- DI FILIPPO M. & TORO B. (1980). - *Analisi gravimetrica delle strutture del Lazio meridionale*. Geol. Rom. **19**: 285-294.
- DI FILIPPO M. & TORO B. (1993) - *Gravimetric Study of Sabatini Area*. In: Di Filippo, M. (ed) *Sabatini Volcanic Complex*. Quaderni de "La ricerca scientifica", 114. Progetto Finalizzato "Geodinamica" - Monografie finali, **1** 1: 95 -99.
- DI FILIPPO M. & TORO B. (1995) - *Gravimetry*. In The Volcano of the Alban Hills. A cura Trigila R. Tipografia SGS, Roma, 213-219.
- DI FONZO F., GIANNONI U. & MARUFFI G. (1986) - *Rilievo gravimetrico della città di Roma*. Boll. Serv. Geol. It., **CIV**.
- 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.
- DONATI S., FUNICIELLO R. & ROVELLI A. (2000) - *Seismic response of historical centre of Rome*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia, **54**
- DRAGONE F., MAINO A. & SEGRE A.G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 149 Cerveteri*". Servizio Geologico d'Italia.
- DRAGONE F., MALATESTA A. & SEGRE A.G. (1963) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 149 Cerveteri*". Servizio Geologico d'Italia.
- ESU F. et alii, (1965) - *Insedimento edilizio in località Tre Fontane - Ricerche geotecniche*. Edited da Centro Coordinamento Progettazione Integrata, Edigraf, Roma, 163-175
- EVANGELISTA A. & PELLEGRINO A., (1990) - *Caratteristiche geotecniche di alcune rocce tenere italiane*. Convegno MIR "Le rocce tenere", 1990, Torino
- FACCENNA C. & FUNICIELLO R., (1993) - *Tettonica pleistocenica tra il M. Soratte ed i Monti Comicolani (Lazio)*. Il Quaternario **6** (1): 103-118.
- FACCENNA C., FUNICIELLO R., BRUNI A., MATTEI M. & SAGNOTTI L. (1994b) - *Evolution of a transfer-related basin: the Ardea Basin (Latium, central Italy)*. Basin Research **6**: 35-46.
- FACCENNA C., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (1994) - *Late Pleistocene NS shear zones along the Latium Tyrrhenian margin: structural characters and volcanological implications*. Boll. Geof. Teor. Appl.
- FACCENNA C., FUNICIELLO R. & MARRA F., (1995) - *Inquadramento geologico-strutturale dell'area romana*. Mem. Descr. Della Carta Geol. It., **L**: 31-47.
- FEDERICO F., & SCREPANTI S. (2002) - *Analisi della stabilità di cavità sotterranee in rocce piroclastiche del sottosuolo di Roma*. Atti del XXI Conv. Naz. Geotecn., AGI, L'Aquila, 529-536
- FEROCCI M., FUNICIELLO R., GIULIANI R. & SALVI S. (1987) - *Struttura ed evoluzione del substrato delle aree vulcaniche albana e sabatina*. Boll. G.N.V. 1987.

- FEROCI M., FUNICIELLO R., MARRA F. & SALVI S. (1990) - *Evoluzione tettonica e paleogeografica plio-pleistocenica dell'area di Roma*. Il Quaternario **3**, (2): 141-158.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.U. (1984) - *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin.
- FOLLIERI M., MAGRI D. & SADORI L. (1988) - *250,000 year pollen record, from Valle Castiglione (Roma)*. Pollen Spores, **30**: 329-356.
- 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, II Serie, **11**: 7-10
- FORNASERI M., SCHERILLO A. & VENTRIGLIA U. (1963) - *La regione vulcanica dei Colli Albani. Vulcano Laziale.*, CNR - Roma., pp.560
- FOSSA MANCINI E. (1922) - *Un nuovo quartiere di Roma (Monteverde) e le frane*. Giornale di Geologia Pratica, **17**, Pavia: 54-66
- FREDA C., GAETA M., PALLADINO D.M. & TRIGILA R. (1997) - *The Villa Senni Eruption (Alban Hills, Central Italy): the role of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma chamber evolution and on eruptive scenario*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **78**: 103-120
- FROSINI P. (1977) - *Le inondazioni di Roma e i provvedimenti presi dal governo italiano per evitarle*. Atti Acc. Naz. Lincei, Comm. Di studio delle calamità naturali, **13**
- FRUTAZ A. P. (1962) - *Le Piante di Roma*, Istituto di Studi Romani.
- FUNICIELLO R. (1995. A cura di) - *La Geologia di Roma – Il Centro Storico*. Mem. Soc. Geol. It, **L**: 550 p.
- FUNICIELLO R., CAMPOLUNGI M.P., TESTA O., PAROTTO M., LANZINI M. & CECILI A. (2005) - *La struttura geologica dell'area romana ed il Tevere*. Rend. Acc. Naz. Dei Lincei, 128-184.
- 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. G.N.V. 1987, 373-384.
- FUNICIELLO R. & GIORDANO G. (a cura di) (2005) - *Carta Geologica di Roma alla scala 1:10000, vol. I*, Dipartimento Scienze Geologiche Università Roma TRE – Comune di Roma
- FUNICIELLO R., GIORDANO G., ADANTI B. & GIAMPAOLO C. (2004) *The Seven Hills: constitution, visible traces and geologic evidence: itinerary, profiles and observation points for the shape of the city of Roma and its history*. Field Guidebook to excursion D05, 32<sup>nd</sup> International Geological Congress, Firenze 2004.
- 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., DOLFI D., TUCCIMEI P., SCENNA A., SOLIGO M. & GAUDIOSO F. (2003b) - *A new discovery: the <25ka phreatomagmatic and phreatic activity of the Albano maar, Colli Albani volcano (Italy), and definition of the related hazard for the Roman hinterland*. Assemblea annuale GNV 2003, Abstract volume con presentazione CD, p. 229.
- FUNICIELLO R., LOCARDI E. LOMBARDI G. & PAROTTO M. (1976) - *The sedimentare ejecta from phreatomagmatic activity and their use for location of potential geothermal areas*. Int. Congress on thermal waters Geothermal Energy and Vulcanism of the Mediterranean area. Atene.
- FUNICIELLO R., LOMBARDI L., MARRA F. & PAROTTO M. (1995) - *Seismic damage and geological heterogeneity in Rome's Colosseum area: are they related?* Annali di Geofisica, **38**, no. 5-6, pag. 927-937
- FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1968) - *Studio idrogeologico del versante meridionale delMonte Artemisio*. Geol. Rom. **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*. Geol. Rom. **17**: 233-287.
- FUNICIELLO R., PAROTTO M. & SALVINI F. (1982) - *Fracture fields in Sabatini Geothermal area (Italy)*. In: "Fractures in Geothermal Reservoirs". Special Report n°12. Geothermal Resources Council, 165-174.
- GASPARINI P. & ADAMS J.A.S. (1969) - *K/Ar dating of Italian Plio-Pleistocene volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Letters **6**, 225-230.
- GIAMPAOLO C., DI PACE A., BARTOLINI G. & ADANTI B. (2000) - <http://www.italithos.uniroma3.it>
- GIGLI E. (1971) - *Cosa c'è sotto Roma?. La pianura del Tevere (limitatamente al centro storico)*. Capitolium, 46, no. 5/6: pag46-71.
- GIORDANO G. & CHIARABBA C. (1991) - *I depositi piroclastici della Media Valle dell'Aniene: correlazioni stratigrafiche con i prodotti del Vulcano Laziale*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1991/2), CROP 11, 351-355.
- 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 Explosive Mafic Volcanism. A cura di RAF Cas and G. Giordano. J. Volcanol. Geotherm. Res., Spec. Vol., **155**.
- GIORDANO G., DE RITA D., CAS R. & RODANI S. (2002c) - *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. (2002a) - *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., DE RITA D., FABBRI M. & RODANI S. (2004) - *Carta Geologica del settore SW del Vulcano di Roccamonfina*. In: Mapping Geology in Italy, A cura di Pasquaré G. & Venturini C., APAT, Selca, Roma, 131-136
- GIORDANO G. & DOBRAN F. (1994) - *Computer simulations of the Tuscolano Artemisio's Ind 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 Ind Pyroclastic Flow Unit as deduced from Computer Simulations*. Atti del Congresso: "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., (2002b) - *The sedimentation along the Roman coast between Middle and Upper Pleistocene: the interplay of eustatism, tectonics and volcanism – new data and review*. It. J. Quat. Sc., spec. Vol INQUA, **16(1bis)**
- GIORDANO G., MAZZA R., CAPELLI G., FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (2004) – *Geology Of Metropolitan Areas. Geology, Hydrogeology, Geotechnics and Seismic Behaviour of the Southern Suburbs of the City of Roma: Ostiense*. In: Mapping Geology in Italy, A cura di Pasquaré G. & Venturini C., APAT, Selca, Roma, 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: an example in the Colli Albani Region, Rome, Italy*. J. Nepal Geol. Soc., **22**: 317-326.
- GIORDANO G., SCENNA A. & FUNICIELLO R. (2005) - *Analisi vulcanologico-stratigrafica della Successione del Tavolato*. Rend. Acc. Lincei, 187-203
- GLOZZI E., MALATESTA A., VENTURA G. & ZARLENGA F. (1986) - *Ambienti e comunità in malacofaune marine del Pleistocene inferiore della bassa campagna romana*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 87-97.
- GNOLI R. (1988) - *Marmora Romana*. Edizioni dell'Elefante, Roma, 289 p.
- KARNER D.B. & MARRA F. (1998) – *Correlation of fluviodeltaic aggradational sections with glacial climate history: A revision of the Pleistocene stratigraphy of Rome*. GSA Bull. **110**, **6**: 748-758.



