ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

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

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

foglio 375
TIVOLI

Gruppo di coordinamento: **M. Parotto**[1] (Coord.), **M. Mattei**[1] (Dir.), **E. Danese**[1], **G. Giordano**[1], **M. Porreca**[1].

Con contributi di:
E. Anzalone[2], **A. Argentieri**[3], **G. Capelli**[1], **P. Cipollari**[1], **A. Diana**[1], **L. De Filippis**[1], **G. Fubelli**[1], **R. Mazza**[1], **F. Marasco**[1], **P. Pitzianti**[1], **G. Rotella**[3], **G. Sampalmieri**[1].

(1) Dipartimento di Scienze Università Roma TRE – V.le Marconi, 446 – 00146 Roma
(2) CNR IAMC, Calata Porta di Massa, 80133 Napoli
(3) CITTÀ METROPOLITANA DI ROMA CAPITALE - Dipartimento VI "Pianificazione territoriale generale" - Servizio 3 "Geologico e difesa del suolo, protezione civile in ambito metropolitano"- Viale Giorgio Ribotta 41-43, 00152 Roma

Ente realizzatore

REGIONE LAZIO

REGIONE LAZIO
Direzione Regionale Ambiente e Sistemi Naturali, Area Tutela e Valorizzazione della Geodiversità e dei Paesaggi Naturali

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

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

Direttore della Direzione Capitale Naturale, Parchi e Aree protette della Regione Lazio: V. Consoli

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

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

Per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

Revisione scientifica:
F. Capotorti, C. Muraro
Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.)**, S. Grossi**
Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)
Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

Per l'Università di Roma Tre:
Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
Massimo Mattei, Andrea Bonamico
Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:
GeoSoul Italia S.r.l.- Ascoli Piceno

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

INDICE

PREMESSA..... pag. 7

I - INTRODUZIONE .....» 9
1. - INQUADRAMENTO REGIONALE.....» 9
2. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO
(*a cura di M. Mattei & G. Fubelli*) .....» 11
3. - STUDI PRECEDENTI..... » 18
3.1. - La cartografia dell'area..... » 19
3.2. - I caratteri stratigrafici, la distinzione di facies
e l'assetto strutturale delle successioni sedimentarie
pre e sin-orogeniche ..... » 19
3.3. - L'assetto strutturale e stratigrafico del substrato..... » 28
3.4. - La successione vulcanica albana..... » 29
3.5. - I depositi di travertino del bacino delle Acque Albule... » 29

II - **STRATIGRAFIA** .....» 31
1. - DEPOSITI PRE-OROGENESI..... » 32
1.1. - Monti lucretili e tiburtini
(*a cura di M. Mattei & P. Pitzianti*)..... » 32
1.1.1. - *Calcare Massiccio* (**MAS**)..... » 32
1.1.2. - *Corniola detritica* (**COK**)..... » 32
1.1.3. - *Marne di Monte Serrone* (**RSN**)..... » 33
1.1.4. - *Calcari e Marne a Posidonia* (**POD**)..... » 34
1.1.5. - *Calcari detritici con Posidonia* (**DPO**)..... » 34
1.1.6. - *Calcari Diasprigni* (**CDU**)..... » 34
1.1.7. - *Maiolica* (**MAI**)..... » 35
1.1.8. - *Marne a Fucoidi* (**FUC**) ..... » 36
1.1.9. - *Scaglia Bianca* (**SBI**)..... » 36
1.1.10. - *Scaglia Rossa* (**SAA**)..... » 37
1.1.11. - *Scaglia detritica* (**SCZ**)..... » 38
1.1.12. - *Scaglia variegata* (**VAS**) ..... » 39
1.1.13. - *Scaglia cinerea detritica* (**CDZ**)..... » 39
1.1.14. - *Calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR**) ..... » 40
1.1.15. - *Unità spongolitica* (**SPT**) ..... » 40
1.2. - Area dei monti prenestini e ruffi
(*a cura di E. Danese & M. Mattei*)..... » 41
1.2.1. - *Scaglia detritica* (**SCZ**)..... » 41
1.2.2. - *Calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR**) ..... » 44
1.2.3. - *Unità spongolitica*; *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**) ..... » 46

1.2.4. - *Calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**) ..... » 54
1.3. - Area di rocca di cave-monte pompeo
(*a cura di E. Danese & M. Mattei*) ..... » 56
1.3.1. - *Calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**) ..... » 57
1.3.2. - *Calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**) ..... » 57
1.3.3. - *Calcari bioclastici ad ippuriti e coralli* (**BIC**) ..... » 58
1.3.4. - *Calcari a calcisphaerulidi,*
membro di Rocca di Cave (**SPH$_1$**) ..... » 60
1.3.5. - *Scaglia condensata* (**SGC**) ..... » 61
1.3.6. - *Unità spongolitica; membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**) ..... » 64
1.3.7. - *Calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**) ..... » 64
2. - DEPOSITI SIN-OROGENESI ..... » 67
2.1.1 - *Unità argilloso-marnosa* (**UAM**) ..... » 69
2.1.2 - *Unità arenaceo-pelitica* (**UAP**) ..... » 70
3. - DEPOSITI POST OROGENESI ..... » 71
3.1.1. - *Unità di Palombara Sabina* (**UPS**) ..... » 72
3.1.2. - *Unità di Torre Baccelli* (**UTB**) ..... » 73
3.2. - Supersintema tiburtino (**TN**) ..... » 74
3.2.1. - *Sintema di Mandela* (**UMN**) ..... » 74
3.2.2. - *Sintema di Madonna del Quintiliolo* (**BMQ**) ..... » 75
3.2.3. - *Sintema di Val Lungherina* (**BVL**) ..... » 75
3.2.4. - *Sintema di Colle Ramanna* (**RNM**) ..... » 76
4. - IL VULCANO DEI COLLI ALBANI
(*a cura di M. Porreca, G. Giordano & M. Mattei*) ..... » 76
4.1. - Litosoma vulcano laziale ..... » 78
4.1.1. - *Formazione di Le Vallicelle* (**VLC**) ..... » 79
4.1.2. - *Unità di Poli* (**UPL**) ..... » 80
4.1.3. - *Unità di Tor de Cenci* (**TDC**) ..... » 82
4.1.4. - *Unità del Palatino* (**PTI**) ..... » 84
4.1.5. - *Unità di Casale del Cavaliere* (**KKA**) ..... » 84
4.1.6. - *Tufi stratificati varicolori di Sacrofano* (**SKF**) ..... » 86
4.1.7. - *Lave di Vallerano* (**LLL**) ..... » 87
4.1.8. - *Pozzolane Rosse* (**RED**) ..... » 88
4.1.9. - *Tufi stratificati varicolori di La Storta* (**LTT**) ..... » 90
4.1.10. - *Lave Fosso Tre Rami* (**RMN**) ..... » 90
4.1.11. - *Pozzolane nere* (**PNR**) ..... » 91
4.1.12. - *Formazione Fontana Centogocce* (**SLV**) ..... » 91
4.1.13. - *Formazione di Villa Senni* (**VSN**) ..... » 93
4.2. - Litosoma tuscolano-artemisio ..... » 96
4.2.1. - *Travertino di Colle dello Stonio* (**TDT**) ..... » 96
4.2.2. - *Formazione di Madonna degli Angeli* (**FKB**) ..... » 97

4.3. - Litosoma via dei laghi ... » 99
4.3.1. - *Formazione di Campi d'Annibale* (**ABL**) ... » 100
4.3.2. - *Unità di Pantano Secco* (**PSK**) ... » 100
4.3.3. - *Unità di Prata Porci* (**PRK**) ... » 100
5. - UNITÀ SEDIMENTARIE POST-VULCANICHE ... » 100
5.1.1. - *Travertino di Bagni di Tivoli* (**TBT**)
(*a cura di E. Anzalone & L. De Filippis*) ... » 100
5.1.2. - *Sintema Fiume Tevere* (**SFT**) ... » 108
5.1.2.1. - *Deposito lacustre* (**SFT$_{e2}$**) ... » 108
5.1.2.2. - *Travertini* (**SFT$_{f1}$**) ... » 108
5.1.2.3. - *Coltre eluviale e colluviale* (**SFT$_{b2}$**) ... » 108
5.1.2.4. - *Deposito di versante* (**SFT$_{a}$**) ... » 109
5.1.2.5. - *Deposito alluvionale* (**SFT$_{b}$**) ... » 109
6. - UNITÀ UBIQUITARIE ... » 110
6.1.1. - *Discarica* (**h$_1$**) ... » 110
6.1.2. - *Deposito antropico* (**h**) ... » 111

III – TETTONICA ... » 113
1. - INTRODUZIONE ... » 113
2. - LA STRUTTURA APPENNINICA ... » 116
2.1. - Unità Tettonica 3 ... » 118
2.2. - Unità Tettonica 4 ... » 119
2.3. - Unità Tettonica 5 ... » 122
2.4. - Unità Tettonica 6 ... » 125
3. - IL MARGINE TIRRENICO ... » 126

IV - CENNI DI IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA ... » 127
1. - IDROGEOLOGIA
(*a cura di R. Mazza & F. La Vigna*) ... » 127
1.1. - Unità carbonatica dei Monti Prenestini, Ruffi e Cornicolani ... » 128
1.2. - Unità Vulcanica dei Colli Albani ... » 129
1.3. - Unità delle Acque Albule ... » 130
1.4. - Unità Terrigena del versante sinistro della media Valle del Tevere ... » 130
1.5. - Unità Terrigena delle valli dei fiumi Sacco, Liri e Garigliano ... » 131
2. - FRANOSITÀ (*a cura di G. Fubelli*) ... » 131
3. - RISCHIO IDRAULICO
(*a cura di A. Argentieri & G. Rotella*) ... » 133
4. - FENOMENI DI SPROFONDAMENTO

CATASTROFICO E SUBSIDENZA ..... » 139
4.1. - Sinkholes ..... » 140
4.1.1 - *Media Valle dell'Aniene* (*bacino delle Acque Albule*) ..... » 140
4.1.2. - *Il Laghetto* ..... » 141
4.1.3 - *L'area di Gallicano* ..... » 141
4.2. - Subsidenza e deformazioni del suolo ..... » 142
4.2.1. - *Località Pantano* ..... » 143
4.3. - Crolli di cavità ipogee di origine antropica ..... » 144
5. - RISORSE AMBIENTALI ..... » 147
5.1. - Carsismo ipogeo ed epigeo ..... » 147
5.2. - Geositi ..... » 148
5.3. - Risorse lito-minerarie e attività estrattive ..... » 150
5.4. - Geologia dei vini ..... » 150

V - EXTENDED LEGEND ..... » 153

VI - BIBLIOGRAFIA ..... » 177

PREMESSA

Il Foglio 375 "Tivoli" 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 2001 ed il 2006 nell'ambito dell'accordo di programma tra Servizio Geologico Nazionale (ora in ISPRA) e 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 è geologicamente molto ricco comprendendo le zone prossimali e distali dei *plateaux* ignimbritici del vulcano dei Colli Albani e i primi rilievi appenninici, nei quali affiorano sia i termini della successione sabina quasi al completo, che quelli della piattaforma carbonatica di Rocca di Cave, con le relative coperture silicoclastiche. La parte settentrionale del Foglio è caratterizzata dall'imponente deposito quaternario dei travertini di Bagni di Tivoli.

Le distinzioni fra le unità rispecchiano in parte quelle note dalla letteratura, ma, oltre al riconoscimento di ulteriori unità precedentemente poco o affatto descritte, l'adozione del criterio di rappresentazione a Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi ha consentito di ricostruire una gerarchia di eventi e di restituirla cartograficamente.

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

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

* le strutture tettoniche minori per estensione e rigetto

Il rilevamento geologico di terreno è stato condotto da D. Bilardello, E. Danese, L. De Filippis, S. Diana, G. Fubelli, F. Marasco, P. Pitzianti, M. Porreca, L. Sabato-Ceraldi, diretto da M. Mattei e coordinato da M. Parotto. Le analisi biostratigrafiche sui foraminiferi sono state effettuate da E. Danese, quelle del nannoplancton calcareo da P. Cipollari (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre). Le sezioni stratigrafiche sulle successioni mioceniche sono state effettuate da G. Sampalmieri (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre). Le analisi diffrattometriche sono state effettuate da S. Lo Mastro (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre). Le datazioni radiometriche sono state effettuate da M. Soligo (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre). L'informatizzazione del Foglio è stata curata da M. Felici e realizzata da F. Marasco e A. A. De Benedetti, mentre l'allestimento informatizzazione dati geologici è stato curato da Andrea Bonamico.

Per la stratigrafia sono stati adottati gli schemi bio e cronostratigrafici di Berggren *et alii* (1995); Cahuzac & Poignant (1997); Cati *et alii*, (1968), Fornaciari *et alii* (1996); Gradstein *et alii*, (1994), Ogg *et alii* (1991); Premoli Silva *et alii* (1995); Premoli Silva & Sliter (1995); Serra-Kiel *et alii* (1998); Sprovieri *et alii* (1996).

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 il Servizio Geologico della Provincia di Roma e il Centro per la Valorizzazione del Travertino Romano.

M. Mattei e M. Parotto (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre) hanno redatto i capitoli I (Introduzione), II (Stratigrafia), III (Tettonica). Al capitolo I ha anche contribuito G. Fubelli (Inquadramento geomorfologico), mentre al capitolo II hanno contribuito P. Pitzianti e E. Danese (successioni sedimentarie pre orogeniche), M. Porreca e G. Giordano (successioni vulcaniche), E. Anzalone e L. De Filippis (Travertini di Bagni di Tivoli). Il capitolo IV è stato redatto da R. Mazza e F. La Vigna per l'idrogeologia, da G. Fubelli per gli aspetti legati alla franosità, da A. Argentieri e G. Rotella per gli aspetti applicativi.

I – INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO REGIONALE

Nel Foglio 375 "Tivoli" affiora una successione compresa fra i depositi di piattaforma carbonatica della formazione del Calcare Massiccio (Giurassico inferiore *p.p.*) e la complessa successione di ambiente francamente continentale, del Pleistocene medio-Olocene, costituita dai depositi vulcanici dei Colli Albani e dalle successive sequenze sedimentarie fluvio-lacustri ampiamente diffuse nell'area. Le successioni stratigrafiche comprese tra il Giurassico inferiore e il Miocene medio-superiore affiorano nel settore nord-orientale dell'area, lungo le dorsali appenniniche dei Monti Lucretili meridionali, Tiburtini, Prenestini e Ruffi. Queste stesse successioni sono state riconosciute al di sotto dei depositi sedimentari post-orogeni e dei prodotti dell'attività vulcanica dei Colli Albani di cui costituiscono il substrato sedimentario (Funiciello & Parotto, 1978; Danese & Mattei, 2010). Le successioni emipelagiche e silicoclastiche del Miocene superiore affiorano invece esclusivamente nell'ampio sinclinorio posto tra il versante orientale dei Monti Prenestini e la dorsale Olevano-Canterano e, in piccoli lembi, sul fronte orientale della struttura dei Monti Ruffi. La successione sedimentaria meso-cenozoica è costituita prevalentemente da calcari e calcari-marnosi della successione sabina relativa a un dominio di transizione tra le facies tipicamente umbro-marchigiane e quelle del dominio laziale-abruzzese (Parotto & Praturlon, 1975). Solamente nel settore meridionale dei Monti Prenestini,

nell'area di Rocca di Cave e di Monte Pompeo, affiorano piccoli lembi del margine occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Carbone *et alii,* 1971). L'insieme dei depositi sopra descritti si presenta intensamente deformato dai complessi processi di accrescimento della catena appenninica. Lungo le strutture dei Monti Lucretili meridionali e dei Monti Tiburtini le strutture principali sono costituite da una serie di anticlinali rovesciate, con piano assiale sub-orizzontale e vergenza verso i quadranti sud-orientali, delimitate da importanti superfici di sovrascorrimento. Queste strutture si sovrappongono alle strutture dei Monti Prenestini, ad andamento meridiano, caratterizzate dall'affioramento dei termini più giovani della successione sabina. La struttura dei Monti Prenestini descrive, a grande scala, un'anticlinale a nucleo cretacico che sul fianco orientale passa, attraverso una complessa struttura tettonica, all'ampio sinclinorio costituito dai depositi torbiditici del Tortoniano superiore nell'area meridionale e alla struttura dei Monti Ruffi verso nord. Questi ultimi sono costituiti esclusivamente dai termini miocenici della sequenza e formano una serie di anticlinali orientate NNO-SSE, separate da elementi tettonici di tipo transpressivo, di cui quello più esterno corrisponde a uno degli elementi tettonici costituenti la linea Olevano-Antrodoco. L'età della deformazione compressiva in questo settore della catena appenninica è compresa, sulla base dell'età dei depositi silicoclastici e sulla base di considerazioni di carattere regionale, tra il Tortoniano e il Pliocene inferiore (Cipollari & Cosentino, 1992).

Alle successioni meso-cenozoiche coinvolte nell'orogenesi appenninica seguono direttamente i depositi post-orogeni del Pleistocene inferiore. Si tratta di argille, sabbie e conglomerati di ambiente marino e costiero del Pleistocene inferiore (Gelasiano), seguiti da depositi prevalentemente ruditici di ambiente fluviale e di piana alluvionale. Questi depositi affiorano nel quadrante nord occidentale del foglio, lungo i margini occidentali delle strutture dei Monti Lucretili e dei Monti Tiburtini, e in alcuni piccoli lembi all'interno della media Valle dell'Aniene. Sono stati inoltre riconosciuti nel substrato della campagna romana, al di sotto della copertura vulcanica, sia perché intercettati dai numerosi sondaggi effettuati nell'area, sia perché sono presenti come inclusi nei prodotti legati all'attività freatomagmatica dei Colli Albani (Funiciello & Parotto, 1978; Danese & Mattei, 2010). L'appoggio sulle strutture carbonatiche deformate è generalmente di carattere stratigrafico ed è spesso marcato dalla presenza di depositi in facies costiera, ben visibili soprattutto nei settori più settentrionali (Foglio 366 "Palombara Sabina"), alle pendici dei Monti Cornicolani e Lucretili. La successione pleistocenica si presenta generalmente poco deformata e in giacitura suborizzontale, anche se a scala regionale i depositi sono dislocati in maniera significativa dall'attività tettonica estensionale responsabile dello smembramento delle strutture appenniniche e della definizione dell'assetto strutturale del margine tirrenico laziale.

I depositi legati all'attività vulcanica dei Colli Albani affiorano nella parte

meridionale e centrale del foglio e in lembi significativi nella valli dell'Aniene e del Fosso dell'Empiglione poste all'interno delle strutture appenniniche. Si tratta di una complessa successione costituita da depositi ignimbritici, da colate di lava e subordinatamente da depositi da caduta e da *lahar* che derivano da quattro distinti apparati eruttivi, o litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio, Litosoma Faete e Litosoma Via dei Laghi). Nell'area del Foglio affiorano i prodotti di tre di questi litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio e Litosoma Via dei Laghi).

Nella parte nord occidentale del foglio i depositi vulcanici sono ricoperti dai depositi continentali di ambiente fluviale e lacustre del Pleistocene medio-Olocene. Di notevole interesse sono i depositi di travertino che affiorano nell'area di Gallicano, Colle dello Stonio e soprattutto del bacino delle Acque Albule. I travertini delle Acque Albule si sono formati tra il Pleistocene superiore e l'Attuale e costituiscono un deposito estremamente esteso e di notevole spessore (superiore a 90 m nelle aree centrali del bacino), le cui particolari caratteristiche li hanno resi sede di una intensa attività estrattiva sin dall'epoca romana. I travertini di Bagni di Tivoli si sono formati all'interno di una estesa depressione tettonica legata all'attività di sistemi di taglio trascorrenti destri ad andamento meridiano, che sono sede di una importante circolazione idrotermale (Faccenna *et alii,* 1994). Le strutture meridiane che bordano il bacino delle Acque Albule rappresentano anche le strutture principali poste al bordo dell'importante depressione di Pantano Borghese, situata a meridione del bacino delle Acque Albule e sede di una importante sedimentazione lacustre sino all'Olocene.

2. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Nell'area del Foglio 375 "Tivoli" possono essere riconosciute tre distinte unità fisiografiche (Figura 1). La prima comprende i rilievi dei Monti Tiburtini, Monti Lucretili, Monti Prenestini e parte dei Monti Ruffi, la seconda si estende su un territorio pianeggiante compreso tra il limite dei rilievi appenninici e le periferie dell'area urbana di Roma, la terza infine è rappresentata dalle propaggini settentrionali dell'edificio vulcanico dei Colli Albani.

Il Foglio 375 "Tivoli" è compreso per gran parte della sua estensione all'interno del bacino del Fiume Aniene che costituisce l'elemento idrografico più importante dell'area. Solamente il settore sud orientale appartiene al bacino del Fiume Sacco, affluente di riva destra del Fiume Garigliano. L'andamento e il tipo di reticolo idrografico sono estremamente variabili, risentendo della forte eterogeneità dei litotipi affioranti e del complesso assetto strutturale dell'area. Nel settore meridionale il drenaggio è controllato dalla presenza del rilievo dei Colli Albani, con un reticolo idrografico estremamente sviluppato che, nell'area in esame, drena verso i settori settentrionali. Al contrario i rilievi carbonatici

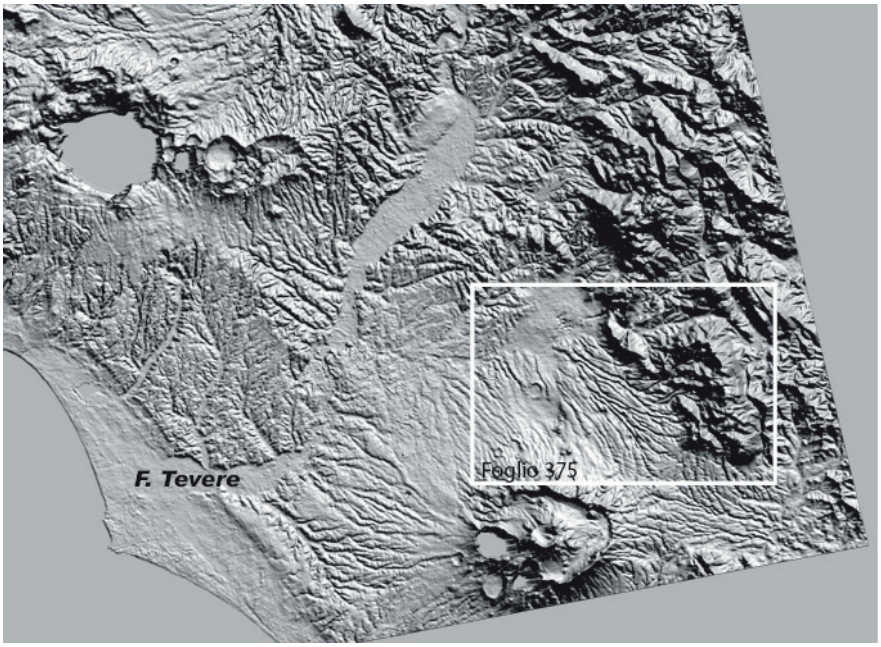


Fig. 1 – Inquadramento morfologico del Foglio 375 "Tivoli".

delle strutture appenniniche sono caratterizzati dalla quasi completa mancanza di acque superficiali, poichè la circolazione si sviluppa prevalentemente attraverso scorrimenti sotterranei lungo condotti carsici. Solamente lungo il settore orientale, in corrispondenza degli affioramenti dei depositi silicoclastici del Miocene superiore si sviluppa un denso reticolo idrografico di tipo sub-dendridico localizzato nel bacino del Torrente Fiumicino, le cui acque drenano verso nord per confluire nell'Aniene, e verso sud in quello dell'alta Valle del Sacco. Il corso del Fiume Aniene si sviluppa con andamento all'incirca est-ovest nel settore settentrionale dell'area. Analogamente al Fosso dell'Empiglione, di cui riceve le acque, il Fiume Aniene percorre trasversalmente i rilievi appenninici, incidendoli profondamente in corrispondenza dell'abitato di Tivoli. Lo sbocco dell'Aniene verso la piana della campagna romana è marcato da una stretta soglia di depositi di travertino. Questo stesso sistema di drenaggio trasversale alle strutture è ben riconoscibile lungo tutto il margine occidentale della struttura prenestina, caratterizzato da profonde incisioni vallive, che erodono i depositi vulcanici che ne costituiscono il substrato e causano un progressivo arretramento dell'erosione verso i settori orientali dell'area.

Le dorsali dei Monti Lucretili, dei Monti Tiburtini, dei Monti Prenestini, e della

parte occidentale dei Monti Ruffi, occupano gran parte del settore settentrionale e orientale del Foglio. Si tratta delle prime strutture della dorsale appenninica in Italia centrale, prevalentemente costituite da sedimenti calcarei e calcareo-marnosi mesozoici e terziari. Le altezze oscillano intorno ai 600 m nell'area delle strutture tiburtine e lucretili, mentre si attestano a quote superiori ai 1000 m lungo la dorsale dei Monti Ruffi, dove si raggiunge la quota massima di 1253 m, e dei Monti Prenestini, dove si raggiunge l'altezza di 1218 m in corrispondenza della rupe di Monte Guadagnolo. Le strutture dei Monti Prenestini e dei Monti Ruffi hanno un andamento pressoché meridiano, chiaramente dovuto all'assetto strutturale di questi rilievi, determinato a grande scala dalla presenza dell'elemento tettonico di carattere regionale noto come linea Olevano-Antrodoco, che rappresenta il limite orientale e più esterno delle strutture compressive dell'area sabina.

Le strutture dei Monti Tiburtini e dei Monti Lucretili meridionali, separati dalla valle del medio corso del Fiume Aniene, si trovano nel settore settentrionale del Foglio. Si tratta di rilievi di moderata altitudine, con quote massime intorno ai 700 m, costituiti prevalentemente da calcari e calcari marnosi della successione sedimentaria in facies sabina. Le dorsali dei Monti Tiburtini e dei Lucretili costituiscono i primi contrafforti della catena appenninica, delimitando verso oriente le aree pianeggianti che caratterizzano il paesaggio della campagna romana. Il loro versante occidentale si raccorda in maniera estremamente regolare con i rilievi collinari che bordano la piana delle Acque Albule, mentre verso oriente il passaggio avviene verso l'ampia depressione della media Valle dell'Aniene, colmata dai depositi sedimentari e vulcanici del ciclo post-orogeno. L'andamento delle strutture tiburtine e lucretili, con una direzione NNE-SSO, rappresenta una notevole anomalia rispetto alla generale orientazione delle dorsali appenniniche, risentendo fortemente dell'assetto strutturale dell'area e della sua complessa storia tettonica.

La struttura dei Monti Ruffi è costituita dalle dorsali di Monte Sainese, Monte Ruffo e Il Monte che si estendono, con andamento NNO-SSE, lungo il margine nord orientale del Foglio. La morfologia delle dorsali è evidentemente controllata dal loro assetto strutturale, tanto che nella maggior parte dei casi i versanti delle strutture corrispondono a superfici morfostrutturali, legate al differente grado di erodibilità tra i calcari del Miocene medio e le marne del Miocene superiore, completamente erose. Testimonianza ne è la presenza frequente, alla sommità e lungo i fianchi dei versanti dell'*hardground* glauconitico posto al limite tra le due unità. L'andamento orografico delle tre dorsali rispecchia fedelmente la struttura e la direzione delle anticlinali. La medesima situazione si individua nel tratto compreso tra i Monti Ruffi e il versante orientale dei Monti Prenestini. I limiti fisiografici tra le diverse dorsali sono dati dalla presenza di importanti elementi tettonici che portano in contatto anomalo i diversi litotipi affioranti. I rilievi sono caratterizzati da creste molto ampie che individuano una paleo-superficie sommitale scolpita nei depositi



Fig. 2 – Panoramica del versante meridionale dei Monti Ruffi. È visibile una delle anticlinali che costituiscono la struttura. Si noti l'alto rilievo della faglia di Gerano, ad andamento E-O.

calcarei e calcareo-marnosi delle successioni del Miocene inferiore e medio. Le dorsali sono generalmente asimmetriche con i fianchi occidentali meno pendenti rispetto a quelli più orientali, sempre come effetto della morfoselezione. Questi ultimi sono particolarmente acclivi sulle dorsali di Monte Ruffo e de Il Monte, in corrispondenza dei contatti tettonici tra i depositi calcarei, che costituiscono l'ossatura a la parte sommatale dei rilievi, e i sedimenti marnosi e arenacei del Miocene superiore che affiorano in lembi discontinui all'interno delle principali depressioni vallive. Queste ultime sono localizzate in corrispondenza dei principali elementi tettonici che controllano la struttura dei Ruffi. Il settore meridionale della dorsale è caratterizzato da una progressiva diminuzione del rilievo, in accordo con l'immersione assiale delle strutture tettoniche, ed è poi bruscamente troncato da un elemento tettonico, ad andamento est-ovest, che porta i depositi carbonatici ad immergersi al di sotto dei depositi arenacei del Miocene superiore che costituiscono i rilievi collinari dell'alta valle del Torrente Fiumicino. Questo versante di faglia si presenta molto evidente non già come testimonianza dell'attività della stessa, ma a causa della differente erodibilità tra le litologie calcaree del Miocene medio e quelle arenaceo-pelitiche del Miocene superiore. Si tratta quindi di un piano di faglia riesumato dall'erosione selettiva in risposta al sollevamento regionale che ha interessato l'intero Appennino nel corso del Quaternario (Figura 2).

Nel rilievo compreso tra Pisoniano e San Vito Romano è possibile osservare una sequenza di *flat iron*, morfostrutture dovute ad erosione differenziale tra depositi

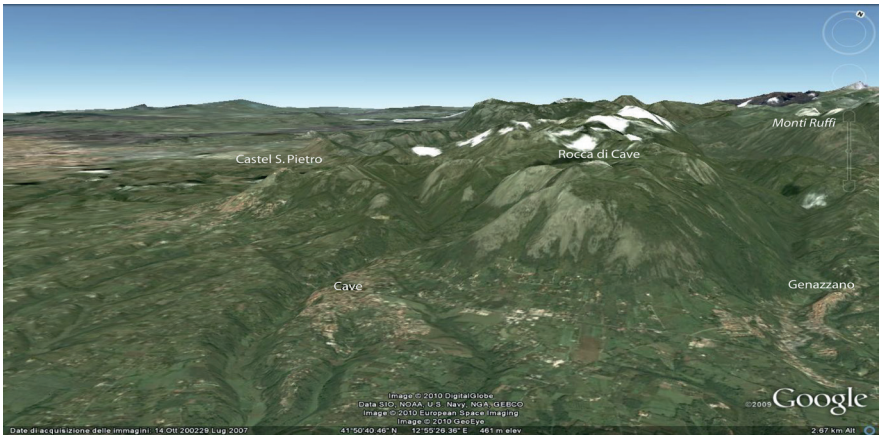


Fig. 3 - Bordo meridionale dei Monti Prenestini. Si noti il brusco passaggio tra i rilievi appenninici e la struttura del plateau ignimbritico dei Colli Albani, inciso da profonde valli.

arenacei (meno erodibili) e pelitici (più erodibili) caratteristiche della litofacies UAP_b. Solo in questo settore è possibile osservare tale morfostruttura in virtù dell'assetto giaciturale monoclinalico est-immergente di pochi gradi, peculiare in quanto le formazioni appartenenti all'unità UAP si presentano solitamente deformate da pieghe sia alla mesoscala che alla macroscala.

I Monti Prenestini si estendono, con andamento NNO-SSE e per una lunghezza di circa 12 km, dal *plateau* ignimbritico che caratterizza il bordo settentrionale dei Colli Albani sino alla valle del Fiume Empiglione, che ne costituisce il limite settentrionale. Si tratta di una dorsale molto ampia, con una cresta pianeggiante particolarmente estesa. Il bordo meridionale dei Monti Prenestini è caratterizzato generalmente da una brusca rottura di pendio rispetto al sottostante *plateau* ignimbritico, con un rilievo particolarmente aspro nell'area di Rocca di Cave, in corrispondenza dell'affioramento dei depositi di piattaforma carbonatica e di soglia che caratterizzano quest'area (Figura 3). Verso i settori centrali e settentrionali la dorsale dei Monti Prenestini è costituita prevalentemente da depositi calcarei e calcareo marnosi del Miocene inferiore e medio. Questi definiscono nella zona di cresta una vasta area pianeggiante, che si estende assialmente per gran parte della struttura e che definisce gran parte del nucleo dell'anticlinale dei Monti Prenestini. Verso settentrione la struttura dei Monti Prenestini è caratterizzata dalla presenza di un versante molto regolare, che degrada verso la piana del Fosso dell'Empiglione a seguito dell'immersione assiale della struttura e per la presenza di un elemento tettonico ad andamento est-ovest, che ribassa i carbonati verso settentrione. La dorsale dei Monti Prenestini, come già quella dei Monti Ruffi, è caratterizzata da fianchi fortemente asimmetrici. Il fianco occidentale della dorsale

è contraddistinto da una serie di rilievi collinari, con quote che si attestano intorno ai 700 m, che degradano verso la piana della campagna romana attraverso pendii dolci e regolari, interrotti da valli trasversali profondamente incise nei depositi vulcanici dei Colli Albani. Al contrario, il versante orientale della struttura è contrassegnato da rilievi molto elevati, che spesso superano i 1000 m e che marcano la dorsale dei Monti Caprini. Questo versante della dorsale, estremamente acclive e regolare, corrisponde alla superficie strutturale data dalla stratificazione dei depositi carbonatici del Miocene medio, che si riconosce con notevole continuità lungo l'intero fianco orientale della struttura. Questo versante mostra un notevole contrasto morfologico con le aree collinari poste ad oriente, caratterizzate dalla presenza dei depositi silicoclastici del Miocene Superiore dell'alta Valle del Sacco e del Torrente Fiumicino.

Il settore nord occidentale del foglio è costituito da un'area pianeggiante, circondata da modesti rilievi collinari, compresa tra le strutture appenniniche e la città di Roma. In questo settore affiorano unità sedimentarie marine prevalentemente argillose, di età Pleistocene inferiore, al di sopra delle quali si rinvengono talvolta depositi grossolani, sia di ambiente continentale che costiero, legati all'interazione tra importanti corsi fluviali, correlabili al Paleo-Aniene, e la linea di costa del Pleistocene Inferiore. In quest'area è evidente, al tetto dei principali rilievi collinari (es. Colle Nocello), la presenza di superfici pianeggianti poste a quote comprese tra 150 e 200 m, generalmente immergenti verso i settori meridionali, che corrispondono a superfici deposizionali relative ad apparati deltizi che si estendevano dalle aree emerse dei Monti Lucretili e Tiburtini verso le aree più schiettamente marine ubicate verso i settori più occidentali. Tali superfici e le loro relazioni con i depositi sedimentari correlati sono più evidenti a settentrione, nell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina", dove i depositi deltizi e le facies costiere sono ben sviluppati e la posizione delle paleo rive di costa sono molto ben definite.

Nella parte nord occidentale del foglio la morfologia dell'area è caratterizzata dalla presenza del bacino delle Acque Albule, che si estende dalle propaggini meridionali dei Monti Cornicolani sino al corso del Fiume Aniene. Il bacino delle Acque Albule rappresenta l'area di affioramento dell'esteso *plateau* di travertino di Tivoli, soggetto ad una intensa attività di estrazione sin da epoca romana che ha fortemente modificato ed obliterato l'originaria morfologia dell'area. Il bacino delle Acque Albule si estende su una superficie di più di 30 km^2 per una lunghezza in senso meridiano di circa 9 km. Il bacino delimita un'area pianeggiante, posta ad una quota compresa tra 80 m sino a 50 m, immergente dolcemente verso meridione e verso occidente, dove si raccorda con le alluvioni attuali e recenti della piana del Fiume Aniene. Verso i settori nord occidentali e sud orientali il bacino è delimitato da alcune dorsali rilevate che rappresentano la soglia del bacino lacustre sede di deposizione del travertino. In particolare è da segnalare la struttura, nota come Le Caprine, che forma il limite nord occidentale del bacino. Si tratta di una dorsale ad



Fig. 4 – Vista verso sud-ovest del plateau ignimbritico dei Colli Albani (*visibili sullo sfondo*) *alle pendici delle strutture appenniniche. Area di Rocca di Cave.*

andamento NNE-SSO, con quote di circa 100 m, rilevata rispetto alle depressioni circostanti. L'area era un tempo caratterizzata dalla presenza di un numero elevato di particolari strutture a forma di tronco di cono, di altezza e base di qualche metro, che rappresentano punti di risorgenza di fluidi idrotermali, attualmente quasi completamente distrutti ed obliterati dall'attività agricola e dall'urbanizzazione dell'area (Maxia, 1950b). L'area centrale del bacino è caratterizzata dalla presenza di piccole depressioni circolari talvolta ancora sede di piccoli bacini lacustri (Lago delle Colonnelle e Lago della Regina), talvolta prosciugati (Lago dei Tartari, Il Pantano) e riconoscibili per i caratteri morfologici e per la presenza di depositi lacustri al di sopra del travertino. Si tratta in genere di strutture legate a fenomeni importanti di carsismo che danno luogo a strutture doliniformi, spesso associate a forte subsidenza legata anche a fenomeni locali di crollo (*sinkholes*). La presenza e la localizzazione di queste strutture è da ritenersi legata a punti di risorgenza di fluidi idrotermali, quali quelli ancora oggi riconoscibili nel Lago della Regina (Pentecost & Tortora, 1989).

Il *plateau* ignimbritico, che contraddistingue l'intero settore centro-meridionale del Foglio, rappresenta l'elemento morfologico di raccordo tra i rilievi appenninici e le pendici settentrionali dei Colli Albani. Si tratta di un'area particolarmente estesa, con quote comprese tra i 300 e i 150 m, caratterizzata dalla presenza di un reticolo idrografico particolarmente sviluppato, con una serie di valli estremamente incise (Figura 4). Queste erodono profondamente la superficie pianeggiante data sia dalla superficie deposizionale delle grandi ignimbriti dell'attività albana, rappresentate prevalentemente dal Tufo di Villa Senni *Auctt.,* che da estesi depositi di travertino, particolarmente sviluppati nei pressi di Gallicano. La morfologia dell'area è caratterizzata da creste molto ampie e sub pianeggianti che in genere si raccordano con i fondovalle con pendii dolci in presenza di materiali poco coerenti (pozzolane) e invece ripidi in presenza di materiali lapidei (tufi litoidi e lave). I fondovalle sono in genere piatti per la presenza dei depositi alluvionali olocenici che colmano il reticolo idrografico würmiano.

Il reticolo idrografico ha un andamento generalmente molto rettilineo e il

drenaggio è verso i quadranti settentrionali essendo parte del reticolo radiale dei Colli Albani. Tuttavia le direzioni di drenaggio risentono fortemente dell'assetto delle principali strutture appenniniche delle quali seguono il *trend* generale. L'andamento del reticolo idrografico è infatti sub parallelo per grandi areali, con andamento NO-SE lungo l'intero settore compreso tra le pendici delle strutture tiburtine e quelle del settore occidentale dei Prenestini, e un andamento spiccatamente meridiano in corrispondenza delle pendici del settore sud orientale dei Monti Prenestini. Questo paesaggio si modifica progressivamente verso i settori occidentali e meridionali del Foglio. Nell'area occidentale la superficie legata al *plateau* ignimbritico è interessata dalle depressioni di forma circolare dei *maar* di Prata Porci, Pantano Secco e Castiglione, la cui formazione è legata all'attività freatomagmatica dei Colli Albani che si sviluppa in quest'area a partire dalla parte alta del Pleistocene medio. Nella stessa area, immediatamente a meridione del centro di Castiglione, è ubicata la grande depressione morfotettonica di Pantano Borghese, che si estende con una forma rettangolare per una superficie di circa 7 km^2 e che trova la sua origine nella presenza delle fratture ad andamento NNO-SSE responsabili dell'alimentazione delle grandi colate laviche di Osa e Saponara. Queste grandi colate danno luogo a particolari forme di inversione del rilievo e definiscono una serie di dorsali ad andamento NNO-SSE che dalle pendici dei Colli Albani si estendono sino alla piana di Pantano Borghese, di cui costituiscono i bordi. Gli apici delle principali colate di lava sono definiti dalla presenza di una serie di coni di scorie (Monte Massimo, Colonna, Monte Porzio Catone, Tuscolo), con dimensioni che possono raggiungere le diverse centinaia di metri di diametro e altezze dell'ordine del centinaio di metri. Le colate di lava, insieme ai relativi coni di scorie, rappresentano l'elemento morfologico di raccordo tra le propaggini settentrionali della caldera Tuscolano-Artemisia e il *plateau* ignimbritico che caratterizza la morfologia della campagna romana.

3. - STUDI PRECEDENTI

La geologia dell'area del Foglio 375 "Tivoli" è stata studiata per oltre due secoli ed esiste una vasta letteratura sui vari aspetti stratigrafici e strutturali che interessano sia le successioni sedimentarie che vulcaniche. Dal punto di vista generale una esaustiva ricostruzione dell'evoluzione delle conoscenze geologiche in Appennino centrale negli ultimi duecento anni è stata pubblicata da Parotto & Praturlon nel 1982, alla quale si rimanda per ulteriori approfondimenti. In questa sede ci limiteremo ad una illustrazione degli studi che hanno riguardato in maniera specifica l'area del Foglio 375 "Tivoli", con particolare riguardo ad alcuni temi di interesse più vasto, qui di seguito riassunti.

3.1. - La cartografia dell'area

Le prime rappresentazioni cartografiche, con osservazioni geologiche dell'area del Foglio sono rinvenibili nel Latium di Kircher (1671), nelle carte di Ameti (1693) e, in maniera più specifica in Pier Maria Cermelli (1782) il cui lavoro segna l'inizio della moderna cartografia dell'area,riportando" con "e, in maniera più specifica, in Pier Maria Cermelli (1782) il cui lavoro segna l'inizio della moderna cartografia dell'area, riportando anche alcune osservazioni di campagna. L'area del Foglio 375 "Tivoli" si trova all'interno della Carta Geologica della Provincia di Roma a scala 1:250.000 (Giordano, 1878) e della Carta litologica del Tevere di Perrone (1899).

Per quanto riguarda la cartografia ufficiale dell'area vanno ricordati i fogli Roma della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Foglio Roma, 1:100.000, 1889; Foglio 151 "Alatri", Crema & Beneo, 1939; Foglio 150 "Roma", Alberti *et alii*, 1967). In tempi recenti l'area si trova nelle carte delle monografie per la regione dei Colli Albani di Fornaseri, Scherillo, Ventriglia (1963) in scala 1:100.000 (rilevatore Ventriglia), e quella di De Rita *et alii* (1988a) in scala 1:50.000 comprendente l'intero territorio del foglio. Ventriglia nel 2002 ha pubblicato una carta in scala 1:100.000 della Provincia di Roma. Per quanto riguarda la cartografia di dettaglio sono state pubblicate numerose carte geologiche dedicate alle tematiche stratigrafiche o strutturali dell'area. Per le strutture appenniniche, oltre alla già ricordata cartografia ufficiale a scala 1:100.000, vanno ricordate le carte di dettaglio dei Monti Prenestini in scala 1:35.000 di Maxia (1954a) e quelle dei Monti Tiburtini a scala 1:25.000 pubblicate da Carboni (1954), Boni (1967) e Cosentino & Montone (1991). Per l'area di Rocca di Cave una carta è stata pubblicata, all'interno di uno studio di carattere stratigrafico sull'area, da Carbone, Russo & Sirna (1981), mentre Praturlon & Madonna (2004) hanno recentemente pubblicato una cartografia dell'area a scala 1:25.000, basata prevalentemente su studi di stratigrafia sequenziale. Parotto & Corrado (1995) hanno pubblicato una moderna carta geologica alla scala 1:25.000 dell'area compresa tra il settore orientale dei Monti Prenestini e il settore meridionale della linea Olevano-Antrodoco. Questa carta comprende la struttura dei Monti Ruffi e l'intero sinclinorio riempito di sedimenti terrigeni alto miocenici. Questo stesso settore era stato oggetto di una cartografia geologica di sintesi all'interno di uno studio sulle torbiditi altomioceniche del Lazio pubblicato da Bellotti *et alii* (1984).

3.2. - I caratteri stratigrafici, la distinzione di facies e l'assetto strutturale delle successioni sedimentarie pre e sin-orogeniche

Lo studio delle successioni sedimentarie mesozoiche e terziarie affioranti nell'area del Foglio 375 "Tivoli" sono state indagate da numerosi autori sin dagli

inizi della ricerca geologica in Italia. Già Pier Maria Cermelli (1782) descrive l'aspetto dei depositi marnosi nell'area tra Castel San Pietro e Palestrina dove "*E' ciascun masso formato da strati obliquamente disposti, a dividersi facilissimi, e schistosi in parte*", mentre l'area di Tivoli e Palestrina è oggetto delle osservazioni di Leopoldo Von Buch (1801), che ne descrive gli affioramenti di calcari secondari.

Durante le prime decadi del Novecento l'attenzione dei geologi è concentrata prevalentemente sulla definizione dei diversi caratteri stratigrafici e di facies che caratterizzano l'Appennino Centrale, con l'individuazione, a partire da Sacco (1907), di un'area in facies *abruzzese* distinta da un'area con facies di *tipo umbro*, separate da una fascia ad andamento meridiano che si estende da Arquata sino a Tivoli. Il carattere distinto delle successioni umbre rispetto a quelle abruzzesi viene ulteriormente precisato da Lotti (1913), che definisce ufficialmente l'esistenza di una *facies abruzzese* diversa da quella *umbro-marchigiana* e pone l'attenzione sulla presenza e sul significato di una estesa lacuna stratigrafica tra la successione mesozoica e quella miocenica, riconosciuta nella facies abruzzese e assente in quella umbra. Questo tema rappresenterà uno degli aspetti principali della ricerca geologica nell'Appennino Centrale ed avrà nell'area dei Monti Prenestini, Tiburtini e Ruffi uno dei punti di maggior interesse sia per quanto riguarda le tematiche stratigrafiche che strutturali. Il carattere transizionale della fascia posta al limite tra le due facies, già riconosciuta da Lotti & Crema (1927) nell'area della Conca di Leonessa, viene successivamente definita con dettaglio anche nelle regioni della Sabina meridionale. Principi (1934) descrive i depositi terziari tra la valle dell'Empiglione e dell'Aniene, già studiati da Prever (1912), e in particolare il contenuto faunistico dei depositi affioranti a Castelmadama, Colle Monitola, Monte Papese. In questo lavoro viene chiaramente riconosciuta la continuità di sedimentazione tra Cretacico e Miocene nell'area sabina, la differenza nelle facies eoceniche ed oligoceniche tra l'Umbria e la Sabina, quest'ultima caratterizzata da un notevole arricchimento di strati calcarei fossiliferi e dalla scomparsa dei livelli con selce nera alla base del Miocene, che si arricchisce di livelli calcarei a Lepidocycline. Principi (1934) riconosce in quest'area l'esistenza di una fascia di passaggio tra le facies umbro-marchigiana e quella abruzzese che si estende sino al Miocene inferiore.

Negli anni cinquanta l'area dei rilievi prenestini e tiburtini è oggetto di un nuovo interesse in seguito agli studi legati al rilevamento per il nuovo foglio geologico Roma, che verrà pubblicato solo nel 1967 (Alberti, *et alii*, 1967). Alberti, (1952) riconosce nelle strutture prenestine e tiburtine l'intera successione stratigrafica dal Giurassico inferiore al Miocene superiore e individua nell'area dei Monti Prenestini la transizione tra le facies di tipo abruzzese e quelle di tipo umbro-marchigiano. La struttura dei Monti Prenestini viene studiata in dettaglio, sia per quanto riguarda gli aspetti strutturali che stratigrafici, attraverso la pubblicazione di numerose memorie (Maxia, 1952; Negretti, 1952a, 1952b; Parenti, 1952; Panseri, 1953; Valdinucci, 1953, 1954). I risultati ottenuti in questi lavori sono sintetizzati da

Maxia (1954a) nella carta geologica dei Monti Prenestini a scala 1:35.000 e in una breve memoria (Maxia, 1954b), nella quale vengono definiti con grande chiarezza i caratteri stratigrafici e strutturali dell'area, che riguardano in maniera particolare: il riconoscimento di una serie continua nel settore nord dei Prenestini dal Turoniano al Tortoniano; il carattere transizionale delle successioni affioranti e la loro relazione con le facies umbre; la progressiva riduzione dello spessore della serie post-cretacea da nord verso sud, con la documentazione della lacuna paleogenica e della trasgressione miocenica nell'area di Rocca di Cave. In quest'ultima viene presentata per la prima volta una descrizione illustrata da una sezione geologica di dettaglio, successivamente studiata per i suoi aspetti geochimici da Discendenti *et alii* (1972). A questo proposito una particolare attenzione va rivolta ai numerosi lavori che, a partire da Maxia (1954a,b), hanno interessato l'area di Rocca di Cave. I caratteri stratigrafici e di facies, nonché l'evoluzione paleogeografica sono stati dettagliatamente studiati da Carbone, Praturlon & Sirna (1971) e Praturlon & Sirna (1976) che ne hanno definito il carattere di margine di piattaforma durante il Cenomaniano; successivamente Carbone, Russo & Sirna (1980) e Carbone & Sirna (1981) hanno proposto un'evoluzione più complessa dei terreni cretacei, riconoscendo immediatamente ad est di quella cenomaniana una soglia di età turoniana-santoniana, legata alla presenza di una paleofaglia cenomaniana la cui esistenza è stata recentemente ancora ipotizzata da Praturlon & Madonna (2004) sulla base di indagini di stratigrafia sequenziale. Di particolare interesse è poi il recente ritrovamento di resti di Sauropode nei depositi di piattafiorma nell'area di Rocca di Cave (Dal Sasso *et alii*, 2016) di grande importanza dal punto di vista paleogeografico e paleoambientale.

La struttura dei Monti Tiburtini, già oggetto di osservazioni geologiche specifiche sin dalla fine dell'800 (Canavari & Cortese, 1881), è stata studiata da Carboni (1954) e successivamente da Boni (1967), che riconosce l'esistenza di grandi pieghe anticlinali rovesciate verso i settori sud-orientali. In questi lavori viene messa in risalto ancora una volta l'importanza dei risedimenti detritici provenienti dalle contigue aree di piattaforma carbonatica, presenti in maniera massiccia in vari livelli stratigrafici e, particolarmente, nel Giurassico medio (calcari granulari di Lotti, 1926 e Boni, 1967) e nel Terziario.

Nel progredire delle conoscenze relative ai caratteri distintivi dell'area di transizione "umbro-sabina" un particolare interesse è rivestito dal significato del complesso calcareo-marnoso a spicole di spugne affiorante nei Monti Prenestini, definito come "Flysch Sabino" o "Formazione di Guadagnolo" da Parotto & Praturlon (1975) e Accordi *et alii* (1988). Questi depositi, dallo spessore estremamente variabile, vengono considerati uno degli elementi caratterizzanti della successione sabina, rappresentando una tipica facies di transizione tra un ambiente pelagico (umbro-marchigiano) ed uno neritico (quello della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese) (Funiciello & Parotto, 1978). Uno studio di

dettaglio dei sedimenti spongolitici del Miocene inferiore e medio affioranti nell'area prenestina viene effettuato da Carboni *et alii* (1982) nell'ambito di uno studio sul significato paleogeografico e paleoambientale delle successioni spongolitiche mioceniche dell'Appennino Centrale. In questo lavoro viene descritta la successione spongolitica affiorante a Guadagnolo e ne vengono riconosciuti i diversi intervalli, secondo quanto sostanzialmente ancora accettato ai nostri giorni. La successione di Guadagnolo è caratterizzata da una porzione basale prevalentemente calcarenitica, che nella parte alta mostra la presenza di spicole e corpi scheletrici di spugne accompagnate da liste e noduli di selce, a cui succede un intervallo prevalentemente marnoso, dello spessore di circa 300 m, con abbondanti spicole di spugne. Le intercalazioni calcarenitiche sono costituite nella parte bassa quasi esclusivamente da macroforaminiferi (nummuliti, lepidocycline, miogypsine), mentre verso l'alto le calcareniti, che diventano nuovamente prevalenti sulle facies marnose, contengono frammenti di briozoi, litotamni, echinidi e balanidi. Sulla base di questo studio viene chiarito il significato paleoambientale dello spongolitico in Appennino Centrale, riconoscendo una eteropia tra la parte bassa dei depositi spongolitici e la formazione del Bisciaro umbro-marchigiana. La sedimentazione silicea biogena sarebbe quindi legata, analogamente a quanto ipotizzato per la formazione del Bisciaro, ad una intensa attività vulcanica nelle aree prospicienti il bacino. In questo ambito i depositi marnosi spongolitici rappresenterebbero una sedimentazione emipelagica di scarpata, mentre i banchi calcarenitici, con evidenti indizi di risedimentazione, rappresenterebbero flussotorbiditi provenienti dai vicini altofondi carbonatici della piattaforma laziale-abruzzese. Questi stessi temi sono stati ulteriormente affrontati in tempi più recenti nell'ambito degli studi sull'evoluzione paleogeografia oligo-miocenica del bacino sabino (Civitelli, Corda & Mariotti, 1986 a,b; Mariotti *et alii*, 2002).

Le ricerche relative ai depositi terrigeni affioranti nell'area orientale del Foglio hanno avuto come oggetto principale la loro precisa collocazione stratigrafica, la distribuzione di facies e il loro significato in termini paleogeografici e di evoluzione geodinamica nell'area. I depositi dell'alta Valle Latina sono stati oggetto di numerosi studi a partire dagli anni '70, legati soprattutto alle ricerche per il rilevamento dei nuovi fogli geologici a scala 1:50.000 "Anagni" (Alberti *et alii*, 1975; Bergomi *et alii*, 1974) e "Subiaco" (Damiani & Salvati, 1977). Questi Autori hanno studiato i depositi della Valle del Sacco e, attraverso l'analisi di facies, ne hanno definito i vari apparati deposizionali e la fisiografia della conoide sottomarina. Successivamente Centamore *et alii* (1978), Chiocchini *et alii* (1988), Chiocchini & Cipriani (1989; 1992), sulla base dell'analisi di facies e della composizione dei minerali pesanti all'interno dei depositi arenacei dell'Appennino Centrale, definiscono la geometria della conoide ed individuano l'esistenza di un bacino principale che si estende lungo la Valle dell'Aniene e la Valle del Sacco e un bacino minore che comprende l'area posta tra i Monti Prenestini e la dorsale Olevano-Bellegra.

All'interno di questo sub-bacino è possibile distinguere facies di conoide che si estendono tra Gerano e S. Vito Romano e che passano a depositi di conoide esterna e a depositi pelitici di frangia di conoide esterna verso il settore occidentale, posto a ridosso dei Monti Prenestini. Bellotti, Landini & Valeri (1984), nell'ambito di uno studio di carattere regionale sulle torbiditi altomioceniche dell'area laziale-abruzzese, definiscono e cartografano la distribuzione delle diverse facies che caratterizzano il bacino dell'alta Valle del Sacco. In particolare riconoscono per il bacino dell'Aniene-Sacco facies di apparato distributore ben sviluppate tra Gerano e S. Vito Romano e facies di lobo particolarmente sviluppate nella porzione occidentale del bacino a ridosso della dorsale dei Monti Prenestini.

Da un punto di vista dell'interpretazione paleoambientale e del significato paleogeografico tutti questi Autori sono sostanzialmente concordi nell'indicare una direzione di provenienza comune per i bacini torbiditici laziali-abruzzesi. I depositi dei bacini del Sacco-Aniene, Valle del Liri e Tagliacozzo sarebbero alimentati da una stessa area settentrionale, ubicata nei pressi del bacino del Salto da cui, attraverso meccanismi di deposizione riconducibili a quello di conoidi affogate, i flussi si sarebbero incanalati nei diversi bacini (Castellarin, Colacicchi, & Praturlon 1978; Bellotti, Landini & Valeri, 1984; Chiocchini *et alii*, 1988). In questo modello lo sviluppo dei bacini silicoclastici dell'Appennino Centrale ("complesso torbiditico laziale-abruzzese" secondo Bellotti, Landini & Valeri, 1984; "bacini minori" laziali-abruzzesi secondo Centamore *et alii,* 1978) sarebbe avvenuto contemporaneamente, attraverso il colmamento di depressioni tettoniche, allungate secondo direzioni NO-SE, formatesi all'interno della piattaforma laziale-abruzzese attraverso riattivazioni di vecchie discontinuità mesozoiche (Bergomi *et alii*, 1974; Centamore *et alii,* 1978). L'area sorgente dei depositi silicoclastici viene sostanzialmente indicata nei settori occidentali della catena appenninica, secondo quanto suggerito dalla presenza di elementi di tipo alpino, sicilide e liguride all'interno dei depositi arenacei (Centamore *et alii,* 1978; Bellotti, Landini & Valeri, 1984; Chiocchini *et alii*,1988). I modelli di sedimentazione proposti prevedono quindi un'alimentazione da occidente e il successivo scorrimento dei flussi in bacini stretti ed allungati secondo direzioni da NO verso SE, in analogia con quanto proposto nell'area umbro-marchigiana (Centamore *et alii,* 1978). Per la conferma della validità di questo modello un elemento di fondamentale importanza è quindi rappresentato dalla definizione precisa delle età dei depositi silicoclastici e dei depositi emipelagici sottostanti (Marne a Orbulina *Auctt*.) nei diversi bacini laziali-abruzzesi. Nel bacino della Valle del Sacco-Aniene, sulla base dell'analisi della distribuzione dei foraminiferi planctonici, le Marne a Orbulina *Auctt*. vengono considerate di età Serravalliano *p.p.*-Tortoniano *p.p.* (zona a *G. menardi*), mentre l'insieme dei depositi silicoclastici all'interno dei bacini laziali-abruzzesi vengono considerati coevi ed attribuiti ad un generico Tortoniano (Centamore *et alii,* 1978; Bellotti, Landini & Valeri,

1984; Chiocchini *et alii*, 1988). A partire dall'inizio degli anni '90 una serie di dettagliate analisi stratigrafiche, basate sullo studio del nannoplancton calcareo, permette di definire in maniera più precisa l'età dei depositi terrigeni nei bacini laziali-abruzzesi (Cipollari & Cosentino, 1992; Cipollari, Cosentino & Perilli, 1993). Questi Autori riferiscono al Tortoniano superiore (biozona NN11a) i depositi emipelagici e le sovrastanti sequenze torbiditiche affioranti nella parte meridionale della linea Olevano-Antrodoco (alta Valle del Sacco-Aniene) ubicate sia ad oriente che ad occidente della dorsale Olevano-Bellegra. I depositi terrigeni affioranti nei bacini posti nel settore settentrionale dell'Olevano-Antrodoco (Valle del Salto, Fiume Liri, bacino di Tagliacozzo, area di Antrodoco) sono invece tutti attribuiti al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (biozona NN11b). Sulla base di questi dati e della presenza di significative differenze nel contenuto in minerali pesanti tra i bacini meridionali e quelli settentrionali (Civitelli *et alii*, 1979; Civitelli & Corda, 1988; Civitelli, Corda & Mariotti, 1992), viene suggerito un modello interpretativo sostanzialmente diverso da quello degli autori ricordati, nel quale i bacini meridionali e quelli settentrionali costituiscono bacini di avanfossa distinti, formatisi rispettivamente nel Tortoniano superiore (NN11a) e nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (NN11b) (Cipollari & Cosentino, 1992). In questo ambito le aree di alimentazione sarebbero ubicate nei settori settentrionali e avrebbero una provenienza alpina, con una distribuzione dei flussi paralleli al fronte della catena in via di formazione e progressivamente migrante verso est. I flussi di materiale di provenienza appenninica sarebbero viceversa estremamente limitati e caratterizzati dalla presenza di depositi ruditici intercalati a vari livelli nella successione (es. Brecce di Genazzano, Civitelli & Corda, 1988; Cosentino & Parotto, 1988).