- 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
- KARNER D.B. & RENNE P.R. (1998) -  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  geochronology of Roman volcanic province tephra in the Tiber River valley: Age calibration of middle Pleistocene sea-level changes. GSA Bull. **110**, 6: 740-747.
- KOTSAKIS T., ESU D. & GIROTTI O. (1992) - *A post-Villafranchian cold event in Central Italy testified by continental Molluscs and Rodents*. Boll. Soc. Geol. It., **621**: 335-340.
- LANCIANI R. (1985) - *Rovine e scavi di Roma antica*. Ed. Quasar, Roma
- LANCIANI R. (1990) - *Forma Urbis Romae*. Ed. Quasar, Roma
- LANZINI M. (1995) - *Il problema delle cavità sotterranee a Roma (un rischio geologico)*. Geologia dell'Ambiente, n. **3**: Roma
- LAURENZI M.A., STOPPA F. & VILLA I.M. (1994) - *Eventi ignei monogenici e depositi piroclastici nel distretto ultra-alcalino Umbro-Laziale (ULUD): revisione, aggiornamento e comparazione dei dati cronologici*. Plinius **12**: 61-65.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1990) - *The Tyrrhenian zone: a case of lithospheric extension control of intra-continental magmatism*. Earth Planet. Sci. Letters **99**: 336-350.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1992) - *Late Pleistocene ultra-alkaline magmatic activity in the Umbria-Latium Region (Italy): an overview*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **52**: 277-293.
- LE BAS M., LE MAITRE R., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. J. Petrol. **27**: 745-750.
- LEMO FAZIO A. & RIBACCHI R. (1990) - *Problemi di stabilità di scarpate e cavità sotterranee in rocce piroclastiche*. Politecnico di Torino, MIR, Vol. **11**: pag. 1-13
- LENZI G. & PASSAGLIA E. (1974) - *Fenomeni di zeolitizzazione nelle formazioni vulcaniche della regione sabatina*. Boll. Soc. Geol. It. **13**: 623-645.
- LEONE I. (1986) - *Problemi connessi al consolidamento di una pendice del colle del Gianicolo in Roma interessata dai moti franosi*. Atti XVI Conv. Naz. Geotecn., Bologna, pag. 101-109
- LOCARDI E. (1985) - *Neogene and Quaternary mediterranean volcanism: the Tyrrhenian example*. In Geological Evolution of the Mediterranean Basin A cura di D.J. Stanley & F.C. Wezel. New York, Springer - Verlag, 273-291.
- 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.
- LOCARDI E. & SOMMAVILLA E. (1974) - *I vulcani sabatini nell'evoluzione della struttura regionale*. Mem. Soc. Geol. It. **13/2**: 455-468.
- LUGLI G. (1936) - *Come si è innalzato il suolo di Roma*, Giornale d'Italia, 20/5/1936
- LUGLI G. (1951) - *Come si è trasformato nei secoli il suolo di Roma*, Rend. Sc. Mor., **6**, Roma, 1951
- LUPINO R., BIAGIOTTI L., DEL GAUDIO A., DI DOMENICO S. & RUZZEDDU L. (1956) - *Rilievo geotecnico della Tavoletta (al 25.000) Cecchignola (Roma)*. Geotecnica **1**, 3 Marzo 1956-15.
- MADDALENA L. & PALUMBO E. (1928) - *Sull'esame geognostico del sottosuolo di Roma in occasione degli studi per il progetto delle ferrovie metropolitane*. Riv. Tecn. Ferr. It., **34**: no. 5- 6, Roma.
- MAIÑO 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'I.G.M.*, Boll. Geod. Sci. aff. **28**, (2): 173-188.
- MALATESTA A. (1978) - *Torre in Pietra – Roma*. Quaternaria, **20**: 503-577.
- MALATESTA A. & ZARLENGA F. (1985) - *Il Quaternario di Pomezia (Roma) e la sua fauna marina*. Boll. Soc. Geol. It. **104**: 503-514.
- MALATESTA A. & ZARLENGA F. (1986a) - *Evoluzione paleogeografico-strutturale plioleistocenica del basso bacino romano a Nord e Sud del Tevere*. Mem. Soc. Geol. It. **35**: 75-85.
- MALATESTA A. & ZARLENGA F. (1986b) - *Cicli trasgressivi medio-pleistocenici sulle coste liguri e tirreniche*. Geol. Rom. **25**: 91-154.



- MALATESTA A. ZARLENGA F. (1986c) – *Northern guests in the Pleistocene mediterranean sea*. Geol. Rom. **25**: 1-8
- MALTMAN A.J. (1994) – *Prelithification deformation*. In Continental deformation. Prelithification deformation. A cura di Hancock P. Pergamon Press, 144-158.
- MANFREDINI M. (1990) – *Idrografia pleistocenica della bassa valle del Fiume Tevere (Italia Centrale)*. Il Quaternario, **3**: 39-59
- MARINELLI G. (1975) – *Magma evolution in Italy*. In: Geology of Italy. A cura di Squyres C.H.. Tripoli, 165-219.
- MARRA F. (1993) – *Stratigrafia ed assetto geologico-strutturale dell'area romana tra il Tevere e il Rio Galeria*. Geol. Rom. **29**: 515-535.
- MARRA F., CARBONI M.G., DI BELLA L., FACCENNA C., FUNICIELLO R. & ROSA C. (1995) – *Il substrato plio-pleistocenico nell'area romana*. Boll. Soc. Geol. It. **114**: 195-214.
- MARRA F., FLORINDO F. & KARNER D.B. (1998) – *Paleomagnetism and geochronology of early Middle Pleistocene depositional sequence near Rome: comparison with the deep-sea  $\delta^{18}O$  record*. Earth and Planetary Sc. Lett. **159**: 147-164.
- 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-caldere 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. & ROSA C. (1995) – *Stratigrafia ed assetto geologico dell'area romana*. In: La geologia di Roma. Il Centro Storico. A cura di R. Funicello. Mem. Descr. Della Carta Geol. It., **50**: 48-118.
- MARRA F., ROSA C., DE RITA D. & FUNICIELLO R. (1998) – *Stratigraphic and tectonic features of the middle Pleistocene sedimentary and volcanic deposits in the area of Rome (Italy)*. Quat. Int., **47/48**: 51-63.
- MARTINETTI S. & RIBACCHI R. (1965) – *Osservazioni sul comportamento statico dei pilastri in una cava in sotterraneo di materiali piroclastici*. Symposium Probl. Geomin. Sardi, sez. II, **B5**, Cagliari.
- MATTIAS P. & VENTRIGLIA V. (1970) – *La regione vulcanica dei Monti Cimini e Sabatini*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 331-384.
- MAZZA R., PAGANELLI D., CAMPOLUNGH M.P., CAPELLI G., LANZINI M., SERENI M. & DE FILIPPIS L. (2001) – *Rischio di crolli da cavità sotterranee nel settore orientale della città di Roma, (comunicazione orale)*. III Forum Italiano di Scienze della Terra, Geoitalia (5-8 Settembre 2001, Chieti) (Abstract in Abstract Book del Congresso).
- MAZZA R., ROSA C., CAPELLI G. & SERENI M. (2004) – *La Geologia Di Centocelle*. In: **Centocelle I. Roma S.D.O. Le Indagine Archeologiche**. A Cura Di Gioia P. & Volpe R. Rubettino Editore, pp. 165-176.
- 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.
- MILLI S. (1994) – *High frequency sequence stratigraphy on the middle-late Pleistocene to Holocene deposits of the Roman basin (Roma Italy): relationships among high-frequency eustatic cycles, tectonics and volcanism*. In: Second High Resolution Stratigraphy Conference . A cura di Posamentier H.W. & Mutti E. Tremp, Spain, 20-27 June, 1994.
- MILLI S. (1997) – *Depositional setting and high-frequency sequence stratigraphy of the middle-upper Pleistocene and Holocene deposits of the roman basin*. Geol. Rom., **33**: 99-136.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1988) – *Appennino Centro Meridionale. Sezioni Geologiche e proposta di Modello Strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- NAPPI G., DE CASA G. & VOLPONI E. (1979) – *Geologia e caratteristiche del Tufo Giallo della via Tiberina*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 431-445.
- OTTAVIANI M. (1988) – *Proprietà geotecniche dei tufi vulcanici italiani*, R.I.G., **3**.
- 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.

- PANZA G.F. *et alii* (2004) – *Modellazione realistica della sollecitazione sismica per megalopoli e grandi centri urbani*. Geol. Tecn. Amb., **1**: 2004, 5-42
- PAROTTO M. & PRATURLO A. (1975; a cura di) - *Structural Model of Italy*. Quaderni Ric. Scient., CNR, **90**: 257-331.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1991) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.
- 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., PARISSI P., VENTRIGLIA U. & SANTI B. (1952) - *Lave del Lazio adoperate nelle costruzioni stradali. Studio preliminare della Leucite ("selce") di Valleranello (Roma)*. Ind. Min **3**(agosto 1952), 307-322.
- PETROSSIAN C. & TORO B., (1986) - *Caratteristiche termiche del sottosuolo cittadino di Roma*, Geologia Tecnica, **2**: 4-7.
- PONZI G. (1872) - *Del bacino di Roma e sua natura*. Regia Tipografia, 51 pp., 1 carta geologica.
- PONZI G. (1875) - *Dei Monti Mario e Vaticano e del loro sollevamento*. Atti R. Acc. Lincei, **2**, Roma
- PONZI G. (1876) - *Nota in risposta alle considerazioni critiche fatte dal sig. Angelo Manzoni sulla Fauna Vaticana*. Boll. R. Com. Geol. It., **7**, Roma.
- PONZI, G. (1885) - *Conglomerato del Tavolato*. Real. Accad. Lincei, **CCLXXXII**, 349-363.
- 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
- PORTIS A. (1893) - *Osservazioni sopra la formazione stata chiamata Conglomerato del Tavolato*. Storia Fisica del bacino di Roma, 259-293.
- PRATI G. (1980) - *La Galleria Aurelia Di Roma. Impiego Del Sistema Hydroschild*. Atti XIV Conv. Nazi. Geotecn. (Firenze, 28-31 Ottobre 1980), **3**: 129-136.
- QUATTROCCHI G., GALLI L., PIZZINO G., CAPELLI D., DE RITA C., FACCENNA R., FUNICIELLO G., GIORDANO D., GOLETTO R., MAZZA C. & MANCINI (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 (ed.), Swets & Zeitlinger, Lisse, 111-114.
- RADICATI DI BROZOLO F., HUNEKE J.C., PAPANASTASSIOU D.A. & WASSERBURG G.J. (1981) - *<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar and Rb/Sr Age Determinations on Quaternary Volcanic Rocks*. Earth Planet. Sci. Letters, **53**: 445-456.
- RAFFI I. (2002) - *Revision of the early-middle Pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75- 0.85 Ma)*. Marine Micropaleontology, **45**: 25-55.
- 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.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990). *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution in the western Mediterranean*. In: Proceedings of ODP, Scientific Results. A cura di K.A Kastens., Masle J. et alii, **107**: 513-533.
- 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", pp. 228
- ROSA C., DE RITA D., FREDA C., GAETA M., GIORDANO G., PALLADINO D.M. & TRIGILA R. (1993) - *A large explosive eruption in the Alban Hills (Central Italy): The Villa Senni eruption unit*. Convegno annuale GNV, Roma 8-10 Giugno 1993.
- ROVELLI A., CASERTA A., MALAGNINI L. & MARRA F. (1995) – *Previsione del moto del suolo e modellazione degli effetti locali*. In: La geologia di Roma. Il Centro Storico. A cura di R. Funicello R., Mem. Descr. Carta Geol. It., **50**: 409-432
- SABATINI V. (1900) - *I vulcani dell'Italia Centrale e i loro prodotti. Parte prima: Vulcano Laziale*, Mem. Descr. Carta Geol. It., **10**: 392 pp.