Dal punto di vista dell'assetto strutturale gli studi sull'area si sono concentrati prevalentemente sul significato della zona di raccordo tra la direttrice umbro-sabina ad andamento meridiano, e quella abruzzese ad andamento NO-SE, già evidenziata da Sacco (1907), e successivamente indagata nel suo significato paleogeografico e strutturale tra gli altri da Lotti (1926), De Wijkerslooth (1934), Behrmann (1936), Sacco (1935). Migliorini (1950) propone di suddividere l'Appennino Centrale in due settori separati dalla *linea Ancona-Anzio*. La *linea Ancona-Anzio* viene considerata come "zona d'incontro" tra Umbria e Abruzzo da Scarsella (1951), mentre Merla (1951) ne suggerisce un movimento di tipo trascorrente che secondo Ogniben (1969) sarebbe responsabile della curvatura del settore umbro-marchigiano dell'Appennino; Dallan Nardi *et alii* (1971) ipotizzano che la *linea Ancona-Anzio* rappresenti il fronte di accavallamento dell'arco appeninico settentrionale su quello centro-meridionale. Il significato paleogeografico di questa struttura è definito da Centamore *et alii* (1971), che considerano la *linea Ancona-Anzio* come la faglia responsabile della separazione del dominio pelagico umbro-marchigiano da quello neritico laziale-abruzzese avvenuta nel Giurassico

inferiore. Devoto & Praturlon (1973) evidenziano come la *linea Ancona-Anzio* sia tettonicamente cartografabile solo dalla Valle Latina a Posta. Il contributo determinante alla precisa definizione del significato di questa importante struttura tettonica si deve ai lavori di Parotto & Praturlon (1975), Castellarin, Colacicchi, & Praturlon (1978) e Parotto (1980). In questi lavori vengono definiti con precisione il significato e l'estensione dell'elemento paleogeografico di separazione tra il dominio pelagico umbro-marchigiano e quello neritico laziale-abruzzese (*linea Ancona-Anzio*) e quelli dell'elemento strutturale responsabile della sovrapposizione tettonica delle strutture sabine ad andamento meridiano, su quelle laziali-abruzzesi ad andamento NO-SE (*linea Olevano-Antrodoco*). La ricostruzione dell'evoluzione della *linea Ancona-Anzio* proposta da Castellarin, Colacicchi, & Praturlon (1978) è di particolare interesse per l'area ricadente nel Foglio 375 "Tivoli". Questi Autori, prevalentemente sulla base della distribuzione delle facies di soglia e di transizione durante il Giurassico e il Cretacico, suggeriscono che la *linea Ancona-Anzio* abbia agito come una faglia normale durante il Giurassico inferiore, causando lo smembramento della piattaforma carbonatica e l'individuazione di un dominio paleogeografico di ambiente sostanzialmente pelagico (dominio umbro-marchigiano-sabino), e di uno neritico caratterizzato da facies di piattaforma carbonatica (dominio laziale-abruzzese). In questo contesto le successioni affioranti nell'area sabina rappresentano l'elemento di transizione tra i due domini, secondo quanto già riconosciuto da numerosi autori precedenti. Durante il Messiniano la *linea Ancona-Anzio* sarebbe stata riattivata come faglia trascorrente destra causando la progressiva decapitazione dei bacini torbiditici laziali-abruzzesi, che risultano quindi attualmente acefali e non più in continuità con le aree di alimentazione (Damiani & Salvati, 1977). Finalmente durante il Pliocene inferiore la struttura sarebbe stata nuovamente riattivata come un piano di sovrascorrimento, causando la sovrapposizione delle strutture sabine su quelle laziali-abruzzesi nell'area a sud di Antrodoco e connettendosi con il fronte di sovrascorrimento dei Monti Sibillini verso nord (Bally *et alii,* 1986). In questa ricostruzione riveste una particolare importanza il piccolo lembo di calcare di piattaforma affiorante nei pressi di Rocca di Cave che rappresenta l'unico lembo di piattaforma carbonatica posto al tetto del sistema di sovrascorrimenti della linea Olevano-Antrodoco (Parotto & Praturlon (1975), Castellarin, Colacicchi, & Praturlon (1978); Parotto, 1980; Corrado, 1995; Corrado & Parotto, 1995).

L'esistenza di un sistema di sovrascorrimenti a carattere regionale nell'area sabina è stato definito in dettaglio da Cosentino & Parotto (1986; 1991) e da Cosentino (1986) che riconoscono nell'area dei Monti Lucretili settentrionali tre unità tettoniche principali, delimitate da due superfici di sovrascorrimento di carattere regionale. Queste stesse unità strutturali vengono riconosciute, nell'ambito di un lavoro dedicato ai caratteri idrogeologici della Sabina, anche nell'area più meridionale e in particolare nel settore dei Lucretili meridionali e dei Monti Tiburtini

(Capelli *et alii*, 1990). L'evoluzione strutturale della linea Olevano-Antrodoco è stata poi affrontata in numerosi lavori di carattere regionale attraverso l'analisi strutturale delle deformazioni fragili (Serva & Salvini, 1976; Salvini & Vittori, 1982; Cavinato, Salvini & Tozzi, 1986; Mattei, Montone & Salvini, 1986). L'insieme di questi lavori ha consentito di riconoscere l'esistenza di una tettonica compressiva polifasica che avrebbe agito nell'area durante il Miocene superiore-Pliocene inferiore, con variazioni nell'orientazione delle direzioni principali del campo di stress che sarebbero responsabili della definizione dei diversi domini strutturali presenti in Appennino Centrale (Castellarin, Colacicchi, & Praturlon, 1978).

L'evoluzione tettonica dell'Appennino Centrale e l'individuazione dei diversi domini strutturali presenti nell'area viene successivamente studiata da Mattei, Funiciello & Kissel (1995) attraverso una dettagliata analisi paleomagnetica dei depositi miocenici affioranti nell'area. In particolare vengono prese in esame la struttura dei Monti Prenestini, posta a occidente della *linea Olevano-Antrodoco* e appartenente al dominio sabino con andamento meridiano, e la struttura della Val Roveto posta a oriente della linea Olevano-Antrodoco, appartenente al dominio laziale-abruzzese con andamento NO-SE. I risultati paleomagnetici ottenuti, uniti ai dati strutturali e a quelli biostratigrafici sull'età di formazione delle avanfosse del Miocene superiore in Appennino Centrale, permettono di definire un modello evolutivo complesso di questo settore della catena, nel quale l'esistenza di diversi domini strutturali è il risultato di rotazioni di segno opposto delle strutture orogeniche. In questo modello il processo di flessurazione e lo sviluppo iniziale del bacino di avanfossa del Tortoniano superiore avviene secondo una orientazione NNO-SSE e interessa sia il dominio di transizione sabino (Monti Prenestini) che quello della piattaforma laziale-abruzzese (Monti Lepini). Nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore il processo di flessurazione e lo sviluppo dell'avanfossa sul fronte della catena migra verso NE, dando luogo alla struttura della Val Roveto (Cipollari & Cosentino, 1992), sempre con orientazione iniziale NNO-SSE. L'individuazione della linea Olevano-Antrodoco avviene successivamente attraverso lo sviluppo di un fronte di accavallamento fuori sequenza, connesso al fronte dei Monti Sibillini che, lungo il margine occidentale della piattaforma laziale-abruzzese, subisce significative rotazioni orarie che ne determinano l'attuale orientazione meridiana. Allo stesso tempo le strutture della piattaforma laziale-abruzzese subiscono rotazioni antiorarie assumendo l'attuale orientazione NO-SE. Il legame tra le rotazioni paleomagnetiche e le fasi di messa in posto delle strutture orogeniche è provato dall'assenza di rotazioni significative nei depositi Neogenici affioranti nei bacini tosco-laziali del margine tirrenico, non interessati in maniera significativa da tettonica compressiva (Sagnotti *et alii*, 1994; Mattei *et alii*, 1996). L'attivazione fuori sequenza della linea Olevano-Antrodoco causa quindi il sovrascorrimento delle unità sabine su quelle della piattaforma laziale-abruzzese e sulle relative avanfosse del Tortoniano superiore (Valle del Sacco-Valle Latina)

e del Messiniano inferiore (Val Roveto), che risultano quindi decapitate ed isolate dalle rispettive aree di alimentazione (Damiani & Salvati, 1977; Damiani, 1982; Corrado, 1995). Il riconoscimento di rotazioni orarie conferma l'esistenza di una componente trascorrente destra durante la messa in posto delle unità sabine lungo la linea Olevano-Antrodoco, di cui sono soprattutto evidenti le testimonianze nell'area sabina occidentale (es. *Faglia Sabina* di Alfonsi *et alii*, 1991a, 1991b).

Per quanto riguarda l'area direttamente ricadente nel Foglio 375 "Tivoli", numerosi sono i lavori che si sono occupati della definizione del suo assetto strutturale. La complessa architettura dell'area dei Monti Tiburtini è descritta nei lavori di Parenti (1952), Valdinucci (1953) e Carboni (1954), nella cui nota sono anche contenute una carta geologica con una sezione dell'area. Questi Autori riconoscono l'esistenza delle grandi strutture rovesce e dei piani di sovrascorrimento che caratterizzano l'area. Queste strutture sono rappresentate in maniera puntuale da Boni (1967) che cartografa nella loro interezza le grandi pieghe anticlinali a nucleo giurassico rovesciate verso i settori sud-orientali dell'area e interessate da ripetuti piani di sovrascorrimento. L'area dei Monti Tiburtini e il settore meridionale dei Lucretili sono stati infine studiati da Cosentino & Montone (1991) che definiscono con estremo dettaglio la cartografia geologica dell'area, soprattutto per quanto riguarda il suo complesso assetto strutturale, caratterizzato da un sistema di pieghe con asse variabile da NO-SE a NE-SO, dislocato da importanti piani di taglio di carattere trascorrente e da numerose superfici di sovrascorrimento riconducibili ai grandi piani di accavallamento regionale riconosciuti nell'intera area sabina.

Il settore compreso tra la dorsale dei Monti Prenestini e la *linea Olevano-Antrodoco*, già studiato da Beneo nell'ambito degli studi per il Foglio 151 "Alatri", è stato oggetto di numerose indagini strutturali di dettaglio legate soprattutto alla definizione dell'assetto strutturale dell'area comprendente la terminazione meridionale della Linea Olevano-Antrodoco (Damiani, 1982; Corrado, 1995; Corrado & Parotto, 1995). In questi lavori viene dedicata una specifica attenzione alla natura del fianco orientale dell'anticlinale dei Monti Prenestini e alla sua relazione con l'ampio sinclinorio di terreni silicoclastici tortoniani compreso tra questo e la struttura della dorsale Canterano-Olevano. La natura complessa del fronte orientale dei Monti Prenestini era già stata riconosciuta da Maxia (1954a). Accordi (1966) riconosce la piccola anticlinale "a fuso" con nucleo di Calcari a briozoi e litotamni, affiorante immediatamente ad ovest del paese di Pisoniano e la interpreta come un piccolo nucleo compressivo espulso e vergente verso ENE. Allo stesso modo Damiani (1982) ipotizza che il contatto tra la struttura prenestina e i depositi torbiditici ad est sia costituito da un fronte di sovrascorrimento a vergenza orientale, lungo l'intera estensione della dorsale prenestina. Cavinato *et alii* (1993) confermano questa ipotesi suggerendo che il limite tra la struttura dei Monti Prenestini e le successioni silicoclastiche sia dato da un piano di sovrascorrimento a vergenza orientale. Una diversa interpretazione è invece data da Corrado (1995)

e Corrado & Parotto, (1995) che, sulla base di una dettagliata cartografia geologica e dall'analisi strutturale delle deformazioni fragili, suggeriscono che questo contatto sia sostanzialmente stratigrafico lungo l'intera struttura, in accordo con quanto supposto da molti degli autori precedenti (Beneo, 1939; Negretti, 1952). Corrado (1995) suggerisce l'esistenza di una zona di taglio con direzione di trasporto verso OSO, localizzata alla base della sequenza torbiditica, responsabile del retroscorrimento del *flysch* tortoniano sui carbonati delle strutture prenestine. Sulla base di queste osservazioni di campagna viene ipotizzato che la struttura dell'intero fronte orientale dei Monti Prenestini sia nel complesso riconducibile ad una struttura a triangolo, con un sovrascorrimento principale profondo, ubicato nelle unità carbonatiche, a vergenza orientale e uno più superficiale, ubicato al tetto delle Marne a Orbulina *Auctt*., a vergenza occidentale.

L'assetto strutturale della dorsale dei Monti Ruffi e della struttura compresa tra il fronte dei Monti Prenestini e l'emersione orientale della *linea Olevano-Antrodoco* è stato oggetto, successivamente ai lavori condotti per il Foglio 151 "Alatri", di uno studio di carattere strutturale (Damiani, 1982) e, in tempi più recenti, di una dettagliata cartografia geologica (Corrado & Parotto, 1995) accompagnata da un'analisi strutturale relativa alle strutture fragili (Corrado, 1995). La struttura dei Monti Ruffi viene descritta come una serie di anticlinali asimmetriche delimitate sul fianco orientale da piani di accavallamento a basso angolo, ad andamento meridiano e a vergenza orientale, di cui il più esterno è riconducibile al sistema di sovrascorrimenti della *linea Olevano-Antrodoco* (Parotto & Praturlon, 1975). Lo stesso motivo strutturale viene invocato per spiegare la complessa geometria dei depositi silicoclastici tortoniani affioranti nell'ampio sinclinorio compreso tra la dorsale dei Monti Prenestini e la linea Olevano-Antrodoco. Le ricorrenti pieghe anticlinali e sinclinali ad andamento meridiano che caratterizzano le torbiditi altomioceniche rappresentano il riflesso superficiale delle anticlinali di rampa sepolte, a vergenza orientale, affioranti nei Monti Ruffi e ribassate verso sud dalla faglia normale di Gerano ad andamento E-O (Cavinato *et alii,* 1993; Corrado, 1995; Corrado & Parotto, 1995). L'insieme delle strutture riconosciute vengono giustificate da uno sviluppo sincrono dei sovrascorrimenti principali all'interno di un campo di stress la cui orientazione rimane sostanzialmente costante. Allo stesso tempo, durante la loro messa in posto, le strutture compressive subiscono significative rotazioni orarie legate all'esistenza di una componente obliqua destra nel movimento (Mattei Funiciello & Kissel, 1995).

3.3. - L'assetto strutturale e stratigrafico del substrato

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), Danese & Mattei (2010),

sia attraverso le indagini gravimetriche in Di Filippo & Toro (1980, 1982, 1995). 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 meridionale del foglio in Cimini *et alii* (1994), Chiarabba *et alii* (1994, 1997, 2010), Feuillet *et alii* (2004). I dati delle stratigrafie da sondaggi superficiali sono state utilizzate per la redazione di carte del substrato in Marra *et alii* (1995).

3.4. - La successione vulcanica albana

La successione vulcanica albana è stata oggetto di innumerevoli studi di carattere stratigrafico, strutturale, petrografico, geochimico e vulcanologico. In questa sede rimandiamo principalmente ai tre volumi monografici esistenti che coprono tutti gli aspetti su elencati, il Fornaseri *et alii* (1963), il Trigila (ed.) (1995) e il Funiciello & Giordano (2010) e bibliografie ivi contenute, oltre che alle carta geologica alla scala 1:50.000 di De Rita *et alii* (1988a) e di Giordano *et alii* (2010). 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 discordanti a seconda delle metodologie e si rimanda ai vari lavori di Bidditu *et alii* (1979), Bernardi *et alii* (1982), Radicati Di Brozolo *et alii* (1981), Fornaseri (1985), Fornaseri & Cortesi (1989); Villa (1992), Voltaggio *et alii* (1994), Voltaggio & Barbieri M. (1995), Karner *et alii* (2001), Marra *et alii* (2003), Marra *et alii* (2009). L'organizzazione stratigrafica complessiva e l'assetto vulcanotettonico dei Colli Albani sono stati recentemente ridiscussi e ridefiniti in Giordano *et alii* (2006), Boari *et alii* (2009) e in Funiciello & Giordano (eds.) (2010).

3.5. - I depositi di travertino del bacino delle Acque Albule

I depositi di travertino del bacino delle Acque Albule sono state oggetto di numerosi lavori, a partire dalle prime osservazioni geologiche del Ponzi (1860), Canavari & Cortese (1881), Mantovani, (1874), Clerici & De Angeli D'ossat (1911), Verri (1911), Pellati (1882), Zezi (1891), Kallner (1935) per proseguire nel secondo dopoguerra con gli importanti lavori di Maxia (1950a, 1950b) che, con l'ausilio di un sondaggio profondo e attraverso dettagliate osservazioni di terreno, pubblica una carta geologica dell'area nella quale vengono definiti l'assetto geologico e geomorfologico del bacino e le differenti tipologie di travertino presenti nell'area. Folk & Chavetz (1983), Chavetz & Folk (1984) e Folk *et alii*, (1985), utilizzando le moderne conoscenze sulla sedimentologia dei carbonati, definiscono per la prima volta in maniera moderna i diversi tipi di facies presenti nel travertino di Tivoli e il loro significato paleoambientale,

proponendo un modello di sedimentazione e di evoluzione del bacino. Il modello proposto trova una sostanziale conferma nello studio dei depositi di travertino attuali riconosciuti nel Lago della Regina e nel Lago delle Colonnelle da parte di Pentecost & Tortora (1989). Faccenna *et alii* (1994a, b), Faccenna *et alii* (1995) e Faccenna (1994), sulla base di osservazioni di carattere geologico-strutturali nell'area delle Acque Albule e nelle strutture circostanti e della distribuzione delle sorgenti termali nell'area, ipotizzano che il bacino debba la sua formazione ed evoluzione a un sistema di faglie trascorrenti destre ad andamento meridiano, localizzate nel settore occidentale dell'area, la cui presenza favorisce la risalita di fluidi idrotermali e la deposizione della estesa placca di travertino. Allo stesso tempo Faccenna *et alii* (2008) suggeriscono, sulla base di un dettagliato studio dei depositi e del riconoscimento di numerose superfici erosive all'interno del bacino, un modello deposizionale di dettaglio del travertino. Infine, numerosi sono gli studi effettuati per la caratterizzazione geochimica e isotopica del travertino e delle acque circostanti, a partire dai lavori di Cortesi & Leoni (1958), Minissale *et alii* (2002), Minissale & Sturchio (2004), e per lo studio della circolazione idrica superficiale e profonda Capelli *et alii* (2005).

II - STRATIGRAFIA

Il Foglio 375 "Tivoli" comprende una successione di unità sedimentarie marine pre, sin e post-orogeniche di età Giurassico inferiore-Pleistocene inferiore, e la complessa successione di ambiente francamente continentale, sedimentaria, vulcanica e vulcanosedimentaria del Pleistocene inferiore-Olocene.

I depositi sedimentari affioranti nell'area del Foglio 375 "Tivoli" sono stati accorpati, tenendo conto delle loro caratteristiche tettono-sedimentarie, in tre grandi categorie: 1) *Depositi pre-orogenesi*, 2) *Depositi sin-orogenesi* e 3) *Depositi post-orogenesi*. Per quanto riguarda i *Depositi pre-orogenesi*, un'ulteriore distinzione è stata necessaria per distinguere successioni stratigrafiche con vistose differenze litologiche, soprattutto in termini di quantità e distribuzione verticale dei risedimenti carbonatici, o con sostanziali differenze stratigrafiche. Per questi motivi, i *Depositi pre-orogenesi* sono stati distinti in settori stratigraficamente omogenei: a) Monti Lucretili e Tiburtini; b) Monti Prenestini e Ruffi; c) Area di Rocca di Cave-Monte Pompeo. Nell'area del Foglio 375 "Tivoli", i *Depositi sin-orogenesi* sono ben sviluppati nel settore sud-orientale del foglio. I *Depositi post-orogenesi* affiorano sporadicamente al di sotto dei prodotti dell'attività dei Colli Albani, fatta eccezione per l'estesa placca di travertino di Bagni di Tivoli. L'attività del vulcano dei Colli Albani è caratterizzata dalla messa in posto a partire dal Pleistocene medio di una complessa successione di depositi ignimbritici, da colata di lava e subordinatamente da caduta e da *lahar*, che costituiscono tre distinti apparati

eruttivi, o litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio e Litosoma Via dei Laghi). Allo scopo di rendere più leggibile la carta e per analogia con i fogli limitrofi, i depositi vulcanici e i depositi sedimentari continentali del supersintema Tiburtino, coevi p.p. ai litosomi del distretto vulcanico albano, ma ad essi non correlabili utilizzando i criteri stratigrafici a limiti inconformi, sono stati rappresentati mediante unità litostratigrafiche raggruppate in legenda per litosomi.

1. - DEPOSITI PRE-OROGENESI

1.1. - Monti lucretili e tiburtini

L'area si caratterizza per l'affioramento della successione di transizione sabina, nell'intervallo compreso tra il Giurassico inferiore e il Miocene inferiore.

1.1.1. - *Calcare Massiccio* (**MAS**)

Affiora estesamente nel settore occidentale dei Monti Lucretili meridionali, sul Monte Sterparo e Colle Lecinone. È costituito prevalentemente da calcari bianco-avorio e nocciola, spesso cristallini, rappresentati da *grainstone* e *packstone* ad ooidi, oncoliti, granuli rivestiti. Si osservano anche *packstone-wackestone* bianchi e nocciola. Lo spessore degli strati varia da 50 cm a bancate di oltre 2 m, generalmente poco evidenti. Sono presenti orizzonti a *birds-eyes* e sottili lamine algali che indicano la stratificazione. Il limite inferiore del *Calcare Massiccio* non affiora nell'area del Foglio 375 "Tivoli". Il limite superiore con la *Corniola detritica* è stato osservato sulla strada Tivoli-Marcellina, sul versante occidentale del Monte Sterparo e lungo l'incisione di Valle Gelata, a nordest di Monte Lecinone. In quest'area il passaggio è piuttosto netto, evidenziato dalla comparsa di micriti grigie a radiolari e spicole di spugna, con noduli di selce bianco-grigia, e, localmente, con grosse intercalazioni (megabrecce ed olistoliti) di *Calcare Massiccio* COK_a. Il contenuto fossilifero è costituito da alghe calcaree, da rari gasteropodi, bivalvi, frammenti di echinidi e di crinoidi. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica. La formazione ha uno spessore affiorante di 600-700 m.

Hettangiano-Sinemuriano p.p.

1.1.2. - *Corniola detritica* (**COK**)

Affiora estesamente e con buone esposizioni lungo la strada Tivoli-Marcellina, a Costa di Piavola e Valle Gelata e lungo la carrareccia per Fonte Vecchia, nei Monti Lucretili meridionali. La formazione è costituita da calcari micritici grigi a frattura concoide, contenenti abbondanti liste e noduli di selce grigia, bianca e giallastra. La tessitura prevalente è quella di un *mudstone*, più raramente un *wackestone*. Gli strati, generalmente regolari, hanno spessore compreso tra i 10 ed i 60 cm. Nella porzione

medio-alta si osservano interstrati marnoso-argillosi verdastri, spessi fino a 40 cm, ma in media 3-10 cm. Sono frequenti intervalli detritici e fenomeni di deformazione sinsedimentaria tipo *slumping*. All'interno della porzione basale della *Corniola detritica* sono presenti blocchi di dimensioni variabili (megabrecce) di *Calcare Massiccio* (COK_a), particolarmente imponenti lungo il versante sud-orientale di Monte Lecinone. Si tratta di prevalenti calcari bianchi, ceroidi, granulosostenuti, con aspetto massivo in corpi a geometria irregolare. A luoghi questi blocchi sono caratterizzati da una diffusa silicizzazione, con spalmature di piccole sferule e granuli di selce (blocchi di *Calcare Massiccio* di paleoscarpata).

Il passaggio alle *Marne di Monte Serrone* è dato dal progressivo aumento di interstrati argillosi verdastri. L'associazione faunistica di base è costituita da radiolari, spicole di spugna, articoli di crinoidi, rare ammoniti, rostri di belemniti. Lungo il sentiero tra Casale S. Angelo e Fontana Vecchia è stata segnalata da Manni & Nicosia (1987) una ricchissima associazione faunistica comprendente brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, ammoniti, belemniti, echinodermi, e minori foraminiferi e spugne. Tra i crinoidi: *Eudesicrinus curtii, Dinardocrinus tiburtinus, Dinardocrinus maccagnoi, Cotylederma ambiguum, Paracotylederma gracile, Paracotylederma matteii.* Lo spessore della *Corniola detritica* nell'area del Foglio 375 "Tivoli" è valutabile in circa 300-400 m. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope*), in prossimità dei margini di piattaforme carbonatiche pelagiche.

Sinemuriano p.p. – *Toarciano* p.p.

1.1.3. - *Marne di Monte Serrone* (**RSN**)

Affiorano estesamente lungo la strada privata per Casale S. Angelo a Tivoli, lungo la carrareccia per Fontana Vecchia e da qui lungo una direttrice circa nord-sud fino al bordo settentrionale del foglio, nei Monti Lucretili meridionali. Un piccolo affioramente è inoltre visibile nei pressi di Tivoli, lungo la strada per S. Gregorio da Sassola, all'uscita del paese. Questa formazione è costituita da marne calcaree, marne e marne argillose, a tratti (ovest di Colle Mariano) di aspetto nodulare, di colore da verde-grigio chiaro a rosso bruno e rosso bruno con fiamme verdi; tali litotipi sono organizzati in strati medi e più raramente sottili. A questi litotipi si intercalano strati centimetrici di calcareniti con laminazioni piano parallele e impronte di fondo. Sono presenti, inoltre, livelli di calcare marnoso di colore grigio-verdastro e avana. La selce è scarsa e si trova per lo più nei litotipi calcarei. Il contenuto fossilifero è costituito da ammoniti, impronte di brachiopodi e lamellibranchi pelagici (*Posidonia* sp.). Il limite superiore con i *Calcari e Marne a Posidonia* è dato da un aumento degli strati calcarei con selce e una progressiva diminuzione delle intercalazioni marnoso-argillose. Lo spessore si aggira sui 30-50 m. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Toarciano p.p.

1.1.4. - *Calcari e Marne a Posidonia* (**POD**)

Affiora ampiamente nei Monti Lucretili meridionali, lungo la dorsale di Colle Lucco-Colle Vescovo, nell'abitato di Tivoli, a ridosso della S.S. 5 Tiburtina e sul versante nord-occidentale di Colle Ripoli. Nella parte bassa è costituita da calcari micritici talora marnosi, da grigio chiaro a nocciola, con liste e noduli di selce bianca e grigia, in strati decimetrici. Sono presenti localmente sottili intercalazioni marnose verdastre. Verso l'alto, la formazione è caratterizzata dalla presenza di calcareniti fini nocciola, con ooliti, granuli rosacei e con livelli ricchi di "*filaments*", talora in orizzonti isoorientati, in strati di spessore da decimetrico a metrico, talora con base erosiva. La selce è presente in noduli e liste di spessore decimetrico. Il passaggio alla sovrastante formazione dei *Calcari detritici con Posidonia* è segnato dall'aumento dello spessore degli strati, dalla scomparsa dei livelli e delle intercalazioni di marne e marne argillose e dalla maggiore frequenza e spessore dei livelli calcarenitici. La formazione può essere interessata da fenomeni di deformazione sinsedimentaria, tipo *slumping*. Lo spessore della formazione è di circa 80-100 m.

Toarciano p.p. - *Bajociano* p.p.

1.1.5. - *Calcari detritici con Posidonia* (**DPO**)

Affiora ampiamente nei Monti Lucretili meridionali, lungo la dorsale di Colle Lucco-Colle Vescovo, e nei Monti Tiburtini occidentali, nell'abitato di Tivoli e sul versante nord-occidentale di Colle Ripoli. La formazione si compone pressoché esclusivamente di bancate metriche di calcareniti oolitiche avana e nocciola, con clasti rosacei, spesso a base erosiva. All'interno di questi litotipi prevalenti si intercalano livelli ricchi in *"filaments"* e abbondante selce, in noduli e lenti di spessore anche decimetrico.

Il limite superiore con i *Calcari Diasprigni* è evidenziato dalla comparsa di sottili strati di selce policroma, la riduzione della componente calcarea e la riduzione dello spessore degli strati (Figura 5). Il contenuto fossilifero è costituito da *Protopeneroplis striata* negli orizzonti oolitici, da gusci di Lamellibranchi pelagici (*Posidonia* sp.) e Radiolari nelle porzioni più fini. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico. Lo spessore della formazione è 200-250 m.

Bajociano p.p. *–Bathoniano* p.p.

1.1.6. - *Calcari Diasprigni* (**CDU**)

Nel Foglio 375 "Tivoli", per l'esiguo spessore d'affioramento, questa formazione non è stata suddivisa nei due membri con cui affiora in altri settori dell'Appennino centro-settentrionale (*membro selcifero* e *membro dei calcari a Saccocoma e aptici*). Le migliori esposizioni della formazione sono visibili a



Fig. 5 – Parte alta della formazione dei Calcari detritici con Posidonia al passaggio, in successione rovescia con i Calcari Diasprigni. Versante sud-occidentale di Monte Catillo.

nordest di Colle Lucco, in località La Prece, a nord di Colle Vescovo, in parte dell'abitato recente di Tivoli e su Colle Ripoli. I Calcari Diasprigni sono costituiti da selce policroma e calcari selciferi in strati da sottili a medi. Sono presenti in subordine anche calcari micritici bianco-verdolini con noduli di selce, in strati da decimetrici a pluridecimetrici. Nella porzione superiore della formazione si osservano alternativamente calcari micritici biancastri con abbondante selce, da sottili a medi, contenenti aptici e *Saccocoma* sp. e marne argillose verdastre. In queste litofacies sono spesso presenti banconi metrici di brecce e calciruditi talora a geometria lenticolare o con debole continuità laterale (S.S. 5 Tiburtina e versante occidentale di Colle Ripoli). Il limite superiore con la Maiolica è dato dalla comparsa di calcari micritici bianchi con selce. Contiene radiolari, *Saccocoma* sp. e rari aptici. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico. Lo spessore della formazione è compreso tra 20 e 50 m.

Bathoniano p.p.- *Titoniano* p.p.

1.1.7. - *Maiolica* (**MAI**)

La Maiolica affiora estesamente lungo la provinciale Tivoli-San Polo dei Cavalieri, sul versante orientale di Colle Vescovo e nell'area di Colle Ripoli. La formazione è costituita da calcari micritici bianchi, grigi e giallo tenue, a frattura concoide e ben stratificati, con selce policroma in liste e noduli, spessi fino a 20 cm. La potenza degli strati varia da pochi cm al metro. La parte basale della

formazione è caratterizzata da intercalazioni di brecce calcaree medio-grossolane, in banchi di oltre 2 m e di calcareniti avana in strati decimetrici, talora a geometria lenticolare. Tali intercalazioni sono presenti per tutto lo spessore della formazione, sebbene con frequenza minore rispetto alla porzione basale. Verso il tetto si osservano intercalazioni di marne-argillose verde-giallino, sottilmente laminate in spessori da 5 a 30 cm. In prossimità del limite superiore sono presenti calcari scuri, con selce nerastra e intercalazioni via via più frequenti di livelli pelitici scuri, ricchi in sostanza organica. Il passaggio alle sovrastanti *Marne a Fucoidi* è dato dal progressivo aumento degli orizzonti marnoso-argillosi verdastri e rosati e dalla scomparsa di calcari micritici bianchi con selce. Il contenuto fossilifero è costituito da radiolari, tintinnidi e rari aptici. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico. Lo spessore della *Maiolica* è 350-400 m.

Titoniano p.p. –*Aptiano* p.p.

1.1.8. - *Marne a Fucoidi* (**FUC**)

Affiorano nei Monti Lucretili meridionali lungo la provinciale Tivoli-Poli e nei Monti Tiburtini, poco a sud del cimitero di Tivoli e sul Monte Arcese. La formazione si compone di marne e marne argillose verdoline, rosate e grigie, con frequenti orizzonti marnoso-argillosi grigio-nerastri (*black shales*), in sottili strati spessi 5-6 cm; si intercalano marne calcaree e calcari marnosi biancastri, verdolini e grigi, in strati di 10 –20 cm con rari noduli di selce nera e bruna verso il tetto. Il passaggio alla soprastante formazione della *Scaglia Bianca* è indicato dall'aumento di calcari micritici bianchi con liste e noduli di selce e dalla contemporanea riduzione della frazione marnoso-argillosa. Localmente le marne risultano fortemente bioturbate (*Thalassinoides* sp., *Chondrites* sp., etc.). Il contenuto fossilifero delle *Marne a Fucoidi* è dato principalmente da foraminiferi planctonici (gruppo *Hedbergella-Ticinella*). L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico. Lo spessore della formazione è compreso tra i 30 ed i 50 m.

Aptiano p.p.-*Albiano* p.p.

1.1.9. - *Scaglia Bianca* (**SBI**)

Affiora nei Monti Lucretili meridionali lungo la provinciale Tivoli-Poli e nei Monti Tiburtini sul versante nord-occidentale di Monte S. Angelo in Arcese. È costituita da calcari micritici bianchi talora marnosi, ben stratificati con liste e noduli di selce grigia e nerastra. Lo spessore degli strati è compreso tra 5 e 30 cm. Sono frequenti le intercalazioni di risedimenti più grossolani, costituite da calcareniti litobioclastiche biancastre in strati e bancate di oltre un metro che spesso sono prevalenti sulla componente micritica della formazione. Il passaggio alla sovrastante *Scaglia Rossa* è dato dalla comparsa di calcari rosati con selce rossa. Il contenuto fossilifero dei livelli micritici è costituito da foraminiferi planctonici [*Planomalina buxtorfi*



Fig. 6 – Livello calciruditco nella parte alta della Scaglia Rossa. Area di Colle Monitola.

(GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Rotalipora reicheli* (MORNOD), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI) e *Helvetoglobotruncana elvetica* (BOLLI)], mentre nei livelli detritici sono abbondanti i frammenti di echinidi e di gusci di rudiste. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico. Lo spessore della formazione è 70-100 m.

Albiano p.p. - *Turoniano* p.p.

1.1.10. - *Scaglia Rossa* (**SAA**)

Nell'area del Foglio 375 "Tivoli" la formazione si presenta con caratteristiche peculiari rispetto a quelle della *Scaglia Rossa* umbro-marchigiana, soprattutto per quanto riguarda la sua porzione superiore particolarmente ricca di debriti carbonatiche, che ne modificano completamente i classici caratteri litologici. Per questo motivo è stato possibile cartografare come *Scaglia Rossa* solamente la porzione inferiore della successione, mentre la parte alta, caratterizzata dalla prevalenza di risedimenti carbonatici, è stata attribuita alla formazione della *scaglia detritica***.** La *Scaglia Rossa* affiora lungo il versante occidentale di Colle Monitola e Monte Papese, a est del fiume Aniene, e nei Monti Tiburtini sul versante

occidentale di Monte S. Angelo in Arcese. La formazione è costituita da calcari micritici rosati e rossi con selce rossa in liste e noduli e da marne e calcari marnosi rosso mattone. Per tutto lo spessore della formazione sono presenti frequenti risedimenti grossolani costituiti da calcareniti e calciruditi lito-bioclastiche biancastre, talora di aspetto cristallino, in strati di spessore variabile da pochi cm ad oltre due metri (Figura 6).

Sul versante occidentale di Colle Monitola, sono ben esposte calcitorbiditi bianche, in strati di 30-60 cm, alternate a calcari cristallini e calcari micritici a planctonici, con sottili orizzonti marnosi verdastri, spessi 10 cm (Figura 7). Questi sono presenti anche in altri affioramenti, intercalati ai risedimenti lito-bioclastici. Ai risedimenti grossolani, si intercalano calcari micritici bianchi con selce violacea, in strati di 10-20 cm. Il limite superiore è caratterizzato dal passaggio tra un intervallo di calcari marnosi di colore rosso mattone e le calcareniti e calciruditi della *scaglia detritica*.

Nella parte bassa della formazione è presente *Globotruncana gr. lapparenti* Brotzen, *Globotruncanita stuarti* (De Lapparent), *Globotruncanita conica* (White) e *Rosita contusa* (Cushman). La parte alta della formazione è caratterizzata dalla presenza di foraminiferi planctonici del genere *Morozovella* e da *Planorotalites pseudomenardi* (Bolli). Nei livelli detritici sono abbondanti i frammenti di echinidi e di gusci di rudiste. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico. Lo spessore della formazione è variabile ed è compreso tra 50 e 100 m.

Turoniano p.p.? - *Thanetiano* p.p.

1.1.11. - *Scaglia detritica* (**SCZ**)

Questa formazione è divisa in due membri: **membro calcarenitico-calciruditico** (**SCZ_1**) e **membro calciruditico-calcarenitico** (**SCZ_2**)**.** In questo settore affiora esclusivamente la **litofacies calcarenitico-calcilutitica** (**SCZ_{2b}**) del **membro calciruditico-calcarenitico**.

La litofacies affiora estesamente nei Monti Tiburtini, a M. S. Angelo e in affioramenti più limitati a Colle Monitola e Monte Papese a est del Fiume Aniene. Le migliori esposizioni sono presenti nei Monti Prenestini, nel settore nord-occidentale del Foglio, al quale si rimanda per una descrizione di maggior dettaglio della successione e dei contenuti fossiliferi. Si tratta di prevalenti calcareniti e subordinate calciruditi biancastre, bio-litoclastiche, talora di aspetto cristallino, prive di selce, associate localmente a calcareniti con selce violacea, in strati spessi 1-2 m, contenenti foraminiferi bentonici, alternate a calcilutiti bianche a foraminiferi planctonici in strati di 10-20 cm, con liste e noduli di selce grigiastra, contenenti *Morozovella velascoensis* (Cushman), *Morozovella formosa* (Bolli), *Morozovella aragoniensis* (Nuttali). Lo spessore è di circa 250-300 m.

Thanetiano p.p. - *Luteziano* p.p.



Fig. 7 – Calcitorbiditi nella Scaglia Rossa. Area di Colle Monitola.

1.1.12. - *Scaglia variegata* (**VAS**)

Affiora lungo il versante orientale di Monte Sant'Angelo in Arcese e sul versante meridionale del Colle dello Stonio. È costituita da marne argillose verdastre e rosate, spesso foliate, a fiamme irregolari e locali zonature grigie ed ocracee in sottili orizzonti spessi in media 4-5 cm. Sono presenti intercalazioni di calcareniti di colore biancastro, con macroforaminiferi (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.) e miliolidi. Il limite superiore con la *Scaglia cinerea detritica* si osserva a Colle dello Stonio ed è definito da un brusco aumento della componente argillosa. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico. Lo spessore affiorante è di circa 10-20 m.

Luteziano p.p. – *Priaboniano* p.p.

1.1.13. - *Scaglia cinerea detritica* (**CDZ**)

Affiora nei Monti Tiburtini, sul versante orientale di Monte Sant'Angelo in Arcese, nell'area compresa tra Colle dello Stonio e i Monti Prenestini occidentali e in un piccolo affioramento a Monte Papese. Si tratta di una successione di marne calcaree, marne e marne argillose, di colore grigio-verdastro, talora rosato, con frequenti intercalazioni di calcareniti e calciruditi bioclastiche ("brecciole" a

macroforaminiferi) e subordinate calciruditi lito-bioclastiche. I litotipi marnosi si presentano in pacchi di strati decimetrici, spesso nodulari, mentre i depositi detritici, con spessore irregolare, variabile da 10 a 60 cm, sono sovente caratterizzati da gradazione e isorientazione dei bioclasti. Localmente si riscontra la presenza di intercalazioni di calcilutiti debolmente marnose (*wackestone*) grigie e biancastre, a frattura concoide, in strati di 10-15 cm, contenenti associazioni microfossilifere a foraminiferi planctonici (globigerinidi di grossa taglia). I livelli bioclastici sono costituiti dall'accumulo di frequenti lepidocycline, associate a *Heterostegina* sp., piccoli nummuliti, *Amphistegina* sp. e rotalidi di grossa taglia (*Neorotalia* spp.).

Il limite superiore della *scaglia cinerea detritica* è contraddistinto dalla brusca riduzione della litofacies marnosa e dall'aumento di calcareniti a macroforaminiferi, con selce, e calcari micritici a planctonici. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale). Lo spessore affiorante è di circa 50-100 m.

Priaboniano p.p.-*Chattiano* p.p.

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

Questa unità è caratterizzata dalla relativa frequenza di livelli e intervalli ricchi in macroforaminiferi. In base al contenuto micropaleontologico e a differenze nella composizione e organizzazione dei litotipi individuati sono stati distinti due membri: *calcareniti a nummuliti e discocycline* (**CFR_1**) e *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (**CFR_2**). Nei Monti Tiburtini sul versante orientale di Monte Sant'Angelo in Arcese, nell'area compresa tra Colle dello Stonio e i Monti Prenestini occidentali e nel settore meridionale dei Monti di Castel Madama affiora il *membro delle calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR_2). Le migliori esposizioni sono tuttavia quelle dei Monti Prenestini alle quali si rimanda per una descrizione di maggior dettaglio della successione e dei contenuti fossiliferi. Lo spessore affiorante nell'area è di circa 20-30 m.

Chattiano p.p.-*Aquitaniano*

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

Di questa unità affiora il *membro di Guadagnolo* (SPT_1) in due diverse litofacies: *litofacies calcarenitica* (SPT_{1a}) e *litofacies marnosa* (SPT_{1b}). L'unità affiora nei Monti Tiburtini, sul versante orientale di Monte Sant'Angelo in Arcese, nell'area compresa tra Colle dello Stonio e i Monti Prenestini occidentali e nel settore meridionale dei Monti di Castel Madama. Le migliori esposizioni sono quelle dei Monti Prenestini alle quali si rimanda per una descrizione di maggior dettaglio della successione e dei contenuti fossiliferi. Lo spessore affiorante nell'area è di circa 200-350 m.

Burdigaliano - Langhiano p.p.

1.2. - Area dei monti Prenestini e Ruffi

L'area si caratterizza per l'affioramento della successione di transizione sabina, nell'intervallo compreso tra il Cretacico superiore e il Miocene medio.

1.2.1. - *Scaglia detritica* (**SCZ**)

Come detto in precedenza in questa formazione sono stati distinti un *membro calcarenitico-calciruditico* (**SCZ_1**) e un *membro calciruditico-calcarenitico* (**SCZ_2**). All'interno del *membro calciruditico-calcarenitico* sono state individuate due distinte litofacies: una *litofacies calcarenitico-calcilutitica* (**SCZ_{2b}**) e una *litofacies calciruditica* (**SCZ_{2c}**)**.** Occorre ricordare che in questo foglio la Scaglia detritica rappresenta l'equivalente detritico della *Scaglia Bianca, Scaglia Rossa* e *Scaglia Variegata*, a differenza dei fogli CARG della Regione Abruzzo, nei quali la porzione detritica equivalente alla *Scaglia Variegata* è compresa nella *Scaglia Cinerea detritica.*

Membro calcarenitico-calciruditico (**SCZ_1**)

Affiora con buone esposizioni alla base del versante settentrionale dei Monti Prenestini e per un tratto della parte bassa di Valle Caprara. La successione affiorante è caratterizzata da livelli sottilmente stratificati (spessore compreso tra 5 e 10 cm) di calcilutiti e calcareniti gradate con abbondanti liste e noduli di selce avana, nocciola, grigio scuro e nero-azzurrognola. Sono diffuse le intercalazioni di calcareniti e calciruditi lito-bioclastiche e bio-litoclastiche, sovente con geometria lenticolare a base erosiva, con abbondanti resti di rudiste (generalmente radiolitidi, più raramente hippuritidi), inoceramidi, coralli ed echinodermi, mentre i litoclasti indicano facies di piattaforma carbonatica cretacica. I risedimenti sono rappresentati generalmente da calcitorbiditi e raramente portano allo sviluppo di megabrecce. Significativo in questo senso risulta un piccolo affioramento di megabrecce, associate a subordinate calcitorbiditi, in corrispondenza della valle compresa tra Monte Pompeo e Monte Capranica nei Prenestini meridionali (F. delle Cannuccete). In questo caso i litoclasti plurimetrici indicano facies di margine di piattaforma del Cretacico superiore *p.p.*, mentre l'intervallo superiore (T_{d-e}) delle calcitorbiditi contiene frequenti calcisphaerulidi associati a foraminiferi bentonici rimaneggiati, tra cui *Rotorbinella scarsellai* Torre. Dove l'unità risulta meglio esposta e completa (non erosa dai sovrastanti depositi della *litofacies calciruditica* **SCZ_{2c}**) la parte alta è marcata da un intervallo di 30 m circa di calcareniti gradate, in strati di 30-40 cm, alla cui base si trova un episodio di risedimentazione grossolana costituito da una calcirudite litoclastica ad elementi decimetrici.

La microfauna è rappresentata da prevalenti globotruncane tra cui sono state riconosciute: *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Dicarinella* spp., *Whiteinella* spp., *Helvetoglobotruncana helvetica*

(Bolli), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *Marginotruncana sigali* (Reichel), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Marginotruncana coronata* (Bolli), *Dicarinella* cf. *primitiva* (Dalbiez), *Dicarinella imbricata* (Monrod), *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Globotruncana* gr. *lapparenti* Brotzen – *linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana orientalis* El-Haggar, *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana* cf. *aegyptiaca* Nakkady, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncanita* cf. *angulata* (Tilev); a queste forme si associano heterohelicidi, calcisphaerulidi (talvolta frequenti) e dispersi foraminiferi bentonici rimaneggiati. Considerando la mancanza di alcuni intervalli per erosione e/o non deposizione la successione risulta estesa dalla biozona a *Helvetoglobotruncana helvetica* alla biozona a *Gansserina gansseri*. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale). Lo spessore massimo rilevato nel versante nord dei Monti Prenestini raggiunge i 150 m.

Turoniano p.p. – *Campaniano* p.p.

Membro calciruditico-calcarenitico (**SCZ$_2$**)

La successione descritta precedentemente (**SCZ$_1$**) prosegue con caratteristiche simili nel Paleogene, affiorando in maniera estesa nei Prenestini centro-settentrionali e lungo la struttura decorrente in senso nord-sud tra S. Gregorio da Sassola e Palestrina; il contatto tra i due membri (sempre distinguibili grazie al contenuto micropaleontologico) è localmente marcato dall'intercalazione di un intervallo nettamente detritico rappresentato da megabrecce amalgamate, canalizzate e a base fortemente erosiva, che può raggiungere uno spessore di circa 50 m (nel versante nord dei M. Prenestini e nell'area ad est di S. Gregorio da Sassola), associate a subordinate calciruditi bio-litoclastiche (*litofacies calciruditica* **SCZ$_{2c}$**). Gli elementi litoclastici coinvolti, sovente plurimetrici, sono rappresentati da calcari di piattaforma carbonatica *s.l.* del Cretacico inferiore e superiore, mentre la frazione biodetritica è costituita principalmente da frammenti di rudiste, inoceramidi, echinodermi, coralli e macroforaminiferi.

La *litofacies calcarenitico-calcilutitica* (**SCZ$_{2b}$**) è costituita da abbondanti risedimenti rappresentati da calcareniti (*packstone*) avana, nocciola e biancastre, bio-litoclastiche e bioclastiche, spesso gradate, e calciruditi lito-bioclastiche e bio-litoclastiche, biancastre e avana, a luoghi ricche in macroforaminiferi (discocyclinidi, alveoline e nummuliti) (Figura 8). Lo spessore e la geometria degli strati risultano molto variabili: si va da 10 a 60 cm, con andamento sovente lenticolare. In tutta la successione si intercalano calcilutiti (*wackestone*), calcari marnosi e, subordinatamente, marne calcaree, di colore avana chiaro, nocciola e verdognolo, in strati sottili e medi, con liste e noduli (anche di notevoli dimensioni) di selce biancastra e grigio chiaro, talora rossastra. Nelle sezioni più complete e



Fig. 8 – Intervalli calciruditici di spessore decimetrico all'interno della scaglia detritica; membro calciruditico-calcarenitico, litofacies calcarenitico-calcilutitica (**SCZ_{2b}**)*. Area di Colle Trifoglio.*

meglio esposte si riscontra la presenza di una porzione centrale ricca in litotipi marnosi, bioturbati, di colore verdastro, con frequenti fenomeni di deformazione sinsedimentaria. Verso sud, in corrispondenza dell'area di Palestrina, i depositi riferibili alla parte medio-alta dell'unità **SCZ_{2b}** sono sostituiti da megabrecce e brecce litoclastiche, ad elementi di piattaforma carbonatica s.l., con intercalazione di calcilutiti marnose avana.

I depositi pelagici ed emipelagici mostrano un ricco contenuto micropaleontologico rappresentato principalmente da foraminiferi planctonici, tra cui sono stati riconosciuti: *Morozovella lehneri* (Cushman & Jarvis), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Globigerinatheka* spp., *Hantkenina* spp., *Catapsydrax* sp., *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli), *Turborotalia frontosa* (Subbotina), *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine &

Bolli), *Turborotalia cerroazulensis* (Cole), *Turborotalia cocoaensis* (Cushman), *Turborotalia increbescens* (Bandy), *Subbotina praeturritilina* (Blow), *Subbotina* cf. *gortanii* (Borsetti), "*Zeaglobigerina*" *ampliapertura* (Bolli). La frazione bioclastica risedimentata, con caratteristiche di alloctonia primaria, è altrettanto ricca di forme utili all'attribuzione biostratigrafica dei depositi analizzati. In particolare le porzioni centrale e superiore contengono una consistente associazione a foraminiferi bentonici tra cui le forme più significative sono: *Gypsina* spp. (talora abbondante), *Rotalia* spp., *Chapmanina gassinensis* (Silvestri) e *Halkyardia minima* (Liebus).

Nell'area dei Monti Prenestini s.l., considerando anche la presenza di vistosi fenomeni di risedimentazione con forti evidenze di erosione, particolarmente sviluppati nella parte bassa della successione, l'unità **SCZ$_2$** può essere ascritta ad un intervallo biostratigrafico compreso tra la biozona P12 e parte della biozona P16. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale). Lo spessore totale, in corrispondenza delle successioni più complete, può raggiungere i 230 m (Valle Caprara).

Luteziano p.p. – *Priaboniano* p.p.

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

Nell'area affiorano entrambi i membri della formazione.

Membro delle calcareniti a nummuliti e discocycline (**CFR$_1$**)

Affiora sul versante settentrionale dei Monti Prenestini con spessori molto variabili (può raggiungere i 100 m). Si tratta di calcareniti e calciruditi (*packstone*) a macroforaminiferi (nummuliti e discocycline prevalenti), in strati e banchi di spessore medio compreso tra 25 e 60 cm, in cui si intercalano dispersi livelli di calcilutiti a foraminiferi planctonici (*wackestone*) in strati da centimetrici a decimetrici, di colore avana chiaro e nocciola, con selce biancastra e grigiastra, talora bruna, in lenti e noduli. Nella parte alta prevalgono marne calcaree a foraminiferi planctonici con intercalazione di livelli di calciruditi e calcareniti bioclastiche.

La *litofacies marnosa* (**CFR$_{1c}$**) è costituita da marne e calcari marnosi, di colore grigio-verdastro, giallastro e avana, con foraminiferi planctonici (globigerinidi, spesso di grossa taglia), disposti in strati da centimetrici (talora fissili) a decimetrici, localmente nodulari e/o fortemente bioturbati, con frequenti intercalazioni di calciruditi e calcareniti bio-litoclastiche e lito-bioclastiche gradate, ricche in macroforaminiferi, in strati e bancate, spesso canalizzate, con spessori variabili da pochi centimetri a oltre un metro. Sono presenti livelli di selce marrone, bruna e nocciola, raramente grigiastra. Nell'area dei Prenestini settentrionali il contatto con i depositi del *Membro delle calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (**CFR$_2$**)

è evidenziato dallo sviluppo di una netta *unconformity*. Nel settore meridionale dei Monti Prenestini (area di Colle Corvia – Palestrina), verso la porzione inferiore dell'unità si riscontra un aumento dei livelli più grossolani e detritici con sviluppo di calciruditi litoclastiche ad elementi plurimetrici (prevalenti i calcari di piattaforma carbonatica cretacica). A più altezze si riscontra la presenza di "*pebbly mudstones*" e calciruditi ad elementi ben arrotondati in matrice marnosa. Comuni risultano i fenomeni da deformazione sindeposizionale.

Il contenuto fossilifero, caratterizzato da esemplari molto spesso isorientati, è costituito prevalentemente da associazioni a macroforaminiferi, in cui sono stati riconosciuti: *Nummulites fabianii* Prever, *Nummulites* cf. *retiatus* Roveda, *Nummulites fichteli* Michelotti e *N. vascus* Joly & Leymerie, *Discocyclina* spp., *Borelis* sp., *Actinocyclina* spp., *Rotalia* spp., *Asterigerina* cf. *rotula* (Kaufmann), *Chapmanina gassinensis* (Silvestri), *Fabiania* sp., *Halkyardia minima* (Liebus), *Halkyardia maxima* Cimerman; tra i foraminiferi planctonici: *Turborotalia cerroazulensis* (Cole), *Turborotalia cocoaensis* (Cushman), *Turborotalia* cf. *cunialensis* (Toumarkine & Bolli), *Subbotina gortanii* (Borsetti), "*Zeaglobigerina*" *ampliapertura* (Bolli), *Pseudohastigerina* sp.; tra i foraminiferi planctonici sono stati riconosciute associazioni a globigerinidi di grossa taglia ("large" *Globigerinidae sensu* Iaccarino & Premoli Silva, 2005), *Subbotina* spp., *Turborotalia* spp.

Le associazioni riscontrate permettono di attribuire l'unità **CFR_1** ad un intervallo biostratigrafico compreso tra le biozone P16 e P21, per quanto riguarda i foraminiferi planctonici, e tra le biozone SBZ 20 e SBZ 21 nel caso dei macroforaminiferi bentonici. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale. Spessore variabile da 30 a circa 200 metri.

Priaboniano p.p. - *Rupeliano* p.p.

Membro delle calcareniti a miogypsine e lepidocycline (**CFR_2**)

Questo membro affiora in tutta l'area dei Monti Prenestini ad esclusione del settore meridionale compreso tra la zona di Monte Pompeo e Genazzano, al di sopra dei depositi del *membro delle calcareniti a nummuliti e discocycline, litofacies marnosa* (CFR_{1c}). Sul versante ovest di M. Capranica poggia sui depositi della *scaglia condensata* (**SGC**) o dei *calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**)**.**

Il membro è costituito da prevalenti calcareniti e subordinate calciruditi bioclastiche avana, nocciola e grigiastre, caratterizzate da accumulo di frequenti macroforaminiferi (piccoli nummuliti, lepidocycline, *Miogypsinoides* sp. e *Miogypsina* sp.), in strati da 20 cm a 60 cm, con presenza diffusa di gradazione diretta e isorientazione dei bioclasti. Nella parte inferiore e mediana della serie sono comuni intercalazioni di calcilutiti avana e verdastre con foraminiferi planctonici, marne, calcari marnosi e marne argillose di colore avana e grigio-verdastro, talora nodulari e bioturbate, associate a calciruditi lito-bioclastiche ad

elementi subarrotondati e "ciottoli molli". In basso sono anche presenti noduli di selce grigio-biancastra, mentre nella porzione superiore la selce, in piccoli noduli, è di colore bruno e marrone. Localmente si assiste allo sviluppo di strutture da deformazione sindeposizionale con evidenziazione di *slump* e *slide*, associati a "*pebbly mudstone*" e calciruditi litoclastiche ad elementi subarrotondati in matrice marnosa verdognola. Il passaggio ai sovrastanti litotipi dell'*unità spongolitica; membro di Guadagnolo* è dato da una *unconformity*.

Le associazioni micropaleontologiche rinvenute sono contrassegnate dalla presenza di *Nephrolepidina praemarginata* (Douvillé), *Nephrolepidina morgani* (Lemoine & Douvillé), *Eulepidina* spp., *Miogypsinoides* sp. e, infine, *Miogypsina* sp. (con esemplari unispirali). Alle forme sopra elencate si affiancano *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina complanata* (Defrance) e *Neorotalia* spp.; tra i foraminiferi planctonici si riscontra la presenza comune di globigerinidi di grossa taglia. Le macrofaune sono rappresentate da abbondanti frammenti di echinodermi e briozoi associati a bivalvi, alghe rosse, spicole di poriferi e, localmente, policheti tubicoli (*Ditrupa* sp.).

Da quanto esposto l'età dell'unità è generalmente ascrivibile in un *range* biostratigrafico compreso tra la biozona SBZ 22 e la biozona SBZ 24. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale. Lo spessore complessivo di questo membro, mediamente compreso entro i 30 m, supera i 70 m nella zona di Colle Corvia – Castel S. Pietro).

Rupeliano p.p.- *Aquitaniano*

1.2.3. - *Unità spongolitica; membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**)

I depositi appartenenti a questa unità stratigrafica sono ampiamente diffusi in tutta l'area dei Monti Prenestini e Monti Ruffi. La caratteristica principale è rappresentata dalla frequenza dei litotipi marnosi associata ad abbondante detrito bioclastico costituito sovente da spicole di poriferi. Tuttavia la notevole variabilità delle litologie affioranti e l'organizzazione delle stesse hanno condotto a distinguere all'interno della successione sedimentaria tre litofacies: *litofacies calcarenitica* (**SPT$_{1a}$**), *litofacies marnosa* (**SPT$_{1b}$**) e *litofacies calcarenitica superiore* (**SPT$_{1c}$**). I depositi appartenenti a questo membro poggiano generalmente sul *membro delle calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (**CFR$_2$**) attraverso una superficie di *unconformity*. Spostandosi verso i settori meridionali dei Monti Prenestini, dove la paleomorfologia del bacino deposizionale antecedente la loro trasgressione era più complessa, essi possono poggiare su diverse unità. I migliori affioramenti del *membro di Guadagnolo* sono quelli ubicati in corrispondenza della rupe del paese omonimo. In quest' area è stata effettuata una sezione stratigrafica di dettaglio che comprende la parte alta della *litofacies marnosa* (**SPT$_{1b}$**), la *litofacies calcarenitica superiore* (**SPT$_{1c}$**) (non cartografabile per il suo esiguo spessore) e la sovrastante

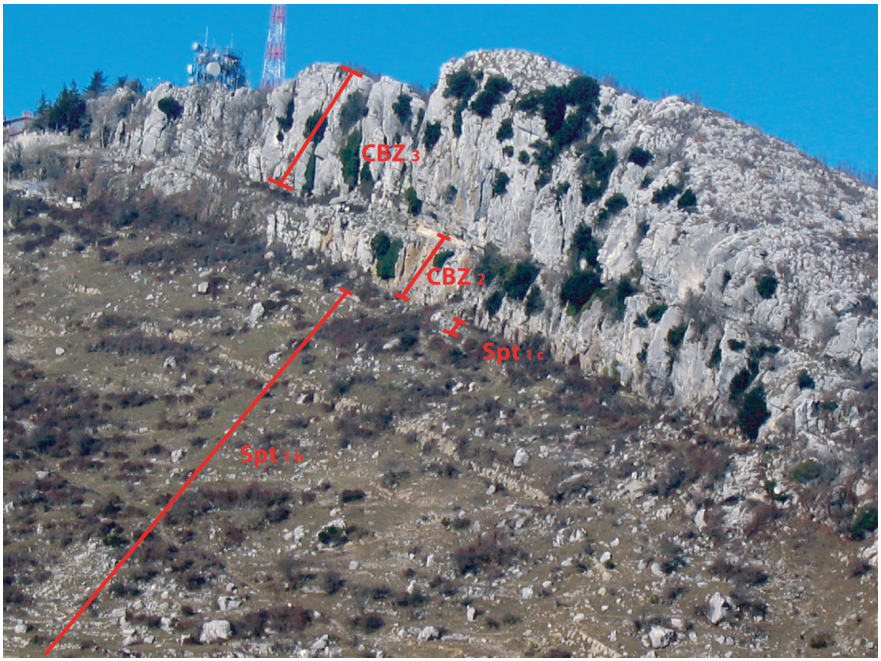


Fig. 9 – Panoramica della Rupe di Guadagnolo. Lo stacco morfologico segna il passaggio tra litologie a dominante marnosa, (*membro di Guadagnolo*) *e le calcareniti* (*calcari a briozoi e litotamni*)*.*

formazione dei *calcari a briozoi e litotamni*, comprendente i membri delle *calcareniti a punti rossi* (**CBZ$_2$**) e *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**) (Figura 9). Lo spessore della sezione stratigrafica è di 112 m.