- 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.
- SANTACROCE R. (1987; a cura di) - *Vesuvio* - Quaderni della Ricerca Scientifica CNR, **VIII**, pp. 220
- SANTORO V. M. & FEDERICI V. (2002) - *Studio del sistema di cavità nella zona di Via S. Giosafat, sul colle Aventino a Roma: valutazione del rischio potenziale scelta degli interventi di consolidamento per il ripristino della viabilità*. Atti del XXI Conv. Naz. Geotecn., AGI, L'Aquila, 595-602
- SCANDONE R. (1990) - *Chaotic collapse of calderas*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **42**: 285-302.
- SCHERILLO A. (1937) - *Studi petrografici sulla regione sabazia II: la lave del margine orientale*. Period. Mineral., **8**: 217-246
- SCHERILLO A., (1940) - *I tufi litoidi a scorie nere della regione sabazia e cimina*. Period. Mineral., **11**: 301-338
- SCHERILLO A. (1941) - *Studi su alcuni tufi gialli della regione sabazia orientale*. Period. Mineral., **12**: 381-417
- SCHERILLO A. (1943) - *Studi petrografici sulla regione sabazia*. Period. Mineral., **14**: 1-11
- SCIOTTI M. (1982) - *Engineering Geological Problems due to old Underground Quarries in the Urban Area of Rome*. Proc. IV Congr. IAEG, New Delhi, **I**: 211-225,
- SCIOTTI M. (1984) - *Il problema del recupero delle zone interessate da vecchie cave in sotterraneo nell'area urbana di antichi centri abitati*. Quarry and Construction.
- SCIOTTI M. (1984) - *Situazione di rischio, naturali ed indotte, in alcuni centri abitati dell'Italia Centrale. Criteri di intervento*. II Congr. Naz. "La città difficile", Ferrara.
- SCIOTTI M. (1986) - *Alcune osservazioni sulla situazione stratigrafica di un'area franosa a Roma*. Atti XVI Conv. Naz. Geotecn., AGI, Bologna, 247-249.
- SCIOTTI M. (1990) - *Le formazioni rocciose tenere. Caratteri litologici, geologici e strutturali*. Atti Convegno MIR '90 "Le rocce tenere", Torino.
- SEGRE G. (1948b) - *Sulla stratigrafia dell'antica cava di Saccopastore presso Roma*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Roma.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'area Italia meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **26**.
- 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.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1992) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area toscano-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1991/1), 429-463.
- SERSALE R. (1959a) - *Sulla natura zeolitica del tufo cosiddetto "lionato" della regione vulcanica dei Colli Albani. Nota I*. 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.
- SERSALE R. (1960) - *Sulla natura zeolitica dei tufi rossi a scorie nere della regione Sabazia e Cimina*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., **27**, 306-319.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.R. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.: **81**, 251-261.
- SHERIDAN M.F. & WOHLTZ, K.H. (1983) - *Hydrovolcanic explosions: basic considerations and review*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 1-29.
- SIGNORINI R. (1939) - *Risultati geologici della perforazione eseguita dall'AGIP alla mostra autarchica del minerale nel Circo Massimo di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **58**: 60-63.
- SMITH G.A. (1987) - *The influence of explosive volcanism on fluvial dsedimentation: 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 Spec. Publ. **45**: 109-121.
- 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)*. It. J. Quat. Sci., spec. Vol INQUA, **16 (1bis)**: 115-120.
- SPARKS R.S.J., SELF S. & WALKER G.P.L. (1973) - *Products of ignimbrite eruptions*. Geology, **I**: 115-118.
- SPINA G. (1958) - *Risultati di Prove Eseguite sull'argilla di Monte Mario (Roma)*. Giorn. Genio Civile, 12-115.
- TELLINI A. (1893) - *Carta Geologica dei Dintorni di Roma. Regione alla destra del Tevere*. Cromolit. Danesi, Roma.
- TORO B. (1976) - *Gravimetry and deep structure of the Sabatinian and Alban Volcanic Areas (Latium)*. Geol. Rom., **15**: 301-310.
- TORO B. (1978) - *Anomalie residue di gravità e strutture profonde nelle aree vulcaniche del Lazio settentrionale*. Geol. Rom., **17**: 35-44.
- TRIGILA R. (1995; a cura di) - *The Volcano Of The Alban Hills*. Tipografia Sgs, P. 283
- TRIGILA R., AGOSTA E., CURRADO C., DE BENEDETTI A.A., FREDA C., GAETA M., PALLADINO D.M. & ROSA C. (1995) - *Petrology*. In: The Volcano of the Alban Hills. A cura di R. Trigila. Tipografia SGS Roma, 95-165.
- TRIGILA R., GAETA M. & FREDA C. (1992) - *Indicazioni termodinamiche e petrologico sperimentali sull'origine ed evoluzione dei magmi potassici dell'Italia Centrale*. Studi Geol. Camerti, vol spec (**1991/2**): 357-367.
- TURI B. (1969) - *Carbon and oxygen isotope 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. (1945) - *Su di una lava leucitica del sottosuolo della Tenuta Torpagnotta fra le vie Ardeatina e Laurentina (Roma)*. Boll. Soc. Geol. It.
- VENTRIGLIA U. (1963) – *Problemi di fondazione nel territorio di Roma*. Rass. Lav. Pubbl., Roma, **2**.
- VENTRIGLIA U. (1971) - *La geologia della città di Roma.*, Amministrazione Provinciale Roma.
- VENTRIGLIA U. (1990) - *Idrogeologia della Provincia di Roma*. Provincia di Roma, Ass. LL.PP. Viab. e Trasp., Roma.
- VENTRIGLIA U. (2002) – *Geologia del territorio del Comune di Roma*. Amministrazione Provinciale di Roma, Roma.
- VERRI A. (1915) - *Cenni spiegativi della Carta Geologica di Roma pubblicata dal R. Uff. Geologico su rilevamento del Ten. Generale A. Verri*. Ist. Geogr. De Agostini, Novara, pp. 56.
- VIGGIANI G., SOCCODATO F.M. & BURGHIGNOLI A. (2004), - *Studio dell' interazione tra le opere della linea C della metropolitana di Roma e le mura Aureliane*. Atti XXII Conv. Naz. Geotecnica, AGI, Palermo, 699-708.
- VILLA I.M. (1992) - *Datibility of Quaternary volcanic rocks: an Ar-40/Ar-39 perspective on age conflicts in lavas from the Alban Hills, Italy*. Eur. J. Mineral., **4**: 369-383.
- VOLTAGGIO M., ANDRETTA D. & TADDEUCCI A. (1994) - *230Th-238U data in conflict with 40Ar/39Ar leucite ages for Quaternary volcanic rocks of the Alban Hills, Italy*. Eur. J. Mineral., **6**: 209-216.
- VOLTAGGIO M. & BARBIERI M. (1995) - *Geochronology*. In: The Volcano of the Alban Hills. A cura di R. Trigila. Tipografia SGS, Roma, 167-193.
- WALKER G.P.L. (1983) - *Ignimbrite types and ignimbrite problems*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 65-88.
- 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. Volcanol. Geotherm. Res., **118**: 173-204.
- WEZEL F.C. (1985) - *Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea*. In D.J. Stanley & F.C. Wezel eds. Geological Evolution of the Mediterranean Basin. New York, Springer - Verlag, 153-194.

## APPENDICE

**Elenco delle specie fossili descritte nelle Note Illustrative**

- Amusium cristatum* (Bronn),  
*Aporrhais* sp.,  
*Arctica islandica* (Linnaeus)  
*Bulimina elegans marginata* Fornasini  
*Cerastoderma lamarkii* (Reeve)  
*Chlamys* sp.,  
*Chlamys varia* (Linnaeus)  
*Corbula Gibba* (Oliv),  
*Cruciaurila cruciata* (Ruggieri)  
*D. asymmetricus*,  
*D. brouwerii*,  
*D. gr. variabilis*  
*D. intercalaris*  
*D. surculus*,  
*D. tamalis*  
*Dentalium novecostatum* Lamarck  
*Dentalium rubescens* Deshayes  
*Dentalium vulgare* Da Costa  
*Discoaster tamalis*,  
*Dirupa cornea* (Linnaeus)  
*Globorotalia aemiliana* Colalongo  
 & Sartoni  
*Globorotalia inflata* (d'Orbigny)  
*Globorotalia puncticulata* (Deshayes)  
*Glycymeris inflata* (Brocchi)  
*Helicella ericetorum*  
*Helicosphaera selli*,  
*Henryhowella sarsi profunda* Bonaduce,  
 Barra & Aiello  
*Hyalinea balthica* (Schroter)  
*Krithe compressa* (Seguenza)  
*L. ramosa* (Rome)  
*Leptocythere transiens* Pucci  
*Loxoconcha ovulata* (Costa)  
*Mammuthus* (Archidiskodon) *meridionalis* (Nesti)  
*Gephyrocapsa medium*  
*Natica* sp.
- Ostrea edulis* Linnaeus  
*Palmoconcha turbida* (Müller)  
*Pseudoemiliana lacunosa*  
*Reticulofenestra pseudoumbilicus*  
*Semicytherura incongruens* (Müller)  
*small Gephyrocapsa*,  
*Sphenolithus gr. abies*  
*Venerupis senescens* Cocconi  
*Venus* sp.,  
*Xestoleberis communis* Müller

PROGETTO  
CARG



## ABSTRACT

This explanatory note summarizes the results of the geological survey of the new 1:50,000 Geological Map of Italy, sheet n. 374 “Roma”. The work has been performed by the Dipartimento di Scienze Geologiche – Università “Roma Tre” by appointment of the National Geological Survey and the Lazio Region administration. The field survey has been coordinated by R. Funicello, directed by G. Giordano, and performed by A. Esposito, M. Fabbri, G. Giordano, P. Marsili, I. Mazzini, P. Paccara, P. Pieruccini, S. Rodani, C. Rosa, A. Trigari. Paleontological analyses have been performed by G. Barisone, P. Cipollari, L. Di Bella, C. Faranda, E. Gliozzi. Petrographic analyses have been performed by S. Lo Mastro. The geological database has been implemented by A. Cecili, M. Felici e R. Gini. The subsurface stratigraphies have been collected from bore-holes data by A. Corazza, D. Cruciani, A. Esposito, V. Manzon, A. Valentino (†).

The stratigraphy of the Roman area is one of the most studied for the excellent exposures of the sedimentary succession, which offer the opportunity to analyse the interplay between tectonics, eustatism and volcanism. Sedimentary successions have been organised as Unconformity-bounded Stratigraphic Units, based on the hierarchy of the bounding unconformities. Major regional unconformities are related to eustatic sea level changes and regional uplift, whereas local tectonic uplift and subsidence also produced high relief but localised unconformities.

The geological framework of the Roman area is characterized by a faulted and tilted, Pliocene marine open-marine shale bedrock, which is hundreds of meters thick and has a very low permeability and overconsolidated characteristics. These shales are named Monte Vaticano fm (MVA). And are overlain, above a subhorizontal erosional unconformity, by Lower Pleistocene (Santernian) infralittoral

sandstones and siltstones which form the Monte Mario fm (MTM). These rocks culminate along the NW-trending Monte Mario structural high and mostly outcrop along the right bank of the Tiber river valley. The Monte Mario structural high was formed along a prolonged period of time. An early phase of uplift was responsible for the shifting toward the west of the depocentre of deposition, where, during the late Lower Pleistocene (Emilian) open marine clays, with *Hyalinea Baltrica*, were sedimented (Monte delle Piche fm. - MDP).

The complete transition from marine to continental environments occurred between the Lower and the Middle Pleistocene, approximately between 850 and 700 ka, when the Roman area hosted the deltaic sedimentation from a paleo-Tiber river (Ponte Galeria fm. - PGL). The lower unconformity which bounds the continental deposits coincides with the beginning of the Aurelio-Pontino Supersynthem and of the Magliana Synthem.

The last phase of uplift of the NW-trending Mt. Mario structural high, isolated the deltaic sedimentary wedge and forced the paleo-Tiber toward the south-east, inside a NW-trending subsiding valley wherein a thick succession of fluvial conglomerates was deposited, named the Fosso della Crescenza fm (FCZ). The fluvial conglomerates of the Fosso della Crescenza fm. are found as deep as -100 m below sea level. As a consequence of the Tiber river diversion parallel to the coast, a large lake or swamp probably developed in the area, bearing an influence upon the early phreatoplinian activity of the Colli Albani volcano which started at about 600 ka and recorded in the S. Cecilia fm. (CIL) and the Tor de' Cenci unit (TDC) (Flaminia Synthem; ca. 700-550 ka). At the same time, the Sabatini volcanoes to the north started their activity, similarly influenced by phreatoplinian conditions with the eruption of the Tufo Giallo della Via Tiberina unit (TIB). The growth of the Colli Albani volcano to the south, progressively shifted the river back northward, across the Monte Mario rise (after ca. 550 ka) approximately where the present day river has its course.

The Villa Glori Synthem (ca. 550-450 ka) is made up of clastic and volcanoclastic fluvial deposits, as well as travertine related to both active tectonics (up to 20 m of local uplift) and hydrothermal activity (Valle Giulia fm. – VGU). The volcanic activity at the Colli Albani persisted with phreatoplinian characteristics with the eruption of the Palatino unit (PTI) and Casale del Cavaliere unit (KKA), whereas at the Sabatini volcanoes changed from phreatoplinian (Prima Porta unit – PPT), to magmatic (Tufi Stratificati varicolori di Sacrofano *Auctt.* – SKF) activity.

The subsequent Torino Synthem (ca. 450-350 ka) is mostly made up of large volume ignimbrites and lavas erupted both from the Colli Albani volcano to the

south (Lave di Vallerano – LLL; Pozzolane Rosse – RED; Pozzolane Nere – PNR; Fontana Centogocce fm. – SLV) and the Sabatini volcanoes to the north (Tufo Rosso a Scorie Nere Sabatino – RNR; Tufi stratificati varicolori di La Storta *Auctt.* – LTT). The large contribution of volcanic activity to the sedimentation is reflected in the sedimentary record by a prevailing volcanoclastic component within the Fosso del Torrino fm. Regional and local tectonics at this time was relatively quiescent. The Torrino synthem is cut by the erosional unconformity formed during the low stand of the sea level relative to the oxygen isotopic stage 10.

The overlying succession has been named Quartaccio synthem, characterised at the base by the Villa Senni fm. (ca. 350 ka), a complex ignimbrite succession erupted from the Colli Albani volcano, which caused the last and largest collapse of its caldera. After 350 ka, along with the waning of the volcanic activity, regional uplift resumed at a rate of approximately 0.2 mm/y. The interplay between regional uplift and eustatism produced local high relief unconformities wherein the Aurelia fm. and the Vitinia fm. (related to the oxygen isotopic stages 9 and 8.5 respectively) were deposited until about 285 ka (Nomentana unit – NMT). The top of the Quartaccio synthem is presently at average elevations of 60 m a.s.l. This allowed the preservation of terraced deposits, along the coastal belt both to the N and S of the Tiber delta and along the Tiber river valley. During this period, average eruption rates and the style of eruptive activity at the Colli Albani waned mostly effusive to moderately explosive and confined in the caldera area, so that the Roman area only shows the distal portions of the lava flows (such as the Capo di Bove lava flow) and of the fallout deposits, grouped in the Madonna degli Angeli fm. (FKB).

In the area of the “Roma” geological sheet, there are no deposits related to the high stand of the sea level associated with the oxygen isotopic stage 7, that are today preserved between 30 and 40 m a.s.l. only along the coast, whereas those related to the oxygen isotopic stage 5 (Fiume Aniene synthem) occur between 15 and 30 m a.s.l (Saccopastore fm. – SKP).

The upper synthem of the Roman area is the Fiume Tevere sythem (SFT) and its lower unconformity formed during the low-stand of the sea level relative to the last glacial age. The Upper Pleistocene-Holocene phreatomagmatic (Valle Marciana unit – MAK; Peperino di Albano unit – MNN) and volcanoclastic deposits (Tavolato fm. - TAL) relative to the most recent phases of the Colli Albani volcano and the Holocene fluvial successions partly buried this basal erosional unconformity, although most of the present day geometry and relief of the Roman landscape still refer to the last glacial age erosion.

A major outcome of the field surveys performed for the redaction of the geological map of Roma is the discovery of the previously unmapped Tavolato fm., which is a laharic apron sedimented in the Ciampino area, which reaches the present city centre of Roma, during the Holocene and at least till Ancient Roman age. The Tavolato fm. oversedimented the last glacial age fluvial network forming a vast plain from the emplacement of the most recent phreatomagmatic deposits of the Albano maar and lahars generated by the repeated rollovers and overflows of the Albano lake, likely triggered by injection of CO<sub>2</sub> rich hydrothermal fluids at the base of the lake. This discovery allowed to reconsider the status of the Colli Albani volcano to quiescent, which, prior to this work, was instead considered extinct.

## U B I Q U I T O U S   U N I T S

### **(h) anthropic deposits**

Heterogeneous deposits disposed for backfill and basements of human constructions. Maximum thickness 30 m.

*Holocene*

### **(h<sub>1</sub>) quarry backfill**

Heterogeneous deposits to backfill quarries. Maximum thickness 30 m.

*Holocene*

### **(AU) AURELIO-PONTINO SUPERSYNTHEM**

The basal unconformity of the Aurelio-Pontino supersynthem formed as a consequence of the transition to continental environments in the Roman area, starting from Lower Pleistocene. The unconformity is complex and related to the general uplift of the Tyrrhenian margin along with the effects of the local tectonics, such as for the uplift of the Monte Mario structural high, and of the climatic changes. The deposits above the basal unconformity are initially only related to the paleo-Tiber river system (Magliana synthem) and later also controlled by the volcanoclastic sedimentation from the Colli Albani and Sabatini volcanoes (Flaminia synthem, Villa Glori synthem, Torrino synthem, Quartaccio synthem, Fiume Aniene synthem).

### **(SFT) FIUME TEVERE SYNTHEM**

The morphology of the basal unconformity of this synthem relates to the low-standing of the sea level, in the last glacial age and is recognised in bore-holes down to -40 m r.s.l. It presently hosts the alluvial deposits of the Tiber river and the Aniene river, as well as the most recent phreatomagmatic and lahar deposits from the Colli Albani volcano.