Il *log* è stato suddiviso in due parti. 1) *Log* **Rupe di Guadagnolo inferiore** (Figura 10), dello spessore di 59 m, è costituito interamente da marne e marne calcaree, con intercalazioni subordinate di calcari marnosi e calcareniti, appartenenti interamente alla *litofacies marnosa del membro di Guadagnolo* (**SPT$_{1b}$**)**.** 2) *Log* **Rupe Guadagnolo superiore** (Figura 11), costituito da litofacies calcarenitiche, all'interno del quale è stato possibile distinguere la porzione calcarenitica di tetto dell'unità spongolitica, (**SPT$_{1c}$**), e le sopra citate (**CBZ$_2$**) e (**CBZ$_3$**).

In particolare, la sezione stratigrafica **Rupe di Guadagnolo superiore**, dello spessore complessivo di 53 m, è costituita da una porzione basale di circa 7 m, appartenente alla *litofacies marnosa del membro di Guadagnolo* (**SPT$_{1b}$**)**,** che comprende marne e marne calcaree colore nocciola, contenenti spicole di spugna, foraminiferi planctonici, frammenti bioclastici e intensa bioturbazione, con subordinati calcari marnosi e calcareniti bioclastiche. Alla base dell'ultima intercalazione calcarenitica, prima del passaggio alla sovrastante *litofacies*

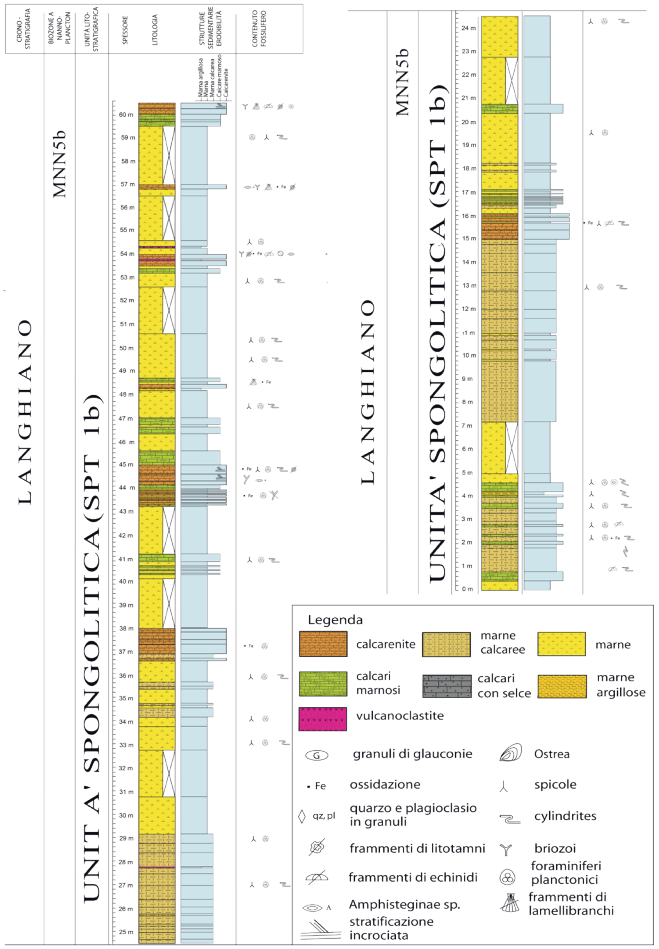


Fig. 10 –Log Rupe di Guadagnolo inferiore.

calcarenitica superiore (**SPT$_{1c}$**), è ben evidente una superficie di erosione con struttura tipo *groove* (Figura 12).

Verso l'alto si passa alla *litofacies calcarenitica superiore* (**SPT$_{1c}$**), costituita da circa 4 m di calcareniti fortemente marnose colore avana-nocciola, caratterizzate dalla presenza abbondante di spicole di spugna, foraminiferi planctonici e glauconie in granuli e nella matrice. Seguono le *Calcareniti a punti rossi* (**CBZ$_2$**), costituite da circa 14 m di calcareniti biancastre, da medie e grossolane, a volte con strutture a "losanga" contenenti briozoi, frammenti di echinidi e pectinidi, punti di

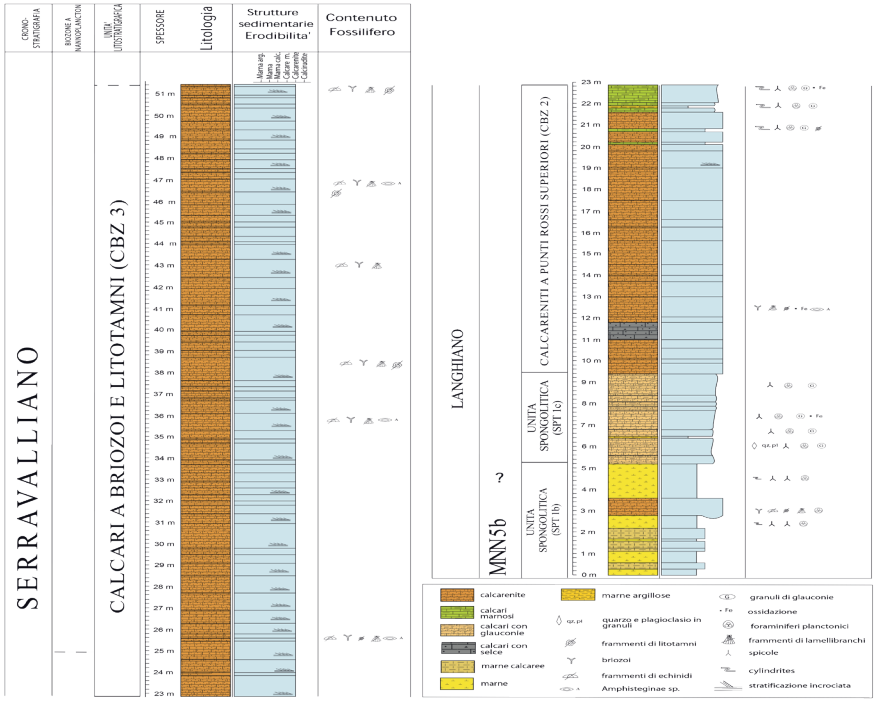


Fig. 11 – log Rupe di Guadagnolo superiore.

ossidazioni, scarse amphystegine e rare spicole di spugna. Nella porzione inferiore di questa litofacies è presente una zona a concentrazione di selce bruna, in noduli e liste. Nella parte alta, invece, sono presenti intercalazioni di calcari marnosi con glauconie, non abbondante, in strati da sottili a medi (Figura 13).

Seguono, infine, 28 m di *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**), costituiti da calcari bioclastici bianchi, a granulometria da media a grossolana. Nelle restanti aree le differenti litofacies nelle quali è stata distinta l'*unità spongolitica*; *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**), mostrano i seguenti caratteri.

Litofacies calcarenitica (**SPT$_{1a}$**)

Generalmente questa porzione è rappresentata da alternanze di prevalenti calcareniti debolmente marnose fini e medie, a stratificazione irregolare (strati di spessore compreso tra 15 e 50 cm), talora marcate da gradazione diretta, di colore avana e nocciola, e subordinate marne e marne calcaree di colore grigio, giallastro e avana, in strati decimetrici. Le calcareniti mostrano diffusi punti di ossidazione di colore rosso ruggine. La parte inferiore della successione è marcata dalla presenza di frequenti livelli calciruditici bio-litoclastici a macroforaminiferi ("brecciole"



Fig. 12 – La superficie di erosione affiora qualche metro più in basso della rupe calcarea e segna un cambiamento nell'ambiente deposizionale che pochi metri più in alto si realizzerà con la deposizione di circa 60 m di calcareniti bioclastiche di rampa da distale a interna.



Fig. 13 – Particolare del passaggio CBZ_2-CBZ_3. Il passaggio stratigrafico alla litofacies CBZ_3 è segnato dall'aumento del contenuto di $CaCO_3$ e dalla presenza di stratificazione incrociata a basso angolo, che caratterizza tutta la porzione superiore della Rupe di Guadagnolo.



Fig. 14 – Intervallo di calcari e marne silicizzate, equivalenti al Bisciaro, nella parte bassa della SPT_{1a}. Area di Colle Vallere.

a lepidocyline, miogypsine e *Amphistegina* sp.) associati a marne calcaree compatte grigio-avana con foraminiferi planctonici e frequenti spicole di poriferi, particolarmente evidenti sulle superfici di strato esposte. Comuni risultano le strutture riconducibili a deformazione sinsedimentaria, evidenti soprattutto verso la porzione inferiore. Localmente, nella porzione basale e intermedia, si assiste allo sviluppo di intervalli (di spessore compreso tra meno di un metro ad oltre 2 m) di marne calcaree di colore scuro (generalmente grigio scuro) talora totalmente o parzialmente silicizzate, disposte in sottili livelli centimetrici e in strati decimetrici, con selce nera e bruna in lenti e noduli (Figura 14).

Questi intervalli possono essere considerati, dal punto di vista litologico e temporale, equivalenti dell'unità *Bisciaro* affiorante più a nord. Degna di nota è anche la presenza, sempre nelle porzione basale dell'unità, di livelli contenenti esemplari interi di spugne silicee. La frazione bioclastica è rappresentata da abbondanti frammenti di echinodermi, briozoi e bivalvi mentre l'associazione micropaleontologica è costituita da *Miogypsina* spp. (forme plurispirali, tra cui *Miogypsina globulina* (Michelotti)), *Nephrolepidina tournoueri* (Lemoine & Douvillé), *Amphistegina* sp., *Elphidium* sp., rotalidi; tra i foraminiferi planctonici risultano frequenti i globigerinidi tra cui *Globigerinoides trilobus* (Reuss). A queste forme si accostano radiolari e spicole di poriferi, particolarmente abbondanti o dominanti in alcuni

livelli. L'intervallo stratigrafico comprende la biozona a *Miogypsina globulina* (SBZ 25 *p.p.*) (foraminiferi bentonici); e dalla biozona a *Globigerinoides trilobus* alla biozona a *Globigerinoides bisphericus* p.p. (foraminiferi planctonici).

L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia. Lo spessore di questa porzione del *membro di Guadagnolo* può variare da 20 m a più di 50 m, nei casi in cui risultano più sviluppati i fenomeni di deformazione sinsedimentaria, mentre va rapidamente riducendosi verso sud (divenendo non cartografabile) fino a risultare non affiorante in un'area compresa tra Campagnano (ad est di Castel S. Pietro-Palestrina) e Monte Pompeo e nei Prenestini meridionali (ad esclusione della zona di Rocca di Cave).

Burdigaliano p.p.

Litofacies marnosa (**SPT_{1b}**)

L'associazione calcarenitica descritta precedentemente evolve rapidamente in una successione in cui i litotipi marnosi sono l'elemento costituente principale, rappresentando generalmente la porzione più cospicua del *membro di Guadagnolo*. Si tratta di una alternanza di marne, marne calcaree, marne argilloso-siltose, di colore grigio, giallastro e bruno, e calcareniti (talora debolmente marnose) bioclastiche avana e nocciola. Sono presenti anche irregolari bancate di calciruditi bioclastiche. Nelle sezioni più complete e di maggiore spessore i litotipi marnosi, a volte fissili e/o fortemente bioturbati, di spessore variabile da pochi centimetri fino a 40 cm, caratterizzano la porzione inferiore e intermedia della successione, mentre le calcareniti, di spessore da centimetrico a metrico, talvolta gradate, prevalgono verso l'alto. Verso i quadranti settentrionali e nord-occidentali si può rilevare un incremento graduale dei termini marnosi. A più altezze, nelle porzioni inferiore e intermedia, si possono riscontrare episodi di deformazione sindeposizionale con sviluppo di *slump* (Figura 15). A partire dal settore centrale dei Monti Prenestini spostandosi verso sud, dove la successione è meglio esposta e non disturbata da deformazione tettonica, si individuano almeno tre orizzonti (di cui uno basale) di spessore irregolare, compreso tra 5 cm e 30 cm, costituiti da calciruditi litobioclastiche ricche in glauconite e granuli fosfatici.

Il contenuto micropaleontologico è marcato dalla presenza quasi costante di spicole di poriferi, talora abbondanti (in particolare nei livelli di marne fissili, ben visibili sulle superfici esposte, o in alcuni episodi di risedimentazione selettiva), associate a radiolari e subordinati foraminiferi plantonici. Questi ultimi, rappresentati principalmente da globigerinidi, risultano comuni nei livelli più calcarei. La frazione bioclastica è invece costituita da frammenti di briozoi, echinodermi, bivalvi e, subordinatamente, alghe rosse. L'intervallo biostratigrafico coinvolto è compreso tra le biozona a *Globigerinoides bisphericus p.p*. e la biozona a *Orbulina suturalis p.p*. Lo spessore complessivo stimato della successione è molto variabile: si passa da 200-300 m, nei quadranti settentrionali, a 450-500 m, nella



Fig. 15 – Strutture da "slumping" caratterizzanti la porzione inferiore della SPT_{1b}. Strada sul versante nordovest di Colle Mazzetta.

porzione centrale dei Monti Prenestini, mentre risulta non affiorante nel settore sud-orientale dei Prenestini. La rapida diminuzione di spessore è chiaramente apprezzabile a partire da una ristretta fascia congiungente Castel S. Pietro a Fosso Moneta. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia.

Burdigaliano p.p. - *Langhiano* p.p.

Litofacies calcarenitica superiore (**SPT_{1c}**)

Nel settore meridionale dei Monti Prenestini, in un'area compresa tra Campagnano (strutture poco ad est di Castel S. Pietro) e La Montagnozza (ad ovest di Capranica Prenestina), la porzione medio-superiore della **SPT_{1b}** e una parte dei depositi delle unità **CBZ** vengono sostituiti eteropicamente da una associazione litologica prevalentemente calcarenitica, denominata *litofacies calcarenitica superiore* (**SPT_{1c}**).

La successione sedimentaria rappresentativa di questa associazione è caratterizzata da calcareniti bioclastiche ben stratificate, con frammenti di echinodermi, briozoi e foraminiferi bentonici, in livelli decimetrici raccolti in bancate metriche. Verso l'alto, a partire da metà spessore circa, si passa molto gradualmente ad alternanze di calcareniti bioclastiche e marne calcaree di colore

giallognolo, che divengono rapidamente prevalenti verso la sommità della serie, dove evolvono ai soprastanti depositi delle *marne e calcilutiti a planctonici litofacies marnosa* (CBZ_{4b}). Spostandosi verso est i depositi della *litofacies calcarenitica superiore* dovevano passare sia verso l'alto che lateralmente alle unità **CBZ_1**. Attualmente, a causa dell'erosione subaerea, non c'è continuità laterale, tra i depositi delle unità sopra citate, ma l'eteropia di facies è testimoniata da una rapida diminuzione della porzione marnosa della **SPT_{1c}** spostandosi verso i quadranti orientali. Nell'area di Guadagnolo la *litofacies calcarenitica superiore* ha uno spessore di circa 4 m e non è stata quindi cartografata in maniera distinta.

Le associazioni fossilifere non sono decisive per una precisa attribuzione biocronostratigrafica. Lo spessore complessivo può raggiungere i 50 m, chiudendosi verso nord. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia.

Langhiano p.p.

1.2.4. – *Calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**)

Nel corso del Miocene medio si assiste ad un progressivo aumento dell'apporto di materiale bioclastico, proveniente dai quadranti orientali e sud-orientali, all'interno del bacino deposizionale dell'*unità spongolitica*; *membro di Guadagnolo* (**SPT_1**). Questo fenomeno rappresenta il segnale stratigrafico della progressiva progradazione di depositi di mare relativamente basso, riferibili ad ambienti di rampa carbonatica e complessivamente conosciuti in letteratura come *calcari a briozoi e litotamni*, verso aree a maggiore batimetria occupate dai sedimenti dell'unità **SPT**. A causa della paleomorfologia relativamente complessa degli ambienti deposizionali non tutte le aree vengono interessate in maniera simile da tale fenomeno. Inoltre la base dei depositi progradanti può mostrare caratteristiche erosive di varia entità. Per tali motivi i litotipi pertinenti all'unità **CBZ** mostrano una variabilità tale che è stato possibile riconoscere e cartografare quattro distinti membri, parzialmente eteropici tra di loro: *calcareniti arancioni* (**CBZ_1**); *calcareniti a punti rossi* (**CBZ_2**); *calcareniti a briozoi* (**CBZ_3**) e *marne e calcareniti a planctonici* (**CBZ_4**). Le *calcareniti arancioni* (**CBZ_1**) affiorano esclusivamente nell'area di Rocca di Cave e saranno pertanto descritte successivamente, mentre sia le *calcareniti a punti rossi* (**CBZ_2**) che le *calcareniti a briozoi* (**CBZ_3**) sono ampiamente presenti lungo la fascia orientale e nel settore meridionale dei Monti Prenestini e nei Monti Ruffi. Infine le *marne e calcareniti a planctonici, litofacies marnosa* (**CBZ_{4b}**) affiorano esclusivamente in un'area circoscritta nel settore sudoccidentale dei Monti Prenestini, nell'area di Rocca di Cave-Monte Pompeo, e saranno pertanto descritte successivamente.

Membro delle calcareniti a punti rossi (**CBZ_2**)

Questo membro affiora con continuità lungo tutta la fascia orientale dei Monti

Prenestini, nei Monti Ruffi, nonché nell'area ad est di Castel Madama, poggiante in paraconcordanza sul *membro di Guadagnolo* dell'unità **SPT$_1$**. Per quanto riguarda i Monti Prenestini, nella zona di Fosso Moneta (a sud di Capranica Prenestina), si hanno evidenze di una graduale eteropia di facies con i depositi riferibili al *membro delle calcareniti arancioni* (**CBZ$_1$**). Si tratta di calcareniti e subordinate calciruditi bioclastiche, biancastre, grigiastre e avana, in cui talora si intercalano sottili livelli (da millimetrici a centimetrici, fino ad intervalli di maggior spessore) di marne e marne calcaree, talora bioturbate, più frequenti nei settori settentrionali dell'area di affioramento. Le calcareniti, marcate dalla presenza di punti di ossidazione di colore rosso ruggine, mostrano generalmente una stratificazione piano-parallela (strati con spessori da 10 cm a 30 cm). Localmente, verso la porzione superiore della serie, si assiste allo sviluppo di stratificazione incrociata a basso angolo. A più altezze si riscontra la locale presenza di livelli con frequenti noduli di selce (talvolta molto irregolari, spesso a riempimento di tracce di bioturbazione) di colore bruno e grigio.

La frazione bioclastica è costituita da frammenti di litotamni, briozoi, echinodermi, bivalvi, ditrupe e serpulidi, associati a foraminiferi bentonici e planctonici. Tra questi ultimi sono stati determinati: *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Elphidium* sp., *Heterostegina* sp. (talora frequente) e una maggior quantità e diversificazione di forme planctoniche, tra cui *Orbulina* spp. e *Globigerinoides* spp. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia. Lo spessore complessivo del membro è compreso tra 15 e 30 m.

Langhiano p.p.

Membro delle calcareniti a briozoi (**CBZ$_3$**)

Questo membro affiora diffusamente in tutta l'area compresa tra i Monti Prenestini e i Monti Ruffi, generalmente poggiante sul *Membro delle calcareniti a punti rossi* (**CBZ$_2$**) di cui rappresenta la graduale evoluzione verso termini deposizionali più prossimali e solo localmente (Monti Ruffi) direttamente sui depositi dell'*unità spongolitica, membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**) (probabilmente a causa dell'azione erosiva dei depositi progradanti).

Si tratta di calcareniti e calciruditi bioclastiche di colore grigio-biancastro, avana e marrone, con abbondanti frammenti di briozoi (prevalenti nella porzione inferiore), frammenti di echinodermi, foraminiferi bentonici e frammenti di litotamni (comuni nella porzione superiore). A luoghi, verso l'alto sono presenti intercalazioni di calcareniti fini avana chiaro con foraminiferi planctonici. La successione, con spessore degli strati variabile da 10 cm a 80-90 cm, è caratterizzata dalla diffusa presenza di strutture da corrente e moto ondoso evidenziate dallo sviluppo di barre bioclastiche sovrapposte con stratificazione e laminazione incrociata ad alto angolo (Figura 16).

Gli eventi stratigrafico-tettonici che nel Miocene medio-superiore interessano l'area dei Monti Prenestini e le zone limitrofe, conducono ad un repentino



Fig. 16 – Stratificazione incrociata nelle calcareniti a briozoi. Cappellina S. Rita, Monti Prenestini.

approfondimento del bacino deposizionale delle *Calcareniti a briozoi*. Tale circostanza è registrata da una *drowning unconformity*, con sviluppo di *hard grounds*, che delimita la parte sommitale delle *calcareniti a briozoi* dai sovrastanti depositi dell' *Unità argilloso marnosa* (**UAM**).

Le microfaune riconosciute sono rappresentate da frequenti foraminiferi bentonici, tra cui *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Elphidium* sp., textularidi, cibicidi, anomalinidi, buliminidi, nodosaridi, rotalidi, miliolidi, discorbidi, victoriellidi, e foraminiferi planctonici, talora comuni, tra cui *Globigerinoides* spp., *Globoquadrina* sp., *Globigerina* spp., *Praeorbulina* spp. e *Orbulina* spp.

Le associazioni a foraminiferi bentonici sono indicative di una generica biozona SBZ 26, molto estesa temporalmente; nel caso delle forme planctoniche l'intervallo biostratigrafico può essere compreso tra la biozona *ad Orbulina universa* p.p. e la base della biozona a *Neogloboquadrina acostaensis*. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale. Spessore affiorante (stimato): 100-130 m.

Langhiano p.p.-*Serravalliano* p.p.

1.3. – Area di Rocca di Cave - Monte Pompeo

L'area si caratterizza per l'affioramento dei termini del Cretacico appartenenti alla piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese, sui quali trasgrediscono con modalità articolate i termini del Miocene inferiore e medio (Figura 17).



Fig. 17 – Panoramica dell'area di Rocca di Cave. La linea tratteggiata corrisponde all'andamento della trasgressione miocenica.

1.3.1. – *Calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**)

L'unità è ben esposta, anche se parzialmente, ad ovest dell'area di Rocca di Cave e, in limitati affioramenti, al piede dei rilievi compresi tra Monte Pompeo e Palestrina. La successione è caratterizzata da litotipi prevalentemente micritici (*mudstone*, *wackestone* e, in misura minore, *packstone*) organizzati in cicli sub-sopratidali, completi o parziali. Nella porzione medio-superiore si rinvengono intercalazioni bioclastiche lenticolari con esemplari di rudiste (dapprima requienidi e in seguito, più in alto nella successione, caprinidi e radiolitidi) e piccoli gasteropodi cui si associano bivalvi, brachiopodi, echinidi e rari coralli. Le associazioni microfossilifere sono caratterizzate da assemblaggi oligotipici ad ostracodi, miliolidi e gyrogoniti di carofite nei livelli micritici inter-sopratidali, e da miliolidi, textularidi, *Cuneolina* sp., *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Nezzazata simplex* Omara negli intervalli subtidali. Le associazioni risultano più ricche nei livelli bioclastici della parte medio-alta della successione, dove si riscontra la presenza di frequenti orbitoline, alghe verdi dasycladacee, alghe rosse e *Bacinella-Lithocodium*. Una relazione più dettagliata viene riportata nel lavoro di Carbone *et alii* (1971) dove l'unità **CIR** corrisponde alla parte bassa della "sezione occidentale" descritta dagli Autori citati. Il passaggio alla sovrastante unità dei *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**) è marcato dal rapido incremento dei livelli bioclastici. L'intervallo biostratigrafico esposto si estende dalla biozona ad *Archaealveolina reicheli* a parte della biozona ad *Ostracoda* e *Miliolidae*. L'ambiente di sedimentazione è di laguna carbonatica. Lo spessore rilevabile (circa 100 m), tenendo conto anche dell'intenso clivaggio presente in tutta la zona, è parziale dal momento che la base non è affiorante.

Aptiano p.p. – *Albiano*

1.3.2. – *Calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**)

La successione è caratterizzata dall'alta frequenza di litotipi bioclastici. Si tratta di *grainstone* bio-intraclastici, talvolta ad elementi ben arrotondati, *rudstone* e,

subordinatamente, *floatstone* bio-intraclastici, generalmente di colore biancastro, a frammenti prevalenti di gasteropodi e rudiste (caprotinidi, caprinidi e radiolitidi) cui, localmente, si associano bivalvi, brachiopodi, coralli e idrozoi. A questi si intercalano rari livelli a matrice micritica (*wackestone* e *packstone*, limitatamente *mudstone*) più frequenti verso il basso. Sono inoltre presenti intervalli arricchiti di materiale bioclastico con livelli arrossati che testimoniano ripetuti episodi di emersione. Gli strati, con spessore variabile da 30 a 90 cm, sono spesso irregolari. A luoghi si assiste allo sviluppo di intercalazioni lentiformi costituite da biostromi a rudiste e gasteropodi. Un elenco dettagliato delle forme determinate è riportato nel lavoro di Carbone *et alii* (1971), cui si fa riferimento. E' stata inoltre segnalata localmente la presenza di associazioni ad ammoniti e brachiopodi (Accordi *et alii*, 2002). La microfauna è rappresentata prevalentemente da orbitoline, frequenti in alcuni livelli, tra cui *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* D'Archiac, cui si associano dispersi miliolidi, textularidi, *Cuneolina* sp. e rarissime *Rotalipora* sp. Nella parta alta della formazione sono stati rinvenuti resti di *Titanosauria* sp. (Dal Sasso *et alii*, 2016). Il contatto con i depositi della sovrastante unità dei *calcari bioclastici a ippuriti e coralli* (**BIC**) è segnalato da una *unconformity* su cui poggia un livello a clasti neri. La successione descritta può essere riferita alla porzione superiore della biozona a *Orbitolina*. Ambiente di sedimentazione di margine e retromargine di piattaforma carbonatica. La presenza di resti di *Titanosauria* sp. testimonia l'esistenza di ambienti emersi di estensione significativa. Lo spessore complessivo della successione raggiunge i 200 m.

Cenomaniano p.p.

1.3.3. – *Calcari bioclastici ad ippuriti e coralli* (**BIC**)

L'unità affiora a sud e ad est di Rocca di Cave con caratteristiche ed evoluzione temporale diverse. Nell'area a sud di Rocca di Cave, lungo il versante occidentale dell'allineamento di rilievi a nord di Punta all'Olma, la successione (circa 150 m di spessore) è compresa tra l'unità dei *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**) alla base, e i sovrastanti litotipi dell'unità dei *calcari a calcisphaerulidi, membro di Rocca di Cave* (**SPH$_1$**). La parte bassa (< 30 m) è costituita da calcari micritici (*wackestone* e, subordinatamente, *packstone*) nocciola e avana con miliolidi, textularidi, lituolidi, con intercalazione di livelli di *grainstone*, *floatstone* e subordinati *rudstone* a frammenti di rudiste e gasteropodi. Il resto della successione è caratterizzato dall'abbondanza di litotipi francamente bioclastici o biocostruiti. Si tratta di alternanze di calcareniti (*grainstone* e subordinati *packstone*) e calciruditi (*rudstone* e *floatstone* a matrice calcarenitica) bioclastiche, localmente ad elementi ben arrotondati, *boundstone* a coralli e chetetidi, associati a rudiste, e biostromi a rudiste (*Radiolitidae* e *Hippuritidae*) in strati irregolari (spessori variabili da 30 a > 100 cm) e sviluppo locale di stratificazione e laminazione incrociate. Sono

presenti frequenti strutture geopetali riempite da silt vadoso di colore generalmente rossastro e/o verdastro. Il contatto con le sottostanti unità **RDO** è marcato da livelli con evidenze di fasi emersive: al di sopra della *unconformity* basale si individua una fascia irregolare (spessore variabile tra 10 e 40 cm) di calcari nocciola e avana con abbondanti ciottoli neri (da correlare con una delle fasi di emersione che in altre zone della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese conducono allo sviluppo di "terre rosse" e depositi bauxitici, nel corso del cenomaniano). Il passaggio alla sovrastante unità **SPH$_1$**, è dato da una *unconformity*, al di sotto della quale localmente si osserva la presenza di cavità paleocarsiche riempite da silt vadoso policromo (rosso e verde) con sviluppo di strutture geopetali. Nell'area a sudest di Rocca di Cave lo spessore della successione affiorante raggiunge i 200 m; la base non è osservabile, mentre la parte alta è troncata da una *drowning unconformity* (correlabile ad una fase deformativa ascrivibile al *Campaniano* p.p.) su cui poggiano i termini emipelagici del *Campaniano* p.p. - *Maastrichtiano* p.p. dell'unità della *scaglia condensata* (**SGC**), con locale sviluppo di megabrecce (particolarmente sviluppate nell'area compresa tra Cavesilio e Nannarola).

La diversa evoluzione stratigrafica dei due settori è legata a una fase deformativa a componente distensiva (ascrivibile al *Santoniano* p.p.) che nel settore meridionale causa un repentino approfondimento dell'ambiente deposizionale con sedimentazione di calcari riferibili all'unità **SPH$_1$**, in facies di scarpata di *open shelf*. Tale evento deformativo è evidenziato, in quest'area, dalla presenza nella porzione sommitale dell'unità **BIC** di fratture, riempite da depositi riconducibili alla sovrastante unità **SPH$_1$**, e dallo sviluppo di una *drowning unconformity.* Nel settore nordest le condizioni marine di ambiente di scogliera s.l. permangono invece fino al *Campaniano* p.p. con contestuale prosieguo della deposizione di litotipi riferibili all'unità **BIC,** che in questa zona è eteropica dell'unità **SPH$_1$** esposta poco più a sud. Tali eventi tettonici conducono inoltre il settore NO (area di Rocca di Cave) ad una prolungata fase emersiva con ulteriore sviluppo di paleocarsismo ed erosione dell'intera successione **BIC**.

Per quanto riguarda l'associazione macrofaunistica riconosciuta si fa riferimento a quanto riportato nel lavoro di Carbone *et alii* (1980) (con un aggiornamento per quanto riguarda le attribuzioni bio-cronostratigrafiche di alcune rudiste, basandosi sul lavoro di Cestari & Sartorio, 1995). La microfauna è rappresentata nella parte basale da *Nummoloculina* cf. *irregularis* Decrouez & Radoiçic, *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* (Said & Kenawy), piccole *Thaumatoporella* sp. e *Aeolisaccus* sp., e nella restante porzione da dispersi miliolidi, textularidi, lituolidi, *Cuneolina* sp., *Cuneolina pavonia* D'Orbigny, *Montcharmontia apenninica* (De Castro), rotalidi (tra cui *Rotalia* spp.), *Lithocodium aggregatum* Elliott, dispersi calcisphaerulidi e rare *Marginotruncana* sp. Ambiente di sedimentazione di margine di piattaforma carbonatica. La successione è riferibile ad un intervallo biostratigrafico compreso tra la biozona a *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* e *Nummoloculina* cf. *irregularis* e la



Fig. 18 – Bancata metrica di calcareniti a calcispherulidi. Area di S. Maria del Monte.

biozona a *Hippuritidae* e *Radiolitidae*.

Turoniano p.p. - *Santoniano* p.p., localmente *Campaniano* p.p.

1.3.4. – *Calcari a calcisphaerulidi, membro di Rocca di Cave* (**SPH$_1$**)

L'unità affiora a sud di Rocca di Cave, Punta all'Olma e la piana alluvionale sottostante. La successione è caratterizzata da calcilutiti (prevalentemente *wackestone*), calcisiltiti e calcareniti, fini e medie, (*packstone*) bioclastiche organizzate in strati di 30-80 cm e bancate di 100-150 cm, queste ultime (prevalentemente calcarenitiche) mostrano un andamento irregolare (probabilmente si tratta di dune sottomarine con stratificazione incrociata a basso angolo) (Figura 18). L'associazione riscontrata è marcata dalla costante presenza di detrito bioclastico (frammenti di rudiste, inoceramidi, echinidi, crinoidi, ofiuridi e, subordinatamente, briozoi, alghe rosse, coralli, anellidi e foraminiferi bentonici), calcisphaerulidi (talora frequenti) e dispersi foraminiferi planctonici. Nella porzione inferiore e media si individuano livelli con diffuse colonie tabulari di stromatoporoidi (*Actinostromaria* sp.) e *floatstone* a frammenti

di rudiste (*Radiolitidae* e *Hippuritidae*), stromatoporoidi ed echinodermi. La porzione sommitale affiorante è marcata dal locale sviluppo di *boundstone* a stromatoporoidi-alghe rosse oppure alghe rosse-foraminiferi bentonici incrostanti. Tra i foraminiferi planctonici sono state riconosciute *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny), *Globotruncana lapparenti* Brotzen e *Marginotruncana* sp.; tra le forme bentoniche (rimaneggiate, con caratteristiche di alloctonia sincrona, dalle vicine aree di margine) si individuano miliolidi, rotalidi (tra cui *Rotalia* sp.), *Stensiöina* cf. *surrentina* Torre, *Orbitoides* sp. e *Sulcoperculina* sp.

La successione individuata, poggiante sull'unità dei *calcari bioclastici ad ippuriti e coralli* (**BIC**) tramite una superficie di *drowning unconformity*, si estende dalla biozona a *Globotruncana* e *Hippuritidae* alla biozona a *Globotruncanita* e *Hippuritidae*. Lo spessore rilevabile dell'unità (circa 50 m) è parziale dal momento che il tetto è mancante per erosione subaerea e/o sottomarina. Nell'area a sudest di Rocca di Cave l'unità **SPH$_1$** è in eteropia con la parte alta dei depositi riferibili all'unità dei *calcari bioclastici ad ippuriti e coralli* (**BIC**). L'ambiente di sedimentazione è di scarpata verso l'*open shelf.*

Santoniano p.p. - *Campaniano* p.p.

1.3.5. – *Scaglia condensata* (**SGC**)

Sotto questo termine sono stati raggruppati tutti i sedimenti pelagici calcarei cretacico-paleogenici, singolarmente non cartografabili, affioranti nel settore meridionale dei Monti Prenestini. Tali depositi poggiano tramite una superficie di *unconformity* sulle diverse unità del Cretacico (**CIR**, **RDO**, **BIC** e **SPH$_1$**). Si tratta generalmente di calcilutiti emipelagiche a foraminiferi planctonici la cui deposizione è riconducibile ad almeno tre eventi discreti di approfondimento repentino dell'ambiente deposizionale, connessi ad altrettanti periodi di attività tettonica importante. I depositi più antichi, rappresentati da calcilutiti (*wackestone*) rosate, rosse e avana, associate a calciruditi litoclastiche (localmente megabrecce, particolarmente sviluppate nell'area compresa tra le località Cavesilio e Nannarola nei Prenestini sud-orientali), sono attribuibili al *Campaniano p.p. – Maastrichtiano p.p.* (Figura 19). Le associazioni micropaleontologiche sono caratterizzate da *Contusotruncana* cf. *patelliformis* (Gandolfi), *Globotruncanita* cf. *conica* (White), *Globotruncanita* cf. *stuarti* (De Lapparent), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana hilli* Pessagno, *Globotruncana arca* (Cushman), *Macroglobigerinelloides* spp. e *Heterohelicidae*, ascrivibili ad un intervallo biostratigrafico compreso tra la biozona a *Globotruncanita elevata* e la biozona a *Gansserina gansseri*.

I successivi depositi, riferibili al Paleocene *p.p.,* sono costituiti da calcilutiti



Fig. 19 – Calciruditi maastrichtiane nella formazione della scaglia condensata. Area di Cavesilio.

(*wackestone*) biancastre, giallastre o rosate, contenenti una microfauna a piccoli foraminiferi plantonici tra cui sono state riconosciute le seguenti forme: *Praemurica incostans* (Subbotina), *Praemurica* cf. *uncinata* (Bolli), *Globanomalina* sp., *Morozovella* cf. *praeangulata* (Blow) e piccoli globigerinidi, riferibili ad un intervallo biostratigrafico comprendente la biozona P2 e la base della biozona P3a. I depositi più alti, compresi tra l'*Eocene inferiore* e l' *Eocene medio*, sono rappresentati da calcilutiti (*wackestone*) debolmente marnose, avana, nocciola e ocra, associate a rari livelli con dispersi litoclasti ben arrotondati (Figura 20).

Dove le esposizioni sono più complete si riconosce una stratificazione nodulare con sviluppo di plaghe decimetriche di colore verde, fortemente glauconitiche. Verso l'alto, a Madonna della Neve (nei pressi di Rocca di Cave), sono preservati alcuni livelli di calcareniti e calcisiltiti bioclastiche laminate, color ocra, identificabili come calcitorbiditi. Tra la ricca microfauna sono state riconosciute: *Parasubbotina varianta* (Subbotina), *Morozovella subbotinae* (Morozova), *Morozovella edgari* (Premoli Silva & Bolli), *Morozovella gracilis* (Bolli), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Igorina* spp., *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Acarinina pseudotopilensis* Subbotina, *Acarinina primitiva* (Finlay), *Acarinina intermedia* Subbotina, *Hantkenina* sp., *Globigerinatheka* spp., *Subbotina cryptomphala*



Fig. 20 - Contatto tra calcareniti bioclastiche mioceniche e calcilutiti costituite da un wackestone a Morozovelle evolute, tipo M. aragonensis-M. spinulosa, e Globigerinatheka spp. Base di Colle del Pero.

(Glaessner), *Subbotina praeturritilina* (Blow), *Turborotalia* cf. *cerroazulensis* (Cole), *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Pseudohastigerina* sp. Non è chiaro se si tratti di una successione unica o se gli eventi deposizionali siano in realtà due o più, tuttavia il *range* biostratigrafico per le associazioni riconosciute è compreso tra le biozone P6a e P14. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad altofondi pelagici tettonicamente articolati.

È importante notare che questi depositi sono caratterizzati da spessori esigui molto variabili, sempre inferiori a 10 m (lo spessore può superare la decina di metri in corrispondenza dei livelli di megabrecce alto-cretaciche in località Nannarola), fino a "spalmature" centimetriche e millimetriche (associate a patine fosfatico-glauconitiche e di ossidazione), oppure riscontrabili come riempimento di fratture beanti (legate ad attività tettonica) e/o di cavità preesistenti (riconducibili a dissoluzione connessa a sviluppo di paleocarsismo). Frequenti risultano i fenomeni di "cannibalizzazione", in aggiunta ad erosione subaerea e/o sottomarina, precedenti la trasgressione miocenica. Per tali motivi mentre la superficie basale dei depositi alto-cretacei è chiaramente riconoscibile come *drowning unconformity*, i limiti sovrastanti mostrano una evoluzione polifasata complessa con frequenti fenomeni

di sovrapposizione e fusione (i.e. *nested unconformity*).

Campaniano p.p.- *Bartoniano*

1.3.6. – U*nità spongolitica*; *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**)

Nell'area sono presenti la *litofacies marnosa* (SPT$_{1b}$) e la *litofacies calcarenitica superiore* (SPT$_{1c}$).

Litofacies marnosa (**SPT$_{1b}$**)

Si tratta di alternanze di marne e marne calcaree grigie, giallastre e brune, con spicole di spugna e livelli di selce nera, e conglomerati glauconitici in banchi decametrici. Spessori variabili da 0 a 12 m.

Burdigaliano p.p.

Litofacies calcarenitica superiore (**SPT$_{1c}$**)

Si presenta con le caratteristiche descritte nei Monti Prenestini e Monti Ruffi. A Monte Pompeo i depositi trasgressivi miocenici, poggianti sul substrato mesozoico-paleogenico attraverso lo sviluppo di un conglomerato lito-bioclastico glauconitico di base, sono rappresentati esclusivamente dai litotipi appartenenti a questa unità, senza l'interposizione dell'unità **SPT$_{1b}$** (probabilmente presente con spessori esigui e in seguito erosa, dal momento che ciottoli rappresentativi di questa unità si trovano nel conglomerato trasgressivo). Spessore variabile tra 20 e 80 m.

Langhiano p.p.

1.3.7. – *Calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**)

Nell'area di Rocca di Cave e di Monte Pompeo affiorano estesamente il membro delle *calcareniti arancioni* (**CBZ$_1$**), il membro delle *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**) e il *membro delle marne e calcareniti a planctonici, litofacies marnosa* (**CBZ$_{4b}$**).

Calcareniti arancioni (**CBZ$_1$**)

Questo membro affiora nel settore meridionale dei Monti Prenestini poggiando su diverse unità stratigrafiche. Il contatto avviene attraverso una superficie generalmente paraconcordante con il substrato, localmente marcata da *lag deposits* costituiti da ciottoli ben arrotondati, denti di pesce, frammenti di ostreidi e granuli glauconitici, nel caso in cui il termine inferiore è rappresentato dai litotipi del *membro di Guadagnolo* dell'*unità spongolitica* (**SPT$_1$**); a scala maggiore si possono invece apprezzare evidenti discordanze con i termini litologici più vecchi, a causa delle dislocazioni paleotettoniche che articolano fortemente quest'area. La successione stratigrafica è caratterizzata da calcareniti bioclastiche medie e fini, ben stratificate (strati di 10-15 cm di spessore), di colore rosato-arancione, localmente grigio-verdognole (presenza diffusa di glauconite), ricche in frammenti di echinidi



Fig. 21 - Stratificazione incrociata nelle calcareniti arancioni. Cimitero di Rocca di Cave.

(talora si rinvengono individui interi), briozoi, alghe rosse, bivalvi, brachiopodi, ditrupe e articoli di crinoidi (talvolta frequenti) associati a foraminiferi bentonici. Nelle migliori esposizioni sono evidenti geometrie deposizionali da corrente indicate da stratificazione incrociata a basso angolo (Fig. 21).

In tal caso gli strati sono raccolti in bancate di spessore variabile, in cui si possono individuare dei sottili livelli detritici, costituiti da noduli glauconitico-fosfatici, piccoli ciottoli e bioclasti, identificabili come *lag deposits* a testimonianza di correnti trattive, marcate anche dalla generale isorientazione dei bioclasti. L'associazione micropaleontologica è rappresentata da frequenti foraminiferi bentonici, tra cui *Amphistegina* sp. ed *Elphidium* sp., cui si affiancano dispersi foraminiferi planctonici, tra i quali sono stati individuati esemplari di *Praeorbulina* sp. e *Orbulina* spp. L'intervallo biostratigrafico può essere ascritto a parte della biozona ad *Orbulina suturalis* e a parte della biozona a *Orbulina universa*. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale. Lo spessore complessivo del membro è compreso tra 20 e 30 m.

Burdigaliano p.p. - *Langhiano* p.p.

Calcareniti a briozoi (**CBZ$_3$**)
Affiora con i caratteri già descritti nei Monti Prenestini e Ruffi.
Langhiano p.p. – *Serravalliano* p.p.

Membro delle marne e calcareniti a planctonici, litofacies marnosa (**CBZ$_{4b}$**).

Nel settore compreso tra Poli, Palestrina e il versante settentrionale di Monte Pompeo, nonché in una limitata area tra quest'ultimo e La Montagnola, è esposta una successione sedimentaria rappresentata da una alternanza di litotipi marnosi (da calcareo-marnosi ad argilloso-marnosi) e calcilutiti, in strati da 5 cm a 20 cm (talora laminati), di colore giallastro, ocra e avana, con intercalazione di subordinati livelli biodetritici (calcareniti) irregolari. I litotipi marnosi e le calcilutiti (*wackestone* e subordinati *packstone*), con frequente bioturbazione, sono caratterizzati da una ricca associazione a foraminiferi planctonici tra cui si individuano numerosi esemplari di *Orbulina universa* d'Orbigny e *Orbulina suturalis* Brönnimann, cui si affiancano *Globigerina* spp., *Globigerinoides* sp., *Globoquadrina* sp. e subordinati globorotalidi. Rare risultano le spicole di poriferi. Nei livelli bioclastici (laminati e/o gradati) si riconoscono frequenti frammenti di briozoi, echinodermi, bivalvi, serpulidi e alghe rosse, associati a foraminiferi bentonici rimaneggiati, tra cui *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Rotaliina* sp., anomalinidi, nodosaridi e textularidi.

Verso l'alto (ma la collocazione stratigrafica è incerta a causa di una intensa deformazione tettonica) si riscontra la presenza di un livello decimetrico costituito da una calcirudite bioclastica glauconitica ricca di placche di crinoidi. L'insieme delle caratteristiche litologiche e dell'associazione micropaleontologica ha condotto a cartografare in maniera distinta questa successione, che potrebbe essere una facies eteropica del membro **CBZ$_3$**, anche se i rapporti laterali sono parzialmente obliterati da alcuni lineamenti tettonici.

Il limite inferiore è segnalato da un graduale, ma rapido, passaggio ai depositi bioclastici e spicolitici delle unità **SPT$_{1b}$** e **SPT$_{1c}$**. Il limite superiore di questo membro non è chiaramente individuabile: potrebbe mancare a causa dell'attuale erosione oppure potrebbe essere rappresentato dalla calcirudite glauconitica a crinoidi che marcherebbe il contatto con i depositi dell'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**). L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica distale-*slope*.

Le associazioni a nannoplancton calcareo sono caratterizzate da un basso stato di conservazione in quanto interessate sia da fenomeni di discioglimento che di ricristallizzazione. I risultati dell'analisi non forniscono indicazioni temporali molto dettagliate. L' abbondante presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* indica che ci si trova al di sopra della sua *First Common Occurrence* (FCO), bioevento che segna la base della sottozona MNN6b (Fornaciari *et alii,* 1996). L'assenza di altre forme *marker*, come quella di *Calcidiscus macintyrei* e quella di *Helicosphaera walbersdorfensis*, non viene ritenuta come indicativa di una posizione stratigrafica

ben precisa poiché la loro assenza potrebbe essere legata alla scarsa abbondanza che caratterizza l'intera associazione. L'intervallo biostratigrafico definito dalle associazioni di foraminiferi planctonici è compreso tra la biozona ad *Orbulina universa p.p*. e la base della biozona a *Neogloboquadrina acostaensis*. Lo spessore non è valutabile a causa della forte deformazione tettonica, ma può essere ragionevolmente stimato in non meno di 50 m.

Serravalliano p.p.

2. – DEPOSITI SIN-OROGENESI

La rapida flessurazione della piastra di avampaese all'avanzare del fronte deformativo del settore più occidentale dell'Appennino centrale nel corso del Tortoniano conduce (per quanto riguarda l'area dei Monti Prenestini e Ruffi) all'approfondimento generalizzato degli ambienti deposizionali e ad una sottoalimentazione delle aree di sedimentazione con il conseguente sviluppo di successioni condensate. I relativi depositi noti in letteratura come *marne ad orbulina* sono attualmente raggruppati nell'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**). Nell'area rilevata sono stati riconosciuti e distinti due membri: *membro delle marne calcaree* (**UAM$_1$**) e *marne ad Orbulina* (**UAM$_3$**). Il membro delle marne a Cylindrites (**UAM$_2$**) per il suo esiguo spessore è stato cartografato all'interno delle *marne ad Orbulina* (**UAM$_3$**). Buone esposizioni della superficie di *unconformity* sono state osservate nel versante orientale dei Monti Prenestini e lungo i fianchi orientali delle anticlinali dei Monti Ruffi. In particolare un affioramento particolarmente significativo è quello esposto sul fianco orientale della piccola anticlinale di Pisoniano (Accordi, 1966), nel quale è stata effettuata una sezione stratigrafica di dettaglio (Figura 22).

Lo spessore della sezione stratigrafica misurata è di 6 m, e comprende gli ultimi metri del *membro delle calcareniti a briozoi* (CBZ$_3$), la superficie di *hardground* posta alla base del *membro delle marne calcaree* (UAM$_1$) e il passaggio al sovrastante *membro delle argille a Orbulina* (UAM$_3$) (Figura 23). I primi 3 m, dalla base della sezione, sono costituiti da calcareniti bioclastiche grossolane, di colore biancastro contenenti abbondanti briozoi, litotamni, frammenti di echinidi e pectinidi relativi al *membro delle calcareniti a briozoi* (CBZ$_3$). Il passaggio al *membro delle marne calcaree* (UAM$_1$) avviene attraverso una superficie di *hardground* (Figura 24), spessa 20-30 cm, costituita da ciottoli e blocchi carbonatici di dimensioni da centimetriche a decimetriche. La matrice è di natura sabbiosa-argillosa ed è costituita da foraminiferi planctonici, frammenti bioclastici, rari peloidi e granuli di glauconie. I restanti 3 m sono costituiti dall'alternanza di marne calcaree e marne, di colore grigio scuro, caratterizzate dall'abbondante presenza di foraminiferi planctonici.

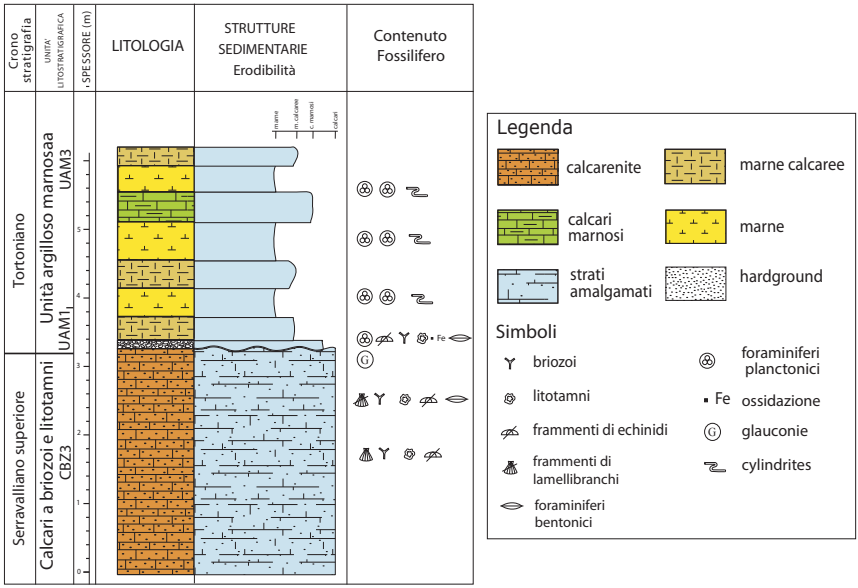


Fig. 22 – Log stratigrafico della sezione di Pisoniano, al passaggio tra i calcari a briozoi e litotamni (*CBZ*) *e l'unità argilloso marnosa* (*UAM*).

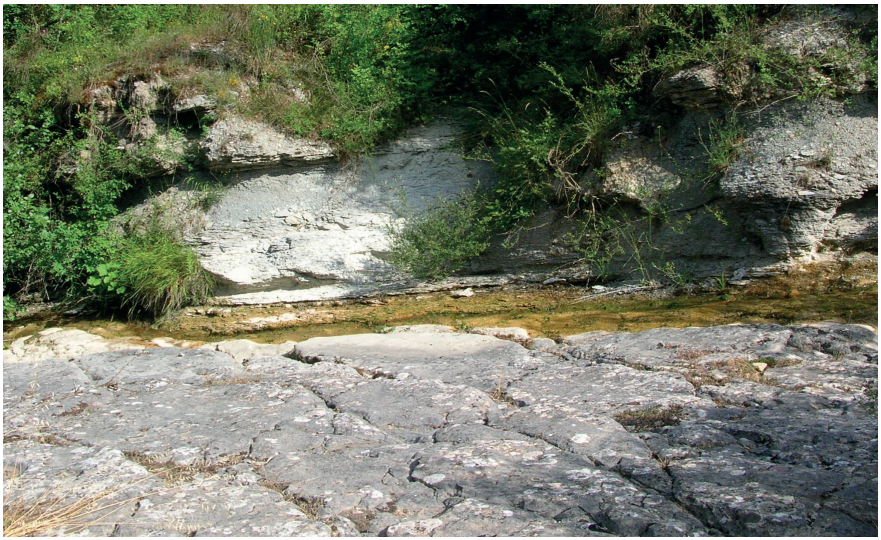


Fig. 23 – Sezione di Pisoniano. Particolare del passaggio stratigrafico tra i calcari a briozoi e litotamni (*CBZ*) *e l'unità argilloso marnosa* (*UAM*).



Fig. 24 – Particolare dell'hardground di Pisoniano.

2.1.1. - *Unità argilloso-marnosa* (**UAM**)

Nell'area affiorano il membro delle *marne calcaree* (**UAM$_1$**) e il membro delle *argille a orbulina* (UAM3), che include anche il membro delle marne a Cylindrites (UAM$_2$).

Marne calcaree (**UAM$_1$**)

Questo membro affiora con spessori ridotti (nel rilevamento, data la sua importanza geologica come *marker* stratigrafico-tettonico, lo spessore è stato esagerato per motivi grafici, in modo tale da essere sempre evidenziato dove presente) nell'area compresa tra il piede del versante orientale dei Monti Prenestini e i Monti Ruffi, poggiante in paraconcordanza sull'unità **CBZ$_3$** attraverso una *drowning unconformity*. Quest'ultima è rappresentata da un *hardground* molto articolato con forte bioturbazione e sviluppo di strutture nodulari. I depositi sovrastanti sono costituiti da calcareniti e subordinate calciruditi fini litobioclastiche (ben stratificate nei casi in cui lo spessore del membro è superiore ai 10 cm), di colore marrone e verdastro, contenenti abbondanti granuli glauconitici e frequenti noduli fosfatici. Una considerazione particolare merita la zona compresa tra Poli, Palestrina e Monte Pompeo-La Montagnola dove il membro **UAM$_1$** potrebbe essere rappresentato dalla calcirudite glauconitica a crinoidi, il cui spessore varia da 10 a 15 cm. Il contenuto fossilifero è dato da abbondante detrito bioclastico e dispersi (talora frequenti) foraminiferi planctonici (*Orbulina* spp. e globigerinidi). L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (rampa d'avampaese). Lo spessore è molto variabile passando da circa 5 cm, nei settori meridionali, fino a superare i 5 m nelle aree poste più a nord.

Tortoniano p.p.

Argille a Orbulina (**UAM$_3$**)

Al di sopra del membro precedente (**UAM$_1$**) poggia in concordanza una

successione marnosa di circa 20 m di spessore rappresentativa del membro **UAM$_3$**. Il membro delle *marne a Cylindrites* (**UAM$_2$**) è stato incluso nel membro **UAM$_3$** per il suo esiguo spessore, non cartografabile. Nelle migliori esposizioni, non alterate da deformazione tettonica, tale unità consta di due porzioni distinte. Quella inferiore, mai superiore ai 5 m, è costituita da marne e marne calcaree, talora fortemente bioturbate, di colore grigio, avana e giallastro, in strati da sottili a medi. Localmente si riscontra la presenza di livelli glauconitici verdognoli, più frequenti nell'intervallo basale, dove sono anche riconoscibili laminazioni centimetriche. La porzione superiore vede un rapido aumento della frazione argillosa con sviluppo di marne argillose, di colore grigio-bruno, ricche in foraminiferi planctonici. Il passaggio ai sovrastanti depositi dell'unità **UAP** è evidenziato dalle prime intercalazioni arenitiche riscontrabili nella successione. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (rampa d'avampaese). Spessore circa 20 m.

Tortoniano p.p.

2.1.2. - *Unità arenaceo-pelitica* (**UAP**) (cfr. Complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese)

Affiora estesamente nel settore orientale del foglio, in un'area compresa tra il fronte orientale dei Monti Prenestini e la terminazione meridionale delle strutture dei Monti Ruffi e, in misura minore, nelle strette valli comprese tra le anticlinali dei Monti Ruffi e al letto del sistema a *thrust* più esterno relativo alla linea Olevano-Antrodoco, nello spigolo nordorientale del foglio. Nell'area in esame sono state distinte diverse litofacies, essenzialmente sulla base del rapporto areanarie peliti.

Litofacies pelitico- arenacea (**UAP$_c$**)

Affiora esclusivamente lungo una fascia molto limitata compresa tra il fronte orientale dei Monti Prenestini e i Monti Ruffi. Si tratta di marne argillose e peliti con intercalati sottili livelli di arenarie e arenarie siltose spessi da 1 a 5 cm. Il limite inferiore con il membro delle *Argille a Orbulina* è marcato dalla comparsa dei primi livelli silicoclastici, mentre il passaggio alla sovrastante *litofacies arenaceo-pelitica è marcato da un sostanziale aumento del rapporto arenaria pelite.* L'ambiente di deposizione è quello di apparato deposizionale (lobi) di correnti di torbida. Lo spessore è estremamente variabile da 0 a circa 40 m.

Litofacies arenaceo-pelitica (**UAP$_b$**)

Si tratta di arenarie a composizione litoarenitica e litoarenitica feldspatica, in strati da spessi (10-20 cm) a molto spessi (50-100 cm), alternate a peliti e siltiti in livelli decimetrici, estremamente ricchi di miche di dimensioni fino a centimetriche (area a sud di Gerano), alternati a livelli pelitici subordinati. Talvolta si riconoscono alternanze molto fitte di peliti e siltiti, con livelli che non superano i 15 cm. Nell'area

di Genazzano sono presenti livelli ruditici dello spessore plurimetrico (*Brecce di Genazzano Auctt*.). Gli strati arenacei sono spesso gradati, con laminazioni piano-parallele e a luoghi convolute. Si riconoscono strutture da corrente (*flute casts*) che indicano una direzione del flusso circa N-S con verso di scorrimento verso sud. L'ambiente di deposizione è di apparato deposizionale (piana sottomarina) di correnti di torbida. Spessore: variabile da poche decine di metri nell'area del bordo meridionale dei Monti Ruffi, fino a 350 m nell'area di Genazzano-S. Vito Romano. Le associazioni a nannofossili calcarei indicano, per la parte basale di questa litofacies, la Zona NN11a (Tortoniano superiore) (Cipollari *et alii*, 1993).

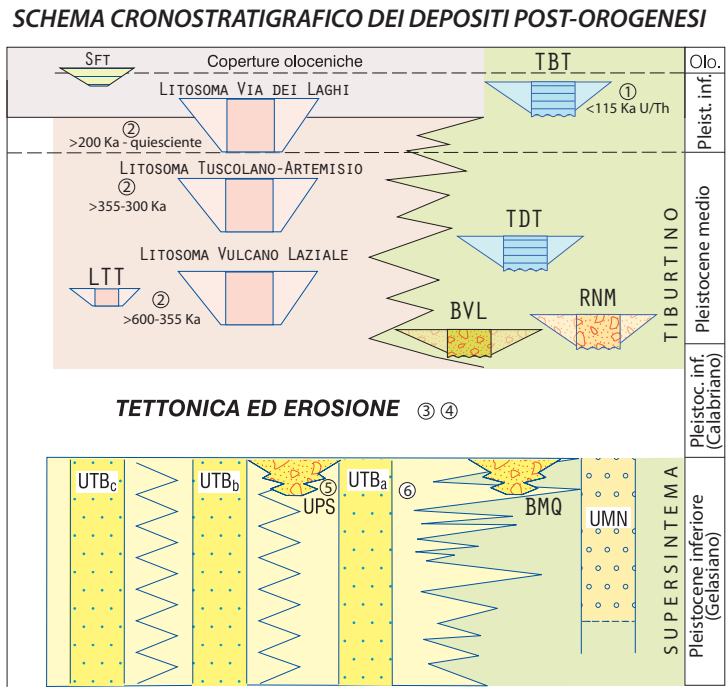
Litofacies arenacea (**UAP$_a$**)

Affiora a sud dei Monti Ruffi nel settore più orientale del foglio e nello spigolo nord orientale al piede della struttura dei Ruffi. Si tratta di arenarie a composizione litoarenitica e litoarenitica feldspatica, in strati da spessi a molto spessi o massicci, con frequenti fenomeni di amalgamazione. L'ambiente di deposizione è di apparato distributore di correnti torbiditiche. Spessore compreso tra circa 150 m, nell'area tra Genazzano-S. Vito Romano, e 250-350 m nell'area tra S. Vito e il settore meridionale dei M. Ruffi.

Tortoniano p.p.

3. - DEPOSITI POST OROGENESI

I depositi del ciclo post orogenesi affiorano estesamente nell'area del Foglio 375 "Tivoli" e sono costituiti alla base dall'Unità di Palombara Sabina (**UPS**) e dall'Unità di Torre Baccelli (**UTB**) di ambiente marino, ascrivibili al Pleistocene inferiore *p.p.* (Gelasiano) (Cosentino & Fubelli, 2007; Barisone *et alii*, 2014) e dai depositi continentali del Supersintema Tiburtino affioranti nella Valle del Fiume Aniene e costituiti dal Sintema di Mandela (**UMN**) e dal Sintema di Madonna del Quintiliolo (**BMQ**). Nella parte alta del Pleistocene inferiore (Calabriano) l'area è soggetta a un importante fenomeno di sollevamento che ne determina la definitiva continentalizzazione e lo sviluppo di estesi fenomeni erosivi (Cosentino *et alii*, 2009; Cosentino *et alii*, 2017). Al passaggio tra Pleistocene inferiore e medio i depositi continentali sono costituiti dai sintemi di Val Lungherina (**BVL**) e di Colle Ramanna (**RNM**), parzialmente eteropici ai depositi vulcanici dei Colli Albani (Giordano *et alii*, 2006) (Figura 25). Durante il Pleistocene medio e l'Olocene la sedimentazione è caratterizzata dalla presenza di estesi depositi di travertino, rappresentati dal Travertino di Colle dello Stonio (**TDT**) e dal Travertino di Bagni di Tivoli (**TBT**) (Faccenna *et alii*, 2008), e dai depositi del Sintema Fiume Tevere (**SFT**), di discarica (h_1) e antropici (h).