### **(SFT<sub>bb</sub>) alluvial deposits within the river channels**

Sands, silt and clays with organic component, presently transported and deposited within the Tiber river and Aniene river channels. Maximum thickness 10 m.

*Holocene*

### **(SFT<sub>ba</sub>) alluvial deposits**

Silt, sands and clays sedimented in the alluvial plains of the Tiber river and the Aniene river valleys. Bore-hole data indicate the presence of peat and of a basal conglomerate level which may host a pressurised aquifer. Maximum thickness 60 m.

*Holocene*

### **(SFT<sub>e2</sub>) lacustrine deposits**

Silt, sands and clays with volcanoclastic component, which fill the lacustrine basin of Lughetto (Loc. Marco Simone)

*Holocene – Upper Pleistocene p.p.*

### **(TAL) TAVOLATO FORMATION**

Succession of coarse to medium grained volcanoclastic deposits, poorly to moderately sorted, massive to poorly stratified, emplaced from debris flows, hyperconcentrated flood flows and stream flows associated to lahars of the most recent history of the Albano maar. Maximum thickness 15 m. The top lahar unit is dated at  $5.8 \pm 0.1$  ka <sup>(1)</sup>.

*Holocene – Upper Pleistocene p.p.*

### **(MNN) PEPERINO DI ALBANO**

Massive and chaotic to poorly stratified pyroclastic deposit, zeolite-lithified, grey, poorly sorted, and

matrix supported, with up to 10% of lava, intrusive and metamorphic lapilli- to block-size xenoliths. The unit is related to pyroclastic flows generated by the largest phreatomagmatic eruption of the poly-genetic Albano maar. The chemical composition is K-foiditic <sup>(2)</sup>. Maximum thickness 5 m. Available radiometric ages range from  $36\pm 1$  ka <sup>(3)</sup> to  $<23\pm 6,7$  ka <sup>(4)</sup>.

**Upper Pleistocene p.p.**

#### **(MAK) VALLE MARCIANA UNIT**

Alternated yellow to grey, ash- and lapilli-sized, parallel- to cross-stratified, variably sorted beds and layers, with impact sags. In distal areas the unit is lateral to lahar deposits. The unit is related to pyroclastic surges and fall generated by the phreatomagmatic eruption of the monogenetic Valle Marciana maar. Maximum thickness 10 m.

**Upper Pleistocene p.p.**

#### **(ANE) FIUME ANIENE SYNTHEM**

The basal unconformity of this synthem can be observed in a few localities along the Tiber river and the Aniene river valleys. The lowest elevations of the unconformity are below the present day alluvial deposits and relate to the low-standing of the sea level associated with the oxygen isotopic *stage 6*.

#### **(SKP) SACCOPASTORE UNIT**

Cross-stratified fluvial conglomerates and sands with volcanoclastic component, and clayey-silt with gastropods. Maximum thickness 20 m. Within this unit, two skulls of *Homo Neanderthaliensis* were found.

**Upper Pleistocene p.p.**

#### **(QTA) QUARTACCIO SYNTHEM**

The basal unconformity of this synthem is a high relief surface along the Tiber and Aniene valleys, whereas it shows a low relief characterised by paleosoils along interfluves. The lowest elevations of this unconformity are related to the low-standing of the sea level associated to the oxygen isotopic *stage 10*.

#### **(NMT) Via Nomentana Unit**

Massive, pale grey, ash-supported pyroclastic deposits with white sanidine and leucite porphyritic pumice-lapilli. Rarely large black sanidine-porphyritic scoria are present. Maximum thickness 3 m. The radiometric age is  $285\pm 1$  ka <sup>(3)</sup>, which suggest that the unit can be a distal deposit of the trachy-andesitic <sup>(5)</sup> "Tufo Giallo di Sacrofano" *Auctt.*, from the Sabatini Volcanic District.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(VTN) VITINIA FORMATION**

Fossiliferous fluvial conglomerates, sands and silt, with volcanoclastic component and travertine levels. Maximum thickness 20 m.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(FKB) MADONNA DEGLI ANGELI FORMATION**

**Lava units (FKB<sub>a</sub>).** Dark grey, microcrystalline to lc- and cpx-porphyritic, coherent to vesicular, tephritic to K-foiditic <sup>(6,7)</sup> lava units; maximum thickness 30 m; local names for individual flows in outcrop in the sheet are lava unit of Capo di Bove, of Vermicino, and of Villa Senni. The radiometric age of the Capo di Bove lava unit along the Appian Way is  $277\pm 2$  ka <sup>(3)</sup>.

**Pyroclastic units (FKB<sub>b</sub>).** Alternated scoria-lapilli and ash fallout beds and layers, variably altered to paleosoils, associated to subplinian and strombolian eruptions from the peri-caldera Tuscolano-Artemisio fissure vents and the intra-caldera Faete stratovolcano. Thickness up to 5 m.

**Middle Pleistocene p.p.**



**(AEL) AURELIA FORMATION**

Conglomerates and sands with volcanoclastic component; pale-grey clayey-silt with terrestrial and transitional gastropods and travertino layers. Maximum thickness 20 m.

**Middle Pleistocene p.p.**

**(VSN) VILLA SENNI FORMATION**

The Villa Senni Formation is an ignimbrite succession related to the last large volume eruption from the Vulcano Laziale caldera complex. The radiometric ages in literature span from  $357 \pm 2$  ka<sup>(3)</sup> to  $338 \pm 8$  ka<sup>(8)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

From top to the base the Formation is composed of the following units:

**Pozzolanelle (VSN<sub>2</sub>)**. Massive and chaotic, coarse-ash to fine-lapilli matrix-supported, purple to black, unconsolidated ignimbrite, with up to 30% of coarse lapilli- to block-sized lava and intrusive xenoliths. The juvenile fraction is made of dark, poorly to moderately vesicular, cpx-, lc- and bt-phyric scoria. The same crystal assemblage is found as fragments within the matrix. Maximum thickness 30 m. Gas-pipes are frequently observed. The chemical composition is tephri-phonolitic to phono-tephritic<sup>(5)</sup>; “Tufo di Villa Senni” and “Pozzolanelle” *Auctt.*

**Occhio di Pesce (Fisheye) lithofacies (VSN<sub>2a</sub>)**. The proximal facies of the Pozzolanelle may show above 30% by volume of loose leucite crystal fragments, up to 2 cm in diameter, dispersed in the matrix. “Tufo a occhio di pesce” *Auctt.*

**Colle Fumone Breccia (VSN<sub>2b</sub>)**. Coarse, clast- supported co-ignimbrite breccia, made of >40% of lava, intrusive and thermometamorphic xenoliths and spatter scoria.

**Middle Pleistocene p.p.**

**Tufo Lionato (VSN<sub>1</sub>)**. Massive and chaotic, ash matrix-supported, zeolite-lithifield, yellow to red ignimbrite, with yellow aphiric to lc- and cpx-phyric pumice and grey scoria lapilli, and reversely graded lava and intrusive xenoliths. Locally spatter clasts may be present towards the top. Gas-pipes, laminations and trunk-molds are found in distal locations and paleovalleys. The chemical composition ranges from K-foiditic to tephri-phonolitic<sup>(6)</sup>. “Tufo Lionato litoide” *Auctt.*

**Middle Pleistocene p.p.**

**Pebbly-sandy lithofacies (VSN<sub>a</sub>)**. In distal areas the Villa Senni Formation includes the syn-eruptive lahar and fluvial reworked deposits of both VSN<sub>1</sub> and VSN<sub>2</sub>, made by variably sorted and textured sand and conglomerates up to 8 m thick.

**(TNO) TORRINO SYNTHEM**

The basal unconformity of this synthem is a high relief surface along the Tiber river valley (Via Flaminia, Magliana and Fosso Galeria along the right bank and EUR and Torrino along the left bank) and the Aniene river valley. The unconformity shows a low relief characterised by paleosoils along interfluvies. The lowest elevations of this unconformity are around 0 m a.s.l. and relate to the low-standing of the sea level associated to the oxygen isotopic stage 12.

**(SLVb) FONTANA CENTOGOCCE FORMATION**

**Pyroclastic deposits** – Alternation of ash and lapilli-sized fallout beds, variably altered to paleosoils. Maximum thickness 2.5 m.

**Middle Pleistocene p.p.**

**(PNR) POZZOLANE NERE**

Massive and chaotic, ash matrix-supported, black, unconsolidated ignimbrite, with up to 10% of coarse lapilli- to block-sized volcanic, thermometamorphic and intrusive xenoliths (max 10 cm in diameter). The juvenile fraction is made of dark, moderately vesicular, cpx-, lc- and bt-phyric scoria.

The same crystal assemblage is found as fragments within the matrix. At the top of the unit a zeolite-cemented facies is observed. Maximum thickness 20 m. Gas-pipes are locally observed. The chemical composition is tephri-phonolitic <sup>(6)</sup>; The radiometric age is  $407 \pm 4$  ka <sup>(3)</sup>. “Pozzolane medie” *Auctt.*

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(LTT) TUFI STRATIFICATI VARICOLORI DI LA STORTA**

Alternation of ash and lapilli-sized fallout beds, made of grey scoria and yellow pumice clasts, variably altered to paleosoils. Maximum thickness 10 m. The provenance is from the Sabatini Volcanic District. The radiometric age of one fallout bed is  $416 \pm 6$  ka <sup>(3)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(RNR) TUFO ROSSO A SCORIE NERE SABATINO**

Massive and chaotic, zeolite-lithified ignimbrite, red to yellow in colour, ash-matrix supported with dm-sized, sn- and lc-phyric, black scoria lapilli and bombs, alkali-trachytic in composition<sup>(5)</sup>. At the base, a pumice lapilli fallout bed may be present. Total maximum thickness 20 m. “Tufo Rosso a Scorie Nere” *Auctt. p.p.* The radiometric age ranges from  $449 \pm 1$  ka <sup>(3)</sup> and 430 ka <sup>(9)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(FTR) FOSSO DEL TORRINO FORMATION**

Fluvial to fluvial-lacustrine polygenetic conglomerates, sands and silt dominated by volcanoclastic debris from reworking of the major ignimbrites from the Colli Albani and Sabatini volcanoes (Pozzolane Rosse, Pozzolane Nere and Tufo Rosso a Scorie Nere Sabatino); calcareous silt and clay, and phytoclastic travertine are also present. “Formazione di S. Cosimato” *Auctt. p.p.*; “Unità di S. Paolo” *Auctt. p.p.* Maximum thickness 20 m.

**Middle Pleistocene p.p.**

**Conglomerato Giallo (FTR<sub>1</sub>)** Poorly stratified and poorly sorted conglomerate and sand beds, made of rounded red and yellow scoria and lava clasts, with abundant cpx, lc and bt crystal fragments in the matrix. This member is up to 37 m thick and is a laharic succession with debris flow, hyperconcentrated flood flow and stream flow deposits.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(PNR) POZZOLANE ROSSE**

Massive and chaotic, coarse-ash matrix-supported, red, purple to dark grey, unconsolidated ignimbrite, with up to 15% of coarse lapilli to block sized volcanic, thermometamorphic and intrusive xenoliths (max 20 cm in diameter). The juvenile fraction is made of dark, poorly to moderately vesicular, cpx-, lc- and bt-phyric scoria up to 24 cm in dimension. The same crystal assemblage is found as fragments within the matrix. Maximum thickness 35 m. Gas-pipes are frequently observed at the top of the ignimbrite. The chemical composition is tephri-foiditic <sup>(6)</sup>; The radiometric age is  $457 \pm 4$  ka <sup>(3)</sup>. “Pozzolane inferiori”; “Pozzolane di S. Paolo” *Auctt.*

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(LLL) VALLERANO LAVA UNIT**

Dark grey, fine-grained, aphyric to poorly lc- and cpx-phyric lava units, with microcrystalline and rarely glassy groundmass. Maximum thickness 30 m. The chemical composition is K-foiditic <sup>(6)</sup>. The radiometric age is  $460 \pm 4$  ka <sup>(3)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(VGL) VILLA GLORI SYNTHEM**

The basal unconformity of this synthem is a high relief surface along the Tiber river valley (Via Flaminia, Vigna Clara-Corso Francia along the right bank and EUR and Valle Giulia-Villa Glori

along the left bank). The lowest elevations of this unconformity are at 15-20 m a.s.l. and relate to the low-standing of the sea level associated to the oxygen isotopic stage 14.

#### **(SKF) TUFI STRATIFICATI VARICOLORI DI SACROFANO**

Alternation of ash and lapilli-sized fallout beds, made of grey scoria and yellow to white pumice clasts, variably altered to paleosols, interbedded with reworked and palustrine levels. Three well recognisable sn- and cpx-phyric pumice lapilli fallout beds are present in the middle portion of the Formation (Granturchi *Auctt.*). Maximum thickness 14 m. The provenance is from the Sabatini Volcanic District. The radiometric age of one fallout bed is  $488 \pm 2$  ka<sup>(3)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(KKA) CASALE DEL CAVALIERE UNIT**

Alternation of poorly sorted, fine ash and coarse ash-matrix supported beds, parallel- to cross-stratified, with scoria lapilli and lava xenoliths. Crystal fragments of leucite, clinopyroxene and biotite are dispersed in the ash matrix. Accretionary lapilli and trunk-molds are present too. A well sorted, mm-size, poorly vesicular, dark scoria fallout layer, up to 20 cm thick, is present at the base. Maximum thickness 3 m. "Tufi antichi" and "Tufi pisolitici" *Auctt. p.p.*

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(PPT) PRIMA PORTA UNIT**

Massive and chaotic, unconsolidated to zeolite-lithified, yellow to pale grey, lc-bearing, ash-matrix supported ignimbrite, with abundant yellow, green and grey porphyritic pumice lapilli, and lava, sedimentary and intrusive xenoliths. Rarely large black scoria are observed. Maximum thickness 10 m. The chemical composition is tephri-phonolitic<sup>(10)</sup>. "Tufo Giallo della Via Tiberina" *Auctt. p.p.*; "Tufo Giallo di Prima Porta". The radiometric age is  $514 \pm 3$  ka<sup>(3)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(PTI) PALATINO UNIT**

Massive and chaotic, unconsolidated to cemented, grey to black, lc- cpx- and bt-bearing, ash-matrix supported ignimbrite, with black scoria lapilli and lava xenoliths. Tree-molds are present. A well sorted, mm-size, black, poorly vesicular scoria fallout bed up to 25 cm thick underlies the main ignimbrite. A 30 cm thick accretionary lapilli-bearing ash bed is present toward the top. Maximum thickness 10 m. The chemical composition is phono-tephritic<sup>(6)</sup>. "Tufi Antichi" e "Tufi pisolitici" *Auctt. p.p.* The radiometric age is  $533 \pm 5$  ka<sup>(3)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(VGU) VALLE GIULIA FORMATION**

Polygenetic fluvial conglomerate upward grading into parallel- to cross-laminated calcareous sands and silt and then into phytoclastic sandy travertine with subhorizontal bedding and volcanoclastic sands. (Valle Giulia – Collina Parioli). Fluorine-rich deposits are deposited in fluvial-palustrine environment in the Vigna Clara – Flaminia area. Maximum thickness 30 m.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(LMN) FLAMINIA SYNTHEM**

The basal unconformity of this synthem is a high relief surface along the Tiber river valley, the drainage network of which is at this stage is configured similarly to the present day network.