① (Faccenna et alii, 2008) ③ (Cosentino et alii, 2009) ⑤ (Cosentino & Fubelli, 2008)
② (Giordano et alii, 2006) ④ (Cosentino et alii, 2017) ⑥ (Barisone et alii, 2014)

Fig. 25 – Schema cronostratigrafico dei depositi post orogenesi.

3.1.1. *Unità di Palombara Sabina* (**UPS**)

Affiora in prevalenza e con buone esposizioni in strette fasce al piede del versante occidentale dei Monti Lucretili nel Foglio 366 "Palombara Sabina", al passaggio tra i depositi post-orogenesi e il substrato carbonatico, laddove questo costituiva alte falesie calcaree. I depositi dell'*unità di Palombara Sabina* sono attribuiti ad un ambiente di falesia con litofacies differenti a seconda della maggiore o minore prossimalità alla linea di costa, fino a costituire una facies eteropica di transizione alle litofacies sabbiose marine dell'*Unità di Torre Baccelli.*

Nel Foglio 375 "Tivoli" a questa unità sono stati attribuiti i depositi rinvenuti in un piccolo affioramento isolato nell'area di S. Vittorino nei pressi del Fosso dell'Acqua Rossa. Si tratta di calciruditi litoclastiche a matrice arenitica con

disperso silicoclastico. Gli elementi ruditici sono rappresentati da frammenti poco elaborati di calcilutiti a calpionelle (*Maiolica*). La matrice è rappresentata da una litoarenite con dispersi rari bioclasti (tra cui foraminiferi bentonici) e mostra frequenti fenomeni di ossidazione. L'ambiente di deposizione è stato attribuito ad una falesia costiera. Non è visibile il limite inferiore dell'unità. Lo spessore in affioramento è di circa 5 m. Per posizione stratigrafica e per analogia con i depositi del Foglio 366 "Palombara Sabina", questa unità è riferibile al Pliocene superiore (Gelasiano) che oggi con lo spostamento del limite Pliocene/Pleistocene (Gibbard *et alii*, 2010) diventa Pleistocene inferiore *p.p.?*

3.1.2. - *Unità di Torre Baccelli* (**UTB**)

L'unità prende il nome dal toponimo "Torre Baccelli", ubicato al margine sud-occidentale del Foglio 357 "Cittaducale", e si estende ampiamente verso sud nel Foglio 366 "Palombara Sabina", al quale si rimanda per una descrizione di maggior dettaglio dell'Unità. L'**UTB** è stata distinta in diverse litofacies, al fine di rappresentare nel modo più dettagliato possibile le aree che presentano una maggiore frequenza di ghiaie (*litofacies conglomeratica,* $\mathbf{UTB_a}$), di sabbie (*litofacies arenacea*, $\mathbf{UTB_b}$) e di peliti (*litofacies pelitica*, $\mathbf{UTB_c}$). I limiti tra queste differenti litofacies sono spesso indicativi, in quanto basati sulle diverse percentuali con cui i corpi ghiaiosi, sabbiosi e pelitici sono presenti in una certa area.

Litofaciers pelitica ($\mathbf{UTB_c}$) (cfr. formazione di Monte Vaticano MVA *p.p.*)

Affiora esclusivamente nel settore nord-occidentale del Foglio, in limitati affioramenti. Questa associazione di facies è costituita da argille grigie stratificate da consolidate a molto consolidate, alternate a sabbie fini micacee da grigie a giallo ocra. Sono ricche di bivalvi, ostracodi, foraminiferi bentonici e foraminiferi planctonici [*Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinita apertura* (Cushman), *G. glutinata* (Egger), *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *G. elongatus* (d'Orbigny), *G. extremus* Bolli & Bermudez, *Globoturborotalita decoraperta* (Takayanagi & Saito), *Neogloboquadrina pachiderma* (Ehremberg)].

L'associazione fossilifera indica un ambiente da circalitorale inferiore a epibatiale superiore. "Argille Azzurre" *Auctt.* Lo spessore supera i 40 m in affioramento.

Litofacies arenacea ($\mathbf{UTB_b}$)

Affiora nel settore settentrionale del Foglio nei pressi delle pendici occidentali dei Monti Tiburtini e in un piccolo affioramento nel Fosso dell'Acqua Rossa, nei pressi di S. Vittorino. Questa associazione di facies è costituita da alternanze di strati sabbiosi spessi da 5 a 30 cm, gradati e laminati, e limi sabbioso argillosi,

spessi da pochi centimetri a 10 cm, con bioturbazioni. Le sabbie sono costituite da granuli spigolosi di natura calcarea e di quarzo, con rari cristalli tabulari di muscovite. All'interno del deposito si possono riconoscere livelli localizzati di ciottoli molto arrotondati. La presenza di sabbie gialle è stata anche documentata in alcuni sondaggi profondi, con spessori intorno ai 30 m, al di sopra di argille grigio-azzure. Lo spessore varia da pochi metri ad alcune decine di metri. Ambiente di spiaggia sommersa.

Litofacies conglomeratica (**UTB$_a$**)

Affiora nel settore settentrionale del Foglio, nei pressi delle pendici occidentali dei Monti Tiburtini. Questa associazione di facies è costituta prevalentemente da ghiaie e conglomerati a matrice sabbiosa, da grossolana a fine, con differente grado di cementazione, e rare intercalazioni pelitiche. Si tratta di conglomerati poligenici, eterometrici, clasto-sostenuti, organizzati in strati variabili da 10 cm a 1 m. I clasti dei conglomerati sono arrotondati o molto arrotondati, tra essi si riconoscono elementi appartenenti alla "piattaforma carbonatica laziale-abruzzese", calcareniti mioceniche e rare arenarie a matrice sabbiosa grossolana giallastra. Rappresentano la prosecuzione in ambiente marino di sistemi deltizi, o di depositi detritici di versante e di conoide alluvionale. Lo spessore affiorante è di circa 50 m.

Questa unità è riferibile al Pleistocene inferiore *p.p.* (Gelasiano).

3.2. – Supersintema tiburtino (**TN**)

La superficie di base del supersintema Tiburtino è l'*unconformity* che segna il definitivo passaggio dell'area ad ambienti continentali, dovuto al sollevamento regionale del margine tirrenico, alla tettonica locale e a fattori climatici. La sedimentazione è inizialmente influenzata solo dagli apporti del paleo-Aniene, prosegue con il contributo prevalente degli apporti vulcanoclastici dei Colli Albani e in misura minore dei Sabatini e termina con i depositi fluviali, palustri e lacustri dei sistemi di drenaggio dell'Aniene e del Sacco. Il limite superiore del supersintema corrisponde alla superficie topografica attuale o al passaggio discordante con le coperture ubiquitarie oloceniche.

3.2.1. - *Sintema di Mandela* (**UMN**)

I depositi appartenenti a questo sintema affiorano sul versante di destra nella Valle dell'Aniene. Si tratta di depositi conglomeratici granosostenuti, poligenici, a matrice arenitica, con intercalazioni sabbioso-limose, di aspetto massivo. I clasti, di dimensioni variabili da pochi centimetri sino a 10 cm, sono rappresentati da carbonati provenienti dalla successione sabina, selce e arenarie. In alcuni casi presentano evidenze di clinostratificazione. L'appoggio basale del *sintema di*

Mandela è discordante sul substrato pre-pliocenico. Il *sintema di Mandela* potrebbe essere messo in relazione con un antico sistema di drenaggio fluviale, quello del paleo-Aniene. Lo spessore massimo affiorante è di circa 75 m.

Per posizione stratigrafica e per analogia con l'*Unità di Monteleone Sabino* (**UMS**) affiorante nel Foglio 366 "Palombara Sabina", questa unità è riferibile al Pleistocene inferiore *p.p*. (Gelasiano).

3.2.2. – *Sintema di Madonna del Quintiliolo* (**BMQ**)

I depositi appartenenti a questo sintema affiorano a nord dell'abitato di Tivoli nei pressi della "Madonna del Quintiliolo". La superficie basale del *sintema di Madonna del Quintiliolo* è rappresentata dalla superficie di erosione sui depositi del substrato mesozoico, mentre la superficie superiore è rappresentata dalla superficie topografica attuale. Si tratta di brecce monogeniche ben litificate, con clasti carbonatici, eterometrici, che raggiungono la dimensione del decimetro. La matrice, che costituisce circa il 40% del deposito, è sabbioso-limo-terrosa. Cemento calcitico di colore rosso. Ambiente di conoide detritico. Lo spessore è di circa 10 m.

Per posizione stratigrafica questa unità è riferibile al Pleistocene inferiore *p.p*.

3.2.3. – *Sintema di Val Lungherina* (**BVL**)

I depositi appartenenti a questo sintema affiorano nelle valli strette e profonde, ai piedi dei versanti calcarei dei Monti Prenestini e Tiburtini. Si tratta di depositi costituiti da blocchi e ciottoli a diversa granulometria (da pochi cm a oltre 2 m), generalmente a spigoli vivi, in una matrice sabbiosa-ghiaiosa di natura calcarea o argillosa rossastra, poco cementata. Questi depositi detritici si ritrovano al di sopra del substrato calcareo e possono essere intercalati con i primi prodotti vulcanici albani. Terminano verso l'alto con una superficie terrazzata debolmente immergente verso la campagna romana. Nelle zone più distali infatti i depositi possono risultare meglio organizzati e si alternano a quelli vulcanici, a testimonianza di produzione di materiale clastico abbastanza continuo nel tempo. In altri casi, il materiale carbonatico si ritrova esclusivamente al di sotto della coltre vulcanica, con evidenze di trasporto piuttosto limitato, probabilmente legato all'innesco di una o più frane, come avviene lungo la Valle di Lavatoio subito ad est di Poli. L'ambiente di deposizione è riferibile a conoidi detritici o, in alcuni casi, rappresenta il deposito di accumulo di paleofrane che si sviluppavano prima e/o contemporaneamente alle prime fasi vulcaniche del Litosoma Vulcano Laziale. Lo spessore è estremamente variabile, da pochi metri fino a 20 m.

L'età di questo sintema è attribuibile, sulla base della collocazione stratigrafica e per la presenza al tetto di depositi vulcanici, al Pleistocene inferiore-medio *p.p.*

3.2.4. – *Sintema di Colle Ramanna* (**RNM**)

I depositi appartenenti a questo sintema affiorano in riva destra del Fiume Aniene, in prossimità del limite settentrionale del Foglio. La superficie basale del *sintema di Colle Ramanna* è rappresentata dalla superficie di incisione dei depositi del sottostante *sintema di Mandela* (**UMN**), mentre la superficie superiore è rappresentata dalla superficie deposizionale dei prodotti vulcanici del litosoma Vulcano Laziale Si tratta di alternanze di banchi conglomeratici eterometrici, con clasti di dimensione generalmente inferiore al decimetro, e poligenici a grado variabile di cementazione. La natura dei clasti è generalmente carbonatica e silicea ed è riferibile alla successione sabina in affioramento. È presente spesso una stratificazione incrociata concava, con ampie variazioni di facies, sia verticali che laterali verso termini sabbiosi e limosi a cementazione variabile. Sono presenti livelli a pirosseni augitici in cristalli idiomorfi. Contengono gasteropodi continentali. Ambiente fluviale e di conoide alluvionale. Lo spessore è di circa 15 m. Sulla base della presenza di minerali vulcanici e per la collocazione stratigrafica l'età è attribuita al Pleistocene medio *p.p.*

4. - 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 Marinelli (1975), Cox *et alii* (1976), Di Sabatino (1979), Cundari (1980), Peccerillo & Manetti (1985), Conticelli *et alii* (1986), Beccaluva *et alii* (1991), Serri (1991), Dallai *et alii* (2004); Boari *et alii* (2009); Conticelli *et alii*, 2010. La prima monografia di tipo moderno edita da Fornaseri *et alii* (1963), proponeva una suddivisione in "Prodotti dell'attività iniziale", che comprendeva essenzialmente i prodotti freatopliniani ed i grandi espandimenti lavici fino alle lave di Vallerano, seguito dal "Complesso dei Tufi inferiori", che includeva le Pozzolane rosse, nere, il Tufo Lionato e le Pozzolanelle dell'unità di Villa Senni, seguito ancora dall'"Attività del periodo Tuscolano-Artemisio", in cui si costruiva il bastione di scorie e lave pericalderiche, ed infine l'"Ultimo periodo dell'attività centrale" relativo alla messa in posto dell'edificio delle Faete, seguito dall'"Attività degli Apparati eccentrici" di Nemi, Albano, Ariccia, Valle Marciana ecc. Questo schema stratigrafico nelle sue grandi linee è rimasto pressoché immutato. De Rita *et alii* (1988a, 1995) hanno accorpato tutta l'attività iniziale nella "Fase Tuscolano-Artemisia", introducendo

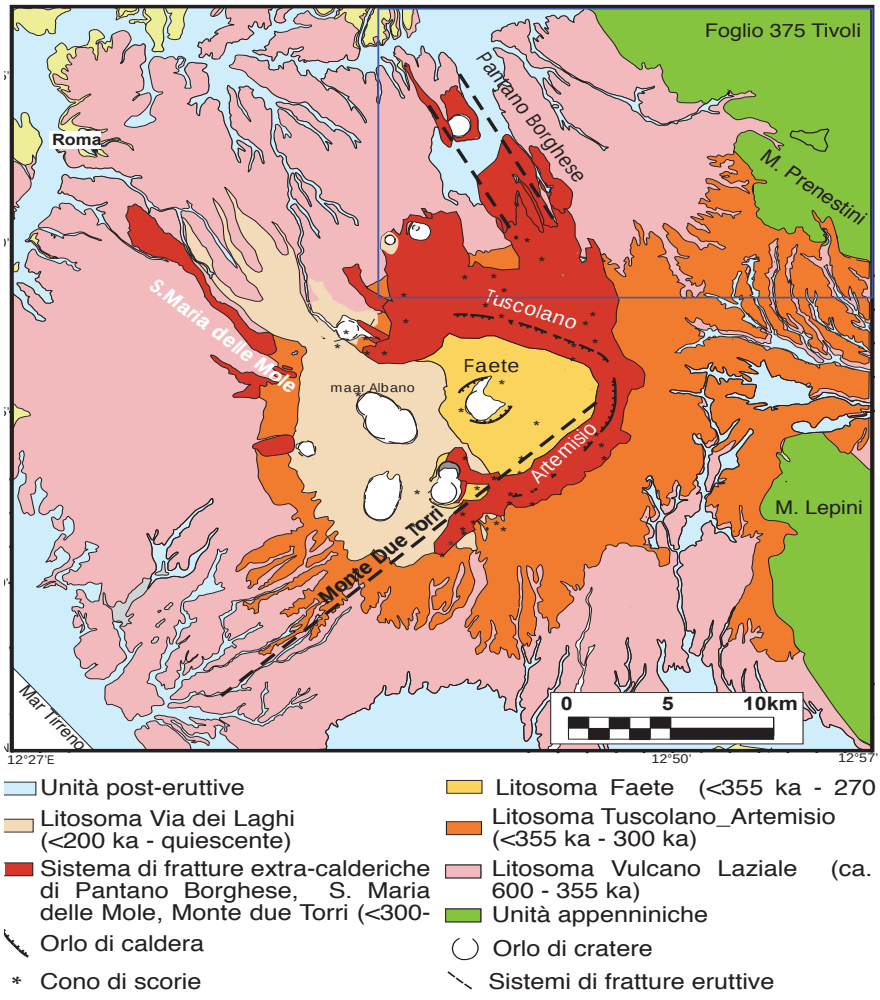


Fig. 26 – Carta dei litosomi del Vulcano dei Colli Albani

una suddivisione di tipo temporale piuttosto che stratigrafica, caratterizzata dalle grandi eruzioni ignimbritiche e dai collassi calderici, con oltre 280 km^3 di materiali eruttati tra 600 ka e 350 ka, seguita dalla "Fase delle Faete" con la costruzione dell'edificio intracalderico delle Faete e dunque dalla "Fase idromagmatica finale" con una ulteriore riduzione dei volumi emessi.

La ricostruzione in litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio, Litosoma Faete e Litosoma Via dei Laghi), 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 (Funiciello & Giordano, 2010; Giordano *et alii*, 2006, 2010) (Figura 26). Nell'area del Foglio Tivoli affiorano i prodotti di tre di questi litosomi (Litosoma Vulcano Laziale, Litosoma Tuscolano-Artemisio e Litosoma Via dei Laghi).

4.1. – Litosoma vulcano laziale

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

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*, 1989; 1992). La superficie di tetto del litosoma corrisponde invece con la superficie topografica a debole pendenza che caratterizza in tutta l'area il *plateau* ignimbritico.

Durante i periodi tra un'eruzione parossistica e la successiva, l'attività era essenzialmente intracalderica effusiva o debolmente esplosiva, ed è per questo motivo che le grandi ignimbriti nel *plateau* sono in genere separate da paleosuoli e da spessori a volte ingenti e cartografabili di prodotti di ricaduta intercalati (per esempio la *Formazione Fontana Centogocce*, **SLV**).

4.1.1. - *Formazione di Le Vallicelle* (**VLC**)

Affiora nelle aree più distali dei Colli Albani, sul fondo delle profonde incisioni vallive che si sviluppano ai piedi dei versanti carbonatici. In queste aree, infatti, la forte erosione lineare ha inciso gli esigui spessori della copertura vulcanica fino a toccare il substrato, portando in affioramento i termini più bassi della successione vulcanica. Buone esposizioni di questi prodotti si hanno lungo il Fosso dell'Acqua Rossa (San Vittorino), nei pressi di Fontana Casanova (tra Palestrina e Poli) e lungo il fosso Le Vallicelle a nord di Cave. Limitati affioramenti si hanno anche a quote piuttosto elevate dei Monti Prenestini, come avviene a Colle del Fuso (650 m) a ovest di San Vito Romano, dove risulta fortemente alterato e argillificato, spesso con strutture sedimentarie che suggeriscono una rimobilizzazione del deposito. Si tratta di alternanze di livelli a granulometria da cineritico fine a grossolana, fino a lapillosa. I livelli primari, piuttosto rari in affioramento, sono costituiti da pomici bianche, ben classate, clasto sostenute, e, in misura minore, scorie grigie e cristalli di pirosseno. Le pomici sono porfiriche (con pirosseni) e mediamente vescicolate. Le bancate costituite da pomici presentano spessori da pochi decimetri fino a qualche metro e si alternano a depositi cineritici fini rimaneggiati, con spessori variabili (Figura 27). Più diffusi sono gli affioramenti di questo deposito in facies rimaneggiata o in facies di *lahar,* come avviene nel fosso Le Vallicelle a nord di Cave, dove supera i 10 m di spessore. In questo caso il deposito varia da massivo a poco organizzato in bancate e livelli con geometria irregolare e con forti variazioni di spessore, spesso frammisto a ciottoli e blocchi calcarei del substrato. Queste caratteristiche suggeriscono che il deposito è stato messo in posto attraverso meccanismi di trasporto tipo *debris-flow*, ossia attraverso una serie di colate detritiche improvvise e violente, capaci di prendere in carico materiale sciolto o poco coerente presente sui versanti acclivi dei rilievi montuosi. Spessore variabile tra 2 e 10 m.

Pleistocene medio p.p.

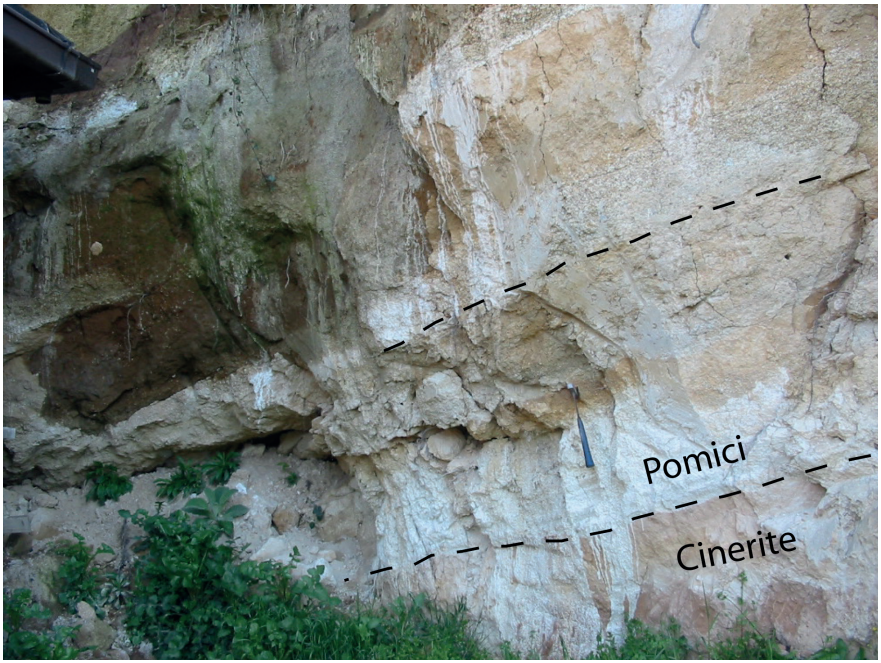


Fig. 27 - Depositi clinostratificati di pomici e cineriti in facies rimaneggiata, appartenenti alla formazione de Le Vallicelle (*Loc. Fontana Casanova, Palestrina*).

4.1.2. - *Unità di Poli* (**UPL**)

Costituisce il termine affiorante più antico della "Successione dei Tufi Pisolitici" (De Rita *et alii*, 2002). Affiora nelle aree distali dei Colli Albani, lungo le valli profondamente incise ai piedi dei versanti dei Monti Prenestini. Affioramenti ulteriori sono stati rinvenuti all'interno della valle dell'Aniene, oltre la soglia morfologica che costituisce la testata della Val Lungherina. Si tratta di un deposito caotico, litoide, matrice sostenuto, con debole organizzazione a bancate (Figura 28). La matrice è cineritica fine, di colore giallo chiaro e rappresenta più del 60% dell'intero deposito. Lo scheletro è costituito da individui poligenici, come pomici gialle grossolane (superiori al cm), litici calcarei, litici lavici e rari olocristallini. Tra i cristalli è abbondante la leucite, mentre clinopirosseni e biotiti sono presenti in misura inferiore. All'interno del deposito sono visibili resti vegetali completamente carbonizzati e, in misura minore, calchi di rami e frustoli vegetali. Sono frequenti lapilli accrezionari soprattutto nella parte alta del deposito, dispersi nella matrice, dove raggiungono diametri di 2-3 cm (Figura 29). In alcuni casi verso l'alto sono presenti 2-4 m di depositi laminati con stratificazioni incrociate e piano-parallele, costituiti da pomici gialle, scorie e litici arrotondati.



Fig. 28 - Parete costituita dalle unità di Poli e di Tor de Cenci. Le due unità sono separate da depositi rimaneggiati, da depositi da ricaduta (livelli stratificati di scorie nere) e dall'unità di Fossa Mola. Località Campo Sportivo, Poli.



Fig. 29 - Particolare dell'unità di Poli, dove sono visibili lapilli accrezionari di 1-2 cm di diametro.

Queste caratteristiche suggeriscono che in alcuni casi l'*unità di Poli* ha subito un forte rimaneggiamento, subito dopo la sua messa in posto, in ambiente fluviale-alluvionale. Al di sopra di questi depositi si sviluppa un paleosuolo che si trova alla base di un deposito tabulare (unità di Fosso Mola), cineritico grossolano (matrice >70%), compatto, ricco in scorie nere mal classate e arrotondate, con pochi lapilli accrezionari e calchi di rami isorientati. Il suo spessore in affioramento non supera 1 m e non è sempre continuo lateralmente. Per questi motivi questa unità non è stata cartografata in maniera distinta.

La base dell'unità di Poli è visibile in pochissimi punti ed esclusivamente nelle aree distali (es. centro abitato di San Gregorio da Sassola), dove è caratterizzata da un livello di spessore da decimetrico fino a 1 m, di pomici gialle e scorie grigie da ricaduta, con abbondante leucite analcimizzata e tracce di rimaneggiamento e di alterazione. Per queste caratteristiche il deposito può essere interpretato come una colata piroclastica generata da un'eruzione freatomagmatica, di notevole energia, capace di raggiungere e a volte superare i primi rilievi appenninici, situati a oltre 40 km dal centro eruttivo. Lo spessore in affioramento supera i 4 m.

Pleistocene medio p.p

4.1.3. - *Unità di Tor de Cenci* (**TDC**)

Rappresenta l'unità della "Successione dei Tufi Pisolitici" maggiormente esposta nell'area del Foglio 375 "Tivoli". Affiora estesamente lungo le valli profondamente incise alle pendici dei Monti Prenestini (Valle Collerano e Le Vallicelle a Cave, Valle della Mola a Poli) e nella Valle dell'Aniene e del Fosso dell'Empiglione. L'*unità di Tor de Cenci* (Figura 30, 31) poggia in genere su un paleosuolo con un deposito classato di scorie grigie poco arrotondate, con dimensioni che variano da quelle delle cineriti grossolane a quelle dei lapilli. Tale deposito tende a mantellare la topografia e ha uno spessore costante nelle zone distali tra 20 e 30 cm; caratteristiche che fanno pensare ad una messa in posto per ricaduta. Al di sopra l'unità è formata da un deposito cineritico con stratificazioni ondulate o debolmente incrociate, ricco in scorie grigie, pomici gialle, litici lavici e lapilli accrezionari. Questa parte del deposito è sempre ricca di calchi di rami e interi tronchi che risultano isorientati dal flusso. Successivamente si sviluppa la parte principale dell'unità, caratterizzata da un deposito piroclastico litoide, grigio-giallastro, composto prevalentemente da cenere fine (>60-70% del totale), con una struttura massiva e caotica. I lapilli accrezionari sono molto abbondanti e si ritrovano sia dispersi nella matrice che concentrati in livelli stratificati, raggiungendo anche qualche centimetro di diametro. Lo scheletro è composto da pomici e litici lavici centimetrici, cristalli di leucite analcimizzata, clinopirosseno e biotite. Frequenti sono le impronte di tronchi e frustoli vegetali.

La parte alta dell'*unità di Tor de Cenci* è invece caratterizzata da livelli



Fig. 30 - Particolare della base dell'unità di Tor de Cenci, con il calco di un tronco in primo piano. L'unità si appoggia su 30 cm di depositi di scorie da ricaduta. Località Campo sportivo, Poli;



Fig. 31 - Appoggio dell'unità di Tor de Cenci su un paleosuolo. La base è caratterizzata da una facies stratificata ricca in calchi di tronchi isorientati. Località S. Gregorio da Sassola.

stratificati e ben organizzati, per uno spessore totale di qualche metro, dove si possono concentrare i lapilli accrezionari; l'unità termina verso l'alto con depositi rimaneggiati che possono contenere anche materiale ciottoloso in lenti e forme canalizzate, tipici di ambiente fluviale. Il deposito è riferibile ad una eruzione ignimbritica freatomagmatica di grande volume dell'apparato Tuscolano-Artemisio, capace di raggiungere e a volte superare i primi rilievi appenninici. Sono frequenti evidenze di rimaneggiamento sin-deposizionale, con probabili

fenomeni di colate verso valle. La composizione chimica di questo deposito, fortemente sottosaturo in SiO_2, è di tipo K-foiditico (Palladino *et alii*, 2001; Conticelli *et alii*, 2010). L' *unità di Tor de Cenci* corrisponde a: "Tufi Antichi" e "Tufi Pisolitici" *Auctt* p.p.; I colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio di *et alii*, 1988a; 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. Gli spessori massimi si hanno nelle paleomorfologie e variano tra 10 e 15 m.

L'età radiometrica $^{40}Ar/^{39}Ar$ è 561+/-1 ka (Karner *et alii*, 2001).

Pleistocene medio p.p.

4.1.4. - *Unità del Palatino* (**PTI**)

Rappresenta l'unità della "Successione dei Tufi Pisolitici" meno esposta nell'area del Foglio 375 "Tivoli". Affiora lungo le valli incise alle pendici occidentali dei Monti Prenestini, nella Valle dell'Aniene e in quella del Fosso dell'Empiglione. Essa si appoggia quasi sempre su un paleosuolo rossiccio-marrone, ed inizia con un deposito poco coerente, classato, costituito da piccole scorie (con diametri <1cm) e, in misura minore, da cristalli di leucite di dimensioni millimetriche. Lo spessore non supera i 20 cm. Le caratteristiche sedimentologiche fanno pensare ad un prodotto da ricaduta che anticipa l'arrivo di un deposito da flusso piroclastico. La parte principale dell'unità infatti è caratterizzata da un deposito piroclastico mal classato caotico e massivo, poco coerente, grigio scuro, a matrice cineritica grossolana scoriacea, con leucite analcimizzata, biotite e rari pirosseni (10-15% della matrice). Lo scheletro invece è composto da scorie grigie e nere, con dimensioni massime di qualche centimetro, vescicolate e porfiriche, e frequenti clasti di lava. Questi rappresentano il 10-15% di tutto il deposito. Alla base è facile riconoscere, come in quasi tutte le unità dei Tufi Pisolitici, impronte di tronchi d'albero e di foglie. Verso l'alto è presente un livello giallo-grigiastro, sottilmente stratificato, cineritico ricco di lapilli accrezionari fino a 4 cm di diametro e spesso fino a 30 cm, occasionalmente sormontato da un deposito di colore da bruno a grigio scuro, semicoerente, a matrice cineritica fine. La composizione chimica è tefritica (Scherillo, 1941). L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbritica a componente freatomagmatica del vulcano dei Colli Albani (De Rita *et alii*, 2002). "Tufi Antichi" e "Tufi Pisolitici" *Auct. p.p.* Spessori massimi del deposito fino a 5-8 m. L'età radiometrica $^{40}Ar/^{39}Ar$ è 533+/- 5 ka (Karner *et alii*, 2001).

Pleistocene medio p.p.

4.1.5. - *Unità di Casale del Cavaliere* (**KKA**)

E' ampiamente diffusa nei settori orientali del Foglio, anche se con spessori piuttosto ridotti. L'*unità di Casale del Cavaliere* affiora infatti, oltre che nelle valli incise ai piedi dei versanti dei Monti Prenestini, nella Valle dell'Aniene e nel Fosso



Fig. 32 - Affioramento di depositi cineritici a stratificazione incrociata appartenenti all'unità del Casale del Cavaliere. Località Ponte Antico, Cave.

dell'Empiglione, anche a quote più elevate rispetto alle altre unità pisolitiche e delle successive unità ignimbritiche, sui Monti Prenestini occidentali. L'*unità di Casale del Cavaliere* poggia su un paleosuolo bruno-arrossato, attraverso un deposito molto sottile (massimo 20 cm di spessore) di scorie abbastanza classate, porfiriche, con dimensioni che non superano i 4 mm. Tale deposito non è sempre presente alla base dell'unità ed è interpretabile come un deposito da ricaduta. Al di sopra è presente un deposito grigio-marrone, stratificato, costituito da alternanze di livelli a granulometria variabile da cineritico fine a lapillosa. La stratificazione, a volte molto fitta, è debolmente ondulata o incrociata a basso angolo, e in pochi casi è possibile vedere strutture sedimentarie quali dune. La lunghezza d'onda della stratificazione ondulata e/o incrociata può arrivare fino a un massimo di 2 m (Figura 32). Tra i costituenti si riconoscono scorie vescicolate e litici lavici di dimensioni anche superiori al cm, mentre sono piuttosto rari gli olocristallini. Fra i cristalli è prevalente la leucite. Il clinopirosseno e la biotite sono molto meno presenti. Molto abbondanti risultano i lapilli accrezionari, che possono essere concentrati in livelli oppure sono dispersi nella matrice a diverse altezze stratigrafiche, con diametri massimi di 2 cm. Sono molto frequenti tronchi di alberi e di rami isorientati secondo il flusso e impronte

di foglie. L'unità affiora spesso subito al di sopra dell'*unità di Tor de Cenci*, senza l'interposizione dell'*unità del Palatino*. Tra le due è facile osservare depositi rimaneggiati con orizzonti pedogenizzati. Una buona sezione dove si assiste a tale passaggio è quella del Ponte antico di Cave, mentre affioramenti più o meno consistenti si riscontrano anche nella zona di Poli. La parte alta invece può essere caratterizzata da un deposito massivo, marrone, ben classato ricco di scorie, lapilli accrezionari e cristalli di biotite. Questi ultimi possono costituire anche il 15% dell'intero deposito. Poi il deposito si altera in un paleosuolo marrone e diventa quasi incoerente, per uno spessore che può superare 1 m. Questa facies affiora per esempio nelle incisioni a ovest di Palestrina e anticipano l'arrivo della successione di prodotti di ricaduta relativi alle *Lave di Vallerano, litofacies piroclastica*. Lungo questi fossi infatti è possibile osservare i rapporti stratigrafici tra la parte alta dei Tufi Pisolitici e l'inizio delle Pozzolane.

L'unità (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 freatomagmatico particolarmente energetico e diluito, tipo *surge*, capace di sormontare e superare anche ostacoli topografici significativi. Spesso si ritrova a quote molto elevate (superiori a 650 m s.l.m), isolato, su depositi da ricaduta o direttamente sul substrato sedimentario dei versanti montuosi. L'età radiometrica $^{40}Ar/^{39}Ar$ è 527+/-2 (Karner *et alii*, 2001). Lo spessore massimo è di 5 m.

Pleistocene medio p.p.

4.1.6. - *Tufi stratificati varicolori di Sacrofano* (**SKF**)

Affiorano estesamente nel settore nord-occidentale del Foglio, al limite con il Foglio 374 "Roma". I depositi vulcanici che sono stati raggruppati sotto il nome di Tufi stratificati varicolori di Sacrofano sono caratterizzati da un'alternanza di depositi cineritici e lapillosi da ricaduta, in genere ben stratificati. Si tratta di una successione in cui si alternano livelli e bancate di scorie ben classate e livelli cineritici massivi in cui le scorie sono immerse in una matrice fine. La stratificazione è piano parallela o debolmente ondulata quando ammanta la topografia. All'interno delle bancate si riconoscono le scorie, che rappresentano più del 70-80% del totale, e in misura minore litici lavici e cristalli, tra cui abbonda la leucite, soprattutto verso la parte alta di ogni livello. Le scorie sono ben classate, porfiriche e mediamente vescicolate. Lo spessore di questi livelli, interpretati come depositi da ricaduta, può variare da pochi decimetri fino ad un massimo di 1.5 m. A questi si alternano livelli di depositi cineritici, bruni-rossastri, compatti, con tracce di rimaneggiamento e di pedogenesi. Si osservano infatti frequenti frustoli vegetali dispersi nella matrice. Tra i costituenti si riconoscono scorie arrotondate e arrossate, e cristalli di clinopirosseno e leucite immersi in una matrice

ossidata costituita da cinerite fine. Lo spessore può variare anche nello stesso affioramento, e può raggiungere un massimo di 1.2 m. Per queste caratteristiche sedimentologiche, questi depositi possono essere interpretati come l'evidenza di intervalli durante le fasi esplosive che hanno messo in posto le scorie da ricaduta. Tra un'eruzione e l'altra i depositi appena formati venivano parzialmente erosi e il materiale vulcanoclastico veniva risedimentato in ambienti paludosi o lacustri. Nella parte intermedia della successione i livelli primari sono costituiti da pomici di ricaduta bianco-giallastre a sanidino e clinopirosseno, in tre banchi con areali di affioramento differenziati. Questi depositi da ricaduta sono interpretati come relativi ad eruzioni da centri situati nell'area del vulcano Sabatino. Lo spessore è variabile fino a 14 m. ("Granturchi" *Auctt*.).

Pleistocene medio p.p.

4.1.7. - *Lave di Vallerano* (**LLL**)

Affiorano nella parte nord-orientale del vulcano dei Colli Albani, nei pressi del centro abitato di San Vittorino (Lave di San Vittorino). La lava si presenta da compatta a leggermente fratturata, da grigio scura a grigio chiara. La pasta di fondo può essere vetrosa con rari fenocristalli millimetrici di leucite, o micro-vescicolata, con rari cristalli a leucite e clinopirosseno augitico (2-3 mm). La base e, in alcuni casi, anche la parte alta delle lave, presentano una struttura brecciata, con spessori che possono raggiungere i 2 m. La parte basale si poggia su un paleosuolo evoluto e fortemente arrossato (Figura 33). Il chimismo è leucititico melilititico (Conticelli *et alii*, 2010). Gli spessori massimi da sondaggio raggiungono i 20 m. L'età radiometrica è 460±4 ka ottenuta sia con il metodo K/Ar (Bernardi *et alii*, 1982) che $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Karner *et alii*, 2001). Precedentemente, sotto il nome di Lave di Vallerano erano raggruppate le lave poste al di sopra delle Pozzolane Rosse (De Rita *et alii*, 1995).

Pleistocene medio p.p.

Litofacies piroclastica (**LLL_a**)

Questi depositi affiorano estesamente nelle valli incise ai piedi dei versanti dei Monti Prenestini e in Val Lungherina. Si tratta di lapilli scoriacei, di colore giallo e nero, intercalati con paleosuoli. La base è ben visibile lungo i tagli del fosso di Ponte Roti, a nord-ovest del centro di Palestrina, ed è caratterizzata da un'alternanza di livelli cineritici e lapillosi per uno spessore variabile tra i 20 e i 40 cm. Il livello inferiore presenta delle laminazioni ondulate e incrociate a basso angolo, con strutture sedimentarie tipo dune e piccoli frustoli vegetali sul fondo. Tra i costituenti, si riconoscono piccole scorie gialle e grigie arrotondate, che si alternano i livelli centimetrici e mantengono lo stesso spessore in località anche molto distanti tra di loro. Questo livello si ritrova generalmente su un paleosuolo molto evoluto, che fa da passaggio alla sottostante *unità del Casale del Cavaliere*.



Fig. 33 - Lave di Vallerano affioranti lungo il Fosso dell'Acqua Rossa. Le lave si appoggiano su un paleosuolo fortemente arrossato. Località San Vittorino.

Tale deposito è stato interpretato come messo in posto da un flusso piroclastico molto diluito tipo *surge*. Verso l'alto invece i depositi passano alle *Pozzolane Rosse* attraverso un livello cineritico poligenico, massivo, su cui si appoggiano depositi di scorie organizzato in piccoli strati, con sottili livelli sabbiosi-lapillosi (Figura 34).

Nelle aree più distali il deposito perde quasi completamente la sua struttura originaria e si presenta in genere caotico o debolmente stratificato, massivo e frammisto a lenti e livelli di materiale ciottoloso, calcareo. In questi casi, tali depositi rappresentano dei veri e propri *lahar* sin- e post-eruttivi, che si innescano sui ripidi versanti carbonatici, prendendo in carico tutto il materiale sciolto che incontrano lungo il tragitto. L'intera successione è in genere compatta e coerente, tranne per alcuni livelli cineriti molto alterati e che hanno perso consistenza. In corrispondenza di tali livelli si possono verificare piccoli crolli delle bancate sovrastanti. Spessore massimo fino a 5 m.

Pleistocene medio p.p.

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

Affiorano estesamente nelle aree distali dei Colli Albani, soprattutto nel settore settentrionale ed orientale, prevalentemente all'interno delle strette valli, profondamente incise, che caratterizzano il grande *plateau* ignimbritico. Cospicui



Fig. 34 - Affioramento del contatto tra le Pozzolane Rosse (*in alto*) *e le Lave di Vallerano, litofacies piroclastica* (*in basso*)*. Sono evidenti depositi costituiti prevalentemente da scorie da ricaduta. Località Colle Catasta, Cave.*

affioramenti sono però stati rinvenuti anche nella Val Lungherina, nella Valle dell'Aniene e nel Fosso Capranica, sul versante orientale dei Monti Prenestini, a testimonianza della capacità di sormontare e superare anche ostacoli topografici significativi. Le *Pozzolane Rosse* sono costituite da un deposito massivo, in genere semicoerente, caotico, di colore che varia dal nero al vinaccia, a matrice cineritica grossolana. I componenti dello scheletro sono costituiti da scorie rosse e nere, litici lavici eterometrici, e soprattutto da litici termometamorfosati del substrato sedimentario, che possono raggiungere anche diametri superiori ai 15 cm. Piuttosto frequenti e grossolani sono anche i litici olocristallini, mentre tra i cristalli si distinguono la leucite, clinopirosseno e biotite. I *gas-pipes* sono diffusi soprattutto nella parte alta del deposito, a testimonianza che l'unità era ancora calda e ricca in gas, quando si è deposta. Presenta spessori maggiori all'interno di paleomorfologie, come nel caso di Genazzano e nei pressi di San Vittorino, mentre verso l'alto in genere termina con una superficie suborizzontale. Al di sopra si riscontrano generalmente pochi metri di materiale cineritico grossolano, con pochi

clasti e litici nello scheletro, debolmente stratificati, derivanti dal rimaneggiamento della pozzolana stessa. In alcuni casi è possibile osservare livelli spessi pochi centimetri di cineriti finissime, laminate, ricche in frustoli vegetali, tipiche di ambienti palustri. La base invece è caratterizzata da un deposito di ricaduta costituito interamente da cineriti grossolane e lapilli di scorie. Tale deposito da ricaduta è molto frequente nelle aree distali e presenta uno spessore variabile da 20 cm fino ad un massimo di 40 cm. Subito a SE dell'abitato di Genazzano, lungo il Fosso Rio, l'unità descritta è interessata da una serie di fratture estensionali riempite di materiale carbonatico. Il sistema di fratture ha un'orientazione NO-SE e subordinatamente NE-SO.

Litofacies sabbioso-conglomeratica (**RED$_a$**)

Deposito sabbioso, poco coerente, con scorie e litici lavici centimetrici, da massivo a poco organizzato, debolmente classato. Il deposito affiora nei versanti carbonatici dei Monti Prenestini con frequenti intercalazioni di ciottoli calcarei che variano da spigolosi a subarrotondati, suggerendo un trasporto comunque limitato e molto prossimale. Le caratteristiche sedimentologiche suggeriscono una messa in posto secondo meccanismi di *lahar*, in seguito al colamento del materiale piroclastico depositatosi sui ripidi versanti calcarei. Spessore variabile tra 2 e 6 m.

L'unità delle *Pozzolane Rosse* è riferibile ad una eruzione ignimbritica di grande volume dell'apparato vulcanico dei Colli Albani. (Fornaseri *et alii*, 1963; De Rita *et alii*, 1988b; Giordano & Dobran, 1994a,b). Il chimismo è tefritico (Conticelli *et alii*, 2010). Lo spessore è fino a 30 m in affioramento e fino a 80 m in sondaggio nell'area di S. Vittorino. Età radiometrica $^{40}Ar/^{39}Ar$ è di 457±4 ka (Karner *et alii*, 2001).

Pleistocene medio p.p.

4.1.9. - *Tufi stratificati varicolori di La Storta* (**LTT**)

Livelli cineritico-lapillosi da ricaduta e livelli pedogenizzati, provenienti dai vulcani sabatini. Spessore massimo 5 m.

Pleistocene medio p. p.

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

L'unità affiora nel Fosso di San Vittorino. Si tratta di lave compatte grigio scure, a frattura scheggiosa, da afiriche a microcristalline a leucite e clinopirosseno (1-2 mm). Superiormente sono presenti 2 m di depositi da ricaduta. Il chimismo delle lave è da fono-tefritico a k-foiditico (Conticelli *et alii*, 2010). Lo spessore è fino a 5 m.

Litofacies piroclastica (**RMN$_a$**)

Affiora nel settore nord-occidentale del Foglio, nell'area compresa tra Bagni di

Tivoli e Pantano Borghese. Si tratta di un deposito stratificato di lapilli scoriacei, classato, di colore da giallo ocra a nero, con leucite e pirosseno, riferibile ad un prodotto di ricaduta, poggiante su paleosuolo. Lo spessore è fino a 2 m.

Pleistocene medio p. p.

4.1.11. - *Pozzolane nere* (**PNR**)

Affiorano estesamente nelle aree distali dei Colli Albani, soprattutto nel settore settentrionale ed orientale, prevalentemente all'interno delle strette valli, profondamente incise, che caratterizzano il grande *plateau* ignimbritico. Le zone in cui vi sono buone esposizioni sono quelle nei pressi dell'abitato di Gallicano, sviluppatosi interamente su questa formazione, e in generale lungo le pareti di cave, come avviene nei pressi dell'ex Cava Salini (San Vittorino) (Figura 35). Si tratta di un'unità piroclastica costituita da un deposito massivo e caotico, o blandamente stratificato nelle aree più distali. Generalmente litoide per zeolitizzazione diventa semicoerente allontanandosi dall'area sorgente. La matrice è cineritica grossolana e costituisce il 60-70% del deposito, di colore grigio-bruno. All'interno dello scheletro compaiono scorie nere e rosse di dimensioni fino a 4 cm, litici lavici, olocristallini e rari sedimentari termometamorfosati di dimensioni di qualche cm. Le scorie sono generalmente ben vescicolate, porfiriche e di diametro fino a 10 cm. Tra i cristalli domina la leucite, e in misura minore il clinopirosseno. Alla base spesso presenta impronte di tronchi e rami, con livelli clasto-sostenuti. Si appoggia su un deposito lapilloso scoriaceo da ricaduta, spesso circa 20-30 cm e su depositi rimaneggiati di scorie. La parte alta invece è caratterizzata da depositi cineritici-lapillosi rimaneggiati, da massivi a debolmente stratificati, con rari livelli cineritici pedogenizzati. La geometria del deposito è tabulare su paleotopografie blande, mentre quando si presenta con spessori ridotti si rinviene confinato in piccole paleovalli, con geometrie lentiformi e per lo più in maniera discontinua. Nelle aree più distali gli spessori si riducono fortemente fino a pochi decimetri, confondendosi con i depositi rimaneggiati delle Pozzolane Rosse e con i depositi da ricaduta.

L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbritica di grande volume del vulcano dei Colli Albani. La composizione chimica di questa unità è tefrifonolitica (Conticelli *et alii*, 2010). L' età radiometrica $^{40}Ar/^{39}Ar$ è di 407±2 ka (Karner *et alii*, 2001). Pozzolane medie di Fornaseri *et alii* (1963); III colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio di De Rita *et alii* (1988a). Spessore fino a 20 m.

Pleistocene medio p.p.

4.1.12. - *Formazione Fontana Centogocce* (**SLV**)

La formazione è costituita da alternanze di lave e piroclastiti.

Litofacies lavica (**SLV$_a$**)

Si rinviene in un limitato affioramento nell'incisione della Valle Collerano, ad

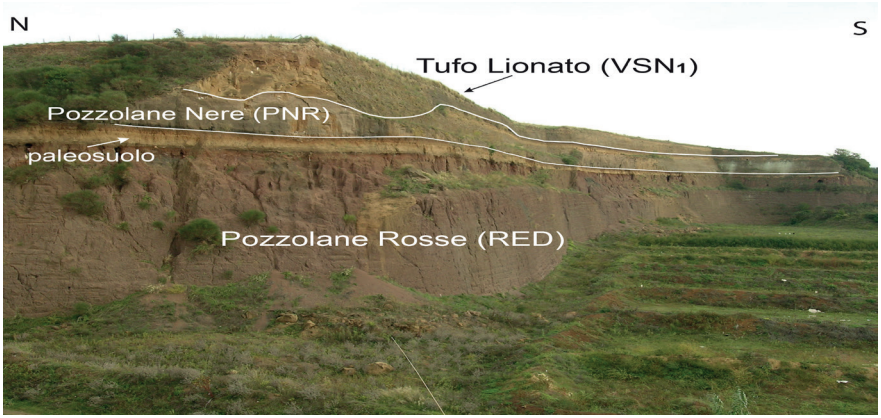


Fig. 35 - Parete costituita dai depositi delle Pozzolane Rosse, Pozzolane nere e Tufo Lionato. Le linee bianche evidenziano i contatti tra le unità vulcaniche. Località Cava Salini, San Vittorino.

ovest di Zagarolo. Si tratta di una lava grigio scura, da afirica a microcristallina a leucite e pirosseno. Composizione da tefritica a K-foiditica (Conticelli *et alii*, 2010). Spessore massimo 5 m.

Litofacies piroclastica (**SLV$_b$**)

Affiora prevalentemente nelle valli che incidono il settore nord-orientale del *plateau* ignimbritico dei Colli Albani. È costituita da pochi metri di depositi cineritici-lapillosi, prevalentemente da ricaduta, sottostante il Tufo Lionato *Auct.* Buone sezioni affiorano lungo i due fianchi della Valle Collerano e presso i tagli del nuovo depuratore di Palestrina, dove è possibile osservare la successione in tutta la sua interezza (Figura 36).

Si tratta di un'alternanza di depositi tabulari di lapilli scoriacei ben classati e livelli cineritici poligenici intervallati con orizzonti alterati e pedogenizzati. Le scorie, poco vescicolate, presentano un colore da marrone a grigio scuro, e possono essere sia afiriche che porfiriche, con cristalli in genere di leucite. Le dimensioni delle scorie in genere non superano 2 cm. All'interno della successione si riconoscono spesso delle sacche di riempimento di materiale alterato e pedogenizzato. Termina verso l'alto in genere con oltre 1 metro di materiale cineritico bruno, pedogenizzato, che fa da passaggio all'unità sovrastante del *Tufo Lionato*. Il contatto tra queste due unità può avvenire anche senza l'interposizione di un paleosuolo e con un contatto discordante, come si può osservare nei pressi dell'abitato di Zagarolo. Spessore massimo stimato 6 m.

Pleistocene medio p.p.

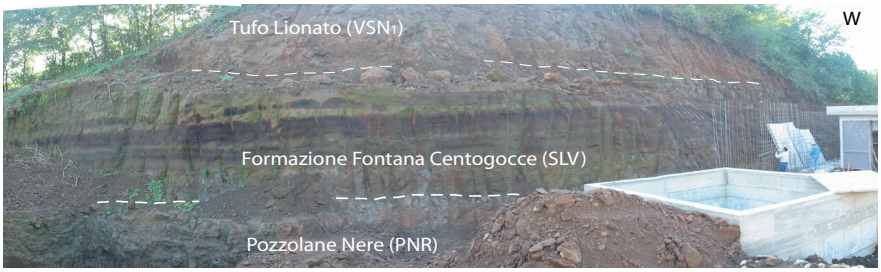


Fig. 36 - Affioramenti di depositi piroclastici relativi alle Pozzolane nere (*in basso*)*, depositi da ricaduta della Formazione Fontana Centogocce e del Tufo Lionato. Località Valle Spinacelo, Palestrina.*

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

Rappresenta il deposito più diffuso nell'area del Foglio 375 "Tivoli" di tutta la successione vulcanica dei Colli Albani. E' costituita da una successione di depositi piroclastici da ricaduta e da flusso per uno spessore massimo che può superare i 40 m. All'interno di essa vengono distinte due unità ignimbritiche ben note e molto diffuse in tutta l'area romana, con caratteristiche litologiche diverse tra loro, denominate membri del *Tufo Lionato* (VSN_1) e delle *Pozzolanelle* (VSN_2), a sua volta distinto nelle *litofacies a Occhio di Pesce* (VSN_{2a}) e *litofacies di Colle Fumone* (VSN_{2b}). In letteratura l'unità inferiore è nota come Tufo Lionato o Tufo litoide *Auctt*., mentre quella superiore è nota 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*, 1988a), a seconda delle caratteristiche di facies prevalenti. Tra questi due termini non esiste una discontinuità stratigrafica o un'interruzione nella deposizione, ma un passaggio abbastanza graduale non facilmente riconoscibile in campagna. I depositi affiorano ampiamente in tutta l'area della campagna romana e tendono ad esaurirsi man mano che ci si avvicina ai rilievi carbonatici. Nelle aree distali infatti vi sono evidenze del *Tufo Lionato*, mentre è praticamente assente il termine superiore.

Tufo Lionato (**VSN_1**)

Costituisce la parte basale della *formazione di Villa Senni*. Affiora con buone esposizioni anche in zone molto distanti dall'area di provenienza. La base del *Tufo Lionato* è quasi sempre su una cinerite fortemente arrossata ed è caratterizzata da una piccola successione spessa tra 30 e 70 cm, costituita da livelli decimetrici di cineriti e lapilli, ben organizzati. Il primo livello ha uno spessore di 5-10 cm, è ricco di frustoli vegetali isorientati sul fondo e presenta laminazioni piano parallele o debolmente ondulate. Segue un livello poco organizzato, scoriaceo-lapilloso ben classato soprattutto nella parte alta, fatto quasi esclusivamente da scorie grigie. Il livello a laminazioni ondulate è interpretato come un deposito da *surge* ed è

quello che riesce ad arrivare a quote superiori ai 600 m s.l.m. Il livello a scorie grigie invece è interpretabile come un deposito da ricaduta relativo alle prime fasi esplosive che hanno messo in posto la *formazione di Villa Senni* (Figura 37).

Al di sopra di questo livello comincia la facies tipica del *Tufo Lionato*. Si tratta di un deposito a matrice cineritica, con abbondanti pomici gialle e scorie grigie ben classate. Sono presenti anche litici lavici e olocristallini, con dimensioni che variano da pochi millimetri fino a qualche centimetro. In affioramento si presenta massivo, caotico, litoide per zeolitizzazione con piccole vescicole appiattite, da giallo a rosso. Tra i cristalli sono presenti leucite, in genere analcimizzata, e pochi pirosseni. Verso l'alto il deposito tende ad avere un contenuto maggiore in leucite, e assume un colore arancione-rossastro, con scorie più grossolane da marroni a rosse, che possono superare 7 cm in diametro. Questa facies è anche caratterizzata dalla presenza di fiamme e da olocristallini più frequenti. In tutta l'unità, possono presentare *gas-pipes* nelle are più prossime al vulcano. La geometria del deposito è in genere tabulare, mentre gli spessori variano da pochi metri fino ad un massimo di 40 metri nelle paleomorfologie, come avviene nei pressi di Zagarolo, dove affiora lungo tutte le pareti della dorsale su cui si appoggia il centro abitato. Il *Tufo Lionato* si ritrova, anche a quote piuttosto elevate, sui primi rilievi dei Prenestini meridionali. In questi casi la facies è quella basale ricca in pomici gialle e scorie rosse, con evidenti segni di rimaneggiamento, rari calchi di rami e spessori molto limitati, mai superiori ai 4 m. Il deposito massivo dell'unità è molto compatto e litoide per zeolitizzazione. Queste caratteristiche fanno sì che sia stato cavato ed utilizzato per vari scopi, soprattutto nell'edilizia. La composizione è tefrifonolitica (Conticelli *et alii*, 2010). Lo spessore arriva a 40 m. "Tufo Lionato litoide" *Auctt*.

Pozzolanelle (**VSN_2**)

Rappresentano il termine superiore della *formazione di Villa Senni*. Affiorano estesamente nell'area del Foglio e costituiscono la superficie morfologica che definisce il *plateau* ignimbritico dei Colli Albani. Il passaggio tra il *Tufo Lionato* e le *Pozzolanelle* avviene gradualmente, laddove la leucite diventa più abbondante e il colore rosso tipico del *Tufo Lionato* lascia il posto al colore bruno della matrice che caratterizza la parte alta della *formazione di Villa Senni*. Il deposito in genere è poco coerente, non zeolitizzato, ed è caratterizzato da scorie rosse distinte in due popolazioni. Si riconoscono infatti sia scorie arrotondate delle dimensioni di qualche centimetro, che scorie più grossolane vescicolate, di forma molto irregolare. Lapilli e blocchi di litici lavici e olocristallini possono raggiungere il 30% del deposito. Tra i cristalli risulta particolarmente abbondante la leucite, soprattutto nelle aree prossimali. Sono frequenti anche cristalli di clinopirosseno e biotite. Occasionalmente si possono osservare *gas-pipes*. La geometria dell'intera unità appare in genere tabulare, lo spessore può superare i 30 m all'interno di paleovalli, ma risulta pressoché assente nelle aree più distali come nella zona



Fig. 37 - Base dell'unità del Tufo di Villa Senni. Località Zagarolo.

di Cave e Palestrina. In questi casi, dato lo spessore piuttosto ridotto dell'unità, risulta molto difficile poterla distinguere dal *Tufo Lionato*. La composizione varia da tefri-fonolitica a fono-tefritica (Conticelli *et alii*, 2010).

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

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 esclusivamente nell'area a sudovest di Pantano Secco. Spessore fino a 5 m.

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

Affiora nel quadrante sud-occidentale del Foglio, all'esterno della cinta calderica Tuscolano-Artemisia. Si tratta di un deposito di breccia, molto grossolana, priva della frazione cineritica, con blocchi lavici ed olocristallini >40% del deposito e scorie *spatter*, interpretabile come breccia co-ignimbritica. Lo spessore massimo è di 15 m.

La *formazione di Villa Senni* è riferibile all'ultima eruzione ignimbritica di grande volume del vulcano dei Colli Albani, cui è legata la forma della caldera del vulcano dei Colli Albani. Le età disponibili sono relativamente concordi e vanno da 338+/- 8 (Radicati di Brozolo *et alii*, 1981), a 351 ka (Villa, 1992) a 357+/-2 (Karner *et alii*, 2001) a 365+/- 4 (Marra *et alii*, 2009)

Pleistocene medio p.p.

4.2. - 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 (Figura 26) dove il sistema cambia direzione e piega bruscamente a SO formando la sezione dell'Artemisio. Centri monogenici pericalderici 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, ai depositi della *formazione Madonna degli Angeli* che affiora estesamente nel settore orientale del Foglio. I rilievi del foglio 375 "Tivoli" e quelli del foglio 388 "Velletri" mostrano che questo litosoma poggia al di sopra di una superficie articolata che degrada 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. 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 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 può essere compreso considerando che dopo l'ultimo collasso della caldera a seguito dell'eruzione della *formazione di Villa Senni*, l'attività vulcanica si riduce drasticamente di volume, indicando un cambiamento significativo nel sistema di alimentazione (Boari *et alii*, 2009).

4.2.1. - *Travertino di Colle dello Stonio* (**TDT**)

Affiora esclusivamente nell'area di Colle dello Stonio al confine tra Monti Tiburtini e Monti Prenestini. Si tratta di depositi di travertino di origine idrotermale, alternati a brecce composte prevalentemente da clasti di calcari scuri,

a luoghi inglobati in una matrice argillosa nerastra, fetida, fortemente alterata per la circolazione di fluidi idrotermali. Lo spessore è di circa 40 m.

Pleistocene medio p.p.

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

Nei settori orientali e meridionali del Foglio affiorano i depositi relativi agli apparati eccentrici peri-calderici del litosoma Tuscolano-Artemisio ed all'attività esplosiva del vulcano delle Faete, formatosi al centro della caldera del Vulcano Laziale successivamente all'eruzione della *formazione di Villa Senni*. I prodotti sono essenzialmente le porzioni distali di lunghe colate di lava e subordinatamente livelli di piroclastiti. La formazione è costituita da lave e piroclastiti derivanti da apparati monogenici peri ed extracalderici, alternate a orizzonti di tefra provenienti dall'edificio delle Faete. La formazione è stata suddivisa in tre distinte litofacies:

Litofacies lavica (**FKB$_a$**)

Affiora nel settore sud-orientale del Foglio. Si tratta di lave grigio-scure in colate, da microcristalline a porfiriche, da compatte a vacuolari, con contenuto variabile di fenocristalli di leucite spesso in individui centimetrici, clinopirosseno ed occasionalmente olivina. Composizione da tefritica a K-foiditica (Conticelli *et alii*, 2010).

Litofacies piroclastica (**FKB$_b$**)

Affiora ampiamente nel settore meridionale del Foglio e sporadicamente nel settore centrale e settentrionale sul bordo dei Monti Prenestini e Tiburtini. Si tratta di alternanze di livelli a scorie vescicolate, ben classate, e livelli cineritici parzialmente rimaneggiamenti, con tracce di pedogenesi. Le dimensioni degli individui non superano i 2 cm. Sulle pendici dei versanti calcarei si presentano fortemente rimaneggiamenti e poco organizzati. Il deposito ammanta la topografia nelle aree prossimali, mentre tende ad ispessirsi ai piedi dei versanti carbonatici dove possono risultare molto instabili. In genere risulta facilmente erodibile e poco coerente. Gli spessori sono piuttosto ridotti e variano tra 1 e 6 m.

Scorie (**FKB$_c$**)

Affiorano nel bordo meridionale del Foglio, in affioramenti limitati, posti sul versante prospiciente al bordo calderico Tuscolano-Artemisio. Si tratta di depositi di scorie, da porfiriche a leucite e pirosseno, ad afiriche, di dimensioni da bombe e lapilli a ceneri, in bancate, da classati a malclassati, passanti a scorie saldate, a giacitura quaquaversale, associati a coni di scorie.

La formazione di Madonna degli Angeli è stata anche internamente suddivisa in insiemi di colata raggruppate sulla base di criteri geografici e strutturali, ed

unconformity locali che sono diacrone e non possono essere tracciate lateralmente. In particolare, sono stati raggruppati in "insieme di colate" quei coni di scorie e le unità di lava che possono essere collegati a comuni strutture vulcano- tettoniche, cioè segmenti identificabili di fratture peri-calderiche ed extra-calderiche. Tali insiemi di colate sono: Tuscolo (FKB_{i1}), che riguarda il segmento a direzione ONO peri-Tuscolano della caldera; Artemisio, che si riferisce al segmento peri-calderico a direzione NE-SO dell'Artemisio, affiorante nell'attiguo Foglio "Velletri"; Pantano Borghese (FKB_{i3}),, che si riferisce ad una frattura vulcano-tettonica parallela al segmento Tuscolano situato in posizione extra-calderica, ed affiorante solo nel Foglio "Tivoli"; S. Maria delle Mole, che si riferisce al segmento occidentale a direzione NO del sistema di fratture peri/extra- calderico e che affiora negli attigui fogli "Roma" e "Albano Laziale"; Monte Due Torri, che si riferisce alla proiezione extra-calderica a direzione NE del segmento Artemisio, affiorante nell'attiguo Foglio "Velletri".

È importante chiarire che la definizione e la mappatura di tali insiemi di colate all'interno della formazione di Madonna degli Angeli è informale. Tali successioni sono in parte sincrone e in parte diacrone e si riferiscono alla complessa attivazione di fratture peri-calderiche. Per queste ragioni tali successioni non devono essere intese come membri.

Insieme di colate del Tuscolo

Lungo il lineamento pericalderico Tuscolano-Artemisio è presente una superficie di *unconformity* di natura vulcanotettonica su cui si individuano due distinte litofacies associate a coni di scorie e lave legate a fratture peri-calderiche.

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

Lave grigio-scure in colate, da porfiriche a microcristalline, da compatte a vacuolari, con contenuto variabile di fenocristalli di leucite spesso in individui centimetrici, clinopirosseno ed occasionalmente olivina. Le colate principali sono quelle di Monte Porzio Catone, Tuscolo, Monte Mellone. L' età radiometrica $^{40}Ar/^{39}Ar$ è di 308±2 ka (Karner *et alii*, 2001). La composizione da tefritica a K-foiditica (Conticelli *et alii*, 2010). Spessori delle singole colate 20-30 m.

Litofacies scoriacea (**FKB_{i1b}**)

Bancate di lapilli scoriacei, da porfirici, a leucite e pirosseno, ad afirici, da saldati a sciolti, con intercalati livelli cineritici a giacitura quaquaversale associati a coni di scorie. I centri principali sono Monte Porzio Catone, Colonna, Tuscolo. Spessore massimo 300 m.

Insieme di colate di Pantano Borghese

Lungo il lineamento extracalderico NO-SE di natura vulcanotettonica si individuano coni di scorie e lave associati a fratture pericalderiche.

Litofacies lavica (**FKB$_{i3a}$**)

Lave grigio-scure in colate, da porfiriche a microcristalline, da compatte a vacuolari, con contenuto variabile di fenocristalli di leucite spesso in individui centimetrici, clinopirosseno ed occasionalmente olivina. Le colate principali sono quelle di Osa e di Saponara. L' età radiometrica $^{40}Ar/^{39}Ar$ è di 277±2 ka (Karner *et alii*, 2001). Composizione da tefritica a K-foiditica Conticelli *et alii*, (2010).

Litofacies scoriacea (**FKB$_{i3b}$**)

Bancate di lapilli scoriacei, da porfirici, a leucite e pirosseno, ad afirici, da saldati a sciolti, con intercalati livelli cineritici a giacitura quaquaversale associati a coni di scorie. I centri principali sono Monte Massimo e Monte Falcone.

Membro di Valle di Castiglione (**FKB$_{1}$**)

Si sviluppa lungo la frattura eruttiva Pantano Borghese-Colonna ed è relativo alla formazione del *maar* di Castiglione, con la messa in posto di livelli cineritici da ricaduta e da *surge*. Lo spessore è di circa 10 m. L'età radiometrica è di 250 ka (Follieri *et alii*, 1988).

Pleistocene medio p.p**.**

4.3. - 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 coni di scorie che intersecano la struttura del vulcano, localizzati tutti lungo i versanti occidentale e settentrionale. 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 & Wohletz, 1983). Il totale dei prodotti di questo litosoma è dell'ordine di grandezza di 1 km^3, 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* datati fino a 5.8 ka all'interno della formazione del Tavolato (datazioni di suoli ^{14}C in Funiciello *et alii*, 2002, 2003; Giordano *et alii*, 2005).

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

Si ritrova in affioramenti molto limitati, sul bordo meridionale del Foglio. Si tratta di depositi cineritici a lapilli accrezionari da flusso e da ricaduta, intercalati da paleosuoli, derivanti dalle ultime eruzioni freatomagmatiche relative ai *maar* del Litosoma Via dei Laghi (affioranti estesamente nei Fogli 374, 387, 388). Spessore variabile fino ad un massimo di 8 m.

Pleistocene superiore p.p.- *Olocene*

Maar di Pantano Secco

4.3.2. - *Unità di Pantano Secco* (**PSK**)

Affiora nei margine sud-occidentale del Foglio. Alternanze di livelli cineritici e lapillosi, con abbondanti blocchi lavici, a stratificazione incrociata e pianoparallela, molto zeolitizzati in facies prossimale. L'unità è riferibile ad un'eruzione freatomagmatica con meccanismi di deposizione da colata piroclastica e da ricaduta. Spessore massimo 15 m.

Pleistocene superiore p.p.?

Maar di Prata Porci

4.3.3. - *Unità di Prata Porci* (**PRK**)

Affiora nei margine sud-occidentale del Foglio. Si tratta di un deposito piroclastico composto da alternanze di livelli cineritici e lapillosi a stratificazione incrociata e pianoparallela, con frequenti impronte da impatto di bombe e blocchi lavici balistici. L'unità è riferibile ad un'eruzione freatomagmatica con meccanismi di deposizione da ricaduta e colata piroclastica. Spessore massimo 15 m.

Pleistocene superiore p.p.?

5. - UNITÀ SEDIMENTARIE POST VULCANICHE

5.1.1. - *Travertino di Bagni di Tivoli* (**TBT**)

I travertini di Tivoli si sono depositati per la gran parte da acque a basso-medio termalismo ricche in H_2S (Chafetz & Folk, 1984). L'età radiometrica ($^{230}Th/^{234}U$) è compresa tra 115 ka e 30 ka, rispettivamente per la parte bassa del travertino litoide e

per il travertino tipo "testina" (Faccenna *et alii*, 2008). In alcuni settori dell'area (es. Lago delle Colonnelle e Lago della Regina) la deposizione del travertino è ancora in atto. I depositi di travertino occupano una superficie di oltre 20 km² all'interno del Bacino delle Acque Albule. I materiali più litoidi, oggetto dell'attività estrattiva sin dall'epoca romana, sono coperti da un bancone di travertino incoerente conosciuto come "testina" o "cappellaccio" (cfr ad es. Maxia 1950a), il cui spessore è variabile e raggiunge i suoi valori massimi nella parte centrale del bacino. Nella parte più orientale del bacino i depositi travertinosi presentano un'alta componente di argilla e sabbia e risultano formati dalla precipitazione di acque a temperatura ambiente; si passa pertanto in questo settore a quella facies travertinosa conosciuta come "Tartaro", tipica dell'area delle cascate dell'Aniene presso Tivoli (Maxia, 1950b, Faccenna *et alii*, 2008). Nel complesso, i travertini termali di Tivoli costituiscono depositi ben cementati, poco porosi e spesso laminati che affiorano prevalentemente in cava sotto forma di serie di banchi (spessi circa 8-10 m) separati da marcate superfici erosive talora associate a carsismo. Sia i banchi che le superfici immergono debolmente verso sud (Chafetz & Folk, 1984). È importante ricordare che vari autori hanno precedentemente descritto i principali litotipi che caratterizzano i travertini di Tivoli (Chafetz & Folk, 1984; Folk & Chafetz, 1983). Tenendo anche conto dei dati di letteratura, qui le principali litofacies vengono descritte in base alle loro caratteristiche tessiturali usando la classificazione di Ferreri (1985) e D'Argenio & Ferreri (2004) ed individuando differenti litofacies ed associazioni di litofacies. In particolare, sono state riconosciute sia litofacies caratterizzate da incrostazioni *in situ* su supporti vegetali (travertini stromatolitici, travertini microermali, travertini spugnosi e travertino microbialitici, Figura 38) che litofacies con tessitura detritica (travertini fitoclastici, Figura 39). Accanto alla individuazione delle principali litofacies sono state riconosciute anche strutture e geometrie deposizionali e strutture sedimentarie secondarie. Tra le strutture sedimentarie primarie sono state individuate laminazioni, orientamento delle fitostrutture, stratificazione e clino-stratificazione. Le laminazioni sono state rilevate per lo più a piccola scala come testimoniato dalle ritmiti millimetriche descritte per la facies stromatolitica. Alla scala dell'affioramento, stratificazioni e clino-stratificazioni sono le strutture sedimentarie più diffuse, insieme alle geometrie di "*ramp*". Nel Bacino delle Acque Albule, sono state inoltre riconosciute molte superfici di discontinuità, talora marcate da cavità carsiche.

All'interno del Travertino di Bagni di Tivoli sono state distinte le seguenti litofacies.

Travertino litoide (**TBT$_d$**)

Affiorano, nelle cave di estrazione, in strati e banchi al di sotto dei depositi di "testina" e costituiscono la gran parte dei travertini del Bacino delle Acque Albule. Sono scarsamente porosi, litoidi, di colore dal bianco-avorio al marrone-nerastro ed il loro spessore è compreso tra 60 e 80 m. I banchi immergono debolmente verso sud

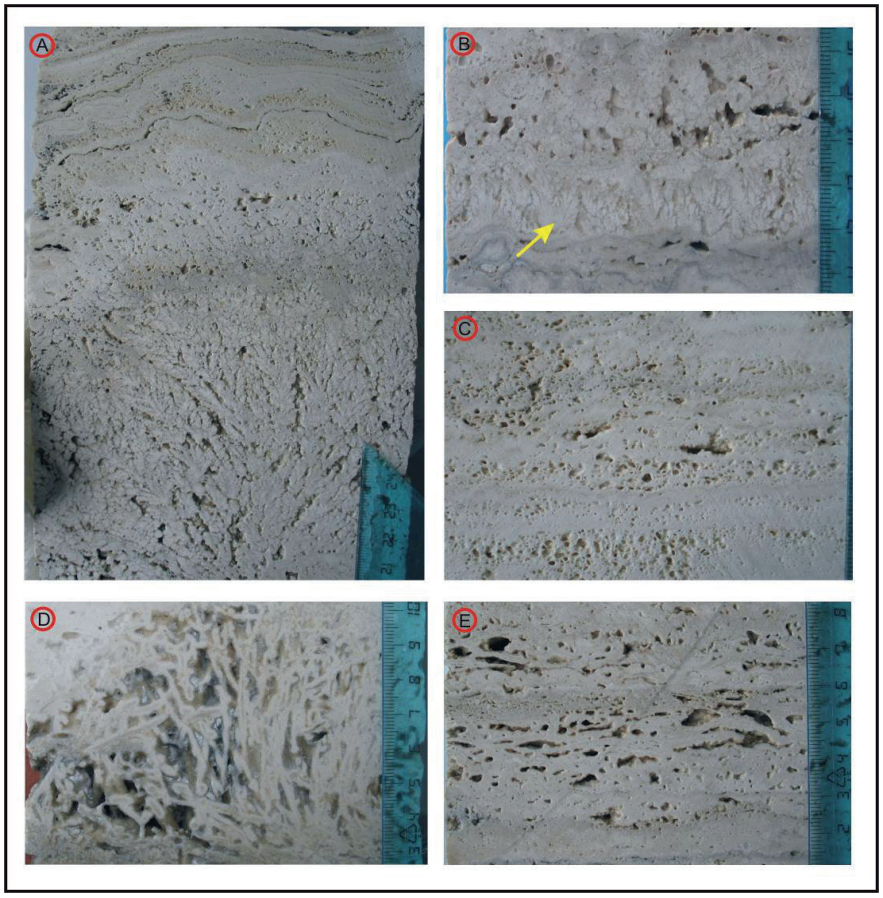


Fig. 38 - Esempi di tessiture travertinose formate da incrostazioni in situ. (*A*)*: travertino stromatolitico a "ciuffi" passante, verso l'alto, a travertino stromatolitico a micrite e spatite;* (*B*)*: livello di travertino stromatolitico a "ciuffi"* (*freccia*) *intercalato tra travertino stromatolitico a micrite e spatite* (*parte bassa della foto*) *e travertino spugnoso* (*parte alta*)*;* (*C*)*: esempio di travertino a tessitura spugnosa;* (*D*)*: esempio di travertino microermale a microtubuli intrecciati;* (*E*)*: microbialite; si noti la tessitura "fenestrata" formata da cavità irregolari racchiuse tra le lamine.*

e sono separati da superfici di erosione, talvolta associate a carsismo (Figura 40).

Tra le tessiture autoctone sono state riconosciute: travertini stromatolitici a spatite, travertini microermali, travertini spugnosi e microbialiti. In base alla natura delle lamine sparitiche, il travertino stromatolitico a spatite è suddiviso in: a) travertino stromatolitico a "ciuffi batterici" (*bacterial shrubs*, vedi **TBT**$_c$) e b) travertino stromatolitico con lamine costituite da cristalli con morfologie più regolari e di natura prevalentemente, ma non esclusivamente, abiotica e strettamente

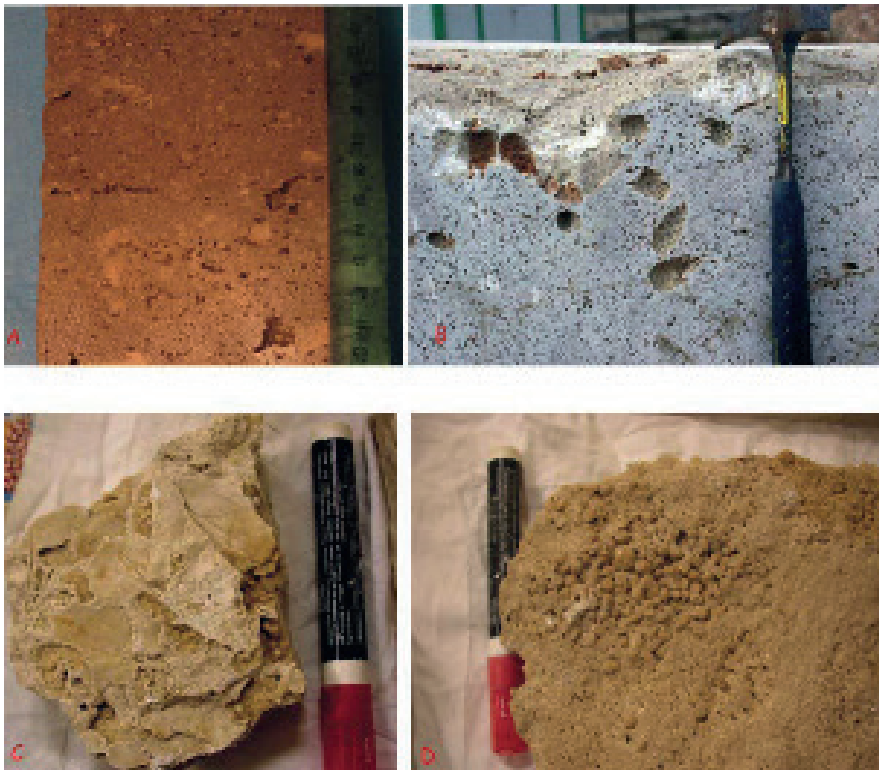


Fig. 39 - Esempi di travertini fitoclastici. (*A,B*) *tessiture fitoclastiche principalmente di tipo wackestone e packstone;* (*C*) *travertini bibliolitici;* (*D*) *travertini a oncoliti e pisoliti.*

confrontabili con i *ray crystals* di Chafetz & Guidry (1999). Mentre il travertino stromatolitico a "*bacterial shrubs",* mostrando talora graduali passaggi a travertino stromatolitico a micrite e spatite oppure a sottili (millimetrici) livelli micritici ovvero a travertino spugnoso, si rinviene più frequentemente nella parte medio-alta della successione quello a "*ray crystals*" ne caratterizza la parte basale mostrando, a luoghi, passaggio sia al travertino fitoclastico che al travertino microermale. Quest'ultima litofacies è formata da tessiture costituite da incrostazioni su microfite, organizzate in tubuli sia intrecciati che iso-orientati. Locali intercalazioni sono inoltre rappresentate da litofacies di *"travertino spugnoso"* e di "*microbialite".* Il travertino spugnoso forma livelli lentiformi molto porosi e di spessore centimetrico, ed è particolarmente diffuso nella parte medio-alta della successione, dove spesso mostra graduale passaggio alla microbialite e/o al travertino stromatolitico a "*bacterial shrubs"*, più raramente ai travertini fitoclastici. Le microbialiti sono invece formate da sottili lamine di probabile origine organica (comunità microbiche; cfr. *e.g.* Sumner, 2000;



Fig. 40 – Travertino litoide. Sono visibili le superfici di erosione all'interno dei banchi di travertino, associate a diffusi fenomeni carsici.

Gischler *et alii*, 2008) più o meno convolute che formano "drappeggi" irregolari e leggermente lobati che circondano grandi cavità beanti. I meccanismi legati alla loro formazione sono analoghi a quelle delle stromatoliti (incrostano, legano e intrappolano sedimenti). Questi depositi mostrano frequenti passaggi a travertino spugnoso oppure a travertino stromatolitico a "*bacterial shrubs*". I travertini fitoclastici prevalgono nella parti basali dei travertini di Bagni di Tivoli, sono spesso intercalati a travertini microermali e stromatolitici a micrite e spatite e talora associati a travertini oncolitici e/o pisolitici. Questi ultimi, ove presenti, possono contribuire a creare livelli dello spessore anche superiore al cm (cfr. *e.g*. Folk & Chafetz, 1983; Folk *et alii,* 1985). Nella parte medio alta della successione formano invece sottili e subordinate intercalazioni a travertini a "*bacterial shrubs*", spugnosi e microbialitici. Le tessiture sono prevalentemente rappresentate da *wackestone* nella parte medio-alta e da *wackestone* e *packestone* nel resto.

Nel complesso sono state individuate due principali associazione di litofacies:

travertini fitoclastici, microermali e stromatolitici (pendio poco acclive);

travertini spugnosi, microbialite e travertino stromatolitico a spatite (gradinata di vasche);

Associazione di litofacies A: l'ampia diffusione di travertini fitoclastici intercalati a travertini microermali e stromatolitici (a micrite e spatite e a *ray-crystals*) suggerisce per la prima associazione di litofacies la formazione in ambienti di pendio poco acclive caratterizzanti la parte basale della successione $\mathbf{TBT_d}$.

Associazione di litofacies B: gli spessori delle litofacies *in situ* (da millimetriche

a centimetriche) suggeriscono, per i depositi di questa associazione di litofacies (caratterizzante la parte sommitale dei TBTd) la loro formazione in ambienti molto poco profondi ("*pool*" o piccole "pozze" intese come "vasche" da Chafetz & Folk (1984); Ferreri (1985), D'Argenio & Ferreri (2004). Qui le acque di precipitazione carbonatica fluivano più o meno lentamente dando origine ad un sistema complesso di "vasche" drenate ("gradinata di vasche" di Ferreri, 1985; "*Terraced Pool*" di Fouke *et alii*, (2001) "*Terraced Slope facies"* di Guo & Riding, 1998; 1999; "*Pool Gradin Facies"* D'Argenio & Ferreri, 2004) (Figura 41).

In particolare, il travertino microermale e il travertino spugnoso si formavano all'interno di queste vasche dove la profondità era relativamente maggiore (ma comunque molto piccola, dell'ordine di pochi centimetri come suggerito dagli spessori medi di queste litofacies), l'energia idrodinamica variabile ma generalmente non elevata, tale cioè da non impedire la conservazione in *situ* delle tessiture autoctone formatesi e dove si poteva anche verificare la venuta a giorno di acque sorgentizie (travertino spugnoso con "treni" di bolle). Lateralmente, in eteropia di facies con questi sedimenti, si andavano depositando sia la microbialite in condizioni di flussi idrici incanalati tra le vasche che i travertini stromatolitici in condizioni di flussi idrici laminari più e meno veloci (margini delle vasche). Inoltre, in condizioni di flussi idrici laminari molto lenti poteva anche essere favorita, localmente, la proliferazione di comunità batteriche attive con la prevalenza dei processi di precipitazione organica su quelli di precipitazione inorganica e la formazione di travertino stromatolitico a "*bacterial shrubs*". Al contrario, in condizioni di flussi idrici laminari a velocità relativamente più alta, veniva invece favorita la formazione dei travertini stromatolitici a micrite e spatite e quella dei travertini stromatolitici a "*ray-crystal*". Per questi ultimi la formazione si aveva preferenzialmente in corrispondenza di piccole rotture di pendenza che, in un sistema complesso di gradinata di vasche, caratterizzavano il margine esterno di due vasche adiacenti poste ad una differente quota morfologica. Ciò è peraltro anche testimoniato dalla giacitura subverticale delle lamine, costituite da grandi cristalli dendritici di origine prevalentemente abiotica che si accrescono perpendicolarmente alle lamine.

Travertino tipo "Testina" (**TBT$_c$**)

Affiorano nell'area di Bagni di Tivoli, al tetto del *travertino litoide*, e sono comparabili con i depositi di "Testina" di Maxia (1950a) il cui spessore medio è di circa 8 m (Figura 42). Essi rappresentano il prodotto della precipitazione da acque soprasature in $CaCO_3$ a basso-medio termalismo, sono di colore biancastro, giallognolo o, raramente, rossiccio e, nel complesso, mostrano stratificazione da sub-orizzontale ad orizzontale.

Le litofacies sono prevalentemente costituite da tessiture autoctone (travertino

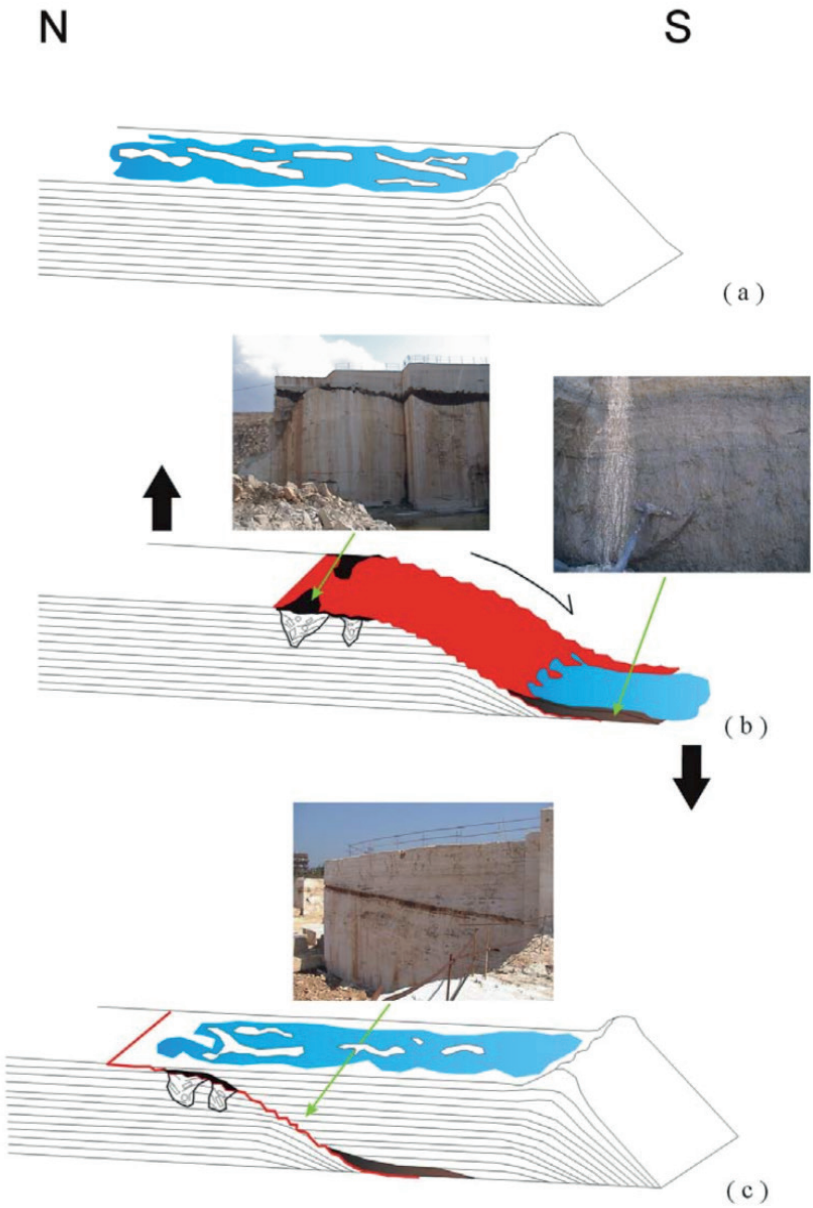


Fig. 41 – Modello concettuale che mostra la relazione tra cicli deposizionali del travertino e fluttuazioni nella tavola d'acqua nel bacino (*da* Faccenna *et alii, 2008*).



Fig. 42 – Panoramica del limite tra i travertini tipo "Testina" e il Travertino litoide.

suggeriscono nel complesso processi di precipitazione in ambienti caratterizzati da assenza o quasi di energia idrodinamica (Chafetz & Folk, 1984; Guo & Riding, 1994). È stata individuata un'unica associazione di litofacies: travertino stromatolitico a ciuffi e travertino spugnoso (lacustre).

L'ampia diffusione di litofacies che indicano scarsa energia idrodinamica (travertino stromatolitico a *bacterial shrubs*, localmente alternato a travertino a micrite e spatite e/o a sottili livelli micritici) suggerisce un ambiente lacustre poco profondo. Ciò è in accordo con quanto descritto per i depositi di "*Lago poco Profondo"* di Chafetz & Folk (1984) e per i depositi di "*Shrub Flat Facies"* di Guo & Riding (1998).

Travertino vacuolare (**TBT$_b$**)

Lungo il margine orientale dei travertini termali di Bagni di Tivoli, affiorano depositi travertinosi precipitati da acque a temperatura ambiente, con uno spessore medio compreso tra i 30 e i 40 m. Questi travertini, per lo più di colore marrone, sono caratterizzati da elevata porosità e da un differente grado di cementazione (da scarsamente cementati a cementati). Le litofacies principali sono rappresentate da travertino microermale e travertino fitoermale a muschi. Sono irregolarmente stratificati con fitostrutture prevalentemente inclinate verso valle o in giacitura sub-verticale ("drappeggi"). L'analisi delle litofacies e strutture sedimentarie suggerisce per questa associazione un ambiente di rapida o cascata. Lo spessore è

fortemente variabile sino ad un massimo di 30-40 m.

Litofacies argilloso-sabbiosa (**TBT_a**)

Affiorano nel settore settentrionale e orientale dell'area, al tetto dei depositi di travertino. Si tratta di depositi di ambiente lacustre e palustre costituiti in prevalenza da livelli sabbiosi e argilloso-limosi con intercalazioni decimetriche di sabbie con concrezioni travertinose (Figure 43, 44).

A luoghi sono presenti, al di sotto di livelli di travertino tipo testina, livelli torbosi scuri e argilloso-torbosi, ricchi in fossili dulcicoli (gasteropodi).

Lo studio dei sondaggi e dei fronti di cava ha messo in luce una forte variabilità nello spessore della *litofacies argilloso-sabbiosa* (Figura 45).

Nell'area della Cava Caucci Nord è visibile il *top* della superficie dei travertini interessata da una progressiva flessura verso NO, con un'inclinazione di circa 12°, che contrasta con un andamento pressoché orizzontale dei depositi relativi alla *litofacies argilloso-sabbiosa,* che mostrano una progressiva diminuzione di spessore verso i settori orientali.

Pleistocene superiore p.p. - *Olocene*

5.1.2. - *Sintema Fiume Tevere* (**SFT**)

Il limite di base del Sintema Fiume Tevere è la superficie erosiva legata al basso stazionamento dell'ultimo glaciale su cui poggiano in unconformity tutti i depositi continentali del Pleistocene superiore p.p.-Olocene

5.1.2.1. - *Deposito lacustre* (**SFT_{e2}**)

Limi argillosi alternati a livelli siltoso-sabbiosi ricchi di elementi vulcanici. Nell'area di Bagni di Tivoli limi e argille, intercalati a livelli torbosi e a sabbie travertinose. Spessore variabile, mediamente >10 m; nel cratere di Castiglione in sondaggio 90 m.

Pleistocene superiore p.p. - *Olocene*

5.1.2.2. - *Travertini* (**SFT_{fl}**)

Depositi travertinosi di origine idrotermale. Affiorano nell'area di S. Vittorino e di Gallicano. Spessore >10 m.

Pleistocene superiore p.p. - *Olocene*

5.1.2.3. - *Coltre eluviale e colluviale* (**SFT_{b2}**)

Coperture di limi e sabbie, con rari frammenti grossolani di natura calcarea,



Fig. 43 – Particolare del passaggio tra il travertino tipo Testina (TBT_c) *e la Litofacies argilloso-sabbiosa* (TBT_a)*. Località Cava Caucci Nord.*

che riempiono forme carsiche prodotte da processi di erosione; terreni residuali e terre rosse. Spessore non valutabile.

Olocene

5.1.2.4. - *Deposito di versante* (**SFT_a**)

Coperture di limi, sabbie e ghiaie, con rari frammenti litoidi grossolani

Olocene

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

Alternanze di sabbie, silt, argille e livelli ricchi di materia organica. Spessore fino a 60 m.

Olocene

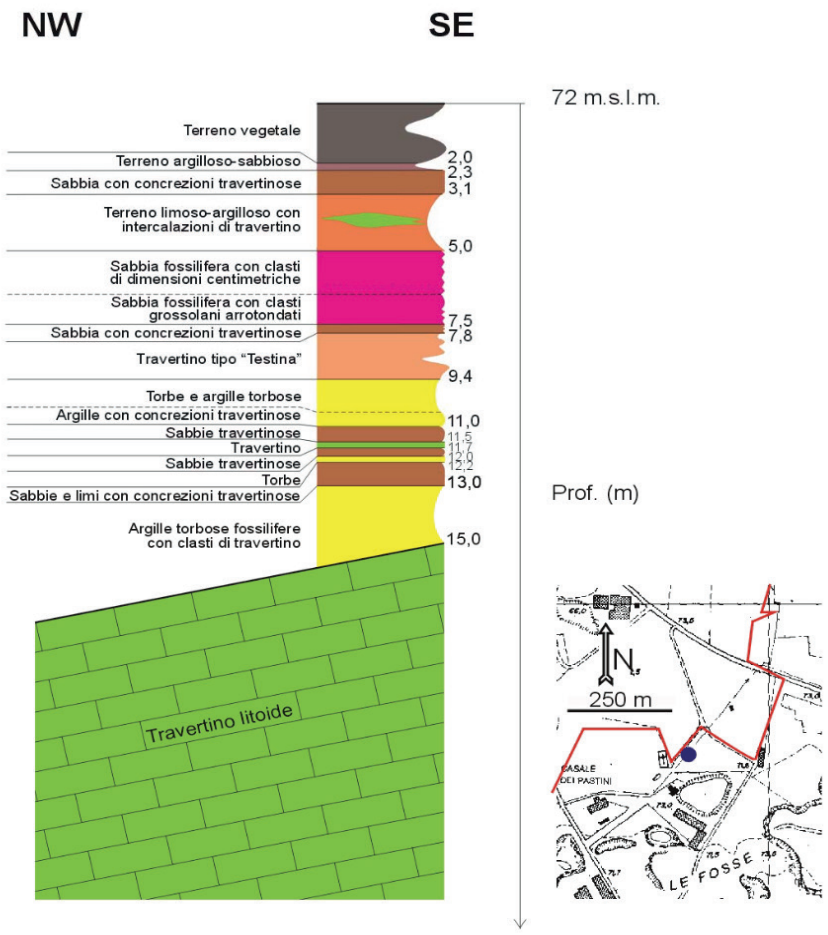


Fig. 44 – Sezione stratigrafica della Cava Caucci Nord. Nel riquadro è indicato con il cerchio blu il punto corrispondente alla verticale di misura.

6. - UNITÀ UBIQUITARIE

6.1.1. - *Discarica* (**h$_1$**)

Depositi dovuti all'accumulo e allo spostamento dei materiali di risulta delle cave. Spessore fino a 30 m.

Olocene



Fig. 45 – E' visibile il contatto tra la litofacies argilloso-sabbiosa (TBT_a) e i sottostanti travertini. Si noti che i depositi argilloso-sabbiosi diminuiscono di spessore verso est, andandosi a chiudere contro il travertino sottostante. Località Cava Caucci Nord

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

Depositi eterogenei dovuti all'accumulo e allo spostamento dei materiali per rilevati stradali, ferroviari, terrapieni, colmate. Spessore fino a 30 m.

Olocene

III – TETTONICA

1. - INTRODUZIONE

L'assetto strutturale dell'area compresa nel Foglio 375 "Tivoli" è determinato dalla complessa evoluzione tettonica della catena appenninica e del margine laziale tirrenico (Figura 46). All'interno del Foglio 375 "Tivoli" le unità di catena, formate prevalentemente da carbonati Mesozoici e Terziari sia in facies di piattaforma che di scarpata e bacino, affiorano estesamente sui rilievi dei Monti Tiburtini, Prenestini e Ruffi (Parotto & Praturlon, 1975; Parotto, 1980; Accordi & Carbone, 1988). In particolare, nell'area del Foglio 375 "Tivoli" affiorano le propaggini della grande piattaforma carbonatica mesozoica Laziale-Abruzzese, i cui margini sono visibili nei classici affioramenti di Rocca di Cave, sui Monti Prenestini (Carbone *et alii,* 1971; Praturlon & Sirna, 1976; Castellarin *et alii*, 1978). Verso occidente e verso i settori settentrionali queste unità passano molto rapidamente alle unità di transizione e di bacino affioranti sulle strutture dei Monti Tiburtini e dei Sabini e conosciute, tramite sondaggi profondi ed attraverso lo studio degli inclusi sedimentari nei prodotti piroclastici albani, come costituenti il substrato sepolto della campagna romana (Funiciello & Parotto, 1978; Danese & Mattei, 2010).

L'instaurarsi della deformazione compressiva nell' attuale catena appenninica è marcato dal rapido passaggio ad una sedimentazione prevalentemente clastica e dalla formazione dei bacini di avanfossa che, nelle strutture del Foglio 375 "Tivoli"

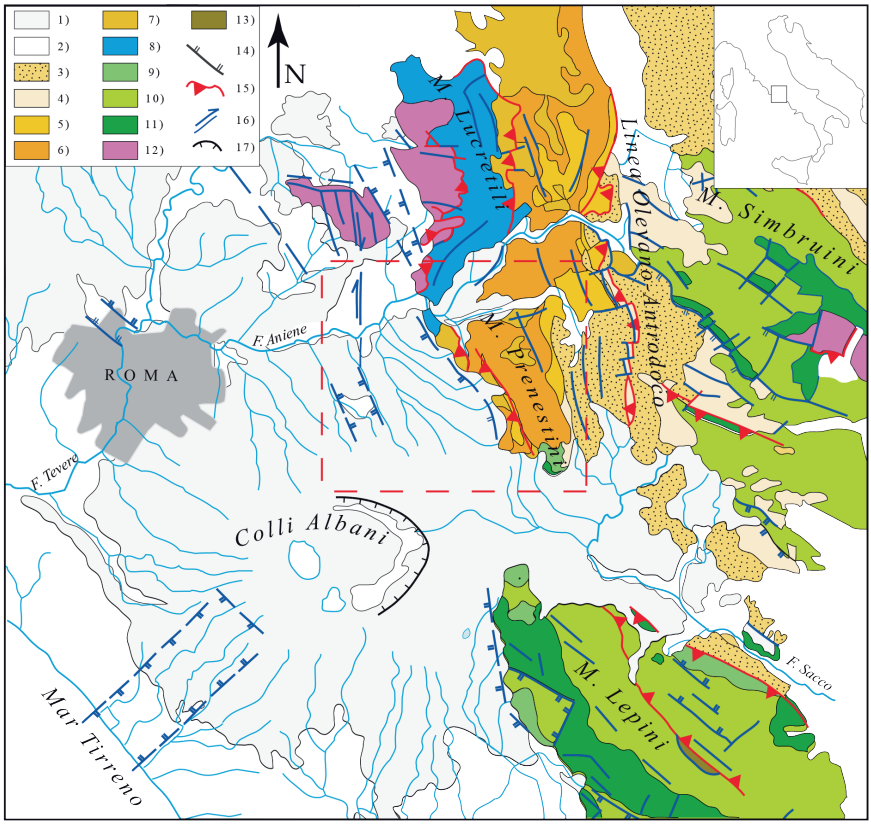


Fig. 46 – Inquadramento geologico regionale del Foglio 375"Tivoli". DEPOSITI POST-OROGENICI: 1) *Vulcaniti* (*Pleistocene medio-Pleistocene superiore; 2*) *depositi marini e continentali* (*Pliocene-Quaternario*)*; DEPOSITI SIN-OROGENICI: 3*) *depositi di avanfossa e di bacini di thrust-top* (*Miocene medio-Miocene superiore*)*; DEPOSITI PRE-OROGENICI: 4*) *depositi di rampa carbonatica prossimale* (*Miocene medio*)*; DOMINIO SABINO DI TRANSIZIONE PIATTAFORMA-BACINO. 5*) *depositi di rampa carbonatica distale* (*Miocene medio*)*; 6*) *depositi di transizione bacino-rampa carbonatica* (*Miocene inferiore*)*; 7*) *depositi di transizione bacino-rampa carbonatica* (*Cretacico superiore-Oligocene*)*; 8*) *depositi di transizione bacino-piattaforma* (*Giurassico inferiore-Cretacico inferiore*)*; PIATTAFORMA CARBONATICA LAZIALE ABRUZZESE. 9*) *depositi di soglia carbonatica* (*Cretacico superiore- Paleocene?*)*; 10*) *depositi di piattaforma carbonatica* (*Cretacico superiore-Paleocene?*)*; 11*) *depositi di piattaforma carbonatica* (*Giurassico inferiore-Cretacico superiore*)*; PALEO PIATTAFORMA CARBONATICA APPENNINICA DEL TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE. 12*) *depositi di piattaforma carbonatica* (*Triassico superiore-Giurassico inferiore*)*; DOMINIO TOLFETANO. 13*) *unità alloctone* (*Cretacico superiore-Oligocene*)*; 14*) *faglie normali; 15*) *thrust; 16*) *faglie trascorrenti; 17*) *Orlo di Caldera.*

è avvenuta principalmente nel Miocene medio?-superiore, come testimoniato dall'età dei depositi sin-orogenici affioranti nelle depressioni strutturali dell'alta Valle Latina (Accordi *et alii*, 1969; Civitelli & Corda, 1988; Cipollari & Cosentino, 1992; Patacca *et alii*, 1990; 1992). L'assetto strutturale dei rilievi appenninici compresi nel Foglio 375 "Tivoli" è determinato prevalentemente dalla prossimità con la fascia di deformazione della Linea Olevano-Antrodoco (Parotto, 1980). Questo importante elemento strutturale marca il limite tra le strutture meridiane, con prevalente sedimentazione carbonatica in facies di scarpata e di bacino, che costituiscono i rilievi sabini, e quelle ad andamento NO-SE, con sedimentazione in facies di piattaforma carbonatica e di margine, che costituiscono i rilievi dei Monti Lepini e Simbruini, posti ad est dell'area del Foglio 375 "Tivoli" (Civitelli *et alii*, 1986a, b; Corda & Mariotti, 1986). L'attività tettonica della Linea Olevano-Antrodoco è avvenuta nel Miocene superiore-Pliocene inferiore, successivamente alla formazione delle avanfosse della Valle Latina e della Val Roveto (Cipollari & Cosentino, 1992) e alla prima strutturazione dei principali rilievi appenninici che avevano dato luogo alla struttura a pieghe e sovrascorrimenti, ampiamente riconosciuta nell' area, sia in affioramento che nei sondaggi profondi effettuati per le ricerche di idrocarburi (Accordi, 1966; Praturlon & Parotto, 1975; Parotto, 1980; Cosentino & Parotto, 1986). L'attivazione della linea Olevano-Antrodoco e delle altre strutture meridiane con componente di movimento trascorrente destro, quali ad esempio la Faglia Sabina (Alfonsi *et alii*, 1991a,b), ha determinato l'instaurarsi di importanti e complesse rotazioni delle strutture tettoniche, testimoniate dai dati paleomagnetici (Mattei *et alii*, 1995). Questi eventi hanno portato alla definizione dei diversi domini strutturali dell'area e alla ulteriore disarticolazione delle strutture deformative enucleatesi durante i primi stadi di evoluzione della catena appenninica, definendo l'attuale assetto delle strutture appenniniche affioranti e di quelle sepolte al di sotto della copertura sedimentaria e vulcanica plio-quaternaria della campagna romana. Con il Pliocene inferiore i processi tettonici responsabili dell'orogenesi appenninica migrarono verso i settori adriatici, mentre nell' intero margine tirrenico laziale le strutture appenniniche iniziarono ad essere progressivamente dislocate e smembrate ad opera dei processi estensionali responsabili dell' apertura del bacino tirrenico.

L'inizio della tettonica estensionale nell'area del margine tirrenico laziale può essere datata al Miocene superiore, sulla base dell' età dei depositi sin-tettonici riconosciuti nei bacini sedimentari nell' area compresa tra Tolfa-Ceriti e Roccamonfina e incontrati in sondaggi profondi (De Rita *et alii*, 1994; Cosentino *et alii*, 2006). L'attività tettonica che ha accompagnato lo sviluppo del margine tirrenico laziale è prevalentemente legata alla presenza di faglie normali ad alto angolo, orientate NO-SE. Queste faglie sono oggi particolarmente evidenti nell' area appenninica, dove costituiscono i margini dei grandi bacini sedimentari intramontani riempiti di potenti sequenze sedimentarie continentali del Quaternario

(Cavinato *et alii*, 1994; Cosentino *et alii*, 2017). Verso il margine tirrenico le faglie normali sono generalmente sepolte al di sotto dalle estese coperture vulcaniche quaternarie. In questa zona la loro esistenza è principalmente dedotta dallo studio del sottosuolo attraverso indagini geofisiche e pozzi profondi dedicati alla ricerca di fluidi geotermici (Funiciello & Parotto, 1978; Barberi *et alii*, 1994).

In questa regione assume inoltre un ruolo notevole la presenza di fasce di taglio trascorrenti destre, ad andamento meridiano, la cui attività si protrae nel Pleistocene superiore, che condizionano l'assetto strutturale dell'area sabina a nord di Roma, sino ad interessare l'area di Bagni Albule e a condizionarne l' assetto strutturale recente (Alfonsi *et alii*, 1991b; Faccenna *et alii*, 1994a). In particolare nell' area immediatamente a sud dei Monti Cornicolani e di Bagni Albule gli elementi meridiani trascorrenti destri generano un esteso campo di fratturazione, ad andamento NE-SO, sede preferenziale di un'importante circolazione di fluidi ricchi in carbonati che sono responsabili della deposizione delle estese placche di travertino affioranti nell'area e che sono sede storica di attività estrattiva.

2. - LA STRUTTURA APPENNINICA

Il settore nord-orientale del Foglio 375 "Tivoli" è occupato dalle strutture appenniniche dei Monti Tiburtini, Prenestini e Ruffi, che costituiscono parte del Dominio strutturale Umbro-Sabino, posto al tetto dei fronti più esterni della Linea Olevano-Antrodoco, che nell'area del Foglio 375 "Tivoli" affiora solo in un piccolo lembo nel settore più orientale della struttura dei Monti Ruffi. A scala regionale il Dominio Umbro-Sabino è suddivisibile in quattro Unità tettoniche: 1. Unità di Monte Morra; 2. Unità dei Monti Cornicolani, Monte Castelvecchio, Monte Gennaro; 3. Unità di Monte degli Elci, Monte Pellecchia, Monte Catillo, Monte Arcese, Monte S. Angelo; 4. Unità dei Monti Prenestini, Monti Ruffi, Monti Lucretili orientali e Sabini orientali (Cosentino & Parotto, 1986; Bollati *et alii*, 2011).

Per lo schema delle unità tettoniche presenti nell'area del Foglio 375 "Tivoli", anche in considerazione dei risultati emersi dal rilevamento del Foglio 366 "Palombara Sabina", sono state adottate ulteriori suddivisioni legate alla presenza di elementi tettonici che permettono un maggior dettaglio nella ricostruzione dell'assetto strutturale dell'area.

In particolare, l'unità 4 di Cosentino & Parotto (1986) è stata suddivisa a sua volta in due unità tettoniche distinte, separando le strutture tettoniche più occidentali (unità 4) da quelle più orientali dei Monti Ruffi (unità tettonica 5). Sono state inoltre individuate diverse sub-unità tettoniche minori che si differenziano per stili deformativi e variazioni di assetto stratigrafico: le sub-unità 4a di Monte Granaro, Colle Serviano e Monte Arzillo e 4b dei Monti di Castel Madama, Prenestini centro-orientali, Lucretili orientali e Sabini orientali e le sub-unità 5a

dei Monti Ruffi e 5c (in continuità con il Foglio 366 “Palombara Sabina”) dei rilievi di Le Marmorelle-Monte Galluccio.

All’interno dell’unità tettonica 3 sono ben evidenti le testimonianze della tettonica estensionale giurassica che ha condotto all’individuazione nel Dominio Sabino di facies di Piattaforma Carbonatica Pelagica, mentre all’interno delle Unità 4a e 4b assume notevole importanza la tettonica del Cretacico Superiore-Paleogene responsabile dell’evoluzione e del successivo annegamento della piattaforma carbonatica di Rocca di Cave e di Monte Pompeo, nel settore meridionale dei Monti Prenestini (Figura 47).

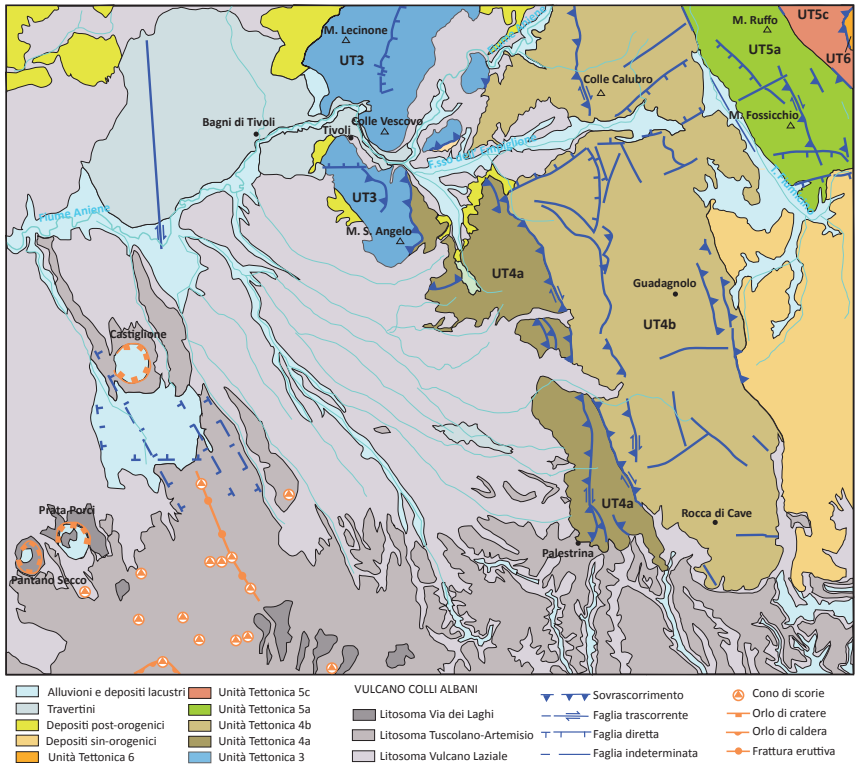


Fig. 47 – Schema tettonico del Foglio 375 “Tivoli”.

2.1. - Unità Tettonica 3

L'Unità Tettonica 3 affiora nei Monti Lucretili meridionali e nei Monti Tiburtini e comprende i termini della successione che vanno dalla formazione del *Calcare Massiccio* (MAS) al *membro calciruditico-calcarenitico della scaglia detritica* (SCZ_2). La parte basale dell'Unità è costituita dalla formazione del *Calcare Massiccio* (MAS) e della *Corniola Detritica* (COK) che nella parte basale comprende estese megabrecce di *Calcare Massiccio* (COK_a). Il passaggio alle formazioni sovrastanti è dato da una faglia normale ad andamento NNE ed immergente verso ESE, che causa una significativa riduzione nello spessore affiorante della *Corniola Detritica* (COK). Nel complesso l'Unità 3 è caratterizzata dalla presenza di grandi pieghe coricate con fianchi rovesci molto sviluppati, piani assiali generalmente sub-orizzontali, con linee di cerniera orientate da N-S a NE-SO.

Nei Monti Lucretili meridionali l'Unità 3 è costituita da una piega anticlinale coricata, con a nucleo la formazione delle *Marne di Monte Serrone* (RSN). Il fianco dritto della struttura affiora estesamente lungo la dorsale dei Monti Lucretili meridionali, sul versante che si affaccia sulla valle dell'Aniene, con una successione compresa tra il *Calcare Massiccio* (MAS) e la *Maiolica* (MAI). Il fianco rovescio dell'anticlinale è invece ben esposto lungo le pendici della dorsale Colle Vescovo - Monte Catillo, dove affiora la successione compresa tra la *corniola detritica* (COK) e la *Maiolica* (MAI). Lungo questo versante è possibile osservare una forte variazione nell'inclinazione del piano assiale che ad ovest di Monte Catillo e nell'area di Villa Gregoriana è fortemente inclinato verso nordest, mentre diventa sub-orizzontale nei pressi di Colle Vescovo (Cosentino & Montone 1991) (Figura 48).

La struttura prosegue verso meridione nell'area dei Monti Tiburtini dove presenta ulteriori complicazioni di carattere strutturale. Infatti in questo settore il contatto tra il fianco dritto dell'anticlinale, ribassato e preservato dall'erosione da un sistema di faglie normali ad andamento ENE-OSO, e il suo fianco rovescio è di natura tettonica ed è stato interpretato come dovuto ad una superficie di sovrascorrimento a basso angolo che, nell'area della Casa di Cura Monte Ripoli, porta in sovrapposizione le *Marne di Monte Serrone* (RSN), che costituiscono la base del fianco dritto dell'anticlinale, sulla *Maiolica* (MAI) in giacitura rovescia. L'intera struttura dell'anticlinale coricata, con piano assiale debolmente inclinato verso NO, affiora estesamente lungo la dorsale Colle Ripoli - Monte S. Angelo in Arcese. In questo settore si osservano sia il fianco dritto che il fianco rovescio della piega anticlinale, formati dalla successione compresa tra i *calcari detritici con Posidonia* (DPO) e il *membro calciruditico-calcarenitico della Scaglia Detritica* (SCZ_2). Il limite tra l'Unità 3 e l'Unità 4 è dato da un piano di sovrascorrimento che porta in sovrapposizione le unità della *scaglia detritica* (SCZ) su quelle della *Scaglia Variegata* (VAS) e della *scaglia cinerea detritica* (CDZ). Il contatto tettonico, ad andamento NE-SO, è ben visibile sul versante orientale di Monte

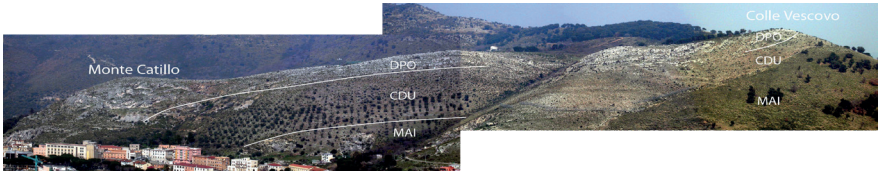


Fig. 48 - Fianco rovescio dell'anticlinale di Monte Catillo-Colle Vescovo, vista verso nord.

S. Angelo in Arcese e nei pressi dei due piccoli rilievi di Monte Papese e Colle Monitola ubicati nel fondo valle dell'Aniene.

2.2. - Unità Tettonica 4

L'Unità Tettonica 4 è stata ulteriormente divisa sulla base dello stile deformativo in due sottounità, denominate 4a e 4b.

La Sub-Unità 4a affiora esclusivamente nel settore occidentale dei Monti Prenestini e nel limite orientale della struttura dei Monti Tiburtini, al di sotto del sovrascorrimento di Monte S. Angelo e nei pressi di Colle dello Stonio. La Sub-Unità 4a è costituita prevalentemente da termini della successione calcareo-marnosa sabina, compresi tra la *scaglia detritica* (SCZ) e il *membro delle marne e calcareniti a planctonici dei calcari a briozoi e litotamni* (CBZ_{4b}). Nel settore meridionale dei Monti Prenestini l'unità include anche le successioni di piattaforma carbonatica e di transizione al bacino del Cretacico superiore, che costituiscono il lembo più occidentale della Piattaforma Laziale-Abruzzese, affiorante in maniera più estesa nella vicina area di Rocca di Cave. La Sub-Unità 4a è caratterizzata da uno stile strutturale estremamente complesso, le cui geometrie sono fortemente condizionate dalla natura della successione stratigrafica. In particolare è possibile distinguere due aree caratterizzate da diversi stili deformativi ubicate al letto e al tetto del sistema transpressivo ad andamento meridiano Castel S. Pietro-Valle Lungherina. Nell'area occidentale affiora una successione stratigrafica di ambiente di scarpata e rampa carbonatica, data da alternanza di calcareniti, calcari e marne, con frequenti risedimenti carbonatici. Questa successione è caratterizzata dallo sviluppo di pieghe anticlinali, da inclinate a coricate, con il fianco occidentale generalmente dritto e debolmente inclinato e il fianco orientale verticalizzato e spesso rovescio. Questa serie di pieghe, generalmente a nucleo di *Scaglia Detritica* (SCZ), sono delimitate verso oriente da un sistema di accavallamenti, generalmente ad alto angolo e con forte componente transpressiva destra, ad andamento meridiano, che portano in sovrapposizione i termini Oligocenici e del Miocene inferiore sulle unità marnose e calcareo marnose riferibili al *membro di Guadagnolo* (SPT_1) e al *membro delle marne e calcareniti a planctonici* (CBZ_{4b}), del Miocene medio e superiore che affiorano lungo il settore orientale della Sub-

Unità 4a. Il settore orientale è invece caratterizzato da una successione stratigrafica composta dalle unità del Miocene medio e superiore (*membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**) e *membro delle marne e calcareniti a planctonici* (CBZ$_{4b}$), in successione stratigrafica discordante sui calcari cretacici di piattaforma carbonatica, rappresentati dai *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO) e dai *calcari ciclotemici a Requienie* (CIR). Lo stile strutturale di quest'area è fortemente disarmonico all'interno della successione stratigrafica. I depositi cretacici di piattaforma, al nucleo della struttura, definiscono una serie di blande anticlinali con piano assiale da sub verticale a fortemente inclinato, interessate da una serie di accavallamenti ad alto angolo, di moderato rigetto, con senso di trasporto sia verso i settori orientali che occidentali. Questo stile strutturale evolve nella parte alta della successione stratigrafica a pieghe di piccola lunghezza d'onda, delimitate da uno scollamento basale posto alla base delle unità mioceniche marnose, che determinano il carattere peculiare di questo settore dei Monti Prenestini. Verso oriente la Sub-Unità 4a è delimitata da un piano di accavallamento retrovergente, ad alto angolo con forte componente transpressiva destra, la cui localizzazione e geometria è stata fortemente condizionata da discontinuità strutturali relative all'evoluzione del margine della piattaforma carbonatica durante il Cretacico superiore.

La sub-unità 4b comprende la gran parte della struttura dei Monti Prenestini e, verso nord, dei Monti di Castel Madama.

La struttura dei Monti di Castel Madama è controllata dall'esistenza di un'importante elemento tettonico a carattere transpressivo che decorre con andamento meridiano ad oriente del paese. Sul terreno questo lineamento è spesso mascherato da coltri detritiche e coltivazioni, ed affiora in maniera chiara nella piccola valle posta a sud-ovest di Colle Calubro dove mostra un andamento N170° immergente verso ovest con una inclinazione di circa 60°. Il settore occidentale, posto al tetto del sovrascorrimento, è caratterizzato dalla presenza delle unità oligo-mioceniche comprese tra la *scaglia cinerea detritica* (**CDZ**) e il *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**). Queste sono caratterizzate da un'intensa deformazione tettonica evidenziata dalla presenza di pieghe a corto raggio di curvatura di dimensioni da metriche a decametriche, e da zone di taglio con evidenti strutture *S-C*. Verso oriente, al letto dell'elemento tettonico meridiano, affiorano prevalentemente i terreni del *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**), localmente passanti, nei settori orientali, al *membro delle calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**), che presentano una giacitura pressoché monoclinalica immergente generalmente verso sudovest e sud-sudovest.

Nei Monti Prenestini la struttura principale della sub-unità 4b è data da una grande anticlinale ad andamento NNO-SSE che si estende dall'area di Rocca di Cave, a sud, fino al versante meridionale della Valle dell'Empiglione a nord. Verso sud le geometrie deformative sono fortemente condizionate dalla presenza del nucleo di piattaforma carbonatica di Rocca di Cave, che costituisce un alto



Fig. 49 – Fronte orientale dei Monti Prenestini. Al piede del versante è visibile la piccola anticlinale di Pisoniano a nucleo di calcareniti a briozoi.

strutturale su cui si appoggiano in *onlap* progressivo i depositi della successione miocenica del *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**), che affiorano estesamente lungo l'intera dorsale prenestina. I termini del Cretacico superiore affiorano nuovamente al nucleo dell'anticlinale, nel bordo settentrionale della struttura, sia in finestre erosive, che a causa di modeste culminazioni assiali dell'anticlinale. In quest'area tuttavia i termini del Cretacico superiore si presentano in facies di scarpata e di transizione verso il bacino sabino, testimoniando una forte variazione di facies in senso meridiano. Verso nord, nella Valle dell'Empiglione, il limite dell'anticlinale dei Monti Prenestini è dato da una faglia normale, ad andamento ENE-OSO, che ribassa i carbonati cretacici, portando nuovamente in affioramento i depositi miocenici del *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**), estesamente affioranti nei Monti di Castel Madama, più a nord.

L'anticlinale dei Monti Prenestini è caratterizzata da un fianco orientale estremamente inclinato, costituito dai depositi del Miocene medio del *membro delle calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**), affioranti presso la rupe di Guadagnolo e lungo tutto il versante orientale della struttura (Figura 49).

Il passaggio tra questi depositi, che costituiscono il fronte orientale dei Monti Prenestini, e le successioni sinorogeniche dell'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**) e dell'*unità arenaceo-pelitica* (**UAP**), che riempiono l'ampio sinclinorio compreso tra i Monti Prenestini e la struttura dell'Olevano-Antrodoco ad est, è di natura complessa. Nel settore meridionale è possibile osservare in più punti il passaggio stratigrafico tra i carbonati e le marne e le arenarie del Miocene superiore.

All'altezza di Pisoniano, invece, i piedi del versante dei Prenestini sono caratterizzati dalla presenza di una piega anticlinale, a nucleo di *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**) (Accordi, 1966), a vergenza occidentale che testimonia il possibile retroscorrimento della successione silicoclastica altomiocenica al di sopra della struttura carbonatica (Corrado, 1995). Verso nord, ai piedi del Santuario della Mentorella, le *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**) sovrascorrono sulle marne dell'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**), attraverso un piano di taglio immergente verso ovest (Figura 50).



Fig. 50 – Fronte dei Monti Prenestini. Sovrascorrimento delle calcareniti a briozoi sulle marne dell'unità argilloso-marnosa.

La complessità delle relazioni tra Monti Prenestini e strutture più orientali che costituiscono l'Unità Tettonica 5 è evidente verso nord, nei pressi del passo della Fortuna. Qui, tra la struttura est-vergente dei Monti Prenestini e la piccola struttura di Ciciliano, si colloca un'area contraddistinta da una complessa deformazione messa in evidenza da una serie di piccole scaglie tettoniche, sia est-vergenti che ovest-vergenti, costituite generalmente dalla porzione altissima delle *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**) e/o dalla parte basale dell'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**). La struttura di Ciciliano, che costituisce l'elemento di raccordo tra i Monti Prenestini e i Monti Ruffi, è data da una anticlinale con piano assiale sub-verticale, ad andamento nordovest-sudest e immersione assiale verso sudest, costituita dalle *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**) (Figura 51).

Verso nord, queste complesse strutture sono interrotte dalla faglia dell'Empiglione, ad andamento OSO-ENE, che delimita a meridione una vasta area caratterizzata da blande monoclinali costituite dalle unità del *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**) e dalle soprastanti *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**).

2.3. - Unità Tettonica 5

L'Unità Tettonica 5 è stata divisa, in continuità con il Foglio 366 "Palombara

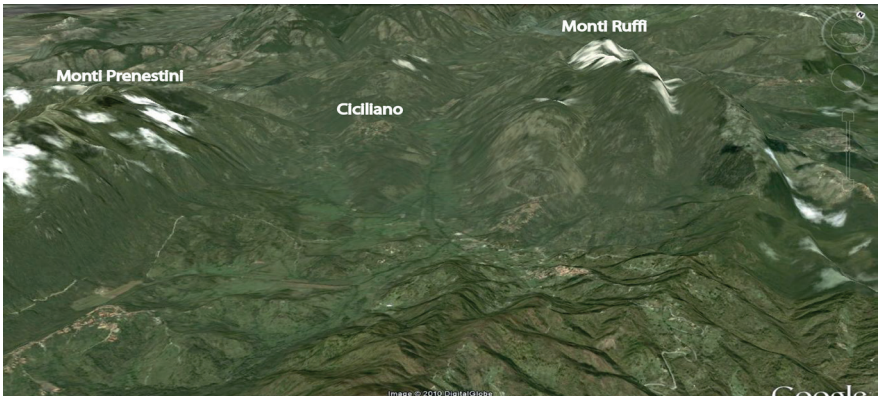


Fig. 51 – Panorama del fianco orientale dei Monti Prenestini e delle anticlinali di Ciciliano e dei Monti Ruffi. La scala verticale è 2:1. Fonte: Google Earth.

Sabina", in due sottounità (5a e 5c) separate da un importante piano di sovrascorrimento. L'Unità 5 comprende la dorsale dei Monti Ruffi ed è costituita da una serie di anticlinali ad andamento NNW-SSE, tra loro parzialmente sovrascorse verso i quadranti orientali e nord-orientali (Figura 51). Le formazioni affioranti sono quelle carbonatiche del Miocene medio-superiore, comprendenti l'Unità Spongolitica (*membro di Guadagnolo, litofacies marnosa* (**SPT$_{1b}$**)*, e litofacies calcarenitica superiore* (**SPT$_{1c}$**), e *l'unità dei calcari e briozoi e litotamni* (*calcareniti a punti rossi* (**CBZ$_2$**) e *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**) e quelle marnose e silicoclastiche del Miocene superiore riferibili all'*unità argilloso-marnosa* (UAM) e *all'unità arenaceo-pelitica* (**UAP**). La giacitura periclinalica delle principali strutture tettoniche, costituenti l'ossatura dei Monti Ruffi, con immersione assiale verso sud, associata all'erosione subaerea ha complessivamente condotto all'individuazione di due distinti settori: un settore settentrionale, caratterizzato dal prevalente affioramento del *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**), ed uno meridionale marcato dalla presenza pressoché esclusiva delle *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**). I Monti Ruffi sono rappresentati da tre strutture tettoniche principali, costituite da anticlinali debolmente asimmetriche, con piani assiali molto inclinati, e con i fianchi orientali talvolta rovesciati. Le anticlinali sono separate da piani di sovrascorrimento, generalmente ad alto angolo, che mostrano una importante componente di movimento transpressivo.

La più occidentale è evidenziata dall'allineamento Monte Morrecone – Monte Fossicchi; la struttura tettonica centrale corrisponde all'allineamento Monte Ruffo - Monte Scrima; la terza unità, verso est, è rappresentata dal crinale de Il Monte. Queste tre strutture mostrano una evidente vergenza verso i quadranti nord-orientali e orientali. Per quanto riguarda la prima unità, il sovrascorrimento

ad alto angolo è ben esposto subito a sud di Saracinesco, dove il *membro di Guadagnolo* (**SPT$_1$**), sovrascorre sull'*unità dei calcari e briozoi e litotamni* (**CBZ**), appartenenti all'anticlinale di Monte Ruffo. La piccola forra dove è esposto il sovrascorrimento è posta sul versante nord di Monte Morrecone. Nel caso delle altre due strutture, la centrale e quella de Il Monte, il sovrascorrimento è evidenziato dalla verticalizzazione delle giaciture sul versante nord-orientale dei rispettivi allineamenti montuosi e dalla presenza dell'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**) al piede degli stessi. In particolare, nell'unità centrale (Monte Ruffo – Monte Scrima) si arriva al rovesciamento degli strati in corrispondenza del settore compreso tra Forca Travella e le Guidarine, proprio in corrispondenza, al piede del versante, dell'affioramento dell'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**) e dell'*unità arenaceo-pelitica* (**UAP**) in giacitura rovescia. Il piano di sovrascorrimento è molto spesso coperto da detrito di versante, ed è osservabile solamente nelle immediate vicinanze di Rocca di Mezzo (Foglio 376 "Subiaco"), al piede della struttura de Il Monte, che segna il contatto con l'Unità Tettonica 5c . L'assetto strutturale delle anticlinali dei Monti Ruffi è ulteriormente complicato dalla presenza, sul loro fianco occidentale, di elementi tettonici a prevalente carattere distensivo che ne ribassano i settori interni, carattere questo che, unito agli scoscesi versanti dei fronti di sovrascorrimento, delinea le strette e lunghe vallate disposte parallelamente alle strutture tettoniche.

L'Unità Tettonica 5c è costituita dal settore nord-orientale della struttura dei Monti Ruffi a partire dal crinale de I Mandrilli – Monte Galluccio fino al sovrascorrimento orientale della dorsale dei Monti Ruffi. Questo settore, strutturalmente complesso, rappresenta l'unico tratto presente nel Foglio 375 "Tivoli" della "linea Olevano-Antrodoco" che, nell'area rilevata, è contraddistinta dal brusco contrasto morfologico tra i carbonati che costituiscono la struttura dei Monti Ruffi, al tetto del fronte di sovrascorrimento, e le unità terrigene dell'*unità arenacea-pelitica* (**UAP**) che affiorano al letto del sovrascorrimento sino all'antistante Valle dell'Aniene.

Verso meridione le anticlinali che costituiscono la struttura dei Monti Ruffi mostrano una significativa depressione assiale, che porta all'affioramento dei termini più alti delle *Calcareniti a Briozoi* (**CBZ$_3$**), sino al loro limite con l'*unità Argilloso-Marnosa* (**UAM**), affiorante sul fondovalle a nordest del paese di Cerreto. La progressiva depressione strutturale delle anticlinali dei Monti Ruffi verso i settori meridionali è ulteriormente accentuata dalla presenza di un sistema di faglie normali, orientate ENE-OSO, che ribassano i settori meridionali sino a portare alla scomparsa dei depositi carbonatici al di sotto delle successioni silicoclastiche del Miocene superiore. Queste ultime affiorano estesamente nell'area compresa tra il fronte orientale dei Monti Prenestini e il bordo meridionale dei Monti Ruffi, nell'ampio sinclinorio delimitato a oriente dal fronte dell'Olevano-Antrodoco, in una serie di pieghe anticlinali e sinclinali ad andamento generalmente meridiano,



Fig. 52 – Faglia inversa immergente verso i settori orientali, sul fianco di una piega anticlinale con piano assiale sub-verticale. Unità arenaceo-pelitica, area di Pisoniano.

con piani assiali da verticali a molto inclinati. La vergenza è generalmente orientale, ad esclusione dell'area di Pisoniano, caratterizzata da pieghe a vergenza occidentale (Corrado, 1995) (Figura 52).

2.4. - Unità Tettonica 6

Questa Unità affiora nell'angolo nordest del Foglio 375 "Tivoli" al letto del sovrascorrimento più orientale dei Monti Ruffi, che rappresenta l'unico tratto presente della Linea Olevano-Antrodoco, che affiora estesamente nei fogli 366 "Palombara Sabina" e 376 "Subiaco". L'Unità è costituita esclusivamente dai depositi terrigeni dell'*unità arenacea-pelitica* (**UAP**).

3. - IL MARGINE TIRRENICO

L'assetto strutturale delle coperture post orogeniche nell'area del Foglio 375

"Tivoli" è mascherato dall'estesa copertura dei depositi del Pleistocene medio e superiore del Complesso Vulcanico dei Colli Albani. I depositi sedimentari legati al ciclo marino del Pleistocene inferiore affiorano infatti in un areale limitato nel settore nord-occidentale del Foglio, mentre i depositi continentali quaternari affiorano estesamente nella sua parte settentrionale, nell'area compresa tra Pantano Borghese e la piana di Bagni di Tivoli. Queste due aree sono caratterizzate da notevoli evidenze di tettonica quaternaria. Nell'area di Pantano Borghese i dati di sondaggio evidenziano come questo settore sia stato soggetto durante il Pleistocene medio ad un intensa subsidenza di origine tettonica, indicata dall'ingente spessore dei depositi lavici e dallo sviluppo di un esteso bacino lacustre delimitato da discontinuità strutturali sepolte, ad andamento NNO-SSE. L'esistenza di questi elementi strutturali è testimoniata dalla presenza di un esteso *plateau* di lava che origina da un sistema di fratture ad andamento NO-SE associate a coni di scorie (Colle di S. Andrea, Colonna, Monte Falcone, M. Massimo) e a centri freatomagmatici (*maar* di Castiglione). Questi allineamenti di centri di emissione sono attribuibili allo sviluppo di fessure extracalderiche successive alla formazione della Caldera Tuscolano-Artemisia. L'area del bacino delle Acque Albule è caratterizzata dalla presenza di sorgenti termali e *sinkholes* che mostrano un allineamento preferenziale lungo una struttura ad andamento N-S, interpretata come una faglia trascorrente destra, la cui attività ha esercitato un forte controllo sulla deposizione del travertino di Bagni di Tivoli (Maiorani *et alii*, 1992; Faccenna *et alii*, 1994a,b; Sagnotti *et alii*, 1994; Billi *et alii*, 2006). Questa struttura, di estensione regionale, è ben esposta nel substrato carbonatico affiorante nei Monti Cornicolani, immediatamente a nord del Foglio 375 "Tivoli", e nella loro copertura pleistocenica. In questo settore, accanto a deformazioni trascorrenti a scala mesoscopica individuate sia nei depositi marini del Pleistocene inferiore, che nei depositi vulcanici e nei travertini, è particolarmente evidente un esteso campo di fatturazione, ad andamento NE-SO. Le fratture sono sistematicamente riempite di calcite e/o solfati deposti attraverso fasi multiple di precipitazione. Allo stesso tempo, la distribuzione della sismicità nell'area mette in evidenza l'esistenza di strutture ad andamento NNO-SSE, localizzate lungo il margine nord-occidentale del bacino, che definiscono l'esistenza di una zona di faglia sismicamente attiva, localizzata a profondità compresa tra 1.5 e 0.5 km (Gasparini *et alii*, 2002).

IV - CENNI DI IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA

1. - IDROGEOLOGIA

L'assetto idrogeologico del Foglio 375 "Tivoli" è condizionato dalla presenza di distinti ambiti geologici che determinano l'esistenza delle seguenti unità idrogeologiche (Figura 53):

Unità carbonatica dei Monti Prenestini, Ruffi e Cornicolani;

Unità vulcanica dei Colli Albani;

Unità delle Acque Albule;

Unità terrigena del versante sinistro della Media Valle del Tevere;

Unità terrigena delle Valli dei Fiumi Sacco, Liri e Garigliano;

I molteplici acquiferi presenti in queste unità idrogeologiche hanno una circolazione complessa, che tende a raccordarsi a ridosso delle quote corrispondenti al livello di base fondamentale, costituito dal Fiume Aniene (Boni *et alii*, 1988). Di rilevante interesse idrogeologico, sono le emergenze della piana delle Acque Albule, nei Comuni di Tivoli e Guidonia, che costituiscono il punto di recapito delle unità carbonatiche, emergendo per sifonamento dal basso in prossimità dell'Aniene stesso. Nel settore occidentale del foglio la circolazione idrica sotterranea è sostenuta dalle argille dell'*unità di Torre Baccelli* (**UTB**) che con il suo imponente spessore costituisce l'*aquiclude* di tutto il territorio fino alla costa tirrenica. Nel settore orientale, invece, tale *aquiclude* non è presente e la circolazione idrica sotterranea, generalmente a bassa potenzialità acquifera,

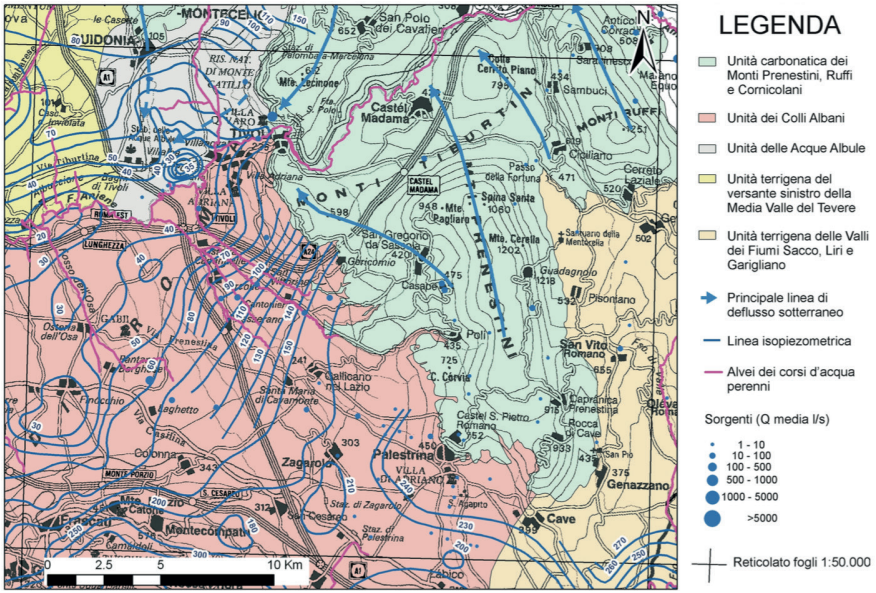


Fig. 53 - Assetto idrogeologico del Foglio 375 "Tivoli"

interessa i termini prevalentemente calcarei del settore meridionale della dorsale lucretile-cornicolana, in destra Aniene, e i termini prevalentemente calcareo-marnosi delle dorsali dei Monti Tiburtini, Prenestini e Ruffi in sinistra del medesimo corso d'acqua.

1.1. - Unità carbonatica dei Monti Prenestini, Ruffi e Cornicolani

Questa unità nel Foglio 375 "Tivoli" corrisponde a complessi idrogeologici differenti sulla destra e sinistra orografica del Fiume Aniene.

In destra dell'Aniene affiorano i termini litologici che, riletti in chiave idrogeologica, costituiscono i complessi della Corniola e del Calcare Massiccio, della Maiolica, della Scaglia Calcarea e il complesso Calcareo-Silico Marnoso. L'acquifero, che presenta uno spessore anche di diverse centinaia di metri, è costituito essenzialmente dal primo complesso, subordinatamente dalla Maiolica e dalla Scaglia Calcarea. Le direttrici principali di flusso idrico sotterraneo sono influenzate dall'assetto tettonico plicativo che ha determinato la costituzione dei Monti Lucretili; il recapito di tale circolazione idrica è rappresentato prevalentemente dalla sorgente di Acquoria (portata media di 750 l/s) e dai drenaggi in alveo del Fiume Aniene (Boni *et alii*, 1986). Inoltre questa unità, in collegamento idraulico con i Monti Cornicolani (fuori carta) per la presenza degli

stessi termini litologici ribassati nel settore di Marcellina, alimenta per sifonamento le Sorgenti delle Acque Albule.

In sinistra dell'Aniene affiora prevalentemente il complesso Calcareo Marnoso di Bacino. Tale complesso è costituito da marne intercalate a calcari marnosi e calcareniti, per spessori di alcune centinaia di metri. Le intercalazioni calcaree, generalmente molto fessurate, sono interessate da un diffuso carsismo che può assumere localmente un particolare sviluppo (Capelli *et alii*, 1990). Lungo la serie, ove predominano sequenze calcaree e calcarenitiche, sono presenti falde discontinue disposte in orizzonti sovrapposti che alimentano sorgenti e ruscelli con portata perenne (portata estiva del F.so Fiumicino alla confluenza con l'Aniene minore di 10 l/s).

1.2. - Unità Vulcanica dei Colli Albani

Tale unità idrogeologica affiora in tutto il quadrante sud occidentale del Foglio 375 "Tivoli" ed è sede di una circolazione idrica che interessa i termini geologici prevalentemente vulcanici. Il substrato a bassa permeabilità che sostiene la circolazione idrica è costituito dalle argille dell'*unità di Torre Baccelli* (**UTB**) che si trovano a quote variabili comprese tra il livello del mare, nei pressi del Fiume Aniene, fino a circa -50 metri in corrispondenza del bordo meridionale del Foglio, con approfondimenti localizzati nei centri eruttivi (come nel caso di Pantano Borghese dove supera la quota di -200 m) (Capelli *et alii,* 2005).

Al di sopra del substrato a bassa permeabilità sono presenti in modo discontinuo corpi sedimentari sabbiosi e ghiaiosi sia continentali che marini depostisi prima dell'inizio dell'attività vulcanica. Localmente questi corpi sedimentari possono dare un notevole contributo al drenaggio profondo del corpo acquifero (Mazza *et alii,* 2009).

La successiva attività vulcanica dei Colli Albani ha determinato la messa in posto di prodotti pozzolanacei e subordinatamente lavici che costituiscono attualmente un importante acquifero regionale caratterizzato da una circolazione idrica sotterranea prevalentemente di tipo freatico, con locali episodi in pressione legati alle numerose disomogeneità orizzontali e verticali di permeabilità dell'acquifero vulcanico stesso. Lungo il margine occidentale del Foglio sono state rilevate delle depressioni piezometriche legate ad intensi prelievi idrici.

La circolazione idrica sotterranea è diretta in direzione N-NO ed emerge per mezzo di sorgenti lineari nel Fiume Aniene e nei corsi d'acqua perenni del F.so dell'Osa, F.so Mola di Corcolle, F.so dell'Obago, F.so Acqua Rossa, F.so S. Vittorino. In questa unità idrogeologica scarse sono le emergenze di tipo puntuale, sempre con portate nell'ordine di poche unità di l/s, tranne che per la Sorgente di Acqua Felice (portata media 230 l/s) e Salone (portata media 265 l/s), ubicata fuori carta, nel settore occidentale del Foglio.

1.3. - Unità delle Acque Albule

Questa unità è presente nel territorio corrispondente alla Piana di Tivoli-Guidonia, nel quadrante nord occidentale del Foglio ed è costituita nella parte affiorante dai litotipi del *travertino di Bagni di Tivoli* (**TBT**), che raggiungono uno spessore massimo di circa 90 metri, e nella parte basale da terreni di colmamento di ambiente di transizione e marino prevalentemente del Pleistocene inferiore con spessori maggiori di 100 metri depostisi in una profonda depressione tettonica riconosciuta dagli autori come un bacino di *pull-apart* (Faccenna *et alii,* 1994).

Le argille marine alla base della successione di colmamento costituiscono un *aquiclude* che sostiene la circolazione superficiale prevalentemente all'interno del travertino fratturato, e confina la circolazione profonda delle falde nell'unità carbonatica sottostante. La circolazione in questa unità è di tipo complesso e avviene secondo due direttrici principali (Figura 54): la prima è relativa ad apporti superficiali di ricarica zenitale e ad un debole travaso da parte dei complessi carbonatici circostanti (Monti Lucretili), mentre la seconda, ben più rilevante per i volumi in gioco, proviene dal basso a seguito del sifonamento delle unità carbonatiche ribassate sepolte, e all'attraversamento dell'*aquiclude* per mezzo di dislocazioni tettoniche e/o erosioni localizzate (La Vigna, 2009; La Vigna *et alii,* 2011). Le acque provenienti dal sistema carbonatico profondo presentano un carattere spiccatamente idrotermale e danno luogo alle note manifestazioni delle Sorgenti Acque Albule presso i Laghi Regina e Colonnelle (portata media 2000 l/s, temperatura 24 °C, conducibilità elettrica 3000 μS/cm) e ad altre sorgenti minori, con caratteristiche molto simili, nei pressi del Fiume Aniene (località Il Barco e C.le Cesarna).

La forte risalita delle acque in pressione dal basso sostiene una zona di alto piezometrico in corrispondenza delle sorgenti principali (Laghi Regina e Colonnelle) e tra le acque superficiali e quelle profonde avviene una miscelazione con conseguente diluizione allontanandosi dalla zona di risorgenza. La forte depressione piezometrica presente ad est delle Sorgenti Acque Albule è da attribuire ad attività di *dewatering* messe in atto per l'estrazione del travertino in approfondimento.

1.4. - Unità Terrigena del versante sinistro della media Valle del Tevere

Questa unità è presente al margine nord occidentale del Foglio. La circolazione idrica, con drenaggio verso Nord, è presente solamente nel suo settore meridionale, all'interno delle formazioni vulcaniche messe in posto sia dall'attività dei Monti Sabatini che dei Colli Albani. Essendo tali litologie caratterizzate prevalentemente da prodotti di ricaduta e ignimbriti di facies distale, la loro permeabilità media è comunque bassa. Il substrato a bassa permeabilità che sostiene questa circolazione è costituito dalle argille dell'*unità di Torre Baccelli* (UTB) in affioramento nel settore più settentrionale di questa unità idrogeologica.

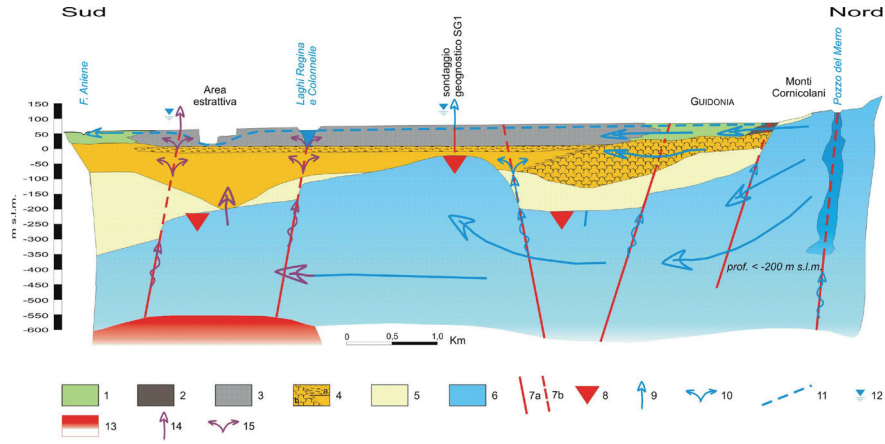


Fig. 54 - Schema concettuale idrogeologico dell'Unità delle Acque Albule (*da* La Vigna et alii, 2011)*; Legenda: 1*) *depositi di copertura e alluvioni, 2*) *detriti di versante, 3*) *travertini, 4*) *depositi di colmamento pleistocenici continentali e di transizione, 5*) *argille marine, 6*) *substrato carbonatico mesozoico, 7*) *a*) *faglie presunte, b*) *linee di risalita preferenziale dei fluidi profondi, 8*) *quota del substrato da indagini geofisiche, 9*) *direttrici profonde di flusso sotterraneo, 10*) *risalita delle acque profonde negli acquiferi superficiali, 11*) *livello piezometrico della falda superficiale, 12*) *quota potenziometrica delle acque dell'acquifero profondo, 13*) *schematizzazione della sorgente del termalismo dell'acquifero profondo, 14*) *risalita delle acque profonde termalizzate, 15*) *miscelazione delle acque profonde termalizzate con quelle superficiali.*

1.5. - Unità Terrigena delle valli dei fiumi Sacco, Liri e Garigliano

Tale unità è presente nel margine sud orientale del Foglio. E' costituita in affioramento dalle torbiditi tortoniane dell'*unità arenaceo-pelitica* (**UAP**) che per le loro caratteristiche di bassissima permeabilità non permettono l'esistenza di una circolazione idrica significativa. Il settore più meridionale di tale unità idrogeologica è interessato in affioramento dai depositi alluvionali dell'alto bacino del Fiume Sacco, che sono sede di falde di scarso significato idrogeologico.

2. - FRANOSITÀ

L'area del Foglio 375 "Tivoli" è caratterizzata da numerosi eventi di frana. In particolare sono state riscontrate frane soprattutto nell'*unità arenaceo-pelitica* (**UAP**), affiorante diffusamente tra gli abitati di Gerano a nord e Genazzano a sud. Tale unità è particolarmente suscettibile in quanto costituita da alternanze di marne e arenarie. Proprio questa caratteristica favorisce la presenza di falde sospese, talvolta in pressione, che generano saturazione di alcune porzioni ed elevata pressione di poro, che determinano movimenti lungo superfici di rottura preesistenti e di neoformazione. Le tipologie di frana più frequentemente rilevate



Fig. 55 – Frana lungo la strada S. Vito Romano-Pisoniano (*Maggio 2008*).

sono gli scorrimenti, sia rotazionali (più frequenti), che traslativi. Inoltre alcuni crolli interessano le unità più competenti, quali ad esempio i *calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**), specie laddove queste si presentano intensamente fratturate. Di tutte le numerosissime frane individuate, solo quelle di dimensione elevata sono state rappresentate, considerata la scala di restituzione del Foglio. Il settore maggiormente colpito dai dissesti è la dorsale posta subito ad ovest di Fosso Capranica (drenato dal bacino del Fiume Sacco) e del Fosso Perazzetta (drenato dal Fiume Aniene) (Leoni *et alii*, 2009) (Figura 55).

Questa dorsale è caratterizzata da un assetto monoclinalico est-immergente di pochi gradi, ed è costituta da depositi appartenenti alla *litofacies arenaceo-pelitica* (**UAP$_b$**) dell'*unità arenaceo-pelitica.* Tale litofacies, caratterizzata da un'alternanza arenaceo-pelitica frequente, origina processi geomorfologici di erosione differenziale e circolazione idrica a falde sovrapposte. L'ingente presenza d'acqua è testimoniata dalle numerose sorgenti presenti nell'area, soprattutto lungo il versante orientale della dorsale. La disposizione del versante, parallelo all'orientazione degli strati, favorisce lo sviluppo di frane di scorrimento traslativo anche di enormi dimensioni, come quello che coinvolge parte dell'abitato di S. Vito Romano. Questa frana presenta una corda tra i fianchi di circa 400 metri e superfici di scorrimento multiple, con profondità variabili da pochi metri lungo il fianco destro fino a 18 metri in prossimità del fianco sinistro. Questa frana, come buona parte di quelle rilevate mostra inequivocabili testimonianze circa lo stato di attività (Figura 56).

Numerose, infine, sono le frane ad evoluzione rapida (colate rapide di fango e detrito) che interessano le coltri di alterazione ed i colluvi, laddove i



Fig. 56 – Deformazioni compressive su un pavimento, legate all'attività della frana di S. Vito Romano.

versanti presentano pendenze elevate. Tali fenomeni, diffusi in tutta l'area, sono estremamente diffusi nei settori dove affiora la *litofacies arenacea* (**UAP$_a$**). Ciò è dovuto al fatto che questa litofacies da un lato ha un grado di erodibilità non elevatissimo, quindi reagisce all'erosione lineare dei corsi d'acqua generando versanti ripidi, dall'altro è facilmente attaccabile dai fenomeni di alterazione superficiale, favorendo quindi lo sviluppo di una coltre di alterazione di spessore significativo. Ne consegue un'elevata suscettibilità da frana a rapida evoluzione in ogni porzione di territorio caratterizzato da elevata pendenza e affioramento di tale litofacies.

3. - RISCHIO IDRAULICO

Il territorio oggetto di studio ricade in gran parte nel bacino idrografico del Fiume Aniene, principale affluente di sinistra del basso corso del Tevere, e subordinatamente nell'alta valle del Fiume Sacco, a sua volta ricompresa nel bacino idrografico dei Fiumi Liri-Garigliano e Volturno.

Il settore settentrionale del Foglio 375 "Tivoli" è attraversato dall'Aniene per una lunghezza di oltre 25 Km, dal territorio comunale di Vicovaro a Nord-Est (poco a Sud del monumento a C.M. Basso, presso il Km 42 circa della SS 5 Tiburtina Valeria) al territorio comunale di Roma ad Ovest (presso il Castello di Lunghezza). Nell'ambito del Foglio il Fiume Aniene, dopo aver ricevuto l'apporto da sinistra di due importanti tributari, il Torrente Fiumicino e il Fosso Empiglione, raggiunge l'abitato di Tivoli; qui le acque precipitano a valle dal terrazzo calcareo tramite un sistema di cascate, per un dislivello di oltre 200 m (dalla stazione ferroviaria a monte sino a Ponte Lucano a valle). In passato le acque defluivano tramite un articolato sistema di grotte e cascatelle, oggi profondamente alterato dagli interventi antropici di sistemazione idraulica e derivazione idroelettrica realizzati soprattutto nei secoli XIX e XX (Grappelli *et alii*, 2003); la presenza



Fig. 57 – Lo Sbarramento Fiumerotto, presso Castel Madama, durante la piena del Fiume Aniene del Maggio 2008 (*ripresa aerea da elicottero dei Vigili del Fuoco*).

delle numerose cascate ha notevolmente condizionato lo sviluppo urbanistico ed economico (prettamente industriale) della città di Tivoli. Nel tratto a valle delle cascate l'Aniene (conosciuto localmente anche come "Teverone") scorre attraverso la Campagna Romana con sviluppo meandriforme. Tra gli affluenti di sinistra di questo tratto si individuano diversi corsi d'acqua che drenano l'ampia area di raccordo tra il versante occidentale dei Monti Prenestini ed il settore periferico settentrionale del complesso vulcanico dei Colli Albani: Fosso Ponte di Terra, Fosso S. Vittorino, Fosso di Val Freghizia, Fosso di Passerano, Fosso dell'Osa. Nel tratto a valle di Tivoli si immettono invece da destra nell'Aniene il Fosso dei Prati, il Canale dell'Acqua Sulfurea ed il modesto reticolo di drenaggio dei rilievi collinari che bordano a Ovest la piana di Guidonia - Acque Albule.

Per lo sfruttamento delle potenzialità energetiche del Fiume Aniene, sin dall'epoca romana sono state realizzate lungo tutta l'asta opere idrauliche e canali di derivazione (Grappelli *et alii*, 2003); nel tratto in esame si rammentano, da monte verso valle:

- La Centrale Idroelettrica di Castel Madama, il cui bacino di carico (capacità 100.000 m^3) è alimentato dalle acque della diga di San Cosimato;
- lo sbarramento Fiumerotto presso Castel Madama (Figura 57);
- lo sbarramento che crea il lago artificiale di Tivoli (Lago di San Giovanni);
- il Traforo Gregoriano, coppia di cunicoli realizzati tra il 1832 e il 1836, sotto il pontificato di Gregorio XVI, per deviare il naturale corso dell'Aniene dall'abitato di Tivoli inondato dalla rovinosa piena del novembre 1826;



Fig. 58 – Il lago artificiale e le cascate di Tivoli durante la piena del Fiume Aniene del Maggio 2008 (*ripresa aerea da elicottero dei Vigili del Fuoco*).

le gallerie sboccano all'interno di Villa Gregoriana a formare la grande cascata artificiale (Figura 58);

- la prima centrale di Tivoli, costruita nel 1884 e inaugurata nel 1886 nei pressi dell'attuale centrale di Vesta (si tratta del primo impianto idroelettrico realizzato in Italia, che garantiva l'illuminazione della cittadina di Tivoli), successivamente ricostruita negli anni '20 del XX secolo;
- la seconda centrale di Tivoli, ancora esistente, posta a mezza costa in sponda sinistra presso il Tempio di Ercole (noto come Villa Mecenate), entrata in servizio nel 1892;
- il Canale Canevari, condotta di adduzione progettata alla fine del XIX secolo dall'ingegnere romano Raffaele Canevari per convogliare tutte le acque dei canali deviati lungo il costone settentrionale, dalle cosiddette cascatelle di Mecenate, nella costruenda centrale idroelettrica;
- la centrale di Acquoria Vecchia, che entrò in funzione (1899-1902) sostituendo la seconda di Tivoli;
- la nuova centrale di Acquoria, posta a valle delle cascate in prossimità dell'omonima sorgente, ancora oggi gestita dall'ENEL; l'impianto utilizzava un tempo le acque di scarico della centrale di Vesta convogliate nel canale Canevari e raccolte in un bacino pensile realizzato nel sito della Villa di Mecenate (il bacino è stato dismesso nel 1993 dall'ENEL per consentire il recupero dei complessi archeologici).

Nel vigente Piano Stralcio di Assetto Idrogeologico dell'Autorità di Bacino competente[1] sono perimetrate, lungo tutto il tratto in esame dell'asta idrografica principale, fasce fluviali definite come di seguito:

- *Fascia A*: nella Fascia definita A il P.A.I. persegue l'obiettivo di garantire generali condizioni di sicurezza idraulica, assicurando il libero deflusso della piena di riferimento e il mantenimento e/o il recupero delle condizioni di equilibrio dinamico dell'alveo e favorendo l'evoluzione naturale del fiume[2];
- *Fascia B:* Nella fascia B il P.A.I. persegue l'obiettivo di mantenere e migliorare le condizioni di invaso della piena di riferimento, unitamente alla conservazione e al miglioramento delle caratteristiche naturali e ambientali[3]. All'interno del Foglio il corso del Fiume è bordato in maniera continua dalla Fascia A, con alcune limitate zone classificate in Fascia B e fascia C. In funzione del grado di urbanizzazione del territorio si determinano inoltre situazioni locali di rischio idraulico elevato, definite nel citato Piano come *Zone a rischio R3* e *R4*, corrispondenti ad aree sede di insediamenti civili e produttivi per le quali sussistono possibili interferenze con i processi di dinamica fluviale ed in cui è necessaria un'azione volta a realizzare opere di difesa idraulica[4]. È questo il caso delle zone individuate lungo l'Aniene nell'elaborato "Fasce fluviali e zone di rischio", e sintetizzate, da monte verso valle, nella tabella seguente:

1 Autorità di Bacino del Fiume Tevere (2006) - Piano Stralcio di Assetto Idrogeologico (Piano adottato con modifiche ed integrazioni dal Comitato Istituzionale con delibera n. 14 del 05/04/2006, approvato dal Presidente del Consiglio dei Ministri con Decreto del 10/11/2006 e pubblicato sulla G.U.R.I. n° 33 del 9/2/2007). Il Comitato Istituzionale ha successivamente adottato con deliberazione n.125 del 18/07/2012 il primo aggiornamento del Piano di bacino del fiume Tevere approvato con Decreto del Presidente del Consiglio dei Ministri il 10/04/2013, pubblicato in G.U. il 12/08/2013. Questo primo aggiornamento contiene, in generale, le nuove situazioni del rischio idraulico e geomorfologico successive alla prima stesura del Piano (2006).

2 art. 28, comma 1 Norme tecniche d'attuazione.

3 art. 29, comma 1 Norme tecniche d'attuazione.

4 L'Autorità di bacino ha dettagliatamente disciplinato (art. 28, 29, 30, 31, 32 Norme tecniche di attuazione del primo aggiornamento del Piano di bacino del fiume Tevere adottato con deliberazione n.125 del 18/07/2012 approvato con Decreto del Presidente del Consiglio dei Ministri il 10/04/2013, pubblicato in G.U. il 12/08/2013) le attività di trasformazione del territorio consentite sia per le fasce A, B e C che per le zone R3 e R4 .

Fasce fluviali e zone di rischio - tavola 48			
Localita'	*territorio comunale*	*Tipologia zona*	*Note*
Centrale idroelettrica	Castel Madama	R4	In sinistra idrografica dell'Aniene
Presso il Km 34+250 circa della SR5 Tiburtina Valeria	Castel Madama e Tivoli	R4	In sinistra idrografica dell'Aniene, a SE di Colle Falco
Località Arci,	Tivoli	R4	Presso la SP Empolitana, in sinistra e destra idrografica dell'Aniene, tra il Ponte degli Arci e il cimitero di Tivoli
Area urbanizzata alla base del versante SO di Colle Vescovo	Tivoli	R4	In destra idrografica dell'Aniene, alla periferia orientale dell'abitato di Tivoli
Bacino artificiale di Tivoli	Tivoli	R4	In corrispondenza dello sbarramento del Fiume
Centrale idroelettrica Acquoria	Tivoli	R4	Nel tratto a valle delle cascate, in sinistra idrografica dell'Aniene
Fasce fluviali e zone di rischio - tavola 49			
Ponte Lucano- Villa Adriana	Tivoli	R4 e R3	All'interno di una vasta area, perimetrata nelle fasce A e B, in destra e sinistra idrografica dell'Aniene sono presenti insediamenti abitativi e produttivi, situati a ridosso dello snodo stradale tra la SR 5 Tiburtina Valeria e la SP Maremmana inferiore, che sono periodicamente soggetti agli effetti dell'esondazione del corso d'acqua in occasione degli eventi di piena.
Ponte dell'Autostrada A1	Tivoli	R3	All'interno di un'area perimetrata nelle fasce A e B
Immissione del Canale dell'Acqua Sulfurea	Tivoli	R4 e R3	In destra e sinistra idrografica dell'Aniene, all'interno di un'area perimetrata nelle fasce A e B
Albuccione	Tivoli	R4 e R3	In destra idrografica dell'Aniene sono presenti insediamenti abitativi, cresciuti spontaneamente e sviluppatisi negli anni al di fuori di ogni criterio di pianificazione urbanistica, che sono periodicamente soggetti agli effetti dell'esondazione del corso d'acqua in occasione degli eventi di piena, come verificatosi anche di recente, nel Maggio 2008

Casale della Lunghezza	Roma	R4	In sinistra idrografica dell'Aniene
Lunghezza	Roma	R4 e R3	A Nord di Cava di selce, in sinistra idrografica dell'Aniene, all'interno di un'area perimetrata nelle fasce A e B
Castello di Lunghezza	Roma	R4	Due distinte zone in sinistra idrografica dell'Aniene
Lunghezza	Roma	R4	A Sud della stazione ferroviaria, in sinistra idrografica dell'Aniene

Inoltre, con l'aggiornamento del Piano di Bacino del fiume Tevere pubblicato in G.U. il 12/08/2013 sono state inserite nella tavola 49 delle fasce fluviali e zone a rischio, alcune aree soggette ad allagabilità del reticolo secondario in zone limitrofe alle località di Colle Tasso, Colle Fiorito, casello autostradale di Tivoli e Villaggio Adriano.

Negli ultimi anni si segnalano alcuni eventi di piena, tra cui quello del 21 Maggio 2008 legato ad un breve periodo di intense precipitazioni, che oltre a diffusi dissesti sui versanti, ha causato nell'area di studio l'esondazione del Fiume Aniene (Ponte Lucano, Albuccione) e degli affluenti del suo medio corso (Fosso San Vittorino; Fosso della Foce; ecc.).

Anche lungo il reticolo idrografico secondario, minore e marginale possono localmente individuarsi aree sensibili, laddove le modificazioni antropiche costituiscono elementi di disturbo del naturale regime delle acque. All'interno dell'area del Foglio risultano censite nel P.A.I. due zone a rischio idraulico R4 del reticolo secondario:

- la località Acqua Santa lungo il Fosso Empiglione, nel territorio comunale di Castel Madama;
- la località Valle Risacco, presso la Strada Provinciale Prenestina- Poli nel comune di Poli, lungo il Fosso Risacco, ricadente nel bacino del Fosso di Val Freghizia.

Il settore sudorientale del Foglio ricade invece nel bacino del Fiume Sacco; lo spartiacque con il bacino del Tevere si sviluppa in questo tratto con andamento circa SO-NE, nell'ampia sella che raccorda Colli Albani e Monti Prenestini, dal Km 35 circa della SS Casilina sino a Palestrina; da qui il limite di bacino prosegue attraversando la dorsale prenestina da Castel S. Pietro Romano a Monte Coste Gallo. Da qui lo spartiacque assume un andamento circa E-O, da Colle San Paolo, passando per i limiti dell'abitato di San Vito Romano, fino a Vado Canale, a delimitare la testata della valle del Fiume Sacco. Il Piano Stralcio di Assetto Idrogeologico[5] (PSAI) dell'Autorità di Bacino dei fiumi Liri-Garigliano e

5 Tale piano "*ha valore di piano territoriale di settore ed é lo strumento conoscitivo, normativo, tecnico-operativo, mediante il quale sono pianificate e programmate le azioni e le norme d'uso del territorio relative all'assetto idraulico del bacino idrografico*" (Art. 1)

Volturno, basato su studi completati nel 2001, è stato adottato nel 2006 (Autorità di Bacino dei fiumi Liri-Garigliano e Volturno, 2006). Per quanto riguarda gli aspetti geomorfologici, il PSAI consta di due macrosezioni relative al rischio idraulico (PSAI-Ri) ed al rischio frana (PSAI-Rf).

4. - FENOMENI DI SPROFONDAMENTO CATASTROFICO E SUBSIDENZA

Nelle aree peritirreniche dell'Italia centrale, dalla Toscana alla Campania, si annoverano molti eventi conclamati di sprofondamento catastrofico (*sinkhole*), sia storici che recenti, ubicati in corrispondenza di conche intermontane, fasce pedemontane, pianure alluvionali o costiere, site a ridosso di dorsali carbonatiche (AA.VV., 2002a; AA.VV., 2004; AA.VV. 2010). In particolare lungo il versante tirrenico dell'Appennino Laziale, genesi e localizzazione dei *sinkholes* risultano condizionate da una peculiare concomitanza di fattori geologici ed idrogeologici (Faccenna *et alii*, 1993; Capelli *et alii*, 2000; Salvati *et alii*, 2001; Argentieri *et alii*, 2002; Argentieri *et alii*, 2003). Poiché le aree maggiormente soggette a tale tipo di pericolosità naturale spesso coincidono con i settori di territorio maggiormente antropizzati, ne consegue la sussistenza di condizioni di rischio ambientale elevato. A tal fine sono stati intrapresi, già da diversi anni, studi specialistici finalizzati alla catalogazione dei fenomeni ed alla conseguente zonazione della pericolosità da *sinkhole* nel territorio della Regione Lazio (Nolasco, 1995; Colombi *et alii*, 2001; AA.VV., 2002b; Di Filippo *et alii*, 2004a; Di Filippo *et alii*, 2004b; Salvati *et alii*, 2004; Nisio, 2008), sulla cui base si è giunti all'emanazione di una serie di atti normativi a carattere tecnico inerenti l'esecuzione di indagini geologiche, geognostiche e geofisiche nelle aree a rischio (Colombi & Nolasco, 2004). Come ampiamente dibattuto nella letteratura scientifica (si veda in particolare la proposta di classificazione per l'area italiana proposta da Nisio & Salvati, 2004), sussiste la necessità di distinguere tra sprofondamenti di origine antropica, doline carsiche e fenomeni di *sinkhole* in senso stretto.

La distribuzione dei fenomeni di *sinkhole s.s.* nel territorio laziale è sintetizzabile come di seguito (per approfondimenti sui singoli sprofondamenti si rimanda a Nisio, 2008, *cum bibl.*):

a. La conca intermontana di San Vittorino (Piana di Cotilia), solcata dal Fiume Velino, nei Monti Reatini;
b. La Campagna Romana, al cui interno si individuano, lungo una fascia allungata in direzione circa NO-SE tra i Complessi vulcanici sabatino ed albano ed i rilievi carbonatici della Sabina meridionale, i seguenti sub-settori:

- Valle del Tevere (Fosso San Martino, a Sud della struttura carbonatica del Monte Soratte);

- Sabina meridionale (Monti Cornicolani; Marcellina; Il Laghetto)
- Media Valle dell'Aniene (bacino delle Acque Albule);
- area periferica settentrionale dei Colli Albani (Gallicano nel Lazio-Passerano);
    a. il margine settentrionale dei Monti Lepini (Artena; Giulianello; Montelanico);
    b. La Pianura Pontina;
    c. La Valle del Liri-Garigliano;
    d. L'Area di Posta Fibreno (al margine delle propaggini sudoccidentali dei rilievi carbonatici marsicani).

4.1. - Sinkhole*s*

Dal punto di vista della distribuzione dei *sinkhole*s nel Foglio 375 "Tivoli" il settore interessato corrisponde alla parte della Campagna Romana, compresa tra la fascia pedemontana della dorsale sabina meridionale e l'area perivulcanica albana nordorientale. Le aree con fenomeni di sprofondamento censiti sono descritte di seguito.

4.1.1. - *Media Valle dell'Aniene* (*bacino delle Acque Albule*)

Nella pianura di Guidonia - Bagni di Tivoli sono da tempo note diverse forme epigee (Maxia, 1950); si tratta di depressioni del tipo *cave collapse sinkhole* o *cover collapse sinkhole,* sviluppate all'interno del bacino quaternario delle Acque Albule laddove i travertini sono affioranti o subaffioranti. Le forme principali, situate a Nord di Bagni di Tivoli, sono il Lago della Regina (diametro massimo 150 m; profondità massima 36 m) e il Lago delle Colonnelle (diametro 50 m; profondità massima 60 m) menzionati nel paragrafo 1. Le depressioni, annegate e tra loro collegate da uno stretto canale artificiale, corrispondono all'emergenza di acque sulfureo- carboniche (contenuto salino misto, di tipo bicarbonato e solfato alcalino), sfruttate per scopi termali già dal III secolo a.C.; le sorgenti ipotermali (22°-24° C) sviluppano, come già descritto, una portata cumulata di oltre 2 m^3/s (Nisio, 2008) e sono inoltre sede di manifestazioni gassose (H_2S, CO_2 e N). Poco a Nord del Lago delle Colonnelle si individua il Lago di San Giovanni (diametro 57 m; profondità massima 17 m), la cui formazione risalirebbe ad epoca storica, probabilmente tra il medioevo e il 1698 (Nisio, 2008; Nisio & Ventura 2010); si tratta di una voragine da crollo, sviluppata con morfologia ad anfora all'interno dei banchi travertinosi, che ospita uno specchio d'acqua alimentato da una sorgente di acqua dolce idrotermale.

Tra le forme relitte o ormai completamente bonificate dagli interventi della fine del XIX secolo, recentemente passate in rassegna da Pirro (2010) si menzionano:

- Il Bollente, all'interno dell'abitato di Villalba di Guidonia, ancora riconoscibile fino agli anni '70 del XX secolo, sprofondamento annegato con presenza di emissioni gassose;
- il Lago dell'Inferno, ubicato in prossimità della S.R. 5 Tiburtina Valeria circa 2 Km ad Ovest dell'abitato di Bagni di Tivoli, anch'esso interessato da interventi di bonifica; all'interno della depressione si trovavano pozze di acqua sulfurea con emissione di gas, prevalentemente H_2S e CO_2;
- il Lago dei Tartari, sito al margine sudorientale del bacino presso la località Bivio di Guidonia, è ormai completamente obliterato a seguito degli interventi di drenaggio realizzati nella seconda metà del secolo XIX, e risulta oggi inglobato in una zona urbanizzata; il bacino, ancora riconoscibile nelle cartografie dell'inizio del XX secolo, ha più volte subito in epoca storica variazioni di estensione e profondità.

4.1.2. - *Il Laghetto*

Una forma isolata di origine incerta è presente in località "Il Laghetto" (territorio comunale di Guidonia Montecelio) presso la S.P. Palombarese e consiste in una depressione di forma subcircolare (diametro circa 400 metri e dislivello di circa 30 metri tra il bordo superiore e il fondo), ormai interamente inglobata all'interno della zona urbana "Marco Simone". La depressione, che si colloca nelle morfologie collinari sviluppate nelle unità sedimentarie plio-quaternarie e nelle vulcaniti pleistoceniche della Campagna Romana, è stata oggetto di studi geologici, geomorfologici, geognostici, storici e geofisici (Argentieri *et alii*, 2004) che hanno consentito la formulazione di alcune considerazioni preliminari sulla sua genesi.

4.1.3. - *L'area di Gallicano*

Tra l'area periferica settentrionale dei Colli Albani ed il margine occidentale dei Monti Prenestini si sviluppano rilievi tabulari, digradanti verso NO, costituiti da una spessa coltre di piroclastiti albane sovrapposte al substrato calcareo; il *plateau* è profondamente inciso da un reticolo idrografico caratterizzato da aste ad andamento circa SE-NO che convergono verso il medio corso del Fiume Aniene.

In tale settore sono da tempo conosciute alcune depressioni di origine incerta, tra cui si citano in primo luogo i due sprofondi ubicati tra Passerano e Gallicano nel Lazio, già censiti nelle cartografie del 1824 (Almagià, 1906). Si tratta di due forme chiuse, denominate "Sprofondo grande" (diametro circa 130 m) e "Sprofondo piccolo" (diametro circa 65 m), ubicate in prossimità della Strada Provinciale Maremmana Inferiore e distanti tra loro circa 300 m; entrambe le depressioni, seppur significativamente obliterate dalle trasformazioni antropiche del territorio, sono ancora visibili (Nisio, 2008). Completamente obliterata è invece una terza voragine, del diametro di 40 m circa, che si formò improvvisamente la notte del

10 agosto 1824 in vicinanza del fontanile di Passerano, in località La Bagnatora (Almagià, 1906). Dato il notevole spessore della coltre piroclastica che ricopre il substrato carbonatico e la presenza di sorgenti mineralizzate, Nisio (2008) esclude l'origine carsica delle forme citate ed ipotizza un meccanismo genetico mediante erosione dal basso (*deep piping sinkhole*).

Nell'area di Gallicano del Lazio sono inoltre censite altre forme minori, di origine incerta, sensibilmente rimodellate dall'attività antropica: il Laghetto di Mondo, ancora oggi visibile presso la località Pallavicina, a SO della Strada Provinciale Prenestina, già censito nelle cartografie del 1884 (Almagià, 1906); i laghetti di Monte Falcone; due depressioni presso le località Tagliente e Masseria della Fiola (Nisio, 2008).

4.2. - Subsidenza e deformazioni del suolo

In tutto il bacino delle Acque Albule sussiste un rilevante problema di subsidenza e di deformazioni del suolo connesso al peculiare contesto geologico ed idrogeologico. Negli ultimi anni sono stati particolarmente intensificati gli studi sui processi di subsidenza attivi in questo settore (Salvi *et alii*, 2004; Nolasco, 2005; Ceri, 2006), soprattutto in ragione delle notevoli implicazioni con le attività antropiche in una delle aree più densamente abitate dell'*hinterland* romano e sede di importanti attività produttive (distretto termale, siti estrattivi, impianti industriali). In particolare Salvi *et alii*, (2004) hanno effettuato, mediante tecniche di monitoraggio satellitare, indagini volte a ricostruire i processi di deformazione superficiale osservati nella piana di Guidonia; dall'analisi tramite la tecnica dei "*Permanent Scatterers"* di immagini SAR del periodo 1992-2000 gli Autori hanno individuato numerose aree con forte subsidenza, con tassi dell'ordine di diversi mm/anno, ipotizzandone in alcuni casi la correlazione con la presenza di *sinkhole*.

I fenomeni di subsidenza si sono manifestati con la massima criticità nelle località Villalba (territorio comunale di Guidonia Montecelio) e Bagni di Tivoli (Comune di Tivoli), dove sono molte le abitazioni lesionate, di cui è stato disposta l'evacuazione e la conseguente sistemazione in alloggi alternativi di circa 100 nuclei familiari, in attesa dei lavori di consolidamento. Specifiche disposizioni di protezione civile[6] sono state infatti emanate per lo stato di emergenza in atto connesso ai fenomeni di subsidenza. Particolarmente critica è la situazione dei fabbricati di Via Cesare Augusto, situati nell'area tra il Canale delle Acque Sulfuree e la linea ferroviaria Roma-Pescara, in cui già Maxia nel suo lavoro del 1950 (antecedente l'intensa edificazione) evidenziava la presenza di una serie di depressioni allineate in senso meridiano, successivamente colmate per cause

6 Con ordinanza n. 3550 del 9/11/2006 del Presidente del Consiglio dei Ministri, è stato riconosciuto lo stato di emergenza in relazione ai fenomeni di subsidenza in atto nel territorio dei comuni di Guidonia e Tivoli.

naturali e/o antropiche. Specifici studi sono stati commissionati dalla Regione Lazio (Nolasco, 2005; Ceri, 2006) volti alla caratterizzazione dei fenomeni, alla perimetrazione delle aree a rischio ed alla ricostruzione delle cause, analizzando in particolare i possibili rapporti tra gli abbassamenti della superficie piezometrica (indotti dai forti emungimenti operati dalle cave di travertino in esercizio) e le rilevanti deformazioni del suolo osservate in tutta l'area.

Anche nell'area del Lago dei Tartari i fenomeni di subsidenza e deformazione del suolo si sono recentemente manifestati con particolare intensità (tassi di subsidenza stimati fino a circa 15 mm/anno; Salvi *et alii*, 2004), interessando alcune costruzioni, soprattutto laddove le opere di fondazione dell'edificato erano impostate in terreni dalle caratteristiche meccaniche scadenti. Rilievi microgravimetrici di dettaglio e tomografie sismiche (Di Nezza *et alii*, 2010) hanno consentito di ricostruire le geometrie dei volumi di sottosuolo costituiti da terreni a bassa o bassissima densità, di colmamento dell'originaria depressione oggi obliterata, la cui presenza era peraltro già stata accertata da indagini geognostiche (Provincia di Roma, 2003, dati inediti) condotte in corrispondenza di un edificio scolastico interessato da rilevanti deformazioni.

Altre aree del Bacino delle Acque Albule interessate da fenomeni di subsidenza con tendenza all'impaludamento sono Le Fosse, Pantano, Pantane, Pantanelle, Alboreto, Le Pezze, Casavolpone (Pirro, 2010).

4.2.1. - *Località Pantano*

Tra le zone sopra citate, particolare importanza la riveste la località Pantano, nel territorio comunale di Guidonia Montecelio, nei pressi della quale si è verificato in tempi recenti un fenomeno di subsidenza all'interno di un terreno agricolo pianeggiante; il fondo, di proprietà privata, confina a N con la Strada Provinciale 27/b e l'aeroporto militare di Guidonia, a S e SE con le aree interessate da attività estrattive (Le Fosse) e a O con il canale dell'Acqua Acetosa. Il fenomeno ha dato luogo nel 2013 alla formazione di due voragini sul margine orientale della depressione morfologica e ha mostrato da allora una significativa accelerazione (Figura 59).

Il sito è di particolare interesse scientifico in quanto, per la prima volta in un'area del bacino delle Acque Albule non antropicamente modificata, è possibile osservare e monitorare l'evoluzione di un processo di sprofondamento in atto, a partire dalle fasi embrionali. Per tali ragioni sono state realizzate, in collaborazione tra Enti preposti alla gestione del territorio e istituzioni di ricerca (Provincia di Roma, oggi Città Metropolitana di Roma Capitale; Istituo Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; "Sapienza" Università di Roma; Regione Lazio; Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria del CNR), indagini geofisiche, geognostiche e geochimiche al fine di comprendere la genesi e l'evoluzione del fenomeno, indiziato di progredire con formazione di un *sinkhole* (Argentieri *et*



Fig. 59 – Panoramica da sud dell'area subsidente, sullo sfondo i M. Cornicolani e i M. Lucretili.

alii, 2015; 2016). L'analisi temporale e spaziale della cartografia storica non ha fornito informazioni certe riguardo la possibile causa di questa subsidenza, i cui primi indizi si osservano nelle foto aeree del 2000 e risultano più evidenti in quelle del 2002-2003. Nell'ottobre 2013, attraverso un primo rilievo GPS, è stata rilevata un'area ribassata a geometria ellittica con asse maggiore di 220 m (orientato NNE-SSO) e asse minore di 110 m. Lateralmente sono state individuate due depressioni minori di forma circolare e diametro approssimativo di 80 m. I risultati degli studi, ancora in corso al momento della stesura del presente testo, hanno fino ad ora consentito una caratterizzazione geologica e strutturale dell'area subsidente, ed hanno evidenziato la presenza di potenti depositi di travertino ai margini della depressione e la sua assenza all'interno, dove invece un sondaggio geognostico realizzato nel 2014 dalla Provincia di Roma ha permesso di ricostruire, fino alla profondità di almeno 60 m dal piano campagna, una successione pressochè continua di argille limose con sottilissime intercalazioni travertinose (Figura 60), accertando la presenza di una morfologia pregressa, colmata da depositi continentali recenti, su cui si sono impostati i recenti fenomeni di subsidenza.

4.3. - Crolli di cavità ipogee di origine antropica

La presenza di reti caveali molto articolate, create da interventi antropici invasivi effettuati sia in epoche storiche che in tempi recenti, rappresenta un aspetto peculiare di diversi centri abitati dei Colli Albani. Le cavità sotterranee osservate sono riconducibili a catacombe, cunicoli drenanti, gallerie connesse alle attività estrattive o cantine. Nell'area del Foglio 375 "Tivoli" il fenomeno è assai sviluppato nei coni di scorie distribuiti lungo la cinta esterna dell'edificio



Fig. 60 – I depositi argilloso-limosi con veli travertinosi, che colmano la depressione di località Pantano (*sondaggio Provincia di Roma, 2014*).

Tuscolano-Artemisio, ed in particolare in quegli apparati su cui sono sviluppati i centri storici di diversi comuni dei Castelli Romani (Frascati, Montecompatri, Monteporzio Catone, Colonna, ecc.), i cui depositi furono intensamente coltivati in sotterraneo sin dall'epoca romana.

In tali contesti urbani l'individuazione di aree interessate da cavità ipogee risulta di notevole importanza ai fini della prevenzione dei fenomeni di dissesto indotti dal collasso delle medesime e della conservazione del patrimonio edilizio e dei beni culturali. Rappresentativa è la situazione del centro storico di Montecompatri, caratterizzato dalla presenza di un articolato reticolo di cunicoli, distribuito su almeno cinque diversi livelli sovrapposti (Figura 61). Diversi tratti della rete caveale sono stati nel tempo interessati da crolli che, propagandosi in superficie, hanno interessato le opere sovrastanti: l'evento più significativo risale al 15 marzo 1983, quando nella notte si aprì una voragine di circa 50 m in Piazza Manfredo Fanti, provocando il crollo di 3 palazzine, da cui le 16 famiglie residenti erano state fortunatamente fatte sgomberare la settimana prima a seguito dell'apertura di una piccola voragine (Catenacci, 1992; Lanzini, 1999). A seguito dei dissesti furono realizzate specifiche campagne di rilevamenti topografici, indagini geognostiche e geofisiche finalizzate all'individuazione, alla ricostruzione geometrica ed alla verifica delle condizioni statiche delle cavità sotterranee (Castenetto *et alii*, 1990, Ventriglia, 1990; Argentieri *et alii*, 2000).

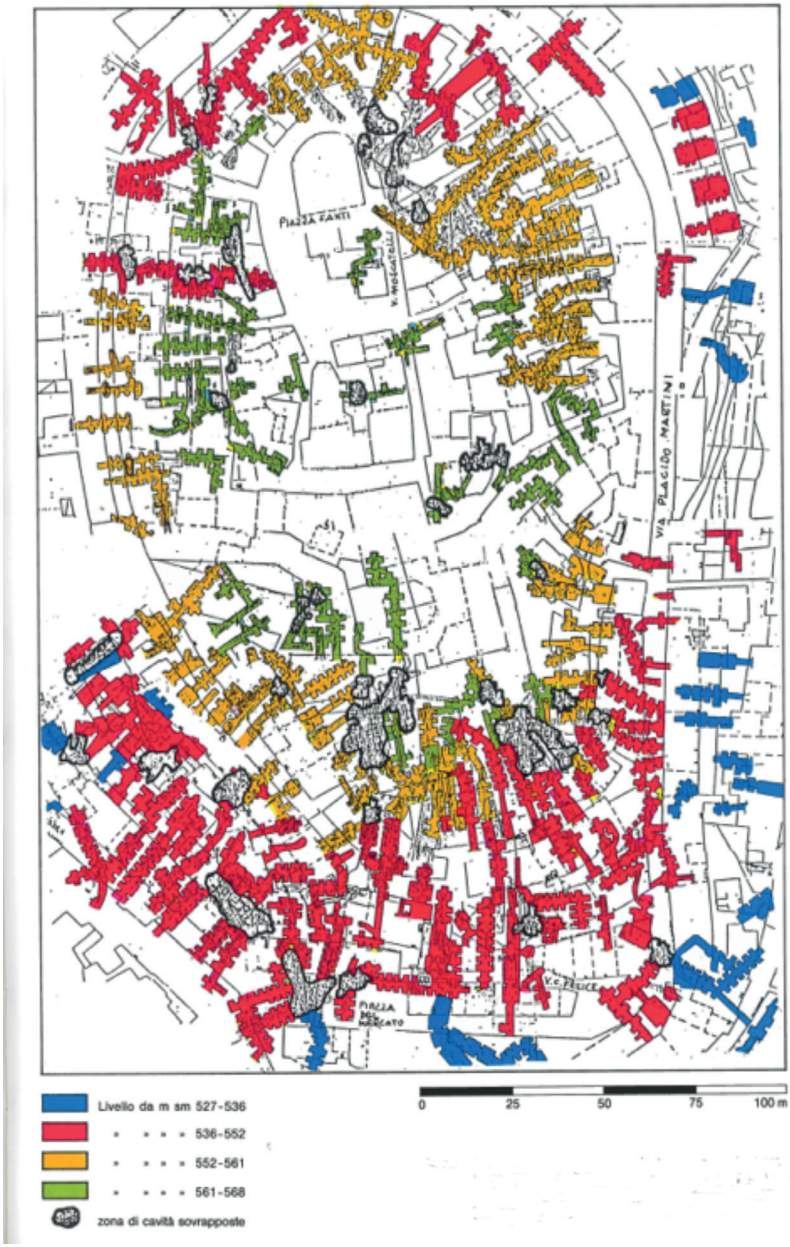


Fig. 61 - Mappatura schematica della distribuzione delle cavità sotterranee nel centro storico di Montecompatri (*da* Ventriglia, *1990*).

5. - RISORSE AMBIENTALI E GEOLOGIA ANTROPICA

5.1. - Carsismo ipogeo ed epigeo

L'area del Foglio 375 "Tivoli" comprende numerose cavità carsiche, dettagliatamente censite nella esaustiva monografia sulle grotte del Lazio redatta da Mecchia *et alii* (2003), alcune delle quali sono state individuate come geositi di reperimento (si veda oltre al par. 5.2). Le più importanti forme carsiche censite nell'area del Foglio sono distribuite come specificato di seguito (si rimanda all'opera citata per ulteriori approfondimenti).

Monti Prenestini: la sommità della dorsale, costituita da un altipiano sviluppato intorno a ai 1000 m di quota, è diffusamente interessata da morfologie superficiali (piano carsico di Le Prata, presso Guadagnolo; il Pozzo di Fossa Ampilla e piano carsico di Canepine, presso Rocca di Cave; doline di Fosso Leprara e La Piscina nel settore meridionale). Tra le ventidue forme ipogee censite si menzionano: il Pozzo 2° della Mentorella, sul versante orientale presso l'omonimo Santuario; il Pozzo della Ventrosa, il Puzzu de Piscianegliu e la Caverna Macchia Nera, nel versante nordoccidentale presso S. Gregorio da Sassola; le risorgenze de L'Ainate e della Mola, alla base del versante orientale (Monti Caprini).

Monti Tiburtini: nella dorsale di Colle Ripoli- Monte S.Angelo in Arcese sono state esplorate sei grotte, tra cui si segnalano la Voragine di Monte Spaccato e il vicino Pozzo omonimo.

Dorsale dell'Ara Salere: nei rilievi che separano le valli dei Fiumi Aniene ed Empiglione è nota la Grotta della Riservola, presso Castel Madama.

Monti Ruffi: Le rocce carsificabili affioranti sono costituite dalle formazioni mioceniche (i Calcari a briozoi e litotamni e il sottostante Membro di Guadagnolo, limitatamente ai livelli calcarei). Il carsismo superficiale si manifesta con microforme di corrosione, vaschette e solchi carsici e con doline sviluppate nelle depressioni chiuse presenti nel settore sommitale della dorsale. Solo sei sono le forme ipogee censite, tutte di ridotte dimensioni ad eccezione del Pozzo di Cerreto.

Si menzionano infine le cavità scavate nei depositi di travertino in facies spugnosa incrostante di ambiente di cascata della valle del Fiume Aniene. Presso Tivoli sono infatti censite circa quindici cavità (grotte ad atrio, stanze e gallerie pianeggianti), tra cui quelle celebri di Villa Gregoriana (Grotta di Nettuno; il pozzo verticale della Grotta delle Sirene, traforo naturale in cui scorre parte delle acque dell'Aniene) e la Grotta Scavizzi. A valle delle cascate, presso Ponte Lucano, sono invece presenti modeste cavità di interesse archeologico, tra cui si menziona la Grotta Polesini (Mecchia *et alii*, 2003).

5.2. - Geositi

Nel Sistema Informativo Territoriale dell'Agenzia Regionale dei Parchi della Regione Lazio sono censiti 676 Geositi di reperimento o emergenze geologiche (Cresta *et alii*, 2005, *cum bibl.*), ai fini della loro classificazione nel Sistema regionale delle Aree Protette e della conseguente tutela e valorizzazione. Nella tabella successiva sono sintetizzate le informazioni (desunte da Cresta *et alii*, 2005) relative ai geositi degli Ambiti geologici del Lazio centro-orientale compresi nel Foglio 375 "Tivoli".

N°	Geosito di reperimento	Localizzazione	Comune	Ambito geologico	Tipologia
1	Cratere di Castiglione	Lat: 4640435,43N Long: 310312,66E	Roma (RM)	Coperture alluvionali detritiche e recenti	Paesaggio geologico
2	Cava di leucitite di Monte Falcone	Lat: 4636234,52N Long: 311883,83E	Montecompatri (RM)	Complesso vulcanico laziale	Geologia generale (sottotipo: mineralogia)
3	Cratere di Prata Porci	Lat: 4635014,60N Long: 308241,97E	Frascati (RM)	Complesso vulcanico laziale	Paesaggio geologico
4	Cratere di Pantano Secco	Lat: 4634206,22N Long: 306677,48E	Frascati (RM)	Complesso vulcanico laziale	Paesaggio geologico
5	Coni di scorie di Colonna e Colle S. Andrea	Lat: 4634026,00N Long: 313390,69E	Colonna (RM)	Complesso vulcanico laziale	Paesaggio geologico
6	Vulcaniti e sorgenti delle Grotte di Stinco	Lat: 4633646,67N Long: 307970,45E	Frascati (RM)	Complesso vulcanico laziale	Idrogeologia
7	Coni di scorie di Monte Porzio Catone e Monte Compatri	Lat: 4632149,92N Long: 311730,41E	Monte Porzio Catone, Montecompatri (RM)	Complesso vulcanico laziale	Paesaggio geologico
9	Coni di scorie della Montagnola e di Monte Salomone	Lat: 4630550,24N Long: 311271,91E	Montecompatri (RM)	Complesso vulcanico laziale	Paesaggio geologico
159	Prodotti esplosivi del Vulcano Laziale a Corcolle	Lat: 4643010,80N Long: 314739,89E	Roma (RM)	Complesso vulcanico laziale	Geologia generale (sottotipo: vulcanologia)
160	Sorgente delle Acque Albule e travertini di Bagni di Tivoli	Lat: 4647106,90N Long: 312315,14E	Tivoli (RM)	Travertini	Idrogeologia
201	Soglia cenomaniana di Rocca di Cave	Lat: 4634976,62N Long: 329761,60E	Rocca di Cave (RM)	Successione di piattaformacarbonatica giurassico- paleogenica	Geologia generale (sottotipo: paleontologia)
202	Soglia turoniano-senoniana di Rocca di Cave	Lat: 4633821,25N Long: 330409,64E	Rocca di Cave (RM)	Successione di piattaforma carbonatica giurassico- paleogenica	Geologia generale (sottotipo: paleontologia)

203	Trasgressione miocenica di Rocca di Cave	Lat: 4635003,39N Long: 328996,46E	Rocca di Cave (RM)	Calcari a Briozoi e Litotamni	Geologia generale (sottotipo: stratigrafia)
204	Calcari a briozoi e litotamni a Guadagnolo	Lat: 4642472,31N Long: 328302,70E	Capranica Prenestina (RM)	Calcari a Briozoi e Litotamni	Geologia generale (sottotipo: stratigrafia)
205	Stiloliti nei calcari a briozoi e litotamni presso Monte Varvada	Lat: 4638168,36N Long: 329949,41E	Capranica Prenestina (RM)	Calcari a Briozoi e Litotamni	Geologia generale (sottotipo: geologia strutturale
362	Sorgente lineare Fiume Aniene	Lat: 4650394,40N Long: 323100,25E	Castel Madama (RM)	Coperture alluvionali detritiche e recenti	Idrogeologia
422	Voragine di Monte Spaccato	Lat: 4645474,00N Long: 318299,00E	Tivoli (RM)	Successione calcarea di transizione e bacino	Grotte e carsismo
430	Pozzo di Cerreto	Lat: 4648414,00N Long: 331144,00E	Cerreto Laziale (RM)	Calcari a Briozoi e Litotamni	Grotte e carsismo
433	Pozzo della Ventrosa	Lat: 4644984,00N Long: 326984,00E	San Gregorio da Sassola (RM)	Successione calcarea di transizione e bacino	Grotte e carsismo
434	Pozzo della Mentorella	Lat: 4643324,00N Long: 328714,00E	Capranica Prenestina (RM)	Successione calcarea di transizione e bacino	Grotte e carsismo
435	Ainate	Lat: 4642364,00N Long: 329824,00E	Pisoniano (RM)	Successione calcarea di transizione e bacino	Grotte e carsismo
436	Pozzo di Fossa Ampilla	Lat: 4635024,00N Long: 330534,00E	Rocca di Cave (RM)	Calcari a Briozoi e Litotamni	Grotte e carsismo
583	Mammalofauna pleistocenica di Grotta Polesini	Lat: 4647243,62N Long: 314117,26E	Tivoli (RM)	Depositi quaternari fluvio-lacustri	Geologia generale (sottotipo: paleontologia)

5.3 - Risorse lito-minerarie e attività estrattive

Nell'area del Foglio 375 "Tivoli" i processi estrattivi rappresentano un'attività produttiva di primaria importanza: la coltivazione dei travertini litoidi ("*lapis tiburtinus*") del Bacino delle Acque Albule vanta oltre duemila anni di storia: materiale da cava già ben noto in epoca romana, a partire dal III secolo a.C., raggiungendo l'apice nel I secolo; successivamente il travertino venne largamente utilizzato durante il Rinascimento, assurgendo poi durante il ventennio fascista a principale materia prima per l'edilizia del regime ("pietra dell'Impero"). L'estrazione del travertino viene intensamente praticata oggi, seppur con maggiori difficoltà tecniche e logistiche (necessità di forti emungimenti delle acque sotterranee per deprimere la falda idrica al di sotto del piano di coltivazione che oggi raggiunge anche i 60 m di profondità; localizzazione delle cave all'interno di aree densamente antropizzate e con forte espansione edilizia). I forti emungimenti operati dalle cave di travertino in esercizio (portata emunta cumulata di circa 2.800 l/s, poi captata e convogliata nel Fiume Aniene) determinano un notevole abbassamento della superficie piezometrica, con depauperamento della risorsa termale (Annunziatellis *et alii*, 2010).

Sono 35 le cave attive nei territori comunali di Tivoli e Guidonia, tra cui si citano quelle delle località Il Barco (la più antica, da cui si stima sia stato estratto un volume di circa 5,5 milioni di metri cubi) e Le Fosse. Attività di primaria importanza per l'economia del territorio, il processo produttivo coinvolge oltre 100 aziende tra cave, segherie, depositi e laboratori; gran parte della produzione (75% del materiale) è destinato all'esportazione, prevalentemente verso gli Stati Uniti d'America e i paesi arabi, a coprire circa l'80% del mercato mondiale (AA.VV. 2007).

5.4. - geologia dei vini

Il Foglio 375 "Tivoli", comprendendo il vasto settore di Campagna Romana corrispondente all'area periferica settentrionale dei Colli Albani, presente una spiccata vocazione vitivinicola; le zone caratterizzate da una morfologia montuosa non sono invece particolarmente significative dal punto di vista enologico (Bollati et *alii*, 2015).

La fascia collinare è ampiamente drappeggiata dai prodotti piroclastici del Vulcano Laziale, sui quali sono diffusamente sviluppati suoli argillificati, anche di spessori rilevanti, con abbondanza di sostanze nutrienti (ed in particolare di potassio scambiabile) e poveri in calcio, sciolti e permeabili, asciutti ma non aridi (Parotto, 2006); il favorevole contesto microclimatico e la buona base pedologica sostengono pertanto l'uso agricolo del suolo contribuendo a determinare un ottimo *terroir*[7]. La coltivazione della vite vanta infatti nell'area albana una

7 Termine francese che indica tutte le caratteristiche (geologiche, climatiche, pedologiche, di esposizione, ecc.) in grado di influenzare lo sviluppo e i risultati finali di un vigneto o di altra coltivazione (Colacicchi & Parotto, 2006)

tradizione secolare documentata da autorevoli fonti storiche ma anche da evidenze paleobotaniche: resti di *Vitis vinifera* sono stati infatti rinvenuti all'interno di sedimenti alluvionali antichi (databili ad oltre 6.000 anni fa) dei corsi d'acqua che drenano il Vulcano Laziale (Parotto, 2006).

Dal punto di vista della geologia dei vini il territorio di studio ricade nella "*Fascia collinare vulcanica*" (Parotto, 2006) ed ospita diverse zone classificate a Denominazione di Origine Controllata (D.O.C.). La produzione enologica locale presenta caratteristiche di pregio ed è sintetizzata nella seguente tabella (basata sui dati di Benvenuti & Scudieri, 2008).

Denominazione	**Zona di produzione**	**Vitigni**	**Caratteristiche**
D.O.C. Zagarolo	Gallicano e in parte Zagarolo	Malvasia di Candia e puntinata 70%; Trebbiano toscano, verde e giallo 30%; si può usare Bellone e Bombino fino al 10%	tipologia: bianco normale e superiore colore: paglierino, più o meno intenso odore: vinoso, delicato e gradevole sapore: secco o amabile, morbido, armonico gradazione alcolica: 11,5% vol (12% vol nel superiore)
D.O.C. Montecompatri-Colonna	Colonna e in parte Montecompatri, Rocca Priora e Zagarolo	Malvasia di Candia e del Lazio 70%; Trebbiano toscano, verde e giallo non meno del 30%; Bellone e Bombino fino al 10%	tipologia: bianco normale e superiore colore: paglierino, più o meno intenso odore: vinoso, delicato e gradevole sapore: secco o amabile, corpo armonico, vellutato gradazione alcolica: minimo 11 % vol; (12% vol nel superiore)
D.O.C. Genazzano (Bianco)	Genazzano	Malvasia bianca di Candia dal 50 al 70%; Trebbiano toscano, Pinot bianco fino al 40%; Bellone e Bombino fino al 10%	tipologia: bianco secco, bianco novello colore: paglierino chiarissimo, dai riflessi verdognoli odore: delicato, più o meno fruttato sapore: fresco, sapido, vivace, armonico gradazione alcolica: minimo 10,5% vol
D.O.C. Genazzano (Rosso)	Genazzano	Sangiovese dal 70 al 90%; Cesanese dal 30 al 10%; comunque limitati al 10% Montepulciano, Barbera, Trebbiano toscano e Bombino bianco	tipologia: rosso secco, rosso novello colore: rubino brillante odore: vinoso, fruttato, fresco, delicato sapore: vivace, talvolta amabile gradazione alcolica: minimo 11% vol
D.O.C. Castelli Romani (Bianco)	Comuni dei Castelli Romani	Vari tipi di Malvasia e Trebbiano max 70%; altri vitigni a bacca bianca max 30%	tipologia: bianco colore giallo paglierino odore: fruttato sapore: fresco, secco o amabile gradazione alcolica: minimo 10,5% vol
D.O.C. Castelli Romani (Rosso)	Comuni dei Castelli Romani	Cesanese, Merlot, Sangiovese, Montepulciano nero buono; altri vitigni a bacca nera max 15%. Il rosato va ottenuto dall'uvaggio tra uve nere e bianche o dalla lavorazione in rosato delle uve a bacca nera dei vitigni autorizzati	tipologia: rosso colore: rubino odore: vinoso, persistente, fruttato nel novello sapore: fresco, secco e rotondo o amabile gradazione alcolica: minimo 11% vol

V - EXTENDED LEGEND

Sheet 375 “Tivoli” includes a succession of lower Jurassic to Lower Pleistocene sedimentary marine sediments, followed by a succession of Lower Pleistocene-Holocene frankly continental, sedimentary, volcanic and vulcanoclastic environments (Tiburtino Supersynthem). The sedimentary deposits outcropping in the area of Sheet 375 “Tivoli” have been aggregated, taking into account their geodynamic meaning respect to the Apennine orogeny, in three major categories: 1) pre-orogenesis deposits, 2) sin-orogenesis deposits and 3) post-orogenesis deposits. Furthermore, the marine pre-orogenesis deposits have been distinguished on the base of their age distribution and paleogeography in three different successions outcropping in the Tiburtini-Lucretili Mts., Prenestini-Ruffi Mts., and Rocca di Cave-Monte Pompeo. In the area of Sheet 375 “Tivoli”, pre-orogenesis deposits outcrop in the north and northeastern part of the sheet, syn-orogenesis deposits are well developed in the eastern sector of the sheet, and post-orogenesis deposits appear, sporadically, in the northern part of the sheet, below the products of the Colli Albani volcano, with the exception of the extensive travertine of Bagni di Tivoli. Volcanic units belong mainly to the Colli Albani volcano, and rarely to the Sabatini Volcano, and outcrop in the south and southwestern portion of the sheet. The activity of the Colli Albani volcano is characterized by the emplacing, during the Lower Pleistocene, of a complex sequence of ignimbritic deposits, lava flows and scoria cones, and subordinate fall deposits and lahars, which in the area

of the sheet 375 “Tivoli” constitute three separate eruptive systems, or lithosomes (Vulcano Laziale lithosome, Tuscolano-Artemisio lithosome and Via dei Laghi lithosome).

UBIQUITOUS UNITS

h - Anthropic deposits. Backfill and basements of human constructions. Up to 30 m thick.

HOLOCENE

h_1 - Quarry backfill. Heterogeneous deposits to backfill quarries. Up to 30 m thick.

HOLOCENE

TIBURTINO SUPERSYNTHEM

The basic surface of of this supersynthem is the unconformity that marks the definitive transition of the area from marine to continental environments due to the regional uplift of the Tyrrhenian margin, local tectonics and climatic factors. Sedimentation is initially only influenced by the the paleo-Aniene river system, continues with the predominant contribution of the Colli Albani vulcanoclastic deposits and, to a lesser extent, of the Sabatini Volcano and ends with the river deposits, marshes and lakes of the drainage systems of Aniene and Sacco rivers.

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. It presently hosts the alluvial deposits of the Tiber, Aniene and Sacco rivers systems.

SFT_b - Alluvial deposits. Silt, sand and clay of the alluvial plains. Up to 60 m thick

HOLOCENE

SFT_a - Slope debris. Poorly sorted breccia deposited at the base of the slopes.

HOLOCENE

SFT_{b2} - Eluvial-colluvial covers. Silt and clay, with rare coarse-grained carbonate clasts, which infill the erosional depressions related to karst systems. Red clays and residual soils.

HOLOCENE

SFT_{f1} - Travertines. Travertines of hydrothermal origin in S. Vittorino and Gallicano areas. Thickness > 10 m.

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

SFT_{e2} - Lacustrine deposits. Silt, sand and clay with volcaniclastic component, which fill the lacustrine basin of sinkhole and of volcanic lakes. Thickness > 10 m, >90m in Castiglione borehole.

UPPER PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE

BAGNI DI TIVOLI TRAVERTINES

The radiometric age ($^{230}Th/^{234}U$) is comprised between 115 ka for the lower portion of the lithoidal travertine and 30 ka for the "Testina" travertine. In some sectors of the area (i.e. Colonnelle lake and Regina lake) the travertine deposition is still active.

TBT_a – Clay-sand lithofacies. Red and ocraceous clay, rich in volcanic elements, sometimes alternating with travertine sands. Lakeshore-lacustrine environment. Thickness 3-15 m.

TBT_b - Vacuolar travertine. Travertine deposits from room-temperature water, porous, poorly cemented to cemented. They are irregularly layered with phytostructures predominantly inclined to the valley or with sub-vertical ("drapery") geometry. Rapids or cascades environment. Thickness 30-40 m.

TBT_c – "Testina" travertine. Travertine deposits from thermal waters, porous and more or less friable, whitish, yellowish or reddish, with horizontal stratification, often indistinct. They rest on top of lithoidal travertine deposits (TBT_d) in the Bagni di Tivoli area. Shallow water environment. Variable thickness, between 5 and 10 m.

TBT_d - Lithoidal travertine. Scarcely porous, lithoidal travertines ivory-brown to brown-black, frequently with lamination more or less distinct. They show layers and benches, separated from erosion surfaces sometimes associated with karstic features. Slightly dipping solpes to restricted pools environment. Thickness in the central part of the basin exceeds 70 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE

COLLI ALBANI VOLCANO

VIA DEI LAGHI LITHOSOME

The Via dei Laghi composite lithosome includes all phreatomagmatic and phreatic products related to the mostly eccentric activity that has characterised the Colli Albani since approximately 200 ka. It is a composite lithosome made by several overlapping maars, located along the western and northern slope of the volcano. The lithosome comprises a series of low aspect ratio edifices (maars), characterised by gentle slopes, 2–10° inclined, abruptly interrupted by the inner walls of the craters. The products of this lithosome lie, indifferently, on top of the products of the three lower lithosomes (Vulcano Laziale, Tuscolano-Artemisio, Faete). The total volume of the products of this litosome is of the order of magnitude of 1 km^3.

PRK - PRATA PORCI UNIT

Alternated ash- and lapilli-sized, massive to parallel- to cross-stratified beds and layers, with impact sags of lava, sedimentary and intrusive xenolith bombs.

In proximal areas the unit is lithified by zeolite minerals. The lower portion of the unit is dominated by massive and chaotic facies, whereas the topmost division is mostly cross-stratified. The unit is related to pyroclastic surges and fall generated by the phreatomagmatic eruption of the monogenetic Prata Porci maar. Maximum thickness 10 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.?

PSK - PANTANO SECCO UNIT

Alternated ash- and lapilli-sized, cross- to parallel-stratified beds and layers with impact sags of lava, sedimentary and intrusive xenolith bombs. In proximal areas the unit is lithified by zeolite minerals. A coarse polygenetic explosion breccia is present at the base. The unit is related to pyroclastic surges and fall deposits generated by the phreatomagmatic eruption of the monogenetic Pantano Secco maar. Maximum thickness 10 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.?

ABL – CAMPI D'ANNIBALE FORMATION

Succession of ash- and accretionary lapilli-rich deposits with fine-breccia beds separated by paleosoils related to the distal deposits of the Via dei Laghi maars. Variable thickness, up to 8 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.?

TUSCOLANO-ARTEMISIO LITHOSOME

The Tuscolano-Artemisio composite lithosome is exposed at the continuous and steep ridge, up to 300 m high, that runs along the caldera rim, along two distinct, almost orthogonal segments: the Tuscolano section runs WNW–ESE, from Mt. Tuscolo to Mt. Castellaccio, where the system sharply changes direction to the SW forming the Artemisio segment. The ridge comprises coalescing scoria cones and lava fissures and resembles a large lava and spatter rampant structure. The stratigraphic and structural setting of the lithosome indicate a progressive outward (and NE-ward) migration of peri-caldera NW-trending fissure-activity, from the inner, and later collapsed, fissure which emplaced the peri-caldera centres of the Madonna degli Angeli succession (<355 ka), to the fissure that emplaced the Tuscolo succession (around 310 ka), to the Pantano Borghese fissure (between ca. 300 and 260 ka). The importance of this structure can be understood considering that after the last collapse of the caldera, following the eruption of the Villa Senni Formation, volcanic activity is dramatically reduced by volume, indicating a significant change in the feeding system.

MADONNA DEGLI ANGELI FORMATION

This formation comprises all tephritic to K-foiditic, dark grey, coherent to

vesicular, aphyric to porphyritic lava and pyroclastic deposits from peri-caldera to extra-caldera fissure systems, emplaced after the last caldera collapse. Maximum thickness 300 m at peri-caldera locations.

FKB$_a$ - Lava lithofacies. Dark grey, microcrystalline to porphyritic with variable content of leucite, often of centimetric dimensions, clinopyroxene and, seldom, olivina crystals, coherent to vesicular. Composition is tephritic to K-foiditic.

FKB$_b$ - Pyroclastic lithofacies. 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.

FKB$_c$ - Scoria. Scoria, from leucite and pyroxene-phyric to aphyric, bedded bombs, lapilli and ashes, poorly sorted to sorted, to welded scoria, with quaquaversal attitude, associated to scoria cones.

FKB$_l$ - Valle di Castiglione member. Alternated ash- and lapilli-sized, cross- to parallel-stratified beds and layers with impact sags of lava, sedimentary and intrusive xenolith bombs. In proximal areas the unit is lithified by zeolite minerals. The unit is related to pyroclastic surges and fall generated by the 250 ka phreatomagmatic eruption of the monogenetic Castiglione maar. Maximum thickness 10 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

Pantano Borghese succession

Along the NW-SE oriented, extracalderic, vulcanotectonic structures, scoria cones and lava flows are associated with pericaldera fractures.

FKB$_{i3a}$ – Lava lithofacies. Gray-dark lava, microcrystalline to porphyritic, vesicular to coherent, with variable content of leucite, often of centimetric dimensions, clinopyroxene and, seldom, olivina. The main lava flow are those of Osa and Saponara. Radiometric Age 277±2 ka. Maximum thickness 80 m.

FKB$_{i3b}$ – Scoriaceous lithofacies. Scoriaceous lapilli beds from leucite and clinopyroxene-phyric to aphyric, welded to loose, intercalated with ash layer, with quaquaversal attitude associated to scoria cones. The main scoria cones are Monte Massimo and Monte Falcone.

Tuscolo succession

A main unconformity visible along the caldera rim and associated with the volcano-tectonic retreat of the structural margin of the Colli Albani caldera defines the base of the Tuscolo member, made of coalescent to clustered scoria cones and lava flows issued from the peri-cladera faults.

FKB$_{i1a}$ - Lava lithofacies. Dark grey, microcrystalline to porphyritic with leucite and clinopyroxene, coherent to vesicular lava units; maximum thickness 20-30 m; local names for individual flows are Monte Porzio Catone, Colonna, Tuscolo. Composition tephritic to K-foiditic. Radiometric age 308±2 ka.

FKB$_{i1b}$ - Scoriaceous lithofacies. Alternated, well sorted to poorly sorted,

lapilli to bomb-size scoria beds generally with quaquaversal attitude associated to scoria and cinder cones. Scoria vary from leucite and clinopyroxene-phyric to aphyric. Maximum thickness more than 300 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

TDT - COLLE DELLO STONIO TRAVERTINE

Travertine deposits of hydrothermal origin, alternating with breccia composed mainly of dark limestones pebbles, sometimes enclosed in a blackish, fetid matrix, highly altered by the circulation of hydrothermal fluids. Thickness about 40 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

THE VULCANO LAZIALE LITHOSOME

The Vulcano Laziale lithosome is characterised by a tabular morphology, more than 1600 km^2 wide, distributed all around the central caldera. It includes all the largest low aspect ratio ignimbrites erupted from the Colli Albani during repeated paroxysmal events between ca. 600 and 355 ka, interbedded with scoria fall deposits, lava flows and volcaniclastic deposits. The succession of ignimbrites forms a gently sloping plateau, 2–5° inclined outward from the central caldera. The base of the lithosome is rarely exposed and is mostly known by bore-hole stratigraphy. The roof surface of the lithosome corresponds with the sloping topographic surface that characterizes the entire ignimbritic plateau of the area.

VILLA SENNI FORMATION (VSN)

The Villa Senni Formation is an ignimbrite succession related to the last large volume eruption from the Vulcano Laziale caldera complex.

VSN_2 - Pozzolanelle. 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 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. Gas-pipes are frequently observed. Composition from tephri-phonolitic to phono-tephritic; “Tufo di Villa Senni” and “Pozzolanelle” Auctt. Tephri-phonolitic to phonotephritic unconsolidated ignimbrite (357±2 ka). Maximum thickness 30 m.

VSN_{2a} - Occhio di Pesce (fisheye) lithofacies (VSN_{2a}). The proximal facies of the Pozzolanelle may show above 30% by volume of loose leucite crystal fragments, up to 2 cm in diametre, dispersed in the matrix. “Tufo a occhio di pesce” Auctt. Maximum thickness 15 m.

VSN_{2b} - Colle Fumone Breccia. Coarse, clast- supported co-ignimbrite breccia, made of >40% of lava, intrusive and thermo-metamorphic xenoliths and spatter scoria. Maximum thickness 15 m.

VSN_1 - Tufo Lionato. Massive and chaotic, ash matrix-supported, zeolite-

lithified, 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. “Tufo Lionato litoide” Auctt. Maximum thickness 40 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

SLV - FONTANA CENTOGOCCE FORMATION

SLV_a - Lava lithofacies. Dark grey lava, from aphyric to microcrystalline with leucite and pyroxene. Tephritic to K-foiditic. Maximum thickness 5 m.

SLV_b - Pyroclastic lithofacies. Tabular deposits of well-sorted scoriaceous lapilli and ash levels interlayered by paleosoils. Scoria are dark brown, aphiric to lc- and px-phyric often altered in ochre colors. Maximum thickness 6 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 diametre). The juvenile 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. A well-sorted, poorly vesicular scoria lapilli fallout bed underlies the main ignimbrite to the south and east. Gas-pipes are locally observed. The chemical composition is tephri-phonolitic; the radiometric age is 407±2 ka. “Pozzolane medie” Auctt. Maximum thickness 20 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

RMN - FOSSO TRE RAMI LAVAS

Dark grey lava, with splinter fracture, from aphyric to lc- and cpx-microcrystalline (1-2 mm). In the upper part 2 m of fall deposits are present. The lavas outcrop in the San Vittorino stream valley. Maximum thickness 5 m.

RMN_a - Pyroclastic lithofacies. Fall deposit, well layered, with scoriaceous lapilli, well sorted, yellow to yellow ochre to black, with leucite and pyroxene, resting on a paleosoil. Thickness up to 2 m.

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 5 m. The provenance is from the Sabatini Volcanic District.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

RED - 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 diametre). The juvenile 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. Gas-pipes are frequently observed at the top of the ignimbrite. The chemical composition is tephri-foiditic; the radiometric age is 457±4 ka. "Pozzolane inferiori"; "Pozzolane di S. Paolo" Auctt. Maximum thickness 80 m in boreholes.

RED_a – Sandy-conglomerate lithofacies. Sandy deposit, poorly cemented, with centimetric scoria and lava lithics, massive to poorly bedded, poorly sorted. It is a lahar deposit outcropping in the carbonate slopes of the Prenestini Mountains, with frequent intercalations of limestone pebbles. Thickness varies between 2 and 6 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

LLL - VALLERANO LAVAS

Dark grey lava, from aphyric to lc- and cpx-microcrystalline. The lavas outcrop in the San Vittorino and Acqua Rosa stream valleys. The chemical composition is leucititic melilitic. Radiometric age 460±4 ka. Maximum thickness 6 m.

LLL_a - Pyroclastic lithofacies. Scoriaceous lapilli, yellow to black, interbedded with paleosoils. Maximum thickness 5 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

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 paleosoils, 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.

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. A well sorted, mm-size, poorly vesicular, dark scoria fallout layer, up to 20 cm thick, is present at the base. "Tufi antichi" and "Tufi pisolitici" Auctt. p.p. Radiometric age 527±2 ka. Maximum thickness 5 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

PTI - PALATINO UNIT

Massive and chaotic, uncosolidated 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. The chemical composition is phono-tephritic. "Tufi Antichi" e "Tufi pisolitici" Auctt. p.p. Radiometric age 533±5 ka. Maximum thickness 5-8 m.

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. The chemical composition is K-foiditic. "Tufi Antichi" e "Tufi Pisolitici" Auctt. p.p.; the radiometric age is 561±1 ka. Maximum thickness 10-15 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

UPL - POLI UNIT

Lithoid ignimbrite, poorly bedded, ash-matrix supported with abundant poligenic lithics which include yellow scoria, limestones (up to few cm size), lava and rare holocrystalline lithics. In the upper part the unit contains accretionary lapilli of centimetric size. Crystals are composed by abundant leucite and minor pyroxene and biotte. Thickness> 4 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

VLC - VALLICELLE FORMATION

Alternation of white pumice and fine to coarse-ash up to lapilli levels, with obvious traces of reworking. Pumice are porphyric with pyroxene crystals. They are organized in decimetric to metric banks, intercalated with poorly laminated white ash layers which contain white pumices and to a lesser extent lava lithics, scoria, and pyroxene crystals. Thickness 2 to 10 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

RNM - COLLE RAMANNA SYNTHEM

Conglomerate, etherometric and polygenic, with variable grade of lithification and sorting, with cross-stratification and matrix rich of pyroxene levels. Outcrop in the Aniene River valley. Fluvial and alluvial fan environment. Thickness about 15 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.?

BVL - VAL LUNGHERINA SYNTHEM

Heterometric breccia (from few cm up to 2 m) with a poorly cemented arenitic-pebbly calcareous or reddish clay matrix. The deposits rest on top of the pre-orogenic limestone substratum and/or alternated with the first volcanic products of the Colli Albani volcano. They outcrop in Lungherina Valley and in the east of Poli. Fan-delta environment. Thickness up to 20 m

LOWER - MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

BMQ - MADONNA DEL QUINTILIOLO SYNTHEM

Well lithified monogenetic heterometric (up to 10 cm), carbonate breccia. The reddish silty-arenitic matrix forms 40% of the deposit. Red calcitic cement. Outcrop in the north of Tivoli. Fan-delta environment. Thickness about 10 m

LOWER PLEISTOCENE?

UMN - MANDELA SYNTHEM

Massive, polygenic, etherometric conglomerates, with arenitic matrix, with sandy-silty intercalations. They consist of carbonate clasts, coming from the Sabina succession, chert and sandstone, sometimes with clinostratification. Outcrop in the Aniene River valley. Fluvial environment. Thickness up to 75 m.

LOWER PLEISTOCENE p.p.

POST-OROGENESIS MARINE UNITS

UTB - TORRE BACCELLI UNIT

UTBa - Conglomerate lithofacies. Polygenic, heterometric, clast-supported, conglomerates, organized in layers ranging from 10 cm to 1 m, with yellowish coarse-sandy matrix. Deltaic environment. Thickness about 50 m.

UTBb - Sandy lithofacies. Alternatives of sandy layers 5 to 30 cm thick, graded and laminated, and sandy-clayey silt, thick from a few to 10 cm, with bioturbations. Infralittoral/ lower shoreface environment. Thickness frange from few meters to few tens meters.

UTBc - Clay lithofacies. Layered gray clay, from consolidated to over-consolidated, alternating to gray to yellow ochre fine micaceous sands. “Argille Azzurre” Auctt. Upper epibathyal to lower circalittoral environment. Thickness greater than 40 m in outcrop.

LOWER PLEISTOCENE p.p.

UPS – PALOMBARA SABINA UNIT

Conglomerates with an arenitic matrix containing sparse siliciclastic components. Pebbles are made of poorly elaborates calcilutites (mudstones e wackestones) with calpionellae (Maiolica Fm.). Pebbles show the presence of

calcite-filled joints. The matrix is composed by a lithoarenite with dispersed bioclasts (including benthonic foraminifera). Oxidation processes are also evident. Coastal cliff environment. They outcrop in the S. Vittorino area, in the Acqua Rossa stream valley; outcropping thickness 5 m.

LOWER PLEISTOCENE p.p.

SYN-OROGENESIS UNITS

During the Tortonian the foreland flexuration related to the progressive migration of the Central Apennine orogenic system provokes a rapid deepening of the depositional environment in the Prenestini and Ruffi Mts. area. This event is recorded by a spectacular drawing unconformity (marked by a glauconite hardground) and by a significant underfeeding of the sedimentary basins with the deposition of condensed sedimentary sequences. The depositional environment evolves rapidly from carbonate ramp (calcari a briozoi e litotamni) to a foreland ramp pelagic basin. These deposits are known in the geological literature as *Orbulina marls* and have been now grouped in the *clay-marly unit* (*UAM*), which show good exposures in the eastern flanks of the Prenestini and Ruffi Mts. anticlines. The deposition of the first siliciclastic deposits marks the regional onset of the Tortonian foredeep basin (*arenaceous-pelitic unit*), which is characterized by turbidite deposits representing the last marine deposition in the area, before the definitive emersion of the Prenestini and Ruffi Mts. due to the eastward migration of the Apennine orogeny.

UAP - ARENACEOUS-PELITIC UNIT

UAP_a - Arenaceous lithofacies. Arenites formed by alternation of litarenite and litarenite-feldspatic, in thick to very thick bedding often in massive and amalgamate beds. The depositional environment is related to distribution apparatus of turbidite systems. Thickness varies up to 150-350 m.

UAP_b - Arenaceous-pelitic lithofacies. Arenites formed by alternation of litarenite and feldspatic- litarenite, in thick to very thick beds, very rich in mica, alternate with minor siltite and pelite beds. In the Genazzano area there are ruditic levels with a total thickness of several meters (*Genazzano breccia* Auctt.). The arenite beds are often fining upward, with plano-parallel lamination, sometimes convolutes. The paleocurrent patterns show that clastic material flowed N to S. The sedimentary environment is related to turbidite systems (submarine plain). The calcareous nannofossils association indicate, for the basal part of this lithofacies, the NN11a biozone. Thickness varies up to 350 m.

UAP_c - Arenaceous-pelitic lithofacies. Pelite, alternate with minor arenite and silty-arenite beds, 1 to 5 cm thick. The sedimentary environment is lobe facies of a deep sea fan in turbidite systems. Variable thickness from 0 to 40 m.

TORTONIAN p.p.

UAM - CLAY-MARLY UNIT

UAM_3 - Orbulina clay member. Marls and calcareous marls, with bioturbation, gray and yellowish in the basal part; In places contain glauconite. In the upper part brown marly-clay, rich in planktonic foraminifera (*Orbulina* spp.). Thickness about 20 m.

UAM_1 - Calcareous marls member. Calcarenite and subordinate calcirudite, litho-bioclastic, with abundant glauconite and phosphate nodules, brown and greenish. The fossil content is represented by bioclastic fragments and planktonic foraminifera (*Orbulina* spp. and globigerinides). The sedimentary environment is pelagic basin (foreland ramp). Thickness variable from <5 cm (Southern Sector) to> 5 m (Northern Sector).

TORTONIAN p.p.

PRE-OROGENESIS UNITS

Pre-orogenic units have been further distinguished on the base of their paleogeographic position in the carbonate platform-to-slope-to-basin system. The main differences concern the stratihgraphic range of the outcropping units and the quantity and vertical distribution of litho and bio-clastic carbonate deposits within the pelagic facies. For these reasons, Pre-orogenic units have been distinguished in three stratigraphically homogeneous areas: a) Lucretili and Tiburtini Mts.; b) Prenestini and Ruffi Mts.; c) Rocca di Cave-Monte Pompeo Area.

LUCRETILI AND TIBURTINI MTS.

The area is characterized by the outcrop of Lower Jurassic - Lower Miocene carbonate units of the slope-to basin Sabina succession.

SPONGOLITIC UNIT

SPT_{1b} - Guadagnolo member, marly lithofacies. They outcrop with the same characteristic of the Prenestini and Ruffi Mts. Thickness 20-50 m.

SPT_{1a} - Guadagnolo member, calcarenitic lithofacies. They outcrop with the same characteristic of the Prenestini and Ruffi Mts. Thickness 200-300 m.

BURDIGALIAN p.p. - LANGHIAN p.p.

CFR - CALCARENITI A MACROFORAMINIFERI

CFR_2 - Calcarenite with Miogypsina and Lepidocyclina. They outcrop with the same characteristic of the Prenestini and Ruffi Mts. Thickness 20-30 m.

CHATTIAN p.p. – AQUITANIAN

CDZ - SCAGLIA CINEREA DETRITICA

Well bedded green and gray marl and clay-marl alternating with bioclastic

calcarenite and calcirudite in thick layers up to 60 cm, and gray and whitish limestones in layers of 10-15 cm, locally with small nodules of chert. The fossiliferous content consists of planktonic foraminifera (large globigerinida) and lepidocyclina, with *Heterostegina* sp., small nummulites, *Amphistegina* sp. and large rotalidea (*Neorotalia* spp.), in calcilutites and bioclastic limestone, respectively.

The sedimentary environment is pelagic basin (proximal slope). Thickness 50-100 m.

PRIABONIAN P.P.-CHATTIAN P.P.

VAS - SCAGLIA VARIEGATA

Well bedded green, red and pink marly limestone and marls, with irregular flames and local gray and ocraceous patches in subtle horizontal levels 4-5 cm thick, with planktonic foraminifera. There are intercalations of whitish calcarenites, with macroforaminifera (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.) and miliolides. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness 10-20 m.

LUTEZIAN P.P. - PRIABONIAN P.P.

SCZ - SCAGLIA DETRITICA

SCZ_{2b} – Calcirudite-calcarenite member, **calcarenite-calcilutite lithofacies.** Bioclastic and lithoclastic calcarenites,with benthic foraminifera, whitish, sometime crystalline, in layers of 15 cm to 2 m, alternating with calcilutites with planktonic foraminifera and subtle intercalations of green calcareous marls. Widespread presence of greyish and locally violet chert. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness 250-300 m.

THANETIAN P.P. - LUTEZIAN P.P.

SAA - SCAGLIA ROSSA

Well bedded white, red, and pink marly limestone and marl with red chert, alternating with litho-bioclastic calcarenite and calcirudite. Contain planktonic foraminifera and radiolaria. Thickness of strata from thin to medium. Whitish and gray calcirudite and calcarenite, often laminated, with metric beds, which form channelized stuctures, alternating with subtle intercalations of greenish marls. The fossiliferous content consists of planktonic foraminifera [*Globotruncana gr. lapparenti* BROTZEN, *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanita conica* (WHITE) and *Rosita contusa* (CUSHMAN)] and *Morozovella* in the lower and upper part, respectively. In the coarse grained sediment are present echinoids and rudists fragments. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness 50-100 m.

TURONIAN P.P. – THANETIAN P.P.

SBI - SCAGLIA BIANCA

Well-bedded white limestones and marly limestones, with grey and black chert, in layers of 5-30 cm, alternating with whitish litho-bioclastic calcarenites and calcirudites in beds of more than 1 meter. The fossiliferous content consists of planktonic foraminifera [*Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Rotalipora reicheli* (MORNOD), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI) e *Helvetoglobotruncana elvetica* (BOLLI)], and in the coarse grained sediments echinoids and rudists fragments. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness 70-100 m.

ALBIAN P.P. - TURONIAN P.P.

FUC - MARNE A FUCOIDI

Well-bedded green, pink and grey marls and clay-marls with black shales in thin layers of 5-6 cm. Contain planktonic foraminifera and radiolaria. Calcareous marls and marly limestones whitish, greenish and light gray, with rare black and brown chert nodules, in beds of 10-20 cm. The fossiliferous content consists of planktonic foraminifera (*Hedbergella-Ticinella* group). The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness 30-50 m.

APTIAN P.P. - ALBIAN P.P.

MAI - MAIOLICA

Well-bedded white, gray, and yellow micritic limestones, with concoidal fracture, with polychrome chert in lists and nodules. Bedding thickness from 10 cm up to 1 m. Contain radiolaria and calpionella. Intercalated to havana calcirudites and calcarenites in layers thick from 30 cm up to 2 m, sometimes with lenticular geometry. The fossiliferous content consists of radiolaria, rare aptychi, tintinnidae. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness 350-400 m.

TITHONIAN P.P. - APTIAN P.P.

CDU - CALCARI DIASPRIGNI

Cherty limestones and polychrome cherts, with minor calcilutites and calcarenites. Bedding from 5 to 30 cm. Chert nodules up to 40 cm in diameter. Towards the top, alternations of whitish calcilutites with abundant chert, in layers of 10-40 cm, and subtly bedded, green, clayey-marls, in horizons thick up to 30 cm. Locally the marls are interlayered with metric beds of calcirudites, with limited lateral continuity. The fossiliferous content consists of radiolaria, aptychi, *Saccocoma* sp. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness 20-50 m.

TITHONIAN P.P. - BATHONIAN P.P.

DPO - CALCARI DETRITICI CON POSIDONIA

Thick-bedded lithoclastic and oolithic calcarenites and calcirudites, light brown,

in thick beds 1-3 m, sometimes with erosive base, containing chert in lists and nodules, thick up to 40 cm. Rare alternations of fine calcarenites and micrites with chert. The fossiliferous content consists of *Protopeneroplis striata* in oolitic horizons, pelagic lamellibranchia shells (*Posidonia* sp.) and radiolaria in the finest portions. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness ranging from 200 to 250 m.

BATHONIAN P.P - BAJOCIAN P.P.

POD - CALCARI E MARNE A POSIDONIA

Well-bedded, light-grey to light-brown micritic limestones and marly limestones, with concoid fracture, with white and grey chert in lists and nodules. Bedding thickness 10-30 cm. Locally, there are subtle intercalation of green marls. In the upper part coarse calcarenites, sometimes oolitic. Contain radiolaria and posidonia. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness 80-100 m.

BAJOCIAN P.P. -TOARCIAN P.P.

RSN - MARNE DI MONTE SERRONE

Well bedded, green, ochre, and grey marls and marly clays, alternating rhythmically with gray marly limestones, in beds of 10-30 cm. Fossiliferous content consists of ammonites, brachiopod and pelagic lamellibranchia (*Posidonia* sp.). Rarely, reddish, nodular, marly limestones. The sedimentary environment is pelagic basin. Thickness varies from 30 to 50 m.

TOARCIAN P.P.

COK - CORNIOLA DETRITICA

Well-bedded, whitish or light brown, micritic limestones, in layers of 10-60 cm, with black or brown chert, alternating with thin levels of green marls and marly clays, with radiolaria and sponge spicules. In the lower portion, large megabreccia of Calcare massiccio Fm., with traces of surficial silicization (COKa). Fossiliferous content consists of a rich faunistic association, including brachiopods, bivalves, gasteropods, ammonites, belemnites, echinoderms, and minor foraminifers and sponges. The sedimentary environment is pelagic basin (slope) close to the margin of pelagic carbonate platform. Thickness 300-400 m.

SINEMURIAN P.P. – TOARCIAN P.P.

MAS - CALCARE MASSICCIO

Poorly bedded, white, pinkish, and light brown micritic limestones, sometimes with crystalline appearence, alternating with calcarenites containing oncolites, pisoids and bird-eyes levels. Decimetric and metric bedding is generally poorly defined. Fossiliferous content consists of calcareous algae, rare gastropods, bivalves, fragments of echinids and crinoids. Carbonate platform sedimentary environment. Thickness 600-700 m.

HETTANGIAN - SINEMURIAN P.P.

PRENESTINI AND RUFFI MTS.

The area is characterized by Upper Cretaceous-Middle Miocene carbonates of the slope-to basin Sabina succession.

CALCARI A BRIOZOI E LITOTAMNI

CBZ_3 - Calcarenites with briozoa. Gray-whitish light-brown and brown fine-grained calcarenites and calcirudites with abundant fragments of briozoa and lithotamnia. At places, in the upper part intercalations of light-brown calcarenites with planktonic foraminifera. Bedding 10 to 80-90 cm. Presence of cross-stratification and cross-lamination. Fossiliferous content consists of frequent benthic foraminifera, including *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Elphidium* sp., textularidae, cibicides, anomalinides, buliminides, nodosarides, rotalides, miliolids, discorbides, and planktonic foraminifera, among which *Globigerinoides* spp., *Globoquadrina* sp., *Globigerina* spp., *Praeorbulina* spp. and *Orbulina* spp. Bentonic foraminifera associations are indicative of a generic Biozone SBZ 26; planktonic foraminifera indicate a biostratigraphic interval comprised between the *Orbulina universa* p.p. biozone and the base *Neogloboquadrina acostaensis* biozone. The sedimentation environment is proximal carbonate ramp. Thickness 100-130 m

LANGHIAN P.P. – SERRAVALLIAN P.P.

CBZ_2 – Calcarenites with red dots. Fine-grained calcarenites and subordinate calcirudites, predominantly bioclastic in parallel beds, 10 to 30 cm thick, with red oxidation points. Rare intercalations of marls, from millimeters to centimeters. In some levels chert nodules, brown and gray. Locally there is a low-angle cross-stratification. The bioclastic fraction is composed of fragments of lithotamnia, briozoa, echinoderma, bivalves, and serpulids, associated with benthic and planktonic foraminifera among which *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Elphidium* sp., *Heterostegina* sp. (sometimes frequent) and a greater amount and diversification of planktonic forms, including *Orbulina* spp. and *Globigerinoides* spp. The sedimentation environment is of intermediate carbonate ramp. Thickness 15-30 m.

LANGHIAN P.P.

SPONGOLITIC UNIT

SPT_{1c} - Guadagnolo member, upper calcarenites lithofacies. Bioclastic calcarenites with fragments of echinoderms, briozoa and benthic foraminifera in decimetric beds grouped in metric banks. The sedimentation environment is of intermediate carbonate ramp. Thickness 0 to 50 meters.

LANGHIAN P.P.

SPT_{1b} - Guadagnolo member, marly lithofacies. Grey and ochre marls and silty marls, with diffuse bioturbations, calcareous marls in 10-20 cm beds, with planktonic foraminifera, radiolaria and sponge spicules, interbedded with light brown calcarenites in 1 m thick beds, reach in reworked benthic foraminifera. Deposited in a distal carbonate ramp environment. The biostratigraphic interval is comprised between the biozona at *Globigerinoides bisphericus* p.p. and the biozona at *Orbulina suturalis* p.p. The sedimentation environment is of intermediate carbonate ramp. Variable thickness from 200 to 500 m**.**

BURDIGALIAN p.p. – LANGHIAN p.p.

SPT_{1a} - Guadagnolo member, calcarenitic lithofacies. Light brown bioclastic calcarenite alternating with grey and ochre marl. Ochre and light brown, fine to medium-grained, calcarenites, in irregular beds, sometimes graded, alternate with gray and ochre marls and calcareous-marls in decimetric beds. In the lower part, bio-lithoclastic limestones with macroforaminifera, and calcareous marls. Locally, metric levels of gray, light brown and dark gray limestones, locally silicizied, in thin strata and decimetric beds with black and brown chert in lenses and nodules.

The bioclastic fraction is represented by abundant fragments of echinoderms, briozoa and bivalves, while the micropaleontological association is made up of *Miogypsina* spp. (including *Miogypsina globulin* (MICHELOTTI)), *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Amphistegina* sp., *Elphidium* sp., rotalides; among planktonic foraminifera, globigerinides are frequent including *Globigerinoides trilobus* (REUSS). Radiolaria and porifera spicule are also frequent. The stratigraphic range includes the biozona at *Miogypsina globulina* (SBZ 25 p.p.) (benthic foraminifera); and the biozona at *Globigerinoides trilobus* to biozona at *Globigerinoides bisphericus* p.p. (planktonic foraminifera). Thickness 20-50 m.

BURDIGALIAN p.p.

CFR - CALCARENITI A MACROFORAMINIFERI

CFR_2 - Calcarenites with Miogypsina and Lepidocyclina.

Ochre, light brown, and grayish, bioclastic, calcarenites and subordinate calcirudites. Often consisting of macroforaminifera accumulation in beds of 20 cm to 60 cm. At places intercalation of ochre calciluties, with planktonic foraminifera, and bioturbated, light brown and yellowish-greenish marls. There are chert nodules gray-whitish and brown. The micropaleontological associations are characterized by the presence of *Nephrolepidina praemarginata – Nephrolepidina morgani, Eulepidina* spp.), associated with *Miogypsinoides* sp. and *Miogypsina* sp. (unispiral shapes). The forms listed above are joined by *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina complanata* (Defrance) and *Neorotalia* spp.; Among the planktonic foraminifera there is the common presence of large size globigerinides. Macrofaunas are represented by abundant fragments of echinodermes and briozoa

associated with bivalve molluscs, red algae, poriferus spicule, and, locally, tubicular polychaete (*Ditrupa* sp.). The age of the unit is generally attributable to a biostratigraphic range between the SBZ 22 biozone and the SBZ 24 biozone. The sedimentation environment is of proximal carbonate ramp. Thickness varies from 30 to 70 m.

RUPELIAN p.p. – AQUITANIAN

CFR_{lc} - Calcarenites with Nummulites and Discocyclina, marly lithofacies

Alternatives of marls, marly limestone and clayey marls, gray-greenish, yellowish and light brown, rich in planktonic foraminifera in centimeters to decimetres beds, locally nodular or bioturbated. Some beds contain chert, brown, light brown, rarely greyish. In the lower part, layers of litho-bioclastic calcirudites and calcarenites beds and banks, often channeled. The fossiliferous content is characterized by the presence of *Nummulites fabianii* Prever, *Nummulites* cf. *retiatus* Roveda, *Nummulites fichteli* Michelotti e *N. vascus* Joly & Leymerie, *Discocyclina* spp., *Borelis* sp., *Actinocyclina* spp., *Rotalia* spp., *Asterigerina* cf. *rotula* (Kaufmann), *Chapmanina gassinensis* (Silvestri), *Fabiania* sp., *Halkyardia minima* (Liebus), *Halkyardia maxima* Cimerman. "Large" Globigerinidae sensu IACCARINO & PREMOLI SILVA, 2005, *Subbotina* spp., *Turborotalia* spp. have been recognized among planktonic foraminifera. The macroforaminifera associations allow to attribute these deposits to the SBZ 20 to the SBZ 21 biozone, corresponding to the biozone P16 to P21 for the planktonic foraminifera. The sedimentation environment is of proximal carbonate ramp. Thickness varies from 30 to 200 m.

CFR_{l} - Calcarenites with Nummulites and Discocyclina.

Calcarenites and calcirudites with macroforaminifera in beds of 25 to 60 cm, with whitish and greyish chert nodules. There are intercalations of micritic limestones, light brown and ochre, in centimeters to decimeters beds, with chert in lenses and nodules. In the upper part are abundant marls marly-limestone with planktonic foraminifera. The sedimentation environment is of proximal carbonate ramp. Very variable thickness from 0 to about 100 meters.

The fossiliferous content for the **CFR** and **CFR_{lc}** is characterized by the presence of *Nummulites fabianii* Prever, *Nummulites* cf. *retiatus* Roveda, *Nummulites fichteli* Michelotti e *N. vascus* Joly & Leymerie, *Discocyclina* spp., *Borelis* sp., *Actinocyclina* spp., *Rotalia* spp., *Asterigerina* cf. *rotula* (Kaufmann), *Chapmanina gassinensis* (Silvestri), *Fabiania* sp., *Halkyardia minima* (Liebus), *Halkyardia maxima* Cimerman. , "Large" Globigerinidae sensu IACCARINO & PREMOLI SILVA, 2005, *Subbotina* spp., *Turborotalia* spp. have been recognized among planktonic foraminifera. The macroforaminifera associations allow to attribute these deposits to the SBZ 20 to the SBZ 21 biozone, corresponding to the biozone P16 to P21 for the planktonic foraminifera.

PRIABONIAN P.P. - RUPELIAN P.P.

SCZ - SCAGLIA DETRITICA

SCZ_{2b} - Calcirude-calcarenite member, **calcarenite-calcilutite lithofacies.**

Calcarenites and calcirudites light brown, ochre and whitish, bio-lithoclastic and bioclastic, rich in macroforaminifera. There are intercalations of light brown and greenish calcilutites, marly-limestones and calcareous marls, in thin and medium beds with light gray, sometimes reddish, chert in lenses and nodules, and microfauna with planktonic foraminifera. Thickness about 180 m.

SCZ_{2c} - Calcirude-calcarenite member, **calcirudite lithofacies** (**SCZ_{2c}**).

Bioclastic calcirudites and calcarenites, whitish, crystalline, in thick beds, sometimes containing levels of breccia. Abundant coarse resedimented banks sometimes with megabreccia, containing rudist, corals, and echinoderma fragments, with an erosional basal surface. Thickness from 20 to 50 m.

Pelagic and hemipelagic deposits of the SCZ_2 exhibit a rich micropaleontological content mainly represented by planktonic foraminifera, including the following: *Morozovella lehneri* (Cushman & Jarvis), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Globigerinatheka* spp., *Hantkenina* spp., *Catapsydrax* sp., *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli), *Turborotalia frontosa* (Subbotina), *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli), *Turborotalia cerroazulensis* (Cole), *Turborotalia cocoaensis* (Cushman), *Turborotalia increbescens* (Bandy), *Subbotina praeturritilina* (Blow), *Subbotina* cf. *gortanii* (Borsetti), "*Zeaglobigerina*" *ampliapertura* (Bolli). The reworked bioclastic fraction, with characteristics of primary alloctony, contain a significant association with benthonic foraminifera, among which the most significant forms are: *Gypsina* spp., *Rotalia* spp., *Chapmanina gassinensis* (Silvestri) and *Halkyardia minima* (Liebus). In the area of the Prenestini Mts., also considering the presence of erosional processes, particularly developed in the lower part of the succession, the SCZ_2 unit can be attributed to a biostratigraphic interval between the P12 biozone and part of the P16 biozone. The sedimentation environment is of proximal carbonate ramp.

LUTEZIAN P.P. – PRIABONIAN P.P.

SCZ_1 - Calcarenite-calcirudite member.

White and light brown calcarenites, well stratified in thin to medium beds, with planktonic foraminifera. Frequent levels with chert in lists and nodules, gray and light brown. Frequent intercalations of litho-bioclastic and bio-lithoclastic calcarenites and calcirudites. The microfauna is represented by prevalent globotruncanae among which were recognized: *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Dicarinella* spp., *Whiteinella* spp., *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *Marginotruncana sigali* (Reichel), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Marginotruncana coronata* (Bolli), *Dicarinella* cf. *primitiva* (Dalbiez), *Dicarinella*

imbricata (Monrod), *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Globotruncana* gr. *lapparenti* Brotzen – *linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana orientalis* El-Haggar, *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana* cf. *aegyptiaca* Nakkady, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncanita* cf. *angulata* (Tilev), associated with heterohelicides, abudant calcisphaerulides and dispersed, reworked, benthic foraminifera. Considering the presence of erosional and / or non-depositional ranges, the succession is extended by the *Helvetoglobotruncana helvetica* biozone to the *Gansserina gansseri* biozone.

The sedimentation environment is pelagic basin (prossimal slope). Thickness about 150 m (the base does not outcrop).

TURONIAN P.P.- CAMPANIAN P.P.

ROCCA DI CAVE-MONTE POMPEO AREA

This area is characterized by the outcrop of Cretaceous units belonging to the Lazio-Abruzzo carbonate platform, followed, via an angular unconformity, by lower-middle Miocene carbonate ramp units.

CALCARI A BRIOZOI E LITOTAMNI

CBZ_{4b} – Marls and calcilutite with planktonic member, marly lithofacies.

Fine to medium-grained bioclastic calcarenites with abundant planktonic foraminifera (Orbulina spp.) and subordinated bioclastic calcarenites. The marl and calcilutite deposits contain a rich planktonic association with *Orbulina universa* d'Orbigny and *Orbulina suturalis* Brönnimann, together with *Globigerina* spp., *Globigerinoides* sp., *Globoquadrina* sp., and a lesser content of globorotalides, and rare sponge spicula. The bioclastic interval are characterized by fragments of briozoa, echinoderma, bivalves, serpulids, red algae associated with reworked benthic foraminifera, among which *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Rotaliina* sp., anomalinida, nodosarida and textularida. In the upper part there is a decimetric level of glauconitic calcirudite rich in crinoids plaques. The calcareous nannoplankton association shows abundant presence of *Reticulofenestra pseudoumbilicus* indicating the base of MNN6b (Fornaciari *et alii,* 1996) biozone. Planktonic foraminifera indicate a biostratigraphic interval comprised between the *Orbulina universa* p.p. biozone and the base of the *Neogloboquadrina acostaensis* biozone. The sedimentation environment is of proximal carbonate ramp. Thickness cannot be measured due to strong tectonic deformation but is not less than 50 m.

SERRAVALLIAN P.P.

CBZ_3 - Calcarenites with briozoa.

They outcrop with the same characteristic of the Prenestini and Ruffi Mts.

LANGHIAN P.P. – SERRAVALLIAN P.P.

CBZ_1 – Orange calcarenite member.

Fine to medium-grained bioclastic calcarenites, pink-orange locally greenish, well bedded, with decametric strata, sometimes in banks of 90-100 cm. Presence of low-angle cross-stratification.

The micropaleontological association is represented by frequent benthic foraminifera, which include *Amphistegina* sp. *ed Elphidium* sp., together with dispersed planktonic foraminifera which include *Praeorbulina* sp. and *Orbulina* spp. The biostratigraphic interval is comprised between part of the *Orbulina suturalis* biozone and the *Orbulina universa* biozone. The sedimentation environment is of proximal carbonate ramp. Thickness about 20-30 m.

BURDIGALIAN P.P. – LANGHIAN P.P.

SPONGOLITIC UNIT

SPT_{1c} - Guadagnolo member upper calcarenitic lithofacies. They outcrop with the same characteristic of the Prenestini and Ruffi Mts.

At Monte Pompeo the Miocene transgressive deposits, resting on the mesozoic-paleogenic substrate through the development of a basal glauconitic conglomerate, are represented exclusively by the lithotypes belonging to this unit, without the interposition of the $SPT1_b$ unit. Thickness varying from 20 to 80 m.

LANGHIAN p.p.

SPT_{1b} - Guadagnolo member, marly lithofacies. Marls and marly limestones, grayish, yellowish and brown, with sponge spicula and black chert levels, and glauconite conglomerates in decametric beds. The sedimentation environment is of intermediate carbonate ramp. Thickness varying from 0 to 12 m.

BURDIGALIAN p.p.

SGC - SCAGLIA CONDENSATA. White to pink calcilutites with planktonic foraminifera, alternating with subordinate bioclastic and litho-bioclastic calcarenites and calcirudites and, locally, megabreccia. In some places are the filling of fractures and/or cavities of karst origin. The lower deposits, characterized by pink calcilutites with, locally, megabreccia are *Campanian p.p. – Maastrichtian p.p.* and contain a microfossiliferous association with *Contusotruncana* cf. *patelliformis* (Gandolfi), *Globotruncanita* cf. *conica* (White), *Globotruncanita* cf. *stuarti* (De Lapparent), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana hilli* Pessagno, *Globotruncana arca* (Cushman), *Macroglobigerinelloides* spp. and *Heterohelicidae*, related to a biostratigraphic interval comprised between the *Globotruncanita elevata* biozone and the *Gansserina gansseri* biozone. The following deposits, *Paleocene* p.p. in age are formed by calcilutites with planktonic foraminifera which contain *Praemurica incostans* (Subbotina), *Praemurica* cf. *uncinata* (Bolli), *Globanomalina* sp.,

Morozovella cf. *praeangulata* (Blow) and small globigerinids, referred to a biostratigraphic interval which include the P2 biozone and the base of the P3a biozone. The upper portion, of *Lower-Middle Eocene*, is formed by calcilutites, with rare rounded lithoclasts, with *Parasubbotina varianta* (Subbotina), *Morozovella subbotinae* (Morozova), *Morozovella edgari* (Premoli Silva & Bolli), *Morozovella gracilis* (Bolli), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Igorina* spp., *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Acarinina pseudotopilensis* Subbotina, *Acarinina primitiva* (Finlay), *Acarinina intermedia* Subbotina, *Hantkenina* sp., *Globigerinatheka* spp., *Subbotina cryptomphala* (Glaessner), *Subbotina praeturritilina* (Blow), *Turborotalia* cf. *cerroazulensis* (Cole), *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Pseudohastigerina* sp. the biostratigraphic interval is comprised between the P6a and the P14 biozones. The sedimentary environment is related to tectonically controlled pelagic plateaux. Thickness very variable but always <10 m.

CAMPANIAN P.P.- BARTONIAN

SPH - CALCARI A CALCISPHAERULIDI

SPH_1 - Rocca di Cave member. Calcilutite and bioclastic calcisiltite and calcirudite, with calcispherulids and planktonic foraminifera. Bedding decimetric to metric. The fossiliferous content is marked by a bioclastic fraction (rudists fragments, inoceramidae, echinids, crinoids, ophiuroids and, subordinate red algae, corals, benthic, and planktonic foraminifera), frequent calcispherulida and dispersed planktonic foraminifera. In the lower and middle portions, there are levels with diffuse tabular colonies of stromatoporoids (*Actinostromaria* sp.) and floatstones with rudist fragments (*Radiolitidae* and *Hippuritidae*), stromatoporoides and echinoderms. The upper portion is marked by the local development of boundstones with stromatoporoides-red algae or red algae-encrusting benthonic foraminifera. Among the planktonic foraminifera there are *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny), *Globotruncana lapparenti* Brotzen and *Marginotruncana* sp.; among the benthic forms (reworked, with synchronous alloctony from the carbonatic platform margin) there are miliolids, rotalids (among which *Rotalia* sp.), *Stensiöina* cf. *surrentina* Torre, *Orbitoides* sp. and *Sulcoperculina* sp. The biostratigraphic interval is comprised between the *Globotruncana e Hippuritidae* biozone and the *Globotruncanita and Hippuritidae* biozone. The sedimentary environment is slope to open shelf. Thickness very variable up to 50 m.

SANTONIAN P.P.-CAMPANIAN P.P.

BIC - CALCARI BIOCLASTICI AD IPPURITI E CORALLI

Bioclastic, white, crystalline, calcarenite-calcirudites, with abundant fragments of rudists, corals, echinoderms and benthonic foraminifera.

Presence of biohermae with radiolitidae and hippuritidae. Presence of intervals characterized by cross-stratification and cross-lamination. In the middle-high part, sedimentary dikes infilled with vadose polychrome material. A detailed report of the macrofossiliferous content is in Carbone et *alii* (1980). Microfossiliferous association is represented, in the basal part, by *Nummoloculina* cf. *irregularis* Decrouez & Radoiçic, *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* (Said & Kenawy), small *Thaumatoporella* sp. and *Aeolisaccus* sp., and in the middle and upper part of the unit by miliolids, textularids, lituolids, *Cuneolina* sp., *Cuneolina pavonia* D'Orbigny, *Montcharmontia apenninica* (De Castro), rotalides (among which *Rotalia* spp.), *Lithocodium aggregatum* Elliott, dispersed calcisphaerulids and rare *Marginotruncana* sp. The biostratigraphic interval is comprised between the *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* and *Nummoloculina* cf. *irregularis* biozone and the *Hippuritidae* and *Radiolitidae* biozone. The sedimentary environment is carbonate platform shelf. Thickness varies up to 200 m.

TURONIAN P.P.- CAMPANIAN P.P.

RDO - CALCARI A RUDISTE E ORBITOLINE

Calcarenites, with abundant orbitolina and fragments of bivalves and corals. White bioclastic calcirudites with fragments of caprina, caprotina and radiolytidae. Presence of intervals characterized by cross-stratification and cross-lamination. In places lensoid intercalations formed by biostroma with rudists and gastropods. Frequent traces of emersion events, with development of paleokarsts, with polychrome fillings. A detailed report of the macrofossiliferous content is in Carbone et *alii* (1971). Microfossiliferous associations are characterized by orbitolina, among which *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* D'Archiac, together with miliolides, textularides, *Cuneolina* sp., and *Rotalipora* sp. In the Cave area the sequence contains *Titanosauria* sp. bones. The biostratigraphic interval is the upper part of the *Orbitolina* biozone. The sedimentary environment is carbonate platform shelf and inner shelf, with extended periods and areas of emersion. Thickness about 200 m.

CENOMANIAN P.P.

CIR - CALCARI CICLOTEMICI E REQUIENIE

Micritic limestones, whites and light brown, with medium to thick beds. In the lower part horizons with orbitolina and rudist fragments. The upper portion is characterized by white biomicrites in thick layers with abundant requienidae. The base is not outcropping, while the top is marked by the development of a very irregular level of black clasts ("brecciole") and residual polychrome material. Microfossiliferous associations are characterized by oligotypic assemblage of ostracods, miliolids and gyrogonhytes of carophytes in inter-sopratidalic micritic levels, and by miliolids, textularides, *Cuneolina* sp., *Cuneolina pavonia parva*

HENSON, *Nezzazata simplex* OMARA in subtidal intervals. Associations are richer in the bioclastic levels of the middle-high part of the sequence, where frequent orbitolina, green dasycladaceae algae, red algae and *Bacinella-Lithocodium* are present. A more detailed report of the fossiliferous content is in Carbone et *alii* (1971) where the CIR unit corresponds to the lower part of the "western section" described by the mentioned authors. The biostratigraphic interval ranges between the *Archaealveolina reicheli* biozone and part of the *Ostracoda* and *Miliolidae* biozone. The sedimentary environment is carbonate lagoon. Thickness 100 m, the base is not exposed.

APTIAN P.P. – ALBIAN

VI - BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1999) - Atti del Convegno "*Le cavità sotterranee nell'area urbana di Roma e della Provincia. Problemi di pericolosità e gestione*.", a cura della Provincia di Roma- Assessorato Ambiente- Servizio Geologico e Difesa del Suolo, in collaborazione con la Società Italiana di Geologia Ambientale: 209 pp .

AA.VV. (2002A) - Atti del Convegno "*Le voragini catastrofiche. Un nuovo problema per la Toscana.*" (Grosseto, 31/3/2000), Edizioni Regione Toscana: 256 pp.

AA.VV. (2002B) - Relazione Finale del "*Progetto Sinkhole del Lazio*", a cura di G. Capelli (Regione Lazio- Direzione Regionale Ambiente e Protezione Civile- Servizio Geologico Regionale & Università degli Studi di Roma TRE- Dipartimento di Scienze Geologiche): 215 pp.

AA.VV. (2004) - Atti del 1° Seminario "*Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*" (Roma, 20-21 Maggio 2004), a cura di APAT- Dipartimento Difesa del Suolo: 709 pp.

AA.VV. (2007) - *Cave nel Lazio.* Regione Lazio, Assessorato alla Piccola e Media Impresa, Commercio e Artigianato: 285 pp.

AA.VV. (2010) - Atti del 2° Workshop internazionale "*I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato*" (Roma, 3-4 Dicembre 2009), a cura di ISPRA, Servizio Geologico d'Italia- Dipartimento Difesa del Suolo: 1022 pp.

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

Accordi B., Devoto G., La Monica G.B., Praturlon A. Sirna G.& Zalaffi M. (1969) - *Il Neogene nell'Appennino Laziale-Abruzzese.* CMNS. Proc. IV sessione (Bologna, 19-30 Sett. 1967). Giorn. Geol. **35**: 235-268.

Accordi G., Boninsegni G., Pallini G. (2002) - *Middle Cenomanian* (*Rhotomagense zone, Costatus subzone*) *ammonite assemblage from the carbonate shelf edge sequence of Rocca di Cave* (*Prenestini Mts., Central Apennines, Italy*). Geologica Romana, **36**: 251-257.

Accordi G. & Carbone F. (1988) - *Sequenze carbonatiche meso-cenozoiche. In:* Accordi & Carbone (*Eds*)*, Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe* C.N.R. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114:** (5): 11-92.

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

Alberti A. (1952) - *Osservazioni sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana alla facies abruzzese nei monti Tiburtini, Prenestini e Lepini.* Boll. Serv. Geol. d'It., **74** (1): 181-190.

Alberti A.U., Bergomi C., Catenacci V., Centamore E., Cestari G., Chiocchini M., Chiocchini U., Manganelli V. & Molinari Paganelli V. (1975) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 389 Anagni.* Servizio Geologico d'Italia, Firenze, Litografia Artistica Cartografica, pp. 42.

Alberti A., Dragone F., Manfredini M. & Segre A.G. (1967) – *Roma - Foglio 150 della Carta 1:100.000.* Servizio Geologico d'Italia. Roma

Alfonsi L., Funiciello R., Mattei M., Girotti O., Maiorani A., Preite Martinez M., Trudu C. & Turi B. (1991b) - *Structural and geochemical features of the Sabina Strike-Slip Fault* (*Central Apennines*)*.* Boll. Soc. Geol. It., **110** (2): 217-230.

Alfonsi L., Funiciello R. & Mattei M. (1991a) - *Strike slip tectonics in the Sabina area.* Boll. Soc. Geol. It., **110** (3-4): 481-488.

Almagia' R. (1906) - *Cavità da sprofondamento nei tufi presso Gallicano* (*Lazio*)*.* Mondo sotterraneo, A. 2, n. 5-6 (mar-giu 1906): 94-99.

Ameti G. F. (1693) - *Il Lazio con le sue più cospicue strade antiche e moderne e' principali casali, e tenute di esso / descritto da Giacomo Filippo Ameti romano.* Scala (1:123000 ca.). Domenico De Rossi. Roma.

Annunziatellis A., Ciotoli G., Guarino P.M., Nisio S. (2010) - *Nuovi dati sui sinkholes del Bacino delle Acque Albule* (*Tivoli, Roma*), in Atti del 2° Workshop internazionale "*I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato*" (Roma, 3-4 Dicembre 2009), a cura di ISPRA, Servizio Geologico d'Italia- Dipartimento Difesa del Suolo: 395-412.

Aquilina C. (1942) - *Studio geofisico della regione a lava leucititica situata in località Osa*. Atti R. Acc. d'Italia, **13**: 791-818.

Argentieri A., Loretelli S., Amadio A., Piro M., Reitano R., Gizzi A. & Sciarra P. (2000) - *Ricostruzione dello sviluppo di reti caveali in aree sensibili: aspetti di pericolosità e di valorizzazione nel territorio della Provincia di Roma.* Volume dei riassunti delle comunicazioni orali e dei poster- 80a Riunione estiva della Società Geologica Italiana (Trieste, 6-8 /9/2000): 30-32.

Argentieri A., Capelli G., Di Filippo M., Loretelli S., Salvati R., Toro B. & Vecchia P. (2002) - *Il sinkhole di Marcellina* (*Roma*) *del 25/1/2001: primi dati stratigrafici, idrogeologici e geofisici.* Atti dei Convegni Lincei, **181** "Il Dissesto idrogeologico: inventario e prospettive" (XIX Giornata dell'Ambiente- Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 5/6/2001): 243-255.

Argentieri A., Vecchia P., Salvati R., Capelli G. & Loretelli S. (2003) - *La pericolosità da sinkhole nel territorio della Provincia di Roma: il caso di Marcellina.* Atti del 2° Incontro di Studi "Il carsismo nell'area mediterranea" (Castro Marina, Lecce, 14-16/9/2001), Thalassia Salentina, vol. N° 26, Suppl.: 95- 105.

Argentieri A., Cecchini F., Di Filippo M., Di Nezza M., Margottini S. & Toro B. (2004) - *La depressione di "Il Laghetto"* (*Roma*)*: un possibile sinkhole?* In Atti del 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle Amministrazioni statali e locali

nel governo del territorio" (Roma, 20-21 Maggio 2004), a cura di APAT- Dipartimento Difesa del Suolo: 83-91.

Argentieri A., Carluccio R., Cecchini F., Chiappini M., Ciotoli G., De Ritis R., Di Filippo M., Di Nezza M., Marchetti M., Margottini S., Materni V., Meloni F., Nardi A., Rotella G., Sapia V. & Venuti A. (2015) - *Early stage sinkhole formation in the Acque Albule Basin of central Italy from geophysical and geochemical observations.* Engineering Geology, **191**, 36-47.

Argentieri A., Carluccio R., Cecchini F., Chiappini M., Ciotoli G., De Ritis R., Di Filippo M., Di Nezza M., Marchetti M., Margottini S., Materni V., Meloni F., Nardi A., Rotella G., Sapia V. & Venuti A. (2016) - *Indagini geofisiche e geochimiche di un sinkhole in formazione nell'area di Guidonia* (*Lazio*). Atti del 3° Workshop "LE VORAGINI IN ITALIA. I sinkholes e le cavità sotterranee: ricerca storica, tecniche di studio e d'intervento" (Roma, ISPRA- Consiglio Nazionale delle Ricerche, 8/5/2014), in Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XCIX**: 7-16.

Autorità di Bacino dei Fiumi Liri Garigliano e Volturno (2006) - *Piano Stralcio di Assetto Idrogeologico* (*PSAI*).

Autorità di Bacino del Fiume Tevere (2006) - *Piano Stralcio di Assetto Idrogeologico* (adottato con modifiche ed integrazioni dal Comitato Istituzionale con delibera n. 14 del 05/04/2006, approvato dal Presidente del Consiglio dei Ministri con Decreto del 10/11/2006 e pubblicato sulla G.U.R.I. n° 33 del 9/2/2007).

Autorità di Bacino del Fiume Tevere (2010) - *Progetto di primo aggiornamento del Piano di bacino del fiume Tevere – VI stralcio funzionale per l'assetto idrogeologico – PAI,* adottato con delibera del n.116 del 10 marzo 2010.

Autorità di Bacino del Fiume Tevere (2013) - *Primo aggiornamento del Piano di bacino del fiume Tevere.* Deliberazione n.125 del 18/07/2012 Comitato Istituzionale, approvata con Decreto del Presidente del Consiglio dei Ministri del 10/04/2013, in G.U. del 12/08/2013.

Bally A. W., Burbi L., Cooper C. & Ghelardoni R. (1986) – *Balanced section and seismic reflection profiles across the Central Appennines.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.

Barisone G., Esu D., Gliozzi E., Kotsakis T. & Pontini M.R. (2014) *Inquadramento biocronologico e paleoambientale dei depositi plio-pleistocenici*. In: Cosentino D., Miccadei E., Barberi R., Basilici G., Cipollari P., Parotto M. & Piacentini T. (2014) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 357-Cittaducale*, ISPRA Servizio Geologico d'Italia, 109-117.

Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., Iaccarino S., Laurenzi M.A., Sbrana A., Vernia, L. & Villa I.M (1994) - *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium.* Mem. descr. della Carta Geol. d'It, **49**: 77-134.

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

Behrmann R. B. (1936) - *Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläeographische Entwicklung.* Abh. d. Ges. d. Wiss. 2. Göttingen-Mat. Phys. K. Berlin.

Bellotti P., Landini B., Valeri P. (1984) - *Associazioni di facies e lineamenti evolutivi generali del "complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese".* Boll. Soc. Geol. It., **103:** 311-326.

Beneo E. (1938) - *Appunti geologici sulle regioni dell'Appennino centrale comprese nel Foglio 151* (*Alatri*). Boll. R. Uff. Geol. It., **63**: 1-75.

Benvenuti V. & Scudieri G. (2008) - *Vini D.O.C*. Provincia di Roma- Dipartimento Risorse agricole e ambientali- Servizio Agricoltura.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. & Aubry M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Okla **54**:

129-212.

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

Bernardi A., De Rita D., Funiciello R., Innocenti F. & Villa I.M. (1982) - *Chronology and structural evolution of Alban Hills volcanic complex. Latium, Italy*. Short papers of 5th International Conference on Geochronology and Isotope Geochemistry, Nikko (Japan), 23-24.

Biddittu I., Cassoli P.F., Radicati Di Brozolo F. Segre A.G., Segre Naldini E. & Villa I.M. (1979) - *Anagni a K/Ar dated lower lower and middle Pleistocene site central Italy: Preliminary Report*. Quaternaria, **21**: 53-711.

Billi A., Valle A., Brilli M., Faccenna C. & Funiciello R. (2006) - *Fracture-controlled fluid circulation and dissolutional weathering in sinkhole-prone carbonate rocks from central Italy*. J. Struct. Geol., **29**: 385–395.

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

Bollati A., Corrado S., Cosentino D., Marino M., Mattei M. & Parotto M. (2011) - *Schema strutturale della catena a pieghe e sovrascorrimenti Umbro-Sabina* (*Italia Centrale*) *derivato dal rilevamento dei fogli 366 "Palombara Sabina" e 375 "Tivoli"* (*Progetto CARG*)*.* Rend. Online Soc. Geol. It., **14**: 37-61.

Bollati A., Molin P., Cifelli F., Petrangeli A. B., Parotto M., Mattei M. (2015) - *An integrated methodology of viticultural zoning to evaluate terrains suitable for viticulture: the test area of Cesanese DOC* (*Latium, central Italy*)*.* Journal of Wine Research, **26**: 1-17, ISSN: 0957-1264, doi: 10.1080/09571264.2015.1000045

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale: note illustrative, Carta Idrogeologica dell'Italia centrale* (*Scala 1:500.000*)*, Carta Idrologica dell'Italia Centrale* (*Scala 1:500.000*)*, Carta dei Bilanci Idrogeologici e delle Risorse Idriche sotterranee* (*1:1.000.000*). Mem. Soc. Geol. Ital., **35**, Roma.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1988) - *Carta Idrogeologica del territorio della Regione Lazio* (Scala 1:250.000). Regione Lazio, Ass.to alla Programmazione, Ufficio Parchi e Riserve Naturali – Università degli Studi "La Sapienza" – Dip. di Scienze della Terra, Roma.

Boni C. F., Bono P. & Capelli G. (1986) - *Schema Idrogeologico dell'Italia centrale, scala 1/500.000*. Mem. Soc. Geol.It., **35**: 991-1012.

Boni C.F. (1967) – *La geologia dei Monti Tiburtini.* Geologica Romana, **VI:** 165-188.

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

Buch L. von, (1801) - *Geognostiche Übersicht der Gegend von Rom.* Abhandl Ges. Naturfosh Freunde zu Berlin. Neue Schriften **3**, Berlino.

Cahuzac B. & Poignant A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, **168**(2): 155-169.

Camponeschi B., & Montagnini S. (1992) - *L'attività estrattiva a Monte Falcone presso Roma*. Quarry and Construction, **30** (11): 17-20.

Canavari M. & Cortese E. (1881) - *Sui terreni secondari dei dintorni di Tivoli*. Boll. R. Comit. Geol. It., **12**: 32-45.

Capelli G., Cosentino D., Raffi R., Messina P. & Ventura G. (1990) – *Modalità di ricarica e assetto strutturale dell'acquifero delle sorgenti Capore-S.Angelo* (*M.ti Lucretili-Sabina meridionale*). Geologica Romana, **26** (1987): 419-447, Roma.

Capelli G., Mazza R. & Gazzetti C., a cura di (2005) - *Strumenti e strategie per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio- Gli acquiferi vulcanici.* Quaderni di tecniche di protezione ambientale. Protezione delle acque sotterranee, n° 78. Pitagora Editrice Bologna. 216 pagine, 48 figure b/n, 44 figure a colori, 4 carte f.t. a colori, 1 CD Rom.

Capelli G., Salvati R. & Petitta M. (2000) - *Relationships between catastrophic subsidence hazards and groundwater in the Velino valley* (*Central Italy*). Proceedings of the 6th International Symposium on Land Subsidence (Ravenna, September 24-29, 2000), I: 123-135.

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

Carbone F., Praturlon A. & Sirna G. (1971) - *The Cenomanian shelf-edge facies of Rocca di Cave* (*Prenestini Mts., Latium*). Geologica Romana, **10**: 131-198.

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

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

Carboni M.G., Civitelli G., Corda L., Esu D., Matteucci M., Pallini G., Schiavinotto F. & Ventura G. (1982) - *Sedimenti spongolitici del Miocene inferiore e medio dell'Appennino Centrale. Un inquadramento preliminare.* Geologica Romana, **21**: 529-540.

Carboni S. (1954) – *Contributo alla conoscenza geologica dei Monti Tiburtini* (*Lazio*). Pubbl. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma, **16**: 1-10. Roma.

Castellarin A., Colacicchi R., & Praturlon A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la Linea Ancona-Anzio dal Lias Medio al Pliocene.* Geologica Romana, **20**: 1-42.

Castenetto S., Crescenzi R., Liperi L. & Piro M. (1990) - *Studio geologico-tecnico delle cavità di Montecompatri* (*Roma*). In: Atti del VII Congresso Nazionale dell'Ordine dei Geologi, Roma.

Catenacci V. (1992) - *Il dissesto geologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990. Censimento dei dissesti causati dal crollo di cavità sotterranee verificatisi in Italia dal dopoguerra al 1990.* Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., Vol. XLVII: 301 pp.

Cati L., Colalongo M.L., Crescenti U., D'Onofrio S., Follador U., Pirini C., Pomesano Cherchi A., Salvatorini G., Sartoni S., Premoli Silva I., Wezel F.C., Bertolino V., Bizon G., Bolli M., Borsetti A.M., Dondi L., Feinberg H., Jenkins D.G., Perconig E., Sampò M. & Sprovieri R. (1968) - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (3): 491-503.

Cavinato G.P., Corrado S., Parotto M. & Sirna M. (1993) - *Guide Geologiche Regionali, 5: Lazio, Itinerario 5*. A cura della Società Geologica Italiana, coordinatori: Cosentino D., Parotto M. & Praturlon A., BE-MA editrice, pp. 367. Roma.

Cavinato G. P., Salvini F. & Tozzi M. (1986) - *Evoluzione strutturale del settore centrale della Linea Olevano-Antrodoco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 591-601.

Cermelli P. M. (1792) - *Carte corografiche e memorie riguardanti le pietre, le miniere e i fossili delle Provincie del Patrimonio, Sabina, Lazio, Marittima, Campagna, e dell'Agro Romano*.. XIII + 48 pp., 3tt, Napoli.

Centamore E., Chiocchini M., Deiana G., Micarelli A. & Pieruccini U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino unbro-marchigiano*. Studi Geologici Camerti, **1**: 7-89.

Centamore E., Chiocchini U., Cipriani N., Deiana G. & Micarelli A. (1978) - *Analisi dell'e-*

voluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino Umbro-Marchigiano Laziale-Abruzzese: 1) *Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 135-170.

CERI- Centro di Ricerca previsione prevenzione e controllo dei rischi geologici CERI (2006) - *Relazione conclusiva relativa alle convenzioni stipulate tra il Centro di Ricerca CERI e la Regione Lazio* (*30/01/2006 e successiva del 04/07/2006*) *inerente agli studi e alle indagini condotte nelle zone soggette a fenomeni di subsidenza di Tivoli-Guidonia*. Regione Lazio, Direzione Regionale Attività della Presidenza (elaborato inedito, Dicembre 2006).

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

Chafetz H. S. & Guidry S. A. (1999) - *Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation*. Sedimentary Geology, **126**: 57-74.

Chavetz H.S. & Folk R.L. (1984) — *Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents.* Journ. Sed. Petr., **54**: 289-316.

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., Mattei M. & Funiciello R. (2010) - *The 3D structure of the Colli Albani volcano.* In: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 00029-41000.

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

Chiocchini U. & Cipriani N. (1989) - *The composition and provenance of the Tortonian and Messinian turbidites in the context of the structural evolution of the Central Apennines along the "Ancona-Anzio" line.* Sedimentary Geology, **63**: 83-91.

Chiocchini U. & Cipriani N. (1992) - *Caratteri petrografici e provenienza delle arenarie torbiditiche mioceniche dell'Appennino centrale.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11 (1991/**2**):139-142.

Chiocchini U., Cipriani N., Di Giacomo G., Giacchetta D., & Macri F. (1988) - *Petrografia delle arenarie torbiditiche tortoniane dei bacini laziali-abruzzesi.* Boll. Soc. Geol. It., **107**: 63-71.

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

Cipollari P. & Cosentino D. (1992) - *La linea Olevano-Antrodoco: Contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11 (1991/**2**):143-150.

Cipollari P., Cosentino D. & Perilli N. (1993) - *Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olevano-Antrodoco.* Geologica Romana, **29**: 495-513.

Civitelli G. & Corda L. (1988) - *Successioni flyschoidi e complessi alloctoni.* In*: Note illustrative alla carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe.* Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114** (5): 93-168.

Civitelli G., Corda L. & Mariotti G. (1986a) - *Il bacino sabino: 2*) *sedimentologia e stratigrafia della serie calcarea e marnoso spongolitica* (*Paleogene-Miocene*). Mem. Soc. Geol. It. **35**: 33-47.

Civitelli G., Corda L. & Mariotti G. (1986 b) - *Il bacino sabino: 3*) *evoluzione sedimentaria ad inquadramento regionale dall' Oligocene al Serravalliano.* Mem. Soc. Gol. It., **35**: 399-406.

Clerici E. (1907) - *Ricerche microscopiche su calcari liasici di Tivoli*. Boll. Soc. Geol. It., **26** (3): 461-464.

Clerici E. & De angelis D'Ossat G. (1911) - *Sui dintorni di Casale Lunghezza*. Boll. Soc. Geol.

It., **30**, Roma, 1911.

Colacicchi R. & Parotto M. (2006) - *Geologia dei Vini Italiani*, vol. 3 "*Italia centrale*", 175 pp.

Colombi A. & Nolasco F. (2004) - *Quadro normativo e prospettive future.* Atti del 1° Seminario "*Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*" (Roma, 20-21 Maggio 2004), a cura di APAT- Dipartimento Difesa del Suolo: 299-305.

Colombi A., Di Loreto E., Nolasco F., Capelli G., Salvati R. (2001) - *The purposes of the main sinkhole project in the Latium region of Central Italy*. Geotechnical and Environmental Applications of Karst Geology and Hydrology (Beck & Herring eds.): 73-76.

Conticelli S., Boari E., Avanzinelli R., De Benedetti A. A., Giordano G., Mattei M., Melluso L. & Morra V. (2010) - *Geochemistry, isotopic composition and petrogenetic modelling of the Colli Albani volcanic rocks*. In: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 000107-139000.

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.

Corda L., & Mariotti G. (1986) - *Il Bacino Sabino: 1*) *Fenomeni di risedimentazione nella serie di Osteria Tancia*. Boll. Soc. Geol. It., **105** (1-2): 41-63.

Corrado S. (1995) -– *Nuovi vincoli geometrici e cinematici all'evoluzione neogenica del tratto meridionale della linea Olevano – Antrodoco.* Boll. Soc. Geol. It., **114** (1): 245-276.

Corrado S. & Parotto M. (1995) - *Carta Geologica dell'area compresa tra i monti Prenestini e i Monti Affilani*". Boll. Soc. Geol. It., 114 (1).

Cortesi C. & Leoni M. (1958) - *Studio sedimentologico e geochimico del travertino in un sondaggio a Bagni di Tivoli.* "Periodico di Mineralogia", **27**: 407-458.

Cosentino D. (1988) - *Nuovi dati sull'assetto stratigrafico-strutturale dell'area di Roccagiovine* (*Monti Lucretili*)*.* Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 407-416, Roma.

Cosentino, D., Asti, R., Nocentini, M., Gliozzi, E., Kotsakis, T., Mattei, M., Esu, D., Spadi, M., Tallini, M., Cifelli, F., Pennacchioni, M., Cavuoto, G., Di Fiore, V. (2017) - *New insights into the onset and evolution of the central apennine extensional intermontane basins based on the tectonically active L'Aquila basin* (*Central Italy*)*.* Geol. Soc. Am. Bull., **129**: 1314- 1336, doi:10.1130/B31679.1

Cosentino D., Cipollari P., Di Bella L., Esposito A., Faranda C., Giordano G., Gliozzi E., Mattei M., Mazzini I., Porreca M. & Funiciello F. (2009) - *Tectonics, sea-level changes and palaeoenvironments in the early Pleistocene of Rome* (*Italy*)*. Tectonics, sea-level changes and palaeoenvironments in the early Pleistocene of Rome* (*Italy*)*.* Quaternary Research, **72**: 143–155, doi.org/10.1016/j.yqres.2009.03.003.

Cosentino D., Federici I., Cipollari P. &, Gliozzi E. (2006) - *Environments and tectonic instability in central Italy* (*Garigliano Basin*) *during the late Messinian Lago–Mare episode: New data from the onshore Mondragone 1 well*. Sedimentary Geology, **188-189**: 297-317, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.010.

Cosentino D. & Fubelli g. (2008) - *Comment on: "Geomorphological, paleontological and* $^{87}Sr/^{86}Sr$ *isotope analyses of early Pleistocene paleoshorelines to define the uplift of Central Apennines* (*Italy*)*"*. Quaternary Research, **69**: 163-164.

Cosentino D. & Montone P. (1991) - *Tectonics in the tiburtino lucretile sector of the Central Apenine* (*Latium, Central Italy*). Boll. Soc. Geol. It., **110**: 707-716.

Cosentino D. & Parotto M. (1986) - *Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali* (*Sabina*)*: nuovi dati e schema tettonico preliminare*. Geologica Romana, 25: 73-90. Roma

Cosentino D. & Parotto M. (1988) – *Evidenze di una fase orogenica infratortoniana nell'area*

sabina. In Interim colloquium on "Neogene paleogeography of the western mediterranean: problem related to the palinspastic reconstruction", 27-29 october 1988. Ricerca Scientifica ed educazione permanente, supplemento n. 68. Università degli Studi di Milano.

Cosentino D. & Parotto M (1991) - *La struttura a falde della Sabina* (*Appennino Centrale*). Studi Geologici. Camerti, Vol. Spec. CROP11 (1991/**2**):Vol.Sp. (2): 381-387.

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.

Crema C. & Beneo E. (1939) - *Foglio 151 – Alatri, 1:100.000*. Reale Ufficio Geologico. Roma

Cresta S., Fattori C., Mancinella D. & Basilici S. (2005) - *La geodiversità del Lazio. Geositi e geoconservazione nel sistema delle Aree Protette.* Collana Verde dei Parchi, Serie Tecnica n° 5, Regione Lazio- Assessorato all'Ambiente e Cooperazione tra i Popoli- Direzione Ambiente e Protezione Civile: 197 pp.

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

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.

Dallan Nardi L., Elter P. & Nardi .R. (1971) – *Considerazioni sull'Arco dell'Appennino settentrionale e sulla linea Ancona-Anzio*. Boll. Soc. Geol. Iit., **90**: 203-211.

Dal Sasso C.D., Pierangelini G., Famian, F., Cau, A. & Nicosia U., (2016) - *First sauropod bones from italy offer new insights on the radiation of titanosauria between Africa and Europe*. Cretaceous Research (2016), doi: 10.1016/j.cretres.2016.03.008.

Damiani A. V. (1982) - *Ipotesi per l'inquadramento neotettonico dell'area Lepino-Simbruino-Ernico-Marsicana* (*Lazio-Abruzzo*). C.N.R., P.F. Geodinamica, Pubbl., **356**, 237-248.

Damiani A. V. & Salvati L. (1977) - *The tortonian fan complex of middle Aniene River and high Sacco River valleys.* Congr. Ass. Geot. Int. (Capri, 1977), 163-168.

Danese E. & Mattei M. (2010) - *The sedimentary substrate of the Colli Albani volcano*. In: Funiciello, R. & Giordano, G. (eds) *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 000141-151000.

D'Argenio B. & Ferreri V. (2004) - *Travertines as self regulating carbonate systems. Evolutionary trends and classification.* Földtani Közlöny, **1343** (**2**): 209-218.

De Angelis D'Ossat G. (1954) - Dal Pliocene all'insediamento dei primitivi a Tivoli Città - strada, in AMST, XXVII, 1954.

De Rita D., Bertagnini A., Carboni G., Ciccacci S., Di Filippo M., Faccenna C., Fredi P., Funiciello R., Landi P., Sciacca P., Vannucci N. & Zarlenga F. (1994) - G*eological-petrological evolution of the Ceriti Mountains area* (*Latium, central Italy*). Mem. Des. Carta Geol. d'It., **49**: 291–322.

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

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

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

De Rita D., Funiciello R. & Rosa C. (1989) - *L'influenza dell'attività del complesso vulcanico dei Colli Albani sullo sviluppo idrografico della Campagna Romana: l'alta valle del Fiume Sacco.* Rend. Soc. Geol. It., **12** (1)**:** 47-50.

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

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*. Journal of Volcanol. Geotherm. Res., **118**: 77-98.

De Wijkerslooth (1934) - *Bau und Entwicklung des Apennins besonders der Gebirge Toscanas.* Selbstverlag Geologisch Inst. Amsterdam. 426 p.

Devoto G. & Praturlon A. (1973) - *L'Appennino centrale*. In: Moderne vedute sulla geologia dell'appennino. Convegno Roma 1972. Quad. Acc. Naz. Lincei, **183**: 83-90.

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

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

Di Filippo M. & Toro B. (1982) - *Le anomalie di Bouguer lungo la "Linea Olevano-Antrodoco"*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 27-28.

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

Di Nezza M. Cecchini F., Margottini S. & Di Filippo M. (2010) - *Il bacino delle Acque Albule, sinkholes e assetto geologico strutturale,* in Atti del 2° Workshop internazionale "*I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato*" (Roma, 3-4 Dicembre 2009), a cura di ISPRA, Servizio Geologico d'Italia- Dipartimento Difesa del Suolo: 501-508.

Discendenti A., Frison G., Nicoletti M. & Taddeucci A. (1972) *La trasgressione miocenica nella zona di Rocca di Cave* (*M.ti Prenestini*)*: Caratterizzazione geochimica-sedimentologica e datazione K-Ar per mezzo della glauconite.* Rend. Soc. It. di Min. e Petr., **XXVIII**: 423-446.

Faccenna C., Florindo F., Funiciello R., Lombardi S. (1993) – *Tectonic Setting and Sinkhole Features: Case Histories from Western Central Italy*. Quaternary Proceedings, **3**: 47-56.

Faccenna C., Funiciello R., Marra F. (1995) - *Inquadramento geologico-strutturale dell'area romana.* Mem. Descr. Carta geol. It., **50**: 31-47.

Faccenna C., Funiciello R. & Mattei M. (1994b) - *Late Pleistocene N-S shear zones along Latium Tyrrhenian margin: structural characters and volcanological implications.* Boll. Geof. Teor. Appl*.,* **XXXVI**: 141-144.

Faccenna C., Funiciello R., Montone P. (1994) - *Late Pleistocene Strike-Slip tectonics in the Acque Albule Basin* (*Tivoli – Latium*) Memorie Descr. della Carta geol. It., **XLIX**: 37-50.

Faccenna C., Funiciello R., Montone P., Parotto M. & Voltaggio M. (1994a) - *Late Pleistocene strike-slip tectonics in the Acque Albule Basin* (*Tivoli, Latium*)*.* Mem. Descr. Carta geol. It., **49**: 37-50.

Faccenna C., Soligo M., Billi A., De Filippis L., Funiciello R., Rossetti C. & Tuccimei P. (2008) - *Late Pleistocene depositional cycles of the Lapis Tiburtinus travertine* (*Tivoli, Central Italy*)*: Possible influence of climate and fault activity*. Global and Planetary Change. **63**: 299–308

Ferreri V. (1985) - *Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale.* Rend. Acc. Scienze Fis. E e Mat*.* **52**: 1-47. Napoli.

Feuillet N., Nostro C., Chiarabba C. & Cocco M. (2004) - *Coupling between earthquake swarms and volcanic unrest at the Alban Hills Volcano* (*central Italy*) *modelled through elastic stress transfer.* J. Geophys. Res., **109,** B02308, doi: 10.1029/2003JB002419.

Folk R.L. & Chafetz H.S. (1983) - *Pisoliths* (*Pisoids*) *in Quaternary travertines of Tivoli, Italy.* In PERYT T.M. (ed.): *Coated Grains.* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 474-487.

Folk R.L., Chafetz H.S. & Tiezzi P.A. (1985) - *Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, central Italy.* In : Schneidermann N. & Harrisp. M. (Eds), Carbonate cements, Soc. Ec. Paleont. aAnd Min., Spec. Publ., **36**: 349-369.

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

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.

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., Scherillo A. & Ventriglia U. (1963) - *La Regione Vulcanica dei Colli Albani*. Roma.

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

Fouke B.W., Farmer J.D, Des Marais D.J., Pratt L., Sturchio N.C., Burns P.C. & Discipulo M.K., (2001) – *Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine deposit in hot spring* (*Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.*) – *Reply*. Journ. Sed. Res., 71 (3): 497-500.

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. (a cura di) (2010) - *The Colli Albani Volcano*. Special Publication of IAVCEI, **3**. The Geological Society, London, 401pp.

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

Funiciello R., Giordano G. & Mattei M., a cura di (2008) – *Carta Geologica del Comune di Roma*. In. Funiciello R., Praturlon A & Giordano G. "*La Geologia di Roma*", Mem. Descr. Carta Geol. D'It., **80**.

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

Gasparini C., Di Maro R., Pagliuca N., Pirro M. & Marchetti A. (2002) - *Recent seismicity of the "Acque Albule" travertine basin.* Ann. Geophys., **45**: 537–550.

Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C. & The Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58* Ma. Journal of Quaternary Science, **25**(2): 96-102.

Giordano F. (1878) - *Condizioni topografiche e fisiche di Roma e Campagna Romana. Cenni.* In: AA.VV. Monografia archeologica e statistica di Roma e Campagna Romana, presentata dal Governo Italiano alla Esp. Univ. Parigi, 1878, Estratto:86 pp., 1 carta geol. f.t. (1:250.000), Roma.

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

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

Giordano G. & Dobran F. (1994b) - *Effects of topography on the emplacement of the Tuscolano Artemisio's IInd pyroclastic flow unit as deduced from computer simulations*. In: «Large

explosive volcanism». Accademia dei Lincei. Roma, maggio 1993, 41-53.

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

Gischler E., Gibson M. A. & Oschmann W. (2008) - *Giant Holocene Freshwater Microbialites, Laguna Bacalar, Quintana Roo, Mexico*. Sedimentology, **55**: 1293–1309.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Veen P.V., Thierry J. & Huang Z. (1994) - *A Mesozoic time scale.* Journal of Geophysical Research, **99**: 24051-24074.

Grappelli R., Martini P. & De Caterini G. (2003) - *Il Bacino dell'Aniene.* Tevere, Numero Speciale 2003, 15 pp.

Guo L. & Riding R. (1994) – *Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub fabrics, Rapolano Terme, central Italy*. Sedimentology, **41**: 499-520.

Kallner (1935) - *Studien zur Geomorphologie des Anienetales in westlichen Zentralappennin*, Hirt, Breslav.

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.* Journal of volcanology and geothermal Research, **107**: 185-209.

Kircher A. (1671) - *Latium id est nova et parallela Latii tum veteris tum novi descriptio*. Amstelodami, 52-54.

La Vigna F. (2009) - *Modello numerico del flusso dell'unità idrogeologica termominerale delle Acque Albule* (*Roma*). Tesi dottorato XXI Ciclo, Università degli Studi Roma TRE, Dip. di Scienze Geologiche, Roma.

La Vigna F., Mazza R. & Capelli G. (2011) - *Characterization of the groundwater system of the Acque Albule Basin* (*Central Italy*). Hydrogeology Journal, Springer, Berlin.

Lanzini M. (1999) - *Censimento dei dissesti causati dal crollo di cavità sotterranee verificatisi in Italia dal dopoguerra al 1990. Osservazioni generali sugli eventi di crollo elencati nel testo di V. Catenacci.* In: Atti del Convegno "Le cavità sotterranee nell'area urbana di Roma e della Provincia. Problemi di pericolosità e gestione" (Roma, 13/03/1999), a cura della Provincia di Roma- Servizio Geologico e Difesa del Suolo e della Società Italiana di Geologia Ambientale: 186-191.

Lotti B. (1913) - *Descrizione ufficiale delle "f*acies" *Umbro-Marchigiana ed Abruzzese*. Boll. R. Com. Geol. It., **32**(4): 64-66.

Lotti (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria.* Mem. Descrit. Carta Geol. d'Italia. XXI, Prov. Generale dello Stato, Roma, 822 pp.

Lotti B. & Crema (1927) - *I terreni mesozoici dell'Appennino centrale* (*studi sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa*). Boll. R. Uff. Geol. D'It., **53**: 1-15.

Maiorani A., Funiciello R., Mattei M. & Turi B. (1992) - *Stable isotope geochemistry and structural elements of the Sabina region* (*Central Apennine, Italy*). Terra Nova, **4**: 484-488.

Manni R. & Nicosia U. (1987) - *New Crinoids from Liassic sediments nearby Tivoli* (*Central Italy*)*; rearrangement in the systematics of Eudesicrinids and Cotyledermatids*. Geologica Romana, **26**: 81-92.

Mantovani P. (1874) - *Descrizione geologica della Campagna Romana*. Torino.

Marinelli G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. In: Squyres C.H. (A cura di): «Geology of Italy». Tripoli, 165-219.

Mariotti G., Corda L., Brandano M. & Civitelli G. (2002) - *Cyclostratigraphy of Burdigalian deposits in the Ruffi Mountains* (*Central Apennines*). Boll. Soc. Geol. It., Vol. Sp**. 1** (II): 603-611.

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** (1): 195-214.

Marra F., Freda C., Scarlato P., Taddeucci J., Karner D.B., Renne P.R., Gaeta M., Palladino D.M., Trigila R. & Cavarretta G. (2003) - *Post–caldera activity in the Alban Hills volcanic district* (*Italy*)*: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and insights into magma evolution*. Bull. Volcanol., **65**: 227-247.

Marra F., Karner D. B., Freda C., Gaeta M. & Renne P. (2009) - *Large mafic eruptions at Alban Hills Volcanic District* (*Central Italy*)*: Chronostratigraphy, petrography and eruptive behaviour.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **179**: 217-232.

Mattei M., Funiciello R. & Kissel C. (1995) - *Paleomagnetic and structural evidence of Neogene block rotation in the Central Apennines, Italy* . Journal Geophysical Research, **100**: 17863-17883. AGU Washington USA.

Mattei M., Kissel C. & Funiciello R. (1996) - *No tectonic rotation of the Tuscan Tyrrhenian margin* (*Italy*) *since Late Messinian*. Journal Geophysical Research, **101**: 2835-2845. AGU Washington, USA.

Mattei M., Montone P. & Salvini F. (1986) - *Analisi strutturale dei rilievi del margine appenninico intorno a Tivoli* (*Roma*)*.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 579-589.

Maxia C. (1950a) - *Un interessante sondaggio nei travertini di Bagni di Tivoli* (*Acque Albule, fra Tivoli e Roma*)*.* Contributi di Scienze Geologiche, Supp. Ric. SC. 20-22, Univ. Roma.

Maxia C. (1950b) - *Il Bacino delle Acque Albule* (*Lazio*)*.* Contributi di Scienze Geologiche, Supp. Ric. Sc .20-27, Univ. Roma.

Maxia C. (1952) - *Ricerche geologiche sul bacino del Medio Aniene e sui Monti Prenestini*. La Ric. Scient., **22** (12). Roma

Maxia C. (1954a) - *Carta Geologica dei Monti Prenestini* (*Lazio*)*.* Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Univ. Roma. **12**. Roma .

Maxia C. (1954b) - *Lineamenti stratigrafici e tettonici dei Monti Prenestini* (*Lazio*)*.* La Ric. Scient., **24** (6), 1232-1237. Roma

Mazza R., Capelli G., Taviani S.,Teoli P., Gazzetti C., Rosa C. & La Vigna F. (2009) *L'unità idrogeologica dei Colli Albani: modellazione numerica degli acquiferi per un piano di uso compatibile della risorsa*. Atti dei Convegni Lincei, **248**, Bardi Editore, Roma.

Mecchia G., Mecchia M., Piro M. & Barbati M. (2003) - *Le grotte del Lazio. I fenomeni carsici, elementi della geodiversità.* Collana Verde dei Parchi, Serie Tecnica n° 3, Regione Lazio-Assessorato all'Ambiente- Direzione Ambiente e Protezione Civile: 413 pp.

Merla G., (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*, Boll. Soc. Geol. It., **79**(9): 95-382.,

Migliorini C. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi,* Boll. Soc. Geol. It., **67,** 29-142.

Minissale A., Kerrick D.M., Magro G., Murell M.T., Paladini M., Rihs S.,Sturchio N.C., Tassi F. & Vaselli O. (2002) - *Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome* (*Italy*)*: structural, hydrologic and paleoclimatic implications.* Earth and Planetary Science Letters, **203**: 709-728.

Minissale A. & Sturchio N.C. (2004) - *32nd International Geological Congress. Travertines of Tuscany and Latium* (*Central Italy*)*.* Mem. Descr. Carta geol. It., **63** (4): 1-14.

Ministero di Agricoltura Industria e Commercio, Direzione Generale dell'Agricoltura (1889) - *Roma, foglio 150 - Scala 1:100 000,* R. Stab. Cart. C. Virano. Roma.

Negretti G.C. (1952a) - *Il rilevamento geologico dei Monti Prenestini nord-orientali.* Pubbl. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma, **10**: 1-11. Roma

Negretti G.C. (1952b) – *Segnalazione dei terreni del Cretaceo superiore del versante settentrionale dei M. Prenestini.* Pubbl. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma, **2**, pp. 3. Roma

Nisio S. & Salvati R. (2004) - *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana*. In: Atti del 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio" (Roma, 20-21 Maggio 2004), a cura di APAT- Dipartimento Difesa del Suolo: 573-583.

Nisio S. & Ventura G. (2010) - *Le ricerche storiche nello studio dei fenomeni di sprofondamento: alcuni esempi*. In: Atti del 2° Workshop internazionale "*I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato*" (Roma, 3-4 Dicembre 2009), a cura di ISPRA, Servizio Geologico d'Italia- Dipartimento Difesa del Suolo: 113-130.

Nisio S. (2008) - *I sinkholes nel Lazio.* In: *I fenomeni naturali di sinkhole delle aree di pianura italiane*, Mem. Descr. della Carta Geologica d'It., **LXXXV**: 33-148.

Nolasco F. (2005) - *Indagini per determinare le cause dei dissesti agli edifici di Via Cesare Augusto, e aree limitrofe, in località Bagni di Tivoli. Relazione conclusiva*. Committente: Regione Lazio, Dipartimento Territorio, Direzione Regionale Ambiente e Cooperazione tra i Popoli Area "8" – Difesa del suolo (Agosto 2005).

Ogg J.G., Hasenyager R.W., Wimbledon W.A., Channell J.E.T. & Bralower T.J. (1991) - *Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval – Tethyan and English faunal realms.* Cretaceous Research, **12**: 455-482.

Ogniben L. (1969) – *Schema introduttivo alla Geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 456-763.

Ordinanza Del Presidente Del Consiglio Dei Ministri n. 3550 del 9/11/2006

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.

Panseri C. (1953) – *Sul ritrovamento di spugne silicee nelle marne langhiane di Rocca di Cave*. Publ. Ist. Geol. Univ. Roma, **6**: 1-3. Roma.

Parenti C. (1952) – *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche nel territorio di Castelmadama.* Pubbl. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma, **3**, pp. 6. Roma.

Parotto M. (1980) - *Apennin central.* In*: Introduction a la geologie generale d'Italie.* 26° Congr. Geol. Intern., Parigi 1980, 33-37.

Parotto M. (2006) – *Lazio*. In: Colacicchi R. & Parotto M. *Geologia dei Vini Italiani*, vol. 3 "*Italia centrale*", Milano: 109-142.

Parotto M. & Praturlon A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines.* Quaderni Ricerca Scientifica, **90**: 257–311.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale. Nell'Abruzzo e nel Molise.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11 1991/**2**: 417-441.

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.

Pellati N. (1882) - *I travertini della campagna romana.* Bollettino Commissione Geologica d'Italia. N°13, 1882.

Pentecost A. & Tortora P. (1989) - *Bagni di Tivoli* (*Lazio*)*: a modern travertine depositing site and its associated microorganism*. Boll. Soc. Geol., **108**: 315-324.

Perrone E. (1899) - *Carta litologica del Tevere*. Roma

Pirro M. (2010) - *Il contributo della toponomastica in chiave geologica nello studio delle aree soggette agli sprofondamenti del suolo: il caso di un tratto della Campagna Roma* (*Lazio*). In: Atti del 2° Workshop internazionale "*I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato*" (Roma, 3-4 Dicembre 2009), a cura di ISPRA, Servizio Geologico d'Italia- Dipartimento Difesa del Suolo: 131-141.

Praturlon A. & Madonna S. (2004) - *Meso-Cenozoic carbonate platforms: mapping marginal areas* (*Prenestini Mts., Central Apennines*)*.* In: Mapping Geology of Italy, 164-172, Atlas CNR-APAT.

Praturlon A. & Sirna G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine Cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale abruzzese*. Geologica Romana, **15**: 83-111.

Premoli Silva I., Nicora A. & Arnaud Vanneau A. (1995) – *Upper Cretaceous larger foraminifer biostratigraphy from Wodejebato Guyot, sites 873 through 877*. In: Haggerty J.A., Premoli Silva I., Rack F., McNutt M.K. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **144**: 171-197.

Premoli Silva I. & Sliter W.V. (1995) – *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Botatccione section, Gubbio, Italy*. Paleontographia Italica, **82**: 1-89.

Prever P. (1912) - *La fauna a Nummuliti e ad Orbitoidi dell'alta valle dell'Aniene.* Mem. per servire alla descrizione della carta Geologica d'Italia., **5** (2).

Principi P. (1934) - *I terreni Terziari nei Monti Sabini meridionali.* Boll. Soc. Geol. It. **53**(2): 239-248.

Radicati Di Brozolo F., Huneke J.C., Papanastassiou D.A. & Wasserburg G.J. (1981) - *$^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb/Sr age determinations on quaternary volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Letters, **53**: 445-456.

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.

Sabatini V. (1900) – *I vulcani dell'Italia Centrale e i loro prodotti. Il Vulcano Laziale*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia, **10**: pp. 392.

Sacco F. (1907) - *Gli Abruzzi*. Boll. Soc. Geol. It., **26**: 377-447.

Sacco, F. (1935) - Le direttrici tettoniche trasversali nell'Appennino. Atti R. Acc. Naz. Lincei, **22**(9-10): 371–375.

Sagnotti L., Mattei M., Funiciello R. & Faccenna C. (1994) - *Paleomagnetic evidence for no tectonic rotation of the Central Italy Tyrrhenian margin since Upper Pliocene.* Geophysical Research Letters, **21**: 481-484. AGU Washington, USA.

Salvati R., Capelli G. & Garello M. (2004) - *Carta delle aree a rischio sinkhole della Regione Lazio*. Atti del 1° Seminario "*Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*" (Roma, 20-21 Maggio 2004), a cura di APAT- Dipartimento Difesa del Suolo: 615-621.

Salvati R., Sasowsky I.D. & Capelli G. (2001) - *Conceptual model for development of cover collapse sinkholes in areas of groundwater discharge, Central Italy*. Proceedings of the GSA Meeting 2000- Reno, Nevada, U.S.A.: A355.

Salvi S., Pirro M., Gasparini C., Stramondo S., Pagliuca M.N., Atzori S., Colini L., Tolomei C., Doumaz F., Ferretti A., Allievi J. (2004) - *Le deformazioni del suolo ricavate da dati satellitari in un settore a rischio sinkhole del Bacino delle Acque Albule* (*Lazio*). Atti del 1° Seminario "*Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*" (Roma, 20-21 Maggio 2004), a cura di APAT- Dipartimento Difesa del Suolo: 623- 632.

Salvini F. & Vittori E. (1984) - *Analisi strutturale della Linea Olevano-Antrodoco-Posta* (*Ancona-Anzio auctt.*)*: metodologia di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **24** (1982): 337-355.

Scarsella F. (1951) *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. Note al rilevamento geologico compiuto nel 1949 nel F.139* (*L'Aquila*). Boll. Serv. Geol. d'Italia, **71**: 155-165.

Scherillo A. (1941) - *Studi su alcuni tufi gialli della regione sabazia orientale*. Period. Mineral., **12**: 381-417.

Serra-Kiel J., Hottinger L., Drobne K., Ferràndez C., Jauhri A.K., Less G., Pignatti J., Samsò J.M., Schaub H., Sirel E., Tambareau Y., Tosquella J. & Zakrevskaya E. (1998)

- *Paleocene and Eocene Benthic Foraminifera*. In: Hardenbol J., de Graciansky P.C., Jacquin T., Vail P.R. & Farley B. (eds.) - Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Okla.

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.

Serva L. & Salvini F. (1976) - *Analisi delle deformazioni meccaniche in alcune strutture dell'Appennino laziale*. Boll. Soc. Geol.It*.,* **9**: 219-233.

Servizio Geologico d'Italia - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio n. 150* (*1967*) *"Roma"*. Roma.

Sheridan M.F. & Wohletz K.H. (1983) - *Hydrovolcanism: basic considerations* In: (MF Sheridan & F Barberi, Eds),.*Explosive Volcanism* J. Volcanol, Geotherm. Res., **17**: 1-29.

Sprovieri M., Bonanno A., Mazzola S., Sprovieri R. & Di Stefano E. (1996) – *Cyclostratigraphic interpretation of the relative abundance fluctuations of Globigerinoides spp. in the Tortonian Gibliscemi section* (*Southern Sicily*)*.* Paleopelagos, **6**: 385-399.

Sumner D.Y. (2000) - *Microbial vs. environmental influences on the morphology of Late Archean fenestrate microbialites.* In: R.E. Riding and S.M. Awramik (eds.) - *Microbial Sediments,* Springer-Verlag: 307–314, Berlin.

Trigila R. (A cura di) (1995) - *The volcano of the Alban Hills*. Tipografia Sgs, Roma, 283 pp.

Valdinucci A. (1953) – *Contributo alla geologia dei territori di Guadagnolo – Casape – San Gregorio* (*Monti Prenestini nord-occidentali*). Pubbl. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma, **7**: 1-7. Roma.

Valdinucci A. (1954) – - *Di alcuni echinidi langhiani nei dintorni di Guadagnolo – Casape – San Gregorio* (*Monti Prenestini centro-occidentali*)*.* Pubbl. Ist. di Geol. e Paleont. Univ. di Roma, **14**: 3-15. Roma.

Ventriglia U. (1990) - *Idrogeologia della Provincia di Roma- Vol. III "Regione vulcanica dei Colli Albani"*, a cura dell'Amministrazione Provinciale di Roma - Assessorato LL.PP., Viabilità e Trasporti, Roma: 547 pp.

Verri A. (1911) - *Origine e trasformazione della Campagna Romana*. Boll. Soc. Geol. It., **30**, Roma, 1911.

Villa I.M. (1992) - *Datability of quaternary volcanic rocks: an* $^{40}Ar/^{39}Ar$ *perspective on age conflicts in lavas from the Alban Hills* (*Italy*). Eur. J. Mineral., **4**: 369-383.

Voltaggio M., Andretta D. & Taddeucci A. (1994) - $^{230}Th/^{238}U$ *data in conflict with* $^{40}Ar/^{39}Ar$ *leucite ages for quaternary volcanic rocks of the Alban Hills*. Italy. Eur. J. Mineral., **6**: 209-216.

Voltaggio M. & Barbieri M. (1995) - *Geochronology*. In: Trigila R. (A cura di): «The Volcano of the Alban Hills», Tipografia Sgs, Roma: 167-193.

Walker G.P.L. (1983) - *Ignimbrite types and ignimbrite problems*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**: 65-88.

Zezi P. (1891) - *Travertini e le acque albule nei dintorni di Tivoli.* Rass. d. Scienze Geol. in Italia. Roma*, 1891.*