#### **(TIB) VIA TIBERINA UNIT**

Massive and chaotic, unconsolidated to zeolite-lithified, yellow, lc- sn- and cpx-bearing, ash-matrix supported ignimbrite, with abundant yellow to white pumice lapilli, and lava, sedimentary xenoliths. Ash pellets are dispersed in the matrix. Maximum thickness 15 m. The chemical composition is

tephritic to tephri-phonolitic <sup>(10)</sup>. “Tufo Giallo della Via Tiberina” *Auctt. p.p.*; The radiometric age is 550 ka <sup>(3,9)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(TDC) TOR DE' CENCI UNIT**

Massive and chaotic to stratified, zeolite-lithified, grey to yellow, lc- cpx - and bt-bearing, ash-matrix supported ignimbrite, with abundant cm-size accretionary lapilli both dispersed in the matrix and concentrated in ash beds, and lava xenoliths. Tree-molds are present at the base. A well sorted, mm-size, dark and poorly vesicular scoria fallout bed underlies the main ignimbrite, with a maximum thickness of 10 cm. Maximum thickness 10-15 m. The chemical composition is K-foiditic<sup>(11)</sup>. “Tufi Antichi” e “Tufi Pisolitici” *Auctt. p.p.*; The radiometric age is 561±1 ka <sup>(3)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(CIL) S. CECILIA FORMATION**

Alternating fluvial conglomerate, sand and silt beds with volcanoclastic component. Maximum thickness 40 m.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(MNL) MAGLIANA SYNTHEM**

The basal unconformity of this synthem is planar, polyphasic, and faulted at elevations comprised between 25 m and 10 m a.s.l. to the west, between 50 and 60 m a.s.l. in the Monte Mario area, and down to -90 m to the northeast of the NNO-SSE master fault of the Monte Mario high. This unconformity heralds the continental environments in the Roman area and hosts the first deposition from the paleo-Tiber river.

#### **(FCZ) FOSSO DELLA CRESCENZA FORMATION**

Polygenetic fluvial conglomerates made of limestone and chert pebbles, with sandy matrix rich in quartz and pyroxene, upward grading to yellow polygenetic sands and green-grey clays with organic component and calcareous silt and sand. Maximum thickness 42 m.

**Middle Pleistocene p.p.**

#### **(PGL) PONTE GALERIA FORMATION**

The deposits of the Ponte Galeria Formation record the transition from transitional to continental environments and are in outcrop in the western sector of the geological sheet.

In the Monte Mario-Gianicolo area there are two lithofacies.

**Clayey-sand lithofacies (PGL<sub>b</sub>)**. Grey to green lagoonal clays with *Venerupis senescens* and reddish cross-stratified aeolic coarse- and silty-sands. Maximum thickness 24 m.

**Conglomerate lithofacies (PGL<sub>a</sub>)**. Conglomerates with sandy matrix made of carbonatic and chert pebbles, interbedded with cross-stratified sand. Beach environment (“unità di Monte Ciocci” *Auctt.*). Maximum thickness 30 m.

**Middle Pleistocene p.p.-Lower Pleistocene p.p.**

**Pisana Member (PGL<sub>3</sub>)**. This member is made of three different lithofacies:

**Sandy lithofacies (PGL<sub>3c</sub>)**. Yellow to red, quartz and silty-sand of aeolic to braided plain environments. Thickness varies from 10 m to 4-5 m. (“Sabbie salmonate” *Auctt. p.p.*)

**Sandy-clay lithofacies (PGL<sub>3b</sub>)**. Irregular alternations of grey clays and silty sands, with abundant fossils (*Cerastoderma Lamarkii*, *Ostrea edulis* and *Venerupis senescens*). Lagoon to littoral environments. Maximum thickness 5 m (“Argille a *Venerupis senescens*” *Auctt.*).

**Conglomerate-sandy lithofacies (PGL<sub>3a</sub>)**. Cross-bedded conglomerates with sandy matrix of fluvial-deltaic environments. Maximum thickness 35 m. (“Sabbie e ghiaie a laminazione incrociata” *Auctt.*)

**Middle Pleistocene p.p.**

**Argille ad *Helicella* Auctt.** (PGL<sub>2</sub>). Grey clays and silty-sands with *Ostrea edulis*, *Venerupis senescens* and *Helicella ericetorum*. Lagoonal environment. Maximum thickness between 4 m and 6 m.

**Lower Pleistocene p.p.**

**Conglomerati di Casale dell'Infernaccio (PGL<sub>1</sub>).** Polygenetic, low angle cross-stratified, fluvial conglomerates, made of limestone and chert pebbles and cobbles, locally cemented. Average thickness between 5 and 10 m. ("Conglomerati basali" Auctt.).

**Lower Pleistocene p.p.**

#### (AE) ACQUATRAVERSA SUPERSYNTHEM

The basal unconformity of this supersynthem is a planar surface gently sloping to the NW. It signals the beginning of a significant regional uplift occurred between the Upper Pliocene and the beginning of the Lower Pleistocene.

#### (MDP) MONTE DELLE PICHE FORMATION

Grey to green shales and sandy-shales with *Hyalinea balthica*, interbedded with sand levels. Infralittoral environment. This Formation is known for a minimum of 134 m in thickness, from bore-hole bio-stratigraphy in the Ponte Galeria area.

**Lower Pleistocene (Emilian p.p.)**

#### (MTM) MONTE MARIO FORMATION

Grey sands with *Arctica islandica* rich in malacofauna upward passing to yellow, low angle cross-laminated sands and sandstones, with interbedded bioclastic horizons with abundant molluscs and echinida fossils; infralittoral to submerged beach environment. Upthrough stratigraphy, levels and beds of transitional green clay with *Cerastoderma edulis* and thin beach conglomerates are present. Maximum thickness 140 m. "Sabbie gialle di Monte Mario" Auctt.

**Lower Pleistocene (Santernian p.p.)**

**Farneto Member (MTM<sub>1</sub>).** It characterises the base of the Monte Mario Formation in the Monti della Farnesina area. Grey silt and sandy-silt, with organic component and rich in benthos foraminifera of infralittoral environment (*Bulimina elegans marginata*); maximum thickness 30 m (Monte Mario-Farneto). The base is characterised by a malacofauna- and glauconite-rich horizon with *Artica islandica*.

**Lower Pleistocene (Santernian p.p.)**

### P L I O C E N E M A R I N E U N I T S

#### (MVA) MONTE VATICANO FORMATION

Grey, overconsolidated, well stratified, shales, alternated with subordinate thinly stratified grey to yellow fine sands rich in micae. Open marine bathial environment. It crops out along the structural highs along Monte Mario-Gianicolo, at Viale Tiziano and in the area of Marco Simone. The biostratigraphy indicates age comprised between the *Globorotalia puncticulata* zone (Farnesina-Monte Mario area) and the *Globorotalia aemiliana* - *Globorotalia inflata* zone (Marco Simone area). Maximum thickness in outcrop 110 m (Via Falcone-Borsellino). "Argille Azzurre" Auctt.

**Upper Pliocene p.p. (Gelasian p.p.) - Lower Pliocene p.p. (Zanclan p.p.)**

#### (UNITS ONLY FOUND IN SUBSURFACE)

#### (LLL) FOSSO TRE RAMI LAVA UNIT

Dark grey to black, fine-grained, poorly lc- and cpx-phyric lava units, only found in bore-hole stratigraphies between Via Tuscolana and Via Ardeatina, above the Pozzolane Rosse, few metres in thickness. Lava units at the same stratigraphic level are known southward in the Albano 388 geological sheet. The chemical composition is phono-tephritic to K-foiditic<sup>(6)</sup>.

**Middle Pleistocene p.p.**

Chemical composition and age determinations from: <sup>(1)</sup> Funicello et al., 2003; <sup>(2)</sup> De Benedetti et al., 2008; <sup>(3)</sup> Karner et al., 2001 ; <sup>(4)</sup> Soligo et al., 2003 ; <sup>(5)</sup> De Rita et al., 1993 ; <sup>(6)</sup> Trigila et alii, 1995; <sup>(7)</sup> Giordano et al., 2006 ; <sup>(8)</sup> Radicati di Brozolo et al., 1981; <sup>(9)</sup> Cioni et al., 1993; <sup>(10)</sup> Scherillo, 1941; <sup>(11)</sup> Palladino et al., 2001.

PROGETTO  
CARG



PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG