



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 366
PALOMBARA SABINA

a cura di

D. Cosentino¹ (coord.), **S. Corrado¹** (dir.), **A. Bollati¹**, **P. Cipollari¹**,
G. Fubelli²

Con contributi di:

A. Argentieri³, **G. Capelli¹**, **P. Galli⁴**, **R. Mazza¹**, **G. Naso⁴**, **G. Rotella³**

(1) Dipartimento di Scienze, Università degli Studi Roma Tre

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino

(3) Città Metropolitana di Roma Capitale - Dipartimento VI "Pianificazione territoriale generale"

(4) Dipartimento della Protezione Civile – u. Servizio Sismico Nazionale

Ente realizzatore



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. Falcetti**

**Revisione informatizzazione dei dati geologici:
C. Cipollini, L. Battaglini, D. Delogu, M.C. Giovagnoli**

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

PER UNIVERSITA ROMA TRE

**Allestimento informatizzazione dei dati geologici
D. Cosentino, V. Pasquali**

**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

I	- INTRODUZIONE	7
II	- STUDI PRECEDENTI	11
III	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	17
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	23
V	- STRATIGRAFIA	29
1.	- DEPOSITI PRE-OROGENESI..... »	29
1.1.	- SETTORE OCCIDENTALE..... »	29
	SUCCESSIONE DI PALEOPIATTAFORMA..... »	30
1.1.1.	- <i>Dolomia Principale</i> »	30
1.1.2.	- <i>Calcare Massiccio</i> »	30
	SUCCESSIONE DI PIATTAFORMA CARBONATICA PELAGICA..... »	32
1.1.3.	- <i>Gruppo del Bugarone</i> »	33
1.1.4.	- <i>Dolomie di S. Angelo Romano</i> »	33
	SUCCESSIONE DI SLOPE-BACINO..... »	34
1.1.5.	- <i>Corniola detritica</i> »	34
1.1.6.	- <i>Marne di Monte Serrone</i> »	35
1.1.7.	- <i>Calcari e Marne a Posidonia</i> »	37
1.1.8.	- <i>Calcari detritici con Posidonia</i> »	37
1.1.9.	- <i>Calcari Diasprigni</i> »	39
1.1.10.	- <i>Maiolica</i> »	39
1.1.11.	- <i>Marne a Fucoidi</i> »	40
1.1.12.	- <i>Scaglia Bianca</i> »	41
1.1.13.	- <i>Scaglia Rossa</i> »	41
1.1.14.	- <i>Scaglia variegata</i> »	42
1.1.15.	- <i>Scaglia Cinerea</i> »	43
1.1.16.	- <i>Scaglia cinerea detritica</i> »	43
1.1.17.	- <i>Bisciario</i> »	45
1.2.	- SETTORE ORIENTALE	45
	SUCCESSIONE DI SLOPE-BACINO	45
1.2.1.	- <i>Marne a Fucoidi</i> »	45
1.2.2.	- <i>Scaglia detritica</i> »	45
1.2.3.	- <i>Scaglia cinerea detritica</i> »	47
1.2.4.	- <i>Calcareniti a macroforaminiferi</i> »	48
1.2.5.	- <i>Unità spongolitica</i> »	49
1.2.6.	- <i>Calcari a briozoi e litotamni</i> »	50

1.3.	- AREA DI MONTE CALVO.....»	56
1.3.1.	- <i>Dolomie di Monte Calvo</i>»	56
1.3.2.	- <i>Maiolica</i>»	56
1.3.3.	- <i>Marne a Fucoidi</i>»	57
1.3.4.	- <i>Scaglia Bianca</i>»	57
1.3.5.	- <i>Scaglia Rossa</i>»	57
2.	- DEPOSITI SIN-OROGENESI.....»	57
2.1.	- UNITÀ ARGILLOSO-MARNOSA»	57
2.2.	- UNITÀ ARENACEO-PELITICA.....»	58
3.	- DEPOSITI POST-OROGENESI.....»	58
3.1.	- SUPERSINTEMA DEL BACINO TIBERINO.....»	61
3.1.1.	- <i>Unità di Monteleone Sabino</i>»	61
3.1.2.	- <i>Unità di Montasola</i>»	69
3.1.3.	- <i>Unità di Palombara Sabina</i>»	69
3.1.4.	- <i>Unità di Torre Baccelli</i>»	70
3.2.	- SUPERSINTEMA TIBURTINO.....»	74
3.2.1.	- <i>Sintema di Mandela</i>»	75
3.2.2.	- <i>Sintema di Colle Ramanna</i>»	75
3.2.3.	- <i>Sintema di Vicovaro</i>»	76
3.3.	- SUPERSINTEMA DEL TORRENTE FARFA»	76
3.3.1.	- <i>Sintema di Poggio Moiano</i>»	76
3.3.2.	- <i>Sintema del Fosso di Corese</i>»	78
3.4.	- FORMAZIONI VULCANICHE.....»	80
3.4.1.	- <i>Formazione di Le Vallicelle</i>»	80
3.4.2.	- <i>Unità di Poli</i>»	80
3.4.3.	- <i>Unità di Tor de' Cenci</i>»	80
3.4.4.	- <i>Unità del Palatino</i>»	81
3.4.5.	- <i>Unità di Casale del Cavaliere</i>»	81
3.4.6.	- <i>Tufi stratificati varicolori di Sacrofano</i>»	81
3.4.7.	- <i>Pozzolane Rosse</i>»	82
3.5.	- SUPERSINTEMA PALOMBARESE»	82
3.5.1.	- <i>Sintema di Cretone</i>»	82
3.5.2.	- <i>Sintema di Stazzano</i>»	83
3.5.3.	- <i>Sintema di Colle della Chiesuola</i>»	84
3.6.	- UNITÀ UBIQUITARIE.....»	84
3.6.1.	- <i>Deposito di origine mista–litofacies vulcanoclastica</i>»	85
3.6.2.	- <i>Deposito di origine mista–litofacies conglomeratica</i>»	85
3.6.3.	- <i>Sintema di Caporio</i>»	85
3.6.4.	- <i>Deposito alluvionale terrazzato del 1° ordine</i>»	85
3.6.5.	- <i>Deposito alluvionale terrazzato del 2° ordine</i>»	86
3.6.6.	- <i>Deposito alluvionale terrazzato del 3° ordine</i>»	86

3.6.7.	- <i>Travertino</i>»	86
3.6.8.	- <i>Deposito alluvionale</i>»	86
3.6.9.	- <i>Coltre eluvio colluviale</i>»	86
3.6.10.	- <i>Prodotto eluviale (alterite)</i>»	87
3.6.11.	- <i>Deposito di frana</i>»	87
3.6.12.	- <i>Deposito di versante</i>»	87
3.6.13.	- <i>Deposito antropico</i>»	87
VI	- TETTONICA»	89
1.	- INTRODUZIONE.....»	89
2.	- TETTONICA COMPRESSIVA NEOGENICA.....»	90
3.1	- UNITÀ TETTONICA DI M. MORRA.....»	91
3.2.	- UNITÀ TETTONICA DI M. CASTELVECCHIO-M. GENNARO.....»	94
3.3.	- UNITÀ TETTONICA DI M. DEGLI ELICI-M. SERRAPOPOLLO-M. PELLECCCHIA-C.LE LA RISERVATA.....»	96
3.4.	- UNITÀ TETTONICA DI CIMA CASARENE-CIMATA DELLE SERRE.....»	99
3.4.1	- <i>Settore a nord della Faglia di Orvinio</i>»	100
3.4.2	- <i>Settore a sud della Faglia di Orvinio</i>»	101
3.5.	- UNITÀ TETTONICA DEL M. MARSICANO-ASCREA- SARACINESCO-ROVIANO.....»	102
3.5.1.	- <i>Settore a nord della Faglia di Orvinio</i>»	102
3.5.1.1.	- <i>Sub-unità M. Marsicano-Saracinesco</i>»	102
3.5.1.2.	- <i>Sub-unità di Pietraforte</i>»	103
3.5.1.3.	- <i>Sub-unità di Ascrea-Roviano</i>»	103
3.5.2.	- <i>Settore a sud della Faglia di Orvinio</i>»	104
3.5.2.1.	- <i>Sub-unità M. Marsicano-Saracinesco</i>»	104
3.5.2.2.	- <i>Sub-unità di Ascrea-Roviano</i>»	105
3.6.	- UNITÀ TETTONICA DI RIOFREDDO-VALLE DELL'ANIENE.....»	106
4.	- TETTONICA ESTENSIONALE POST-OROGENICA.....»	106
5.	- EVOLUZIONE CINEMATICA.....»	109
VII	- TETTONICA GIURASSICA E DOMINI DI PCP»	115
1.	- INTRODUZIONE.....»	115
1.1.	- TETTONICA GIURASSICA NEI MONTI CORNICOLANI E LUCRETILI OCCIDENTALI.....»	117
1.1.1.	- <i>Monti Cornicolani</i>»	117
1.1.2	- <i>Monti Lucretili occidentali</i>»	120
VIII	- CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE DEL FOGLIO 366 "PALOMBARA SABINA"»	127
1.	- ASSETTO IDROGEOLOGICO.....»	127

1.1.	- SETTORE DI AFFIORAMENTO DEL DOMINIO CARBONATICO	»	129
1.1.1.	- <i>Unità idrogeologica 1</i>	»	129
1.1.2.	- <i>Unità idrogeologica 2</i>	»	130
1.1.3.	- <i>Unità idrogeologica 3</i>	»	131
1.1.4.	- <i>Bilancio idrogeologico</i>	»	131
1.1.4.1.	- Bilancio idrogeologico dell'Unità 1	»	132
1.1.4.2.	- Bilancio idrogeologico dell'Unità 2	»	132
1.2.	- SETTORE DI AFFIORAMENTO DELLE COPERTURE TERRIGENE.....	»	132

IX	- SISMICITÀ, ASSETTO SISMOTETTONICO		
	E PERICOLOSITÀ SISMICA	»	137
1.	- SISMICITÀ	»	137
2.	- ASSETTO SISMOGENETICO	»	139
3.	- PERICOLOSITÀ SISMICA	»	139

X	- RISCHI E RISORSE NATURALI	»	141
1.	- RISCHI NATURALI DI CARATTERE GEOLOGICO	»	141
1.1.	- RISCHIO IDRAULICO	»	141
1.2.	- FENOMENI DI SPROFONDAMENTO CATASTROFICO		
	E CARISMO	»	143
1.2.1.	- <i>Generalità</i>	»	143
1.2.2.	- <i>Carsismo ipogeo ed epigeo</i>	»	146
1.2.3.	- <i>Il Pozzo del Merro</i>	»	151
1.2.4.	- <i>Il sinkhole di Marcellina</i>	»	152
2.	- POZZI PER ACQUA O IDROCARBURI	»	154
3.	- RISORSE AMBIENTALI	»	159
3.1.	- GEOSITI	»	159
4.	- RISORSE LITO-MINERARIE	»	167
5.	- GEOLOGIA DEI VINI	»	169

BIBLIOGRAFIA.....	»	171
-------------------	---	-----

BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA	»	189
---------------------------------	---	-----

I – INTRODUZIONE

Il Foglio 366 “Palombara Sabina” riguarda un’area del Lazio settentrionale di pertinenza delle province di Roma e Rieti.

Il paesaggio del territorio all’interno del Foglio è prevalentemente di natura montuosa e subordinatamente collinare (fig. 1). Rientra, infatti, nel territorio del Foglio, la maggior parte del settore dei Monti Lucretili, con le dorsali Monte Morra-Monte Zappi-Monte Castelveccchio e, più a est, Monte Arcaro-Monte Pianattone-Monte Pellecchia-Monte Serrapopolo, e dei Monti Sabini orientali, con i rilievi di Monte Aguzzo, Cimata delle Serre, Monte Croce, Cima Casarene e Monte Faito. Nel Foglio sono compresi, inoltre, i Monti Cornicolani, la terminazione settentrionale dei Monti Ruffi (a sud) e la terminazione meridionale dei Monti di Fara in Sabina (a nord).

Il reticolo idrografico del settore nordorientale del Foglio appartiene al Bacino del Fiume Velino ed è caratterizzato dalla presenza di un breve tratto del Fiume Turano, che drena le acque superficiali verso nord. Il reticolo fluviale del settore centro-occidentale e settentrionale del Foglio, caratterizzato principalmente dalla presenza del Fosso di Corese, invece, drena le acque superficiali verso ovest, portandole a confluire nel vicino Fiume Tevere. Il drenaggio delle acque superficiali del settore meridionale del Foglio è controllato dalla media valle del Fiume Aniene compresa tra i paesi di Anticoli Corrado e Vicovaro.

Nell’area del Foglio 366 “Palombara Sabina” affiorano prevalentemente

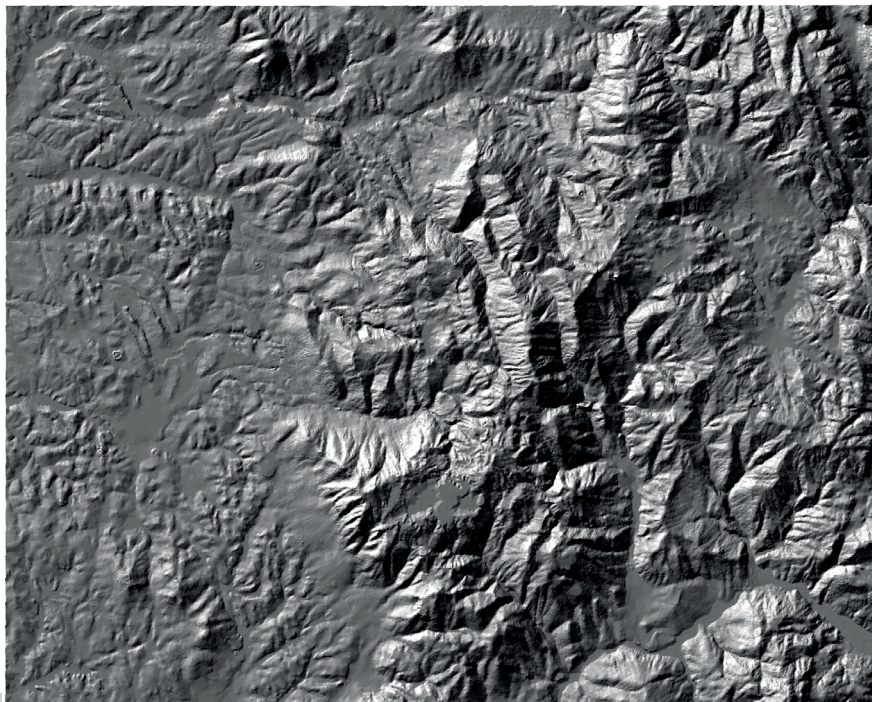


Fig. 1 – DEM del Foglio 366 “Palombara Sabina”.

successioni stratigrafiche riconducibili al ciclo pre-orogenico del Bacino Sabino, caratterizzato da facies di transizione da un ambiente di piattaforma carbonatica a un bacino pelagico (facies di *slope*). Sono presenti, inoltre, settori caratterizzati dalla presenza di successioni tipiche di ambientazioni di piattaforma carbonatica pelagica (PCP). Tale collocazione paleogeografica determina la presenza, a più livelli stratigrafici, di notevoli quantità di risedimenti carbonatici, sottoforma di flussi detritici (*grain-flow* e *debris-flow*), a volte prevalenti rispetto alle pelagiti di bacino (area orientale del Foglio).

Tale particolarità nell’assetto stratigrafico dell’area del Foglio 366 “Palombara Sabina” ha costretto ad un’articolazione della legenda in settori stratigraficamente omogenei (vedi capitolo V - STRATIGRAFIA), in cui sono state effettuate distinzioni litobiostratigrafiche, ponendo maggiore enfasi sulla porzione detritica della successione. Ad eccezione delle unità litostratigrafiche a forte componente detritica, concordate a livello di Servizio Geologico d’Italia nell’ambito del Comitato d’area per l’Italia centrale, le restanti unità stratigrafiche delle successioni pre-orogeniche sono, in genere, unità litostratigrafiche non formalizzate, ma

entrate nell'uso corrente della letteratura geologica e già introdotte nei fogli alla scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia (CARIMATI *et alii*, 1980).

La maggior parte delle formazioni appartenenti alle successioni umbromarchigiana e sabina sono state recentemente formalizzate e compaiono nel *Quaderno 7, fasc.VI, Catalogo delle formazioni geologiche italiane, Unità tradizionali* (APAT-Servizio Geologico Nazionale).

Circa il 30% del Foglio 366 "Palombara Sabina" è caratterizzato dall'affioramento delle successioni post-orogenesi, del Plio-Pleistocene, per la maggior parte raggruppate in un sintema costituito da depositi di piana alluvionale e marino costieri (*Sintema del paleo-Farfa*), appartenente al *Supersintema del Bacino Tiberino*. I restanti depositi post-orogenesi sono stati raggruppati, principalmente, in due supersintemi: il *Supersintema del Torrente Farfa* (con drenaggio verso il Fiume Tevere) e il *Supersintema Tiburtino*, legato al drenaggio del Fiume Aniene. Del tutto subordinati ai litotipi sedimentari risultano i depositi vulcanici affioranti nel Foglio 366 "Palombara Sabina", provenienti dall'apparato Tuscolano-Artemisio e dal settore Sabatino.

Dal punto di vista tettonico, l'area compresa nel Foglio 366 "Palombara Sabina" rappresenta una porzione del segmento sabino della catena appenninica, ed è caratterizzata da un sistema di sovrascorrimenti, a generale vergenza orientale, che coinvolge nella deformazione, in affioramento, unità stratigrafiche via via più giovani man mano che ci si sposta verso i quadranti orientali. Le superfici di sovrascorrimento presenti al margine orientale del Foglio appartengono al fascio di deformazioni associato allo sviluppo della Linea Olevano-Antrodoco.

Gli elementi tettonici più recenti presenti nell'area del Foglio sono rappresentati da piani di faglia che dislocano, principalmente nei settori occidentali, i depositi post-orogenesi della *Successione marino-continentale plio- quaternaria*.

La carta geologica, alla scala 1:50.000, è stata redatta sulla base del rilevamento geologico eseguito negli anni 2005-2008, su basi topografiche, alla scala 1:10.000, della Carta Tecnica Regionale della Regione Lazio. La successiva riduzione alla scala 1:50.000 ha comportato alcune semplificazioni, relative soprattutto alla quantità di dati rappresentati, in cui si è cercato di mantenere, ragionevolmente nei limiti di leggibilità della carta, il dettaglio stratigrafico e strutturale raggiunto in fase di rilevamento.

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Il Foglio 366 “Palombara Sabina” in scala 1:50.000 ricade, principalmente, nella zona di giunzione tra i Fogli geologici 144-Palombara Sabina (1970) e 145-Avezzano (1934) della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000. Di questi due fogli, solo uno è stato corredato da Note Illustrative (Foglio 144), peraltro riunite in un unico volume insieme a quelle del Foglio 138 (CHIOCCHINI *et alii*, 1975). La letteratura geologica relativa all'area comprende un notevole numero di pubblicazioni distribuite in un arco di tempo di oltre un secolo, con un marcato aumento nel numero degli articoli pubblicati dalla metà degli anni '80 sino ai giorni nostri. In questo paragrafo viene presentato un breve *excursus* storico sulle principali tematiche geologiche del Foglio in esame.

Dal punto di vista **fisiografico** e **geomorfologico**, i primi aspetti a suscitare l'interesse di studiosi naturalisti, fin dalla seconda metà dell'800, sono stati sicuramente l'idrografia e i fenomeni carsici. Nell'ambito di approfonditi studi sull'area sabina, che spaziano dalla stratigrafia alla paleontologia, alla geomorfologia, TUCCIMEI (1885, 1886) si occupa anche del carsismo. Dopo alcuni decenni, CASTIGLIONI, nel 1934 e nel 1935, si occupa anche della Sabina nei suoi studi sulla morfologia dell'Italia centrale. Altri studi geomorfologici importanti sono quelli di SEGRE (1945) sul carsismo nel Lazio e di MAXIA, sia a carattere generale, nell'ambito di una descrizione geomorfologica del Lazio (1955), che più specifici sull'idrografia (1948); in quest'ultimo lavoro, in

particolare, sono descritte le caratteristiche di un arco naturale lungo il Torrente Farfa, “il Ponte Sfondato” (a poca distanza dal vertice nord-occidentale del Foglio), la cui genesi è spiegata con il taglio di un meandro incassato in litologie conglomeratiche; l’arco naturale è in seguito crollato intorno agli anni ’60, ma se ne possono ancora riconoscere i resti.

Dal punto di vista **geologico generale**, sono numerosi i lavori che riguardano la zona del Foglio e le aree limitrofe. Tra i primi, sono da ricordare i lavori del VERRI (1882, 1883, 1905) che trattano della geologia dei bacini di Rieti e Terni, mentre LOTTI (1906, 1926) studia la geologia delle dorsali carbonatiche. Più recenti sono i lavori di BENELLI (1960, 1962a) sulla geologia dell’area di Fara in Sabina e della Sabina in generale, che riguardano le successioni sedimentarie mesozoiche, in particolare quelle paleogeniche, e ne delineano l’assetto tettonico. A carattere generale, ma comunque importante per gli studi paleogeografici dell’area sabina, è il lavoro di ACCORDI *et alii* (1969) che illustra il confronto e la correlazione tra le successioni stratigrafiche del Neogene dell’Appennino laziale e abruzzese. Di notevole interesse è il lavoro di PAROTTO

& PRATURLON (1975) che costituisce una sintesi delle conoscenze acquisite fino ad allora sull’Appennino centrale, con riferimenti in particolare all’area sabina. Un’analisi completa delle caratteristiche geologiche della Sabina è presentata nelle note illustrative dei Fogli 138 e 144 (CHIOCCHINI *et alii*, 1975). Successivamente, tra gli anni ’70 e ’80, numerosi studi hanno riguardato la “Linea Ancona-Anzio” (CANTELLI *et alii*, 1979; CASTELLARIN *et alii*, 1979, 1982) di cui viene definito il significato paleogeografico, come passaggio tra facies mesozoiche di scarpata, a ovest, e di piattaforma, a est. L’area del Foglio è, poi, pienamente compresa nello studio di ACCORDI *et alii* (1988), una sintesi regionale sulla distribuzione delle litofacies nell’area laziale e abruzzese, corredata da una cartografia in scala 1:250.000. Un’approfondita analisi della successione sabina, del suo assetto strutturale e del suo ruolo nell’ambito di un quadro regionale era in atto, sin dalla fine degli anni 70, da parte della scuola romana ed è proseguita fino agli ultimi anni (CORDA & MARIOTTI, 1986; COSENTINO & PAROTTO, 1988; CIVITELLI *et alii* 1988a, 1988b; COSENTINO, 1988; COSENTINO *et alii*, 1993a; CIPOLLARI *et alii*, 1997).

Dal punto di vista **stratigrafico**, i primi studi che si sono occupati delle successioni **pre-orogenesi** dell’area sabina sono dovuti a TUCCIMEI (1891a), che descrive i terreni secondari, a PRINCIPI (1927, 1933 e 1935), che indaga i terreni terziari, e a RENZ (1932), che analizza in dettaglio la *Scaglia cinerea*. Molto interessante e dettagliata è la descrizione che MAXIA (1941) fa della successione di terreni che si incontra attraversando la Campagna Romana e i rilievi dei Monti Cornicolani e Lucretili. Successivamente, MAXIA (1954) pubblica una monografia sulla geologia dei Monti Cornicolani, descrivendone la stratigrafia, la tettonica, la paleontologia, l’idrografia e la morfologia. Una parte della monografia è

dedicata ai materiali da costruzione e ad alcune indicazioni sull'idrogeologia e la sismologia dell'area. Anche se eseguiti in aree limitrofe rispetto al Foglio, sono di grande importanza gli studi biostratigrafici e paleoambientali di FARINACCI (1959, 1967, 1970), che analizza in dettaglio le facies e le microfaccies giurassico-cretaciche, ricostruendo l'evoluzione del Bacino Sabino. Riguarda più strettamente l'area del Foglio il lavoro di BENELLI (1962b), che studia il Paleogene dell'area di Fara in Sabina. Successivamente, studi stratigrafici di dettaglio descrivono la stratigrafia e la sedimentologia delle successioni cenozoiche del Bacino Sabino, con particolare riferimento alle caratteristiche e ai meccanismi degli apporti carbonato-clastici (CARBONI *et alii*, 1984; CORDA & MARIOTTI, 1986; CIVITELLI *et alii*, 1988a, 1988b). Il lavoro di

COSENTINO (1988) descrive, insieme all'assetto strutturale, le caratteristiche stratigrafiche della successione meso-cenozoica dei Monti Lucretili. Di grande interesse, per l'ampiezza dell'area trattata, è il lavoro di DAMIANI *et alii* (1992); in esso vengono riunite, in maniera omogenea, successioni stratigrafiche di dettaglio studiate da numerosi autori tra gli anni '60 e gli anni '80, in tutto l'Appennino centrale. Significativo, infine, è il lavoro di SANTANTONIO & GALLUZZO (1996), in cui vengono descritti in dettaglio i rapporti geometrici delle diverse facies sedimentarie giurassiche (bacino e piattaforma carbonatica pelagica), in due aree situate nell'Appennino umbro-marchigiano e nell'area sabina.

Dal punto di vista **stratigrafico**, riguardo alle successioni **sin-orogenesi** in letteratura sono presenti un numero limitato di lavori. Vanno citati, in particolare, i lavori riguardanti i minerali pesanti presenti nei depositi torbiditici, studiati al fine di porre dei vincoli sull'area di provenienza (CIVITELLI *et alii*, 1979, 1992) e lo studio delle facies di BELLOTTI (1992). Di grande interesse sono anche i lavori di CIPOLLARI & COSENTINO (1992) e CIPOLLARI *et alii* (1993) riguardanti la biostratigrafia a nannofossili dei depositi terrigeni lungo la *linea Olevano-Antrodoco*, che pongono dei vincoli essenziali per la caratterizzazione cinematica e per l'evoluzione neogenica dell'area sabina.

Dal punto di vista **stratigrafico**, per quanto riguarda le successioni **post-orogenesi** affioranti nell'area del Foglio, i lavori sono numerosi e distribuiti in un ampio arco di tempo, dalla seconda metà dell'800 ai giorni nostri. Tra questi, vanno citati i lavori di DE MARCHI (1874), che studia il bacino lignitifero di Roccantica, di TUCCIMEI (1889a,b, 1890, 1891b, 1893, 1895, 1898,) che si occupa largamente del Plio-Pleistocene, analizzando e descrivendo le faune sia a vertebrati che a invertebrati. A questo proposito è molto interessante la discussione tra TUCCIMEI (1895) e CLERICI (1895) circa l'età dei depositi post-orogenesi affioranti tra i Monti Cornicolani e i Monti Lucretili. DE ANGELIS D'OSSAT (1919, 1924, 1933), oltre allo studio di faune a vertebrati, segnala il ritrovamento di un livello vulcanico a Tor Baccelli (a ovest di Fara in Sabina) e mette in luce la

presenza di una “spiaggia pliocenica” ad ovest dei Monti Sabini.

Le successioni marine e continentali post-orogenesi divengono quindi oggetto di numerosi e approfonditi studi. Alcuni autori analizzano il contenuto fossilifero delle successioni plio-pleistoceniche (Villafranchiano “*auctorum*”) e delle successioni ad esse eteropiche affioranti nella Valle del Tevere, fornendo importanti dati per una loro attribuzione stratigrafica (AMBROSETTI *et alii*, 1968, 1987; AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; CONTI & GIROTTI, 1977; ESU & GIROTTI, 1975, 1991; CAVINATO *et alii*, 1990; ESU, 1992; ESU *et alii*, 1992; KOTSAKIS, 1992; GIROTTI & PICCARDI, 1994; CARBONI & DI BELLA, 1996; CARBONI *et alii*,

1992, 1993). Di notevole interesse per l'inquadramento stratigrafico dei depositi post-orogenesi della Valle del Tevere è il lavoro di BARBERI *et alii* (1994) che distingue nella successione plio-pleistocenica del Lazio settentrionale tre cicli deposizionali separati da discontinuità stratigrafiche regionali. GLIOZZI *et alii* (1997) presentano una sintesi di tali studi e uno stato dell'arte, riferito a tutto l'Appennino centrale, della bio-cronologia di mammiferi, molluschi e ostracodi. Altri lavori analizzano in dettaglio le successioni litostratigrafiche affioranti, presentando cartografie geologiche a diverse scale. Per quanto riguarda le successioni plio-pleistoceniche, MANCINI *et alii* (2004) presentano una cartografia della media Valle del Tevere. Il modello stratigrafico alla base del lavoro di MANCINI *et alii* (2004), ribadito in un più recente lavoro sull'analisi delle paleolinee di riva della media Valle del Tevere (MANCINI *et alii*, 2007), è stato recentemente messo in discussione da COSENTINO & FUBELLI (2008), grazie ai risultati dell'analisi stratigrafica condotta sui depositi post-orogenesi dei Fogli 357 “Cittaducale” (COSENTINO *et alii*, in stampa) e 366 “Palombara Sabina”.

Anche i lavori riguardanti la **tettonica** dell'area del Foglio sono numerosi, a testimonianza del complesso e interessante assetto strutturale che la caratterizza. Tra gli autori più lontani nel tempo, rivestono ancora un certo interesse gli scritti, già menzionati, del LOTTI (1906, 1926); questi contengono molti dati ancora validi che già mettono in luce l'importanza dei fenomeni traslativi, da ovest verso est, nelle dorsali carbonatiche della Sabina. Da ricordare nuovamente, per gli aspetti tettonici regionali, è il lavoro di PAROTTO & PRATURLON (1975). Successivamente a questo, sono numerosi gli studi riguardanti le strutture tettoniche comprese nell'area del Foglio. I lavori di COSENTINO (1988), COSENTINO & PAROTTO (1988, 1992), MATTEI *et alii* (1988), MANGANELLI & FARAMONDI (1990), COSENTINO & MONTONE (1991), CORRADO *et alii* (1992),

COSENTINO *et alii* (1993a), STORTI & SALVINI (1996, 2001) descrivono, con diverso dettaglio e su aree differenti, la geometria e la cinematica dei sovrascorimenti e delle strutture presenti nell'area compresa tra i Monti Sabini e i Monti Reatini.

Sono numerosi i lavori a carattere strutturale riguardanti, in modo specifico, i sovrascorimenti della “Linea Olevano – Antrodoco” (SALVINI & VITTORI, 1982;

DAMIANI, 1985; CAVINATO *et alii*, 1988; CAPOTORTI & MARIOTTI, 1992), che oggi viene distinta, per significato, caratteristiche geometriche ed età della deformazione, dalla “*linea Ancona - Anzio*” descritta da COLI (1981) e CASTELLARIN *et alii* (1982).

Alcuni lavori a carattere generale hanno cercato di ricostruire l’evoluzione tettonico-strutturale di questo settore della catena appenninica, per quanto riguarda la tettonica compressiva, le rotazioni e le fasi distensive più recenti (DI FILIPPO & TORO, 1982; BROZZETTI *et alii*, 1992; CORRADO *et alii*, 1992, 1997; COSENTINO *et alii*, 1992; CAVINATO *et alii*, 1993, 1994; CALAMITA &

PIERANTONI, 1996). Diversi autori, infine, hanno studiato la sismicità e le faglie distensive e trascorrenti presenti nell’area, concentrandosi sugli aspetti neotettonici (FACCENNA, 1994; FACCENNA *et alii*, 1994; GASPARINI *et alii*, 2002). Dal punto di vista **geologico applicato**, per quanto riguarda le ricerche **idrogeologiche** bisogna ricordare i lavori di BONI *et alii* (1988) e CAPELLI *et alii* (1990). BONI *et alii* (1988) inquadrano l’area sabina in uno schema idrogeologico regionale esteso a tutta l’Italia centrale, che individua i principali acquiferi e le linee generali della circolazione idrica sotterranea; CAPELLI *et alii* (1995) studiano, in dettaglio, le caratteristiche idrogeologiche dell’acquifero delle sorgenti Capore-S. Angelo, ubicate a sud di Scandriglia, sul versante ovest della dorsale Monte Pelicchia-Monte Pelato. L’analisi dell’idrogeologia dell’area è stata di base per lo studio dei *sinkhole*, piccole depressioni di forma circolare dovute a sprofondamento, che interessano ampi settori del Foglio, soprattutto a est e a ovest della dorsale carbonatica dei Monti Lucretili. Particolare clamore ha suscitato la recente formazione di un *sinkhole* nel settore di Marcellina, che ha minacciato la stabilità di un elettrodotto per l’alta tensione (ARGENTIERI *et alii*, 2002; 2003).

PROGETTO
CARG

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

G. Fubelli

Il Foglio 366 “Palombara Sabina” è situato al margine occidentale della dorsale appenninica, nel suo settore centrale. Il margine ovest dell’area del Foglio comprende la sinistra idrografica della Valle del Tevere. Il margine nord attraversa la dorsale dei Monti di Fara in Sabina fino a raggiungere la Valle del Turano nei pressi di Ascrea, alle pendici della dorsale del Navegna-Cervia. Il settore orientale comprende la dorsale dei Monti Sabini orientali, mentre a sud raggiunge la valle del Fiume Aniene nei pressi degli abitati di Roviano e Anticoli Corrado. Infine, il margine meridionale segue per buona parte la valle del Fiume Aniene, comprendendo anche le porzioni più settentrionali delle dorsali dei Monti Ruffi e dei Monti Tiburtini.

Le caratteristiche fisiografiche e geomorfologiche principali di quest’area sono illustrate sinteticamente in questo capitolo, facendo riferimento alle indicazioni fornite dal Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia e dalla Guida al rilevamento della Carta geomorfologica d’Italia, 1:50.000. Quest’analisi rappresenta la base per l’approfondimento di successivi studi tematici sulla geomorfologia del Foglio 366 “Palombara Sabina”.

L’**orografia** del Foglio, nei suoi tratti essenziali, è caratterizzata da due ben distinti domini di paesaggio: una parte occidentale caratterizzata da superfici

blandamente ondulate e quote non superiori ai 350 m vieppiù minori verso occidente, dissecate da valli più o meno incise; una parte orientale contraddistinta da un paesaggio articolato per la presenza di dorsali e di ampie aree collinari, che si alternano a piane, valli fluviali e a piccole depressioni di estensione variabile. In particolare è possibile distinguere tre grandi dorsali, a direzione NNO-SSE, separate da valli più o meno incise che seguono i principali lineamenti tettonici. I rilievi maggiori del Foglio si trovano nelle culminazioni delle dorsali di Monte Gennaro (Monte Zappi, 1272 m s.l.m.), Colle Pietropaolo – Monte Pellecchia (1370 m s.l.m.) e Monte Marsicano - Monte Faito (1223 m s.l.m.). Quest'ultima dorsale è collocata in un settore dove affiorano estesamente le litofacies dell'Unità Spongolitica (SPT, Miocene inferiore-medio), costituita da alternanze di marne, marne calcaree e marne argillose. Questa dorsale è inoltre caratterizzata, attorno a quota 1000 metri, da un paesaggio con modeste pendenze e bassa energia del rilievo, relitto dell'attività della morfogenesi nel periodo antecedente al sollevamento regionale che ha interessato l'intero Appennino nel corso del Pleistocene (DEMANGEOT, 1965; DRAMIS, 1992).

L'idrografia è caratterizzata da una serie di bacini idrografici che hanno tutti recapito nelle acque del F. Tevere, ma con percorsi aventi orientamento e direzioni di deflusso diverse, in ragione dei condizionamenti della tettonica, dapprima compressiva, poi estensionale. I corsi d'acqua maggiori, che però solo in parte attraversano l'area del Foglio, sono il Fiume Aniene e il Fiume Turano. Il primo scorre più o meno da E verso O mentre il secondo scorre da SSE verso NNO. Tali direzioni contraddistinguono anche i corsi d'acqua di ordine minore. Molti dei corsi d'acqua a direzione appenninica sono intercettati dal Fiume Aniene e quindi hanno scorrimento verso SSE, mentre gli altri scorrono verso NNO e sono tributari del Fosso Corese, che ha un bacino idrografico assai minore dei fiumi citati finora, ma che rientra quasi interamente nel Foglio. E' da notare come gli spartiacque tra i corsi d'acqua a direzione NNO-SSE siano piuttosto bassi (per esempio 1066 m s.l.m. tra il Torrente Licenza e il Fosso delle Capore) e prossimi alla quota delle superfici sommitali a modeste pendenze. Ciò porta a ipotizzare che durante il Pliocene tali corsi potessero avere avuto un unico verso di scorrimento prima di essere catturati per erosione regressiva dai corsi d'acqua a direzione E-O. Quest'ultimi tagliano l'edificio a falde e pieghe del Foglio 366 "Palombara Sabina" e sono condizionati fortemente dall'attivazione della faglia bordiera dei Monti Lucretili e di Fara in Sabina, che con la sua azione accentua il dislivello in quota tra la Campagna Romana (a ovest) e la dorsale appenninica (a est). Il Fosso di Corese, il Torrente Farfa a nord dell'area del Foglio (Foglio 357 "Cittaducale") e il Fiume Aniene a sud (Foglio 375 "Tivoli") sono i corsi d'acqua che durante il Pliocene superiore hanno trasportato ingenti quantità di materiale clastico depositandolo lungo le aste fluviali e nei rispettivi apparati deltizi tirrenici.

Sempre a seguito dell'azione della faglia bordiera, numerosi corsi d'acqua a direzione prevalentemente E-O, con bacini idrografici modesti, si sono generati e, in misura minore, hanno fornito un contributo significativo agli apparati deltizi in formazione (Fosso dei Casali, Fosso del Palomonte, Fosso di Peschio Grosso). Tutti questi corsi d'acqua, una volta attraversata la faglia bordiera seguono non già un andamento E-O, ma assumono direzioni NO-SE e NE-SO con brusche variazioni di direzione in corrispondenza di principali lineamenti tettonici.

Le **forme** principali rilevate nell'area sono sia di accumulo che di erosione. La loro analisi ha contribuito in modo determinante alla ricostruzione dell'evoluzione plio-quadernaria dell'area. In particolare sono perfettamente conservate le forme di accumulo fluviale, deltizie e marine del Pliocene superiore. Ben definita è la superficie di accumulo dell'antico Fosso di Corese (paleo-Corese), che nel Pliocene superiore aveva un bacino molto più ampio dell'attuale ed era in connessione con il bacino del paleo-Farfa. I depositi relativi al paleo-Corese (Supersistema del Bacino Tiberino) affiorano diffusamente lungo la valle dell'attuale Fosso Pratarone (**UMS**, bordo settentrionale del Foglio) e descrivono un'ampia superficie terrazzata. Verso ovest, il paleo-Corese seguiva l'attuale valle del Fosso di Corese fino circa all'abitato di Nerola, per poi formare un ampio delta (**UTB**), che si estendeva da Canneto, a nord, fin quasi a Montelibretti, a sud. Anche lungo la Valle dell'Aniene si individua la superficie di top deposizionale fluviale del coevo Supersistema Tiburtino (**TN**). Lembi della superficie di top deposizionale marino/deltizio sono stati individuati in molti settori del Foglio, con maggiore frequenza e ampiezza nelle zone più vicine ai versanti carbonatici, poiché meno interessate dalle successive fasi di erosione. Proprio lungo i versanti carbonatici sono individuabili alcune superfici di abrasione marina con lembi residui di depositi di *beach rock*, di falesia (**UPS**) e mesoforme di erosione quali fasce di fori di litodomi. La più alta si trova a sud di Marcellina (Colle Pietro), a quota 490 m s.l.m., mentre la massima concentrazione di fori di litodomi si ha tra i 190 e i 290 m s.l.m., sia lungo il versante dei Monti Lucretili e dei Monti di Fara in Sabina, sia tutt'intorno ai Monti Cornicolani, che quindi costituivano un'isola nel mare gelasiano.

A causa dell'*uplift* regionale che interessa l'intero Appennino a partire dal Pleistocene, si assiste alla migrazione della linea di costa verso ovest. L'evoluzione dei corsi d'acqua, influenzati anche dalle variazioni climatiche, subiscono varie fasi di incisione e deposizione, con la formazione di diversi ordini di terrazzi fluviali. La sedimentazione, all'interno dell'intero Foglio, diviene esclusivamente di tipo continentale. Le superfici più antiche relative a questo nuovo ciclo erosivo-deposizionale, debolmente incassate all'interno della successione marina e marino-deltizia dell'**UTB**, sono però legate alla formazione di estese placche di travertino (*calcareous tufa*), frequenti soprattutto lungo la valle

del Fosso di Corese. Questi *plateau* carbonatici presentano facies deposizionali di cascata, di retrosoglia e lacustri (**UPM**) e avevano la loro terminazione a ridosso dell'attuale Fosso Carolano (in prossimità dell'abitato di Montelibretti). La successiva incisione valliva si è impostata a nord di Nerola, seguendo l'attuale percorso del Fosso di Corese, tagliando i depositi pre-orogenesi della Maiolica (**MAI**) e lasciando quasi inalterata la morfologia dell'antica valle del paleo-Corese. Contemporaneamente, alle pendici dei versanti, si generavano i primi ordini di depositi conglomeratici in facies di conoide alluvionale (**FOC, SZN**), la cui morfologia, benché intaccata dai successivi processi erosivi, è ancora ben riconoscibile. In questa fase, inoltre, i corsi d'acqua subiscono una modificazione del loro reticolo che si organizza seguendo direzioni prevalentemente NO-SE e NE-SO, coincidenti con le principali direttrici tettoniche (vedi Cap. VI-STRATIGRAFIA). Non mancano però altre valli orientate in direzione E-O, come il Fosso della Fiora e il Fosso Carolano e, a ridosso dei Monti Cornicolani, in direzione N-S. Proprio l'attività tettonica quaternaria è responsabile della formazione di alcune piccole depressioni, colmate successivamente da depositi alluvionali e travertinosi, come il caso della Piana di Cerreto, nei pressi di Cretone (**KRT**), un'estesa area pianeggiante ad una quota media di circa 100 metri s.l.m., debolmente inclinata verso SO, con estensione areale di circa 2 km². Nel corso del Pleistocene medio, un ulteriore cambiamento nella morfologia del Foglio avviene con la deposizione dei prodotti vulcanici provenienti dai distretti Sabatino ed Albano. Le formazioni vulcaniche affioranti nel settore, di aspetto spesso litoide e massivo, tendono a formare delle superfici di accumulo sub-pianeggianti e risultano fortemente incise dai corsi fluviali, che generano delle scarpate di erosione ad alto angolo, con altezza fino a dieci metri.

L'**evoluzione geomorfologica più recente** che ha interessato l'area del Foglio è legata alla formazione dei diversi ordini di terrazzi fluviali e conoidi alluvionali e di detrito, che si trovano prevalentemente incassati gli uni negli altri (**bn1-bn3**). Particolare menzione merita il sistema di conoidi di deiezione che si sviluppano nella zona pedemontana dei Monti Lucretili e dei Monti di Fara in Sabina, al piede della scarpata di faglia che borda verso est la Campagna Romana (faglia bordiera). Quest'ultima costituisce una delle più spettacolari forme strutturali del Foglio 366 "Palombara Sabina". I conoidi tendono ad assumere una tipica forma "a ventaglio", che permette di distinguere perfettamente i singoli eventi e i margini esterni. Inoltre, spesso, i singoli conoidi presenti ai piedi del versante occidentale dei Monti Lucretili si sovrappongono lateralmente gli uni agli altri generando i cosiddetti "conoidi compositi" o "*bajadas*".

Le **forme carsiche** si rinvencono diffusamente in corrispondenza delle aree d'affioramento dei litotipi francamente calcarei. Le forme alla mesoscala, in particolare *karren*, campi carreggiati e piccole doline, sono diffuse prevalentemente alla sommità delle dorsali carbonatiche, dove l'acclività è minore,

in particolar modo lungo i versanti occidentali dei Monti Lucretili. Ampie doline a pozzo e a imbuto sono presenti in gran numero nel settore più meridionale del Foglio. Sono particolarmente frequenti nell'area di Macchia di Grattaceca, con la generazione di doline e grotte sotterranee di grande interesse speleologico. Una di queste è il ben noto Pozzo del Merro, situato nei pressi di località Selva. Si tratta di una dolina da crollo, con pareti sub-verticali fittamente ricoperte da vegetazione, che raggiunge la profondità eccezionale di 392 m dal piano campagna. Le altre doline presenti nell'area, come il Pozzo Sventatore o la Buca di San Francesco, risultano allineate in direzione NO-SE secondo uno dei sistemi tettonici principali del settore.

Fenomeni di sprofondamento differenti, ma anch'essi riconducibili a processi di dissoluzione carsica, sono i *sinkhole*, presenti in molti settori del Foglio e particolarmente diffusi nei Monti Sabini orientali, in prossimità del limite litologico tra SPT_{1a} (calcarenitici) e SPT_{1b} (marne). Molto clamore ha fatto di recente lo sprofondamento che ha interessato la Piana di Pozzo Grande, a sud di Marcellina. Qui, nel gennaio 2001, si è formata improvvisamente una voragine di forma sub-circolare, con diametro di circa 40 m, pareti sub verticali e una profondità di 10-15 m, che attualmente ospita sul fondo un piccolo lago (Argentieri et al., 2004).

Il carsismo, che arricchisce in carbonato le acque sotterranee, associato alla presenza di importanti lineamenti tettonici, che favoriscono la risalita di acque profonde, è responsabile della formazione diffusa di depositi travertinosi (*calcareous tufa*, f₁) all'interno delle valli. Di una certa estensione areale risultano i depositi travertinosi presenti nella Valle dell'Aniene, tra Vicovaro e la confluenza con il Torrente Fiumicino. Nel settore della Campagna Romana, questi depositi sono sempre più frequenti a partire dal Rio Moscio (a ovest di Montelibretti) e, procedendo verso sud, lungo tutto il settore pedemontano del Foglio.

Le **forme dovute alla gravità** sono distribuite in tutta l'area del Foglio e sono rappresentate essenzialmente da falde detritiche in gran parte inattive, diffuse al piede dei versanti più acclivi. Dissesti legati alla presenza di frane di crollo e ribaltamento di blocchi interessano, puntualmente, i versanti fortemente pendenti della Valle del Turano, dell'Aniene, del Fosso di Corese e del Torrente Licenza. Frane con movimenti complessi e di estensione variabile interessano in diversi punti i terreni a prevalente componente marnoso-argillosa. Particolarmente interessato da fenomeni gravitativi è il settore nord-occidentale del Foglio, in corrispondenza degli affioramenti della litofacies marnosa dell'Unità Spongolitica (SPT_{1b}), lungo la dorsale di Monte Fauto, lungo il versante occidentale della Valle del Turano, dove affiora l'Unità arenaceo-pelitica (UAP). Anche più a sud, nel settore di Cineto Romano, sono presenti fenomeni gravitativi che interessano, principalmente, la litofacies marnosa dell'Unità Spongolitica (SPT_{1b}).

Nei settori d'affioramento dei depositi post-orogenesi, sono state individuate

frane di estensione limitata, legate essenzialmente allo scalzamento al piede ad opera dei corsi d'acqua, o a fenomeni di piccoli e superficiali scorrimenti rotazionali in corrispondenza delle litologie più argillose (UTB).

Dal quadro generale appena descritto, dunque, emerge come il paesaggio del Foglio 366 "Palombara Sabina" sia stato modellato dalla complessa combinazione di diversi agenti morfogenetici, che hanno agito sinergicamente, e in modo differente, nell'attività di modellamento dei versanti. In sintesi, l'attuale assetto del paesaggio risulta essere conseguenza dell'interazione tra due grandi fenomeni, uno endogeno (l'*uplift* tettonico) e uno esogeno (il clima), a cui, in determinate aree, si è aggiunta l'azione di altri agenti morfogenetici che hanno prodotto morfologie estremamente evidenti, ma di estensione areale limitata. È infine interessante notare come ognuna delle fasi erosivo-deposizionali sopra descritte abbia lasciato tracce indelebili nel paesaggio, la cui interpretazione costituisce un contributo fondamentale per comprendere la complessa storia evolutiva che ha caratterizzato il settore di studio.

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

D. Cosentino

Il Foglio 366 “Palombara Sabina” è collocato nel segmento centrale della catena appenninica. L’Appennino costituisce una porzione della megasutura cenozoica sviluppatasi nell’area peri-mediterranea, in seguito all’interazione tra le placche africana ed europea e le microplacche di Adria, Sardo-corsa e Alboran (BOCCALETTI *et alii*, 1971; SCANDONE, 1979; AUBOUIN *et alii*, 1980; MANTOVANI *et alii*, 1985; CASTELLARIN *et alii*, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 2004;

CARMINATI *et alii*, 2004). Nel settore appenninico centrale, questa interazione ha prodotto lo sviluppo di una catena a pieghe e sovrascorrimenti che ha dapprima coinvolto i domini paleogeografici più occidentali e successivamente quelli orientali (CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997; COSENTINO *et alii*, 2003; COSENTINO & CIPOLLARI, 2008; COSENTINO *et alii*, 2010a).

Durante la strutturazione della catena appenninica si è sviluppato un sistema compressivo che, oltre a determinare la deformazione delle successioni pre-orogeniche coinvolte, ha controllato lo sviluppo e la successiva migrazione, verso le zone via via più esterne dell’avampaese, di un sistema orogenico costituito da catena-avanfossa-avampaese (BOCCALETTI *et alii*, 1990; PATACCA *et alii*, 1992a; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995, 1996; COSENTINO *et alii*, 2003; COSENTINO *et alii*, 2010a). Quest’ultimo risulta caratterizzato dall’evoluzione di diverse tipologie di bacini sedimentari, controllati principalmente dai processi tettonici

(subsidenza flessurale e sollevamento orogenico) connessi con l'accrescimento frontale di una catena a pieghe e sovrascorrimenti (DE CELLES & GILES, 1996).

In particolare, mentre sul settore deformato (catena) si sviluppavano, come bacini episuturali, dei bacini trasportati tettonicamente (*thrust-top basin*, *piggy-back basin*, bacini satellite, etc.), all'esterno, in posizione perisuturale, si sviluppava un bacino caratterizzato da elevati tassi di subsidenza tettonica (avanfossa), mentre il settore di avampaese non flessurato veniva interessato da tassi di sedimentazione confrontabili con il regime pre-orogenico.

Generalmente, su questa tipologia di catena, contemporaneamente alla fase compressiva che investe l'area di avampaese, le zone di retropaese vengono interessate da collasso tettonico, responsabile dello sviluppo di bacini sedimentari controllati da processi tettonici estensionali. In un tale contesto geodinamico, quindi, si sviluppa un sistema distensione-compressione in migrazione verso l'avampaese (SARTORI, 1990; PATACCA *et alii*, 1992a; CAVINATO & DE CELLES, 1999; CIPOLLARI *et alii*, 1999; COSENTINO *et alii*, 2017).

In Appennino centrale, gli effetti della migrazione del sistema distensione-compressione sono registrati nell'assetto stratigrafico-strutturale del settore. Qui, come in tutti gli altri settori della catena appenninica è, infatti, possibile distinguere: 1) una fase pre-orogenica; 2) una fase sin-orogenica; 3) una fase post-orogenica.

Durante la fase pre-orogenica, il settore attualmente coinvolto nella catena dell'Appennino centrale faceva parte del margine sud-tetideo, caratterizzato da una paleogeografia dominata da sistemi piattaforma-bacino (CIARAPICA, 1990; CIARAPICA & PASSERI, 2002; BOSELLINI, 2004; COSENTINO *et alii*, 2010a).

La tettonica del Giurassico inferiore, responsabile di questo assetto paleogeografico, in seguito allo smembramento di una paleopiattaforma appenninica (Norico-Giurassico inferiore), ha, inoltre, determinato lo sviluppo, nei domini bacinali, di Piattaforme Carbonatiche Pelagiche (PCP, *sensu* SANTANTONIO, 1993) (CHIOCCHINI *et alii*, 1975; COSENTINO *et alii*, 1982; GALLUZZO & SANTANTONIO, 1994; SANTANTONIO *et alii*, 1996; GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002; COSENTINO *et alii*, 2006; BOLLATI *et alii*, 2011).

Le successioni stratigrafiche coinvolte nella strutturazione dell'Appennino centrale appartengono, quindi, a domini pelagici, di piattaforma carbonatica, di PCP e alle transizioni tra questi domini (fig. 2).

Durante la fase sin-orogenica, il settore appenninico centrale venne interessato dalla migrazione del sistema catena-avanfossa-avampaese la cui scansione temporale è stata messa recentemente in evidenza grazie agli studi effettuati sui depositi sintettonici connessi al sistema orogenico (PATACCA *et alii*, 1992a, b; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995; 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997a; COSENTINO *et*

alii, 2003). Durante questa fase, si passa da una sedimentazione prevalentemente carbonatica, che caratterizza la successione pre-orogenica, ad una silicoclastica

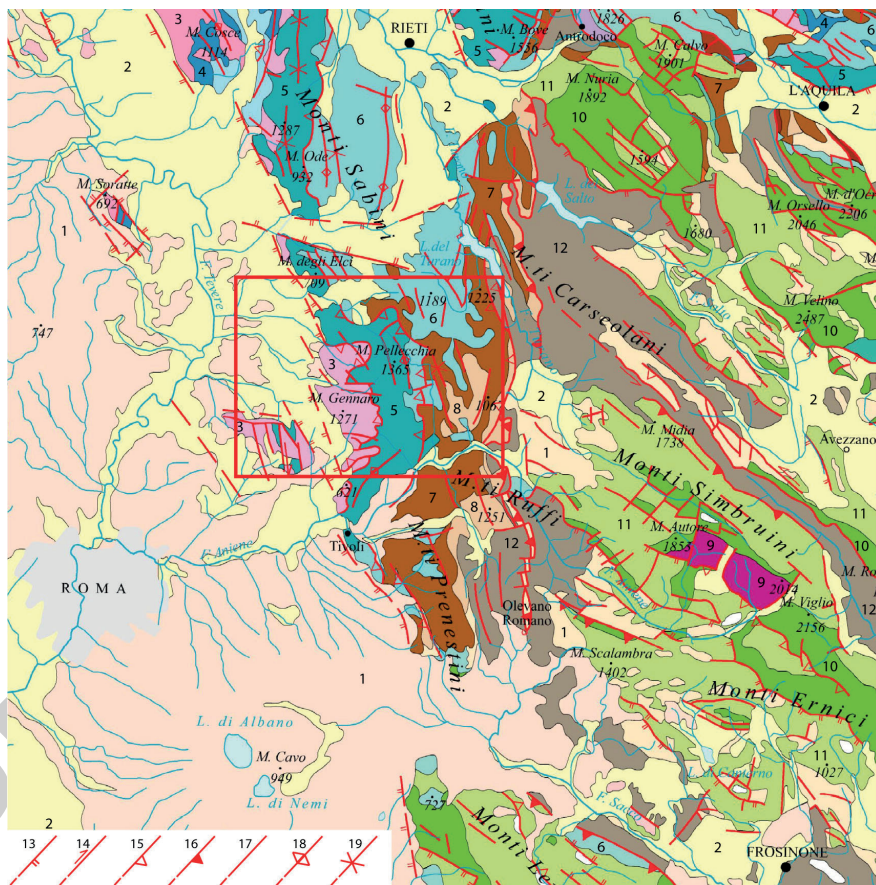


Fig. 2 – Inquadramento geologico regionale del Foglio 366 “Palombara Sabina”. 1) Vulcaniti (Pleistocene medio-Pleistocene superiore); 2) depositi marine e continentali (Pliocene-Quaternario); 3) depositi di piattaforma carbonatica; 4) depositi di bacino pelagico (Giurassico inferiore-Cretacico inferiore); 5) depositi di transizione bacino-piattaforma (Giurassico inferiore-Cretacico inferiore); 6) depositi di bacino pelagico (Cretacico superiore-Oligocene); 7) depositi di transizione bacino-rampa (Miocene inferiore-Miocene medio); 8) depositi di rampa (Miocene medio); 9) depositi di piattaforma (Triassico superiore-Giurassico inferiore); 10) depositi di piattaforma (Giurassico medio-Cretacico inferiore); 11) depositi di piattaforma (Cretacico superiore-?Paleocene); 12) depositi di avanfossa (Miocene inferiore-Miocene superiore); 13) faglia diretta; 14) faglia trascorrente; 15) faglia inversa; 16) sovrascorrimento; 17) faglia indifferenziata; 18) asse di anticlinale; 19) asse di sinclinale.

torbiditica tipica di bacini di avanfossa, attraverso poche decine di metri di emipelagiti a planctonici che individuano l’inizio della flessurazione orogenica.

In particolare, gli studi biostratigrafici condotti sui depositi di *thrust-top basin*

e di *foredeep* hanno messo in evidenza, a partire dal Miocene inferiore fino al Pliocene, almeno sei episodi discreti di migrazione del sistema orogenico, dai settori occidentali della catena (margine tirrenico) verso quelli orientali (margine adriatico) (CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; COSENTINO *et alii*, 2003).

La deformazione compressiva che, complessivamente, ha seguito una migrazione secondo una sequenza tipo *piggyback*, ha, a volte, riattivato zone in precedenza già orogenizzate, sviluppando delle superfici di sovrascorrimento fuori sequenza, come per esempio quella del *fronte Gran Sasso* (GHISETTI & VEZZANI, 1991) e della *linea Olevano-Antrdoco-M.ti Sibillini* (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992).

L'area compresa nel Foglio 366 "Palombara Sabina" appartiene a un segmento di catena appenninica in cui sono molto scarsi gli affioramenti di depositi sin- e tardo-orogenici, indispensabili per ricostruire le modalità e i tempi di migrazione del sistema orogenico e quindi della deformazione compressiva che ha generato la catena. Gli unici depositi sin-orogenici presenti nel Foglio 366 "Palombara Sabina" affiorano nel settore orientale, lungo la Valle del Turano, lungo una fascia, parallela alla valle stessa, compresa tra Montorio in Valle (a ovest) e Pietraforte (a est), nel settore a ovest di Vallinfreda e, infine, lungo la Valle dell'Aniene, tra Anticoli Corrado e Roviano. L'età di tali depositi indica il coinvolgimento dell'area orientale del Foglio nell'avanfossa appenninica del Messiniano inferiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993).

Il fascio di sovrascorrimenti, che nel settore orientale del Foglio coinvolge i depositi silicoclastici del Messiniano inferiore, costituisce un segmento della zona di compressione associata allo sviluppo della *linea Olevano-Antrdoco* (CAPOTORTI & MARIOTTI, 1992; CAVINATO *et alii*, 1988). L'analisi cinematica regionale suggerisce per questo settore di catena un'attivazione/riattivazione durante la fase tettono-sedimentaria del top Messiniano-Zancleano inferiore (CIPOLLARI *et alii*, 1997).

La porzione di catena compresa tra la *Campagna Romana* e il fascio di sovrascorrimenti associato alla *linea Olevano-Antrdoco* dovrebbe essersi strutturata durante le fasi tettono-sedimentarie Tortoniano superiore e Messiniano inferiore, riconosciute da diversi autori nella catena centro-appenninica (PATACCA *et alii*, 1992a, b; CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*,

1997). Come detto in precedenza, la mancanza di depositi sin- e tardo-orogenici non consente di riconoscere questi due eventi e di distinguerne i rispettivi segmenti di catena. C'è da tener presente, inoltre, che gran parte di questo settore di catena è stato riattivato durante fasi orogeniche più recenti, responsabili della strutturazione in fuori sequenza della zona di deformazione associata alla *linea Olevano-Antrdoco* (CIPOLLARI *et alii*, 1997).

La fase post-orogenica è ugualmente ben rappresentata nel Foglio 366 "Palombara Sabina", visto che i suoi depositi occupano circa il 30% dell'area (vedi

Cap. V-STRATIGRAFIA). La deposizione di questi, almeno nella fase iniziale (Pliocene superiore), è stata fortemente controllata dalla tettonica estensionale tirrenica che ha determinato lo sprofondamento delle unità più interne della catena appenninica, attualmente sommerse dal Mar Tirreno o sepolte al disotto dei sedimenti post-orogenesi della fascia pre-appenninica, e la formazione dei bacini intermontani plio-quadernari (BARBERI *et alii*, 1994; CAVINATO *et alii*, 1994; CAVINATO & DE CELLES, 1999; COSENTINO *et alii*, 2017).

PROGETTO
CARG

V - STRATIGRAFIA

I depositi affioranti nell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina" sono stati accorpatisi, 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) Settore occidentale; b) Settore orientale; c) Area di Monte Calvo (Tav. 1).

Nell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina", i *Depositi sin-orogenesi* sono del tutto subordinati alle altre due categorie di depositi. Al contrario, i *Depositi post-orogenesi* sono molto ben rappresentati e costituiscono la copertura di circa il 30% del Foglio. Questi ultimi sono stati suddivisi, principalmente, in supersintemi e sintemi.

1. - DEPOSITI PRE-OROGENESI

1.1. - SETTORE OCCIDENTALE

Ricade in questo settore l'area, a nord del Fosso di Corese, compresa tra il limite occidentale del Foglio e il versante occidentale di Monte Calvo. A sud del Fosso di

Corese, è compresa in questo settore l'area che va dal limite occidentale del Foglio fino alla congiungente Valle dell'Aniene-Torrente Licenza-sovrascorrimento dei Monti Lucretili-Fosso di S. Maria-Capere-S. Angelo.

SUCCESSIONE DI PALEO-PIATTAFORMA

1.1.1. – *Dolomia Principale* (DPR)

La formazione della *Dolomia Principale* è l'unità litostratigrafica più antica dei depositi pre-orogenesi affioranti nel Foglio 366 "Palombara Sabina". Buone esposizioni di questa formazione, anche se spesso intensamente tettonizzata, si possono osservare nel settore occidentale dei Monti Lucretili, in particolare sulla struttura del Monte Morra, lungo il versante nord della dorsale "Monte le Carboniere-Monte Morrone della Croce" e, infine, a Moricone. Sono presenti, inoltre, piccoli affioramenti lungo il settore pedemontano, tra Marcellina e Palombara Sabina.

Dal punto di vista litologico la formazione è costituita da dolomie e calcari dolomitici di colore da nocciola a grigio scuro. Le porzioni più calcaree sono organizzate in strati da spessi a medi e presentano una tessitura variabile da fango-stenuta a granulo-sostenuta; le dolomie (spesso di colore chiaro, bianco-avana) presentano un aspetto massivo, a tratti vacuolare e cariato (soprattutto negli orizzonti breccciati). Localmente, lungo il versante settentrionale di Monte le Carboniere, si osservano marne argillose verdastre spesse 50-60 cm, associate ai litotipi dolomitici.

Al tetto della formazione, in prossimità del passaggio con il soprastante *Calcare Massiccio*, si osservano sequenze ciclotemiche di calcari dolomitici e calcari micritici nocciola, con frequenti orizzonti ad ooidi, peloidi, intraclasti e, localmente, noduli algali, in strati di 10-80 cm. Il limite con il soprastante *Calcare Massiccio* è stato individuato più volte sul versante ovest di M. Morra, a valle del paese di Marcellina, sul versante nord di Monte le Carboniere e nella zona di Torretta (Moricone). In prossimità del limite si osservano *packstone* oolitici nocciola, con *Triasina hantkeni* e, localmente, megalodontidi (fig. 3) in posizione vitale, passanti a calcari nocciola e biancastri, già del *Calcare Massiccio*, che conservano ancora una buona stratificazione (20–80 cm). L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica.

Lo spessore affiorante della formazione si aggira sui 350 - 400 metri (Moricone). L'età della *Dolomia Principale* è *Triassico superiore* (*Retico*).

1.1.2. - *Calcare Massiccio* (MAS)

Affiora diffusamente nel settore occidentale dei Monti Lucretili (Monte Castelvechio, Monte Matano, Monte Gennaro) e nei Monti Cornicolani



Fig. 3 – *Dolomia Principale* con *Megalodon* sp., versante occidentale di M. Morra.

(Montecelio, Poggio Cesi e S. Angelo Romano). È costituito principalmente da calcari micritici e granulari color avorio ed avana a tratti con stratificazione incerta ed a tratti organizzati in strati spessi e medi (fig. 4). Al contatto con la *Dolomia Principale* si presentano prevalentemente fangosostenuti, sparitici, con *bird's-eye*, in strati spessi. A varie altezze s'intercalano orizzonti a intraclasti e subordinatamente calcari dolomitici: i primi (calcari ad ooliti, pisoidi ed oncoliti) sembrano caratterizzare la parte alta della formazione (affiorano in località Mandre, tra C.le Finocchi e Montefalco), mentre i secondi si possono osservare sulla strada sterrata che borda il versante NO del C.le Finocchi. I *bird's-eye* sono frequenti per tutto lo spessore della formazione ed il loro allineamento è concordante con la stratificazione. Si osservano inoltre, a varie altezze, orizzonti arrossati, alcuni ricchi di intraclasti, ed orizzonti finemente brecciati. 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.

Nella porzione sommitale della formazione, la stratificazione, sempre spessa, tende ad essere più evidente, in banconi con orizzonti a *bird's-eye* e lamine algali. Il limite con la Corniola è stato osservato a ovest di Montorio Romano (Valle di Macchia), in località Mandre (tra Colle Ciammaruche e Montefalco) e nel settore di Monte Gennaro, sul suo versante settentrionale, a sud de "il Pratone", a sud di Campitello e a ovest di Monte Guardia. Questo passaggio è piuttosto netto,



Fig. 4 – *Calcare Massiccio*, in questa porzione della formazione la stratificazione è ben riconoscibile ed è essenzialmente legata ad una organizzazione ciclotemica di questi carbonati di acque poco profonde. Cava abbandonata a ovest di S. Angelo Romano.

evidenziato dalla comparsa di strati ben definiti di *mudstone* grigi a radiolari e spicole di spugna, con noduli di selce bianco-grigia, e, localmente, con grosse intercalazioni (megabrecce ed olistoliti) di *Calcare Massiccio* (COK₁).

Lo spessore massimo affiorante è di c.a. 600 - 700 metri (area compresa tra Moricone e Monteflavio). L'età del *Calcare Massiccio* è Giurassico inferiore (*Hettangiano-Sinemuriano* p.p.)

SUCCESSIONE DI PIATTAFORMA CARBONATICA PELAGICA

Le successioni di Piattaforma Carbonatica Pelagica (PCP) sono, essenzialmente, documentate dalla presenza di depositi carbonatici condensati, ricchi in ammoniti, del Pliensbachiano inferiore-Titoniano. Una approfondita discussione sulla tettonica giurassica responsabile d'apprima dell'individuazione di sistemi deposizionali a produzione mista neritico/pelagica e di una successiva evoluzione in ambientazioni di PCP si trova nel Cap. VII – TETTONICA GIURASSICA E DOMINI DI PIATTAFORMA CARBONATICA PELAGICA.

Per problemi di rappresentazione cartografica, legati all'esiguo spessore delle unità litostratigrafiche distinguibili sul terreno nelle successioni di PCP (*sensu* SANTANTONIO, 1993), tre diverse formazioni calcareo-nodulari, cartografabili

distintamente nei Monti Cornicolani e in alcuni settori della zona di P.so la Croce-M.te Castelvechio-C.le Macchia Petrosa, sono state accorpate nel *Gruppo del Bugarone* (BU). Ulteriori piccoli affioramenti delle formazioni appartenenti al *Gruppo del Bugarone* (*Calcarei nodulari dell'Infernaccio*) sono stati osservati a Monte Santo Chirico.

1.1.3. – *Gruppo del Bugarone* (BU)

Fanno parte del *Gruppo del Bugarone*, dal basso verso l'alto: 1) calcari nodulari nocciola, a luoghi rosacei, con foraminiferi bentonici, spicole di spugna, crinoidi, gasteropodi, brachiopodi, ostracodi, bivalvi posidonidi (*"filaments"*) e abbondanti nuclei di ammoniti di piccole dimensioni (massima lunghezza circa 1,5-2 cm) (*Calcarei nodulari dell'Infernaccio*). La presenza di *Aegerina martana* (FARINACCI) e di *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINIERI) permette di attribuire queste facies nodulari al Pliensbachiano p.p.; 2) calcari nodulari di colore grigio, nocciola e rosso bruno, a luoghi con plaghe giallastre, ricchi in bivalvi posidonidi (*"filaments"*), che costituiscono accumuli concentrici, ed intraclasti micritici con radiolari, spicole di spugna e ostracodi (*Calcarei nodulari a filaments di Fosso del Presale*); 3) calcari nodulari grigio-verdastri e nocciola con *Saccocoma* sp., radiolari e aptici (*Calcarei nodulari ad ammoniti e aptici di Cava Bugarone*). Queste formazioni nodulari, che spesso poggiano in discordanza sul *Calcere Massiccio* parzialmente silicizzato, sono da considerarsi depositi di epi-scarpata, ambiente di raccordo tra la PCP e il più profondo bacino pelagico.

Lo spessore del *Gruppo del Bugarone* è estremamente variabile, da pochi decimetri a una decina di metri. L'età è *Giurassico inferiore- Giurassico superiore* (Pliensbachiano p.p.-Titoniano p.p.).

1.1.4. – *Dolomie di S. Angelo Romano* (DSA)

Questa formazione affiora prevalentemente nel settore dei Monti Cornicolani, anche se piccoli affioramenti, non cartografabili, sono stati osservati nella zona di P.so la Croce-M.te Castelvechio-C.le Macchia Petrosa. I migliori affioramenti di questa formazione si hanno nel settore di S. Angelo Romano. Si tratta di dolomie e calcari nodulari dolomitizzati di colore nocciola e verdastro, a volte con lenti di selce (S. Angelo Romano). A luoghi, una parziale dolomitizzazione può interessare anche i sottostanti calcari nodulari di epi-scarpata e la soprastante Maiolica. Nel settore dei Monti Cornicolani, le *Dolomie di S. Angelo Romano* poggiano sui calcari nodulari del *Gruppo del Bugarone* e passano superiormente ai calcari micritici della formazione della *Maiolica*, che presenta tracce di dolomitizzazione. L'ambiente è di Piattaforma Carbonatica Pelagica (*sensu* SANTANTONIO, 1993).

Lo spessore della formazione è molto variabile, da zero a 10 metri. L'età è *Giurassico medio p.p.-Giurassico superiore p.p.* (Pliensbachiano p.p.-Berriasiano ?).

SUCCESSIONE DI *SLOPE*-BACINO1.1.5. – *Corniola detritica* (COK)

Questa formazione affiora estesamente nel settore di Montorio Romano, nelle dorsali di Colle Ciammaruche, Colle Storo, Colle di Mezzo e Colle Le Mollie, fino a O di San Polo dei Cavalieri, occupando la fascia centro-occidentale del gruppo dei Monti Lucretili. Piccoli affioramenti di *corniola detritica* sono presenti anche a nord di Poggio Cesi (Monti Cornicolani).

È costituita da calcari micritici, di colore nocciola chiaro o biancastro, con livelli detritici ad ooidi, granuli rivestiti, peloidi e noduli algali, e livelli bioclastici biancastri con frammenti di echinidi, articoli di crinoidi e resti di bivalvi. Tali intercalazioni, dello spessore anche di 1 m, sono ben osservabili lungo la strada Montorio Romano-Monteflavio, a Colle Turisso, a Colle Le Mollie, e ad ovest di Monte Arcaro). Nelle località di Montefalco, Monte Mozzone (a S del paese di Monteflavio), Montecalvario (a SE del paese di Montorio Romano), e lungo le strade S. Polo de' Cavalieri-Monte Morra (fig. 5) e Marcellina-Prato Favale, sono presenti, all'interno della porzione basale della *corniola detritica*, blocchi di dimensioni variabili (megabrecce) di *Calcare Massiccio* (quando cartografabili, **COKa**), si tratta di prevalenti calcari bianchi, ceroidi, granuloso-sostenuti, con aspetto massivo e a luoghi in corpi a geometria irregolare. Spesso questi blocchi sono caratterizzati da una diffusa silicizzazione, con spalmature di piccole sferule e granuli di selce (blocchi di *Calcare Massiccio* di paleoscarpata).

Generalmente questa formazione è massiva, o in bancate metriche, e in corpi a geometria irregolare. Localmente, tra le grosse bancate, vi sono lembi di dimensione metrica o decametrica di calcari micritici grigi stratificati, con liste e noduli di selce grigia (località Casali, Monte Calvario, Montefalco). Si osservano, inoltre, frequenti strutture da *slumping* (area Montorio Romano). La parte alta della formazione registra un aumento della componente marnosa ed una diminuzione dello spessore degli strati. Verso l'alto, al passaggio alla sovrastante formazione delle *Marne di Monte Serrone*, prevalgono *mudstone-wackestone* in strati medi, con sottili intercalazioni marnose e marnoso-argillose, color verde, con selce in noduli e lenti. Tale limite è ben visibile lungo il Fosso dei Ronci, poco dopo la confluenza con il Fosso di Valle Fura, a sud di Monte Flavio e a Montorio Romano.

L'associazione faunistica di base è costituita da radiolari, spicole di spugna, frammenti di crinoidi e ammoniti, tra cui: *Protogrammoceras meneghinii* (BONARELLI), *Alocolytoceras dorcadis* (MENEGHINI), *Harpophylloceras eximium* (HAUER), *Lioceratoides* sp., *Galaticeras* sp., *Eodactylites pseudocommune* FUCINI e rare belemniti (*Atractites* sp.) (DE ANGELIS, 1995).

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope*), in prossimità dei



Fig. 5 – Corniola detritica con olistoliti di Calcare Massiccio, lungo la strada S. Polo de' Cavalieri-M. Morra (versante meridionale di Monte Arcaro).

margini di piattaforme carbonatiche pelagiche.

Lo spessore massimo affiorante di questa formazione è variabile da 250 metri (Montefalco - Monte Mozzone) a 350 metri (Montorio Romano). L'età della *corniola detritica* è Giurassico inferiore p.p. (Sinemuriano p.p. – Pliensbachiano).

1.1.6. – Marne di Monte Serrone (RSN)

La formazione affiora, con buone esposizioni, a est di Montorio Romano e a sud di Monteflavio, al nucleo di una struttura sinclinale rovescia. Più a sud, le *Marne di Monte Serrone* affiorano, con buona continuità, dal Fosso delle Forme fino a SO di San Polo de' Cavalieri. Isolati affioramenti di **RSN** sono, inoltre, presenti tra Ruvelletta e Valle Cotelio e a NO di Calicchi (a ovest di Montorio Romano), a Colle Pettaccio (a ovest di Monte Pelato), lungo Fosso di Fonte Nocelle e in zona Pantanelle (a nord di Monte Campitello).

Questa formazione è costituita da marne calcaree, marne, marne argillose e argille marnose, a tratti d'aspetto nodulare o fogliettato, di colore da verde-grigio chiaro a rosso bruno e rosso bruno con fiamme verdi (fig. 6); tali litotipi sono organizzati in strati medi e più raramente sottili. A queste litologie marnose si intercalano strati centimetrici di calcareniti con laminazioni piano parallele e impronte di fondo. Sono



Fig. 6 – Affioramento di Marne di Monte Serrone a Fonte Longarina.

presenti, inoltre, livelli di calcare marnoso di colore grigio-verdastro e avana, talvolta laminato. La presenza della 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.). Nella zona di Fontana Longarina è stata segnalata da DE ANGELIS (1995) la seguente associazione ad ammoniti: *Phylloceras doderleinianum*, *Phylloceras heterophyllum* (SOWERBY), *Calliphyloceras helenae*, *Calliphyloceras spadae* (MENEHINI), *Hildaïtes subserpentinus* (BUCKMAN), *Hildoceras sublevisoni* FUCINI, *Hildoceras bifrons graecum*, *Hildaïtes sublevisoni*, *Hildaïtes pseudosublevisoni*, *Polyplectus pluricostatus* (HAAS), *Merlaïtes* sp., *Mercaticeras mercati* (HAUER), *Mesodactylites broilii*, *Pseudogrammoceras* sp., *Protogrammoceras* sp., *Grammoceras* sp., *Alocolytoceras dorcardis*, *Lytoceras cereris*. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Il limite inferiore delle *Marne di Monte Serrone* è evidenziato dal netto aumento della frazione argillosa nella sottostante formazione della *corniola detritica*, che diviene prevalente, e dalla comparsa di livelli argilloso-marnosi di colore rosso. Verso il tetto della formazione, la frazione marnoso-argillosa diminuisce, mentre compaiono livelli di calcari micritici nocciola.

Lo spessore della formazione è di circa 40-50 metri. L'età è *Giurassico inferiore* p.p. (*Toarciano* p.p.).

1.1.7. - *Calcarei e Marne a Posidonia (POD)*

Questa formazione affiora esclusivamente nel settore cornicolano-lucretile del Foglio 366 “Palombara Sabina”. Una delle sezioni stratigrafiche più rappresentativa della formazione è osservabile lungo la parte medio-alta del Fosso dei Ronci, mentre i migliori affioramenti sono visibili lungo il Fosso di Capo d’Acqua, Fosso dei Ronci, Fosso Vena Caprara, Fontanile Fumiccia e nei pressi di San Polo de’ Cavalieri.

La formazione è costituita principalmente da calcari micritici nocciola, avana e grigi, e da calcari marnosi e marne avana, grigio, ocre e a tratti rosso bruno o verde, con livelli ricchi di “*filaments*”, talora in orizzonti isoorientati, e con rare liste e noduli di selce grigio chiaro. Sono, generalmente, disposti in strati decimetrici. In maniera del tutto subordinata, sono presenti livelli calcarenitici e brecciole avana, disposti anch’essi in strati decimetrici. La formazione può essere interessata, inoltre, da fenomeni di deformazione sinsedimentaria, tipo *slumping*. Verso la base della formazione la frazione argillosa aumenta gradualmente.

Nei quadranti meridionali, in prossimità del limite con **RSN**, si osservano in più punti orizzonti di *pebbly mudstone*, spessi 1-2 m. Nella parte alta, il passaggio alla sovrastante formazione dei *calcarei detritici con Posidonia (DPO)* 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. Tale limite è osservabile nei pressi di San Polo dei Cavalieri, nel Fosso dei Ronci, sul versante occidentale del Monte Follettoso, del Monte Guardia e di Colle del Castagnone.

L’ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Lo spessore della formazione è di circa 80-100 metri. L’età dei *Calcarei e Marne a Posidonia* è Giurassico medio p.p. (Toarciano p.p. - Bajociano p.p.).

1.1.8. - *Calcarei detritici con Posidonia (DPO)*

Questa formazione affiora ampiamente sui Monti Lucretili e sui Monti di Fara in Sabina. Lungo il Fosso di Cerreto (a SE di Monteflavio) e nei pressi di Passo la Croce, sono state individuate le sezioni più rappresentative della formazione. Questa è costituita, generalmente, da calcareniti, prevalentemente oolitiche, di colore da nocciola scuro a bianco. È disposta in strati e banchi di spessore fino a diversi metri, con livelli di brecciole carbonatiche poligeniche, più frequenti al tetto della formazione (Monte degli Elci). Al tetto della formazione sono presenti calcari nocciola prevalentemente fangosostenuti in strati medi e sottili e raramente spessi, oolitici, con livelli ricchi in “*filaments*” e abbondante selce, in noduli e lenti di spessore anche decimetrico. All’interno di questi litotipi prevalenti, si intercalano rari livelli di calcari micritici nocciola e calcareniti fini, spesso ricchi di “*filaments*”. Sono, inoltre, presenti liste e noduli di selce grigia.

Nel settore settentrionale della dorsale del Monte Pellecchia, tra C.le Valle



Fig. 7 – Affioramento di *Calcarei Diasprigni* a est di Monteflavio.

del Lago e C.le Pietropaolo, e a tratti lungo il suo versante occidentale, nonché nel settore di Passo la Croce, nella porzione superiore della formazione dei *calcarei detritici con Posidonia* è stata distinta una litofacies (**DPOc**), costituita da calcari, color avana o bianco, raramente nocciola, in strati spessi, a luoghi d'aspetto massivo, a luoghi ceroidi o parzialmente ricristallizzati. Tali calcari sono costituiti prevalentemente da *grainstone* e *packstone* oolitici e subordinatamente da orizzonti fangosostenuti. Sulle pendici settentrionali di Monte Pellecchia si osservano, inoltre, corpi di breccie con clasti di Calcare Massiccio (calcarei a *bird's-eye* ed altri con noduli algali e frammenti di gasteropodi); non mancano locali dolomitizzazioni. È da segnalare la presenza in questa litofacies di “*filaments*” in rari orizzonti fangosostenuti, parzialmente marnosi, color nocciola. La selce è praticamente assente. Litofacies simili, ma di estensione non cartografabile, si possono osservare anche a Colle Cesa Morale, Fosso Canepine e sulla cima di Monte Follettoso. Al passaggio con i soprastanti *Calcarei Diasprigni*, lo spessore degli strati diminuisce, la componente calcarea scompare e compaiono sottili strati di selce policroma. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Lo spessore di questa formazione è variabile da 200 metri (Monte del Lago) a 300 metri (Monte Pellecchia - Monte Pelato). Per posizione stratigrafica, l'età dei *calcarei detritici con Posidonia* (**DPO**) è *Giurassico medio* p.p. (*Bajociano* p.p. – *Bathoniano* p.p.).

1.1.9. – *Calcari Diasprigni* (CDU)

Nel Foglio 366 “Palombara Sabina”, 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 sezioni stratigrafiche più rappresentative della formazione sono visibili lungo il Fosso di Cerreto, sul versante meridionale di Monte Follettoso e nei dintorni di San Polo de’ Cavalieri.

Si tratta di calcari selciferi, ben stratificati (fig. 7), con abbondanti livelli di selce rossa e verde (*membro selcifero*). Nella parte alta della formazione risultano prevalenti marne, marne argillose di colore verdastro, con aptici e *Saccocoma* sp., e calcari marnosi grigio verdastri con radiolari, sottilmente stratificati, con interstrati argillosi, liste e noduli di selce bruna (*membro dei calcari a Saccocoma e aptici*). Sono presenti calcareniti da fini a grossolane e, localmente, brecciole calcaree in spesse bancate, talora prevalenti al tetto della formazione.

L’ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Lo spessore è variabile da pochi metri (Monte Pellecchia), fino ad un massimo di circa 50 metri (versante sud di Monte Follettoso). L’età della formazione è *Giurassico medio p.p.-Giurassico superiore p.p. (Bathoniano p.p.- Titoniano p.p.)*.

1.1.10. - *Maiolica* (MAI)

Questa formazione affiora estesamente nei Monti Cornicolani, nei Monti Lucretili e nei Monti di Fara in Sabina. Si tratta di calcari micritici, fini, color bianco-avorio, a frattura concoide, ben stratificati. Sono, in genere, organizzati in strati medi e spessi e, verso il tetto, anche in strati sottili. La selce è presente in lenti e liste di colore bianco e grigio chiaro nella porzione basale, mentre verso l’alto assume colore anche rosaceo e nerastro. La base della *Maiolica* è caratterizzata da frequenti intercalazioni detritiche, costituite da corpi lenticolari più o meno estesi, costituiti principalmente da ooidi e intraclasti. Tali intercalazioni sono presenti per tutto lo spessore della formazione, ma con meno frequenza rispetto alla porzione basale. Il contenuto fossilifero è costituito da radiolari, tintinnidi e rari aptici.

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. In prossimità del passaggio alle *Marne a Fucoidi*, il colore dei calcari diviene grigio-verde chiaro e appaiono intercalazioni marnoso-argillose verdi. Il limite inferiore è caratterizzato dalla presenza di calcareniti, da fini a grossolane, di colore nocciola, in strati spessi, e da livelli di brecciole. L’ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico. Lo spessore della *Maiolica* è variabile da circa 20 metri (Monte Calvo) fino a 350 metri. L’età della formazione è *Giurassico superiore p.p. - Cretacico inferiore (Titoniano p.p. – Aptiano inferiore p.p.)*.



Fig. 8 – Affioramento in giacitura rovescia di Marne a Fucoidi a monte di Vicovaro (Colle Cerro).

1.1.11. - Marne a Fucoidi (FUC)

Questa formazione affiora a Monte Calvo e, con discreta continuità, lungo tutto il versante orientale dei Monti Lucretili. In particolare, una buona continuità d'affioramento si può seguire dal versante meridionale del Monte Serrapopolo fino al Fosso delle Chiuse, lungo una fascia disposta in senso meridiano. Andando più a sud, le *Marne a Fucoidi* si dispongono con andamento NE-SO, da Vicovaro a oltre San Polo de' Cavalieri. Gli affioramenti migliori si possono osservare in località Vena Rossa e a SE di essa, sul versante orientale di Monte Ariaoni, a Monte Liponi, sul lato orientale di Colle Cerro, in due piccoli affioramenti poco ad est della località Oasi San Giovanni Battista e a Colle Pietro, quest'ultimi non segnalati nella precedente cartografia ufficiale. Sul lato orientale di Colle Cerro è ubicata la sezione più rappresentativa delle *Marne a Fucoidi* (fig. 8).

Questa formazione è costituita da un'alternanza più o meno ritmica di marne e marne argillose varicolori (rosate, verdoline e grigie), con orizzonti argilloso-marnosi grigio-nerastri (*black shale*), fittamente e sottilmente stratificate, localmente foliate. Sono presenti, in maniera subordinata, marne calcaree e *mudstone* marnosi biancastri, verdolini e grigi, in strati da sottili a medi, con rari noduli di selce scura. 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. 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.

Lo spessore della formazione è variabile da 20 metri (Monte Calvo) a circa 70 metri (ad E del Monte Pellecchia). L'età delle *Marne a Furoidi* è *Cretacico inferiore* (*Aptiano inferiore* p.p.-*Albiano superiore* p.p.).

1.1.12. - *Scaglia Bianca* (SBI)

Gli affioramenti di *Scaglia Bianca* seguono, nell'andamento generale, quelli della formazione sottostante (FUC). La formazione è presente a Monte Calvo e lungo tutto il versante orientale dei Monti Lucretili. Buone esposizioni sono osservabili a Colle Ara del Pero, ad E di Monte Ariaoni, a Colle Cornazzani e lungo tutta la fascia NE-SO compresa tra Ara delle Micelle e la zona a S di San Polo de' Cavalieri.

Si tratta di calcari micritici e calcari marnosi bianchi ben stratificati, con liste, lenti, e noduli di selce, in prevalenza grigia e nerastra. Prevalentemente al tetto della formazione sono presenti intercalazioni di detriti carbonatiche (località Colle la Foresta). Il contenuto fossilifero dei livelli micritici è costituito da foraminiferi planctonici [*Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Rotalipora reicheli* (MORNOD), e *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI)], mentre nei livelli detritici sono abbondanti i frammenti di echinidi e di gusci di rudiste.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Nella parte alta della formazione, anche se raramente osservabile in affioramento (Colle Ara del Pero), è presente il "livello Bonarelli", costituito da marne argillose, selce nera e argille in straterelli sottili, ricche in sostanza organica.

Il passaggio stratigrafico alle sottostanti *Marne a Furoidi* è dato da un progressivo aumento della componente argillosa e dalla presenza di sottili intercalazioni argillose verdastre, mentre il limite superiore con la sovrastante *Scaglia rossa* è segnato dalla comparsa di selce rossa e dalla colorazione rosata ed avana che i calcari marnosi assumono localmente.

Lo spessore della formazione è variabile tra 150 e 200 metri. L'età della *Scaglia Bianca* è *Cretacico superiore* (*Albiano superiore* p.p. – *Turoniano inferiore* p.p.).

1.1.13. - *Scaglia Rossa* (SAA)

Nel settore settentrionale del Foglio, a nord del Fosso di Corese, affiora a est di Monte degli Elci, sulla dorsale di Colle Rotondo, nel settore di Monte Calvo, e, ancora più a est, a Le Prata. A sud del Fosso di Corese, affiora a Nerola, a Cima dei Coppi, lungo la dorsale Cima la Foresta-C.le Iazzo di Cesare-C.le Cannavina-Ara della Macchia-Costa Vena Lunga, a Civitella, a Monte Ariaoni, lungo Fosso

delle Chiuse, in piccoli lembi intensamente tettonizzati tra Fosso delle Chiuse e Roccagiovine, e alle pendici del versante sudorientale dei Monti Lucretili, lungo una stretta fascia a direzione NE-SO in riva destra della bassa valle del Torrente Licenza e del Fiume Aniene. La sezione più rappresentativa può essere individuata nel Fosso dei Ronci, a O di Vicovaro.

Questa formazione è costituita da alternanze di calcari marnosi, in strati sottili e medi, a tratti con aspetto ceroide (Nerola), e marne, in strati e banchi, di colore rossastro ed avana, con selce rossa in liste e noduli. Sono presenti, inoltre, maggiormente nella porzione medio-alta, numerose intercalazioni di debriti in strati, lenti e bancate (spessore fino a 1 m), costituite da calcareniti e calciruditi. Molto evidenti sono le bancate di debriti carbonatiche affioranti nel settore di Monte Calvo, sul Monte Ariaoni, sul versante occidentale del Fosso dei Ronci e nell'abitato di Civitella di Licenza.

Nella parte bassa della formazione è presente *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Globotruncana gr. lapparenti* BROTZEN. Nella parte mediana (Cretacico superiore, Maastrichtiano) sono presenti *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanita conica* (WHITE) e *Rosita contusa* (CUSHMAN). La parte alta della formazione (Paleocene-Eocene *p.p.*) è caratterizzata da un aumento della componente marnosa e dalla presenza di foraminiferi planctonici dei generi *Morozovella* e *Globorotalia*, mentre nelle intercalazioni detritiche sono frequenti nummuliti, discocycline e, subordinatamente, alveoline.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Il limite inferiore con la *Scaglia Bianca*, osservato in più punti (a ovest di Cima dei Coppi, sul versante occidentale della dorsale Colle Iazzo di Cesare- Colle il Serrone, a Fosso dei Ronci, a Colle Cerro e a Colle Ara del Pero), è indicato dalla comparsa dei primi strati calcarei rosati e rossi contenenti selce rossa. Il limite superiore, individuato a est di Monte degli Elci (Cesa Grande), tra Colle Iazzo di Cesare e Cima la Foresta, e nel Fosso dei Ronci, è caratterizzato da un progressivo aumento della componente argillosa e da una generale diminuzione dello spessore degli strati.

Lo spessore stimato nelle varie sezioni esaminate è di circa 250 metri. L'età è *Cretacico superiore - Eocene medio (Turoniano inferiore p.p. – Luteziano p.p.)*.

1.1.14. - *Scaglia variegata* (VAS)

Nel settore settentrionale del Foglio, a nord del Fosso di Corese, affiora tra Monte degli Elci e Colle Rotondo, e in diversi settori ad est di Monte Calvo. A sud del Fosso di Corese, affiora sul versante orientale della dorsale Colle Iazzo di Cesare-Colle Ara della Macchia, al Fosso delle Chiuse, e alle pendici del versante sudorientale dei Monti Lucretili, in riva destra della bassa valle del Torrente Licenza e del Fiume Aniene. È costituita da alternanze di calcari marnosi, marne

e marne argillose di colore rosato, avana e grigio, disposti in strati decimetrici, con foraminiferi planctonici. I litotipi più marnosi in genere si presentano foliati. A queste litologie, spesso si intercalano calcareniti di colore biancastro, con macroforaminiferi (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.) e miliolidi, disposte in strati da sottili a spessi (20-100 cm). Sono, inoltre, presenti liste e noduli di selce violacea e nera.

Localmente, verso il tetto della formazione, si osservano livelli e lenti di conglomerati, con ciottoli anche di grandi dimensioni (diametro max 20 cm), contenenti una ricca fauna a nummuliti, anche di grandi dimensioni.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Il limite inferiore è segnato dalla comparsa dei livelli marnosi e dalla netta diminuzione dei calcari micritici rosati. Il limite superiore, invece, osservabile in prossimità del km 49 della Via Salaria, in località Colle Rotondo, al Fosso dei Ronci, e sul versante orientale di Monte Ariaoni, è definito da un brusco aumento della frazione argillosa.

Lo spessore della formazione raggiunge i massimi valori (circa 50 m) nella zona occidentale dell'area (tra M.te degli Elci e C.le Rotondo), mentre verso est il suo spessore si assottiglia notevolmente sino a pochi metri. L'età della *Scaglia variegata* è *Eocene medio - Eocene superiore* (*Luteziano* p.p. - *Priaboniano* p.p.).

1.1.15. - *Scaglia Cinerea* (SCC)

Nel Foglio 366 "Palombara Sabina" la *Scaglia Cinerea* affiora solo nei pressi di Colle S. Croce, lungo il versante occidentale di Monte del Lago. La formazione affiora al letto di una superficie di retroscorrimento.

La *Scaglia Cinerea* è caratterizzata dall'alternanza di marne, a luoghi calcaree, con fauna a foraminiferi planctonici (globigerine e globorotalidi), e marne argillose spesso intensamente foliate, di colore grigio verdastro, a volte rossastro. Sono presenti intercalazioni costituite da calcareniti e brecciole calcaree, di colore avana e nocciola, ricche in macroforaminiferi, spesso fluitati e isoorientati (*Nummulites* sp., *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Miogypsina* sp.).

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Il limite inferiore della formazione non affiora; superiormente la *Scaglia Cinerea* è troncata per tettonica.

Lo spessore della formazione non è calcolabile, in affioramento è inferiore a 40 m. L'età della *Scaglia Cinerea* è *Eocene superiore - Miocene inferiore* (*Priaboniano* p.p.- *Aquitano* p.p.).

1.1.16. - *Scaglia cinerea detritica* (CDZ)

Nel settore occidentale del Foglio, questa formazione affiora nei Monti di Fara in Sabina, nell'area di Nerola, lungo il Fosso delle Chiuse, a nord di Roccagiovine,



Fig. 9 – Affioramento di scaglia cinerea detritica a Fosso dei Ronci.

in riva destra del Torrente Licenza e del Fiume Aniene (dintorni di Vicovaro, poco a nord di Casale Carignano e ad est di Fontanile del Fallo). Lungo la Via Salaria, tra Monte degli Elci e Colle Rotondo, e a Fosso dei Ronci sono osservabili le migliori sezioni stratigrafiche della *scaglia cinerea detritica*.

Si tratta di alternanze di detriti calcarei, calcari marnosi, marne e marne argillose, prevalentemente in strati medi e sottili (fig. 9). La base della formazione, ben osservabile in prossimità del km 49 della Via Salaria e a Fosso dei Ronci, è caratterizzata da alternanze di marne avana-verdi e calcari finemente detritici di colore da avana a nocciola chiaro, contenenti foraminiferi bentonici. Gli orizzonti più micritici, in strati medi e spessi, contengono ricche associazioni di foraminiferi planctonici (globigerinidi, globorotalidi ecc.).

A queste litologie si intercalano frequenti episodi detritici grossolani (calciruditi e calcareniti), contenenti nummuliti, discocycline, lepidocycline, amphistegine, frammenti di coralli ecc., e calcari finemente detritici color nocciola, spesso a geometria lentiforme, ricchi in foraminiferi planctonici. A Casale Carignano, si osserva un'alternanza ritmica tra brecciole a macroforaminiferi e marne argillose verdastre, con un rapporto marne/brecciole che varia da 1:1 a 5:1.

A tratti si possono osservare episodi conglomeratici con clasti eterometrici (Poggio Corese) o blocchi e lenti di calcareniti a macroforaminiferi, spesso immersi in litotipi marnosi (Nerola). La selce, più frequente nei litotipi calcarei, si presenta

in noduli e lenti di color bianco, grigio e a luoghi bruno e violaceo. Salendo nella formazione si osserva l'aumento della componente marnosa.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale).

Lo spessore della formazione è di circa 150-200 metri. L'età è *Eocene superiore* p.p. - *Oligocene superiore* p.p. (*Luteziano* p.p. - *Chattiano* p.p.).

1.1.17. - *Bisciario* (BIS)

Il *Bisciario* affiora esclusivamente sul versante orientale di Monte degli Elci (Tav. 2). Si tratta di alternanze di marne, marne calcaree e calcari marnosi di colore grigio, avana e nero, localmente silicizzati, disposti in strati e banchi. Sono presenti sottili interstrati marnoso argillosi. A volte, nei litotipi marnosi e marnoso calcarei, si rinvencono tracce di organismi limivori (bioturbazioni). Lo spessore affiorante della formazione è di 50 metri.

La fauna è caratterizzata da radiolari, spicole di spugna e foraminiferi planctonici, tra cui *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Catapsydrax* sp., *Globigerina tripartita* KOCH, *Zeaglobigerina woodi* (JENKINS), *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

L'età del *Bisciario* è *Miocene inferiore* p.p. (*Aquitano* p.p. – *Burdigaliano* p.p.).

1.2. - SETTORE ORIENTALE

Ricade in questo settore, a nord del Fosso di Corese, l'area compresa tra il versante orientale di Monte Calvo e il limite orientale del Foglio. A sud del Fosso di Corese, l'area compresa in questo settore va dall'allineamento Valle dell'Aniene-Torrente Licenza-sovrascorrimento dei Monti Lucretili-Fosso di S. Maria-Capere-S. Angelo fino al limite orientale del Foglio.

SUCCESSIONE DI SLOPE-BACINO

1.2.1. - *Marne a Furoidi* (FUC)

Affiora esclusivamente presso Fonte del Castello, a ovest della località Prato Spagnolo (dorsale di Cima Casarene). Le caratteristiche della formazione sono le stesse di quelle rilevate nel settore occidentale (vedi 1.1.11).

1.2.2. - *Scaglia detritica* (SCZ)

Nel settore orientale del Foglio, le litofacies caratteristiche della *Scaglia*, che nel settore occidentale consentono la distinzione in *Scaglia Bianca*, *Scaglia Rossa* e *Scaglia variegata*, vengono sostituite da litologie calcaree con una forte

componente detritica (calcareniti e calciruditi), tale da impedire il riconoscimento delle classiche suddivisioni litoformazionali. Per poter operare delle distinzioni all'interno di una formazione abbastanza omogenea, è stato utilizzato il criterio paleontologico (principalmente foraminiferi planctonici), che ha permesso la distinzione di due membri: un membro inferiore - *membro calcarenitico-calciruditico* (SCZ1), riferibile al Cretacico, e un membro superiore - *membro calciruditico-calcarenitico* (SCZ2), riferibile al Paleogene.

Membro calcarenitico-calciruditico (SCZ₁)

I principali affioramenti si trovano sul versante occidentale di Rocca Pennino, sulla dorsale di Cima Casarene, a Monte Castellano (a NO di Orvinio), lungo la valle di Rio Secco (a est di Licenza), e nel settore di Cineto Romano.

Si tratta di calcari e calcari marnosi di colore bianco, avana e rosato, con selce, ben stratificati e con abbondanti intercalazioni di calcareniti e calciruditi, spesso prevalenti sulla porzione micritica, con frammenti di rudiste (caprotine, caprine, radiolitidi ed hippuritidi) e con noduli di selce. Sono frequenti anche intercalazioni di calcari cristallini color grigio avana, a tratti laminati. Rispetto al membro superiore la selce è meno abbondante.

Nella porzione inferiore di questo membro, i calcari marnosi sono caratterizzati da faune a foraminiferi planctonici con *Rotalipora* sp. e *Planomalina* sp. Nella porzione superiore sono presenti faune a planctonici di grandi dimensioni [*Rosita contusa* (CUSHMAN) e *Globotruncanita conica* (WHITE)]. Al passaggio con la formazione sottostante (*Marne a Fucoidi*) si osserva un incremento della frazione argillosa.

Il passaggio al membro superiore non presenta significative variazioni litologiche se non per la colorazione rosata dei calcari micritici e la comparsa di litologie marnose, assenti in questo membro. Questo passaggio è osservabile in diversi punti sulla dorsale di Cima Casarene, sul versante orientale di Monte Castellano, e sul versante occidentale della valle di Rio Secco, che culmina con l'abitato di Licenza. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale).

Lo spessore parziale di questo membro è di circa 250 metri. L'età del *membro calcarenitico-calciruditico* è *Cretacico superiore* (*Albiano superiore* p.p. – *Maastrichtiano*).

Membro calciruditico-calcarenitico (SCZ₂)

Questo membro affiora nel settore di Cima Rovara-Cima Castiglione, sulla dorsale di Cima Casarene, nel settore di Rocca Pennino-Mura Rocca, sul versante sudoccidentale di Colle Lepre, nel settore Monte Castellano-Orvinio, e nelle zone di Licenza e Cineto Romano. È costituito da frequenti intercalazioni calciruditiche bianche e avana, a volte prevalenti rispetto alla litofacies marnoso-calcarea (settori



Fig. 10 – Affioramento del membro calciruditico-calcarenitico della Scaglia detritica lungo la strada Licenza-Percile.

di Licenza e Cineto Romano), a luoghi con macroforaminiferi (nummulitidi ed alveolinidi), e calcarenitiche, con bioclasti (frammenti di macroforaminiferi) e foraminiferi planctonici (fig. 10). Si osserva, a tratti, la presenza di orizzonti calcarei cristallini laminati. La litofacies marnoso-calcareo è costituita da alternanze di calcari marnosi e marne calcaree di colore rosato, avana chiaro e nocciola, in strati sottili e medi, con lenti di selce grigio chiaro e rossa e microfauna a foraminiferi planctonici (globigerinidi e globorotalidi).

Verso la parte alta di questo membro superiore si nota l'aumento della componente argillosa. Localmente sono presenti livelli marnoso-argillosi centimetrici. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale).

Lo spessore parziale del *membro calciruditico-calcarenitico* (**SCZ₂**) è di circa 150 metri. L'età di questo membro è *Paleocene-Eocene medio-superiore* (*Daniano – Luteziano* p.p.).

1.2.3. – *Scaglia cinerea detritica* (**CDZ**)

Questa formazione affiora ampiamente tutt'intorno la dorsale di Cima Casarene (settore nord-orientale del Foglio), a Cimata delle Serre, nel settore compreso tra Percile e Licenza, e in alcune aree in prossimità di Cineto Romano.

La *scaglia cinerea detritica* del settore orientale del Foglio presenta sostanziali analogie con quella del settore occidentale, da cui se ne differenzia per il maggior apporto di risedimenti bioclastici di rampa carbonatica (vedi 1.1.15).

Nel settore orientale del Foglio, la *scaglia cinerea detritica* passa verso l'alto alla formazione delle *calcareniti a macroforaminiferi* (CFR). In particolare, il passaggio avviene con il membro superiore della formazione (CFR₂- *calcareniti a miogypsine e lepidocycline*). 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 della formazione è di circa 150-180 metri. L'età è *Eocene superiore* – *Oligocene* p.p. (*Luteziano* p.p.- *Chattiano* p.p.).

1.2.4. - *Calcareniti a macroforaminiferi* (CFR)

In questa formazione sono stati distinti due membri, principalmente in funzione del contenuto micropaleontologico, uno inferiore CFR₁ (*calcareniti a nummuliti e discocycline*) e uno superiore CFR₂ (*calcareniti a miogypsine e lepidocycline*).

Calcareniti a nummuliti e discocycline (CFR₁)

Questo membro affiora al vertice NE del Foglio, in limitati affioramenti in riva destra del Fiume Turano (Ascrea e Paganico). È costituito da calcari micritici in strati da centimetrici a decimetrici, di colore avana chiaro e nocciola, con selce in lenti e noduli. Il contenuto fossilifero è dato da nummuliti, alveoline e foraminiferi planctonici. Sono presenti numerose intercalazioni calcarenitiche e calciruditiche a macroforaminiferi, in strati e banchi, più abbondanti nella parte bassa della formazione. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Lo spessore parziale della formazione è di circa 50 metri. L'età è *Eocene* – *Oligocene* p.p. (*Ypresiano-Chatiano* p.p.).

Calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₂)

Affiorano diffusamente in tutto il settore orientale del Foglio. I migliori affioramenti si possono osservare lungo la S.S. "Licinese", poco dopo il bivio per Roccagiovine, a ovest di Licenza, a Cimata delle Serre e sul Monte Marsicano. Questo membro superiore delle *calcareniti a macroforaminiferi* è costituito da calcareniti di colore avana e nocciola, disposte in strati e banchi, ricche in macroforaminiferi, tra cui *Lepidocyclinae*, *Amphisteginae*, *Miogypsinae*, *Heterostegina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Miogypsinoidea* sp., *Operculina* sp., *Eulepidina* sp., *Borelis* sp. e *Spiroclypeus* sp.

Sono presenti, a luoghi, intercalazioni più o meno frequenti di calcari marnosi, con foraminiferi planctonici, marne calcaree, marne e livelli argillosi, di colore

verde, per lo più in strati sottili e medi. Sono frequenti grossi noduli di selce, da marrone a bianca, per alterazione, particolarmente abbondanti nella porzione inferiore della formazione. In generale, la componente calcarea aumenta passando dalle aree più occidentali (Scandriglia) a quelle più orientali (Monte Marsicano, Ascrea). Parallelamente all'incremento della componente calcarea, aumenta anche lo spessore della formazione. Il passaggio alla formazione soprastante (SPT_{1a}) avviene in maniera graduale, con la comparsa di calcareniti nocciola e marrone scuro, in strati decimetrici, contenenti punti di ossidazione arancio e spicole di spugna, talora molto abbondanti (ben visibile nei pressi del cimitero di Mandela, nel settore dei Laghi di Percile e ad ovest di Licenza). L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Lo spessore della formazione è variabile da pochi metri (Scandriglia) fino a circa 100 metri nei settori più orientali del Foglio. L'età è *Oligocene* p.p. - *Miocene inferiore* p.p. (*Chattiano* p.p. - *Aquitaniense* p.p.).

1.2.5. - Unità spongolitica (SPT)

Di questa unità, nel Foglio 366 "Palombara Sabina", affiora il *membro di Guadagnolo* (SPT), in due diverse litofacies: litofacies calcarenitica (SPT_{1a}) e litofacies marnosa (SPT_{1b}). Nel settore sud-orientale del Foglio, la litofacies marnosa (SPT_{1b}), presenta intercalazioni di differenti litofacies calcarenitiche a prevalente giacitura lentiforme (sc), più frequenti nella porzione medio-superiore.

litofacies calcarenitica (SPT_{1a})

Questa litofacies affiora diffusamente in tutto il settore orientale del Foglio. I migliori affioramenti si possono osservare nei pressi dei Laghi di Percile, al cimitero di Mandela, a ovest di Cineto Romano e, più a nord, nei pressi di Scandriglia. Si tratta di alternanze di calcareniti fini di colore avana e nocciola, con tracce puntiformi di ossidazione, e marne, marne calcaree di colore grigio, giallastro e avana chiaro in strati decimetrici. La parte bassa è caratterizzata da calcari detritici, a macroforaminiferi e da marne calcaree con foraminiferi planctonici. La parte alta è caratterizzata da un progressivo aumento degli interstrati marnosi e da una maggiore percentuale di matrice nelle calcareniti. Le litologie marnose della porzione medio-alta sono di frequente silicizzate (Scandriglia, cimitero di Mandela, Laghi di Percile, Fosso dei Ronci), con lenti, liste e noduli di selce nera. La porzione silicizzata dell'SPT_{1a} è molto simile a quella della formazione del *Bisciario*.

Nelle calcareniti si rinvencono abbondanti spicole di spugna. Le associazioni a macroforaminiferi sono costituite da: *Lepidocyclinae*, *Amphisteginae*, *Miliolidae*, *Peneroplidae*, *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Miogypsina* gr. *globulina* (MICHELOTTI),

Elphidium sp., *Miogypsinoidea* sp., *Operculina* sp., *Spirochlopeus* sp. e *Borelis* sp. Queste associazioni a macroforaminiferi sono riferibili all'intervallo zonale SB 24 p.p.-SB 25 p.p. (CAHUZAC & POIGNANT, 1997). L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia.

Lo spessore è variabile tra 40 e 60 metri. L'età di questa litofacies è *Miocene inferiore* p.p. (*Aquitano* p.p.-*Burdigaliano* p.p.).

litofacies marnosa (SPT_{1b})

È l'unità stratigrafica più diffusa nel settore orientale del Foglio. È costituita da alternanze di marne, marne calcaree e marne argillose a luoghi più calcaree, di colore grigio, avana chiaro, giallastro e bruno, in potenti bancate (fig. 11). Si intercalano livelli di calcareniti con punti rossi, più abbondanti nella parte alta, contenenti *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp. e *Operculina* sp. A luoghi, verso la parte alta dell'SPT_{1b}, al detrito bioclastico presente nelle intercalazioni calcarenitiche concorrono anche frammenti di echinidi, di pectinidi e di colonie di briozoi. Questi litotipi calcarei spesso contengono granuli di glauconie e presentano spessori variabili da pochi centimetri a diversi metri; a volte mostrano una fratturazione a losanga, e possono contenere noduli di selce, anche decimetrici (Viadotto A24 Ponte Nuovo). La parte bassa di questa litofacies è caratterizzata dall'abbondanza di spicole di spugna, che nell'area di Scandriglia sembrano aumentare di frequenza spostandosi da ovest verso est; i foraminiferi planctonici sono ben distribuiti all'interno di questa litofacies marnosa. Nella porzione più orientale del Foglio, il tetto dell'SPT_{1b} è caratterizzato da prevalenti marne calcaree e calcareniti marnose, nocciola scuro, in strati medi e spessi, ricche in spicole di spugna. Gli orizzonti più marnosi sono color marrone e presentano bioturbazioni. Al passaggio con la soprastante formazione (CBZ), si osservano intercalazioni calcarenitiche, spesso a geometria lenticolare, di colore nocciola e senape, con punti d'ossidazione e a tratti ricche in spicole di spugna (sc).

Le indicazioni provenienti dai nannofossili calcarei consentono di riconoscere all'interno di questa litofacies l'intervallo zonale MNN2b-MNN4. Localmente, nelle marne possono essere presenti impronte e calchi di bivalvi (zona di Percile), echinodermi (*Clypeaster* sp.) e tracce di bioturbazione (*Thalassinoides* sp.). L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia.

Lo spessore di questa litofacies è di circa 500 - 600 metri. L'età è *Miocene inferiore* p.p.- *Miocene medio* p.p. (*Burdigaliano* p.p. - *Langhiano* p.p.).

1.2.6. - Calcari a briozoi e litotamni (CBZ)

Nel Foglio 366 "Palombara Sabina", nella formazione dei calcari a briozoi e litotamni sono stati distinti quattro membri (Tav. 2):



Fig. 11 – Affioramento della litofacies marnosa del membro di Guadagnolo dell'unità spongolitica (SPT_{1b}), lungo la strada sterrata che sale a Cima dei Coppi.

Calcareniti arancioni (CBZ₁)

Affiora esclusivamente sulla dorsale Monte Nero-Colle Ludo-Colle S. Michele (versante sinistro della Valle del Turano). Si tratta di calcari, calcari marnosi e calcareniti bioclastiche, di colore avana, biancastro e senape, con punti rossi d'ossidazione, in strati da 30 a 60 cm di spessore. Sono presenti bioclasti di molluschi, echinidi, briozoi, litotamni, ditrupe e foraminiferi bentonici. Verso il basso il limite è netto e si passa da queste calcareniti organogene alla litofacies marnosa del membro di Guadagnolo. Nell'ambito del Foglio 366 "Palombara Sabina", le *calcareniti arancioni* risultano eteropiche alla parte alta di SPT_{1b} e alla parte bassa delle *calcareniti a punti rossi*. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Lo spessore parziale stimato è 50 m circa. L'età è *Burdigaliano* p.p. ? - *Langhiano* p.p.

Calcareniti a punti rossi (CBZ₂)

Affiorano all'estremità nord-orientale e sud-orientale del Foglio. In particolare, nel settore nord-orientale le *calcareniti a punti rossi* affiorano con continuità sul versante orientale delle dorsali di Montorio in Valle-Colle di Macchia Spina e di

Monte Nero-Colle Ludo-Colle S. Michele, fino all'area di Pietraforte. Nel settore sud-orientale del Foglio, questo membro affiora a sud di Vallinfreda, sul versante orientale di Serra Rotonda, a Colle la Corte, sul Monte Crocetta, a Colle Sasso-Monte S. Elia, a Grotti, a Roviano, sul Monte Licino, sul Monte Macchia, sul Monte Croce, a Saracinesco e lungo la valle del Torrente Fiumicino. Si tratta di calcareniti fini, a luoghi bioclastiche, di colore avana e nocciola, con tracce puntiformi di ossidazione; sono disposte prevalentemente in banchi e caratterizzate da strutture a losanga. Localmente si rinvengono intercalazioni di marne. Il contenuto fossilifero è costituito da frammenti di echinidi e pettinidi, da ditrupe, da rari foraminiferi planctonici e bentonici. La presenza di *Praeorbulina glomerosa* BLOW e di esemplari sferici, consente l'attribuzione di CBZ₂ all'intervallo compreso tra la Zona a *Praeorbulina glomerosa* e la Subzona *Orbulina suturalis*. Le associazioni a nanfossil calcarei indicano, per la parte sommitale di questa litofacies, la Zona MNN5b.

Nella maggior parte del Foglio 366 "Palombara Sabina", il limite inferiore di questo membro è caratterizzato dall'aumento della componente pelitica, che segna il passaggio alla sottostante litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (SPT_{1b}). Questo limite è ben visibile a sud della Stazione di Mandela Scalo (in una cava abbandonata lungo la bassa valle del Torrente Fiumicino), a Monte Croce (a nord di Saracinesco) e a Monte Licino (a est di Monte Croce). Sulla dorsale Monte Nero-Colle Ludo-Colle S. Michele (versante sinistro della Valle del Turano), le *calcareniti a punti rossi* passano verso il basso alle *calcareniti arancioni*. Qui il limite è marcato dal notevole incremento della componente bioclastica che caratterizza il membro delle *calcareniti arancioni*, ed è ben visibile a Colle Peschieta e a Monte Ramponi.

Alla base del membro delle *calcareniti a punti rossi* sono presenti alcuni metri di calcareniti a grana media, color nocciola chiaro, organizzati in strati di medio spessore, con noduli e lenti di selce marrone.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia.

Lo spessore è di circa 90-100 metri. L'età di questo membro è *Miocene medio* (Langhiano p.p.).

***Calcareniti a briozoi* (CBZ₃)**

Questo membro affiora esclusivamente al margine orientale del Foglio, e più precisamente: alla base del versante orientale di Colle S. Michele, alla base del versante orientale della dorsale Serra Rotonda-Serra Campanara, a nord e a sud di Roviano, a Rovianello, e più diffusamente, in riva sinistra del Fiume Aniene, tra Anticoli Corrado e Saracinesco. È costituito da calcareniti bioclastiche di colore avana e bianco, a grana media e grossolana, in strati medi e spessi, a luoghi in bancate. Nella parte superiore dell'unità sono spesso frequenti strutture a losanga (fig. 12). A tratti sono osservabili strutture sedimentarie quali laminazioni piano-parallele ed ondulate.



Fig. 12 – Affioramento della porzione sommitale delle calcareniti a briozoi (CBZ₃), in prossimità del passaggio stratigrafico con UAM₁ (margine sinistro della foto), a NE di Riofreddo.

Nelle litofacies carbonatiche sono presenti, oltre a colonie di briozoi e litotamni, associazioni di foraminiferi bentonici di piccole dimensioni e frammenti di lamellibranchi. A luoghi, tra una bancata e l'altra si osservano sottili intercalazioni di orizzonti calcareo-marnosi finemente detritici color avana e senape, che aumentano di frequenza verso l'alto. Questi orizzonti sono, a luoghi, ricchi in glauconie, bioturbazioni (*Thalassinoides* sp.) e foraminiferi planctonici. Il limite inferiore è marcato da un brusco aumento dello spessore degli strati carbonatici, al passaggio dalle *calcareniti a punti rossi* alle *calcareniti a briozoi*, e dalla scomparsa, quasi totale, della frazione pelitica, presente, in orizzonti e strati, fino al tetto delle *calcareniti a punti rossi*. Questo limite è ben esposto nel centro abitato di Saracinesco.

Verso l'alto si osserva la comparsa di intercalazioni marnose e di orizzonti calcarei bioclastici con foraminiferi planctonici (*Orbulina* sp.) e granuli glauconitici e fosfatici. I bioclasti sono in genere rappresentati da echinodermi, briozoi, litotamni, resti di pesci, foraminiferi bentonici e planctonici. I foraminiferi planctonici sono rappresentati per lo più da: *Orbulina* spp., *Globorotalia* spp., *Globigerinoides* spp. e *Globigerinidae*.

Il limite superiore è caratterizzato da un *hardground* glauconitico-fosfatico, con denti di pesce, gasteropodi e lamellibranchi, che segna il passaggio alla soprastante unità *argilloso-marnosa*. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Spessore misurato circa 50-70 metri. L'età di questo membro è *Miocene medio* (Langhiano p.p.-Serravalliano).

Marne e calcareniti a planctonici (CBZ₄)

Questo membro, di nuova istituzione nell'ambito della formazione dei *calcari a briozoi e litotamni*, affiora esclusivamente nella valle del Rio di Turania, a ridosso del margine orientale del Foglio. In quest'area, il membro delle *marne e calcareniti a planctonici* affiora con una litofacies prevalentemente calcarenitica (CBZ_{4a}), mentre nel contiguo Foglio 375 "Tivoli" passa ad una litofacies prevalentemente marnosa (CBZ_{4b}). La sezione tipo su cui sono state fatte analisi biostratigrafiche di dettaglio è ubicata in riva destra del Rio di Turania. In quel tratto, la valle è costituita da ripide pareti calcaree, quasi verticali. La sezione stratigrafica misurata, parte dal letto del Rio di Turania (fig. 13) e, risalendo la parete calcarea verticale, arriva ad interessare il pianoro a sud del Rio di Turania, dove affiora l'*unità argilloso-marnosa*, con il membro delle *argille ad Orbulina* (UAM₃). In questa località, e nell'altra località d'affioramento della CBZ_{4a} (riva sinistra del Rio di Turania), non si osserva il passaggio al sottostante membro delle *calcareniti a punti rossi* (CBZ₂).

I primi 40 metri di sezione sono costituiti da biocalcareni nocciola, in strati medi e spessi, contenenti piccoli foraminiferi bentonici (*Rotalia* sp.), frammenti di echinidi, litotamni, lamellibranchi, colonie di briozoi, e foraminiferi planctonici (globigerinidi, *Orbulina* spp.). Sin dalla base, la componente planctonica dell'associazione è molto significativa (campione TUR/A 1). A circa 33 metri dalla base della sezione, è presente una bancata, mal stratificata, di biocalcareni bianco/nocciola chiaro, con briozoi, piccoli rotalidi (*Rotalia* sp.), frammenti di echinidi e foraminiferi planctonici (globigerinidi, *Globoquadrina* sp., *Orbulina* spp.). I foraminiferi planctonici sono sempre presenti, anche se con abbondanze variabili, a volte del tutto subordinati rispetto al *benthos*, in tutti questi 40 metri di sezione.

A queste calcareniti seguono 12 metri di calcilutiti e calcareniti finissime a planctonici, di colore avana chiaro, in strati medi. In associazione con il prevalente plancton calcareo sono da segnalare spicole di spugna, rari foraminiferi bentonici e rarissimi frammenti di briozoi e radioli di echinidi. Tra i foraminiferi planctonici sono da segnalare *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globoquadrina* sp., *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY. Andando verso l'alto, seguono 10 metri di alternanze di calcilutiti a planctonici, marne calcaree e marne, color tabacco, con ripetuti livelli marnosi bioturbati (*Thalassinoides* sp.), con foraminiferi planctonici, denti di pesce, pteropodi e granuli di glauconie. Nella parte alta di questo intervallo, un flusso detritico canalizzato, a geometria lenticolare, è intercalato agli ultimi livelli calcarenitici con foraminiferi planctonici (*Globigerinoides* spp., *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY),



Fig. 13 – Rio di Turania, affioramento di **CBZ_{4a}**. La parete verticale, in riva destra, è costituita da strati, da medi a spessi, di biocalcareniti contenenti piccoli foraminiferi bentonici, frammenti di echinidi, litotamni, lamellibranchi, colonie di briozoi, e foraminiferi planctonici (parte basale di **CBZ_{4a}**). La componente planctonica dell'associazione è molto significativa fin dalla base.

radioli di echinidi, foraminiferi bentonici, briozoi e granuli di glauconie.

La *litofacies calcarenitica* (**CBZ_{4a}**) termina verso l'alto con 4 metri di marne calcaree, color tabacco, a foraminiferi planctonici, ben stratificate, a volte foliate, con rari granuli di glauconie e punti di ossidazione.

Il passaggio alla soprastante *unità argilloso-marnosa* (**UAM**) avviene tramite un brusco aumento della componente argillosa, con il passaggio da marne calcaree (top **CBZ_{4a}**), a marne con glauconie, denti di pesce e abbondanti foraminiferi planctonici (**UAM₁**). La superficie limite è interessata da una concentrazione di noduli di glauconie, anche di grandi dimensioni (fino a più di 1 cm di diametro) (*hardground*).

Questo membro è eteropico a quello dei *calcari a briozoi* (**CBZ₃**), e occupa una posizione via via più distale, andando verso l'alto della successione, rispetto alla rampa carbonatica produttiva. Ambiente: rampa carbonatica distale-*slope*.

Spessore parziale misurato circa 65 metri. L'età di questo membro è *Miocene medio p.p.-Miocene superiore p.p.* (Serravalliano p.p.-Tortoniano p.p.).

1.3. - AREA DI MONTE CALVO

Quest'area è stata oggetto di approfonditi studi micropaleontologici durante il rilevamento del Foglio 144 "Palombara Sabina" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970a), da parte di CHIOCCHINI *et alii* (1975). In queste note, viene proposta una ricostruzione stratigrafica leggermente diversa rispetto a quanto suggerito da CHIOCCHINI *et alii* (1975).

1.3.1. - Dolomie di Monte Calvo (DCM)

Sono distinguibili due membri: le *dolomie saccaroidi* (DCM₁) e le *dolomie selcifere* (DCM₂).

Membro delle dolomie saccaroidi (DCM₁)

Questo membro è legato a processi di dolomitizzazione secondaria di originari calcari, che hanno dato origine a dolomie cristalline, saccaroidi, leggermente friabili, di colore grigiastro, giallastro o bianco, disposte in bancate metriche poco evidenti. In alcuni settori, lontano dai principali elementi tettonici che interessano il settore di Monte Calvo, sono conservati i "fantasmi", solo parzialmente ricristallizzati, di calcari riccamente organogeni, contenenti gusci di grossi gasteropodi e, nella porzione inferiore di questo membro, esemplari di *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL).

Membro delle dolomie selcifere (DCM₂)

Affiora sul versante sudoccidentale di Monte Calvo, ed è costituito da dolomie e calcari dolomitici giallastri con noduli di selce. Deriva, probabilmente, dalla dolomitizzazione di parte dei soprastanti depositi bacinali (*Maiolica*, MAI).

Lo spessore affiorante non è facilmente stimabile a causa dell'intensa tettonizzazione dell'area, ma indicativamente si può aggirare sui 100 m.

L'età delle *dolomie di Monte Calvo* è compresa tra il *Giurassico inferiore* e il *Giurassico superiore* (*Pliensbachiano* p.p. - *Titoniano* p.p.).

1.3.2. – *Maiolica* (MAI)

Affiorano pochi metri della formazione, al passaggio con la soprastante formazione delle *Marne a Fucoidi*, che mostrano processi incipienti di dolomitizzazione. Probabilmente è rappresentata solo parte della porzione superiore della formazione [*Neocomiano* p.p.(?)-*Aptiano inferiore* p.p.].

1.3.2. – *Marne a Fucoidi* (**FUC**)

Le caratteristiche della formazione sono le stesse di quelle rilevate negli altri settori del Foglio (vedi 1.1.11).

1.3.3. – *Scaglia Bianca* (**SBI**)

Le caratteristiche della formazione sono le stesse di quelle rilevate negli altri settori del Foglio (vedi 1.1.12).

1.3.4. – *Scaglia Rossa* (**SAA**)

Le caratteristiche della formazione sono le stesse di quelle rilevate negli altri settori del Foglio (vedi 1.1.13).

2. - DEPOSITI SIN-OROGENESI

2.1. – UNITÀ ARGILLOSO-MARNOSA (**UAM**)

Questa unità è stata distinta in due membri: il membro delle *marne calcaree* (**UAM₁**), e il membro delle *argille a Orbulina* (**UAM₃**).

***marne calcaree* (UAM₁)** Calcareniti e calcari marnosi biancastri, nocciola e verdastri, tipo *grainstone*, ricchi in glauconite; sono presenti resti di echinidi, foraminiferi planctonici e frequenti livelli centimetrici marnosi e marnoso-calcarei che aumentano verso la parte alta del membro. La porzione basale è caratterizzata da ciottoli calcarenitici grigi e nocciola, con briozoi, ricchi in glauconite.

Il limite inferiore coincide, generalmente, con una superficie di *hardground*, che fa da passaggio alla sottostante formazione dei *calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**). Nelle aree in cui il membro **UAM₁** è più spesso (zona di Saracinesco) la superficie di *hardground* non è ben visibile. In quest'area, il limite tra il membro **UAM₁** con il sottostante membro delle *calcareniti a briozoi* (**CBZ₃**) è osservabile a sud-est del centro abitato di Saracinesco, dove la parte basale di **UAM₁** è caratterizzata da calcilutiti e calcari marnosi grigi e verdastri a planctonici, ricchi in glauconite.

Nell'area orientale del Foglio, a sud di Pietraforte, nelle aree di affioramento della *litofacies calcarenitica* (**CBZ_{4a}**) il limite inferiore dell'unità *argilloso-marnosa* avviene in corrispondenza di una fascia marnoso-argillosa ricca in grossi granuli di glauconie (con granuli fino a 2-3 cm di diametro), noduli fosfatici e un livello caratterizzato da un'abbondante concentrazione di grossi tubi di serpulidi. Lo spessore è variabile, fino ad un massimo di 30 m.

***argille a Orbulina* (UAM₃)**

Argille e marne argillose di colore grigio, ricche in foraminiferi planctonici (tra cui *Orbulina* spp., *Marne a Orbulina Auctt.*). Nella zona di Riofreddo, in località Spinetta, all'interno delle marne sono osservabili olistoliti di calcareniti con glauconite (**ca**) appartenenti al membro delle *marne calcaree* (**UAM₁**). Il passaggio al sottostante membro delle *marne calcaree* (**UAM₁**) avviene in modo graduale, con un aumento della frazione carbonatica in prossimità del limite inferiore delle *argille a Orbulina*. Il limite stratigrafico tra **UAM₃** e **UAM₁** non è mai ben esposto, ma si può intuire in diversi settori a ovest di Anticoli Corrado e a sud di Pietraforte.

Lo spessore è di circa 30 m.

L'ambiente di sedimentazione dell'unità *argilloso-marnosa* è di bacino pelagico (rampa d'avampaese).

Lo spessore è variabile, e raggiunge un massimo di 60 m. L'età è *Miocene superiore* (*Tortoniano* p.p. - *Messiniano inferiore* p.p.).

2.2. - UNITÀ ARENACEO-PELITICA (**UAP**)

(cfr. Complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese)

Affiora esclusivamente al margine orientale del Foglio; buoni affioramenti si rinvencono: (1) lungo la valle del Fiume Turano; (2) lungo una stretta fascia a est dell'allineamento C.le Luca Pasquale-Montorio in Valle; (3) nell'area di Riofreddo; e (4) nel settore Anticoli Corrado-Roviano. Si tratta di un'**associazione arenacea** (**UAP_b**), costituita da arenarie grossolane giallastre e grigie, più o meno cementate, con rari interstrati argilloso marnosi; a luoghi si rinvencono inclusi pelitici (*soft pebbles*). All'interno dell'**associazione arenacea**, nella sua porzione basale, sono presenti olistoliti della *litofacies marnosa del membro di Guadagnolo* (**sp**). Il limite stratigrafico tra **UAP_b** e **UAM₃** non è ben visibile, soltanto nel settore meridionale, a ovest di Roviano, si intuisce il passaggio con la sottostante unità *argilloso-marnosa*. Verso l'alto, l'unità *arenaceo-pelitica* è ricoperta dalle unità ubiquitarie dei depositi post-orogenesi. L'ambiente di sedimentazione è di bacino d'avanfossa.

Lo spessore affiorante è di circa 200 metri.

L'età è *Miocene superiore* (*Messiniano inferiore* p.p. nell'area settentrionale, Lago del Turano, e *Tortoniano superiore* in quella meridionale, Anticoli Corrado-Roviano).

3. - DEPOSITI POST-OROGENESI

D. Cosentino & G. Fubelli

I depositi post-orogenesi affioranti nel Foglio 366 "Palombara Sabina" sono

stati suddivisi in quattro supersintemi, costituiti, a loro volta, da diverse unità e sintemi, a cui si devono aggiungere alcune formazioni vulcaniche:

- 1 - *Supersintema del Bacino Tiberino*
 - *Sintema del paleo-Farfa*:
 - *Unità di Torre Baccelli (UTB)*;
 - *Unità di Montasola (USL)*;
 - *Unità di Monteleone Sabino (UMS)*;
 - *Unità di Palombara Sabina (UPS)*;
- 2 - *Supersintema Tiburtino*:
 - *Sintema di Mandela (UMN)*;
 - *Sintema di Colle Romana (RNM)*;
 - *Sintema di Vicovaro (VCV)*;
- 3 - *Supersintema del Torrente Farfa*:
 - *Sintema di Poggio Moiano (UPM)*;
 - *Sintema del Fosso di Corese (FOC)*;
- 4 - *Supersintema Palombarese*:
 - *Sintema di Cretone (KRT)*;
 - *Sintema di Stazzano (SZN)*;
 - *Sintema di Colle della Chiesuola (KCH)*;
- 5 - *Formazioni vulcaniche*:
 - *Formazione di Le Vallicelle (VLC)*;
 - *Unità di Poli (UPL)*;
 - *Unità di Tor de' Cenci (TDC)*;
 - *Unità del Palatino (PTI)*;
 - *Unità di Casale del Cavaliere (KKA)*;
 - *Tufo stratificati varicolori di Sacrofano (SKF)*;
 - *Pozzolane rosse (RED)*.

A questi vanno aggiunte le unità ubiquitarie, che comprendono:

- *Deposito di origine mista-litofacies vulcanoclastica (i_1)*;
- *Deposito di origine mista-litofacies conglomeratica (i_2)*;
- *Sintema di Caporio (UCR)*;
- *Deposito alluvionale terrazzato del 3° ordine (bn_3)*;
- *Deposito alluvionale terrazzato del 2° ordine (bn_2)*;
- *Deposito alluvionale terrazzato del 1° ordine (bn_1)*;
- *Travertino (f_1)*;
- *Deposito alluvionale (b)*;
- *Coltre eluvio colluviale (b_2)*;
- *Deposito eluviale (alterite) (b_6)*;
- *Deposito di frana (a_1)*;

- *Deposito di versante (a)*;
- *Deposito antropico (h)*.

Il *supersintema del Bacino Tiberino*, nel Foglio 366 “Palombara Sabina”, è rappresentato dal *sintema del paleo-Farfa*. Questo è costituito dagli affioramenti più sud-occidentali dei depositi plio-pleistocenici o “villafranchiani” affioranti estesamente nel Foglio 357-Cittaducale, già studiati da diversi autori (DE MARCHI, 1874; ISSEL & MELI, 1882; MELI, 1882; VERRI, 1882, 1883; DEMANGEOT, 1952a, 1952b; RAFFY, 1979; BOSI *et alii*, 1989a, 1989b; CAVINATO *et alii*, 1989, 1990; CAVINATO & PAROTTO, 1992; BARBERI & CAVINATO, 1993; CAVINATO, 1993; BARBERI *et alii*, 1995; MANCINI *et alii*, 1999, 2004).

L'età delle diverse unità che compongono il *sintema del paleo-Farfa* è stata discussa nelle Note Illustrative del Foglio 357 “Cittaducale”, a cui si rimanda. Questa si basa sul ritrovamento, all'interno dell'area del Foglio 357 “Cittaducale”, nel suo settore sud-occidentale, di faune a vertebrati e a molluschi, descritte in letteratura, al loro confronto con dati noti riguardanti le aree limitrofe e, infine, a nuovi dati raccolti ed elaborati durante la realizzazione del Foglio 357-Cittaducale (TUCCIMEI, 1989a, 1989b, 1891b, 1893, 1895, 1898; DE ANGELIS D'OSSAT, 1924, 1933; IPPOLITO, 1947; MAXIA, 1949; DEMANGEOT, 1952a; GE.MI.NA, 1963; GIROTTI, 1967, 1972; AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; CHIOCCHINI *et alii*, 1975; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1975; ESU & GIROTTI, 1975, 1991; CONTI & GIROTTI, 1977; KOTSAKIS, 1988, 1992; CAVINATO *et alii*, 1989, 1990, 1999, 2000; VILLA *et alii*, 1991; ESU *et alii*, 1992; DI BELLA, 1994; GIROTTI & PICCARDI, 1994; GLIOZZI, 1997; BARISONE *et alii*, 2014).

Il *supersintema Tiburtino* è costituito da depositi continentali associati alla dinamica fluviale del paleo-Aniene e da una serie di depositi terrazzati, incassati all'interno di questi, legati alla più recente attività del Fiume Aniene.

Il *supersintema del Torrente Farfa* comprende quei depositi, terrazzati all'interno del *sintema del paleo-Farfa*, affioranti nel bacino del T. Farfa, che presenta drenaggio direttamente nel Fiume Tevere.

Il *supersintema Palombarese* è costituito da depositi continentali associati alla dinamica fluviale di alcuni corsi d'acqua che dalle pendici occidentali dei Monti Lucretili drenano verso il Fiume Tevere; si tratta di depositi di conoide alluvionale e di piana alluvionale, sistemi deposizionali di carbonati continentali e estese coperture colluviali

Infine, sotto il termine di *unità ubiquitarie* sono stati raccolti quei depositi la cui genesi non è strettamente legata all'evoluzione geologica e geomorfologica peculiare dei diversi bacini idrografici, ma, piuttosto, alle variazioni climatiche tardo quaternarie.

L'età dei depositi appartenenti ai supersintemi del T. Farfa, Paolombarese e Tiburtino e alle *unità ubiquitarie*, è stata determinata, dove possibile, in base al

confronto di nuove datazioni radiometriche con datazioni radiometriche note in letteratura (VILLA *et alii*, 1991; BRUNAMONTE *et alii*, 1993a; CARRARA *et alii*, 1993; 1995; 2006; MICHETTI *et alii*, 1995).

Di seguito vengono descritti i diversi supersintemi e sintemi distinti, procedendo dal più antico al più giovane. I rapporti tra i diversi sintemi e supersintemi sono rappresentati negli schemi morfo-litostratigrafico (fig. 14) e cronostatigrafico (fig. 15).

3.1. – SUPERSINTEMA DEL BACINO TIBERINO

Sintema del paleo-Farfa

Nel Foglio 357-Cittaducale, i depositi di questo sintema sono stati attribuiti al Pliocene superiore. Con il recente spostamento del limite Pliocene/Pleistocene da Ma a 2.58 Ma (PILLANS & GIBBARD, 2012), i depositi del *sintema del paleo-Farfa*, che risultano essere del Gelasiano, sono da attribuire al Pleistocene inferiore *p.p.* I depositi di questo sintema affiorano in un'ampia fascia allungata in direzione meridiana, lungo il bordo occidentale del Foglio, dove le dorsali dei M.ti Sabini e dei M.ti di Fara in Sabina delimitano ad est la Valle del Tevere. Sono costituiti da conglomerati, limi e sabbie, all'interno dei quali, in base alle associazioni delle litofacies, alle paleocorrenti, alla litologia dei clasti e al contenuto fossilifero, sono state distinte le seguenti unità litostratigrafiche:

- *Unità di Monteleone Sabino (UMS)*;
- *Unità di Montasola (USL)*;
- *Unità di Palombara Sabina (UPS)*;
- *Unità di Torre Baccelli (UTB)*;

Le diverse associazioni di litofacies permettono di seguire il passaggio graduale da ambienti prossimali, nei settori orientali e nelle aree pedemontane (*unità di Montasola*), verso ambienti via via più distali (*unità di Monteleone Sabino*), fino all'antica linea di costa, situata sul versante occidentale dei Monti Sabini e dei Monti di Fara in Sabina, in prossimità della quale si è deposta l'*unità di Palombara Sabina* che passa verso mare all'*unità di Torre Baccelli*.

Numerosi sono gli studi sulla stratigrafia dei depositi di questo sintema (AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; BERTINI & BOSI, 1976; BOSI *et alii*, 1989; BOSI & MESSINA, 1992; BARBERI & CAVINATO, 1993; BARBERI *et alii*, 1995; MANCINI *et alii*, 2004; MANCINI *et alii*, 2007; COSENTINO & FUBELLI, 2008; COSENTINO *et alii*, 2014).

3.1.1. - *Unità di Monteleone Sabino (UMS)*

Questa unità ha una limitata estensione nell'area del Foglio, affiora, infatti,

SCHEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI DEI DEPOSITI POST-OROGENESI

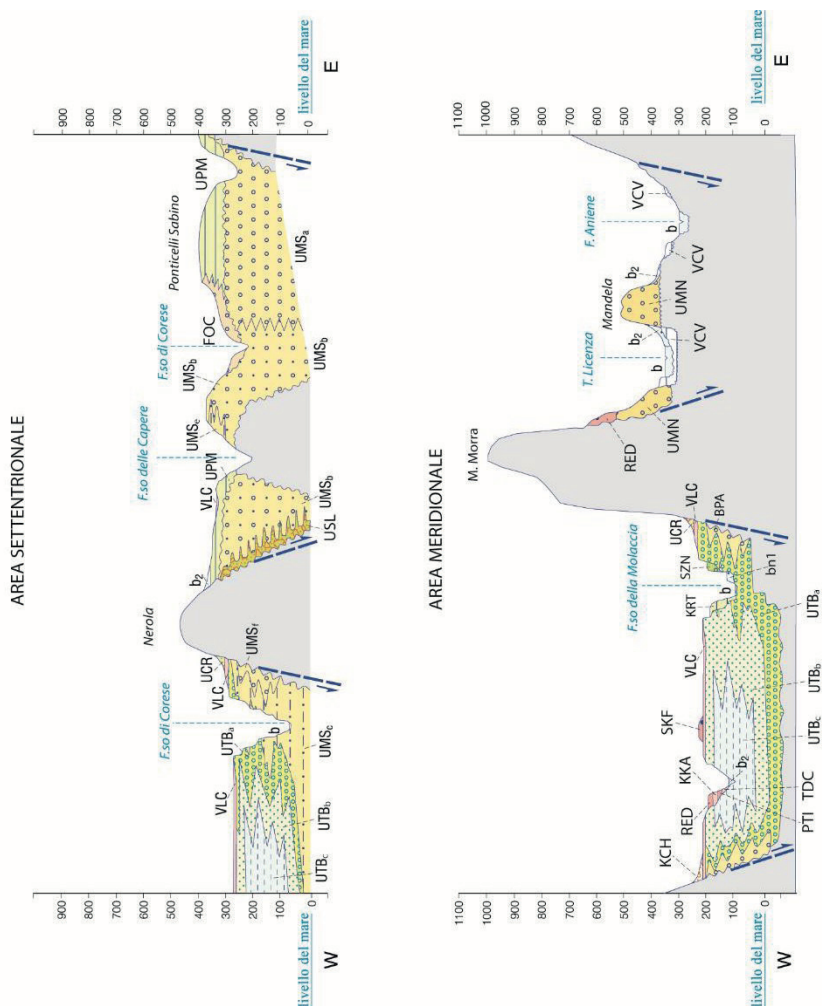


Fig. 14 - Schema dei rapporti morfo-litostratigrafici dei depositi plio-quaternari del Foglio 366 "Palombara Sabina"

solo in corrispondenza del vecchio corso del paleo-Corese, tra la terminazione settentrionale dei Monti Lucretili e la terminazione meridionale di M. degli Elci. L'UMS corrisponde ad un grande sistema fluviale (associazione conglomeratica UMS_a e associazione conglomeratico-sabbiosa — UMS_b), che ad ovest passava ad una piana deltizia (associazione sabbioso – pelitico - conglomeratica

- UMS_c, e a sud-ovest ad un sistema marino costiero (unità di Torre

Baccelli - **UTB**). Le caratteristiche del sistema fluviale variavano lungo la direzione del suo corso, generando corpi con differente disposizione e distribuzione di ghiaie, sabbie e peliti. Per questo motivo, i rilevamenti eseguiti hanno permesso di distinguere diverse associazioni di litofacies che, procedendo da est a ovest, sono:

- *associazione conglomeratica*, affiorante in un piccolo affioramento a NE di Monte Calvo (**UMS_a**);
- *associazione conglomeratico-sabbiosa*, affiorante tra Monte Calvo e Nerola (**UMS_b**);
- *associazione sabbioso-pelitico-conglomeratica*, affiorante, prevalentemente, tra il versante occidentale della dorsale M. degli Elci, Talocci e Acquaviva (**UMS_c**).

I limiti tracciati tra queste differenti associazioni di litofacies sono solo indicativi, in quanto basati sulle diverse percentuali dei corpi ghiaiosi, sabbiosi e pelitici. Con gli attuali dati a disposizione risulta, infatti, impossibile definire in superficie o in profondità l'esatta proporzione di questi elementi e la conseguente esatta linea di separazione delle differenti associazioni.

L'**UMS** poggia in "*onlap*" sul substrato carbonatico orogenizzato ed è presente in modo assai esteso nel settore nord-occidentale del Foglio, costituendo il riempimento delle valli del paleo-Farfa e in parte del paleo-Corese. La giacitura degli strati è prevalentemente orizzontale o clinostratificata verso SO.

Associazione conglomeratica (UMS_a) - L'*associazione conglomeratica* è costituita da ghiaie in matrice sabbiosa e affiora solo in un limitatissimo settore alla base del versante nord-orientale di Monte Calvo. Di norma il grado di cementazione dei corpi è basso. I clasti sono in contatto fra loro, subarrotondati, con abbondante matrice sabbiosa media; la media delle dimensioni massime dei clasti (*maximum particle size*) varia tra 10 e 15 cm, mentre la moda della distribuzione granulometrica è tra 5 e 7 cm. Le ghiaie sabbiose sono massive con frequenti episodi di amalgamazione, sebbene a volte organizzate in stratificazioni incrociate concave, associabili a riempimento di piccole depressioni erosive sul fondo di canali fluviali. Si osservano clasti embricati e sottili strati piano paralleli di clasti di maggiore dimensione, spessi intorno al decimetro, attribuibili a *gravel sheet bedform*.

Integrando i pochi dati raccolti nel Foglio 366 "Palombara Sabina" con quanto osservato nel Foglio 357-Cittaducale, possiamo dire che l'**UMS_a** è stata prodotta da un sistema fluviale che aveva un drenaggio dai quadranti orientali verso quelli occidentali. Il contenuto fossilifero è rappresentato da faune scarse e spesso mal conservate. Nei livelli fini sono presenti frammenti di molluschi (gasteropodi e bivalvi). Nel limitrofo Foglio 357 "Cittaducale", nella zona di Belmonte in Sabina lo studio degli ostracodi, eseguito in due serie poco a nord dell'abitato, ha permesso di identificare specie dulcicole (BARBERI *et alii*, 1995). In aree situate

poco a nord del Foglio 357-Cittaducale, all'interno di depositi riferibili a questa unità, sono stati trovati resti di vertebrati riferibili a *Equus stenonis* COCCHI e *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis* (NESTI) (AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; CAVINATO *et alii*, 1990) e molluschi riferibili a *Teodoxus groyanus* e *Melanopsis affinis* (ESU & GIROTTI, 1991; ESU *et alii*, 1992).

Considerando queste faune, e i ritrovamenti di faune in siti situati nella parte meridionale del Foglio 357-Cittaducale, poco a nord del Foglio 366 "Palombara Sabina", bisognerebbe attribuire tale unità all'ex Pliocene superiore (Villafranchiano medio *sensu* GLIOZZI *et alii*, 1997) (BARISONE *et alii*, 2014), attualmente base del Pleistocene inferiore.

Il sistema fluviale che depositò le facies conglomeratiche dell'**UMS_a** può essere identificato come un sistema intrecciato, con canali poco profondi, caratterizzato da elementi architettonici di piccole dimensioni, con accrezione sottocorrente (prevalentemente piccole barre trasversali o longitudinali). I depositi sabbiosi e pelitici corrispondono a depositi di piana di inondazione. La scarsa diffusione di essi è legata all'alta velocità di migrazione laterale dei canali, e alla conseguente alta capacità di erosione dei depositi di piana di inondazione. Il limite con le unità sottostanti è stato tracciato in base alla litologia dei clasti,

alle associazioni di litofacies e all'andamento delle paleocorrenti.

La disposizione degli strati è prevalentemente orizzontale o immergente verso SO. Ai margini del bacino, l'**UMS_a** è sovrapposta in *onlap* al substrato pre-pliocenico.

Le zone di *top* d'affioramento dell'**UMS_a** riflettono l'andamento di un'unica superficie, probabilmente riferibile alla superficie deposizionale sommitale dell'unità, attualmente profondamente incisa, rimodellata ed erosa; in altre zone il limite superiore dell'unità coincide con l'appoggio delle unità più recenti.

Lo spessore affiorante nel Foglio 366 "Palombara Sabina" è molto esiguo, circa 10 m, in quanto questa associazione di facies affiora esclusivamente in un piccolo affioramento a nord di Monte Calvo.

L'età di questa unità è *Pleistocene inferiore* p.p.

Associazione conglomeratico-sabbiosa (UMS_b) – Questa associazione affiora diffusamente nell'alta valle del Fosso Prataroni (estremo settore settentrionale del IV quadrante del Foglio).

L'**UMS_b** è costituita da corpi ghiaiosi (80-75% della diffusione areale) e sabbioso-pelitici (20-25% della diffusione areale). I corpi ghiaiosi hanno spessore tra 5 e 7 m, larghezza maggiore di 50 m (perpendicolarmente alle paleocorrenti). Rispetto all'**UMS_a**, i corpi amalgamati sono rari e, tra un litosoma ghiaioso e l'altro, sono presenti talvolta sabbie ma per spessori ed estensione modeste. La base è spiccatamente erosiva e spesso sottolineata da mesoforme erosive del tipo *gutter cast*. I clasti sono da subarrotondati ad arrotondati; petrograficamente

si osservano gli stessi aspetti visti nell'UMS_a, anche con la tipica presenza di rari clasti arenacei. Tuttavia le dimensioni granulometriche sono inferiori rispetto all'UMS_a: il *maximum particle size* è di 10-12 cm, mentre la moda delle dimensioni granulometriche è di 3-5 cm. Nonostante siano frequenti ghiaie massive, i corpi ghiaiosi dell'UMS_b, rispetto quelli dell'UMS_a, sono più organizzati. Nell'UMS_b sono frequenti stratificazioni incrociate di ghiaie sabbiose, alte fino ad 1.5 m, e clasti embricati. Allineamenti di ciottoli di granulometria maggiore dei circostanti, formano lenti appiattite, spesse fino a 20-30 cm, che corrispondono a depositi residuali (*lag*) alla base di *gravel sheet bedforms*. Lenti di sabbie, spesse tra 7 e 20 cm, estese per 4-5 m, e caratterizzate da laminazioni piano parallele o stratificazioni incrociate, alte fino a 20 cm, si alternano ai corpi ghiaiosi. La porzione superiore dei corpi ghiaiosi, per spessori fino a 2 m, è costituita generalmente da alternanze di strati sabbiosi e ghiaiosi; verso l'alto mostrano una prevalenza della frazione sabbiosa. I litosomi ghiaiosi sono identificabili come sequenze *fining* e *thinning upward*. A volte la loro porzione superiore mostra stratificazioni incrociate di basso angolo (fino a 5°).

I litosomi ghiaiosi sono intercalati a corpi sabbiosi e pelitici (UMS_c), che formano strati tabulari, spessi anche più di 10 m e con larghezza dell'ordine del centinaio di metri (perpendicolarmente alla paleocorrenti). Le sabbie sono fini o molto fini, limose, di colore marrone giallastro, spesse in continuità più di 5 m; a volte mostrano stratificazioni incrociate concave o laminazioni incrociate, ma spesso sono massive. Le sabbie sono alternate a corpi tabulari di limi argilloso-sabbiosi di colore grigio bluastrò scuro o grigio verdastro scuro, spessi fino a 50 cm, attribuibili a paleosuoli per la presenza di tracce di radici, resti di molluschi terrestri e di noduli calcarei.

I dati delle paleocorrenti provengono da misure delle embricature e indicano direzione dei flussi sedimentari verso SO-NO, con moda principale verso O, indicando un sistema fluviale con principale drenaggio verso ovest. L'UMS_b è stata prodotta da un sistema fluviale con caratteristiche differenti da quello che ha generato l'UMS_a. Questo sistema fluviale era caratterizzato da una minore velocità del flusso idrico, come testimoniato da una generale diminuzione delle caratteristiche tessiturali dei corpi ghiaiosi (moda e *maximum particle size* delle dimensioni dei clasti) e dalla maggiore frequenza di strati sabbiosi nei corpi ghiaiosi di canale fluviale. I corpi ghiaiosi di canale mostrano una maggiore organizzazione, rispetto quelli dell'UMS_a, indicando flussi più continui e regolari.

Il riempimento in sequenze *fining* e *thinning upward* rappresenta un graduale abbandono di porzioni del canale per riempimento progressivo con elementi sedimentari, che in alcun caso erano costituiti da barre marginali con accrezione laterale. Tale fatto, unito alla minore velocità del flusso idrico, ha permesso una maggiore conservazione dei depositi di piana di inondazione, rappresentati dalle sabbie e peliti.

Il fiume era probabilmente più organizzato e profondo di quello dell'UMS_a e possedeva minori capacità di migrazione laterale. Tale fatto, unito alla minore velocità del flusso idrico, ha permesso una maggiore conservazione dei depositi di piana di inondazione, rappresentati dalle sabbie e peliti.

Resti di macrofossili, oltre quelli indicati, non sono stati trovati durante il rilevamento nell'UMS_b. Tuttavia, in letteratura sono noti ritrovamenti di vertebrati presso Bocchignano e Castel San Pietro (Foglio 357-Cittaducale), la cui revisione ha permesso l'attribuzione di questa associazione al Pliocene superiore (BARISONE *et alii*, 2014), ora base del Pleistocene inferiore, con lo spostamento del limite Pliocene/Pleistocene (PILLANS & GIBBARD, 2012).

Associazione sabbioso-pelitico-conglomeratica (UMS_c) – L'UMS_c si estende nella porzione occidentale del Foglio ed è correlabile con la *formazione di Poggio Mirteto* (MANCINI *et alii*, 2004). Le migliori esposizioni sono localizzate nei pressi di Colle S. Biagio, ad ovest di Nerola, dove prevale la frazione conglomeratica a matrice argilloso-sabbiosa. Lo spessore, valutabile secondo dati stratimetrici, si aggira intorno a valori maggiori o uguali a 80 m. Il contatto inferiore a volte si dispone in *onlap* sul substrato pre-pliocenico, più spesso è interdigitato con l'UMS_b, in ragione di progradazioni e retrogradazioni dell'intero sistema fluviale. Generalmente, l'*unità di Torre Baccelli (UTB)* si dispone al disopra della UMS_c.

Dal punto di vista dell'assetto strutturale l'UMS_c è caratterizzata da clinostratificazioni immergenti verso mare (NO o SO) di pochi gradi (tra 3° e 10°). Dal punto di vista deposizionale, l'UMS_c rappresenta la porzione più distale della UMS, come testimoniato principalmente dai dati della distribuzione delle paleocorrenti, che danno direzioni dei flussi dei canali principalmente da est verso ovest. Il limite con la UMS_b è un limite convenzionale, che vuole indicare una fascia diretta circa nord-sud in cui si passa ad un'associazione costituita prevalentemente da peliti e sabbie (~90%) e secondariamente da ghiaie o conglomerati (~10%).

L'UMS_c è caratterizzata da corpi pelitico-sabbiosi, come principale elemento di architettura deposizionale, a cui si intercalano corpi conglomeratici o ghiaiosi (UMS_d). I corpi pelitico-sabbiosi sono caratterizzati da alternanze verticali di sabbie fini o molto fini, in genere spesse 0.5-1 m, con depositi limoso argillosi, spessi in media 20-30 cm. Quando prevalgono le sabbie, spesse al massimo 1 m, il deposito è caratterizzato da stratificazioni incrociate, alte pochi decimetri, o da laminazioni incrociate prodotte da *current ripples*, spesso rampicanti; frequentemente le sabbie sono alternate a sottili strati di depositi pelitici.

I depositi limoso argillosi formano strati tabulari (larghi alcune decine di metri), spessi al massimo 2 m; in subsuperficie hanno colore grigio bluastrò e mostrano a volte lamine piano parallele. Frequentemente i depositi pelitici

contengono foglie o altri resti vegetali terrestri, resti di alghe Characeae e molluschi, attribuibili ad organismi dulcicoli (*Planorbis* sp., *Bithynia* sp., *Valvata* sp., *Viviparus* sp.) o anche salmastri [*Cerastoderma glaucum* (BRUGUIÈRE), *Potamides tricinctus* (BROCCHI), *Theridium vulgatum* (BRUGUIÈRE), *Melanopsis affinis* FÉRUSSAC e *Theodoxus groyanus* (FÉRUSSAC)]. Alla successione dei corpi pelitico-sabbiosi si alternano paleosuoli, formati su depositi pelitici e/o sabbiosi. I paleosuoli sono caratterizzati da molluschi terrestri, tracce di radici, *slickensides* e strutture pedogenetiche. Nella sezione di Stazzano Nuovo (COSENTINO & FUBELLI, 2008), in prossimità di una fascia di fori di litodomi posta a quota 268 m s.l.m., all'interno di un silt sabbioso di colore nerastro è stata osservata una fauna, a gasteropodi, ostracodi e foraminiferi bentonici, indicativa di un ambiente lagunare costiero salmastro. L'associazione salmastra rinvenuta nella sezione di Stazzano Nuovo è costituita da: *Hydrobia* (*Peringia*) *ulvae* (PENNANT), *H.(P)* *acuta* (DRAPARNAUD), *Mohrensternia angulata* (EICHWALD), *Potamides tricinctus* (BROCCHI), *Hynia prismatica* (BROCCHI), *Theridium* cf. *T. vulgatum* (BRUGUIÈRE), *Bittium* cf. *B. reticulatum* (DA COSTA), *Ammonia parkinsoniana* (D'ORBIGNY), *A. tepida* (CUSHMAN), *A. beccarii* (LINNAEUS), *Elphidium crispum* (LINNAEUS), *E. granosum* (D'ORBIGNY) e *Cyprideis* sp.

I conglomerati, o ghiaie (UMS_p), sono formati da corpi spessi 4-5 m, larghi (in direzione N-S) poche decine di metri, con contatti basali erosivi e concavi, caratterizzati da impronte di fondo tipo *gutter cast*. Nelle migliori esposizioni si osservano corpi conglomeratici caratterizzati da sequenze di riempimento *fining-upward*, e da superfici di accrezione laterale nella porzione superiore del corpo. Si osservano conglomerati sabbiosi con stratificazioni incrociate di base concava, alte più di 1 m, attribuibili al riempimento di depressioni erosive sul fondo di canali fluviali (*pool*). Lenti sabbiose piano convesse, spesse fino a 25 cm, sono alternate ai conglomerati; le sabbie mostrano stratificazioni incrociate concave o laminazioni piano parallele. I corpi ghiaioso-conglomeratici sono clasto- sostenuti, con abbondante matrice sabbiosa; il *maximum particle size* è di 5 cm e la moda della distribuzione granulometrica dei ciottoli è intorno a 2 cm. I clasti di dimensione ruditica sono arrotondati, essi sono costituiti da elementi appartenenti alle successioni carbonatiche meso-cenozoiche della “piattaforma carbonatica laziale-abruzzese” e della “successione carbonatica umbro-sabina”, con una minima percentuale di clasti arenacei appartenenti a depositi silicoclastici d'avansfossa. L'associazione pelitico-sabbiosa (UMS_s) testimonia la presenza di una estesa area di piana di inondazione, caratterizzata da aree emerse (paleosuoli), depositi di rotta fluviale (sabbie e sabbie alternate a sottili strati di peliti), depositi lacustri (argille laminate con resti vegetali e molluschi dulcicoli) e palustri, con livelli lignitiferi o torbosi spessi anche diversi metri (Talocci), con molluschi dulcicoli o salmastri.

I depositi ghiaioso-sabbiosi (UMS_p), appartenenti a canali fluviali, risultano essere ridotti rispetto alle altre due associazioni di facies (UMS_a e UMS_b); si

è inoltre osservato che le dimensioni medie e massime dei clasti ghiaiosi diminuiscono drasticamente, testimoniando una minore energia della corrente nei canali e una maggiore distalità del sistema fluviale rappresentato dalla UMS. I sistemi fluviali erano più profondi ed organizzati, probabilmente costituiti da un solo canale (sistemi meandrici *s.l.* o sistemi *wandering*).

Il contatto verso SO con depositi marini (*unità di Torre Baccelli – UTB*), la presenza nei depositi dell'associazione pelitico-sabbiosa di molluschi di ambiente salmastro e le caratteristiche deposizionali del sistema alluvionale (canali fluviali di bassa energia, bassa capacità di migrazione laterale, piana di inondazione caratterizzata da aree perennemente o periodicamente allagate) sono elementi che permettono di attribuire l'UMS_c ad un sistema deposizionale di piana deltizia.

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

3.1.2. – *Unità di Montasola (USL)*

L'USL affiora limitatamente lungo l'appoggio con il substrato mesozoico, in corrispondenza del versante occidentale dei Monti Lucretili, principalmente in prossimità di valli fluviali. Presenta, in genere, spessori modesti, tranne lungo il versante occidentale del Fosso delle Capore, dove raggiunge diverse decine di metri e nell'area di Marcellina, con 7-9 m di spessore. Si tratta di brecce, ben cementate da carbonato, massive, eterometriche, con clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche, a luoghi con abbondante matrice sabbiosa, più spesso a cemento calcareo rosato. L'ambiente deposizionale è principalmente subaereo, riferibile a facies di detrito di versante e/o di conoide detritico, e subordinatamente riferibile ad ambiente di conoide alluvionale. Raramente sono presenti blocchi di diametro fino a 1,5 m. I depositi dell'USL possono essere clinostratificati, con inclinazione di 18-20° nei conoidi di detrito, di 5-7° in quelli di conoide alluvionale. Il limite inferiore dell'unità è dato dal contatto sul substrato pre-pliocenico. Nell'alta valle del Fosso Corese, i depositi di questa unità sono in eteropia con i sedimenti fluviali dell'UMS, mentre lungo il versante occidentale dei Monti Lucretili passano lateralmente all'*unità di Palombara Sabina (UPS)* e a quella di *Torre Baccelli (UTB)*.

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

3.1.3. – *Unità di Palombara Sabina (UPS)*

Questa unità, di estensione piuttosto limitata, si incontra in strette fasce al piede del versante occidentale dei Monti Lucretili. E' prevalentemente costituita da brecce, ben cementate da carbonato, massive, eterometriche, con clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche, a luoghi con abbondante matrice sabbiosa grossolana. Sono presenti blocchi di diametro fino a 1,5 m (Palombara Sabina). I clasti sono generalmente parzialmente arrotondati. L'*unità di Palombara*

Sabina presenta spesso evidenti segni di carsismo, presentando un caratteristico aspetto “cariato”. In queste aree sono presenti depositi di alabastro calcareo, a riempimento delle numerose fratture presenti, specie nei dintorni dell’abitato di Palombara Sabina.

La stratificazione, generalmente poco evidente, di questa unità diventa più marcata negli affioramenti presenti sul piccolo rilievo di Colle Veneziano. Andando verso ovest, si passa quindi a depositi più organizzati, che mostrano pseudobancate, anche dello spessore di 60-70 cm, lungo il fosso che corre immediatamente a sud della frazione di Rovatello.

I depositi dell’unità di *Palombara Sabina* possono essere clinostratificati, con immersione verso ovest e inclinazione di 18-20°. Sono interpretabili come brecce di falesia, caratterizzati molto spesso da clasti e blocchi forati da litodomi, contenenti nella frazione più fina gusci di ostriche. In alcune aree (Molino del Moro) la matrice calcarenitica delle brecce contiene una ricca fauna bentonica ad *Amphistegina* spp., rodoliti algali e briozoi (COSENTINO & FUBELLI, 2008). Questa unità affiora, prevalentemente, al passaggio tra i depositi post-orogenesi e il substrato carbonatico orogenizzato, laddove questo costituiva alte falesie calcaree. I blocchi sono frequenti solo a ridosso del substrato meso-cenoico.

Gli affioramenti delle brecce, nell’ampia fascia che va da Colle Veneziano fino a Colle dell’Ospedale, poco a sud di Palombara Sabina, presentano al loro interno delle differenze evidenti, come le dimensioni massime dei clasti costituenti e il grado di arrotondamento che aumenta in zone più distanti dal bordo del massiccio carbonatico meso-cenozoico. Le differenze sono da attribuire alle diverse facies deposizionali che rappresentano ambienti sempre più distanti dalla parete di falesia.

Poco a sud e a ovest dell’abitato di Palombara Sabina è stata individuata, con spessori fino a 35 metri, una litofacies caratterizzata da brecce con matrice sabbiosa alternate a sabbie argillose con sporadici orizzonti di brecce. Questo deposito rappresenta una facies eterotipica di transizione alle litofacies sabbiose marine dell’unità di *Torre Baccelli*.

L’unità di *Palombara Sabina*, di spessore variabile da 30 m a 60 m, passa lateralmente all’unità di *Torre Baccelli*.

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

3.1.4. - Unità di Torre Baccelli (UTB)

L’unità di *Torre Baccelli* (UTB) è l’unità post-orogenesi più estesa dell’intero Foglio; affiora esclusivamente nel settore occidentale, ed è correlabile, in parte, con la *formazione del Chiani-Tevere* (MANCINI *et alii*, 2004).

L’unità prende il nome dal toponimo “Torre Baccelli”, ubicato al margine sud-occidentale del Foglio 357 “Cittaducale”, dove è stato riconosciuto uno dei migliori e significativi affioramenti della litofacies sabbiosa, alternata a orizzonti

conglomeratici. L'**UTB** è un complesso litologico generato principalmente dall'attività del moto ondoso, conseguentemente le caratteristiche geometriche e petrofisiche dei corpi sedimentari risultano essere completamente differenti da quelle delle attigue unità di *Palombara Sabina* (**UPS**) e di *Monteleone Sabino* (**UMS**). Lo spessore calcolato per l'**UTB** è variabile, con spessori anche maggiori di 250 m, a seconda della paleomorfologia del bacino.

Nel settore che va da Coltodino fino a Marcellina, l'**UTB** si appoggia in *onlap* sul substrato pre-pliocenico. In corrispondenza di questo passaggio, sul versante occidentale dei Monti Lucretili, nel settore che va da Coltodino, a nord, fino a oltre Marcellina, a sud, e intorno al rilievo dei Monti Cornicolani, il substrato carbonatico mostra forme di bioerosione, come fasce di fori di litodomi, legate all'azione di organismi marini litofagi (*Lithophaga lithophaga*). Queste fasce di fori di litodomi, indicanti la posizione di antiche linee di riva e sviluppate durante lo stazionamento alto del livello del mare, si trovano a quote variabili in ragione sia delle diverse posizioni raggiunte dal livello del mare durante il generale trend trasgressivo registrato dall'unità di *Torre Baccelli*, sia in ragione di dislocazioni tettoniche che hanno disarticolato il settore. Nell'area di Stazzano Nuovo, per esempio, sono ben riconoscibili tre fasce di fori di litodomi posizionate a: (1) 261-262 m s.l.m., (2) 268 m s.l.m., (3) 277 m s.l.m. (COSENTINO & FUBELLI,

2008), frutto di tre diversi brevi momenti di stazionamento alto del livello del mare.

In diverse aree, specie in prossimità dei rilievi carbonatici dei Monti di Fara in Sabina e dei Monti Lucretili sono state riconosciute ripetizioni verticali tra l'**UTB** e l'**UMS** interpretabili come progradazioni e retrogradazioni dei due sistemi deposizionali (COSENTINO & FUBELLI, 2008).

Il sistema deposizionale connesso ai depositi dell'**UTB** affioranti nell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina" era costituito da un'area marina compresa tra la linea di costa (depositi di *foreshore* e *shoreface*) e la piattaforma esterna (depositi di *offshore*). L'apporto clastico proveniente dalle aree emerse attraverso un sistema fluviale-deltizio, connesso all'apparato deposizionale dell'**UMS**, era prevalentemente caratterizzato da sabbie e ghiaie.

Le ghiaie si depositavano in corrispondenza della spiaggia emersa (*foreshore*) o potevano riempire canali di riflusso (*rip current channels*). La spiaggia sommersa (*shoreface*) era caratterizzata principalmente da depositi sabbiosi, caratterizzati da stratificazioni incrociate concave, laminazioni piano parallele e strutture tipo *swale*. Le sabbie si intercalavano a volte con ghiaie sabbiose (spiaggia sommersa superiore) o con limi sabbiosi (spiaggia sommersa inferiore). Strutture sedimentarie tipo *hummocky cross stratification* sono presenti specie nei settori più occidentali.

L'**UTB** è costituita da vari cicli trasgressivo-regressivi ad alta frequenza, indicati prevalentemente dalla progradazione e retrogradazione dei corpi di

spiaggia (**UTB_a**) e dalle aree lagunari di retrospiaggia (**UMS_c**), inseriti in un *trend* trasgressivo di lungo periodo che porta la linea di costa dall'attuale corso del Fiume Tevere, con facies di retrospiaggia dell'**UMS_c**, a circa 30 m s.l.m. (a NO del Foglio 366 "Palombara Sabina"), fino a ridosso dell'attuale versante occidentale dei Monti Lucretili, con facies di spiaggia (**UTB_a**), tracce di paleolinee di riva e facies di retrospiaggia (**UMS_c**), a circa 275 m s.l.m.

L'**UTB** è stata distinta in associazioni di facies, al fine di rappresentare nel modo più dettagliato possibile le aree che presentano una maggiore frequenza di ghiaie (*associazione conglomeratico-sabbiosa*, **UTB_a**), di sabbie (*associazione sabbioso-pelitica*, **UTB_b**) e di peliti (*associazione pelitico-sabbiosa*, **UTB_c**), secondo un profilo deposizionale che va dalle aree più prossimali a quelle più distali. I limiti tra queste differenti associazioni di facies sono spesso indicativi, in quanto basati sulle diverse percentuali con cui i corpi ghiaiosi, sabbiosi e pelitici sono presenti in una certa area. Con gli attuali dati a disposizione risulta infatti impossibile definire in superficie o in profondità l'esatta proporzione di questi diversi corpi a differente granulometria e la conseguente esatta linea di separazione delle differenti associazioni di facies.

Associazione conglomeratico-sabbiosa (UTB_a) – Questa associazione di facies è costituita prevalentemente da ghiaie e conglomerati a matrice sabbiosa, da grossolana a fine, con differente grado di cementazione, e rare intercalazioni pelitiche. I conglomerati sabbiosi costituiscono solo una parte di questa unità; di norma conglomerati o ghiaie con moda granulometrica di 3-4 cm formano successioni spesse 4-5 m, caratterizzate da sottili strati di ghiaie, spessi da pochi centimetri a 30 cm, alternati a sabbie prevalenti. I clasti sono ben arrotondati e subsferici, frequentemente il contenuto in matrice sabbiosa è molto basso fino a formare strutture *open-work*. Tali successioni formano stratificazioni incrociate piuttosto estese lateralmente e di bassa inclinazione (variabile tra 3° e 18°, maggiore dove la componente conglomeratica è maggiore); le stratificazioni incrociate costituiscono *set*, spessi alcune decimetri, fino a 1 m, con differente immersione e tagliati fra loro da superfici erosive.

A volte i conglomerati formano successioni di forma tabulare o prismatica, spesse circa 5 m, larghe alcune centinaia di metri, e costituite solo da conglomerati sabbiosi, mostranti stratificazioni incrociate a basso angolo. In pochi casi i conglomerati costituiscono litosomi con base concava erosiva e sommità piana o leggermente convessa, spessi al massimo 1.5 m; lateralmente questi corpi sono estesi fino a 30-50 m, chiudendosi a "becco di flauto". Alcuni affioramenti tridimensionali permettono di osservare che la geometria di questi corpi è nastriforme.

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; le caratteristiche petrografiche dei clasti sono analoghe a quelle osservate nell’unità di *Monteleone Sabino* (UMS). Sabbie e ghiaie possono formare delle sequenze più grossolane verso l’alto (*coarsening upwards*).

Tale unità presenta estensione maggiore in corrispondenza delle aree più prossime ai paleocanali fluviali dell’UMS, andando a formare la naturale prosecuzione al di sotto della superficie marina del sistema deltizio, o ai depositi detritici di versante e di conoide alluvionale dell’USL. Le migliori esposizioni e le interdigitazioni ai depositi sabbiosi marini e conglomeratici continentali si rinvencono a: Colle Turrita, Colle Cigliano, Fosso Castello, Valle Vena, nel settore meridionale del Foglio; Canneto, Case Colle Villa, Case Colle Maggiore, Corese Terra, nel bacino del Corese; Coltodino e Poledrara, lungo il margine settentrionale del Foglio.

Associazione sabbioso-pelitica (UTB_p) – Questa associazione di facies è caratterizzata da sabbie alternate a limi sabbiosi che costituiscono successioni di spessore misurato di 5-10 m; sono presenti, inoltre, sabbie con subordinati corpi di ghiaie o conglomerati e limi sabbiosi argillosi, che si alternano in diversa misura, ma sempre decisamente subordinati alla frazione sabbiosa. Tessituralmente le sabbie variano da medie a molto fini, con prevalenza dei termini fini e molto fini; il grado di selezione è eccellente o molto buono. Queste costituiscono successioni continue con spessori misurati maggiori di 6 m, che mostrano laminazioni piano parallele, stratificazioni incrociate concave e increspature di onda (*wave ripples*).

Le sabbie contengono sporadicamente resti di gusci di organismi marini (lamellibranchi, gasteropodi, artropodi), spesso conservati in fori di bioturbazione. La bioturbazione può essere presente in forma di tracce isolate oppure può esser tanto abbondante da omogeneizzare il sedimento. Le sabbie sono gradate, con base spesso leggermente erosiva, coperta da un *lag* di ciottoli molto fini e da sabbie medio-fini, che sono organizzate in laminazioni piano parallele o incrociate di basso angolo o concave (tipo *swale*); la parte superiore degli strati è formata da sabbie fini o molto fini e caratterizzata da increspature di onda (*wave ripples*) e strutture tipo *flaser*. I limi sabbiosi sono massivi o a volte laminati. Gallerie di bioturbazione, attribuibili a *Ophiomorpha*, *Skolithos* e *Thalassinoides*, interessano questa successione. Specie nelle aree più distali, settori sud-occidentali del Foglio, sono frequenti strutture tipo *hummocky cross stratification*, indizio di aree di acque più profonde, interessate dall’azione del moto ondoso sul fondo solo in occasione di eventi di tempesta. Delle tre associazioni di facies in cui è stata suddivisa l’UTB, l’associazione sabbioso-pelitica è sicuramente quella più diffusa. In alcuni settori, al *top* dell’associazione sabbioso-pelitica si possono trovare sporadicamente livelli calcarenitici, talvolta ricchi in *Amphistegina* sp. (Castel Chiodato, Molino del Moro).

Associazione pelitico-sabbiosa (UTB₁) – Questa associazione di facies è costituita da argille grigie e argille siltoso-sabbiose, alternate a livelli sabbiosi giallastri, anche grossolani e saltuariamente microconglomeratici, solitamente a struttura piano-parallela e più raramente a laminazione incrociata.

Tessituralmente i silt sabbiosi sono in genere molto fini, il grado di selezione è eccellente o molto buono. L'appoggio al substrato non è visibile, mentre evidenti sono le interdigitazioni con **UTB₁** (Valle delle Dame, Valle Lunga, Cretone, Valle Marroco, Fosso di Greppe) e con la porzione ad intercalazioni argillose della **UPS** (Valle delle Dame). L'associazione pelitico-sabbiosa affiora prevalentemente nel settore sud-occidentale del Foglio.

Questi depositi sono ricchi di bivalvi, ostracodi [*Krithe pernoidea* (BOREMANN), *Krithe compressa* (SEGUENZA), *Sagmathocytere moncharmonti* (Ciampo), *Palmoconcha bonaducei* (CIAMPO), *Cytherella robusta* COLALONGO

& PASINI, *Argilloecia acuminata* MULLER, *Cytheropteron vanharteni* AIELLO, BARRA & BONADUCE], foraminiferi bentonici [*Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Cibicidoides pachyderma* (RZEAHAK), *Dorothia gibbosa* (D'ORBIGNY), *Cassidulina carinata* SILVESTRI] 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 circo-litorale inferiore a epibatiale superiore, e per la presenza di *Cytheropteron vanharteni* AIELLO, BARRA & BONADUCE, *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Neogloboquadrina pachiderma* (EHREMBERG), *Globoturborotalita decoraperta* (TAKAYANAGI & SAITO) l'età è riferibile al *Gelasiano* (*Pleistocene inferiore* p.p.).

3.2. - SUPERSINTEMA TIBURTINO

Nel Foglio 366 “Palombara Sabina”, i depositi appartenenti a questo supersintema affiorano lungo l'attuale valle del Fiume Aniene. Si tratta di depositi legati a sistemi deposizionali fluviali di diversa età, con drenaggio verso il Fiume Tevere. Questo supersintema comprende anche depositi connessi al drenaggio del paleo-Aniene. I depositi del *supersintema Tibertino* poggiano in forte discordanza angolare sul substrato pre-pliocenico orogenizzato. Il supersintema comprende tre diversi sintemi, che sono: (1) *sintema di Mandela* (UMN); (2) *sintema di Colle Ramanna* (RNM); (3) *sintema di Vicovaro* (VCV). 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)*

Si tratta principalmente di depositi conglomeratici granosostenuti, con ciottoli poligenici; sono presenti prevalentemente ciottoli calcarei relativi alle successioni carbonatiche locali e, secondariamente, ciottoli marnosi ed arenacei. Il deposito è generalmente eterometrico, con clasti che presentano dimensioni che vanno da qualche millimetro ad un massimo di 1 metro. I ciottoli più piccoli mostrano localmente una debole embricatura. Il grado di arrotondamento è elevato, medio-basso invece l'indice di sfericità. La matrice sabbiosa generalmente costituisce il 10% del deposito. Il cemento, di natura carbonatica, conferisce ai conglomerati un aspetto massivo. Le bancate conglomeratiche, di spessore plurimetrico, si intercalano a orizzonti sabbioso limosi. L'ambiente deposizionale è riconducibile ad una piana alluvionale tipo *braided*.

I depositi del *sintema di Mandela* affiorano solo in riva destra rispetto all'attuale decorso del Fiume Aniene. L'appoggio basale del *Sintema di Mandela* è discordante sul substrato pre-pliocenico, e raggiunge quote ragguardevoli sul versante destro della valle (360 m a sud di S. Polo de' Cavalieri; 400 a monte di Vicovaro). L'UMN affiora, con buone esposizioni, nel centro abitato di Mandela, dove raggiunge quote intorno ai 475 m s.l.m.

Lo spessore massimo affiorante del Sintema di Mandela è di circa 100 m.

Il *sintema di Mandela* potrebbe essere messo in relazione con un antico sistema di drenaggio fluviale, quello del paleo-Aniene. L'UMN presenta, infatti, molte analogie stratigrafico-deposizionali con l'*unità di Monteleone Sabino (UMS)*, appartenente al sintema del paleo-Farfa, con drenaggio verso il paleo-Tevere. Per analogia con il sintema del Paleo-Farfa, riteniamo che il Sintema di Mandela possa essere considerato di età Pleistocene inferiore (Gelasiano).

Pleistocene inferiore p.p.

3.2.2. - *Sintema di Colle Ramanna (RNM)*

Questo sintema è scarsamente rappresentato nel Foglio 366 "Palombara Sabina", mentre affiora più estesamente nel Foglio 375-Tivoli. Si tratta di un'alternanza di banchi conglomeratici, eterometrici e poligenici, a grado variabile di cementazione e classazione. A volte nelle bancate conglomeratiche sono presenti stratificazioni incrociate. Frequenti sono le intercalazioni di livelli con matrice ricca in pirosseni. Il *sintema di Colle Ramanna* affiora in riva destra del Fiume Aniene, in prossimità del limite meridionale del Foglio, in discordanza sul sottostante *sintema di Mandela (UMN)*. Il deposito di questo sintema può essere attribuito ad un sistema deposizionale fluviale e di conoide alluvionale. Lo spessore affiorante nell'area è di circa 15 m.

Pleistocene medio-superiore?

3.2.3. - *Sintema di Vicovaro (VCV)*

Il *sintema di Vicovaro* è costituito prevalentemente da depositi di *calcareous tufa*, con intercalazioni conglomeratico-sabbiose, a matrice prevalentemente travertinosa, con frustoli vegetali, e più raramente sabbiosa. Nelle porzioni sabbiose sono presenti sabbie color ocra, con lamine piano-parallele, spesse circa 30 cm, che si alternano a orizzonti o lenti conglomeratiche. La stratificazione delle sabbie è talvolta incrociata.

I depositi carbonatici continentali (*calcareous tufa*) sono vacuolari, porosi e a volte poco litoidi, con frequenti frustoli vegetali e ricristallizzazioni secondarie di calcite alabastrina. Gli orizzonti carbonatici contengono, a volte, livelli sabbiosi fini di natura travertinosa.

Le rupi di Vicovaro e del Convento di S. Cosimato sono costituite da *calcareous tufa* massivi, spessi non meno di 60 m, in appoggio discordante sui conglomerati e sabbie del *sintema di Mandela (UMN)* e sulla litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo (SPT_{II})*, che formano un terrazzo morfologico continuo da Vicovaro fino a Mandela Scalo.

Datazioni radiometriche effettuate sui *calcareous tufa* di Vicovaro-Mandela con il metodo U/Th (CARRARA *et alii*, 2006) indicano per questi depositi un'età Pleistocene superiore finale-Olocene medio.

Pleistocene superiore finale-Olocene medio

3.3. - SUPERSINTEMA DEL TORRENTE FARFA.

Comprende unità continentali, discordanti sui depositi appartenenti al *sintema del paleo-Farfa* e depositati all'interno degli attuali bacini del Torrente Farfa e del Fosso Corese, con drenaggio verso il Fiume Tevere. Nel Foglio 366 "Palombara Sabina", il *supersintema del Torrente Farfa* è costituito dal *sintema di Poggio Moiano (UPM)* e dal *sintema del Fosso Corese (FOC)*.

3.3.1. - *Sintema di Poggio Moiano (UPM)*

Il *sintema di Poggio Moiano (UPM)* è un'unità carbonatica costituita da calcari incrostanti (travertini *s.s.*) e calcari bioindotti di origine lacustre. L'**UPM** è distribuita ad ovest di Poggio Moiano (margine meridionale del Foglio 357-Cittaducale), lungo una fascia con direzione O-NO, e affiora estesamente a sud, lungo i fianchi delle valli del Fosso Prataroni e soprattutto del Fosso Corese (parte settentrionale del Foglio 366 "Palombara Sabina"). Il limite inferiore dell'**UPM** è discordante, con contatto erosionale, sia sul substrato pre-pliocenico che sull'*unità di Monteleone Sabino* e sull'*unità di Torre Baccelli*. L'**UPM** è coperta, in discordanza, dai depositi fluviali più recenti e dalle altre unità ubiquitarie.

Datazioni U/Th effettuate su questi depositi carbonatici, poco a nord del limite settentrionale del Foglio (Cerdomare, Foglio 357 “Cittaduale”), hanno fornito età >350 ka (Pleistocene medio).

Nell’ambito dell’**UPM** sono state distinte due differenti associazioni di facies: *associazione di carbonati continentali di soglia (UPM_a)* e *associazione calcareo-argillosa di retrosoglia (UPM_b)*.

Pleistocene medio

Associazione di carbonati continentali di soglia (UPM_a) – Si tratta di depositi carbonatici fitoermali, spesso vacuolari, intercalati a depositi travertinosi non cementati, ricchi di impronte di vegetali (*calcareous tufa*). In alcuni settori si osservano profili di paleosuoli alternati a depositi sabbioso-travertinosi non cementati. L’associazione è tipica di un ambiente fluviale di soglia travertinosa e/o dell’immediato retrosoglia. L’**UPM_a** è costituita principalmente da calcari cementati, prevalentemente incrostanti (*calcareous tufa*). Il deposito carbonatico è prodotto da precipitazione bioindotta su superfici coperte da muschi o da associazioni vegetali. La deposizione dei carbonati dell’**UPM_a** è attribuibile alla precipitazione di carbonato di calcio da acque correnti su superficie vegetate sul fondo di antiche valli fluviali.

A volte il deposito carbonatico può essere di natura elastica, legato a rideposizione di elementi carbonatici prodotti nello stesso bacino fluviale e trasportati a valle. Costituiscono litotipi secondari, calcari laminati o sottilmente stratificati, di colore avana, non cementati, granulometricamente costituiti da limo o limo sabbioso calcareo; lo spessore massimo affiorante di questa litofacies laminata è di 2 m. Talvolta isolati strati grigio-bluastri di calcari marnosi, con tracce di radici e molluschi terrestri (paleosuolo), sono intercalati alla successione di calcari non cementati. I carbonati contengono molluschi, prevalentemente gasteropodi continentali, e raramente sono rinvenibili resti ossei isolati. I depositi dell’**UPM_a** sono diffusi in varie parti del IV quadrante del Foglio, in genere all’interno di valli, sospesi sul *thalweg* attuale. Il deposito di **UPM_a** più consistente si trova ad ovest di Nerola, dove la placca di *calcareous tufa* raggiunge spessori fino a 30 metri.

Associazione calcareo-argillosa di retrosoglia (UPM_b) - Depositi calcarei fini, a tessitura micritica, di colore da grigio a nocciola, generalmente a frattura concoide. Questi depositi carbonatici si presentano sottilmente laminati, con frequenti oogoni di characee, ostracodi e gasteropodi. Spesso, agli orizzonti carbonatici si intercalano livelli e/o tasche di depositi argillosi di colore grigio-giallastro (Osteria di Nerola).

La sedimentazione dei calcari micritici laminati è avvenuta in ambiente acquatico a bassa energia, sul fondo di aree temporaneamente allagate (piccoli

stagni), o anche in veri e propri bacini lacustri (Osteria di Nerola). L'**UPM_b** è quindi definibile come una facies carbonatica lacustre di retrosoglia, nell'ambito del sistema deposizionale dell'*unità di Poggio Moiano (UPM)*; questa associazione di facies risulta quindi in eteropia con **UPM_a**. Il contatto basale di **UPM_b** è di tipo erosionale sui sintemi più antichi. Lo spessore di questa associazione di facies può raggiungere anche i 20 m (Osteria di Nerola).

3.3.2. – *Sintema del Fosso di Corese (FOC)*

Il *sintema del Fosso di Corese* è legato ad un sistema deposizionale di origine fluviale. Per tale motivo, le caratteristiche litologiche e deposizionali dei corpi sedimentari associati a questo antico sistema fluviale variano nella direzione del suo corso. Da questa attività fluviale sono stati generati corpi con differente disposizione e distribuzione delle varie frazioni granulometriche come ghiaie, sabbie e peliti. Per tale motivo, il *sintema del Fosso di Corese (FOC)* è stato suddiviso in differenti associazioni di facies, ciascuna caratteristica di un particolare sub-ambiente deposizionale fluviale. L'antica valle del Fosso di Corese seguiva, nelle sue caratteristiche generali, l'attuale andamento del Fosso di Corese. In questo contesto geomorfologico, il sistema fluviale dell'antico corso generava nelle aree più prossimali, ad est e in corrispondenza dell'attuale F.sso delle Capore, estesi conoidi alluvionali (**FOC_a**); andando sotto corrente, verso i settori più occidentali, il flusso si incanalava tra i versanti carbonatici, non più ampi, depositando conglomerati in facies fluviale (**FOC_f**), mentre in aree più ampie e protette (versante occidentale di Monte Calvo), si sviluppavano ampie aree alluvionali, anche in posizione distale rispetto al corso fluviale (**FOC_l**).

Il *sintema del Fosso di Corese* passa verso l'alto, attraverso una superficie erosionale, alla *formazione di Le Vallicelle (VLC)* o alle più recenti coperture delle unità ubiquitarie oloceniche.

Per posizione stratigrafica l'**FOC** può essere considerata di età Pleistocene medio.

Associazione conglomeratica (FOC_a) – Si tratta di un'associazione prevalentemente ghiaiosa, costituita da clasti calcarei, eterometrici da parzialmente a ben arrotondanti; il deposito è organizzato in bancate metriche clasto-sostenute, con clinostratificazione di 7-10° verso est. Tra le caratteristiche granulometriche il *maximum particle size* è di 16–18 cm nel settore di Valle Capretta, mentre raggiunge i 40 cm nella Valle del Fosso delle Capore; la moda delle dimensioni granulometriche è di 6-9 cm. Nonostante siano frequenti corpi di ghiaie massive, generalmente i depositi ghiaiosi sono ben organizzati. Nelle porzioni ghiaioso-sabbiose sono frequenti le stratificazioni incrociate, alte fino ad 1,5 m, e i clasti embricati. Tali depositi sono attribuibili ad una facies di conoide alluvionale.

L'**FOC_a** affiora nel tratto che va dal Fosso Corese alla Valle Capretta, in discordanza sul substrato pre-pleistocenico, e sui fianchi della Valle di Fosso delle Capore, incassato nel *sintema di Montasola*. Lo spessore supera i 70 m.

Associazione conglomeratico-sabbiosa (FOC_b) – E' costituita da conglomerati in genere eterometrici, da parzialmente a ben arrotondati, clasto-sostenuti, organizzati in strutture canalizzate, con canali tipo *braided*, intercalati a livelli sabbiosi ricchi di elementi vulcanici rimaneggiati. I corpi ghiaiosi hanno spessore tra 2 e 5 m, larghezza maggiore di 15 m (perpendicolarmente alle paleocorrenti), i corpi amalgamati sono rari e, tra un litosoma ghiaioso e l'altro, sono presenti spesso sabbie, ricche di elementi vulcanici rimaneggiati, ma con spessori ed estensioni modeste.

La base dei corpi conglomeratici è spiccatamente erosiva, e spesso sottolineata da mesoforme del tipo *gutter cast*. I clasti sono da subarrotondati ad arrotondati; dal punto di vista petrografico si osservano gli stessi elementi osservati nell'**UMS_b**, anche con la tipica presenza di rari clasti arenacei. Tuttavia, le caratteristiche granulometriche di questa associazione di facies sono superiori rispetto sia all'**UMS_a** che all'**UMS_b**: il *maximum particle size* è di 16-18 cm, mentre la moda granulometrica è di 5-7 cm.

Nell'*associazione conglomeratico-sabbiosa (FOC_b)* sono molto frequenti stratificazioni incrociate in corpi di ghiaie sabbiose, alte fino ad 1,5 m, e clasti embricati. Allineamenti di ciottoli a granulometria maggiore dei circostanti formano lenti appiattite, spesse fino a 20-30 cm, che corrispondono a depositi residuali (*lag*) alla base di *gravel sheet bedforms*. Lenti di sabbie, spesse tra 7 e 20 cm, estese per 4-5 m, e caratterizzate da laminazioni piano parallele o stratificazioni incrociate, alte fino a 20 cm, si alternano ai corpi ghiaiosi. La porzione superiore dei corpi ghiaiosi, per spessori fino a 2 m, è spesso costituita da alternanze di strati sabbiosi e ghiaiosi, con prevalenza delle sabbie verso l'alto. Questa associazione di facies è quindi attribuibile ad un'ambiente fluviale di *braided plain*. L'aumento delle dimensioni dei clasti dell'**FOC** rispetto all'**UMS**, nonostante il Fosso Corese avesse una portata assai minore rispetto all'antico sistema fluviale che ha depositato **UMS**, è dovuto al sollevamento tettonico regionale che ha prodotto un aumento dell'energia del rilievo nelle aree circostanti con aumento della pendenza della valle e della capacità di trasporto

del corso fluviale. Lo spessore è maggiore di 70 m.

Associazione sabbioso-argillosa (FOC_c) – Si tratta di sabbie e sabbie argillose, intercalate ad argille e rari livelli conglomeratici con elementi ben arrotondati. I corpi pelitico-sabbiosi sono caratterizzati da alternanze verticali di sabbie fini o molto fini, in genere spesse 30-50 cm, con depositi limoso argillosi, spessi in media 80-90 cm. Quando prevalgono le sabbie, spesse al massimo 1 m, sono caratterizzate

da stratificazioni incrociate, alte pochi decimetri, o da laminazioni incrociate. Le sabbie sono frequentemente alternate a sottili strati di depositi pelitici. I depositi limoso argillosi, di colore giallastro, formano strati tabulari spessi al massimo 1,5 m; mostrano a volte lamine piano parallele e al *top* possono essere presenti deboli ondulazioni da onda. Tale associazione è compatibile con un ambiente deposizionale di piana alluvionale distale. Lo spessore si aggira intorno ai 70 m.

3.4. - FORMAZIONI VULCANICHE

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

Corrisponde ai “*Tufi Pisolitici*” *Auctt.* che sono costituiti da diverse unità piroclastiche. Questa successione comprende l’Unità di Trigoria, l’Unità di Tor de’ Cenci (561 ± 1 ka, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; KARNER *et alii*, 2001), l’Unità del Palatino (533 ± 5 ka, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; KARNER *et alii*, 2001) e l’Unità di Casale del Cavaliere, che a causa del loro ridotto spessore non sono state mappate separatamente. Si tratta in genere di alternanze di piroclastiti e depositi di ricaduta. I depositi piroclastici si presentano in genere a matrice scoriacea con abbondante leucite, spesso analcimizzata, biotite, pirosseno, clinopirosseno; il deposito si presenta sia massivo che caotico, talvolta organizzato in bancate. I depositi di ricaduta presentano granulometria da cineritico fine a cineritico grossolana, spesso sono presenti lapilli accrezionari. Spessore in affioramento circa 15-20 m.

Pleistocene medio p.p.

3.4.2. - *Unità di Poli (UPL)*

Deposito piroclastico caotico, litoide, con debole organizzazione a bancate, a matrice cineritica fine e abbondante scheletro costituito da individui poligenici, tra cui prevalgono scorie gialle, abbondanti litici calcarei, anche centimetrici, litici lavici e rari olocristallini. Sono presenti lapilli accrezionari centimetrici nella parte alta del deposito. Tra i cristalli è abbondante la leucite, mentre pirosseni e biotiti sono presenti in misura inferiore. 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. Spessore: in affioramento supera i 4 m. *Pleistocene medio p.p.*

3.4.3. - *Unità di Tor de’ Cenci (TDC)*

Deposito piroclastico, grigio-giallastro, cineritico, da massivo e caotico a stratificato, con lapilli accrezionari di cenere sia nella matrice che in livelli stratificati. Lo scheletro è composto da pomici e litici lavici centimetrici, cristalli di leucite analcimizzata, clinopirosseno e biotite. Alla base è presente un deposito

di scorie da ricaduta. Questa unità è caratterizzata da chimismo K-foiditico (PALLADINO *et alii*, 2001). Il deposito è riferibile ad una eruzione ignimbratica freatomagmatica di grande volume dell'apparato Tuscolano-Artemisio, capace di raggiungere e a volte superare i primi rilievi appenninici. L'età radiometrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è 561 ± 1 ka (KARNER *et alii*, 2001). “Tufi Antichi” e “Tufi Pisolitici” p.p. Auctt. Spessore: massimo 10-15 m.

Pleistocene medio p.p.

3.4.4. - Unità del Palatino (PTI)

Deposito piroclastico da coerente a semicoerente, massivo e caotico, a matrice cineritica grigio-nerastra composta da vetro juvenile, analcime, clinopirosseno e mica. Lo scheletro è composto da scorie grigie o nere, porfiriche, e clasti centimetrici di lava. Localmente sono presenti ciottoli calcarei derivanti dall'erosione del substrato. Alla base sono frequenti impronte di tronchi d'albero. Verso l'alto è presente intercalato un livello giallo-grigiastro, sottilmente 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, a struttura massiva composta i ceneri vulcaniche, cristalli di leucite analcimizzata, biotite, clinopirosseno. Il chimismo dell'unità è di tipo shoshonitico (TRIGILA *et alii*, 1995). L'unità è riferibile ad una eruzione ignimbratica a componente freatomagmatica del vulcano dei Colli Albani (DE RITA *et alii*, 2002). “Tufi Antichi” e “Tufi Pisolitici” p.p. Auctt. Spessore: massimo 5-8 m.

Pleistocene medio p.p.

3.4.5. - Unità di Casale del Cavaliere (KKA)

Alternanze di livelli a granulometria da cineritico-fine a cineritico-grossolana, più raramente lapillosi, con scorie e litici lavici; fra i cristalli è prevalente la leucite, con pirosseno e biotite subordinati. Nell'unità sono presenti orizzonti a lapilli accrezionari. Sono presenti stratificazioni incrociate ed impronte di tronchi d'albero. Alla base del deposito è presente un livello scoriaceo lapilloso da ricaduta spesso fino a 20 cm. L'unità è interpretabile come un deposito da flusso piroclastico tipo *surge*. L'età radiometrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è 527 ± 2 ka (KARNER *et alii*, 2001). Spessore: massimo 5 m.

Pleistocene medio p.p.

3.4.6 - Tufi stratificati varicolori di Sacrofano (SKF)

E' una successione di depositi piroclastici da ricaduta, prevalentemente di natura lapilloso-cineritica, in strati contenenti scorie e litici lavici di dimensioni

centimetriche, relativi ad eruzioni da centri situati nell'area del vulcano Sabatino. A questi si trovano intercalati livelli vulcanoclastici rimaneggiati, orizzonti pedogenizzati e depositi limno-palustri. Sono presenti livelli costituiti da pomici di ricaduta, di colore bianco-giallastro, contenenti sanidino e clinopirosseno. Spessore: in affioramento fino a 10 m.

Pleistocene medio p.p.

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

Si tratta di una unità piroclastica massiva e caotica, semicoerente, con colore complessivo da rosso a viola vinaccia, a grigio scuro. Presenta una matrice scoriacea cineritico-grossolana, con scorie di dimensioni fino a 24 cm, litici lavici, sedimentari, termometamorfosati e olocristallini di dimensioni fino a 20 cm e abbondanti cristalli di leucite, clinopirosseno e biotite. L'unità delle *Pozzolane Rosse* è riferibile ad una eruzione ignimbrica 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). Età radiometrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è di 457 ± 4 ka (KARNER *et alii*, 2001). Spessore in affioramento fino a 30 m.

Pleistocene medio p.p.

3.5. - SUPERSINTEMA PALOMBARESE

Sono stati accorpati in questo supersintema alcuni depositi continentali discordanti sui sintemi e/o sulle unità più antiche, legati ai processi erosivo-deposizionali che hanno interessato l'area durante il Pleistocene medio-superiore e il Pleistocene superiore. Il limite superiore del supersintema è costituito generalmente dall'attuale superficie topografica o dai depositi discordanti delle più recenti coperture ubiquitarie oloceniche.

3.5.1. - Sintema di Cretone (**KRT**)

Si tratta di depositi carbonatici continentali di origine fitoermale (*calcareous tufa*), spesso vacuolari, intercalati a sabbie travertinose ricche di impronte di resti vegetali e argille scure, alternati a limi biancastri. Affiorano diffusamente a ovest e a nord di Cretone nel settore più occidentale del Foglio. Come per il *sintema di Poggio Moiano*, sono state distinte due associazioni di facies tra loro eteropiche:

(1) *associazione di carbonati continentali* (**KRT_a**); (2) *associazione limoso-argillosa* (**KRT_b**).

Lo spessore del sintema è assai variabile e raggiunge almeno i 20 metri di spessore. L'età del sintema, per il ritrovamento nei depositi dell'*associazione limoso-argillosa* (**KRT_b**) di una fauna a vertebrati appartenente all'Unità

Faunistica di Torre in Pietra (DI CANZIO *et alii*, 2003) è ascrivibile all'Aureliano inferiore (Pleistocene medio-superiore).

Associazione di carbonati continentali (KRT_a) - Si tratta prevalentemente di *calcareous tufa* fitoermali, vacuolari, in facies di soglia, con frequenti resti vegetali, come tronchi, canne e foglie, e intercalazioni siltoso-argillose. La soglia più grande si trova all'interno della valle del Fosso della Molacca, in corrispondenza di una sorgente sulfurea. Questa associazione di litofacies carbonatiche continentali si trova discordante sui depositi dell'UTB.

Pleistocene medio-superiore

Associazione limoso-argillosa (KRT_b) - Si tratta di depositi argilloso-limosi, ricchi in sostanza organica, di colore da bianco a grigio scuro, con sporadici orizzonti conglomeratici. Copre l'estesa piana di Cerreto, a NE di Cretone. L'età del deposito è attribuibile alla parte superiore del Pleistocene medio, per il ritrovamento di una fauna a vertebrati attribuibile all'Unità Faunistica di Torre in Pietra (Aureliano inferiore), contenente tra i mammiferi più significativi da un punto di vista biocronologico: *Arvicola cantianus* (forma evoluta), *Ursus* cf. *U. spelaeus* e *Canis* sp. L'ambiente deposizionale dell'associazione limoso-argillosa è riconducibile ad un ambiente lacustre-palustre di retrosoglia.

Pleistocene medio-superiore

3.5.2. - Sintema di Stazzano (SZN)

Il sintema di Stazzano è stato distinto in due associazioni di litofacies, una prevalentemente conglomeratica (SZN_a) e una conglomeratico-sabbiosa (SZN_b). I depositi di questo sintema affiorano lungo la valle del Fosso del Palomento, fino alla piana di Cerreto. Il sintema di Stazzano si trova discordante sul substrato pre-pliocenico e sui depositi dell'UTB. Lo spessore varia da pochi metri fino a 10- 15 metri nelle zone più prossimali, a ridosso dei rilievi carbonatici. Il limite superiore è costituito dalla superficie topografica attuale o dai depositi discordanti delle unità ubiquitarie oloceniche. Per posizione stratigrafica, soprattutto in relazione con i depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene superiore, questo sintema è attribuito al Pleistocene medio-superiore.

Pleistocene medio-superiore

Associazione conglomeratica (SZN_a) - Deposito prevalentemente ghiaioso, costituito da clasti calcarei eterometrici, da parzialmente a ben arrotondati, generalmente clasto-sostenuti, organizzati in livelli decimetrici. Tra le caratteristiche granulometriche il *maximum particle size* è di 12–18 cm, mentre la moda è di 7-9 cm. I corpi ghiaiosi si presentano ben organizzati. La stratificazione

incrociata, in corpi di ghiaie sabbiose alti fino ad 50 cm, e i clasti embricati sono molto frequenti in questa associazione. La matrice sabbiosa grossolana è ricca di elementi vulcanici rimaneggiati. Tali depositi sono attribuibili ad una facies di conoide alluvionale.

Associazione conglomeratico-sabbiosa (SZN_b) – Depositi conglomeratici in genere eterometrici, da parzialmente a ben arrotondati, clasto-sostenuti, organizzati in corpi canalizzati, intercalati a livelli sabbiosi ricchi di elementi vulcanici rimaneggiati. I corpi ghiaiosi hanno spessore tra 2 e 3 m, larghezza maggiore di 10 m (perpendicolarmente alle paleocorrenti), tra un litosoma ghiaioso e l'altro, sono presenti spesso sabbie, contenenti elementi vulcanici rimaneggiati. I corpi sabbiosi presentano spessori ed estensioni modeste nella parte alta del Fosso Palomonte, ma diventano significative nella parte bassa della valle.

Tra le caratteristiche granulometriche il *maximum particle size* è di 10-12 cm, mentre la moda delle dimensioni granulometriche è di 4-7 cm. In questa associazione di facies, nei corpi di ghiaie sabbiose sono molto frequenti strutture da stratificazione incrociata, alte fino ad 1 m, e clasti embricati. Lenti di sabbie, spesse tra 20 e 50 cm, estese per alcuni metri, si alternano ai corpi ghiaiosi. Il deposito è quindi attribuibile ad una facies fluviale di di piana alluvionale tipo *braided plain*.

3.5.3. - *Sintema di Colle della Chiesuola (KCH)*

Si tratta di un deposito eluvio-colluviale a matrice argilloso-sabbiosa con abbondanti clasti costituiti, in prevalenza, da selce di vario colore (zona a sud di Colle della Chiesuola). Deriva dall'alterazione in situ, e da un successivo breve trasporto, delle litologie sottostanti. E' presente esclusivamente nei Monti Cornicolani, nel settore a nord di Macchia di Gattaceca e a sud di Colle della Chiesuola. Il *sintema di Colle della Chiesuola* è discordante sul substrato prepliocenico, sull'*unità di Torre Baccelli (UTB)* e sulla *formazione di Le Vallicelle (VLC)*. Per posizione stratigrafica è attribuibile al Pleistocene superiore. Lo spessore può raggiungere 15-20 m.

Pleistocene superiore

3.6. - UNITÀ UBIQUITARIE

Sotto questo nome sono stati riuniti quei depositi la cui genesi non è strettamente legata all'evoluzione geologica di alcun bacino, ma piuttosto, alle variazioni climatiche tardo quaternarie. Al *sintema di Caporio (UCR)* sono stati riferiti i depositi connessi alla produzione detritica durante l'intervallo freddo e

arido dell'ultima età glaciale.

3.6.1. – *Deposito di origine mista-litofacies conglomeratica (i_a)*

Deposito conglomeratico con clasti da poco a parzialmente arrotondati, in matrice sabbiosa con elementi vulcanici rimaneggiati; livelli a clasti spigolosi di dimensione centimetriche intercalati a livelli argilloso-sabbiosi e orizzonti pedogenizzati. La messa in posto è da ricondurre a meccanismi di debris flow e torrentizi, in un contesto di prevalente colluviazione di depositi clastici.

Pleistocene medio-superiore

3.6.2. – *Deposito di origine mista-litofacies vulcanoclastica (i_b)*

Deposito sabbioso-argilloso rossastro costituito prevalentemente dal rimaneggiamento delle unità vulcaniche con rari elementi calcarei, di piccola dimensione, parzialmente arrotondati. La genesi è ascrivibile a colluviazione di depositi vulcanici poco coerenti, successiva all'arrivo delle coltri piroclastiche e di ricaduta, attraverso meccanismi di debris flow e parzialmente torrentizi.

Pleistocene medio-superiore

3.6.3. – *Sintema di Caporio (UCR)*

Questo sintema è costituito da breccie e conglomerati eterometrici, clasto sostenuti, debolmente cementati, organizzati in strati spessi 20-40 cm, con matrice generalmente subordinata, di colore rosato, con litofacies riferibili a depositi di versante. Alle breccie spesso si intercalano livelli di suolo e livelli ricchi in minerali vulcanici.

Il loro spessore affiorante varia da pochi metri a 10-20 m. Questi depositi sono in genere ubicati lungo le pendici dei versanti carbonatici e corrispondono ad antichi coni di detrito e falde di detrito, che si formavano nel corso delle alternanze di periodi aridi (o arido/freddi), con la deposizione di breccie, e umidi (o caldo/umidi), con generazione dei suoli.

Il limite superiore di questi depositi coincide con la superficie topografica o, dove sono sepolti, con il contatto con le coperture oloceniche.

Pleistocene superiore

3.6.4. – *Deposito alluvionale terrazzato del 1° ordine (bn_1)*

Depositi ghiaioso-conglomeratici, in genere a clasti ben arrotondati con frequente matrice sabbiosa grossolana, alternati a livelli sabbiosi. Questi depositi presentano spessori ed estensione limitata. Il deposito alluvionale terrazzato del 1° ordine è presente quasi esclusivamente lungo il Fosso di Corese.

Pleistocene superiore

3.6.5. – *Deposito alluvionale terrazzato del 2° ordine (bn₂)*

Depositi ghiaioso-conglomeratici, in genere a clasti ben arrotondati con frequente matrice sabbiosa grossolana, alternati a livelli sabbiosi. Questi depositi presentano estensione e spessore molto inferiori rispetto ai depositi terrazzati del 3° ordine.

Pleistocene superiore

3.6.6. – *Deposito alluvionale terrazzato del 3° ordine (bn₃)*

Depositi ghiaioso-conglomeratici, in genere a clasti ben arrotondati con frequente matrice sabbiosa grossolana, alternati a livelli sabbiosi. Questi depositi terrazzati si presentano con spessore molto variabile, che possono raggiungere anche i 15 m. Tra i diversi terrazzi alluvionali è quello più sviluppato e quindi può essere correlato ad una delle variazioni climatiche più marcate del Pleistocene superiore.

Pleistocene superiore finale

3.6.7. – *Travertino (f₁)*

Depositi carbonatici continentali di origine essenzialmente fitoermale in facies di soglia o cascata e sabbie e sabbie argillose travertinose di ambiente di retrosoglia. Affiorano in moltissimi punti, lungo i *thalweg* attuali, ma con spessore assai limitato. Gli affioramenti più consistenti si osservano lungo il Fosso della Molaccia (poco a valle della soglia di travertino del *sistema di Cretone* (**KRT_a**), e lungo alcune vallette ubicate al piede del versante dei Monti Lucretili, tra Palombara Sabina e Marcellina.

Olocene

3.6.8. – *Deposito alluvionale (b)*

Depositi fluviali e di conoide alluvionale costituiti da conglomerati ben arrotondati, alternati a livelli sabbiosi e siltosi, con livelli e lenti di argille.

Olocene

3.6.9. – *Coltre eluvio colluviale (b₂)*

Depositi eluvio-colluviali costituiti da limi, sabbie, livelli e lenti di argille, con suoli rielaborati e terre rosse. Sono presenti clasti, in genere carbonatici, dispersi nella frazione più fine.

Olocene

3.6.10. – *Prodotto eluviale (alterite) (h_e)*

Depositi legati ai processi di erosione carsica delle rocce carbonatiche. Sono costituiti principalmente da terre rosse, prodotti residuali dell'alterazione carsica. Questi depositi sono generalmente di limitato spessore, raramente superano i 5-6 m. I principali affioramenti sono a “il Pratone” di Monte Gennaro, a Campitello e a nord di Roviano.

Olocene

3.6.11. – *Deposito di frana (a_f)*

Accumulo di frana, costituito principalmente da materiale in assetto caotico. La natura dell'accumulo (argilloso, sabbioso o con blocchi litoidi) varia in funzione della tipologia di frana e della litologia interessata dal fenomeno franoso.

Olocene

3.6.12. – *Deposito di versante (a)*

Depositi di versante costituiti da brecce e conglomerati eterometrici, generalmente sciolti, raramente scarsamente cementati. I depositi di versante in genere presentano clasti poco o per nulla arrotondati, talvolta contenenti anche grossi blocchi. Tali depositi sono spesso stratificati. Generalmente sono disposti alla base dei principali versanti carbonatici e allo sbocco di alcune vallecole in ambiente intramontano.

Olocene

3.6.13. – *Deposito antropico (h)*

Terreno di riporto eterogeneo dovuto all'ammassamento dei depositi di risulta di rilevati stradali e ferroviari e, in località La Sbarra, della Condotta dell'Acea. Spessore fino a 30m.

Olocene

PROGETTO
CARG

VI–TETTONICA

A. Bollati, S. Corrado, D. Cosentino

1. - INTRODUZIONE

L'area compresa nel Foglio 366 “Palombara Sabina” è occupata per circa $\frac{3}{4}$ di estensione dalle propaggini più occidentali della catena neogenica a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino centrale, qui affiorante nei Monti Lucretili, nei Monti Cornicolani, nei Monti Sabini orientali e nelle propaggini settentrionali dei Monti Prenestini e dei Monti Ruffi, e per circa $\frac{1}{4}$ dalle strutture che caratterizzano la Campagna Romana, parte integrante del margine estensionale peri-tirrenico, ribassato tettonicamente e topograficamente rispetto all'area di catena.

All'interno della catena a pieghe e sovrascorrimenti presente nel Foglio 366 “Palombara Sabina” sono stati distinti due principali Settori strutturali: il Settore Sabino in cui ricade la quasi totalità delle strutture compressive del Foglio e il Settore Laziale-Abruzzese, al *footwall* del primo. Il Settore Sabino è suddivisibile, al suo interno, in cinque unità tettoniche principali: (1) *Unità di M. Morra (UT1)*; (2) *Unità di M. Castelvechio-M. Gennaro (UT2)*; (3) *Unità di M. degli Elci-M. Serrapopolo-M. Pellecchia-C.le La Riservata (UT3)*; (4) *Unità di Cima Casarene-Cimata delle Serre (UT4)*; (5) *Unità di M. Marsicano-Ascrea-Pietraforte-Saracinesco-Roviano (UT5)*. Nel Foglio, il Settore Laziale-Abruzzese è invece rappresentato dalla sola Unità di Riofreddo-Valle dell'Aniene (**UT6**).

All'interno dell'Unità di Monte Castelveccchio-Monte Gennaro (UT2) sono ben evidenti le testimonianze della tettonica estensionale basso-giurassica che ha condotto alla frammentazione della paleo-piattaforma appenninica (Retico-Sinemuriano), con conseguente individuazione di un sistema piattaforma carbonatica-bacino pelagico che ha portato alla sedimentazione della successione di piattaforma carbonatica nel Dominio Laziale-Abruzzese e della successione di transizione a un bacino pelagico nel Dominio Sabino. In quest'ultimo, la tettonica basso-giurassica è responsabile anche dell'individuazione di altofondi pelagici, con la conseguente sedimentazione, durante il Giurassico, delle facies di Piattaforma Carbonatica Pelagica del Gruppo del Bugarone.

Agli elementi tettonici compressivi neogenici, che hanno portato alla strutturazione della catena appenninica in questo settore, si sovrappongono gli effetti della tettonica prevalentemente estensionale post-orogenica, particolarmente evidenti nel settore di transizione tra la catena e l'area depressa della Campagna Romana. La tettonica post-orogenica ha agito, nell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina", principalmente nel Plio-Quaternario, attraverso faglie distensive di neo-formazione e la riattivazione di elementi strutturali pre-esistenti, compatibili con il campo di stress regionale. La tettonica post-orogenica ha portato ad un'articolazione dell'area di catena in blocchi dislocati verticalmente, con la conseguente formazione di depressioni strutturali colmate da depositi coevi, in facies sia marine sia continentali.

2. - TETTONICA COMPRESSIVA NEOGENICA

Per la descrizione dell'assetto tettonico compressivo s'intende utilizzare una suddivisione in domini strutturali ispirata a quella proposta negli anni '80 per l'analisi quantitativa delle catene a pieghe e sovrascorimenti, definiti come settori individuabili regionalmente, caratterizzati da una sostanziale omogeneità di stile deformativo, orientamento delle principali direttrici tettoniche, assetto stratigrafico complessivo, entità del raccorciamento. Questi possono essere suddivisi internamente in unità tettoniche, definite come elementi di ordine gerarchico ed estensione areale inferiori, individuabili come singoli *thrust sheet*, che si differenziano tra loro per configurazione superficiale, intesa come porzione della successione stratigrafica affiorante ed elevazione relativa delle superfici di sovrascorimento che le limitano inferiormente. Infine, quando necessario, le unità tettoniche sono state suddivise in sub-unità tettoniche, che spesso si differenziano per stile deformativo.

Nel complesso, l'area occupata da strutture compressive ricopre circa i $\frac{3}{4}$ del Foglio 366 "Palombara Sabina" (fig. 16), e comprende i settori dei Monti Cornicolani, Lucretili, Sabini orientali, Prenestini settentrionali e Ruffi settentrionali. Le aree di catena presenti nel Foglio 366 "Palombara Sabina" possono essere raggruppate

in due settori strutturali: (1) il Settore Sabino, che è quello più esteso arealmente e che va dal settore della Campagna Romana fino al sovrascorrimento Olevano-Antrodoco *Auctt.*, e (2) il Settore Laziale-Abruzzese, che si trova al *footwall* del primo, è molto meno esteso ed è limitato al margine orientale del Foglio.

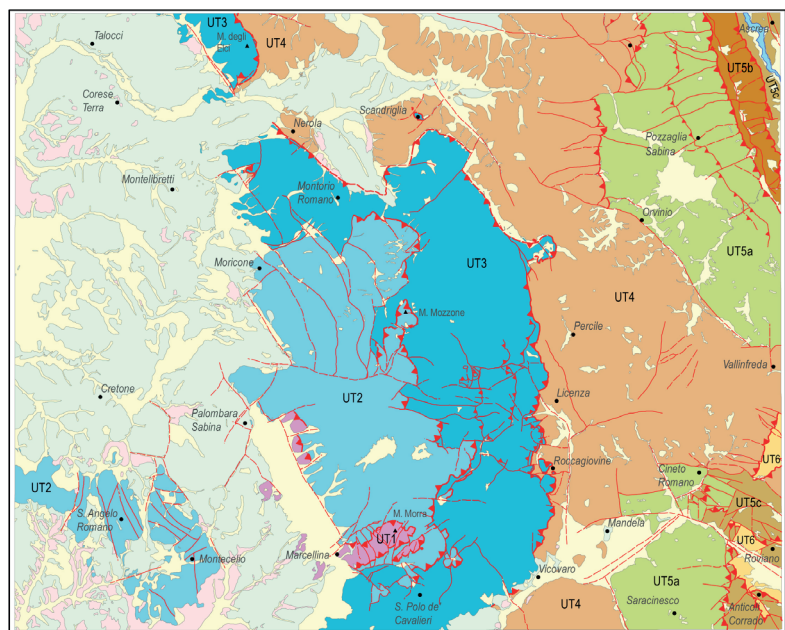
Il Settore Sabino è organizzato strutturalmente dall'alto verso il basso in cinque unità tettoniche: (1) *Unità di M. Morra (UT1)*; (2) *Unità di M. Castelveccchio-M. Gennaro (UT2)*; (3) *Unità di M. degli Elci-M. Serrapopolo-M. Pellecchia-C.le La Riservata (UT3)*; (4) *Unità di Cima Casarene-Cimata delle Serre (UT4)*; (5) *Unità di M. Marsicano-Ascrea-Pietraforte-Saracinesco-Roviano (UT5)* (fig. 16). Il Settore Laziale-Abruzzese è rappresentato da una sola unità tettonica che affiora limitatamente nel settore sud-orientale del Foglio: (6) *Unità di Riofreddo-Valle dell'Aniene (UT6)* (fig. 16).

La direttrice tettonica regionale del Settore Sabino è, generalmente, compresa tra N-S e NNO-SSE. Evidenti deviazioni in direzione NE-SO sono testimoniate all'interno dell'*Unità M. degli Elci-M. Serrapopolo-M. Pellecchia-C.le La Riservata (UT3)*, in una stretta fascia compresa tra C.le La Riservata e S. Polo de' Cavalieri, nella zona della cosiddetta virgazione umbro-sabina *Auctorum*. Queste unità tettoniche sono limitate inferiormente da superfici di sovrascorrimento a pendenze medio-basse o da elementi transpressivi a più alto angolo e sono costituite da intervalli della successione stratigrafica progressivamente più giovani e in parziale sovrapposizione tra loro, procedendo da ovest verso est (COSENTINO & PAROTTO, 1989a, 1989b; CORRADO *et alii*, 1991; BOLLATI *et alii*, 2011). Queste superfici di sovrascorrimento determinano l'accavallamento delle unità tettoniche verso i quadranti orientali, con una direzione di trasporto tettonico prevalente attualmente orientata in direzione ENE. Nel complesso, queste descrivono una geometria di tipo *imbricate fan* la cui superficie d'involuppo più esterna è rappresentata in affioramento dalla linea Olevano-Antrodoco.

Lo stile deformativo compressivo è di tipo eminentemente fragile nei settori più interni (*UT1* e *UT2*), caratterizzati in affioramento prevalentemente dai termini più competenti e stratigraficamente più bassi della successione deformata. Nei settori più esterni (*UT3*, *UT4*, *UT5*) si assiste all'emersione prevalente in affioramento dell'alternanza calcareo-silico-marnosa sovrastante, deformata in pieghe da blandamente a fortemente asimmetriche, con fianchi rovesci e con vergenze verso i quadranti orientali. L'*Unità di Riofreddo-Valle dell'Aniene (UT6)* costituisce il *footwall* del sovrascorrimento della linea Olevano-Antrodoco.

3.1. - UNITÀ TETTONICA DI M. MORRA (*UT1*)

Questa unità tettonica affiora molto limitatamente nei Monti Lucretili occidentali, in due aree di estensione chilometrica. La prima e più estesa area comprende la cima di Monte Morra e tutto il suo versante occidentale, fino al



Scala 1:150.000



UNITA' TETTONICHE



Fig. 16 – Schema tettonico dell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina".



Fig. 17 – Sovrascorrimento di Monte Morra. Questo contatto tettonico sovrappone l'Unità del Monte Morra (UT1) sull'Unità di Monte Castelvechio-Monte Gennaro (UT2). Strada Marcellina-S. Polo de' Cavalieri (località le Fornaci).

paese di Marcellina; la seconda area d'affioramento dell'UT1 si trova lungo il versante occidentale di Monte Zappi e di Monte Morrone della Croce. Questa unità tettonica è limitata alla base da una superficie di sovrascorrimento che presenta una generale immersione verso i quadranti occidentali, con pendenze mediamente basse ($<25^\circ$), che localmente possono raggiungere i 45° . Questa superficie di sovrascorrimento separa l'UT1 dall'UT2, e risulta frequentemente dislocata da sistemi di faglie ad alto angolo a cinematica estensionale.

In particolare, la superficie di accavallamento alla base di UT1 è ben visibile in corrispondenza della cava abbandonata lungo la S.P. Marcellina-S. Polo de' Cavalieri, in loc. le Fornaci (fig. 17).

L'intervallo litostratigrafico conservato al tetto di tale contatto tettonico è rappresentato dalla *Dolomia Principale* (Retico) e dal *Calcere Massiccio* (Hettangiano-Sinemuriano *p.p.*). Questi litotipi sono conservati in successione stratigrafica nel lembo di UT1 affiorante tra l'abitato di Marcellina e il Monte Morra, a descrivere una blanda anticlinale ad andamento N-S, con giacitura di *hangingwall ramp* nella zona a est di Monte Morra. Un lembo di UT1 ribassato da una faglia normale SE-immergente, ad andamento NE-SO, è conservato a SE di Monte Morra.

L'area di affioramento dell'UT1 lungo il versante occidentale di Monte Zappi

e di Monte Morrone della Croce è costituito, invece, esclusivamente da affioramenti di *Dolomia Principale*, immergente verso i quadranti occidentali. La *Dolomia Principale* al tetto del sovrascorrimento è accavallata al di sopra del *Calcare Massiccio* dell'UT2, che presenta una generale immersione sud-orientale. Tale lembo di UT1, non segnalato precedentemente in letteratura, risulta conservato in una depressione strutturale chilometrica, limitata a nord, a sud e a est da tre faglie normali, due a direzione NE-SO e la terza, più orientale, a direzione NNO-SSE, che lo ribassa strutturalmente rispetto alle aree circostanti. Un ulteriore lembo di questa unità tettonica è stato supposto al disotto delle coperture detritiche a SO di Marcellina.

3.2. - UNITÀ TETTONICA DI MONTE CASTELVECCHIO-MONTE GENNARO (UT2)

Nei Monti Lucretili occidentali, l'UT2 è caratterizzata dall'affioramento dei termini della successione triassico-giurassica compresi tra la *Dolomia Principale* e la *corniola detritica*, o il *Gruppo del Bugarone* nei settori di sviluppo di PCP tra Monte Castelvechio e Monteflavio. Nei Monti Cornicolani questa unità tettonica è caratterizzata in affioramento dai termini della successione sabina compresi tra il *Calcare Massiccio* e le *Marne a Fucoidi*.

Nei Monti Cornicolani l'assetto compressivo neogenico con pieghe ad ampio raggio di curvatura ad asse meridiano è molto poco evidente. In questo settore l'assetto geometrico predominante è ridisegnato piuttosto dalla tettonica estensionale a direttrice NO-SE e NE-SO.

Nei Monti Lucretili occidentali, la porzione più settentrionale dell'UT2 è dominata dall'affioramento di un blocco carbonatico rigido, che si sviluppa tra gli abitati di Moricone e Monteflavio, e comprende i rilievi di Monte Calvario, Monte Castelvechio, Colle Macchia Petrosa, Monte Falco e Colle Finocchi. Questo blocco è costituito prevalentemente dalle litofacies giurassico inferiori del *Calcare Massiccio*, dalle dolomie e calcari dolomitici triassico superiori della *Dolomia Principale* e da sporadici affioramenti di *corniola detritica* con olistoliti di *Calcare Massiccio*.

L'unità triassica della *Dolomia Principale* affiora nella porzione più occidentale di questo blocco, nei pressi di Moricone, mentre gli affioramenti di *corniola detritica*, in successione stratigrafica con il *Calcare Massiccio* dell'UT2 affiora nei pressi di Monte Matano, Colle Ciammaruche, Colle Storo e Colle di Mezzo.

Nel settore nord-orientale di questo blocco di UT2, tra Colle Macchia Petrosa e Passo la Croce, sopra il *Calcare Massiccio* si sviluppa la successione stratigrafica condensata del *Gruppo del Bugarone*, in giacitura filoniana e in pozze di estensione metrica in ambiente di paleoscarpata.

L'assetto giaciturale del blocco più settentrionale dell'UT2 disegna, complessivamente, un'ampia piega a lunghezza d'onda chilometrica e asse circa

meridiano, con il fianco orientale fortemente inclinato (60°) e immergente verso i quadranti orientali. Questa macro struttura risulta fortemente dissecata dalla successiva tettonica estensionale post-orogenesi, che la suddivide in blocchi a giacitura omogenea.

Questa porzione di **UT2**, con il *Calcare Massiccio* del settore Monte Castelveccchio-Monteflavio-Montefalco, risulta sovrascorsa, attraverso una superficie tettonica a basso angolo, sui termini giurassici dell'**UT3**. Questi ultimi descrivono una spettacolare sinclinale di *footwall*, con superficie assiale sub-orizzontale, affiorante sia a nord di Monte Castelveccchio, nell'area di Montorio Romano, sia a sud di Monteflavio, subito ad ovest di Monte Mozzone, con le *Marne di Monte Serrone* al nucleo della sinclinale in entrambe le aree.

A sud dell'allineamento Valle del Diavolo-Colle Zinno, l'**UT2** risulta sollevata dall'azione di una faglia ad alto angolo che attraversa tutto il settore lucretile occidentale. Questo importante elemento tettonico, che corre lungo la Valle del Diavolo con direzione circa E-O ed immersione verso nord, rialza il blocco di letto e contribuisce alla definizione della morfostruttura del massiccio di Monte Gennaro (Monte Zappi).

Il blocco meridionale dell'**UT2**, a sud della faglia di Valle del Diavolo, è caratterizzato dall'affioramento della *Dolomia Principale*, in un'area limitata in località Pozzo Badino, del *Calcare Massiccio* e della *corniola detritica* con megabrecce. Queste ultime due formazioni risultano essere quelle più diffuse nell'ambito del blocco meridionale dell'**UT2**, con la *corniola detritica* con megabrecce che ne caratterizza prevalentemente il margine orientale.

Il contatto tettonico basale **UT2/UT3** non sempre è visibile sul terreno. In particolare, in prossimità della fascia di deformazione connessa con la faglia della Valle del Diavolo il contatto tra le due unità tettoniche è stato solo ipotizzato. In tutto il settore meridionale, quando questo contatto tettonico è visibile, a letto del sovrascorrimento basale dell'**UT2** si trova prevalentemente la formazione delle *Marne di Monte Serrone*.

Quando visibile, il contatto tettonico **UT2/UT3** presenta prevalente cinematica inversa o transpressiva, con geometrie estremamente variabili. A nord di Monte Castelveccchio, l'**UT2** è delimitata da faglie a direzione NE-SO ad alto angolo, a prevalente componente orizzontale, che evolvono verso est, tra Valle Ragaia e Monte Calvario, ad un elemento transpressivo a direzione NNE-SSO ed immersione a ESE, lungo il quale il *Calcare Massiccio* si accavalla sulla *corniola detritica* con megabrecce (rampa laterale). Tra Monte Calvario e l'abitato di Monte Flavio il contatto mostra inclinazioni comprese tra 10° e 55° , con immersioni verso i quadranti occidentali, e cinematica inversa. Presso Passo la Croce, la sua continuità è interrotta da un *hard linkage* a direzione NE-SO, immergente a SE, associato alla superficie di paleoscarpata della PCP giurassica, riattivata dalla tettonica neogenica.

La continuità d'affioramento del contatto **UT2/UT3** si perde a SO dell'abitato di Monte Flavio. Qui, anche grazie ad una serie di elementi tettonici a direzione NO-SE e cinematica estensionale, la distinzione delle due unità tettoniche è fortemente compromessa. La prosecuzione verso sud del contatto **UT2/UT3** si ritrova nella superficie di accavallamento, immergente verso i quadranti occidentali, che borda il versante orientale di Monte Mozzone, con pendenze di circa 60°, e quello di Colle Mollie, con pendenze comprese tra circa 35° e 50°. Questo contatto si perde poco a S di Colle Mollie per essere sostituito da una superficie vicariante che borda il versante orientale di Colle Piano di Cioppi e si segue sino alla latitudine di Monte Marcone. In questo tratto la superficie è dislocata da alcune faglie di trascinamento, a direzione circa E-O, associate all'elemento tettonico che corre lungo la Valle del Diavolo. Procedendo da Monte Marcone verso sud, la superficie tettonica riacquista una sostanziale continuità sino alla località Fontana Longarina, mostrando pendenze da medie ad elevate ed immersione a ovest. Tra Monte Mozzone e Fontana Longarina, il contatto tettonico taglia sempre i terreni della *corniola detritica* con megabrecce, al tetto, con geometrie di *cut-off* variabili, generalmente di *hangingwall-ramp*. Come detto in precedenza, in questo tratto, al letto del sovrascorrimento è presente, in prevalenza, la formazione delle *Marne di Monte Serrone*.

Tra Fontana Longarina e l'abitato di S. Polo de' Cavalieri, la superficie tettonica si approfondisce e diviene sepolta; in questo tratto cambia orientazione, assumendo un andamento NE-SO, e viene sostituita in affioramento da un'ampia piega rovescia coassiale e coeva che denuncia uno stile deformativo da raccorciamento di tipo *fault-propagation folding*.

3.3. - UNITÀ TETTONICA DI MONTE DEGLI ELCI-MONTE SERRAPOPOLLO-MONTE PELLECCIA-C.LE LA RISERVATA (**UT3**)

La successione stratigrafica coinvolta in affioramento in questa unità tettonica va dalla *Corniola* alla *Scaglia Cinerea*. Il contatto tettonico alla base dell'**UT3**, sempre a carattere di sovrascorrimento, mostra una buona continuità laterale e un'ottima espressione morfologica, visto che porta in sovrapposizione litofacies carbonatiche a tetto (**UT3**) con litofacies marnoso-argillose a letto (**UT4**) (fig. 18). Questa successione di formazioni a diversa competenza, coinvolta nella strutturazione dell'**UT3**, risulta deformata in un sistema di pieghe alla macro-scala, con superfici assiali da poco inclinate a sub-orizzontali. Queste descrivono, alla scala dell'unità tettonica, un generale andamento arcuato, con direttrici strutturali da NNO-SSE, nella zona M. degli Elci-M. del Lago, a N-S, tra Monte Serrapopolo e Monte Pianattone, a NE-SO, tra Monte Pianattone e S. Polo de' Cavalieri, a descrivere la zona nota in letteratura come virgazione umbro-sabina. Queste strutture presentano localmente forti culminazioni e depressioni assiali che sono state variamente interpretate in



Fig. 18 – Dettaglio della zona di taglio connessa al sovrascorrimento di Cima dei Coppi (UT3/UT4). Il tetto è costituito da calcilutiti a planctonici appartenenti alla Scaglia Rossa (SAA), mentre al letto è presente la litofacies marnosa del membro di Guadagnolo dell'unità spongolitica (SPT_{1b}).

letteratura. Il nuovo rilevamento ha evidenziato che la forte immersione delle linee di cerniera delle pieghe alla macroscale -ben testimoniata in particolare nell'ampia piega sinclinale nella zona di Montorio Romano- può essere messa in relazione alla presenza di locali contrasti di competenza nella successione stratigrafica e non solo alla riattivazione dei settori più interni dell'orogene sabino ad opera di eventi deformativi compressivi successivi nel corso del Neogene.

Nell'ambito dell'UT3, la struttura di Monte degli Elci trova la sua naturale prosecuzione in quella di Monte del Lago, entrambe già descritte in letteratura (COSENTINO & PAROTTO, 1986; COSENTINO *et alii*, 1990; BOLLATI *et alii*, 2011).

Queste due strutture sono attualmente separate da una zona morfologicamente depressa, che si sviluppa in direzione circa antimeridiana, parzialmente controllata da tettonica estensionale. Quest'area è occupata dai depositi plio-quadernari del paleo-Corese, che mascherano la continuità strutturale tra Monte degli Elci e Monte del Lago.

Si tratta, complessivamente, di un'anticlinale chilometrica da rovescia a coricata, a direzione NNO-SSE, i cui fianchi rovesci -generalmente con pendenze tra i 30° e i 45°- sono meno sviluppati dei fianchi dritti. I fianchi dritti mostrano un'estesa zona di cresta marcata da strati sub-orizzontali, ben distinta dalla zona di cerniera. L'anticlinale di Monte del Lago evolve verso est, al di là di un'ampia zona in cui

l'**UT3** risulta erosa (Valle di F.so S. Maria), nell'anticlinale rovescia di M. Pereatti, che presenta una direzione circa antimeridiana della superficie assiale. Tale struttura prosegue verso sud con una direzione nuovamente NNO- SSE a costituire l'ossatura di M. Serrapopolo e la traccia della sua superficie assiale si segue con continuità a ridosso del sovrascorrimento basale, lungo i versanti orientali dell'allineamento di creste Colle Cannavina-Ara della Macchia. A sud di questo, e sino alla latitudine dell'abitato di Civitella, l'anticlinale è dislocata da una serie di faglie sub-verticali ad andamento E-O e prosegue in direzione N-S sino poco a sud di F.so delle Chiuse, ove si interrompe in corrispondenza di un importante contatto tettonico sub-verticale anti-meridiano che rialza la struttura a sud.

Alla latitudine della Mola del Riocupo, e sino a sud di S. Polo de' Cavalieri, l'anticlinale assume un andamento NE-SO con vergenza verso SE e pieghe parassite decametriche ben sviluppate su entrambi i suoi fianchi a definire un'ampia fascia di deformazione plicativa che produce un notevole ispessimento tettonico delle formazioni dei *Calcari Diasprigni* e della *Maiolica*.

L'anticlinale frontale sin qui descritta evolve strutturalmente verso l'alto, e verso ovest, in una sinclinale complessa a direzione circa NNO-SSE anch'essa generalmente rovescia che si segue con continuità procedendo da nord a sud, tra Colle Storo, a nord dell'abitato di Moricone, e il versante orientale di Monte Ariaoni. Tra Colle Storo e il versante nord di Colle Iaccetti la traccia della superficie assiale di tale struttura presenta un andamento antimeridiano a descrivere una sinclinale isoclinale con al nucleo i terreni delle *Marne di Monte Serrone*, immergente a S come testimoniato dalla giacitura della stratificazione e dalle linee di cerniera delle meso-pieghe parassite ben sviluppate nei dintorni dell'abitato di Montorio Romano. Andando verso Colle Iaccetti-Ara del Corviale al nucleo della sinclinale affiorano terreni progressivamente più giovani sino alla *Maiolica*. L'asse di questa sinclinale, al limite *corniola detritica*/*Marne di Monte Serrone*, affiorante a nord nel paese di Montorio Romano a quota 600 m s.l.m. si ritrova a sud del paese di Monte Flavio a quota 725 m s.l.m., a testimonianza che, nonostante l'indicazione delle pieghe parassite osservate a Montorio Romano, la generale immersione della struttura è verso nord.

All'esterno dell'anticlinale frontale di M. Pereatti-M. Serrapopolo, descritta in precedenza, tra Colle Iazzo di Cesare e Ara della Macchia, in prossimità del sovrascorrimento basale che separa l'**UT3** dall'**UT4**, è presente una struttura sinclinale, ad asse meridiano, con al nucleo la *scaglia cinerea detritica*. Questa sinclinale presenta la traccia della superficie assiale parallela alla direzione della piega, in quanto la struttura non presenta forti immersioni. La sinclinale Colle Iazzo di Cesare-Ara della Macchia si segue fino a sud di F.so delle Chiuse, ove è interrotta da un importante contatto sub-verticale anti-meridiano che rialza il blocco meridionale. In quest'ultimo tratto in affioramento il nucleo della piega è compreso tra la *scaglia detritica* e la *scaglia cinerea detritica*.

3.4. - UNITÀ TETTONICA DI CIMA CASARENE-CIMATA DELLE SERRE (UT4)

Questa unità tettonica si sviluppa a est e al *footwall* dell'UT3. Se si esclude il piccolo rilievo di M. Calvo, al limite settentrionale del Foglio, dove affiorano dolomie di età giurassica passanti verso l'alto alla successione della *Maiolica* e delle *Marne a Fucoidi*, e i limitati affioramenti di *Marne a Fucoidi* nell'area di Fonte Castello, questa unità tettonica è costituita prevalentemente, in affioramento, dalla successione stratigrafica che va dalla formazione della *Scaglia Bianca* (SBI) fino alle *calcareniti a briozoi* (CBZ₃).

Nel complesso, lo stile deformativo di questa unità tettonica è essenzialmente plicativo, con direzioni delle pieghe comprese tra N-S e NNO-SSE e molto subordinatamente NO-SE, con raggi di curvatura variabili dall'ordine delle centinaia di metri fino al chilometro. Le geometrie dei fianchi di queste pieghe sono sia rovesce, a vergenza orientale, soprattutto nel caso di pieghe anticlinali sviluppatasi al tetto di sovrascorrimenti, sia dritte e blandamente asimmetriche. Pertanto le forti variazioni di direzione riscontrate nell'assetto plicativo dell'UT3 non sono presenti in questa unità tettonica. Nella letteratura degli ultimi decenni, tale differenza strutturale è stata messa in relazione con una riattivazione "fuori sequenza" delle unità più interne del Settore Sabino. Tuttavia non si può escludere che le variazioni stratigrafiche, a vari livelli, che vedono un generale arricchimento in risedimenti nell'area meridionale del Foglio possano aver giocato un ruolo di primo ordine nella definizione delle direttrici strutturali dell'UT3. D'altro canto sono presenti almeno cinque zone in cui il *footwall* piegato dell'UT3 è troncato dal sovrascorrimento in maniera non del tutto coassiale, che sono, da nord a sud: (1) Monte degli Elci; (2) Nerola; (3) Colle Cima Coppi; (4) Licenza; (5) Roccagiovine.

Un elemento rilevante di tettonica fragile a cinematica complessa (estensionale nella sua ultima fase di attività post-compressiva) a direzione prevalente NO-SE e immersione a SO, noto in letteratura come *Faglia di Orvinio*, si sviluppa per oltre 10 km dal bordo orientale del Foglio sino almeno a Colle Ripaccioli, dislocato da alcuni elementi estensionali trasversali minori con rigetti dell'ordine delle decine di metri. Questo elemento strutturale condiziona le caratteristiche d'affioramento delle strutture compressive dell'UT4. Infatti, la *Faglia di Orvinio* determina il generale ribassamento del blocco meridionale, con rigetto stratigrafico massimo nel suo settore centrale (zona di Orvinio), mettendo a contatto i terreni del membro cretacico della *scaglia detritica* (SCZ1), a nord, con quelli dell'unità *spongolitica*, litofacies marnosa (SPT_{1b}) del membro di *Guadagnalo*, a sud.

Andando verso ovest, questo elemento di tettonica fragile trasferisce la sua componente distensiva ad alcuni elementi tettonici a direttrice E-O, che bordano verso nord la valle del F.so Corese e ribassano a sud il substrato pre-orogenico. Il trasferimento avviene attraverso segmenti di faglie estensionali a direzione NNO-

SSE, che dislocano il substrato pre-orogenico alla base del versante occidentale della dorsale di Cima Casarene.

Tenendo presente questa discontinuità strutturale, è possibile suddividere l'**UT4** in due settori distinti, ubicati uno a nord e uno a sud della Faglia di Orvinio. A tale proposito, mentre il limite occidentale di questa unità tettonica è molto ben definito dal contatto per sovrascorrimento **UT3/UT4**, il suo margine orientale è abbastanza incerto, soprattutto a sud della Faglia di Orvinio.

3.4.1. - Settore a nord della Faglia di Orvinio

Il limite orientale dell'**UT4** a nord della Faglia di Orvinio è molto ben definito, e corrisponde a una superficie di sovrascorrimento a direttrice N-S, che continua verso nord anche nel contiguo Foglio 357 "Cittaducale". Questa superficie di sovrascorrimento si sviluppa lungo il versante orientale di Rocca Pennino e prosegue, verso sud, lungo il versante orientale della dorsale Cima Casarene-M. Castellano. In prossimità del versante meridionale di M. Castellano la superficie di sovrascorrimento che segna il limite **UT4/UT5** si interrompe bruscamente in corrispondenza della Faglia di Orvinio. Al tetto di questa superficie di sovrascorrimento, lungo la dorsale Prato Spagnolo-Cima Casarene-Colle Fassarina-M. Castellano si sviluppa un'ampia anticlinale di rampa a direzione meridiana che si rovescia in corrispondenza della superficie di taglio basale portando in affioramento i depositi del membro terziario della *scaglia detritica* (**SCZ₂**) e mostra verso ovest una ben definita zona di cresta caratterizzata in affioramento dal membro cretacico della *scaglia detritica* (**SCZ₁**). Tale struttura, seppur dislocata da un sistema di faglie distensive che corrono lungo la valle tra Rocca Pennino e Cima Casarene, prosegue verso nord lungo la dorsale Rocca Pennino-Colle Lepre.

A ovest della struttura anticlinale Cima Casarene-M. Castellano, e a nord della faglia E-O che borda la depressione di Fosso Corese, nella fascia di rilievi di Cima Bovara, Cima della Colonnella, Colle Peloso, Colle Rotondo, sino al *footwall* del *thrust* di Monte degli Elci, si segue un treno di sei pieghe, con direttrici da schiettamente meridiane, a est, a NNO-SSE, a ovest. Queste pieghe sono sia dritte che rovesce, con vergenza orientale e lunghezza d'onda chilometrica. Questa serie di deformazioni interessa in superficie termini della successione stratigrafica che vanno dal *membro delle dolomie saccaroidi* (**DMC₁**) dell'area di Monte Calvo alla litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**). In questo settore, andando verso ovest, la successione affiorante s'impoverisce di risedimenti carbonatici. Infatti, a ovest di Cima Roviara i membri della *scaglia detritica* (**SCZ₁** e **SCZ₂**) vengono sostituiti dalla *Scaglia Bianca* (**SBI**) e dalla *Scaglia Rossa* (**SAA**).

3.4.2. - Settore a sud della Faglia di Orvinio

A sud della Faglia di Orvinio, la separazione **UT4/UT5** non è molto evidente. Il sovrascorrimento che corre sul versante orientale della dorsale Cima Casarene-

M. Castellano, interrotto dalla Faglia di Orvinio, potrebbe continuare a sud di questa, lungo il fianco orientale della struttura di Cimata delle Serre. Questa corrisponde ad un'anticlinale a prevalente direttrice strutturale NO-SE, con al nucleo la *scaglia cinerea detritica* (**CDZ**) e fianco orientale rovescio. Il limite **UT4/UT5** potrebbe corrispondere ad un sovrascorrimento cieco, che coinvolge in profondità i termini più competenti della successione stratigrafica e che si interrompe verso l'alto, sul fianco rovescio dell'anticlinale di Cimata delle Serre, all'interno della litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo*. Anche se in maniera non del tutto convincente, nello schema tettonico proposto il limite **UT4/UT5** non è stato inserito, e l'**UT4** è stata estesa fino al sovrascorrimento frontale del Settore Sabino, corrispondente ad un tratto del sistema di sovrascorrimenti appartenenti alla linea Olevano-AnTRODoco.

In questo settore, affiorano prevalentemente i termini terziari della successione sabina che vanno dal membro cretacico della *scaglia detritica* (**SCZ₁**) fino alle *calcareniti a briozi* (**CBZ₃**). Questa successione è deformata in pieghe, a lunghezza d'onda dell'ordine del chilometro, con direzioni che progressivamente ruotano da direttrici NO-SE, nel settore più orientale, fino a N-S, a ridosso del sovrascorrimento **UT3/UT4** (sovrascorrimento del T. Licenza). In prossimità di questo sovrascorrimento, la lunghezza d'onda delle strutture plicative di letto diminuisce sensibilmente (zona Licenza-Roccagiovine), e le pieghe risultano tutte decapitate al contatto **UT3/UT4**.

Tra la Faglia di Orvinio e il sovrascorrimento del T. Licenza si riconoscono due coppie anticlinale-sinclinale a lunghezza d'onda chilometrica, che da est verso ovest sono: (1) sinclinale di C.le Poiolo-C.le Cornacchia (NO-SE); (2) anticlinale di Cimata delle Serre (NO-SE); (3) sinclinale di Percile-C.le dei Cerri (NNO-SSE); (4) anticlinale di Licenza (NNO-SSE/N-S). Il nucleo delle due sinclinali è costituito dalla litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**), mentre nelle due anticlinali il nucleo è costituito dalla *scaglia cinerea detritica* (**CDZ**) e dal membro terziario della *scaglia detritica* (**SCZ₂**), rispettivamente per l'anticlinale di Cimata delle Serre e per quella di Licenza.

Nello schema tettonico proposto, l'**UT4** continua a sud della valle del Fiume Aniene nella struttura di Costa Ara Salere. Questa struttura, delimitata dalla valle del Fiume Aniene, a nord, e da quella del Torrente Fiumicino, a est, è caratterizzata da un'ampia anticlinale a direttrice circa N-S, con al nucleo la litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**).

3.5. - UNITÀ TETTONICA DI M. MARSICANO-ASCREA-SARACINESCO-ROVIANO (UT5)

E' l'unità tettonica più esterna dell'edificio di catena sabino. Il suo limite orientale è dato dal sistema di sovrascorrimenti riconducibile alla linea Olevano-Antrodoco (contatto **UT5/UT6**). Questa unità tettonica è stata suddivisa in tre differenti sub-unità: (1) sub-unità di M. Marsicano-Saracinesco (**UT5a**); (2) sub-unità di Pietraforte (**UT5b**); e (3) sub-unità di Ascrea-Roviano (**UT5c**). Queste tre sub-unità sono state distinte a nord della Faglia di Orvinio, mentre nel settore meridionale sono state individuate soltanto la **UT5a** e la **UT5c**.

3.5.1. - Settore a nord della Faglia di Orvinio

Le tre sub-unità appartenenti all'**UT5** verranno descritte andando dalla sub-unità più interna verso quella più esterna.

3.5.1.1. - Sub-unità M. Marsicano-Saracinesco (**UT5a**)

A nord della Faglia di Orvinio questa sub-unità è caratterizzata in affioramento dalla successione sabina che va dal membro terziario della *scaglia detritica* (**SCZ₂**) fino alle *calcareniti a punti rossi* (**CBZ₂**). Il suo limite inferiore, che separa la **UT5a** dalla **UT5b**, corrisponde ad una superficie di sovrascorrimento che si sviluppa, in direzione NNO-SSE, lungo il versante orientale della dorsale Colle di Macchia Spina-M. Faito-Montorio in Valle-Colle Arcangeli.

Al tetto della superficie di sovrascorrimento si sviluppa un'anticlinale di rampa a direzione NNO-SSE, che si rovescia al fronte ed evolve verso O in una sinclinale rovescia, più alta strutturalmente e coassiale, che si raddrizza verso SSE, poco a nord della latitudine dell'abitato di Montorio in Valle. Le tracce delle superfici assiali delle due pieghe si avvicinano notevolmente spostandosi verso SSE. L'anticlinale di rampa coinvolge nella deformazione la litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**) e le *calcareniti a punti rossi* (**CBZ₂**).

La sinclinale rovescia, a ovest del sovrascorrimento, che si sviluppa interamente nella litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**), viene tagliata sul suo fianco occidentale, rovescio, da una superficie di sovrascorrimento che si sviluppa all'interno dell'**UT5a**. Questa superficie, molto ben visibile sul versante orientale di M. Marsicano, si può seguire in maniera discontinua, lungo una direttrice NNO-SSE, fino al paese di Pozzaglia Sabina, dove è ben evidente la zona di taglio associata a questa struttura compressiva. A sud di Pozzaglia Sabina, questa discontinuità tettonica, sempre associata a strati rovesci al tetto, si può seguire ancora più a sud fino al settore Santa Agnese-Le Pezze. Generalmente, questa superficie di taglio si sviluppa sul fianco rovescio di un'anticlinale di rampa, tagliata a diverse altezze stratigrafiche. Infatti, andando da nord a sud, la zona di

taglio inverso intercetta la struttura di tetto: (1) all'altezza del membro superiore delle *calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR₂**) (M. Marsicano); (2) all'altezza della litofacies calcarenitica del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1a}**) (C.le Saunisba); (3) all'interno della litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**) (Costa del Cieco-Pozzaglia Sabina-il Rio); (4) all'altezza della litofacies calcarenitica del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1a}**) (Via Longa-Santa Agnese). A ovest rispetto a questa seconda anticlinale di rampa, si sviluppa una sinclinale, generalmente dritta, con al nucleo la litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**) (Val Pratara), oppure il membro superiore delle *calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR₂**) (Colle Lungo). Nella zona di Val Pratara, il fianco occidentale di questa sinclinale viene troncato dalla superficie di sovrascorrimento **UT4/UT5**.

3.5.1.2. - Sub-unità di Pietraforte (**UT5b**)

Questa sub-unità è compresa tra due superfici di sovrascorrimento che coinvolgono al letto i depositi flyschoidi dell'unità *arenaceo-pelitica* (**UAP**), e si estende lungo una direttrice NNO-SSE, da M. Nero (a nord) a Pietraforte (a sud).

Le peculiarità della **UT5b**, che la rendono differente dalle altre sub-unità, sono sia di carattere stratigrafico che strutturale. Il settore della **UT5b** è l'unico in tutto il Foglio 366 "Palombara Sabina" ad essere interessato dall'affioramento delle *calcareniti arancioni* (**CBZ₁**). Inoltre, lo sviluppo areale della sub-unità di Pietraforte è fortemente controllato da una faglia ad alto angolo, a cinematica trascorrente destra, a direttrice NNO-SSE. La complessità stratigrafico-strutturale dell'**UT5b** potrebbe essere riconducibile all'attività di una struttura a fiore positiva, responsabile dell'estrusione in superficie di orizzonti stratigrafici estranei alla successione stratigrafica locale.

La successione stratigrafica deformata dall'**UT5b** comprende la litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**), le *calcareniti arancioni* (**CBZ₁**), le *calcareniti a punti rossi* (**CBZ₂**), le *calcareniti a briozoi* (**CBZ₃**) e l'unità *arenaceo-pelitica* (**UAP_b**).

L'assetto strutturale della successione deformata compresa tra l'elemento trascorrente destro e la superficie di sovrascorrimento che delimita la struttura ad est, e che segna il limite **UT5b/UT5c**, è riconducibile ad una sinclinale rovesciata, a vergenza orientale, con al nucleo le *calcareniti a punti rossi* (**CBZ₂**).

3.5.1.3. - Sub-unità di Ascrea-Roviano (**UT5c**)

A nord della Faglia di Orvinio, questa sub-unità strutturale affiora esclusivamente lungo il breve tratto di valle del Fiume Turano compreso nel Foglio 366 "Palombara Sabina" (angolo nord-orientale del Foglio).

Il limite occidentale di questa sub-unità corrisponde al sovrascorrimento **UT5b/UT5c**. La successione stratigrafica coinvolta nella deformazione

dell'**UT5c** comprende entrambi i membri delle *calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR₁** e **CFR₂**), la litofacies calcarenitica e la litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1a}** e **SPT_{1b}**) e l'*unità arenaceo-pelitica* (**UAP_b**). La successione pre-orogenica di questa sub-unità affiora in giacitura rovescia e costituisce parte di un fianco rovescio al tetto di un sovrascorrimento riconosciuto nei due fogli limitrofi 367-Tagliacozzo e 358-Pescorocchiano. Questo fianco rovescio affiora più estesamente a nord, nel contiguo Foglio 357 "Cittaducale".

Verso ovest, questa struttura rovescia è interessata da un sistema di faglie estensionali ad alto angolo, che la ribassano e la mettono a contatto con i depositi silicoclastici dell'Unità arenaceo-pelitica (**UAP_b**) affioranti sul fondo valle del Fiume Turano.

3.5.2. - Settore a sud della Faglia di Orvinio

3.5.2.1. - Sub-unità M. Marsicano-Saracinesco (**UT5a**)

Come detto in precedenza, il limite **UT4/UT5** a sud della Faglia di Orvinio non è molto evidente. Questo limite, a sud della valle del Fiume Aniene è stato posto in corrispondenza della valle del Torrente Fiumicino, dove il rilevamento geologico ha messo in evidenza un disturbo tettonico a separare la struttura anticlinale di Costa di Ara Salere da quella di Saracinesco. A nord del Fiume Aniene, il limite **UT4/UT5** è stato posto indicativamente in corrispondenza di alcuni elementi tettonici ad alto angolo, generalmente a cinematica distensiva o indeterminata, che sollevano nell'area di Cineto Romano le unità stratigrafiche più antiche.

Viceversa, il limite **UT5a/UT5c** è spesso ben riconoscibile e corrisponde ad una superficie di accavallamento a direttrice circa N-S e trasporto orogenico verso i quadranti orientali. A sud della Valle dell'Aniene, questo sovrascorrimento corre lungo la base del versante orientale della dorsale M. Macchia-M. Rotondo-M. Licino. Qui il limite **UT5a/UT5c** ha un'espressione morfologica molto netta, grazie al forte contrasto litologico tra tetto e letto del sovrascorrimento. Infatti, il limite tettonico **UT5a/UT5c** porta alla sovrapposizione di litofacies carbonatiche appartenenti alla formazione dei *calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ₂** e **CBZ₃**) sulle litofacies pelitiche dell'*unità argilloso-marnosa* (**UAM₁** e **UAM₃**), appartenenti all'**UT5c**.

La successione deformata dall'**UT5a** nella struttura di Saracinesco comprende, in affioramento, i termini che vanno dalla litofacies calcarenitica del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1a}**) fino al membro delle *marne calcaree* (**UAM₁**) dell'*unità argilloso-marnosa*, affioranti esclusivamente a SE del paese di Saracinesco. Questa successione è deformata in una serie di pieghe a prevalente direttrice N-S o NNO-SSE, generalmente dritte, simmetriche, con pendenze medie dei fianchi.

Al tetto del sovrascorrimento frontale dell'**UT5a**, si sviluppa un'anticlinale di rampa, con trasporto orogenico verso i quadranti orientali, che in alcuni casi porta al rovesciamento della successione stratigrafica (base del versante orientale di M. Santi).

A nord del Fiume Aniene, nell'area di Cineto Romano, il sovrascorrimento **UT5a/UT5c**, visibile in modo discontinuo solo in alcuni settori (rilievo a SE di Cineto Romano), risulta fortemente dislocato da elementi tettonici ad alto angolo, a cinematica distensiva o indeterminata.

In questo settore, l'**UT5a** coinvolge nella deformazione la successione stratigrafica che va dal membro cretacico della *scaglia detritica* (**SCZ₁**) fino alla litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPT_{1b}**). A SE di Cineto Romano, al tetto del sovrascorrimento **UT5a/UT5c**, si riconosce una struttura anticlinale dritta, con direzione NNE-SSO, con al nucleo la *scaglia cinerea detritica* (**CDZ**). Anche questa struttura, come tutto il settore di Cineto Romano, è interessata da un'intensa tettonica fragile, che si esplica su piani ad alto angolo e a prevalente cinematica distensiva, con importanti spessori di rocce cataclastiche. Questo assetto tettonico, imposto generalmente da importanti elementi post-orogenesi, rende molto complicata la ricostruzione geometrica dei rapporti tra le diverse unità di catena.

3.5.2.2. - Sub-unità di Ascrea-Roviano (**UT5c**)

Questa sub-unità è la più esterna nell'ambito dell'edificio di catena appenninica del Settore Sabino.

Il limite esterno dell'**UT5c** corrisponde, infatti, ad una superficie di sovrascorrimento (**UT5/UT6**) che definisce il passaggio dalle unità di catena del Settore Sabino a quelle del Settore Laziale-Abruzzese (fig. 19). Questo elemento strutturale fa parte della fascia di deformazione nota come Linea Olevano-Antrdoco, che è costituita da una serie di superfici di taglio a pendenza variabile. La superficie di sovrascorrimento più interna appartenente a questa fascia di deformazione è osservabile con continuità tra il Fiume Aniene (loc. la Sbarra) e la loc. Valle del Signore, a est di M. Macchia, e definisce il limite interno dell'**UT5c** (passaggio **UT5a/UT5c**). Al letto di questa superficie di sovrascorrimento, generalmente si sviluppa una superficie di accavallamento a minor angolo di pendenza, che in profondità si raccorda alla superficie più alta strutturalmente, delimitando modesti lembi di unità pre-orogeniche (*splay*). Questa superficie a minor angolo di pendenza, nell'area Anticoli Corrado- Roviano, corrisponde al limite inferiore dell'**UT5c**, e definisce quindi il sovrascorrimento più esterno (**UT5c/UT6**) della fascia di deformazione associata alla linea Olevano-Antrdoco.

Nel settore a sud della valle del Fiume Aniene, l'**UT5c** costituisce uno *splay* di letto della superficie di accavallamento **UT5a/UT5c**, ed è costituita dai termini della successione stratigrafica che vanno dalle *calcareniti a briozoi* (**CBZ₃**) all'unità *arenaceo-pelitica* (**UAP_p**). Il limite inferiore di questa sub-unità corrisponde ad un sovrascorrimento a basso angolo di pendenza, con al letto i depositi silicoclastici

(**UAP_b**) appartenenti all'**UT6**, che, sebbene dislocato da alcune faglie trasversali minori, si segue dalla Loc. Santianni alla Sorgente Sossanti, dove affiora con pendenze di circa 40°O. La superficie di accavallamento prosegue quindi verso sud, fino alla periferia occidentale di Articoli Corrado, ove, grazie a una faglia sub-verticale NO-SE, a componente estensionale, viene dislocata per riaffiorare, ribassata, a est della dorsale su cui sorge il medesimo paese.

A nord della Valle dell'Aniene, una struttura simile (*splay*) è osservabile nel settore di Roviano. Lo *splay* di Roviano è costituito dalla porzione di successione miocenica che va dalla litofacies marnosa del *membro di Guadagnalo* (**SPT_{1b}**) all'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**), prevalentemente immergente a SO. Questa struttura è intensamente dislocata da faglie post-compressive, che interrompono la continuità del sovrascorrimento a basso angolo di pendenza che limita inferiormente lo *splay* di Roviano e ne determina l'accavallamento al di sopra dei depositi silicoclastici dell'*unità aranaceo-pelitica* (**UAP_b**) appartenenti all'**UT6**. Queste silicoclastiti, infatti, più ad est (Foglio 367-Tagliacozzo), risultano in successione stratigrafica con i depositi della Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese.

3.6. - UNITÀ TETTONICA DI RIOFREDDO-VALLE DELL'ANIENE (**UT6**)

Questa unità tettonica è costituita, in affioramento, dai depositi sin-orogenici dell'*unità arenaceo-pelitica* (**UAP_b**) affiorante lungo la Valle dell'Aniene, tra Anticoli Corrado e Roviano, e nel settore di Riofreddo. I depositi sin-orogenici del Foglio 366 "Palombara Sabina" affioranti lungo la Valle dell'Aniene e in corrispondenza di Riofreddo risultano essere l'evoluzione a terrigeno della successione carbonatica della Piattaforma Laziale-Abruzzese, affiorante più a est (Foglio 367 – "Tagliacozzo"). La **UT6** costituisce il *footwall* della superficie di sovrascorrimento della linea Olevano-Antrodoco, ben rappresentato dal contatto UT5/UT6 affiorante nel settore di Riofreddo (fig. 19).

4. - TETTONICA ESTENSIONALE POST-OROGENICA

L'edificio compressivo della catena sabina compreso nel Foglio 366 "Palombara Sabina" è stato intensamente disarticolato dalla successiva tettonica post-orogenica a carattere estensionale. Gli effetti più evidenti di tale tettonica sono sicuramente quelli legati alla strutturazione del settore ribassato della Campagna Romana e del graben del Fiume Tevere. Alcuni degli elementi tettonici responsabili del nuovo assetto strutturale dell'area sono visibili al margine occidentale dell'edificio di catena lucretile e, per alcuni tratti, ai margini di quello cornicolano. Le strutture a carattere cinematico distensivo presenti al margine occidentale lucretile sono in genere piani di faglia ovest-immidenti



Fig. 19 – Panoramica sul sovrascorrimento UT5/UT6, in prossimità del campo sportivo di Riofreddo. La rottura di pendio segna il passaggio della superficie di accavallamento tra i calcari a briozoi e litotamni (CBZ₂ e CBZ₃), al tetto, e l'unità arenaceo-pelitica (UAP), al letto. Al tetto del sovrascorrimento la stratificazione di CBZ disegna bene l'anticlinale di rampa, con il fianco orientale molto inclinato. Questo elemento tettonico corrisponde a un tratto della linea Olevano- Antrodoto Auctt.

orientati NO-SE. Il più delle volte la presenza di discontinuità tettoniche all'interno dei depositi post-orogenesi si riesce ad intuire grazie ad alcune evidenze geomorfologiche come versanti rettilinei e brusche deviazioni dei corsi d'acqua in litologie tendenzialmente omogenee. Viceversa, all'interno delle rocce carbonatiche del substrato sono in genere presenti superfici tettoniche ben conservate, con indicatori cinematici e fasce di cataclasite associata. Quindi la maggior parte delle faglie mappate all'interno delle unità post-orogenesi sono elementi tettonici certi, in quanto molto spesso interrompono bruscamente limiti litologici, ma con specchio di faglia non visibile.

Nel settore occidentale del Foglio 366 “Palombara Sabina”, dove l'effetto della tettonica post-orogenica è più evidente, sono state riconosciute diverse direttrici strutturali. Le più ricorrenti sono: NO-SE, NE-SO, E-O e più raramente N-S.

Il margine carbonatico del settore lucretilo è principalmente strutturato da elementi tettonici a carattere distensivo orientati NO-SE, ovest-immersenti, responsabili della formazione del margine orientale della Campagna Romana. Elementi distensivi coniugati, presenti sul bordo orientale dei Monti Cornicolani, concorrono nella definizione della struttura ribassata della “Valle di Palombara Sabina-Marcellina”.

Nell'area compresa tra Cretone e Montelibretti è particolarmente evidente l'effetto della tettonica post-orogenica nell'organizzazione del reticolo di drenaggio delle acque superficiali. Qui la combinazione di elementi tettonici NE- SO e SE-NO che coinvolgono principalmente i depositi argilloso-sabbiosi dell'*unità di Torre Baccelli* (**UTB_b** e **UTB_c**) determinano brusche variazioni di direzione nelle aste fluviali, che da un deflusso NE-SO passano verso valle a un deflusso SE-NO (F.so Pazzarello-F.so Qulrani-F.so delle Grottoline; Rio Riago- Rio del Cioccato-Rio Moscio; etc.). Anche il decorso del F.so Carolano sembra essere stato influenzato dalla tettonica post-orogenica. Il F.so Carolano, che inizia il suo decorso da SO verso NE, improvvisamente, a est di Montelibretti, viene deviato verso una direzione di deflusso da est verso ovest, in corrispondenza di un sistema di faglie normali che interrompe verso nord il *plateau* di Montelibretti, ribassandone il bordo settentrionale. In questo settore, subito a nord di Montelibretti, la tettonica post-orogenica è molto ben evidente con piani di faglia orientati circa E-O, che ribassano verso nord il limite **UTB_b/UTB_c**. L'azione combinata di due elementi tettonici coniugati, appartenenti a questo sistema tettonico distensivo, determinano la formazione a nord di Montelibretti di una piccola struttura tipo graben, che ribassa un blocco di **UTB_b**. Più a nord, anche il decorso del F.so Corese, con le sue continue brusche variazioni di direzione di deflusso, suggerisce un controllo tettonico.

All'interno del settore di catena, anche il decorso del Fiume Aniene è stato fortemente condizionato dalla tettonica post-orogenica. Infatti, il tratto di valle del Fiume Aniene che ricade nel Foglio 366 "Palombara Sabina" è stato inciso in litologie silicoclastiche e carbonatiche fortemente indebolite dall'azione tettonica. A valle di Roviano, in corrispondenza della confluenza del F.so della Scarpa (affluente di destra dell'Aniene), il decorso SE-NO del Fiume Aniene subisce una brusca variazione della sua direzione di scorrimento di quasi 90°, e si dispone circa NE-SO. Questa brusca variazione nella geometria della Valle dell'Aniene è fortemente condizionata da alcuni elementi tettonici a carattere prevalentemente estensionale. Il versante destro della Valle dell'Aniene, nel tratto SE-NO, è controllato da un sistema di faglie estensionali, a direttrice NO-SE, che ribassano i carbonati miocenici affioranti a Roviano (**CBZ₂**) fino a fondo valle, facendo affiorare lungo il versante, a valle di Roviano, anche il sopostante membro delle *calcareniti a briozoi* (**CBZ₃**). Queste litofacies carbonatiche affiorano prevalentemente come rocce di faglia, allineate in direzione NO-SE. A valle della confluenza con il F.so della Scarpa, la Valle dell'Aniene si dispone decisamente in direzione NE-SO. Questa variazione di direzione della valle avviene in corrispondenza dell'intersezione del sistema di faglie a direttrice SE-NO con sistemi di faglie estensionali orientati circa ENE-OSO e NE-SO. C'è da segnalare, inoltre, che proprio in corrispondenza dell'intersezione tra queste due direttrici tettoniche che hanno controllato il decorso del Fiume Aniene, e lungo il

tratto subito a monte, sono presenti alcune risorgenze solfuree, a testimonianza di una tettonica estremamente giovane che riesce ancora ad incanalare e convogliare fluidi profondi appartenenti a circuiti idrotermali.

Sono molti gli elementi strutturali a carattere estensionale che interessano il settore di catena rappresentato nel Foglio 366 “Palombara Sabina”. Le direttrici prevalenti su cui si esplica la distensione post-orogenica sono in ordine d’importanza: (1) NO-SE; (2) NE-SO; (3) E-O; (4) N-S. Uno degli elementi strutturali più importanti per l’assetto attuale di questo segmento di catena appenninica è certamente la Faglia di Orvinio, che con il suo rigetto stratigrafico condiziona fortemente la distribuzione delle formazioni affioranti nel I quadrante del Foglio 366 “Palombara Sabina”. La Faglia di Orvinio, disposta prevalentemente lungo una direttrice NO-SE e che ribassa il settore meridionale, presenta alcuni cambiamenti di direzione lungo il suo decorso, specialmente nel suo tratto nord-occidentale. Qui attraverso alcune faglie a prevalente movimento estensionale, disposte in direzione NNO-SSE, viene trasferita la distensione lungo un elemento a direzione E-O, che ha controllato l’evoluzione morfologica dell’alta valle del F.so di Corese.

Un’ulteriore faglia a carattere estensionale che vale la pena ricordare, in quanto riveste una certa importanza nell’attuale assetto strutturale dei Monti Lucretili, è la Faglia della Valle del Diavolo. Questa è una faglia, in alcuni tratti parallela alla Faglia di Orvinio, che presenta un prevalente decorso ONO-ESE e che attraversa tutta la struttura lucretile, ribassandone il settore settentrionale.

5.-EVOLUZIONE CINEMATICA

I vincoli stratigrafici per la definizione dell’evoluzione cinematica di questo settore di catena appenninica sono molto scarsi all’interno del Foglio 366 “Palombara Sabina”. Pertanto, il quadro che viene proposto tiene conto anche di indicazioni cinematiche e tettono-sedimentarie fornite da settori circostanti l’area in esame.

Nel Foglio 366 “Palombara Sabina”, gli unici elementi che consentono di vincolare cronologicamente la strutturazione di questo settore di catena sono i depositi sin-orogenesi dell’unità *argilloso marnosa* (UAM) e dell’unità *arenaceo-pelitica* (UAP), che caratterizzano, esclusivamente, la UT5 e la UT6, al margine orientale del Foglio. Dai dati di letteratura esistenti, i depositi sin-orogenesi affioranti al margine orientale del Foglio 366 “Palombara Sabina” possono essere associati a due momenti distinti dell’evoluzione del sistema orogenico centro-appenninico. Infatti, i depositi sin-orogenesi coinvolti nella deformazione delle sub-unità UT5b e UT5c, al vertice NE del Foglio, sono riconducibili al momento Tortoniano superiore-Messiniano inferiore *p.p.* di flessurazione dell’avampaese (UAM) e al suo successivo coinvolgimento in

avanfossa (**UAP_b**) avvenuto durante il Messiniano inferiore *p.p.* (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993). Viceversa, i depositi sin-orogenesi coinvolti nella deformazione della sub-unità **UT5c** e dell'**UT6**, al vertice SE del Foglio, sono riconducibili al momento Tortoniano medio-Tortoniano superiore di flessurazione dell'avampaese (**UAM**) e al suo successivo coinvolgimento in avanfossa (**UAP_b**) avvenuto durante il Tortoniano superiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993).

Quindi, in base all'età più giovane (Messiniano inferiore) dei depositi silicoclastici cherisultano coinvolti alla base dei sovrascorrimenti che definiscono le unità tettoniche più esterne di questo segmento di catena (**UT5** e **UT6**), e altre considerazioni a carattere regionale, è possibile collocare la deformazione compressiva delle unità più esterne del Foglio, e quindi anche la strutturazione del sistema di sovrascorrimenti associato alla linea Olevano- Antrodoco, nell'evento tettono-sedimentario del Messiniano "Lago-Mare"- Pliocene inferiore (CIPOLLARI *et alii*, 1997; 1999; COSENTINO *et alii*, 2010a) (fig. 20).

Inoltre, dal momento che questo sistema di sovrascorrimenti associato allo sviluppo della linea Olevano-Antrodoco deforma i depositi legati a due diverse avanfosse appenniniche, possiamo ribadire il concetto che tale sistema di sovrascorrimenti si è strutturato durante un momento di deformazione fuori sequenza della catena centro-appenninica (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993; CIPOLLARI *et alii*, 1997; COSENTINO *et alii*, 2010a).

Nella restante parte del Foglio non sono presenti depositi sin-orogenesi. Infatti, in queste aree, i depositi più giovani delle successioni stratigrafiche presenti al disotto delle coperture post-orogenesi appartengono alla litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo* (**SPTP_{1b}**) (Burdigaliano *p.p.*-Langhiano *p.p.*), depositi ancora in regime pre-orogenico.

In aree circostanti, vincoli cinematici all'evoluzione di questo settore di catena sono presenti in Valle dell'Aia, tra la dorsale di M. Cosce e i Monti Sabini occidentali. In questo settore, affiorano depositi silicoclastici di avanfossa (*formazione Marnoso-arenacea*), attribuibili al Burdigaliano superiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997). Inoltre, nei Monti di Spoleto, sono stati segnalati, già da tempo, depositi clastici discordanti sul substrato carbonatico cenozoico ("*formazione di Belvedere*", DECANDIA & GIANNINI, 1977), più recentemente interpretati come depositi in un bacino di *thrust-top* e datati Serravalliano superiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1997b). Questi dati possono essere utilizzati per considerare il settore dei Monti di Spoleto, e più a sud, i Monti Sabini occidentali e i Monti di Narni, come appartenenti ad un segmento di catena appenninica strutturatasi durante la fase tettono-sedimentaria del Serravalliano superiore, così come suggerito da CIPOLLARI & COSENTINO (1996) e CIPOLLARI *et alii* (1997).

Nelle ricostruzioni dei modelli cinematici proposti in letteratura (CIPOLLARI

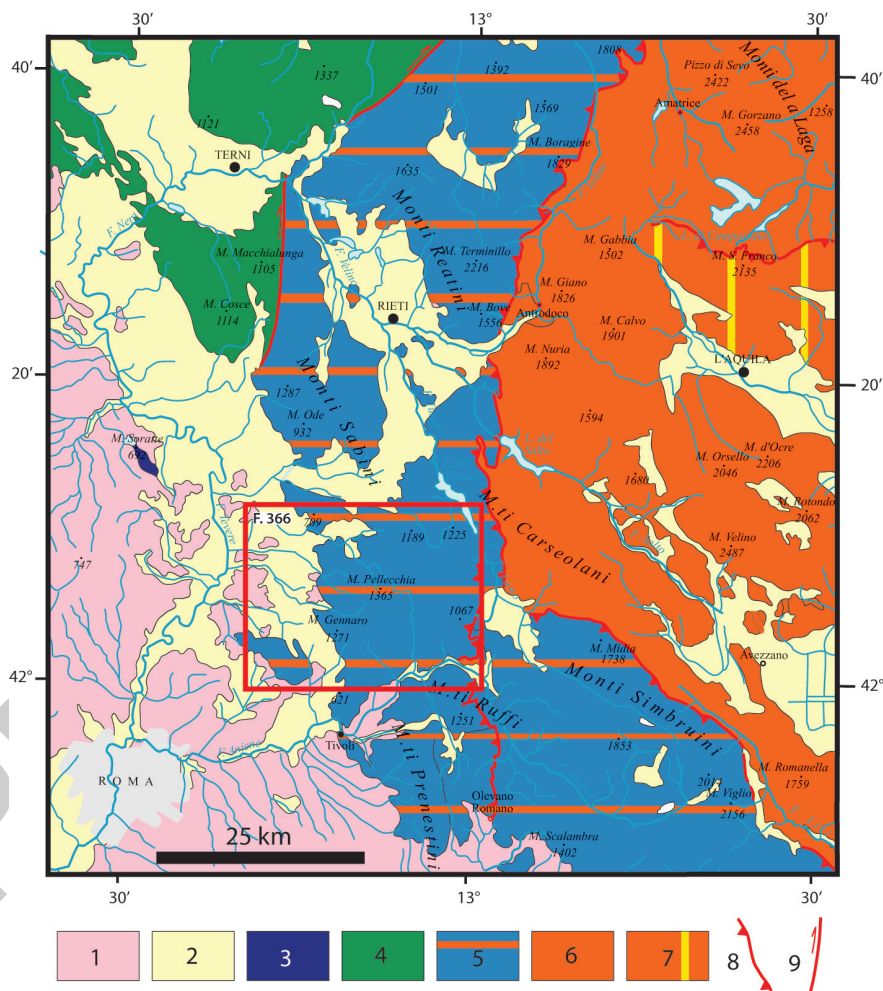


Fig. 20 – Schema di inquadramento cinematico dell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina". 1) vulcaniti (Pleistocene medio-Pleistocene superiore); 2) Depositi marini e continentali (Pliocene-Quaternario); 3) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Burdigaliano superiore; 4) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Serravalliano; 5) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Tortoniano (?) (aree interne) e il Messiniano inferiore (aree esterne), riattivate durante il Messiniano terminale-Pliocene inferiore; 6) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Messiniano terminale-Pliocene inferiore, riattivate durante il Pliocene inferiore; 7) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Messiniano terminale-Pliocene inferiore, riattivate durante il Pliocene inferiore; 8) sovrascorrimento; 9) faglia trascorrente.

& COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997), nei Monti Sabini occidentali, il limite esterno della catena appenninica sarravalliana è stato indicativamente

posto in corrispondenza della *Faglia Sabina* (ALFONSI *et alii*, 1991a), non avendo nella restante porzione di catena sabina, come detto in precedenza, vincoli cinematici derivanti da depositi sin- e tardo-orogenici (fig. 20).

Tuttavia, tenendo conto della correlazione regionale di alcune delle superfici di sovrascorrimento presenti all'interno del Foglio 366 "Palombara Sabina" è possibile formulare ipotesi leggermente diverse. La superficie di sovrascorrimento che interessa il versante occidentale della valle del T. Licenza (**UT3/UT4**) corrisponde, verso nord, al sovrascorrimento di Monte degli Elci- Monte Tancia (Foglio 357-Cittaducale), che prosegue in Umbria nel sovrascorrimento di Piediluco-Arrone-Ancaiano. Poco ad ovest di Ancaiano, a tetto del sovrascorrimento sono conservati alcuni lembi dei depositi argilloso- conglomeratici appartenenti al Bacino di Belvedere-Vallocchia (CIPOLLARI & COSENTINO, 1997).

Questa correlazione regionale del sovrascorrimento del T. Licenza consente di collocare al Serravalliano superiore la fase tettonica compressiva responsabile sia dell'individuazione del contatto tettonico **UT3/UT4**, sia della strutturazione di alcune delle unità più interne dell'edificio di catena nel Settore Sabino. Le unità tettoniche più interne, come l'*Unità di Monte Morra* (**UT1**) e l'*Unità di Monte Castelvechio-Monte Gennaro* (**UT2**), potrebbero essersi formate con la precedente fase tettonica compressiva, che durante il Burdigaliano inferiore strutturava i settori più interni dell'Appennino centro-settentrionale. Nell'area in esame, comunque, come detto in precedenza, non esistono dati certi a sostegno di questa ipotesi. Partendo dall'ipotetica età del contatto **UT3/UT4**, e conoscendo i vincoli cinematici per le unità tettoniche più esterne (**UT5** e **UT6**), possiamo suggerire un'età di deformazione Tortonian superiore per l'Unità tettonica di Cima Casarene-Cimata delle Serre (**UT4**). Allo stesso momento deformativo possiamo associare la strutturazione dell'**UT5a** del settore Cineto Romano-Saracinesco, dal momento che limita verso ovest e sovrascorre un settore legato allo sviluppo dell'avanfossa del Tortonian superiore. Viceversa, l'**UT5a** affiorante a nord della Faglia di Orvinio (M. Marsicano-Pozzaglia Sabina-M. Croce) potrebbe aver subito la sua prima deformazione orogenica durante il Messiniano inferiore, in quanto limita verso ovest e coinvolge al letto del sovrascorrimento basale depositi silicoclastici appartenenti all'avanfossa appenninica di quell'età.

La presenza di indicatori cinematici multipli sui piani di sovrascorrimento di questo segmento di catena appenninica, con pieghe di letto decapitate (Monte degli Elci, Nerola, Colle Cima Coppi, Licenza e Roccagiovine), fanno pensare a più momenti di deformazione compressiva che hanno interessato lo stesso settore di catena in un contesto di tettonica orogenica fuori sequenza.

D'altra parte, è stata da tempo suggerita (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993; CIPOLLARI *et alii*, 1997) l'attivazione fuori sequenza del sistema di sovrascorrimenti facenti parte della linea Olevano-AnTRODoco, con andamento obliquo rispetto al sistema dei principali fronti appenninici in sequenza

piggyback. In questo quadro cinematico di riferimento, il segmento sabino della catena appenninica strutturatosi per la prima volta durante l'evento tettono-sedimentario del Serravalliano superiore (UT1-UT3), o forse Burdigaliano superiore (UT1-UT2), sarebbe stato riattivato fuori sequenza durante la successiva fase appenninica del Messiniano "Lago-Mare"/Pliocene inferiore, che coinvolge per la prima volta in catena le unità più esterne presenti nel Foglio a nord della Faglia di Orvinio (UT5b e UT5c).

Per quanto riguarda la tettonica post-orogenesi, durante il rilevamento del Foglio 366 "Palombara Sabina" non sono stati osservati elementi tettonici chiaramente riconducibili alle prime fasi estensionali, che nell'area ha determinato la strutturazione del graben della Valle del Tevere o della depressione del paleo-Corese e del paleo-Aniene, anche se molto spesso alcuni di questi elementi tettonici sono stati ipotizzati sepolti sotto le coperture plio-pleistoceniche.

Gran parte degli elementi tettonici a carattere distensivo cartografati nel Foglio 366 "Palombara Sabina" sono da considerarsi post-gelasiani, dal momento che dislocano i depositi del *sintema del paleo-Farfa*, secondo varie direttrici strutturali.

Riassumendo, le fasi principali della deformazione compressiva che ha interessato l'area sono: (1) una prima fase di deformazione orogenica a livello di Serravalliano superiore, per le unità tettoniche al tetto del sovrascorrimento del

T. Licenza, senza poter escludere una fase di deformazione Burdigaliana per le unità più interne dell'edificio della catena sabina (Unità di Monte Morra e Unità di Monte Castelveccchio-Monte Gennaro); (2) una prima deformazione nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore per le unità tettoniche che si trovano al tetto del sistema di sovrascorrimenti appartenenti alla Linea Olevano- Antrodoco; (3) una prima deformazione durante il Messiniano terminale per l'unità tettonica al letto del sistema di sovrascorrimenti della Linea Olevano- Antrodoco, a nord della Faglia di Orvinio. Le indicazioni di riattivazione mostrate dalla maggior parte delle superfici di sovrascorrimento presenti nell'area in esame denotano una ripresa della deformazione compressiva in settori già precedentemente orogenizzati.

Le ultime evidenze tettoniche presenti nell'area appartengono a un regime tettonico distensivo che, a partire dal Messiniano, ha interessato tutto il margine tirrenico dell'Appennino, creando bacini sedimentari in forte subsidenza, con conseguenti ingressioni marine da parte del Mar Tirreno, e intenso vulcanismo plio-pleistocenico. In seguito a questa fase tettonica distensiva, la precedente struttura a sovrascorrimenti della catena sabina è stata fortemente disarticolata in alti e bassi strutturali, che hanno condizionato l'evoluzione del paesaggio soprattutto in termini di condizionamento del ruscellamento superficiale e di drenaggio del reticolo fluviale.

PROGETTO
CARG

VII - TETTONICA GIURASSICA E DOMINI DI PIATTAFORMA CARBONATICAPELAGICA

A. Bollati, S. Corrado, D. Cosentino & M. Marino

1. - INTRODUZIONE

Nel Giurassico inferiore (Sinemuriano inferiore) la tettonica estensionale legata all'evoluzione del dominio neo-tetideo ha causato lo smembramento della paleo-piattaforma appenninica di mare basso (*Dolomia Principale* e *Calcare Massiccio*) causando, in Appennino centrale, l'individuazione di differenti domini deposizionali: la Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese persistente per tutto il resto del Mesozoico e i Domini Umbro-Marchigiano e Sabino, rappresentati da bacini pelagici con fondali dall'articolata paleotopografia per la presenza di paleoalti morfo-strutturali (FARINACCI, 1970; 2002; CENTAMORE *et alii* 1971; BERNOULLI & JENKYNs, 1974; CANTELLI *et alii*, 1978; FARINACCI *et alii*, 1981; CASTELLARIN *et alii*, 1982; BICE & STEWART, 1985; 1990; SANTANTONIO, 1993;

1994; MORETTINI *et alii*, 2002; GILL *et alii*, 2004). Questi ultimi sono generalmente delimitati da paleoscarpate che rappresentano l'evoluzione morfologica delle faglie estensionali attive nel Giurassico inferiore, lungo le quali sono esposti (in ambiente sottomarino) i depositi della paleo-piattaforma. Il Dominio Sabino rappresenta un dominio di transizione tra la Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese e il Dominio Umbro-Marchigiano (DAMIANI *et alii*, 1992 e bibliografia citata; COSENTINO *et alii*, 2010a e bibliografia citata),

all'interno del quale si sono delineate due principali paleo-strutture: il Bacino Sabino e il Plateau Sabino, il più ampio (centinaia di km²) paleoalto noto in Appennino (GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002; COSENTINO *et alii*, 2006).

Numerosi paleoalti di minore entità (sino a qualche decina di km²) sono noti sia in Sabina (LEONARDI *et alii*, 1997; MARINO, 2004a; BOLLATI *et alii*, 2012) sia nel Dominio Umbro-Marchigiano (CENTAMORE *et alii*, 1971; FARINACCI *et alii*, 1981; GALLUZZO & SANTANTONIO, 1994; GALDENZI & MENICETTI, 1999).

Sugli alti strutturali, subito dopo lo smembramento della paleo-piattaforma (Sinemuriano inferiore), si sviluppano sistemi deposizionali a produzione mista neritico/pelagica (MARINO, 2004a; 2004b): questo è testimoniato dal *Calcare Massiccio B* nel quale si rinvencono alghe calcaree, aggregati algali, spicole di spugna, ammoniti, radiolari, e nannoplacton calcareo. Questi depositi si rinvencono al *top* dei paleoalti (vedi anche CENTAMORE *et alii*, 1971) e lungo i suoi fianchi (MARINO, 2004a; 2004b), a formare piccoli ventagli di depositi alimentati dal *top* dei paleoalti. Questi sistemi persistono sino al Pliensbachiano inferiore, quando gli alti strutturali infine annegano (MORETTINI *et alii*, 2002; MARINO, 2004a) ed evolvono a Piattaforme carbonatiche pelagiche (PCP *sensu* SANTANTONIO, 1993; 1994). Le PCP sono documentate dalla presenza di depositi carbonatici condensati ricchi in ammoniti, che formano successioni discontinue di età compresa tra il Pliensbachiano inferiore e il Titoniano, i cui massimi spessori si aggirano sull'ordine di alcune decine di metri (FARINACCI *et alii*, 1981; FARINACCI, 1987; CECCA *et alii*, 1991; SANTANTONIO, 1993; 1994; BARTOLINI &

CECCA, 1999; GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002). Inoltre, nel corso del Giurassico, i sedimenti nel bacino pelagico (BP) in prossimità dei paleoalti si assestano con geometrie di tipo *onlap* sulle paleoscarpate e a causa della bassa velocità di sedimentazione sui paleoalti (risultante anche dal maggior potenziale di erosione dei sedimenti), la paleotopografia creata durante la fase tettonica sinemuriana viene quasi completamente livellata alla fine del Giurassico.

I sistemi PCP/BP sono stati ricostruiti attraverso il riconoscimento delle associazioni di facies pelagiche (*sensu* SANTANTONIO, 1993; vedi anche GALLUZZO & SANTANTONIO, 2004): (1) l'associazione di facies condensata "A", rappresentata da pelagiti condensate para-concordanti sul *Calcare Massiccio*, con una geometria tipicamente bombata ("a panettone" in GALLUZZO & SANTANTONIO, 2004), identifica il *top* degli alti strutturali; (2) l'associazione di facies risedimentata "B" è tipica del bacino; (3) l'associazione di facies composita "C" è associata a pelagiti condensate distribuite in maniera casuale lungo le paleoscarpate, che possono contenere litoclasti. Questi ultimi depositi formano normalmente successioni che appoggiano in discordanza sul *Calcare Massiccio* con all'interno numerose superfici di discordanza angolare e sono coperte da depositi pelagici in *onlap*. Questi depositi testimoniano la sedimentazione e la conservazione occasionale di sedimenti lungo i margini erosionali in area protette e

poco estese (p.e. *block-scar*).

Lungo le paleoscarpate, i tipici calcari peritidali del *Calcare Massiccio* mostrano una banda di silicizzazione sotto forma di noduli di silice, e vacuoli riempiti di calcedonio e quarzo (DI BUCCI *et alii*, 1990; SANTANTONIO *et alii*, 1996; GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002; 2004; COSENTINO *et alii*, 2006). La

silicizzazione del *Calcare Massiccio* è dovuta all'*onlap* da parte dei depositi bacinali lungo le paleoscarpate, per cui marca la discordanza tra *Calcare Massiccio* e pelagiti. Queste stesse caratteristiche si possono ritrovare anche sugli olistoliti che sono imballati nella successione bacinale.

1.1. - TETTONICA GIURASSICA NEI MONTI CORNICOLANI E LUCRETILI OCCIDENTALI

Nell'ambito del Foglio 366 "Palombara Sabina" sono state individuate due aree in cui affiorano evidenze degli effetti della tettonica sinemuriana che ha determinato nell'area la formazione di sistemi PCP/BP. Nei Monti Cornicolani e nei Monti Lucretili occidentali, nei dintorni dell'abitato di Monteflavio, affiorano successioni sedimentarie giurassiche riconducibili ad ambientazioni di PCP, che meritano una descrizione di dettaglio e che costituivano, almeno nel primo caso, parte del Plateau Sabino (*sensu* GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002). L'ambientazione di PCP presente nei Monti Cornicolani è già nota in letteratura (CHIOCCHINI *et alii*, 1979; COSENTINO *et alii*, 2006 e bib. cit.), mentre quella presente nei Monti Lucretili occidentali, segnalata per la prima volta in questa nota, rappresenta una novità frutto dei rilevamenti eseguiti per la realizzazione del Foglio 366 "Palombara Sabina".

1.1.1. - Monti Cornicolani

Nel dettaglio, l'area dei Monti Cornicolani è interessata dall'affioramento di successioni stratigrafiche giurassico-cretaciche riconducibili sia ad ambientazioni di BP sia di episcarpata relativa a una PCP. Nel settore a N di Poggio Cesi, la successione stratigrafica affiorante presenta facies riconducibili ad ambientazioni di BP. Infatti, nell'area di Colle della Chiesuola, al disopra dei calcari peritidali dell'Hettangiano-Sinemuriano *p.p.* (*Calcare Massiccio*) poggiano i litotipi della *corniola detritica* (Sinemuriano *p.p.*-Toarciano *p.p.*), caratterizzati prevalentemente da calcari micritici e detritici con liste e noduli di selce, contenenti, prevalentemente, radiolari e spicole di spugna. In questo settore, una faglia estensionale non consente l'affioramento dei calcari marnosi nodulari delle *Marne di Monte Serrone* (Toarciano *p.p.*) e mette a contatto la *corniola detritica*, al letto della faglia, con i *Calcari e Marne a Posidonia* (Toarciano *p.p.*- Bajociano), al tetto della faglia. La successione di Colle della Chiesuola continua con l'affioramento dei *Calcari Diasprigni* (Calloviano-Kimmeridgiano *p.p.*), caratterizzati dalla presenza di



Fig. 21 – Affioramento di Calcare Massiccio (MAS) silicizzato, caratteristico dell'ambiente di paleoscarpata di una PCP; Monti Cornicolani, tra Montecelio e Poggio Cesi.

abbondante selce policroma, dei *Calcari a Saccocoma ed Aptici* (Kimmeridgiano *p.p.*-Titoniano *p.p.*) e dei calcari micritici a radiolari e tintinnidi della *Maiolica* (Titoniano *p.p.*-Aptiano *p.p.*).

I settori di Montecelio, Poggio Cesi, S. Angelo Romano e Guidonia-UNICEM sono caratterizzati dall'affioramento di depositi giurassici di episcarpata poggianti in discontinuità sopra i calcari peritidali del Giurassico inferiore (*Calcare Massiccio*). A volte, il contatto tra i depositi di episcarpata e il sottostante *Calcare Massiccio* è segnato da una vistosa discordanza angolare, in alcuni casi prossima a 90°. Un elemento molto interessante, come rilevato anche in altri settori dell'Appennino umbro-marchigiano (DI BUCCI *et alii*, 1994; SANTANTONIO *et alii*, 1996), è la presenza della salbanda di silicizzazione che interessa il *Calcare Massiccio* al disotto dei depositi di episcarpata. In affioramento, generalmente, la silicizzazione del *Calcare Massiccio* si presenta con piccole sferule di selce poggianti al disopra di una superficie molto elaborata di *Calcare Massiccio* (fig. 21). Non mancano, tuttavia, liste e lenti di selce di maggiori dimensioni. A volte (NO di Montecelio), la selce si presenta in piccoli filoni sedimentari all'interno del *Calcare Massiccio*. I depositi di episcarpata sono, in genere, costituiti da calcari nodulari, distinguibili per il loro contenuto fossilifero. In questo settore sono stati distinti, e cartografati separatamente, alla scala 1:10.000, i *calcari*

nodulari inferiori, i *calcarei nodulari a filaments* e i *calcarei nodulari a saccocoma ed aptici* (COSENTINO *et alii*, 2006), che corrispondono, rispettivamente, ai *Calcarei nodulari dell'Infernaccio*, ai *Calcarei nodulari a filaments di Fosso del Presale* e ai *Calcarei nodulari ad ammoniti e aptici di Cava Bugarone*.

I *Calcarei nodulari dell'Infernaccio* sono costituiti da calcari nodulari avana con noduli limonitici e contengono, principalmente, foraminiferi bentonici, spicole di spugna, articoli di crinoidi, gasteropodi, brachiopodi, ostracodi e abbondanti embrioni di ammoniti (Pliensbachiano *p.p.*). Questi affiorano in plaghe discontinue, nel settore a sud di Poggio Cesi, e poggiano, in discordanza, sui depositi peritidali del *Calcare Massiccio*. A nord di Poggio Cesi, i *Calcarei nodulari dell'Infernaccio* poggiano in paraconcordanza sui depositi di paleopiattaforma dell'Hettangiano - Sinemuriano *p.p.* e sono ricoperti dai depositi bacinali della *corniola detritica*. Una situazione molto simile a questa è osservabile nel settore di Montecelio. Altri affioramenti dei *Calcarei nodulari dell'Infernaccio* si possono osservare a est e a nord del paese di S. Angelo Romano. In questo settore, i *Calcarei nodulari dell'Infernaccio* passano verso l'alto ai *Calcarei nodulari a filaments di Fosso del Presale*.

I *Calcarei nodulari a filaments di Fosso del Presale* sono costituiti da calcari nodulari grigi e nocciola, con abbondanti resti filamentosi, radiolari, spicole di spugna e ostracodi (Toarciano *p.p.*-Bajociano inferiore). Questi costituiscono gran parte dei depositi di episcarpata rilevati nei Monti Cornicolani e affiorano a nord e a est di S. Angelo Romano, a sud di Poggio Cesi, a nord e nord-ovest di Montecelio e a nord di Guidonia.

I *Calcarei nodulari ad ammoniti e aptici di Cava Bugarone* sono costituiti da calcari nodulari grigio-verdastri e nocciola, con *Saccocoma*, aptici e radiolari (Kimmeridgiano *p.p.*-Titoniano). Questi sono stati rilevati soltanto in una piccola plaga isolata, discordante sul *Calcare Massiccio*, a nord di S. Angelo Romano.

Infine, i calcari micritici della *Maiolica* ricoprono i depositi di paleoscarpata dei Monti Cornicolani, livellando la paleobatimetria del fondo marino. La formazione delle *Marne a Fucoidi* costituisce l'ultimo termine della successione pre-orogena affiorante nel settore dei Monti Cornicolani.

Nell'assetto stratigrafico dei Monti Cornicolani orientali è da segnalare la presenza di processi di dolomitizzazione secondaria che interessano sia i depositi di paleoscarpata che una parte dei sovrastanti depositi. Questo fenomeno è particolarmente evidente nel settore di S. Angelo Romano e a nord di Guidonia (zona cementificio UNICEM), dove la dolomitizzazione risulta molto diffusa e interessa i calcari micritici della *Maiolica*, i *Calcarei nodulari dell'Infernaccio*, i *Calcarei nodulari a filaments di Fosso del Presale* e i *Calcarei nodulari ad ammoniti e aptici di Cava Bugarone*. In legenda questi litotipi dolomitizzati sono stati accorpati in un'unica casella denominata *dolomie di S. Angelo Romano*.

Un altro elemento degno di nota è la presenza di numerosi filoni sedimentari



Fig. 22 – Filone sedimentario, costituito da un calcare micritico giallo-avana, leggermente marnoso, sterile, all'interno del *Calcare Massiccio* (MAS) dei Monti Cornicolani. L'affioramento è lungo la strada che sale a S. Angelo Romano.

nei calcari peritidali del *Calcare Massiccio*. Si tratta, in genere, di filoni di spessore variabile tra 2 m e pochi cm, costituiti da micrite nocciola e/o bianca, il più delle volte sterili (fig. 22). Molto spesso i filoni sedimentari mostrano un riempimento polifasico. E' frequente, infatti, notare sulle pareti dei filoni, clasti costituiti da elementi micritici, denotanti una riattivazione della struttura filoniana. Le principali orientazioni rilevate risultano parallele all'andamento della paleoscarpata (NO-SE). Non mancano, tuttavia, filoni disposti secondo giaciture ad essa ortogonali. Nelle cave a sud di S. Angelo Romano, sono stati rilevati due sistemi di filoni sedimentari orientati $N335^{\circ}/80^{\circ}$ e $N160^{\circ}/75^{\circ}$, compatibili con un sistema estensionale coniugato, con tensore di massima estensione lungo la direttrice OSO-ENE.

1.1.2. - Monti Lucretili occidentali

Nei Monti Lucretili occidentali in una ristretta area di circa un km^2 compresa tra Passo la Croce e Colle Macchia Petrosa, poco a nord dell'abitato di Monteflavio, è stata messa in evidenza la presenza di filoni sedimentari all'interno dei calcari peritidali del *Calcare Massiccio* e di successioni condensate di paleoalto strutturale, mentre nell'area di Monte Mozzone è stato individuato un olistolite

chilometrico di *Calcare Massiccio* coperto in discordanza da depositi pelagici; analoghe evidenze sono state riscontrate anche lungo il versante settentrionale di Monte Pellicchia, infine in loc. Macchia Petrosa è stato riconosciuto un deposito ascrivibile al *Calcare Massiccio* B. Nel complesso queste associazioni di facies hanno permesso la ricostruzione della paleogeografia di un sistema PCP/BP anche nei Monti Lucretili occidentali (BOLLATI *et alii*, 2012).

- Sezione di Passo la Croce

Affioramenti di pelagiti condensate sono state cartografate nei pressi di Passo la Croce, già parzialmente segnalate da BENELLI (1962). Queste pelagiti sono caratterizzate da differenti litofacies ed età che dal basso verso l'alto sono:

- *packstone/wackestone* e localmente *mudstone* nocciola, contenenti piccoli terebratulidi, resti di echinodermi, ammoniti (da 0,5 a 1 cm), foraminiferi bentonici (lagenidi e involutinidi) e radiolari (fig. 23, A; fig. 24, A), ammoniti riferibili al genere *Fuciniceras* sp. che documentano il limite Pliensbachiano inferiore-superiore. All'interno delle pelagiti sono presenti anche rari clasti di *Calcare Massiccio* (fig. 24, C).

- Lumachella ad ammoniti (fig. 23, B; fig. 24, B) con resti di *Atractites* sp. che indicano un generico Giurassico inferiore.

- *Wackestone* marnosi nodulari da biancastri a rossastri con resti di bivalvi a guscio sottile (CONTI & MONARI, 1990; *Posidonia Auctt.* o *filaments*; fig. 23, C; fig. 24, D, E), con noduli a tratti sub-angolari che formano conglomerati, indicanti probabilmente un rimaneggiamento (FLÜGEL, 2004).

Affioramenti di pelagiti condensate sono stati segnalati in areali molto limitati (dell'ordine del metro fino a qualche decina di m²) e distribuiti casualmente in appoggio discordante sul *Calcare Massiccio*, attualmente immergente verso O a monte di Passo la Croce, a riempire piccole tasche erosionali e pozze (fig. 23, D). Localmente questi riempimenti sono costituiti da dolomie calcaree sparitiche giallastre e verdastre (fig. 23, E), completamente ricristallizzate in cui non sono riconoscibili tessiture sedimentarie e microfossili. Pelagiti condensate sono state anche ritrovate in giacitura filoniana a tagliare il substrato carbonatico peritidale. I dicchi hanno uno spessore massimo di 3 m e lunghezze fino a 20 m (fig. 23, F). La loro giacitura varia da E-O a NE-SO spostandosi da E a O con pendenze comprese tra 75 e 50° (fig. 23, G). Sulla base di queste caratteristiche, le pelagiti sono state interpretate come indicanti un ambiente di epi-scarpata (associazione di facies "C").

Al top, il *Calcare Massiccio* e le pelagiti condensate sono ricoperte in *onlap* dai *Calcari e Marne a Posidonia*. Inoltre in tutta l'area di Passo la Croce, il *Calcare Massiccio* è localmente coperto di piccoli noduli di selce a testimoniare che risulta conservato in affioramento il contatto originario tra il substrato



Fig. 23 – Passo la Croce: A-calcari bioclastici del Pliensbachiano, con ammoniti, brachiopodi e echi-
 nodermi; B-lumachella ad ammoniti (Giurassico inferiore); C-calcare marnoso nodulare ricco in bival-
 vi pelagici; D-pelagiti condensate a riempimento di tasche erosionali nel Calcare Massiccio; E-dolo-
 mia calcarea giallo-verdastra in filoni sedimentari nel Calcare Massiccio; F e G-filoni sedimentari da
 decametrici (F) a decimetrici (G) di pelagiti condensate nel Calcare Massiccio; H-Calcare Massiccio
 silicizzato.

peritidale e la successione pelagica (fig. 23, H).

Tutte queste caratteristiche documentano nell'area di Passo la Croce la presenza di una porzione della paleoscarpata che borda il paleoalto strutturale; la superficie di

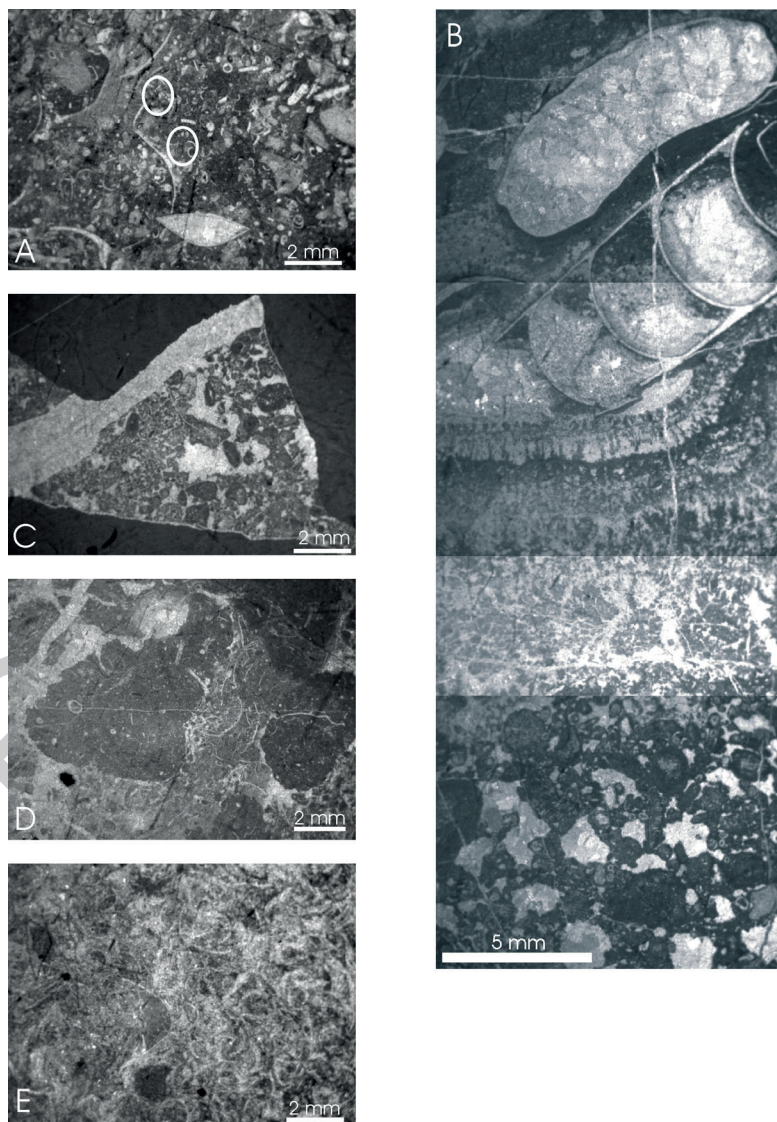


Fig. 24 – Microfacies delle pelagiti condensate di Passo la Croce: A- packstone bioclastico (Pliensbachiano) contenente foraminiferi bentonici (incluso *Agerina martana*, cerchi bianchi), echinodermi, molluschi, brachiopodi, spicole di spugna e radiolari; B-pelagite condensata ricca in ammoniti (Pliensbachiano), a riempimento di un filone sedimentario in Calcare Massiccio (parte inferiore della foto); C-clasto spigoloso di Calcare Massiccio incluso nelle pelagiti condensate; D-calcare marnoso nodulare con bivalvi pelagici; E-pelagite condensata ricca in bivalvi pelagici

questa paleoscarpata è tappezzata da depositi di pelagiti condensate comprese tra il Pliensbachiano e il Toarciano-Bajociano, successivamente coperte in *onlap* da depositi bacinali del Giurassico medio.

- Sezione di Valle di Macchia

Nei dintorni dell'abitato di Montorio Romano, affiora il passaggio tra il *Calcare Massiccio* e la *corniola detritica*, caratterizzato dalla presenza tra le due unità di litologie con caratteristiche miste, litostratigraficamente definite come *Calcare Massiccio* B. Il *Calcare Massiccio* è qui costituito da calcari biancastri massivi, principalmente caratterizzato da *grainstone* ad oncoidi. La *Corniola detritica* è costituita da calcari con selce ben stratificati (con strati tra i 5 e i 20 cm di spessore) rappresentati da un'alternanza di *mudstone/wackestone* con radiolari, spicole di spugna, piccoli bioclasti, e calcareniti con peloidi risedimentati e noduli algali. Olistoliti di *Calcare Massiccio* sono imballati all'interno della *corniola detritica* a est di Vallemacchia (Loc. Monte Calvario). Il *Calcare Massiccio* B è composto da *packstone* mal stratificati, con peloidi, granuli algali rivestiti, resti di echinodermi e bioclasti. Sono raramente presenti anche clasti di *Calcare Massiccio*. La transizione *Calcare Massiccio* B/*corniola detritica* è netta e marcata litologicamente dalla comparsa della stratificazione e di noduli di selce. Localmente la superficie sommitale del *Calcare Massiccio* B è erosionale.

Similmente al *Calcare Massiccio* della sezione di Passo la Croce, anche qui il *Calcare Massiccio* B è silicizzato: questa superficie marca un'*unconformity*, interpretata come un *onlap* dei depositi della *corniola detritica* sul *Calcare Massiccio* B. La presenza di litoclasti di *Calcare Massiccio* suggerisce che i depositi ascritti al *Calcare Massiccio* B si siano accumulati a ventaglio (o *apron* carbonatico) lungo un fianco del paleoalto, analogamente a quanto già descritto in letteratura per il Giurassico di alcune località dell'Appennino settentrionale (MARINO, 2004).

L'analisi di facies delle sezioni sopradescritte permette di identificare i margini di un alto intrabacinale. Nell'area di Passo la Croce è esposta la paleoscarpata, coperta in *onlap* dai depositi pelagici medio-alto giurassici.

Nella sezione di Val di Macchia la superficie di paleoscarpata non è esposta, il margine del paleoalto è testimoniato dall'affioramento di depositi a sedimentazione mista neritico/pelagica del Giurassico inferiore (*Calcare Massiccio* B) probabilmente a formare un ventaglio, ricoperto in *onlap* dai depositi della *corniola detritica*.

Attualmente il paleoalto è bordato verso nord e sud dagli originari paleomargini, mentre i suoi bordi occidentale e orientale non affiorano o sono obliterati dalla tettonica neogenica. Inoltre, al *top* del paleoalto non è testimoniata l'associazione di facies A, probabilmente a causa dell'assetto tettonico e dell'erosione.

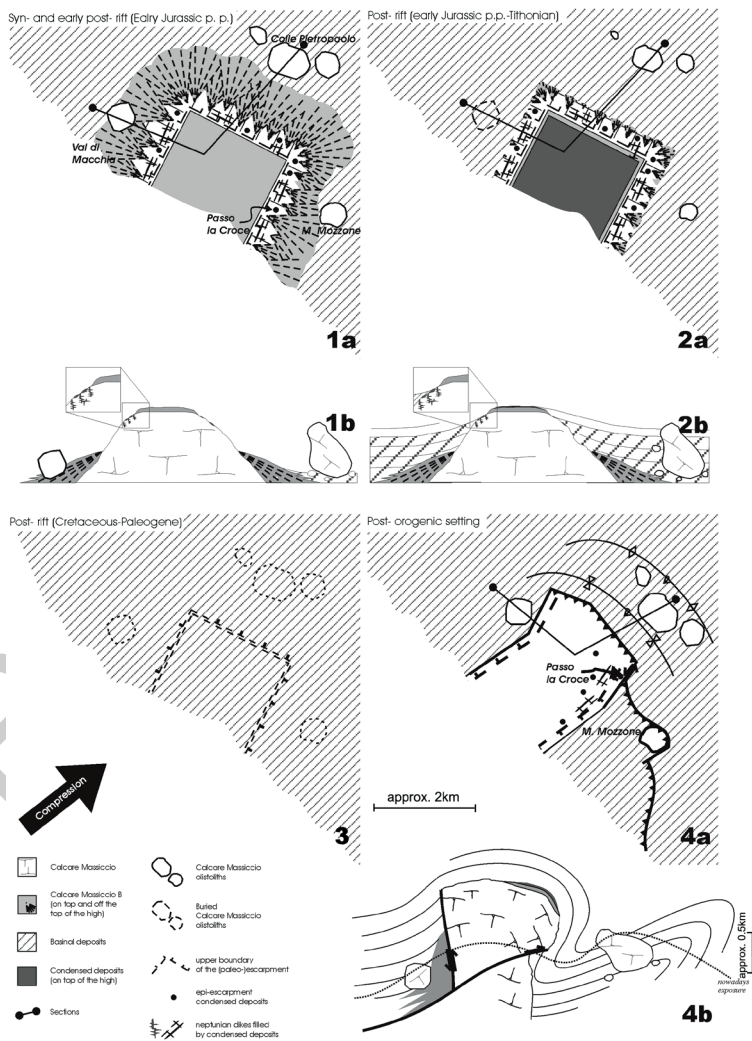


Fig. 25 – Schema paleogeografico del settore Passo la Croce- Val di Macchia (da BOLLATI et alii, 2012): 1-formazione di un alto intrabacinale con sedimentazione di Calcare Massiccio B e formazione di corpi detritici alla base dell'alto, inclusi grandi olistoliti (megabrecce); a-pianta; b-sezione; 2- sedimentazione di pelagiti condensate al top dell'alto intrabacinale (PCP) e lungo i margini della scarpata (Pliensbachiano- Tithoniano); a-pianta; b- sezione; 3-la tettonica neogenica ha prodotto il tilting delle geometrie originarie della PCP e un raccorciamento in direzione SO-NE; 4- assetto attuale dell'area in esame; a- pianta; b-sezione.

In sintesi, l'alto strutturale affiorante nei Monti Lucretili occidentali, costituito da carbonati di piattaforma (*Calcare Massiccio A*), si è sviluppato a partire dal Giurassico inferiore come risultato della tettonica estensionale regionale che ha interessato la paleopiattaforma appenninica costituita dalla *Dolomia Principale* (Retico) e dal *Calcare Massiccio A* (Hettangiano-Sinemuriano *p.p.*). Il paleoalto ha mantenuto le sue caratteristiche sino a parte del Titoniano, alimentando il circostante basso strutturale con olistoliti e flussi carbonato-clastici. Successioni discontinue del Pliensbachiano inferiore-Titoniano, costituite da carbonati condensati ricchi in ammoniti, attualmente conservati sul *top* e sui fianchi del paleoalto, testimoniano l'annegamento dell'alto e la sua evoluzione in PCP nel Pliensbachiano inferiore (fig. 25). Le paleoscarpate sono ancora conservate sui bordi nord e sud del paleoalto e sono marcate da una banda di silicizzazione costituita da noduli di silice in corrispondenza dell'*unconformity* tra *Calcare Massiccio* e pelagiti.

VIII – CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE DEL FOGLIO 366 PALOMBARA SABINA

G. Capelli & R. Mazza

1. - ASSETTO IDROGEOLOGICO

Il Foglio 366 “Palombara Sabina” si estende su unità e bacini idrogeologici del territorio sabino, appartenenti al Sistema dei Monti Sabini meridionali. Nel settore orientale e meridionale i Monti Lucretili e Cornicolani costituiscono le aree di ricarica di acquiferi di importanza regionale, che in alcuni settori del Foglio vengono confinati da estese e potenti coperture costituite dai depositi argilloso-sabbiosi neogenici. I principali punti di drenaggio di questo sistema e quindi anche delle unità idrogeologiche presenti nel Foglio, sono le Sorgenti delle Capore, ubicate nel Torrente Farfa a nord, e le Sorgenti delle Acque Albule, prossime all’Aniene, a sud (BONI *et alii*, 1988).

Nel settore occidentale, le argille plioceniche, oltre a fungere da *acquiclude* basale al complesso dei depositi clastici eterogenei, mantengono confinata la falda carsica sabina, ospitata dai depositi carbonatici ribassati in corrispondenza del *graben* tiberino. Nelle zone di minore spessore del complesso argilloso e di maggiore sollecitazione tettonica, si ha la risalita della falda dei carbonati (in pressione), che presenta caratteristiche chimico-fisiche differenti rispetto a quelle proprie della circolazione nei depositi terrigeni.

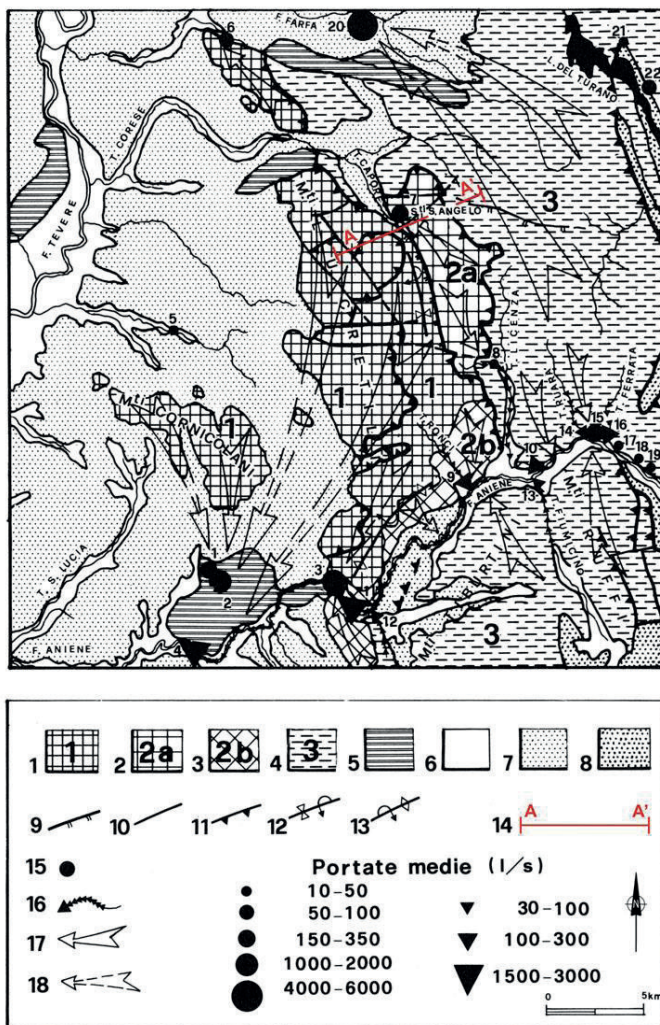


Fig. 26 – Carta delle Unità e dei complessi idrogeologici della Sabina meridionale (da CAPELLI et alii, 1989). Legenda: 1) Unità idrogeologica 1; 2) Unità idrogeologica 2a; 3) Unità idrogeologica 2b; 4) Unità idrogeologica 3; 5) Complesso idrogeologico dei travertini (Quaternario); 6) Complesso idrogeologico delle alluvioni fluviali (Pleistocene – Olocene); 7) Complesso idrogeologico dei sedimenti marini e continentali di copertura (Plio- Pleistocene); 8) Complesso idrogeologico dei flysch marnoso-arenacei (Tortoniano); 9) faglia diretta; 10) faglia indeterminata; 11) sovrascorrimenti e faglie inverse; 12) asse di sinclinale rovescia; 13) asse di anticlinale rovescia; 14) traccia del profilo idrogeologico (vedi Fig. 2); 15) sorgente localizzata; 16) sorgente lineare; 17) direzione del flusso sotterraneo in falda libera; 18) direzione del flusso sotterraneo in falda imprigionata.

1.1. - SETTORE DI AFFIORAMENTO DEL DOMINIO CARBONATICO

Il settore carbonatico è condizionato dall'esistenza di tre unità tettoniche accavallate e separate tra loro da superfici di sovrascorrimento a debole immersione, con giacitura verso ovest; esse risultano costituite da differenti complessi litoformazionali e presentano diversi comportamenti idrogeologici. Nel Foglio si individuano tre unità idrogeologiche che in parte ricalcano quelle tettoniche (CAPELLI *et alii*, 1990).

1.1.1. - Unità idrogeologica 1

La prima e più importante unità idrogeologica presente nel Foglio si identifica in affioramento con le dorsali dei Monti Cornicolani, Monte Castelvechio, Monte Zappi, Monte Morra e Monte Lecinone. L'acquifero è costituito essenzialmente dal termine triassico della successione sabina, dal *Calcere Massiccio* e dalla *Corniola* e subordinatamente dalla *Maiolica* e dai *calcari detritici con Posidonia*. La formazione delle *Marne di Monte Serrone*, pur essendo presente in affioramento ed in profondità, non gioca un ruolo determinante nell'ambito di questa idrostruttura e la sua presenza contribuisce più che altro a mantenere elevato il gradiente piezometrico, che supera probabilmente, lungo alcune direttrici, il 10%. Da Nerola a Montorio il limite della prima Unità è individuato dal piano suborizzontale di accavallamento di questa sulla Unità idrogeologica inferiore, identificata con il numero 3 (fig. 26). Procedendo verso sud, il limite di flusso è rappresentato da una struttura sinclinalica suborizzontale, coricata verso est, che dalle sorgenti delle Capore-S. Angelo si prolunga sino a Monte La Guardia. Nel profilo di figura 2 si osserva come il fianco orientale della sinclinale sia troncato da un motivo distensivo che interessa gran parte del settore settentrionale dei Monti Lucretili. Verso sud un altro elemento strutturale, in questo caso costituito da una anticlinale coricata verso sud-est, riduce fortemente le possibilità di drenaggio dell'Unità 1 verso l'Aniene (fig. 27). La funzione di tamponamento su tutto il fianco occidentale è esercitata dalle coperture plio-pleistoceniche, caratterizzate in massa da bassa conducibilità idraulica. Il drenaggio sotterraneo sia del settore lucretile che di quello cornicolano dell'Unità 1, è rivolto verso le Sorgenti di Acquoria, delle Acque Albule e più in generale verso il settore del Fiume Aniene, tra esse compreso. Le aree di ricarica sopra indicate ricoprono una superficie decisamente ridotta rispetto a quella dell'intero acquifero che prosegue verso nord (Sorgenti Capore del Farfa) e verso ovest al di sotto della copertura plio-pleistocenica. In corrispondenza della depressione nota come bacino delle Acque Albule, in profondità avviene la miscelazione dell'ingente volume di acqua proveniente dal circuito carsico lucretile-cornicolano ($\sim 5 \text{ m}^3/\text{s}$) con fluidi termo-minerali connessi al vulcanismo albano, che risalgono lungo discontinuità tettoniche profonde che dislocano la successione mesozoica. Tale circostanza ha determinato da più di centomila anni, la presenza di numerose sorgenti calde, ricche in carbonati e la conseguente formazione di una estesa placca di travertini.

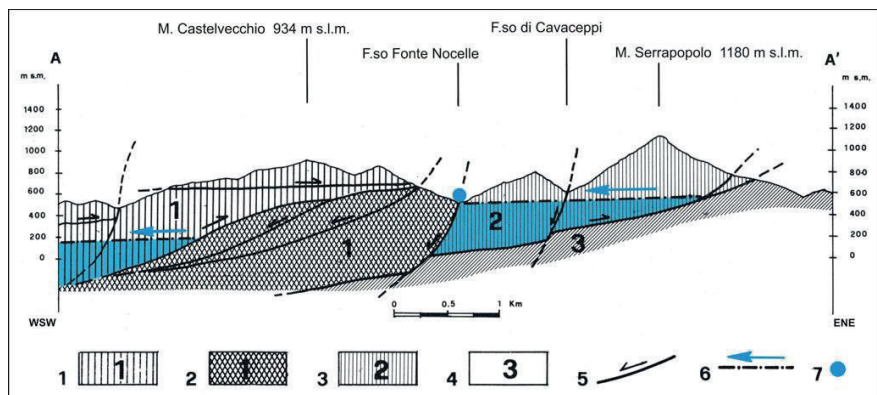


Fig. 27 – Profilo idrogeologico (per la traccia vedi Fig. 1). In celeste è evidenziata la parte saturata (da CAPELLI et alii, 1989). Legenda: 1) litoformazioni intensamente fessurate e carsificate, appartenenti all'Unità idrogeologica 1 (Unità superiore), caratterizzati da elevati valori di infiltrazione efficace (circa 900 mm/anno); 2) litoformazioni appartenenti all'Unità idrogeologica 1, caratterizzate da ridottissima permeabilità a seguito di intense azioni tettoniche; 3) litoformazioni appartenenti all'Unità idrogeologica 2, caratterizzate da valori di infiltrazione efficace medio-bassi (400-600 mm/anno); 4) litoformazioni appartenenti all'Unità idrogeologica 3, con ridotta permeabilità d'insieme a seguito degli stress tettonici subiti; 5) tracce delle superfici di faglia: la freccia indica il verso del movimento; 6) traccia della superficie piezometrica: la freccia indica il verso del flusso; 7) sorgenti Capore – S. Angelo.

1.1.2. - Unità idrogeologica 2

Si estende a ridosso del margine orientale dei Monti Lucretili ed è costituita dai termini meso-cenozoici della successione sabina, che vanno dalle *Marne di Monte Serrone* alla *scaglia cinerea detritica*. In conseguenza sia delle spinte orogenetiche subite, sia delle caratteristiche fisiche e meccaniche delle formazioni, in essa si osservano numerose strutture plicative, coricate verso est e sud-est in seguito all'accavallamento sull'unità inferiore (Unità 3), secondo una superficie tettonica suborizzontale (linea Roccagiovine-Scandriglia). La linea di accavallamento segna il limite orientale dell'idrostruttura. La continuità delle litoformazioni permeabili che costituiscono questa struttura è interrotta in senso meridiano, a sud dell'abitato di Licenza, dalla presenza di termini a bassissima permeabilità, riferibili alle *Marne di Monte Serrone* e alle *Marne a Fucoidi*. Tale discontinuità litologica, che riduce o preclude la continuità idraulica tra il settore settentrionale e quello meridionale della stessa unità, consente di suddividere l'idrostruttura in due distinte sottounità: 2a - dorsale di Monte Pelato, Monte Serrapopolo, Monte Pellecchia; 2b - dorsale di Colle Rotondo, Monte Follettoso, Monte Ara Grande (fig. 26). Sul margine occidentale della sottounità 2a, la presenza in profondità di una serie di scaglie fortemente tettonizzate e di una sinclinale rovesciata, impedisce il drenaggio verso l'Unità 1, che presenta una

superficie di saturazione posta a quote decisamente più basse rispetto a quelle della sottounità 2a. La direzione principale del flusso sotterraneo di quest'ultima è essenzialmente rivolta verso il Fosso delle Capore, dove tra le quote 500 m e 400 m vengono restituiti circa 300 l/s. Più modesti drenaggi si hanno in corrispondenza dell'apice meridionale, ove un sistema di piccole sorgenti dà origine al flusso perenne del Fosso Licenza (portata media ~ 150 l/s).

La sottounità 2b, il cui acquifero è costituito prevalentemente dalla *Maiolica*, è limitata a nord-ovest da un affioramento di *Marne di Monte Serrone* che la borda quasi per intero. La circolazione sotterranea è rivolta verso l'Aniene e verso alcuni suoi affluenti; tra i più importanti ricordiamo il Fosso dei Ronci che avendo prodotto una profonda incisione nei depositi di questa unità, intercetta con il proprio alveo la falda dell'idrostruttura, venendo da questa rialimentato con una portata media di circa 100 l/s.

1.1.3. - *Unità idrogeologica 3*

Si estende lungo la dorsale di Monte Navegna, Monte Aguzzo ed è costituita dai termini della successione sabina compresi tra il Cretacico superiore ed il Miocene medio che, per spessori di alcune centinaia di metri, sono costituiti da marne intercalate a calcari marnosi e calcareniti. Le intercalazioni calcaree, generalmente molto fessurate, sono interessate da un diffuso carsismo, che può assumere localmente particolare sviluppo. Lungo la successione, ove predominano sequenze calcaree e calcarenitiche, sono presenti falde discontinue disposte in orizzonti sovrapposti che alimentano sorgenti e ruscelli con portata perenne (portata del Fosso Fiumicino alla confluenza con l'Aniene: 5,0 l/s nel settembre 2003; 20,0 l/s nel novembre 2003). Nel settore considerato, questa unità rimane compresa tra il fronte di accavallamento Roccagiovine-Scandriglia, a ovest, e la linea Olevano – Antrodoto, ad est. Anche in questo caso i piani di sovrascorrimento, immergenti ad ovest, fungono da *aquiclude*. Il livello di base principale è costituito dalle Sorgenti delle Capore, ubicate lungo il Torrente Farfa (246 m s.l.m.; 5000 l/s), mentre tra le quote 325 m e 290 m l'alveo dell'Aniene funge da livello di base. Il valore dell'infiltrazione efficace nelle litoformazioni affioranti all'interno dell'unità si va riducendo con l'aumentare della componente argillosa. L'intero complesso marnoso-calcarenitico cretaco-miocenico sabino è caratterizzato da un valore di infiltrazione efficace medio pari a 250 mm/anno (BONI *et alii*, 1986). Si ritiene che la circolazione profonda si sviluppi prevalentemente all'interno della *Scaglia Rossa*, come localmente è stato evidenziato dai sondaggi effettuati dall'ACEA nell'area di emergenza delle Capore.

1.1.4. - *Bilancio idrogeologico*

Vengono di seguito riportati i bilanci idrogeologici riguardanti le Unità idrogeologiche 1 e 2a.

1.1.4.1 - Bilancio idrogeologico dell'Unità 1

Estensione della superficie di ricarica		231 km ²	
T media		16,1°C	
Precipitazione media sull'area di ricarica 277.200.000 m ³ /anno	(P)	1200 mm	
Totale della portata in uscita	(Q)	5,0	m ³ /s*
157.680.000 m ³ /anno			
Infiltrazione efficace		(Q/P) 684 mm	57%
Evapotraspirazione reale + Ruscellamento 118.838.412 m ³ /anno		516 mm 43%	

*La portata in uscita deriva dai flussi cumulati delle sorgenti: Regina, Colonnelle, Acquoria, Bambù, Oasi, Bretella autostradale, dewatering delle depressioni antropiche.

1.1.4.2. - Bilancio idrogeologico dell'Unità 2°

Estensione della superficie di ricarica		24,4 km ²
T media		13,1°C
Precipitazione media sull'area di ricarica 36.600.000 m ³ /anno	(P)	1502 mm
Totale della portata in uscita 12.680.000 m ³ /anno	(Q)	0,4 m ³ /s
Infiltrazione efficace	(Q/P)	510 mm 34,3%
Evapotraspirazione reale + Ruscellamento 24.046.200 m ³ /anno	987 mm	65,7%

1.2. - SETTORE DI AFFIORAMENTO DELLE COPERTURE TERRIGENE

Il settore occidentale morfologicamente più depresso si estende prevalentemente su coltri di vulcaniti di modesto spessore e sul complesso dei depositi clastici eterogenei. Quest'ultimo è costituito da sabbie più o meno cementate, limi, argille, con intercalazioni di ghiaie e conglomerati (Pleistocene inferiore). Questi depositi hanno uno spessore variabile da qualche decina ad oltre un centinaio di

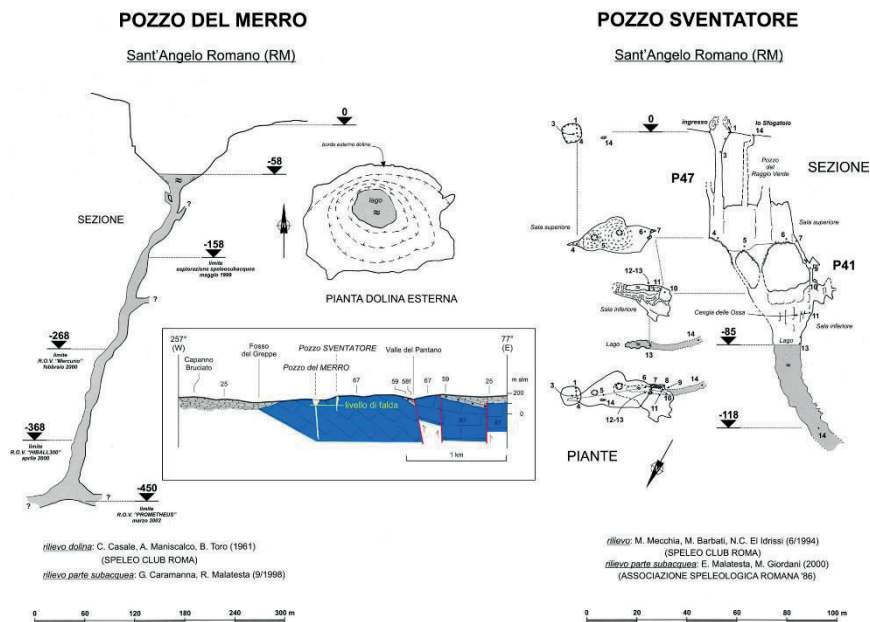


Fig. 29 – Pianta e sezione del Pozzo del Merro e del Pozzo Sventatore (da MECCHIA et alii, 2003). Dal profilo è osservabile la loro relazione con la falda (profilo da CHIOCCHINI et alii, 1979).

questi corsi d'acqua è assai modesto, rimanendo compreso tra alcuni litri e qualche decina di litri al secondo.

A sud dei Monti Cornicolani sono presenti i settori di monte degli impluvi che drenano nel Fiume Aniene. Questi sono:

- Bacino di Pratolungo; Fosso dei Prati;
- Canali di drenaggio delle cave e delle terme.

La portata media dei canali è di circa 5 m³/s, ma è molto influenzata dalle attività antropiche.

Se si escludono le sorgenti alimentate dagli acquiferi carbonatici, nell'area di affioramento dei depositi clastici eterogenei e dei depositi vulcanici, non sono presenti sorgenti o drenaggi in alveo significativi, in quanto le grandi aree di ricarica carbonatiche, non contribuiscono alla ricarica dei bacini idrogeologici incisi nel complesso terrigeno, essendo essi tamponati dai sedimenti argillosi pliocenici e da altri complessi a bassa permeabilità. A sud dei Monti Cornicolani si estende il bacino tettonico su cui si apre la piana delle Acque Albule, ove affiora il complesso dei travertini di Tivoli. Dal punto di vista idrogeologico esso viene correlato all'Unità Cornicolano-Lucretile, essendo la circolazione termominerale, che ha generato i depositi travertinosi, alimentata dalla risalita, lungo superfici

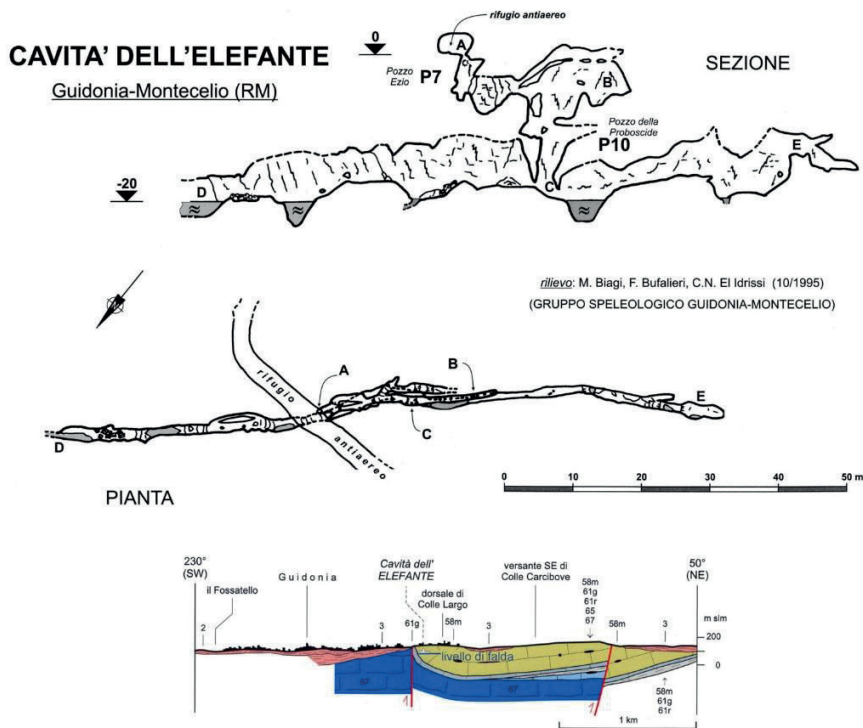


Fig. 30—Pianta e sezione della cavità dell'Elefante (da MECCHIA et alii, 2003). Dal profilo è osservabile la sua relazione con la falda (profilo da CHIOCCHINI et alii, 1979).

tettoniche, di fluidi in pressione provenienti dal sifonamento della falda carsica ospitata dalle vicine dorsali saturate fino alla quota di 80/90 m s.l.m. Le acque del circuito carsico vengono riscaldate durante il percorso che arriva a lambire il serbatoio geotermico collegato al vulcanismo albano.

Nell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina" sono presenti numerosi fenomeni carsici, sia epigei che ipogei. Relativamente a questi esiste una copiosa letteratura specializzata relativa agli speleotemi esplorabili (MECCHIA et alii, 2003). Meritano di essere ricordati, in quanto intercettano la falda di base, il Pozzo del Merro, il Pozzo Sventatore (fig. 29) e la Cavità dell'Elefante (fig. 30), tutti ubicati nei Monti Cornicolani.

PROGETTO
CARG

IX - SISMICITÀ, ASSETTO SISMOTETTONICO E PERICOLOSITÀ SISMICA

P. Galli & G. Naso

1. - SISMICITÀ

Nell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina" il livello di sismicità è relativamente modesto, sia in termini di frequenza degli eventi che di classe di magnitudo. A titolo di esempio, in tabella 1 sono riportati gli effetti storicamente risentiti a Palombara Sabina negli ultimi due secoli, ove è possibile notare come l'intensità risentita non superi il VII grado MCS. È tuttavia possibile che più alte intensità siano state raggiunte in occasione di forti terremoti appenninici, come nella catastrofica sequenza sismica del gennaio-febbraio 1703 (Norcia-Aquilano) o in occasione del terremoto del 1349 (Aquilano).

Effetti	In occasione del terremoto:						
Is	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Se	AE Io Mw
VII	1901	04	24	14	20		MONTelibretti VII-VIII 5.15
VI-VII	1915	01	13	06	52		AVEZZANO XI 6.99
IV-V	1898	06	27	23	38		RIETI VII-VIII 5.48
IV	1899	07	19	13	18	54	Colli Albani VII 5.18
IV	1919	10	22	06	10		ANZIO VII 5.53
IV	1927	10	11	14	45		MARSICA VII 5.27
IV	1980	11	23	18	34	52	Irpinia - Basilicata X 6.89
IV	1984	05	07	17	49	42	Appennino abruzzese VIII 5.93
III	1990	05	05	07	21	17	POTENTINO VII 5.84
II	1961	10	31	13	37		ANTRODOCO VII-VIII 5.13
NF	1909	08	25	22			MURLO VII-VIII 5.40
NF	1998	08	15	05	18	09	MONTI REATINI V-VI 4.49

Tab. 1 – Dati estratti dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004). Is= intensità risentita al sito; AE= area epicentrale; Io= intensità all'epicentro; Mw= magnitudo momento (equivalente).

La sismicità locale, ovvero quella con epicentro all'interno del Foglio, è d'altra parte molto modesta. Nei cataloghi sismici, un evento ricade nell'area di Arsoli (subito a sudest del bordo del Foglio; 5 settembre 1886, Io=VI MCS, Mw=4.8) ed uno nell'area di Montelibretti (24 Aprile, 1901; Io=VII-VIII MCS, Mw=5.2). In occasione del secondo, a Cretone e Stazzano fu raggiunto l'VIII grado MCS, mentre seri danni si registrarono anche a Montelibretti, Montemaggiore e Palombara Sabina (VII MCS). A questi due terremoti si deve aggiungere una diffusa sismicità di carattere strumentale ($M < 3.5$; i.e. ben al di sotto della soglia del danno), allungata principalmente lungo la dorsale San Polo dei Cavalieri-Orvinio (fig. 31).

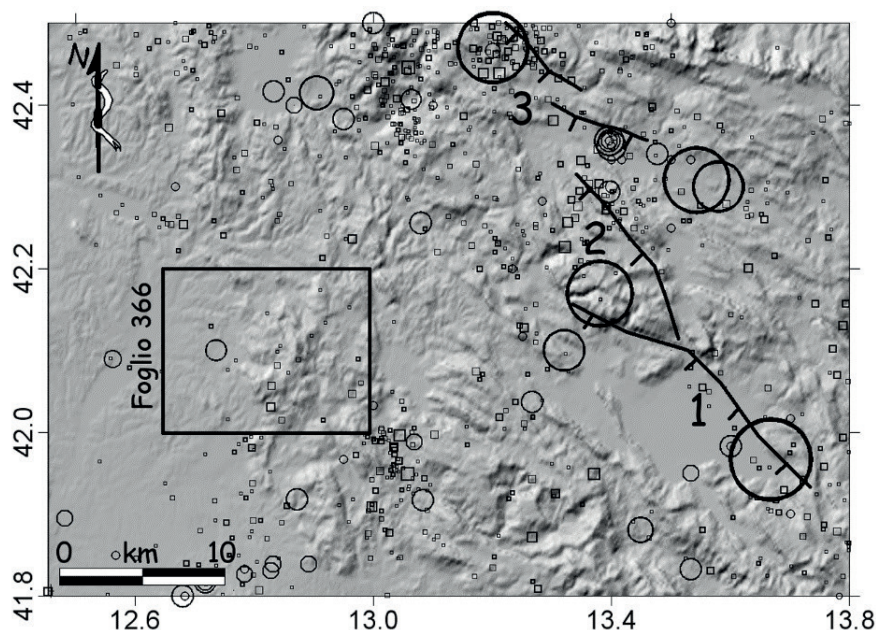


Fig. 31 – DEM di parte dell'Appennino centrale. Il riquadro indica il F. 366 “Palombara Sabina”.
 1. struttura sismogenetica del Fucino;
 2. struttura sismogenetica di Ovindoli-Lucoli;
 3. struttura sismogenetica della media Valle dell'Aterno.
 Sismicità desunta da CPTI (2004; cerchi, $M_w > 4.0$) e strumentale (CASTELLO *et alii*, 2005; quadrati, $M_l > 2.0$).

2. - ASSETTO SISMOGENETICO

Dal punto di vista sismogenetico, non esistono sorgenti note all'interno del Foglio, mentre quelle più prossime sono la struttura del Fucino (responsabile del terremoto devastante del 13 gennaio 1915), ubicata una ventina di chilometri ad est del bordo del Foglio, quella di Ovindoli-Lucoli, posta ad una trentina di chilometri a est-nord est e quella della media valle dell'Aterno, ad una quarantina di chilometri a nord est (fig. 31; GALLI *et alii*, 2008).

3. - PERICOLOSITÀ SISMICA

Diversi studi statistico-probabilistici sono stati sviluppati negli ultimi anni per definire la pericolosità sismica di base. Tali studi sono realizzati applicando metodologie ampiamente consolidate e impiegate a livello internazionale (BENDER & PERKINS, 1987; CORNELL, 1968), che prevedono l'utilizzo di alcuni

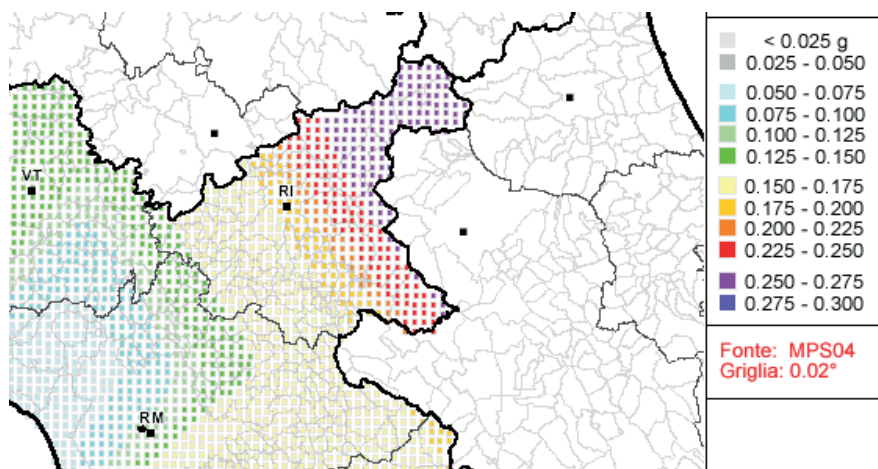


Fig. 32 - Carta della pericolosità sismica del Lazio nord-orientale. Il parametro rappresentato è la PGA (picco d'accelerazione del suolo atteso con il 10% di probabilità in 50 anni; INGV, 2006).

dati di base (un catalogo sismico e una zonazione sismogenetica) e l'adozione di criteri e metodi per l'elaborazione di tali dati (calcolo degli intervalli di completezza del catalogo, calcolo dei tassi di occorrenza dei terremoti, relazioni di attenuazione).

La fig. 32 riporta uno dei risultati di tali studi (INGV, 2006) per l'area in studio. Nella mappa vengono rappresentati i valori medi (con deviazione standard) corrispondenti a una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni) della PGA (acronimo di *Peak Ground Acceleration*). Dalla figura è possibile evincere che l'area in oggetto ha una pericolosità medio-bassa, con PGA dell'ordine di 0,17-0,12 g.

In merito alla classificazione sismica dei comuni il cui territorio ricade (anche parzialmente) nell'area del Foglio si può fare riferimento al DPCM 3274/03 e alla Deliberazione Regione Lazio n. 766/03, che classificano i suddetti comuni in Zona sismica 2.

X – RISCHI E RISORSE NATURALI

A. Argentieri & G. Rotella

1. RISCHI NATURALI DI CARATTERE GEOLOGICO

1.1. RISCHIO IDRAULICO

Il territorio del Foglio ricade integralmente nel bacino idrografico del Fiume Tevere, ed in particolare del principale affluente di sinistra del suo basso corso, il Fiume Aniene; il corso d'acqua attraversa il Foglio 366 "Palombara Sabina" per un tratto lungo circa 10 km, tra i centri abitati di Anticoli Corrado e Roviano ad est, ed il km 42 circa della Strada Regionale N° 5 Tiburtina Valeria, presso il Monumento a C.M. Basso nel territorio comunale di Vicovaro, ad ovest.

All'interno del Foglio 366 "Palombara Sabina", l'Aniene scorre dapprima con andamento circa SE-NW nel settore orientale, a partire dalla località Roscia della Corte sino alla località Osteria della Spiaggia, presso il km 52 circa della S.R. N° 5 Tiburtina Valeria, dove il fiume devia bruscamente in direzione circa NE-SW. Tra i suoi affluenti del tratto in esame si menzionano il Torrente Fiumicino, tributario di sinistra, e il Torrente di Licenza, tributario di destra.

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

- La diga di Roviano, che alimenta la centrale idroelettrica di Mandela tramite una galleria di derivazione, lunga 4.300 m, scavata nel Monte Croce;
- La diga di San Cosimato, che alimenta la centrale idroelettrica di Castel Madama posta più a valle lungo il fiume, poco al di fuori del Foglio 366 “Palombara Sabina” (capacità del bacino di carico di 100.000 m³);

Nel vigente Piano Stralcio di Assetto Idrogeologico dell’Autorità di Bacino competente¹ sono perimetrate, lungo tutto il tratto in esame dell’asta idrografica dell’Aniene, fasce fluviali definite come di seguito:

- *Fascia A*: zona di connessione idraulica con la piena di riferimento, nella quale 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 fiume²;
- *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 ambientali³.

All’interno del Foglio 366 “Palombara Sabina” il corso del Fiume Aniene è bordato in maniera continua dalla Fascia A, con alcune limitate zone classificate in Fascia B. 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 idraulica⁴. È questo il caso delle zone R4 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 luglio 2012 il “primo aggiornamento del Piano di Bacino del Fiume Tevere – 6° stralcio funzionale – P.S.6 – per l’assetto idrogeologico – PAI”, approvato dal Presidente del Consiglio dei Ministri con Decreto del 10/04/2013 e pubblicato sulla G.U.R.I. n° 188 del 12/8/2013; il documento in aggiornamento contiene, in generale, le nuove situazioni del rischio idraulico e geomorfologico successive alla prima stesura del Piano (2006), classificate per gruppi omogenei, ordinati secondo il grado di rispondenza dei livelli degli standard definiti dallo stesso Piano

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, comma 2 e art 29, comma 2 Norme tecniche d’attuazione; relazioni a corredo del Piano; “Misure di salvaguardia ai sensi dell’art. 17 comma 6-bis della legge 183/89”, approvate con Delibera n. 105 del 3 marzo 2004 e modificate con deliberazione del Comitato istituzionale n. 127 del 23 dicembre 2013) le attività di trasformazione del territorio consentite sia per le fasce A e B che per le zone R3 e R4.

FASCE FLUVIALI E ZONE DI RISCHIO- TAVOLE 47 E 48			
LOCALITA'	TERRITORIO COMUNALE	TIPOLOGIA ZONA	NOTE
Vicovaro	Vicovaro	R4	In destra idrografica, al margine meridionale del centro abitato di Vicovaro
Stazione Mandela- Sambuci- Villaggio ACEA	Saracinesco	R4	In sinistra idrografica del Fiume, due aree circoscritte in corrispondenza di manufatti

Negli ultimi anni si segnala l'evento di piena 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 in diversi tratti (fig. 33). 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.

1.2. - FENOMENI DI SPROFONDAMENTO CATASTROFICO E CARSISMO

1.2.1. - Generalità

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; 2004; 2010).

In particolare lungo il margine tirrenico dell'Appennino Laziale, genesi e localizzazione dei *sinkhole* 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; 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 (COLOMBI *et alii*, 2001; AA.VV., 2002b; DI FILIPPO *et alii*, 2004a; 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).



Fig. 33 - La diga di Roviano in occasione della piena del Fiume Aniene nel Maggio 2008 (fonte: Corpo Vigili del Fuoco).

Nel territorio laziale la distribuzione dei fenomeni di *sinkhole* s.s. interessa i seguenti settori (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 NW-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 meridionale⁵ (Monti Cornicolani; Marcellina; Il Laghetto)
 - Media Valle dell'Aniene (Bacino delle Acque Albule);
 - area periferica settentrionale dei Colli Albani (Galliciano nel Lazio-Passerano);
- c) il margine settentrionale dei Monti Lepini (Artena; Giulianello; Montelanico);
- d) la Pianura Pontina;

⁵ Nel Foglio 366 "Palombara Sabina" ricade parte della suddetta fascia.

- e) la Valle del Liri-Garigliano;
- f) l'Area di Posta Fibreno (al margine delle propaggini sudoccidentali dei rilievi carbonatici marsicani).

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, doline carsiche, fenomeni di *sinkhole* in senso stretto e sprofondamenti di origine antropica. Nel Foglio 366 “Palombara Sabina” ricadono infatti diverse aree interessate da fenomeni di sprofondamento, così individuate (descritte in dettaglio nei paragrafi successivi):

1. Numerose forme carsiche epigee (“doline”), ovverosia fenomeni localizzati in aree di affioramento del substrato carbonatico, e quindi direttamente riconducibili all'evoluzione dei sistemi carsici:
 - 1.1. Aree collinari degli horst carbonatici dei Monti Cornicolani (CREMA, 1915; SEGRE, 1948; 1958; MAXIA, 1954; CAMPONESCHI & NOLASCO, 1980; GIARDINI *et alii*, 2001; MECCHIA *et alii*, 2003; CARAMANNA & MARCUS, 2004);
 - 1.2. Aree montane dei Monti Lucretili (IMBRIGHI & SCERNI, 1953; PERSI, 1971; TROVATO, 1983; MECCHIA *et alii*, 2003; COSENTINO *et alii*, 2010b);
2. Un solo fenomeno, di recente formazione (gennaio del 2001), classificabile come *sinkhole* localizzato nell'area di Marcellina, nella fascia pedemontana occidentale dei Monti Lucretili, ove affiorano i depositi delle coperture plio-quaternarie (ARGENTIERI *et alii*, 2002; 2003; 2004; ALDEGA *et alii*, 2004).

Non risulta invece la presenza di significativi sprofondamenti connessi al crollo della volta di cavità artificiali, localmente scavate per estensioni assai limitate in alcuni dei centri abitati che si sviluppano nelle unità sabbioso-ghiaiose pleistoceniche.

Si segnala inoltre un fenomeno di presunta origine antropica osservato nel 2010 in bassa Sabina, al margine della Strada Provinciale “Carolano” (km 1+200) presso l'abitato di Montelibretti. La voragine, di modeste dimensioni, si è aperta in conseguenza di intense precipitazioni nella parte assiale della vallecchia digradante in direzione NNW da località “Vignetta” e Colle Canale verso il Fosso Carolano, il cui assetto geomorfologico è stato parzialmente alterato diversi decenni addietro per la costruzione di un tornante dell'infrastruttura viaria con un muro di contenimento lato valle. Le indagini geologiche e geofisiche effettuate (prospezioni gravimetriche, indagini sismiche ed elettriche) hanno consentito di identificare la presenza di una coltre di terreni di riporto, al cui interno è ospitata una circolazione idrica superficiale (ARGENTIERI *et alii*, 2015); si tratta di un

probabile camino di collasso legato alla perdita di resistenza al taglio dei terreni granulari in particolari condizioni di filtrazione, indotte da precipitazioni intense e dalle conseguenti variazioni di carico idraulico tra monte e valle.

1.2.2. - *Carsismo ipogeo ed epigeo*

L'area del Foglio 366 "Palombara Sabina" comprende numerose cavità carsiche, dettagliatamente censite nella esaustiva monografia sulle grotte del Lazio redatta da MECCHIA *et alii* (2003). Nella suddetta opera, cui si rimanda per ulteriori approfondimenti, viene riportata la distribuzione delle forme ipogee nei Monti Sabini (per ciascuna delle quattro Unità strutturali individuate da COSENTINO & PAROTTO, 1991), come di seguito riassunto:

Unità strutturale sabina 1- Monte Morra

Nella unità superiore, che costituisce quella realmente meno estesa, sono censite 3 piccole grotte (sviluppo complessivo inferiore a 40 m) ubicate al contatto tettonico tra le dolomie triassiche e il sovrastante lembo di *Calcare Massiccio*.

Unità strutturale sabina 2- Monte Gennaro e Monti Cornicolani

In questa unità, che assieme alla precedente costituisce i Monti Lucretili occidentali, il catasto riporta 24 grotte, quasi tutte sviluppate nel *Calcare Massiccio*, con una media di 35 m di condotti per km² di superficie di affioramento; fanno eccezione due cavità nella *Maiolica* ed una nella *Corniola*. In questa unità si osservano inoltre imponenti forme epigee quali le doline di crollo dei Monti Cornicolani e la depressione del Pratone di Monte Gennaro.

Tabella A- Principali cavità carsiche dei Monti Lucretili occidentali (da MECCHIA et alii, 2003; CRESTA et alii, 2005)

Cavità	Coordinate dell'imbocco	Comune	Geosito di reperimento N° (CRESTA <i>et alii</i> , 2005)
<i>Grotta Peter Pan</i>	Lat: 4656922,00N Long: 320092,00E	San Polo dei Cavalieri (RM)	418
La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 95 m e un dislivello di circa 50 m ed è stata esplorata nel 1997. La cavità ipogea, cui si accede tramite uno stretto passaggio d'ingresso, è costituita da due ambienti, il cui pavimento è ingombro di massi crollati dalla volta.			

Grotta Hale Bopp	Lat: 4654332,00N Long: 319792,00E	Marcellina (RM)	420
La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di circa 200 m e un dislivello di 72 m ed è stata esplorata nel 1997. La cavità ipogea, impostata lungo una frattura, è stata scoperta in seguito all'attività di una cava e si compone di un ramo principale che conduce a due pozzi.			
Pozzo San Polo dei Cavalieri	Lat: 4653900,00N Long: 319890,00E	San Polo dei Cavalieri (RM)	419
La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 23 m e un dislivello di 62 m. E' stata esplorata nel 1958. Un doppio ingresso conduce ad un pozzo di 10 m, collegato tramite uno scivolo ad un altro pozzo, profondo 45 m, al cui fondo termina la grotta.			
Grotta di Pozzo Fornello	n.d.	Moricone (RM)	////
Profondità 6 m. Nel periodo invernale dal pavimento detritico alla base della cavità escono occasionalmente vapori			
Grotta di Casa Nuvola	n.d.	Monteflavio (RM)	////
Costituita da tre brevi gallerie sovrapposte, sviluppate su una frattura orientata N-S; presenta un dislivello di -28 m, e uno sviluppo di 70 m			

Tabella B- Principali cavità carsiche dei Monti Cornicolani (da MECCHIA et alii, 2003; CRESTA et alii, 2005)

Cavità	Coordinate dell'imbocco	Comune	Geosito di reperimento N° (CRESTA et alii, 2005)
Pozzo del Merro	Lat: 4656943,28N Long: 308085,74E	San' Angelo Romano (RM)	391
La dolina iniziale è una grande voragine a forma di imbuto larga 150 m e alta 80 m, alla base della quale si trova uno specchio d'acqua di circa 30 m di diametro. Il condotto, che si sviluppa in profondità con andamento sub verticale per circa 450 m, si restringe gradualmente di diametro fino a 5 m. Le pareti, bianche e levigate, sono ricoperte da ossidi di ferro.			

Pozzo Sventatore	Lat: 4656952,00N Long: 308312,00E	Sant'Angelo Romano (RM)	423
La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di circa 70 m e un dislivello di 118 m ed è stata esplorata nel 1928. Un pozzo di 47 m immette in una grande sala dalla quale, attraverso tre cunicoli, è possibile accedere al lago-sifone terminale.			
Grotta di Fossavota	Lat: 4656422,00N Long: 312172,00E	Sant'Angelo Romano (RM)	425
La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 95 m e un dislivello di circa 30 m ed è stata esplorata nel 1962. La cavità ipogea è impostata lungo un piano di faglia e possiede due ingressi, dai quali si accede ad una galleria che si esaurisce in corrispondenza di una frana.			
Sventatoio I di Poggio Cesi	Lat: 4656332,00N Long: 312212,00E	Sant'Angelo Romano (RM)	426
La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 150 m e un dislivello di circa 80 m ed è stata esplorata nel 1962. Un doppio ingresso porta, attraverso tre pozzi, ad una saletta che ha restituito reperti dell'età del Bronzo. La cavità ipogea prosegue con un pozzo di 22 m che poi si biforca in due rami.			
Cavità dell'elefante	Lat: 4652642,00N Long: 312382,00E	Guidonia Montecelio (RM)	427
La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 125 m e un dislivello di 20 m ed è stata esplorata nel 1992. L'ingresso è intercettato da un rifugio antiaereo risalente alla Seconda Guerra Mondiale.			
Due pozzi in serie conducono ad una galleria orizzontale costellata da numerosi laghetti. Tra le concrezioni spiccano due enormi stalattiti coperte da mineralizzazioni.			

Tra le forme carsiche epigee dei Monti Cornicolani si segnalano il Merro Secco, la Dolina delle carceri, le Fosse di S. Angelo Romano e la Dolina di Santa Lucia (MECCHIA *et alii*, 2003).

Al margine meridionale della “Valle Palombara-Marcellina” *Auct.*, compresa tra i Monti Lucretili ad est e i Monti Cornicolani ad ovest, si individua infine la Piana di Pozzo Grande, una depressione chiusa, di circa 1 km² di superficie, oggi drenata verso ovest dal Fosso Castello. MAXIA (1954) la definì “conca carsica” di Marcellina, ipotizzandone, in base ai caratteri morfologici, l'originaria natura endoreica.

Uno sprofondamento risalente al marzo 2010 è descritto da BRANCALEONI *et*

alii (2015) nella zona di Grotta Marozza, area agricola del territorio comunale di Monterotondo distante meno di 4 km dal Pozzo del Merro e dalle altre forme carsiche del settore cornicolano già menzionate. Il sito è ubicato in una zona caratterizzata dalla presenza di un substrato carbonatico altamente carsificato posto a poca profondità e che affiora nei modesti rilievi circostanti. La piana di Grotta Marozza è colmata da depositi eluvio-colluviali e da sedimenti degli antichi alvei fluviali, con spessore tra i 10 e i 25 m. Nella zona è nota la presenza in epoca storica di sorgenti minerali, oggi quasi del tutto esaurite, di cui ne rimane attiva oggi una sola, di acqua sulfurea e dalla portata assai scarsa, identificata come “Acqua Sorfa”. Il *sinkhole*, originatosi in un campo durante dei lavori agricoli, misurava circa 2 metri di diametro in superficie e circa 7 m di profondità, con geometria che andava ad allargarsi verso il basso. La forma, interpretata come *Cover collapse sinkhole*, non è più visibile in quanto colmata artificialmente circa un mese dopo la sua formazione (BRANCALEONI *et alii*, 2015).

Unità strutturale sabina 3- Massiccio di Monte Follettoso- Monte Marcone

Questa unità costituisce i Monti Lucretili orientali, estesi per una superficie di circa 100 km², ed ospita circa dieci cavità, sviluppate in tutte le formazioni carbonatiche, con uno sviluppo complessivo di condotti carsici inferiore a 400 metri lineari.

Tabella C- Cavità carsiche dei Monti Lucretili orientali (da MECCHIA et alii, 2003; CRESTA et alii, 2005)

Cavità	Coordinate dell'imbocco	Comune	Geosito di riferimento N° (CRESTA <i>et alii</i> , 2005)
<i>Risorgenza di Collentone</i>	Lat: 4658132,00N Long: 323312,00E	Roccagiovine (RM)	421
La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 90 m e un dislivello di soli 2 m circa ed è stata esplorata a partire dal 1994. La cavità consiste in una risorgenza che si attiva nei periodi di troppo pieno ed è costituita da una galleria, con alcune concrezioni, che termina con un sifone perenne. La morfologia è prevalentemente quella di una condotta in pressione ma per un tratto assume forme vadose.			

Unità strutturale sabina 4- Monti Sabini orientali

Nell'unità più esterna del dominio sabino, la cui porzione sud-orientale ricade all'interno del Foglio 366 “Palombara Sabina”, le rocce carsificabili affioranti sono costituite dalle formazioni mioceniche: *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ) e la sottostante *unità spongolitica, membro di Guadagnolo*, limitatamente alla litofacies calcarenitica (SPT_{1a}).

Tabella D- Cavità carsiche dei Monti Lucretili orientali (da MECCHIA et alii, 2003; CRESTA et alii, 2005)

Cavità	Coordinate dell'imbocco	Comune	Geosito di riferimento N° (CRESTA et alii, 2005)
Pozzo di Cineto	Lat: 4657602,00N Long: 331337,00E	Cineto Romano (RM)	431
La grotta presenta un dislivello di 58 m ed è conosciuta fin dall'antichità. La cavità ipogea, sviluppata nell'unità dei calcari bioclastici, è costituita da un unico pozzo che si apre a campana ed il cui fondo è coperto da massi crollati.			

Tra le forme carsiche epigee sono degni di nota i Laghetti di Percile (SEGREGRE, 1948; IMBRIGHI & SCERNI, 1953; PERSI, 1971), due piccole depressioni situate nel territorio dell'omonimo Comune, all'interno del bacino del Fosso della Scarpa, tributario di destra dell'Aniene. Si tratta di due laghi di forma sub circolare (fig. 34), denominati rispettivamente Marraone (il più piccolo, imbutiforme) e Fraturno (il maggiore, posto a sud del primo). Sviluppati su un substrato di calcari detritici intercalati a calcari marnosi e marne riconducibili al Membro di Guadagnolo dell'Unità spongolitica, i due laghetti sono allineati in corrispondenza di un segmento di faglia orientato NNE-SSW. Si hanno informazioni sulla presenza di un terzo bacino, già disseccato nella prima metà del XIX secolo (SEGREGRE, 1948; PERSI, 1971).

I caratteri morfologici dei due laghi sono riassunti nella tabella seguente.

Tabella E- Caratteristiche dei Laghetti di Percile (da PERSI, 1971)

Denominazione	Diametro maggiore (m)	Quota (m s.l.m.) delle superfici idriche	Profondità (m)
<i>Fraturno</i>	115- 118	720	15-16
<i>Marraone</i>	40	702	n.d.

COSENTINO et alii (2010b) hanno descritto, proponendolo anche quale geosito da valorizzare nel settore lucretile, una depressione sub circolare, con pareti acclivi e dislivello di circa 50 m, situata tra l'abitato di Mandela e il monte omonimo, presso il Fosso Formale (Lat. N 42° 02' 22.05"; Long. E 12° 55' 05.22"), già segnalata da SEGREGRE (1948) come "Catino di Mandela". Localizzata nell'area di affioramento della litofacies marnosa del *membro di Guadagnolo*, la forma è l'espressione superficiale di uno sprofondamento sotterraneo connesso, come nell'area di Percile, alla carsificazione della sottostante litofacies calcarenitica dell'*unità spongolitica* (SPT_{1a}).



Fig. 34 - Il Lago Fraterno, presso Percile, nel Gennaio 2009.

Depositi di travertino del Fiume Aniene

Lungo la valle del Fiume Aniene, poco a valle della confluenza con il Torrente Licenza, si erge la rupe di San Cosimato, costituita da *calcareous tufa* spugnosi (VCV), di ambiente di cascata (età 30.000 anni circa), nei quali si sviluppano diverse cavità di origine sia antropica che naturale, una dozzina delle quali censite nel catasto speleologico (MECCHIA *et alii*, 2003).

1.2.3. - Il Pozzo del Merro

Il Pozzo del Merro (fig. 35), già introdotto nel paragrafo precedente, rappresenta la morfologia carsica più importante del settore cornicolano (GIARDINI *et alii*, 2001; MECCHIA *et alii*, 2003). La forma, originatasi per una serie di crolli che hanno portato a giorno un imponente tubo freatico appartenente al circuito carsico, ospita alla base uno specchio d'acqua che costituisce l'affioramento della falda freatica di base dell'Unità idrogeologica dei Monti Lucretili-Tiburtini-Cornicolani (CAPELLI *et alii*, 1987).

Il condotto sommerso, che si sviluppa con andamento sub verticale per 392 m, raggiungendo la ragguardevole batimetria di -310 m sotto il livello del mare,



Fig. 35 - Veduta aerea del Pozzo del Merro (fonte: Corpo Vigili del Fuoco)

è stato esplorato sia direttamente (sino a -100 m), sia tramite R.O.V. (*Remote Operated Vehicles*) nel tratto più profondo (CARAMANNA & MARCUS, 2004).

L'origine del condotto è riconducibile a fenomeni di ipercarsismo termale (*sensu* FORTI, 2002), connessi alla circolazione di fluidi endogeni profondi, legati all'attività del Vulcano Albano, risalenti lungo sistemi di faglie verticali di importanza regionale e miscelatisi con le acque del circuito carsico (CARAMANNA, 2000; 2001).

1.2.4. - Il sinkhole di Marcellina

La notte tra il 24 e il 25 gennaio 2001 nella piana di Pozzo Grande, posta circa 1,5 km a SW del centro abitato di Marcellina, si è originata, probabilmente senza alcun preavviso, una voragine di forma sub circolare (fig. 36). Lo sprofondamento, che misura circa 40 m di diametro e 15 m di profondità, ha interessato circa 13.000 m³ di terreno. Sul fondo della cavità si è formato un laghetto, il cui livello rispetto al piano campagna si è portato a circa -8 m nel giro di qualche giorno, stabilizzandosi tra i -4/ -5 m due mesi dopo l'evento. A partire dal maggio 2001 all'interno dello specchio d'acqua sono state osservate manifestazioni gassose. Nonostante la voragine sia situata in un fondo agricolo al di fuori dell'area urbana, il fenomeno si inserisce in un'area caratterizzata comunque da una notevole vulnerabilità connessa



Fig. 36 - Il sinkhole di Marcellina del Gennaio 2001 (fotografia di Siro Margottini).

ai valori esposti: il dissesto ha infatti lambito diverse infrastrutture di importanza primaria, ragione per la quale i diversi soggetti pubblici e privati coinvolti hanno avviato, ciascuno per le proprie competenze, indagini specialistiche di tipo diretto ed indiretto nell'area della piana (ARGENTIERI *et alii*, 2004).

Il territorio di Marcellina è situato al margine orientale della Campagna Romana, in corrispondenza della fascia pedemontana dei Monti Lucretili. Nel settore in studio è documentata un'attività tettonica pleistocenica connessa ad una *shear zone* trascorrente di importanza regionale ad orientazione meridiana (DI FILIPPO *et alii*, 1991; FACCENNA, 1994; FACCENNA *et alii*, 1994). È inoltre riconosciuta una certa attività sismica nella fascia pedemontana dei Monti Lucretili e nelle aree limitrofe (GASPARINI *et alii*, 2002; PIRRO & GASPARINI, 2002; ARGENTIERI *et alii*, 2003). La piana di Pozzo Grande rappresenta un piccolo bacino, colmato da un notevole spessore di depositi continentali e vulcaniti, la cui evoluzione recente è stata notevolmente controllata dalla tettonica (ARGENTIERI *et alii*, 2002; 2003; ALDEGA *et alii* 2004).

Dal punto di vista idrogeologico nell'area di Marcellina si individuano, oltre alla falda epidermica, due principali acquiferi sovrapposti: uno superficiale, caratterizzato da una bassa potenzialità, che ha sede nel complesso plio-quadernario; uno basale, ospitato nei carbonati mesozoici, che contribuisce ad alimentare le manifestazioni sorgive di Guidonia-Acque Albule.

Il *sinkhole* di Marcellina si inserisce quindi in un particolare quadro geologico, contraddistinto da:

- geometria articolata del substrato carbonatico;

- rilevante spessore delle coperture quaternarie sedimentarie e vulcaniche sovrastanti il *bedrock*;
- eterogeneità litologica e geomeccanica della copertura in senso sia verticale che orizzontale;
- tettonica recente e/o attiva;
- prossimità ad aree sismogenetiche;
- notevole sviluppo del carsismo ipogeo;
- collocazione in aree di recapito delle acque sotterranee del circuito carsico;
- circolazione profonda di gas e fluidi mineralizzati;
- idrografia di superficie fortemente modificata dalle attività antropiche.

I risultati delle indagini effettuate hanno fatto supporre in prima analisi che l'origine dello sprofondamento potesse essere connessa principalmente a fenomeni di dissoluzione della potente coltre di sedimenti che ammantano il reticolo carsico, a causa della risalita di fluidi aggressivi lungo discontinuità tettoniche. In tale ottica il fenomeno risulterebbe caratterizzabile come *Cover Collapse Sinkhole* secondo lo schema di classificazione per l'area italiana proposto da NISIO & SALVATI (2004). Tra le concause predisponenti appaiono però rilevanti le modificazioni antropiche che l'idrografia di superficie della piana di Pozzo Grande ha subito negli ultimi decenni per scopi agricoli, come si rileva dalla comparazione di carte topografiche di epoche differenti; in conseguenza di ciò il reticolo di drenaggio attuale risulta anormalmente discontinuo. Le incisioni a carattere torrentizio che solcano i versanti carbonatici dei Monti Lucretili si riversano nella conca senza trovare uno sfogo regimato, poiché al suo interno gli alvei divengono scarsamente incisi o non più individuabili per lunghi tratti. Pertanto è plausibile ipotizzare il verificarsi, in occasione di eventi di piena dei torrenti, di fenomeni di filtrazione all'interno del complesso dei depositi di conoide in condizioni di semiconfinamento (tra i sottostanti sedimenti vulcanici rimaneggiati ed i depositi recenti di copertura superficiale), con asportazione progressiva della frazione fine per flusso idrico sub orizzontale e perdita di resistenza al taglio dei terreni granulari. Recentemente sono stati realizzati dal Comune di Marcellina lavori di sistemazione idraulica del settore della Piana di Pozzo Grande interessato dal *sinkhole* del 2001, consistenti in un lungo tratto di canale rettilineo che raccorda il fosso di monte con il reticolo a valle.

2. - POZZI PER ACQUA O IDROCARBURI

L'unica perforazione profonda dell'area in esame è il **Pozzo Moricone 1**, realizzato nel 1960 nel territorio comunale omonimo dall'AGIP - Direzione

Mineraria nell'ambito delle prospezioni per ricerche di idrocarburi⁶. Il pozzo, ubicato nella fascia collinare che borda ad ovest la dorsale dei Monti Lucretili, ha raggiunto una profondità totale di 696 m dal piano di campagna; risultato sterile, fu abbandonato previa realizzazione di tappo (ENI, 1972). Dal piano campagna è presente, sotto un sottile banco travertinoso, una spessa successione sedimentaria a prevalente granulometria grossolana, con rare intercalazioni argillose; questi depositi elastici poggiano a -210 m su un substrato carbonatico. Questo, intercettato da tale profondità sino a fondo foro, è costituito da calcari dolomitici e dolomie intensamente fratturate, riferiti alla formazione del *Calcare Massiccio Auct.* (MAS, Giurassico inferiore *p.p.*). La stratigrafia del sondaggio è sintetizzata nella tabella seguente:

POZZO "MORICONE I"		
<i>coordinate boccaforo: lat 42° 06' 31,50" N; long. 00° 14' 15,00" E da Monte Mario; quota: m 110 s.l.m.; profondità 696 m</i>		
Litologia	Intervallo di profondità (m dal piano campagna)	Spessore (m)
<i>Travertino</i>	0/-9	9
<i>Argille con tufi cinerei e sabbie gialle</i>	-9/-50	41
<i>Argille con ciottoli e sabbie</i>	-50/-95	45
<i>Conglomerato poligenico con intercalazioni argillo-sabbiose</i>	-95/-210	115
<i>Calcareo dolomitico e dolomia calcarea bianca e nocciola chiaro microcristallini, talora oolitici, con numerose fratture</i>	-210/-696	486

Sondaggio "Pozzo Grande 1"

Nel 2001 fu realizzato per conto del Servizio Geologico della Provincia di Roma il **sondaggio "Pozzo Grande 1"** nella piana omonima, ad una distanza di circa 300 m dal *sinkhole* allora formatosi (si vedano i paragrafi precedenti). Il foro, ubicato presso la Strada Provinciale Marcellina (coordinate del boccaforo: X=317871; Y=4653068; Datum WGS 84- proiezione NUTM 33; quota 163 m s.l.m.), fu spinto ad una profondità di 100 m dal piano di campagna. I nuovi dati del sottosuolo della depressione di Pozzo Grande hanno consentito di giungere, nell'ambito degli studi multidisciplinari condotti a seguito della formazione del

⁶ La documentazione è disponibile on-line sul sito internet del Ministero dello Sviluppo Economico – Direzione Generale per le Risorse Minerarie ed Energetiche (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/pozzi/dettaglio.asp?cod=4064>)

sinkhole (ARGENTIERI *et alii*, 2004), ad un'accurata ricostruzione dell'evoluzione quaternaria di tale settore della Campagna Romana. Dall'integrazione dei risultati delle analisi mineralogiche e micropaleontologiche con lo studio dei caratteri litologici, deposizionali, vulcanologici e litotecnici delle carote prelevate (ALDEGA *et alii*, 2004; ARGENTIERI *et alii*, 2004; AULENTA & GLIOZZI, 2004) si è giunti infatti alla stratigrafia sintetizzata nella seguente tabella:

Sondaggio "Pozzo Grande I" <i>coordinate boccaforo: X=317871; Y=4653068; Datum WGS 84- proiez. NUTM 33; quota 163 m s.l.m.; profondità 100 m</i>			
Unità	Intervallo di profondità (m dal piano campagna)	Spessore (m)	Età
<i>coltre pedogenizzata</i>	0/-3	3	<i>Olocene</i>
Ua: <i>limi argillosi con livelli ghiaiosi (depositi continentali)</i>	-3/-29,5	26,5	<i>Olocene</i>
Ub: <i>materiale vulcanico degradato a matrice sabbiosa</i>	-29,5/-48,5	19	<i>Pleistocene sup.- Olocene (?)</i>
Uc: <i>piroclastiti correlabili all'attività del Tuscolano-Artemisio dei Colli Albani</i>	-48,5/-88	39,5	<i>Pleistocene</i>
Ud: <i>vulcaniti riconducibili all'attività del Distretto vulcanico dei Sabatini</i>	-88/-96	8	<i>Pleistocene</i>
Ue: <i>argille marnose compatte, fossilifere, con residui carboniosi e concrezioni carbonatiche</i>	-96/-100	4	<i>Pliocene sup.- Pleistocene</i>

Le unità vulcaniche riscontrate appartengono sia al Distretto vulcanico dei Colli Albani (Lithosoma Tuscolano-Artemisio, 0,6-0,3 Ma; DE RITA *et alii*, 1995), sia a quello Sabatino, con le prime stratigraficamente sovrapposte alle seconde (ALDEGA *et alii*, 2004). Le tre unità eruttive albane individuate (da -66 m a -88 m dal piano campagna) sono tre colate piroclastiche, note in letteratura come "unità di Tor de' Cenci", "unità del Palatino" e "unità del Casale del Cavaliere" (DE RITA *et alii*, 2002); esse risultano separate da due paleosuoli (da -72 m a -75 m e da -81 m a -82 m). L'unità di Tor de' Cenci poggia su depositi riconducibili all'attività del Distretto vulcanico dei Sabatini (da -88 m a -96 m), tra i quali si

riconosce il “*tufo giallo della via Tiberina*”. A quota – 66 m dal piano campagna si rinviene un deposito bruno-rossastro spesso circa 7 m riferibile all’unità delle Pozzolane Rosse (DE RITA *et alii*, 1995). Le Pozzolane Rosse sono separate dalla sovrastante unità del “*Tufo lionato*” da un livello biancastro ricco di halloysite, caolinite e mica che testimonia un evento di intensa alterazione delle piroclastiti. Nessuna evidenza mineralogica e/o stratigrafica ha permesso di individuare l’Unità delle Pozzolane nere, che sembra non aver raggiunto il bacino di Pozzo Grande. L’unità sedimentaria intercettata nel tratto inferiore del sondaggio è attribuibile, in base alle analisi biostratigrafiche e paleoecologiche effettuate (AULENTA & GLIOZZI, 2004), alle sequenze deposizionali pre- vulcaniche di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene, di ambiente marino marginale con salinità ridotta (bacino salmastro non isolato dal mare).

E’ infine da citare la monografia di VENTRIGLIA (1990), che contiene un elenco sistematico dei pozzi rilevati nell’ambito della “regione orientale” della Provincia di Roma. La banca dati riguarda prevalentemente perforazioni poco profonde, dell’ordine di poche decine di metri; fanno eccezione alcuni pozzi spinti a maggiore profondità, dei quali l’Autore descrive le stratigrafie come sintetizzato di seguito.

Pozzo “Fosso di Castello”

Il pozzo “Fosso di Castello” è situato nel territorio comunale di Marcellina, nell’area collinare sviluppata nei depositi plio-quadernari, ad ovest della dorsale di Colle Cigliano che costituisce il limite occidentale del bacino di Pozzo Grande. Si tratta di un pozzo perforato dal Comune di Marcellina per la captazione delle acque sotterranee e spinto sino alla profondità di 180 m dal piano di campagna. In dettaglio, il sito di perforazione è ubicato nel Fosso Castello in prossimità della linea ferroviaria Roma-Sulmona. Nella tabella seguente vengono riportati i dati del foro e la stratigrafia descritta da VENTRIGLIA (1990), che contempla tre cicli trasgressivo-regressivi stratigraficamente sottostanti alle argille del Pleistocene inferiore (Gelasiano) che affiorano nei pressi del sito di perforazione.

POZZO “FOSSO DI CASTELLO” (pozzo “ h 36 16” VENTRIGLIA, 1990)		
<i>coordinate boccaforo: lat 42° 00’ 20’’ N, long. 0° 20’ 08’’ E da Monte Mario; quota: m 143 s.l.m.; profondità 180 m</i>		
Litologia	Intervallo di profondità (m dal piano campagna)	Spessore (m)
<i>Terreno agrario</i>	<i>0/-3,5</i>	<i>3,5</i>
<i>Ghiaia</i>	<i>-3,5/-10</i>	<i>6,5</i>
<i>Arenaria</i>	<i>-10/-24</i>	<i>14</i>
<i>Argilla, sabbia e torba</i>	<i>-24/-60</i>	<i>36</i>

<i>Sabbia</i>	-60/-62	2
<i>Argilla</i>	-62/-83	21
<i>Ghiaia cementata</i>	-83/-99	16
<i>Ghiaia sciolta con sabbia (1^a falda acquifera)</i>	-99/-112	13
<i>Sabbia argillosa</i>	-112/-125	13
<i>Argilla</i>	-125/-132	7
<i>Travertino</i>	-132/-132,5	0,5
<i>Ghiaione</i>	-132,5/-135	2,5
<i>Sabbione con ghiaia (2^a falda acquifera)</i>	-135/-143	8
<i>Argilla sabbiosa</i>	-143/-180	37

Pozzi Le Casette I e II

I pozzi sono ubicati al margine meridionale dei Monti Cornicolani, in località Le Casette.

<i>Pozzo I° "h 33 15" (VENTRIGLIA, 1990)</i>		
<i>(coordinate boccaforo: lat N 42° 00' 12", long. 0° 15' 49" E da Monte Mario; quota: m 115 s.l.m.; profondità 84 m)</i>		
<i>Litologia</i>	<i>Intervallo di profondità (m dal piano campagna)</i>	<i>Spessore (m)</i>
<i>Limi sabbiosi con intercalazioni di sabbie, sabbie limose e e argille grigie verdastre</i>	0/-30,5	30,5
<i>Ghiaia in matrice da sabbiosa ad argillosa con alcuni livelli cementati e con intercalati livelli di argilla</i>	-30,5/-83,5	53
<i>Calcare mesozoico</i>	-83,5/-84	0,5

<i>Pozzo II° "h 33 16" (VENTRIGLIA, 1990)</i>		
<i>(coordinate boccaforo: lat N 42° 00' 12", long. 0° 15' 50 E da Monte Mario; quota: m 115 s.l.m.; profondità 82 m)</i>		
<i>Litologia</i>	<i>Intervallo di profondità (m dal piano campagna)</i>	<i>Spessore (m)</i>
<i>Alternanze di argille e ghiaia</i>	0/-66,7	66,7
<i>Alternanze di calcari e conglomerato argilloso</i>	-66,7/-73,7	7

<i>Calcarei fessurati</i>	-73,7/-78	4,3
<i>Vuoto naturale</i>	-78/-79	1
<i>Ghiaia e sabbia</i>	-79/-82	3

3. - RISORSE AMBIENTALI

Il territorio compreso nel Foglio 366 “Palombara Sabina”, in ragione delle numerose peculiarità di carattere naturalistico e ambientale ivi presenti, risulta tutelato per una significativa estensione nell’ambito del sistema delle Aree Protette della Regione Lazio. Anche gli aspetti geologici, in passato tradizionalmente meno ponderati di quelli floristici e faunistici tra i criteri per il riconoscimento della valenza ambientale di un territorio, risultano oggi maggiormente valorizzati, ed i concetti di geosito, di geodiversità e di geoconservazione hanno acquisito piena dignità nella comunità tecnico- scientifica, anche grazie all’importante attività di censimento e catalogazione dei Beni culturali a carattere geologico svolte dagli organi competenti della Regione Lazio (si veda a tal proposito CASTO *et alii*, 1991; CASTO & ZARLENGA, 1992; CASTO & CUGGIANI, 1993; CASTO, 1998; CRESTA *et alii*, 2005).

Il settore oggetto delle presenti note contribuisce in maniera significativa, con le sue importanti risorse naturali, allo sviluppo di tale processo culturale nel territorio laziale. E’ infine opportuno rammentare come gran parte dell’area ricadente nel Foglio 366 “Palombara Sabina” sia sottoposta a vincolo idrogeologico ai sensi del R.D. 3267/1923.

3.1. – GEOSITI

Nel Sistema Informativo Territoriale delle Aree Protette della Regione Lazio (consultabile tramite WebGIS; www.parchilazio.it) sono censiti i Geositi di reperimento o emergenze geologiche (CRESTA *et alii*, 2005), ai fini della loro classificazione nel Sistema regionale delle Aree Protette e alla conseguente tutela e valorizzazione. Nella tabella successiva sono sintetizzate le informazioni relative ai geositi degli Ambiti geologici del Lazio centro-orientale (CRESTA *et alii*, 2005) compresi nel Foglio 366 “Palombara Sabina” (le forme carsiche epigee ed ipogee sono già state descritte nel relativo paragrafo 1.2.2).

E’ importante evidenziare che nella catalogazione ufficiale dei geositi del Lazio ad oggi non è compreso il *sinkhole* di Marcellina, descritto nei paragrafi precedenti: per le sue peculiarità di genesi e localizzazione il sito appare comunque degno di tutela e valorizzazione quale emergenza geologica di tipologia “Paesaggio geologico”, al pari degli altri *sinkhole* della Campagna Romana.

N°	Geosito di reperimento	Localizzazione	Comune	Descrizione
117	Argille li- gnitifere e fossilifere il loc. Cave di Lignite	Lat: 4671958,53N Long: 314384,93E	Nerola (RM)	<i>Sul taglio di un versante affiora una successione di ambiente salmastro formata da argille, sabbie e conglomerati. I livelli argillosi, al cui interno è presente uno strato di lignite, contengono resti di mammiferi del Villafranchiano</i>
120	Terrazzo flu- viale del Fos- so Carolano	Lat: 4669817,04N Long: 307508,50	Montelibretti (RM)	<i>Il terrazzo, situato sulla sponda sinistra del fosso, è costituito da ghiaie e sabbie con minerali vulcanici, al cui interno sono stati rinvenuti resti di bovidi e di elefanti.</i>
121	Argille e sab- bie fossilifere del Fosso di Carolano	Lat: 4669517,81N Long: 309606,83E	Fara in Sabina (RI)	<i>Argille sabbiose e sabbie contenenti abbondantissima malacofauna del Gelasiano</i>
122	Argille e sab- bie fossilifere il loc. Castello	Lat: 4668936,38N Long: 312307,31E	Montelibretti (RM)	<i>Affioramento di argille sabbiose e sabbie contenente abbondantissima malacofauna del Gelasiano</i>
123	Argille e sabbie con laminazioni a Montelibretti	Lat: 4668503,48N Long: 312605,68E	Montelibretti (RM)	<i>Successione costituita da argille, argille sabbiose, sabbie e conglomerati. Le argille sabbiose presentano strutture sedimentarie di ambiente neritico e costiero</i>
220	Panorami geologici da Guidonia	Lat: 4652917,71N Long: 313620,18E	Guidonia Montecelio (RM)	<i>Si osservano i rilievi calcarei in successione sabina dei Monti Lucretili e dei Monti Tiburtini. Dietro i Monti Prenestini si scorgono le propaggini del Vulcano Laziale.</i>

221	<i>Sedimenti plio- pleistocenici marini e salmastri presso Colle della Colonnella</i>	Lat: 4654452,08N Long: 316073,77E	San Polo dei Cavalieri (RM)	<i>Affioramento del substrato sedimentario della Campagna Romana: ghiaie e sabbie plio- pleistoceniche deposte in ambiente salmastro e marino, con la tipica laminazione a festoni a indicare il rimaneggiamento ad opera delle correnti e del moto ondoso in ambiente di spiaggia sommersa</i>
222	<i>Sovrascorrimento del Monte Morra</i>	Lat: 4654443,04N Long: 319437,09E	Marcellina (RM)	<i>Sovrapposizione tettonica della Dolomia Principale (Trias) sul Calcare Massiccio (Giurassico inferiore p.p.), lungo una superficie di sovrascorrimento</i>
223	<i>Megabrecce del Monte Morra</i>	Lat: 4656105,92N Long: 319858,26E	San Polo dei Cavalieri (RM)	<i>Megabrecce di Calcare Massiccio nella parte inferiore della Corniola. Le megabrecce si sono originate per il crollo di materiale dal margine della piattaforma carbonatica, che si distribuiva lungo la scarpata di raccordo con i settori bacinali.</i>
224	<i>Dolomie triassiche a Moricone</i>	Lat: 4664929,91N Long: 316083,23E	Moricone (RM)	<i>Nei pressi del paese di Moricone è presente un affioramento di Dolomia Principale (Triassico), contenente bivalvi del genere Megalodon.</i>

225	Accavallamento di Monte Castelvecchio	Lat: 4665917,76N Long: 318907,30E	Montorio Romano (RM)	<i>Superficie di taglio a basso angolo lungo la quale si è verificato il sovrascorrimento del Calcare Massiccio (Giurassico inferiore p.p.) sulla Corniola (Lias medio).</i>
226	Pieghe nella Corniola presso Villa Velia	Lat: 4666851,97N Long: 318767,22E	Montorio Romano (RM)	<i>Serie di pieghe coricate, a piccola scala, nella formazione della Corniola. La vergenza plicativa principale è verso est.</i>
227	Accavallamento di Nerola	Lat: 4669897,10N Long: 317300,84E	Nerola (RM)	<i>Una successione sedimentaria che va dai calcari detritici con Posidonia (Giurassico medio) alla scaglia cinerea detritica (Oligocene) appare in questo sito completamente rovesciata.</i>
228	Sovrascorrimento di Monte degli Elci	Lat: 4670537,55N Long: 316710,44E	Nerola (RM)	<i>Dorsale di Monte degli Elci, costituita da una piega anticlinale coricata a vergenza orientale, con al nucleo i Calcari detritici con Posidonia, che sovrascorre la scaglia cinerea detritica</i>
246	Panorami geologici da Montorio in Valle	Lat: 4668609,01N Long: 333638,52E	Pozzaglia Sabina (RI)	<i>Da questo punto panoramico sono visibili le strutture carbonatiche in facies sabina, quelle in facies di piattaforma e i flysch torbiditici dell'avanfossa messiniana.</i>

247	<i>Versante occidentale della</i>	Lat: 4673440,13N	Paganico (RI)	<i>Questo punto panoramico permette di comprendere alcuni dei rapporti</i>
	<i>Valle del Turano dal Fosso dell'Obito</i>	Long: 334355,88E		<i>esistenti tra strutture tettoniche e morfologia. In particolare, è ben evidente la rottura di pendio in corrispondenza del contatto tettonico tra i calcari miocenici e le torbiditi messiniane.</i>
268	<i>Depositi sabbioso-conglomeratici del Pleistocene nei pressi del Fosso Corese</i>	Lat:4673013,19N Long: 307781,78E	Fara in Sabina (RI)	<i>Depositi sabbioso-conglomeratici del ciclo marino plio-pleistocenico. Sono presenti laminazioni, stratificazioni incrociate e gusci di molluschi marini (ambiente di spiaggia sommersa). Al tetto è presente una colata piroclastica proveniente dal Distretto vulcanico sabatino.</i>
391	<i>Pozzo del Merro</i>	Lat: 4656943,28N Long: 308085,74E	Sant'Angelo Romano (RM)	<i>Grande voragine a forma di imbuto, larga 150 m e alta 80 m, alla base della quale si trova uno specchio d'acqua di circa 30 m di diametro. Il condotto, che si sviluppa in profondità con andamento sub verticale per circa 450 m, si restringe gradualmente di diametro fino a 5 m.</i>

418	Grotta Peter Pan	Lat: 4656922,00N Long: 320092,00E	San Polo dei Cavalieri (RM)	<i>La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 95 m e un dislivello di circa 50 m ed è stata esplorata nel 1997. La cavità ipogea, cui si accede tramite uno stretto passaggio d'ingresso, è costituita da due ambienti.</i>
419	Pozzo San Polo dei Cavalieri	Lat: 4653900,00N Long: 319890,00E	San Polo dei Cavalieri (RM)	<i>La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 23 m e un dislivello di 62 m. E' stata esplorata nel 1958. Un doppio ingresso conduce ad un pozzo di 10 m, collegato tramite uno scivolo ad un altro pozzo, profondo 45 m.</i>
420	Grotta Hale Bopp	Lat: 4654332,00N Long: 319792,00E	Marcellina (RM)	<i>La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di circa 200 m e un dislivello di 72 m ed è stata esplorata nel 1997. La cavità ipogea, impostata lungo una frattura, si compone di un ramo principale che conduce a due pozzi.</i>
421	Risorgenza di Collentone	Lat: 4658132,00N Long: 323312,00E	Roccagiovine (RM)	<i>La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 90 m e un dislivello di soli 2 m. È stata esplorata a partire dal 1994. È presente una risorgenza che si attiva nei periodi di troppo pieno, costituita da una galleria che termina con un sifone perenne.</i>

423	Pozzo Sven- tatore	Lat: 4656952,00N Long: 308312,00E	Sant'Angelo Romano (RM)	<i>La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di circa 70 m e un dislivello di 118 m. È stata esplorata nel 1928. Un pozzo di 47 m immette in una grande sala dalla quale, attraverso tre cunicoli, è possibile accedere al lago-sifone terminale.</i>
425	Grotta di Fossavota	Lat: 4656422,00N Long: 312172,00E	Sant'Angelo Romano (RM)	<i>La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 95 m e un dislivello di circa 30 m. È stata esplorata nel 1962. La cavità ipogea possiede due ingressi, dai quali si accede ad una galleria che si esaurisce in corrispondenza di una frana.</i>
426	Sventatoio I di Poggio Cesi	Lat: 4656332,00N Long: 312212,00E	Sant'Angelo Romano (RM)	<i>La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 150 m e un dislivello di circa 80 m. È stata esplorata nel 1962. Un doppio ingresso porta ad una saletta che ha restituito reperti dell'età del Bronzo. La cavità ipogea prosegue con un pozzo di 22 m che poi si biforca in due rami.</i>
427	Cavità dell'e- lefante	Lat: 4652642,00N Long: 312382,00E	Guidonia Montecelio (RM)	<i>La grotta presenta uno sviluppo planimetrico di 125 m e un dislivello di 20 m. È stata esplorata nel 1992. L'ingresso è intercettato da un rifugio antiaereo risalente alla Seconda Guerra Mondiale. Due pozzi in serie conducono ad una galleria orizzontale costellata da numerosi laghetti.</i>

431	Pozzo di Cineto	Lat: 4657602,00N Long: 331337,00E	Cineto Romano (RM)	<i>La grotta presenta un dislivello di 58 m ed è conosciuta fin dall'antichità. La cavità ipogea è costituita da un unico pozzo che si</i>
-----	------------------------	--------------------------------------	--------------------	--

				<i>apre a campana ed il cui fondo è coperto da massi crollati.</i>
582	Mammalo-fauna pleistocenica di Monte Maggiore	Lat: 4668695,26N Long: 308191,39E	Montelibretti (RM)	<i>L'affioramento, datato Pleistocene medio-inferiore, contiene resti di Sus scrofa, Cervus elaphus, Ursus speleaus, Elephas antiquus, Dama dama, Equus caballus.</i>
601	Sorgente lineare Torrente Licenza (sorgente romana dell'Anio Vetus)	Lat: 4654123,38N Long: 328548,02E	Vicovaro (RM)	<i>La sorgente scaturisce lungo un tratto d'alveo drenante del Fosso Licenza, alla confluenza di questo con l'Aniene, all'interno di un complesso di depositi alluvionali di limitato spessore sovrapposti alle formazioni piroclastiche. Il regime risulta perenne, con portata media di 150 l/s e temperatura dell'acqua di circa 15 °C</i>

4. - RISORSE LITO-MINERARIE

Nell'area del Foglio 366 "Palombara Sabina" i processi estrattivi riguardano prevalentemente la coltivazione di rocce carbonatiche mesozoiche e cenozoiche per scopi edilizi e stradali (produzione di cemento, calce idrata, correttivi per le acciaierie, pietra da taglio, blocchi per scogliera, pietrame e pietrischi) e le realtà estrattive più rilevanti ricadono nel settore meridionale del foglio, interessando i Monti Cornicolani (S. Angelo Romano) ed i Monti Lucretili (Marcellina). Attualmente, sia per la crisi dei settori edilizio ed industriale, sia per le migliorate condizioni di viabilità che consentono l'utilizzazione di materiali provenienti da zone più distanti, sia infine per processi economici che hanno portato alla concentrazione delle attività estrattive ad opera di grandi imprese del settore in zone a più elevato potenziale estrattivo, la maggior parte delle cave nell'area risultano abbandonate. La distribuzione delle cave attive e dismesse è censita in VENTRIGLIA (1990) e nel Piano Territoriale Provinciale Generale⁷ (PROVINCIA DI ROMA, 2010). Solo alcune di esse sono riconducibili ad attività produttive di un certo rilievo.

Quadrante I NE

Questo quadrante non presenta attività estrattive di rilievo; sono segnalati esclusivamente insediamenti estrattivi non più attivi e poco significativi: nella formazione dei *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ) tra Pozzaglia Sabina e Montorio in Valle, nella *scaglia detritica* (SCZ) a W di Orvinio, nella *Scaglia Rossa* (SAA) e nella *Scaglia cinerea* (SCC) sul versante orientale di Monte Calvo, a NE di Scandriglia.

Presso Poggio Moiano e Poggio Nativo sono presenti depositi travertinosi non significativi sotto il profilo estrattivo.

In passato diversi siti lungo la valle del Fiume Aniene, a ovest di Vicovaro, sono stati utilizzati per l'estrazione di pozzolana.

Quadrante II SE

La litofacies calcarenitica del *membro di Guadagnolo* (SPT_{1a}) è stata coltivata in diversi siti nel settore settentrionale della dorsale dei Monti Ruffi (tra Mandela e Sambuci, lungo il basso corso del Torrente Fiumicino; presso Cineto Romano, Roviano e Anticoli Corrado). Lungo il Torrente Fiumicino, nei pressi di Saracinesco, sono segnalate diverse cave non attive nei *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ) ed una nell'*unità spongolitica* (SPT), ubicata a N dell'abitato. Cave non attive nell'*unità spongolitica* sono segnalate anche a N e ad E di Vallinfreda. Presso Cineto Romano e lungo Colle La Spiaggia sono presenti cave non attive nelle *calcareniti a macroforaminiferi* (CFR); infine a NW di Civitella di

⁷ Tavola RT SAD 3.6 (Provincia di Roma, 2010)

Licenza e nella Valle del Licenza sono segnalate cave attive rispettivamente nella *Scaglia Rossa* (SAA) e nella *scaglia cinerea detritica* (CDZ).

Quadrante III SO

Tra gli insediamenti di S. Angelo Romano, Montecelio e Guidonia sono presenti attività estrattive nel *Calcare Massiccio* (MAS) e nella *Maiolica* (MAI) affioranti presso le pendici meridionali dei Monti Cornicolani. Tali materiali venivano utilizzati per la fabbricazione di calce e soprattutto di cementi. L'unico insediamento estrattivo ancora attivo nell'area, che ha risentito, oltre che della crisi edilizia, anche della concorrenza del polo estrattivo di Segni-Colleferro, è il cementificio di Guidonia. Lungo la strada provinciale tra Marcellina e S.Polo dei Cavalieri, al km 13 circa, è ben visibile presso un fronte di cava abbandonata lungo le pendici del Monte Morra, la sovrapposizione tettonica della *Dolomia Principale* (DPR), del Trias superiore, al di sopra di calcari bianchi massivi, riferibili alla formazione del *Calcare Massiccio* (MAS), oggetto dell'attività estrattiva. Tra gli abitati di Palombara Sabina e Marcellina sono segnalate cave non attive nella *Dolomia Principale*. Tra Marcellina e Montecelio si trovano cave abbandonate nelle sabbie del Gelasiano (UTB₆), e cave non attive si rinvencono anche nei depositi piroclastici tra Palombara Sabina e Castelchiodato. Tra i centri abitati di Guidonia e Sant'Angelo Romano sono segnalate piccole cave attive nelle argille (UTB₆), e nelle vulcaniti delle *Pozzolane Rosse* (RED). In località Formello sono presenti cave attive nelle argille e nei depositi vulcanici; infine, nei dintorni dell'insediamento di Cretone sono segnalate alcune cave non più attive nelle argille e nelle sabbie e depositi travertinosi, che non risultano essere mai stati sfruttati.

Quadrante IV NO

In località La Torre, tra Fara Sabina e Nerola ed in località Canneto, presso il Fosso Corese, sono segnalati depositi lignitiferi, di estensione assai limitata e coltivati solo in tempi passati (CHIOCCHINI *et alii*, 1975). Nei dintorni di Montelibretti sono segnalate diverse cave inattive: 4 a N dell'abitato, nell'*unità di Torre Baccelli* (UTB); una ad E, nelle sabbie, ed una nei travertini presso il Fosso Pratopalo; l'unica attività estrattiva ancora attiva in questo territorio comunale risulta essere quella nelle sabbie del Rio Riago. Altre cave abbandonate si rinvencono: nella dolomia e nella *Scaglia Bianca* (SBI) presso Monte Calvo; nelle sabbie e ghiaie plio-pleistoceniche presso Osteria di Nerola; nelle ghiaie a N di Montorio Romano. A SE di Montorio è segnalata una cava inattiva nella *corniola detritica* (COK), ed una nel *Calcare Massiccio* (MAS) ad E di Moricone. Infine, tra Montorio Romano e località Chiesa Nuova è presente una cava ancora attiva nella *Maiolica* (MAI).

5. - GEOLOGIA DEI VINI

L'area compresa nel Foglio 366 "Palombara Sabina", essendo in buona parte caratterizzata da una morfologia montuosa, non ha una spiccata vocazione vitivinicola. Fa eccezione la fascia collinare che raccorda la media valle tiberina ad occidente con i rilievi carbonatici dei Monti Lucretili e dei Monti Cornicolani ad oriente, ove il favorevole contesto microclimatico e la buona base pedologica sostengono l'uso agricolo del suolo, con netta prevalenza dell'olivicoltura sulla coltivazione di alberi da frutto e vite.

Si tratta di rilievi collinari, caratterizzati da quote medie tra i 200 e i 300 m s.l.m., ove affiorano le unità sabbioso-ghiaiose e subordinatamente argillose del Sintema del paleo-Farfa, principalmente **UTB** e **UMS**, con esigue coperture di vulcaniti e di depositi continentali olocenici.

Dal punto di vista della vocazione vitivinicola, tale porzione di territorio ricade nella "*Fascia collinare interna sedimentaria*" (COLACICCHI & PAROTTO, 2006) e da pochi anni è stata classificata zona a Denominazione di Origine Controllata (D.O.C.) "*Colli della Sabina*". La produzione enologica locale, pur vantando un discreto *terroir*⁸ ed una tradizione secolare documentata da autorevoli fonti storiche (Virgilio, Eneide, Libro VII; Orazio, Carmina I, 20), non presenta caratteristiche di particolare pregio. Essa si basa, come previsto dal relativo disciplinare, sui due vitigni Trebbiano e Malvasia, mentre il rosso è nettamente subordinato. Le caratteristiche delle due varietà prodotte sono sintetizzate nella seguente tabella (sui dati di COLACICCHI & PAROTTO, 2006).

Denominazione	Vitigni	Caratteristiche
Colli della Sabina bianco, D.O.C.	• Trebbiano toscano e/o giallo, anche congiuntamente (minimo 40%) • Malvasia del Lazio e/o di Candia anche congiuntamente (minimo 40%) • altre uve a bacca bianca (fino al 20%)	• colore paglierino, più o meno intenso • profumo delicato • sapore asciutto, talvolta amabile • gradazione alcolica da 10,5° a 12°
Colli della Sabina nero, D.O.C.	• Sangiovese (dal 40 al 70%) • Montepulciano (dal 15 al 40%) • altre uve a bacca nera (fino al 30%)	• colore rosso rubino, vivace • odore vinoso, intenso • sapore da asciutto a amabile • gradazione alcolica da 11° a 12,5°

⁸ 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)

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- 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. (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., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988) - *Note illustrative alla carta delle litofacies del Lazio- Abruzzo ed aree limitrofe*. Prog. Fin. Geodinamica, Quad. “La Ricerca Scientifica”, C.N.R., **114** (5): 223 pp., Roma.
- ACCORDI B., DEVOTO G., LA MONICA G. B., PRATURLON A., SIRNA G. & ZALAFFI M. (1969) – *Il Neogene nell’Appennino Laziale-Abruzzese*. Giorn. Geol., ser. 2, **35** (4): 235-268, Bologna.
- ALBARELLO D., BOSI V., BRAMERINI F., LUCANTONI A., NASO G., PERUZZA L., REBEZ A., SABETTA F. & SLEJKO D. (2000) - *Carte di pericolosità sismica del territorio nazionale*. Quaderni di Geofisica, **12**, 8 pp.
- ALBIANELLI A., BERTINI A., MAGI M., NAPOLEONE G. & SAGRI M. (1995) - *Il bacino Plio-Pleistocenico del Valdarno superiore: eventi deposizionali, paleomagnetici e paleoclimatici*. Il Quaternario, **8**(1): 11-18.
- ALDEGA L., ARGENTIERI A., DE RITA D., FABBRI M., GIAMPAOLO C. & LORETELLI S. (2004) -

Contributo dello studio mineralogico alla ricostruzione dell'evoluzione geologica del bacino di Pozzo Grande (Marcellina, Roma). 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: 53-61.

ALFONSI L., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (1991a) – *Strike slip tectonics in the Sabina area*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 481-488, Roma.

ALFONSI L., FUNICIELLO R., GIROTTI O., MAIORANI A., MATTEI M., PREITE MARTINEZ M., TRUDU R. & TURIB. (1991b) - *Structural and geochemical features of the Sabina strike-slip fault*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 217-230, Roma.

AMBROSETTI P. & AZZAROLI A. (1973) - *Alluvioni fossilifere dei bacini lacustri*. In: Desio A.: *Geologia dell'Italia*. 739-753, UTET, Torino.

AMBROSETTI P., BASILICI G., CIANGHEROTTI A.D., CODIPIETRO G., CORONA E., ESU D., GIROTTI O., LO MONACO A., MENEGHINI M., PAGANELLI A. E ROMAGNOLI M. (1995) - *La foresta fossile di Dunarobba (Terni, Umbria, Italia centrale): contesto litostratigrafico, sedimentologico, palinologico, dendrocronologico e paleomagnetologico*. Il Quaternario, **8**(2): 465-508.

AMBROSETTI P., BONADONNA F.P., FERRARA G., FORNASERI M., TOLOMEO L., TONGIORGI E. (1968) - *Segnalazione di un livello vulcanico nelle argille plioceniche della Sabina (Lazio settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (2), Roma.

AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G.B., LANDINI B., PARISI G. (1987) - *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del Fiume Tevere nell'Umbria meridionale*. Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, **10**: 10-33, Torino.

ARGENTI P. (1999) - *La biocronologia dei roditori del Plio-Pleistocene dell'Umbria e l'evoluzione del genere Apodemus (Muridae, Rodentia) in Italia*. Tesi di Dottorato, Università di Perugia, 240 pp.
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**: 234-255.

ARGENTIERI A., CECCHINI F., DE RITIS R., DI FILIPPO M., DI NEZZA M., MARGOTTINI S., MATERNI V., NARDI A., PIRO M. & ROTELLA G. (2015) *Indagini geofisiche di un sinkhole di origine antropica presso l'abitato di Montelibretti (Roma)*. 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**: 17-24.

ARGENTIERI A., CECCHINI F., DI FILIPPO M., DI NEZZA M., MARGOTTINI S. & TORO B. (2004a) *La depressione di "Il Laghetto" (Roma): un possibile sinkhole?* 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., LORETELLI S., VECCHIA P. & SCIARRA P. (2004b) - *Il ruolo del Servizio Geologico della Provincia di Roma nel governo del territorio: il caso del sinkhole di Marcellina (Roma)*. Atti del Workshop "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: 93-107.

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.

AUBOUIN J., DEBELMAS J. & LATREILLE M. (1980) – *Les chaînes alpines issues de la Téthys: introduction générale*. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., **115**: 712 pp.

AULENTA C. & GLIOZZI E. (2004) *Analisi del contenuto in fossili del livello basale di una carota prelevata dal sondaggio "Pozzo Grande I" (Marcellina, Roma)*. Relazione inedita, Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi Roma TRE: 16 pp.

- 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).
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME TEVERE (2012) - *Primo aggiornamento del Piano di bacino del fiume Tevere – 6° stralcio funzionale – P.S.6 – per l'assetto idrogeologico – PAI* (adottato con deliberazione n.125 del 18 luglio 2012 del Comitato Istituzionale, approvato dal Presidente del Consiglio dei Ministri con Decreto del 10/04/2013 e pubblicato sulla G.U.R.I. n° 188 del 12/8/2013).
- AZZAROLI A. (1980) - *Mammiferi terrestri del Pliocene*. Catalogo dei vertebrati fossili italiani, Verona: 211-215.
- BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORELISI 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. Carta Geol. d'It., **49**: 77-134.
- BARBERI R. & CAVINATO G.P. (1993) - *Analisi sedimentologiche ed evoluzione paleogeografica del settore meridionale del Bacino di Rieti (Appennino Centrale)*. In: FARABOLLINI P., INVERNIZZI C., PIZZI A., CAVINATO G.P. & MICCADEI E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 39-53, Camerino.
- BARBERI R., CAVINATO G. P., GLIOZZI E. & MAZZINI I. (1995) - *Late Pliocene - Early Pleistocene paleoenvironmental evolution of the Rieti Basin (Central Apennines)*. Il Quaternario, **8** (2): 515-534, Verona.
- BARBERI F. & INNOCENTI F. (1980) - *Volcanisme neogene et quaternaire*. In: *Introduction a la geologie generale d'Italie et guide a l'excursion 122A*. XXVI Congresso Geologico Internazionale, Parigi, 1980, 99-104.
- BARCHI M., GALADINI F., LAVECCHIA G., MESSINA P., MICHETTI A.M., PERUZZA L., PIZZI A., TONDI E. & VITTORI E. (2000) - *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, 62 pp. 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.
- BELLOTTI P. (1992) - *I sedimenti terrigeni della depressione Lago del Salto-Tagliacozzo: considerazioni sulla loro successione verticale*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 111-114, Camerino.
- BENDER B. & PERKINS D. M. (1987) - *Seisrisk III: a computer program for seismic hazard estimation*. U.S. Geol. Surv. Bull., **1772**, 48 pp.
- BENELLI G.C. (1960) - *Geologia dei Monti di Fara in Sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (3): 23-78. BENELLI G.C. (1962a) - *Il Paleogene dei Monti di Fara Sabina*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 557-568, Roma.
- BENELLI G.C. (1962b) - *Note di geologia sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (1): 3-33, Roma.
- BERTINI A. (1994) - *Palynological investigations on Upper Neogene and Lower Pleistocene sections in Central and Northern Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 431-443.
- BERTINI T. & BOSI C. (1976) - *Sedimenti continentali probabilmente pliocenici nella Valle del Salto e nella Conca del Fucino (Rieti - L'Aquila)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 767- 801, Roma.
- BERTOLDI R. (1995) - *Palinostratigrafia dei bacini intermontani dell'Appennino Nord-Occidentale*. Il Quaternario, **8**(1): 61-70
- BERTOLDI R. (1997) - *Lineamenti palinostratigrafici di depositi continentali del Plio-Pleistocene inferiore iniziale dell'Italia nord-occidentale*. Boll. Soc. Paleont. It., **36**(1-2): 63-74.

- BIGI G., CAPELLI G., MAZZAR., PAROTTO M., PETITTA M. & SALVATI R. (2000) - Strutture di collasso nella piana di S. Vittorino (Fiume Velino, Lazio): interazione tra circolazione idrica sotterranea e tettonica attiva - Atti convegno "Protezione e Salvaguardia delle aree di pianura", Ferrara novembre 1999, Regione Emilia-Romagna, 159-162.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **77**: 41-50.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. *Nature*, **234**: 108-111.
- BOLLATI A., CORRADO S., COSENTINO D., MARINO M., MATTEI M. & PAROTTO M. (2011) - *Assetto 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., CORRADO S. & MARINO M. (2012) - *Inheritance of Jurassic rifted margin architecture into the Apennines Neogene mountain building: a case history from the Lucretili Mts. (Latium, Central Italy)*. *Int. J. Earth Sci.*, **101**(4): 1-21.
- BONI C.F., BEAUBIEN S.E., CIOTOLI G., DI FILIPPO M., LOMBARDI S., NOLASCO F., PETITTA M., TORO B. (2004) *Sinkhole hazard in Italy: research projects in the S.Vittorino Plain (Central Italy)*. Abstract 32 IGC, session G02.04 (144), Florence, august 2004.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**: 991-1012.
- BONI C. & PETITTA M. (1994) - *Sorgenti lineari e valutazione dell'infiltrazione efficace in alcuni bacini dell'Italia Centrale*. *Quad. Geol. Appl.*, 1/94, Pitagora, 99-113.
- BOSELLINI A. (2004) - *The western passive margin of Adria and its carbonate platforms*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 79-92.
- BOSI C. & MESSINA P. (1992) - *Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 257-263, Camerino.
- BOSI C., MESSINA P. & SPOSATO A. (1989 b) - *La depressione del Salto*. In: "Guida all'escursione - Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". 89-97, a cura della Società Geologica Italiana, Roma.
- BRANCALEONI R., FRATINI P., GARBIN F. & NISIO S. (2015) - *Eventi naturali che cambiano la storia: il caso di Grotta Marozza*. 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**: 69-80.
- BROZZETTI F., LA VECCHIA G. & STOPPA F. (1992) - *Presentazione di alcuni aspetti tettonico-strutturali e petrologici del distretto ultra-alcalino umbro-laziale*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 327-337, Camerino.
- BRUCCHIETTI G. (1898) - Sul terremoto di Rieti del 28 giugno 1898. *Boll. Soc. Sism. It.*, **4**: 76-88.
- BRUNAMONTE F., CARRARAC., CAVINATO G.P., FERRELLI L., SERVA L., MICHETTI A.M., & RAGLIONE M. (1993a) - *La Conca di Rieti*. In: *Guida all'escursione alle conche intermontane dell'Appennino laziale-abruzzese (15-18 settembre 1993)*. *Il Quaternario*, **6** (2): 396-402, Verona.
- BRUNAMONTE F., GAETA M., MICHETTI A.M., MOTTANA A. & PALLADINO D.M. (1993b) - *Caratterizzazione mineralogico-petrografica ed inquadramento stratigrafico preliminare di alcuni depositi vulcanoclastici dell'area reatina*. In: *FARABOLLINI P., INVERNIZZI C., PIZZI A.*
- CAVINATO G.P. & MICCADEI E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quadernaria dell'Appennino centro-meridionale*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1992/1**: 97-102, Camerino.

- BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M., SERVA L. & VITTORI E. (1992) – *Evidenze paleosismologiche nell'Appennino Centrale ed implicazioni neotettoniche*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 265-270, Camerino.
- 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. France, **168**: 155-169.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P.P. (1996) – *Modalità della strutturazione neogenica nell'Appennino umbro-sabino (Italia centrale)*. In: CELLO G., DEIANA G. & PIERANTONI P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geologici Camerti, Vol. spec. **1995/1**: 153-169, Camerino.
- CALDERINI G., CALDERONI G., CAVINATO G.P., GLIOZZI E. & PACCARA P. (1998) - *The Upper Quaternary sedimentary sequence at the Rieti Basin (Central Italy), a record of sedimentation response to climatic changes*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **140**: 97-111, Olanda.
- CALDERONI G., CARRARA C., FERRELLI L., FOLLIERI M., GLIOZZI E., MAGRI D., NARCISI B., PAROTTO M., SARDORI L. & SERVA L. (1995) - *Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and chronological interpretations of a late Quaternary sediment core from Piana di Rieti (Central Apennines, Italy)*. Giorn. Geol., **56** (2): 43-72, Bologna.
- CANTELLI C., CASTELLARIN A. & PRATURLON A. (1979) - *Tettonismo giurassico lungo l'“Ancona-Anzio” nel settore Monte Terminillo-Antròdoco*. Geologica Romana, **17** (1978): 85-97, Roma.
- 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., PETITTA M. & SALVATI R. (2000) - *Relationships between catastrophic subsidence hazards and groundwater in the Velino Valley (Central Italy)* – Proceedings SISOLS 2000, Ravenna, Italy, September 2000, 123-135.
- CAMPONESCHI B. & NOLASCO F. (1980) - *Le risorser naturali della Regione Lazio*. Vol. 8: 415 pp., Regione Lazio.
- CAPOFORTI F. & MARIOTTI G. (1992) - *Le strutture sabine e della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'area del Lago del Salto (Rieti)*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 27-31, Camerino.
- CARAMANNA G. (2000) - *Idrogeologia, idrologia e morfologia di “sinkholes” rappresentativi della Regione Lazio*. Tesi di laurea inedita, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma “La Sapienza”.
- CARAMANNA G. (2001) - *Il pozzo senza fine del Merro*. Speleologia nel Lazio, **2**: 32-34. CARAMANNA G. & MARCUS G. (2004) - *Applicazione di metodologie di immersione scientifica e ROV (Remote Operated Vehicle) nello studio geologico comparato dei due sinkholes allagati più profondi del pianeta: Pozzo del Merro (Lazio, Italia centrale), El Zacaton (Tampulipas, Messico)*. 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: 211-227.
- CARBONI M.G. & DI BELLA L. (1996) - *La successione pleistocenica del sottosuolo di Orte*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 85-94, Roma.
- CARBONI M.G., CIVITELLI G., CORDA L., ESU D., MATTEUCCI R., PALLINI G., SCHIAVINOTTO F. & VENTURA G. (1984) – *Sedimenti spongolitici del Miocene inferiore e medio dell'Appennino centrale – Un inquadramento preliminare*. Geol. Rom., **21** (1982): 529-543, Roma.
- CARBONI M.G., DI BELLA L., GIROTTI O. (1993) - *Nuovi dati sul Pleistocene di Valle Ricca (Monte-rotondo, Roma)*. Il Quaternario, **6**: 38-48, Verona.
- CARBONI M.G., ESU D., GIROTTI O. & PICCARDI E. (1992) – *Il Pliocene ed il Pleistocene della Media*

- Valle del Tevere*. Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche “Libro guida alle escursioni”, 3-10.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) – *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542.
- CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G. & MECCHERI M. (2004) – *The internal northern Apennines, the northern Tyrrhenian sea and the Sardinia-Corsica block*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 59-77.
- CARMINATI E., DOGLIONI C. & SCROCCA D. (2004) – *Alps vs Apennines*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 141-151.
- CARRARA C., BRANCA M., PISEGNA CERONE E., VERRUBBI V. & VOLTAGGIO M. (2006) – *Calcareous tufa deposits of the Aniene valley between Vallepietra and Mandela-Vicovaro (Latium, Central Italy)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, **19**(1): 19-44.
- CARRARA C., BRUNAMONTE F., FERRELI L., LORENZONI P., MARGHERITI L., MICHETTI A. M., RAGLIONE M., ROSATI M. & SERVA L. (1993) – *I terrazzi della medio-bassa valle del F. Velino*. In: Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 39-53, Camerino.
- CARRARA C., ESU D. & FERRELI L. (1995) – *Lo sbarramento di travertino delle Marmore (bacino di Rieti, Italia centrale): aspetti geomorfologici, faunistici ed ambientali*. Il Quaternario, **8**: 111-118, Verona.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.N., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) – *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Ann. Tect., **6**: 62-94.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1979): Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la “Linea Ancona-Anzio” dal Lias medio al Pliocene. *Geologica Romana*, **17** (1978): 161-189, Roma.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A. & CANTELLI C. (1982) – *The Jurassic-lower Pliocene history of the Ancona-Anzio line (central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 325-336, Roma.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (2006) – CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>.
- CASTIGLIONI B. (1934) - *Studi morfologici nell'Italia centrale*. Boll. R. Soc. Geogr. It., s.6, **11** (1): 22- 30, Roma.
- CASTIGLIONI B. (1935) - *Ricerche morfologiche nei terreni pliocenici dell'Italia centrale*. Pubbl. Ist. Geogr. R. Univ. Roma, ser. A, **4**, Roma.
- CASTO L. (1998) - *The inventory of the cultural heritage of the Latium Region, Italy*, Proceedings of the “II International Symposium on the conservation of our Geological Heritage”, Mem. Descr. della Carta Geol. D'It., **LIV**: 391-396.
- CASTO L., POLIZZANO C. & ZARLENGA F. (1991) - *Protezione ambientale: beni geologici*, Energia e Innovazione, Anno **XXXVII** (1-2): 64-69.
- CASTO L. & CUGGANI M.C. (1993) - *Note illustrative della carta dei giacimenti fossiliferi della media valle del Tevere 1:50.000*, edito da ENEA e Regione Lazio: 165 pp.
- CASTO L. & ZARLENGA F. (1992) - *I beni culturali a carattere geologico nella media valle del Tevere 1:50.000*, edito da Regione Lazio, Centro Regionale di Documentazione, Roma.
- CAVINATO G. P. (1993) - *Recent tectonic evolution of the quaternary deposits of the Rieti Basin (Central Apennines, Italy): southern part*. *Geologica Romana*, **29**: 411-434, Roma.
- CAVINATO G. P., CERISOLA R. & STORONI RIDOLFI S. (1990) - *Segnalazione del ritrovamento di denti di Equus stenonis Cocchi in località S. Rufina (Conca di Rieti-Lazio)*. *Geologica Romana*, **26**: 255-262, Roma.
- CAVINATO G. P., CHIARETTI F., COSENTINO D. & SERVA L. (1989) - *Caratteri geologico strutturali del*

- marginale orientale della Conca di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 207-218.
- CAVINATO G. P., COSENTINO D., DE RITA D., FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1994) - *Tectonic-sedimentary evolution of intrapenninic basins and correlation with the volcano-tectonic activity in Central Italy*. Mem. Descr. Carta. Geol. d'It., **49**: 63-76, Roma.
- CAVINATO G. P. & DE CELLES (1999) - *Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy: Response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion*. Geology, **27** (10): 955-958.
- CAVINATO G. P., DE RITA D., MILLI S. & ZARLENGA F. (1993) - *Correlazioni tra i principali eventi tettonici, sedimentari, vulcanici ed eustatici che hanno interessato l'entroterra (conche intrappenniniche) e il margine costiero tirrenico laziale durante il Pliocene superiore ed il Pleistocene*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 109-114, Camerino.
- CAVINATO G. P., GLIOZZI E. & MAZZINI I. (1999) - *Two lacustrine episodes during the late Pliocene- Holocene evolution of the Rieti Basin (Central Apennines, Italy)*. In: "Field trip Guide book - Large scale vertical movements and related gravitational processes", 19-21. Roma-Camerino, 21- 26 giugno 1999, international workshop.
- CAVINATO G. P., GLIOZZI E. & MAZZINI I. (2000) - *Two lacustrine episodes during the Late Pliocene - Holocene evolution of the Rieti Basin (Central Apennines, Italy)*. In: GIERLOWSKI - KORDESH E. H. & KELTS K. R. (Eds): *Lake basins through space and times*. AAPG Studies in Geology, **46**: 527- 534, Tulsa.
- CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (1992) - *Evoluzione tettonica e paleogeografica della Conca di Rieti (Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990): 608 - 609, Roma.
- CAVINATO G. P., SALVINI F. & TOZZI M. (1988) - *Evoluzione tettonica del settore centrale della linea Olévano-AnTRODoco: il contributo dell'analisi strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 591-601, Roma.
- CHIOCCHINI M., MANFREDINI M., MANGANELLI V., NAPPI G., PANNUZI L., TILIA ZUCCARI A., ZATTINI N. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, fogli 138-144, "Terni-Palombara Sabina"*. Servizio Geologico d'Italia, 117 pp., Roma.
- CHIOCCHINI M., MANGANELLI V. & PANNUZI L. (1976) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico della Sabina (Lazio). I. Micropaleontologia, stratigrafia ed evoluzione paleoambientale dell'area del Monte Calvo*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (6) (1975): 1753-1790, Roma.
- CHIOCCHINI M., MANGANELLI V. & PANNUZI L. (1979) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico della Sabina (Lazio). II - I Monti Cornicolani*. Boll. Serv. Geol. d'It., **100**, p. 325-264.
- CIARAPICA G. (1990) - *Central and Northern Apennines during the Triassic: a review*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 39-50.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (2002) - *The paleogeographic duplicity of the Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. **1**: 65-75.
- CICCOLELLA A., DI FILIPPO M., IACOVELLA S. & TORO B. (1995) - *Prospezione ed analisi gravimetrica della Piana di Rieti*. Il Quaternario, **8** (1): 141 - 148, Verona.
- CIOTOLI G., DI FILIPPO M., NISIO S. & ROMAGNOLI C. (2001) - *La Piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, geomorfologici, geofisici e geochimici*. Mem. Soc. Geol. It., **56**: 297-308, Roma.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) - *La linea Olévano-AnTRODoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. In: Tozzi M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 143-149 Camerino.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) - *Miocene unconformities in central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. Tectonophysics, **252**: 375-389.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1996) - *Miocene tectono-sedimentary events and geodynamic*

- evolution of the central Apennines (Italy)*. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **387**: 163-176.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1997a) - *Il sistema Tirreno - Appennino: segmentazione litosferica e propagazione del fronte compressivo*. In: CELLO G., DEIANA G. & PIERANTONI P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/2**: 125 – 134, Camerino.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1997b) - *Il Bacino di Belvedere-Vallocchia (Monti di Spoleto): un thrust-top basin dell'Appennino serravalliano*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 347-362.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1999) - *Extension- and compression-related basins in central Italy during the Messinian Lago-Mare event*. Tectonophysics, **315**: 163-185.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PERILLI N. (1993) - *Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olèvano-AnTRODoco*. Geologica Romana, **29**: 495 – 513, Roma.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PAROTTO M. (1997) - *Modello cinematico strutturale dell'Italia Centrale*. In: CELLO G., DEIANA G. & PIERANTONI P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/2**: 125 – 134, Camerino.
- CIVITELLI G., CORDA L., DI SABATINO B. & PAROTTO M. (1979) - *Dati preliminari sui minerali pesanti dei Flysch terziari dell'Appennino centrale*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 21-26, Roma.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1988 a) - *Il Bacino sabino: 2) sedimentologia e stratigrafia della serie calcarea e marnosa spongolitica (Paleogene-Miocene)*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 33-47, Roma.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1988 b) - *Il Bacino sabino: 3) evoluzione sedimentaria ed inquadramento regionale dall'Oligocene al Serravalliano*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 399-406, Roma.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1992) - *Ulteriori dati sui minerali pesanti e sulle litofacies di alcuni depositi terrigeni dell'Italia centrale*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (Eds.) «*Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*». Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 161-166, Camerino.
- CLERICI E. (1895) - *Presentazione di fossili della regione fra i Monti Cornicolani e Lucani*. Boll. Soc. Geol. It., **14**: 315-320, Roma.
- COLACICCHI R. & PAROTTO M. (2006) - *Geologia dei Vini Italiani*, vol. 3 “*Italia centrale*”, 175 pp., Milano.
- COLI M. (1981) - *Studio strutturale della linea Ancona -Anzio tra Posta ed AnTRODoco (Gole del Velino)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 325-336, Roma.
- 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.
- 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.
- CONATO V., ESU D., MALATESTA A., ZARLENGA F. (1980) - *New data on Pleistocene of Rome*. Quaternaria, **22**: 131-176.
- CONTI M.A. & GIROTTI O. (1977) - *Il Villafranchiano nel “Lago Tiberino”, ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico*. Geologica Romana, **16**: 67-80, Roma.
- CORDA L. & MARIOTTI G. (1986) - *Il Bacino sabino: 1) Fenomeni di risedimentazione nella serie di Osteria Tancia*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 41-63, Roma.
- CORNELL C.A. (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., **58**: 1583-1606.
- CORRADO S., COSENTINO D., CRESCENZI B. & PAROTTO M. (1992) - *Geometrie delle deformazioni della Sabina meridionale attraverso la ricostruzione di superfici strutturali (Lazio, Appennino centrale)*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione*

- dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto. Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 47-53, Camerino.
- CORRADO S., COSENTINO D., PAROTTO M. & VECCHIA P. (1997) - *Verifica delle compatibilità geometriche e cinematiche del thrust-belt sabino (Appennino centrale)*. In: CELLO G., DEIANA G. & PIERANTONI P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geol. Camerti, **1995/2**: 145 - 153, Camerino.
- 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., and DI FIORE V. (2017) - *New insights into the onset and subsequent evolution of the central Apennine extensional intermontane basins based on the tectonically active L'Aquila Basin (central Italy)*. Geological Society of America Bulletin, vol. 129 (in stampa).
- COSENTINO D., CIPOLLARI P., MARSILI P., SCROCCA D. (2010a) - *Geology of the central Apennines: a regional review*. In: (Eds.) Marco Beltrando, Angelo Peccerillo, Massimo Mattei, Sandro Conticelli, and Carlo Doglioni, *The Geology of Italy*, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, volume 36, paper 11.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P. & PASQUALI V. (2006) - *The Jurassic pelagic carbonate platform of the Cornicolani Mts. (Latium, central Italy)*. In: G. PASQUARÈ & C. VENTURINI, Mapping geology in Italy, APAT - SELCA. IGC Florence, 2004.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P. & PASQUALI V. (2010b) - *Note illustrative alla carta della geodiversità del settore Sabino- Lucretile- Cornicolano*. Regione Lazio, Assessorato all'Ambiente e Cooperazione tra i Popoli- Direzione Ambiente e Cooperazione tra i Popoli- Agenzia Regionale dei Parchi, 53 pp.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P. & PIPPONZI G. (2003) - *Il sistema orogenico dell'Appennino centrale: vincoli stratigrafici e cronologia della migrazione*. Studi Geol. Camerti, Num. Spec., **2003**: 85- 99.
- COSENTINO D. & FUBELLI G. (2008) - *Comment on: "Geomorphological, paleontological and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotope analyses of early Pleistocene paleoshorelines to define the uplift of Central Apennines (Italy)"*. Quaternary Research, **69**: 163-164.
- COSENTINO D., MARIOTTI G. & PAROTTO M. (1982) - *Megabrecce, flussotorbiditi e serie ridotte di Forca Canapine (F. 132, Norcia)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 45-50.
- 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*. APAT-Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, 147 pp.
- COSENTINO D., MICCADEI E. & PAROTTO M. (1993) - *Assetto geologico-strutturale dei Monti di Fara in Sabina (Lazio, Appennino centrale)*. Geologica Romana, **29**: 537-545, Roma.
- COSENTINO D. & MONTONE P. (1991) - *Tectonics in the tiburtino-lucretile sector of the Central Apennine (Latium, Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 707-716, Roma.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1988) - *Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare*. Geologica Romana, **25**, (1986): 73-90, Roma.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1992) - *La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale)*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto. Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 381-387, Camerino.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1992) - *Stile strutturale dei monti reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia- Vasto. Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 55-61, Camerino.
- CPTI Working Group (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, version 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>.
- CREMA G. (1915) - *Improvvisa formazione di una dolina presso Montecelio in provincia di Roma*. Boll.

Soc. Geol. It., **XXXV**: 273-276.

- 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.
- D'AGOSTINO N., LESCHIUTTA I., NASO G. & TALLINI M. (1997) – *La faglia sabina: deformazioni tettoniche nelle unità quaternarie tra Vacone e Montasola (Lazio Settentrionale)*. In : Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno- Appennino*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/2**: 191-197, Camerino.
- DAMIANI A.V. (1985) - *Considerazioni sulla evoluzione geodinamica della linea tettonica "Anticoli Corrado-Olevano Romano" e delle zone ad essa adiacenti (Lazio)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101** (1982): 177-240, Roma.
- DAMIANI A.V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATUR-LON A. (1992) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso- cenozoiche dell'Appennino centrale*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 187-213, Camerino.
- DE ANGELLS D'OSSAT G. (1924) - *Sulla geologia della provincia di Roma. XX. L'Equus Stenonis Cocchi nelle ligniti di Roccantica (Sabina), XXI. Sabbia pomicea a Tor Baccelli, Valle del Farfa*. Boll. Soc. Geol. It., **43**, Roma.
- DE ANGELLS D'OSSAT G. (1933) - *La spiaggia pliocenica sul versante occidentale dei monti Umbro-Sabini*. Atti Pont. Acc. Nuovi Lincei, **86**, Roma.
- DECANDIA A. & GIANNINI E. (1977) – *Studi geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. 1) Evidenze di due fasi tettoniche terziarie a SE di Spoleto (Prov. Di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 713-722.
- DE CELLES P.G. & GILES K.A. (1996) – *Foreland basin systems*. Basin Research, **8**: 105-123.
- DEMANGEOT J. (1952a) - *Sur la continuité de la surface Villafranchiens du Tibre a l'Adriatique*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. VIII, **12** (2), Roma.
- DEMANGEOT J. (1952b) - *Les applanissement Villafranchiens de l'Apennin Central*. Contributo di scienze Geologiche, Supplemento a "La ricerca scientifica" C.N.R., **2**: 96-105, Roma.
- DE MARCHI L. (1874) - *Bacino lignitifero di Roccantica (Umbria)*. Rel. Serv. Min., Roma.
- DE RITA D., FUNICIELLO R. & ROSA C. (1988) - *Caratteristiche deposizionali della II colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio (complesso vulcanico dei Colli Albani, Roma)*. Boll. GNV, **4**: 278-297.
- DE RITA D., FACCENNA C., FUNICIELLO R. & ROSA C. (1995) - *Stratigraphy and volcano tectonics*. In: Trigila R. (ed.), *The Volcano of the Alban Hills*, Roma, 33-71.
- DE RITA D., GIORDANO G., ESPOSITO A., FABBRI M. & RODANI S. (2002) - *Large volume phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani volcano (Middle Pleistocene, Italy)*. J. Volc. Geotherm. Research, **118**: 77-98.
- DI BELLA L. (1994) - *Le associazioni a foraminiferi del Plio-Pleistocene della media e bassa valle del Tevere. Stratigrafia e paleoecologia*. Tesi di Dottorato in Paleontologia, VII ciclo, Università di Modena.
- DI FILIPPO M., NOLASCO F., RIZZO S. & TORO B. (2004) - *Indagini geofisiche per l'individuazione di aree a rischio sinkhole nella Piana di San Vittorino (RI)*. 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: 389-397.
- DI FILIPPO M., NOLASCO F. & TORO B. (2004) - *Gli Altopiani di Arcinazzo: un'area a rischio sinkhole*. 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: 399-406.

- DI FILIPPO M., RUSPANDINI T. & TORO B. (1992) - *Evidenze di taglio N-S in Sabina meridionale*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 67-70, Camerino.
- DI FILIPPO M. & TORO B. (1982) - *Anomalie di Bouguer lungo la linea "Olevano-Antrudoco"*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 29-30, Roma.
- ENTE NAZIONALE IDROCARBURI (1972), *Acque dolci sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'A-GIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia*, Roma: 914 pp.
- ESU D. (1992) - *Rapporti marino-continentale nel "Bacino Tiberino"*. Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche "Libro guida alle escursioni", 18.
- ESU D. & GIROTTI O. (1975) - *La malacofauna continentale del Plio-Pleistocene dell'Italia Centrale - I Paleontologia*. Geologica Romana (1974), **13**: 203-293.
- ESU D. & GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblage of continental molluscs in Italy. A survey*. Il Quaternario, **4** (1a): 137-150, Verona.
- ESU D., GIROTTI O., & KOTSAKIS T. (1992) - *Molluschi e vertebrati di alcuni bacini continentali dell'Appennino centrale: indicazioni biostratigrafiche e paleoecologiche*. In: Tozzi M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 295-299, Roma.
- FACCENNA C. (1994) - *Structural and hydrogeological features of Pleistocene shear zones in the area of Rome (Central Italy)*. Annali di Geofisica, **37**(1): 121-133.
- 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, Cambridge.
- FACCENNA C., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (2004) - *Late Pleistocene N-S shear zones along the Latium Tyrrhenian margin: structural characters and volcanological implications*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **36**(141-144): 507-522.
- FARINACCI A. (1959) - *Le microbiofacies giurassiche dei Monti Martani*. Pubbl. Ist. Geol. Paleontol. Univ. Roma, **41**: 61 pp.
- FARINACCI A. (1967) - *La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana*. Geologica Romana, **6**: 421-480, Roma.
- FARINACCI A. (1970) - *Età, batimetria, temperatura, sedimentazione e subsidenza nelle serie carbonatiche dell'intrageoanticlinale mesozoica umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 317-332, Roma.
- FERRELLI L., BRUNAMONTE F., FILIPPI G., MARGHERITI L. & MICETTI A.M. (1993) - *Riconoscimento di un livello lacustre della prima età del ferro nel bacino di Rieti e possibili implicazioni neotettoniche*. In: Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 127-135, Camerino.
- FERRELLI L., PAROTTO M. & SERVA L. (1990) - *Evoluzione del reticolo idrografico nella piana di Rieti negli ultimi 4000 anni*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 901-910, Roma.
- FERRERI V. (1985) - *Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., **52**: 121-167, Napoli.
- FOLGHERAITER G. (1902) - *Il vulcanetto di Coppaeli (Rieti)*. Boll. Soc. Sism. **8**, Modena.
- FORNASERI M., SCHERILLO A. & VENTRIGLIA U. (1963) - *La Regione Vulcanica dei Colli Albani*. Roma.
- FORTI P. (2002) - *Evoluzione ipercarsica all'interno degli acquiferi termali e in rapporto a possibili problemi di suffossione*. In: "Le voragini catastrofiche. Un nuovo problema per la Toscana." Edizioni Regione Toscana: 11-26.
- GALLI P., GALADINI F. & PANTOSTI D. (2008) - *Twenty years of paleoseismology in Italy*. Earth-Science Reviews (in stampa).
- GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (1994) - *Geologia e paleogeografia giurassica dell'area compresa tra la valle del Verrino e Monte Murano (Monti della Rossa, Appennino marchigiano)*. Boll. Soc.

- Geol. It., **113**: 587-612.
- GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (2002) - *The Sabina Plateau: a new element in the Mesozoic palaeogeography of central Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. spec., **1**: 561-588.
- GASPARINI C., DI MARO R., PAGLIUCA N.M., PIRRO M. & MARCHETTI A. (2002) - *Recent seismicity of the "Acque Albule" travertine basin*. Annals of Geophysics, **45**, ¾: 537-550.
- GE.MI.NA. (Geomineraria Nazionale) (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Torino.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1991) - *Thrust belt development in the central Apennines: northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain (Italy)*. Tectonics, **10**: 904-919.
- GIARDINI M., CARAMANNA G. & CALAMITA U. (2001) - *L'imponente sinkhole del Pozzo del Merro (Monti Cornicolani, Roma): stato attuale delle conoscenze*. Natura & Montagna, **XLVIII**, 2: 12- 27.
- 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.
- GIOVAGNOTTI C. (1968) - *I suoli del bacino di Rieti*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 63-92, Roma.
- GIROTTI O. (1967) - *Considerazioni geologiche sul Plio-Pleistocene del bacino inferiore della Nera*. Atti della Accademia Gioenia di Scienze naturali, **18**: 27-32, Palermo.
- GIROTTI O. (1972) - *Correlabilità, mediante molluschi di acqua dolce, del Calabriano di Monte Mario (Roma) col Villafranchiano superiore*. Geol. Rom., **11**: 229-235, Roma.
- GIROTTI O. & PICCARDI E. (1993) - *The marine Pleistocene in the Middle Tiber Valley*. In: Field excursion guide book, 18-22. INQUA SEQS - CNR, Symposium "Quaternary stratigraphy in the volcanic areas", Roma.
- GIROTTI O. & PICCARDI E. (1994) - *Linee di riva del Pleistocene inferiore sul versante sinistro della media Valle del F. Tevere*. Il Quaternario, **7** (2): 525-536, Verona.
- GLIOZZI E., ABBAZZI L., ARGENTI P., AZZAROLI A., CALOI L., CAPASSO BARBATO L., DI STEFANO G., ESU D., FICARELLI G., GIROTTI O., KOTSAKIS T., MASINI F., MAZZA P., MEZZABOTTA C., PALOMBO M.R., PETRONIO C., ROOK L., SALA B., SARDELLA R., ZANALDA E. & TORRE D. (1997) - *Biochronology of selected Mammals, Molluscs and Ostracods from the Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. The State of the art*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **103** (3): 369-388, Milano.
- GRAGNANI R. (1972) - *Le vulcaniti melilitiche di Cupaello (Rieti)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **28**: 165-189.
- GRAPPELLI R., MARTINI P. & DE CATERINI G. (2003) - *Il Bacino dell'Aniene*. Tevere, Numero Speciale 2003, 15 pp.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999) - *Catalogo parametrico dei terremoti italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN. 92 pp.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Plankton Stratigraphy, BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (eds.): 283-314, Cambridge.
- IMBRIGHI G. & SCERNI N. (1953) - *I Laghetti di Percile*. Boll. Soc. Geogr. It., s. VIII, **VI** (1): 28-31. INGV (2006) - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ord. PCM 3274, 20/3/03. Rapp. Conclusivo per il DPC. INGV. 65 pp.
- IPPOLITO F. (1947) - *Contributo alla conoscenza della malacofauna delle ligniti di Colle dell'Oro, presso Terni*. Rendiconti dell'Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche della Società di Scienze, Lettere ed Arti, **15**: 1-10.
- ISSEL A. & MELI R. (1882) - *Sulle zone di fori lasciati dai litodomi pliocenici sulle calcarie di Fara in Sabina*. Boll. R. Com. Geol. D'It., **13**, Roma.
- 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.
- KOTSAKIS T. (1986) - *Elementi di paleobiogeografia dei mammiferi terziari dell'Italia*. Hystrix, **1**: 25-68, Roma.
- KOTSAKIS T. (1988) - *Biostratigraphy of Plio-Pleistocene arvicolid (rodents) of Italy*. *Modern Geology*, **13**: 163-175.
- KOTSAKIS T. (1992) - *Giacimenti di vertebrati fossili nell'area della media Valle del Tevere*. Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche "Libro guida alle escursioni", 11-13.
- LEGGIO T. & SERVA L. (1991) - *La bonifica della Piana di Rieti dall'età romana al Medioevo. Influenze sui mutamenti del paesaggio*. ENEA, Notiz. Sicur. e Prot., **25-26**: 61-70, Roma.
- LORENZONI P., RAGLIONE M., BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M. & PENNACCHIONI M. (1993) - *Stratigrafia dei depositi di versante tardo-quadernari del Bacino di Rieti: la sezione de "La Casetta"*. In: Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 145-153, Camerino.
- LOTTI B. (1906) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Rieti*. Boll. R. Com. Geni. d'It., **37**, Roma.
- LOTTI B. (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria*. Mem. Descr. Della Carta Geol. d'It., **21**: 1-303, Roma.
- MANCINI M., CAVINATO G.P. & GIROTTI O. (1999) - *Lower Pleistocene Tyrrhenian coastline (Coltadino-Fara in Sabina area)*. In: "Field trip Guide book - Large scale vertical movements and related gravitational processes", 11-16. Roma-Camerino, 21-26 giugno 1999, international workshop.
- MANCINI M., D'ANASTASIO E., BARBIERI M. & DE MARTINI P. M. (2007) - *Geomorphological, paleontological and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope analyses of early Pleistocene paleoshorelines to define the uplift of Central Apennines (Italy)*. *Quaternary Research*, **67**: 487-501.
- MANCINI M., GIROTTI O. & CAVINATO G.P. (2004) - *Il Pliocene e il Quaternario della media Valle del Tevere (Appennino centrale)*. *Geologica Romana*, **37**: 175-236.
- MANFREDINI M. (1972) - *Studio idrogeologico della Piana di Rieti*. C.N.R. Quad. Ist. Ric. Acque, **6**, Roma.
- MANGANELLI V. & FARAMONDI S. (1990) - *Tettonica traslativa nei Monti Sabini: l'area della Valle S. Croce (Contigliano, Rieti)*. Mem. Descr. Della Carta Geol. d'It., **38**: 207-214, Roma.
- MANTOVANI E., BABUCCI D. & FARSI F. (1985) - *Tertiary evolution of the Mediterranean region: major out-standing problems*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **105**: 67-90.
- MARCHETTI M., PAROLIN K. E. & SALA, B. (2000) - *The Biharian fauna from Monte La Mesa (Verona, northeastern Italy)* - *Acta Zool. Cracov.* **43**: 79-105.
- MARCHETTO F., BRUNAMONTE F., CARDARELLI, GUERRIERI L., MARGHERITI L., MICHETTI A.M. & SERVA L. (1997) - *Ricostruzione dell'evoluzione ambientale della soglia del bacino di Rieti attraverso indagini geologiche e geofisiche*. Atti del Convegno F.I.S.T., Geoitalia 1997, 1° Forum Italiano di Scienze della Terra, Bellaria 1-9 Ottobre 1997, **2**: 249-250.
- MARIOTTI G. & CAPOTORTI F. (1988) - *Analisi ed interpretazione di alcuni elementi tettonici recenti nella media Valle del Salto (Rieti)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 79-84, Roma.
- MATTEI M., MONTONE P. & SALVINI F. (1988) - *Analisi strutturale dei rilievi al margine appenninico intorno a Tivoli (Roma)*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 579-589, Roma.
- MAXIA C. (1941) - *Attraverso la Campagna Romana e i Monti Cornicolani, Lucani e Tiburtini. Guida alle escursioni degli studenti di Scienze geologiche della R. Università di Roma*. R. Università di Roma, Istituto Geo-Paleontologico, 31 pp., 5 Tav. f.t., Roma 1 settembre 1941 - XIX.
- MAXIA C. (1948) - *Un singolare fenomeno d'erosione nella Sabina occidentale: il ponte sfondato sul torrente Farfa*. L'Universo, **28** (6), Firenze.
- MAXIA C. (1949) - *Resti di Mammiferi rinvenuti nella miniera di lignite di San Pietro (Sabina)*. La Ric.

- Scientif., **19**: 346-347, Roma.
- MAXIA C. (1950) - *Il Bacino delle Acque Albule (Lazio)*. Contributi di Scienze Geologiche, Suppl. Ric. Sc., Univ. Roma: 27-44.
- MAXIA C. (1954) - *La Geologia dei Monti Cornicolani*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Roma, 11, 103 pp., 9 Tav. f.t., Roma.
- MAXIA C. (1955) - *Lineamenti geomorfologici del Lazio*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Roma, 25, Roma.
- MECCHIA G., MECCHIA M., PIRO M. & BARBATI M. (2003) - *Le grotte nel Lazio. I fenomeni carsici, elementi della geodiversità*. Regione Lazio, Assessorato all'Ambiente, Dipartimento Territorio, Direzione Ambiente e Protezione Civile.
- MELI R. (1882) - *Sulla zona dei fori lasciati da litodomi pliocenici nella calcaria giurese di Fara Sabina*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **13** (5-6), Roma.
- MENOTTI R.M., MILLESIMI F. & PETITTA M. (1999) - *La piana di S.Vittorino (Rieti) tra dissesto idrogeologico, valenze ambientali e sviluppo antropico*. Accademia Nazionale dei Lincei, "Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo", ottobre 1998, Roma, Atti dei Convegni Lincei 327- 333.
- MENOTTI R.M., MILLESIMI F. & PETITTA M. (2002) - *Studio dei movimenti franosi interessanti i centri abitati e la viabilità nella Provincia di Rieti*. Atti dei Convegni Lincei, **181**: 431-447.
- MICHETTI A.M., BRUNAMONTE F., SERVA L., WHITNEY R.A. (1995) - *Seismic Hazard assessment from paleoseismological evidence in the Rieti region, Central Italy*. In: Serva L. & Slemmons D.B. (eds) - *Perspective in paleoseismology*, s.p. n. **6**: 63-82, Seattle.
- MONTANARI A., BICE D.M., CAPO R., COCCIONI R., DEINO A., DE PAOLO D.J., EMMANUEL L., MONECHI S., RENARD M. & ZEVENBOOM D. (1997) - *Integrated stratigraphy of the Chattian to mid-Burdigalian pelagic sequence of the Contessa Valley (Gubbio, Italy)*. In: MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (eds.) - *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, **15**: 249-277, Elsevier, Amsterdam.
- MORELLI C. (1944) - *Studio geologico delle regioni travertinose a sud di Cerdomare (Sabina)*. L'Universo, **25**, Firenze.
- 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.
- 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.
- NOLASCO F. (1998) - *La Piana di San Vittorino. Contributo allo studio dei processi evolutivi, dei rischi e della prevenzione*. 68 pp., ACEA s.p.a., Roma.
- ODIN G.S., AMOROSI A., TATEO F., COCCIONI R., COSCA M., NEGRI A., PINI G.A. & HUNZIKER J.C. (1997 a) - *Integrated stratigraphy (biostratigraphy and geochronology) of the Early Miocene sequence from the Emilian Apennines (Italy)*. In: MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (eds.) - *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, **15**: 221-247, Elsevier, Amsterdam.
- ODIN G.S., A. D'ATRI, TATEO F., M. COSCA & HUNZIKER J.C. (1997b) - *Integrated stratigraphy near the Oligocene-Miocene boundary in the Piedmont basin (Italy): biostratigraphy and geochronology*. In: MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (eds.) - *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, **15**: 209-219, Elsevier, Amsterdam.
- ORSINI N (1876) - *Sorgenti del Farfa, fiume della Sabina umbra*. Boll. Club Alpino Ital., Torino.
- PALOMBO M.R. (2005) - *Biochronology of Plio-Pleistocene Mammalian faunas on the Italian peninsula: knowledge, problems and perspectives*. Il Quaternario **17**(2): 565-582.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (eds.) - *Structural Model of Italy*. Quad. Ric. Scient., **90**: 257-311, Roma.

- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992a) – *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. (1992b) – *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1991/2**: 417-441.
- PERSI P. (1971) - *Osservazioni morfogenetiche su due laghetti carsici della Sabina meridionale*. Natura e Montagna, s. III, **XI** (4): 59-63.
- PETTITTA M., TALLINI M., BENEDETTI G. & DEL MONACO (2003) - Fracture pattern influence on groundwater discharge along the tectonic border of karst aquifers (Velino Valley, Central Italy). Proceedings “Hydrogeology in fractured rocks”, Prague, september 2003, 85-86.
- PIERANTONI P.P., PISTOLESI E. & TONDI E. (1996) - *La strutturazione neogenica nei Monti Sabini centro-settentrionali (Appennino centrale)*. In: CELLO G., DEIANA G. & PIERANTONI P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**: 537-549.
- PILLANS B. & GIBBARD P. (2012) – *The Quaternary Period*. In: GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SCHMITZ M.D. & OGG G.M. (EDS.) (2012) - *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, **2**: 979-1010.
- PIRRO M. & GASPARINI C. (2002) - *Morfologia e sismicità del preappennino laziale*. Volume dei riassunti estesi delle comunicazioni del 21° Congresso Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (CNR- Roma, 19-21/11/2003), 153.
- PONTINI M.R. (1997) - *Analisi palinologica e interpretazione paleoclimatica dei depositi continentali del Bacino Tiberino (Umbria, Italia)*. Tesi di Dottorato, Università di Perugia, 134 pp.
- PONTINI M.R. & BERTINI A. (2000) - *Late Pliocene vegetation and climate in central Italy: high resolution pollen analysis from the Fosso Bianco section (Tiberino Basin)*. Geobios, **33**(5): 519- 526.
- PRINCIPI P. (1922) - *Alcune osservazioni sul Quaternario dell'Umbria*. Atti Acc. Lincei, **31**: (2) - Roma.
- PRINCIPI P. (1927) - *Intorno alla suddivisione dei terreni del Terziario inferiore e medio dell'Italia centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **46**, Roma.
- PRINCIPI P. (1933) - *I terreni terziari del bacino di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., **52** (1), Roma. PRINCIPI P. (1935) - *I terreni terziari nei Monti Sabini meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **53** (2), Roma.
- PROVINCIA DI ROMA (2010) - *Piano Territoriale Provinciale Generale*, approvato con Deliberazione del Consiglio Provinciale n.1 del 18/01/2010, “Bollettino Ufficiale della Regione Lazio”- supplemento ordinario n.45 al n.9 del 6 marzo 2010 (www.provincia.roma.it; http://ptpg.provincia.roma.it/default.asp?Npagina=home_page).
- RAFFY J. (1979) - *Le versant tirrhenien de l'Appennin Central - Etude geomorphologique*. These presentee devant l'Université de Paris - Sorbonne, 119-151.
- RODOLICO F. (1937) - *Le rocce vulcaniche di S. Venanzo e Cupaello*. Boll. Soc. Geo1. It., **56** (1), Roma.
- SABATINI V. (1903) - *La pirossenite melilitica di Coppaeli*. Boll. R. Com. Geol. d'It., 34, Roma. SABATINI V. (1906) - *Ancora sulla pirossenite melilitica di Coppaeli*. Boll. R. Com. Geol. d'It., 37, Roma.
- 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. (2002) *Development of collapse sinkholes in areas of groundwater discharge*. Journal of Hydrology, **264**, (1-4): 1-11.
- 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. (1982) - *Analisi strutturale della linea Olévano-Antrodoco-Posta (Ancona - Anzio Auct.), metodologia di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 337-355, Roma.
- SANTANTONIO M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin systems: examples from the Italian Jurassic*. Sedimentology, **40**: 1039-1067.
- SANTANTONIO M. & GALLUZZO F. (1996) - *Geometrie e facies delle pelagiti del Giurassico sabino e umbro-marchigiano*. Guida al seminario di terreno del Gruppo Informale di Sedimentologia C.N.R. 2-5 maggio 1996.
- SANTANTONIO M., GALLUZZO F. & GILL G. (1996) - *Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system, Rossa Mts., Central Apennines (Italy)*. Geological implications. Palaeopelagos, **6**: 123-169.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of Perityrrhenian areas*. In: Kastens K.A. et alii (Eds.), Proc. ODP, Sci Results 107, 715-730.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian sea and Calabrian arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27- 34.
- SEGRE A.G. (1948) - *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio*. Pubbl. Ist. Geografia Univ. Roma, serie A n° 7: 113-115.
- SEGRE A.G. (1958) - *Fenomeni carsici e grotte dei Monti Cornicolani. Parte I* Notiziario del Circolo Speleologico Romano, anno VIII, n. 1, gennaio- giugno 1958: 13-16.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 138 "Terni"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA. (1975) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 138-144 "Terni-Palombara Sabina"*.
- SOLIGO M., TUCCIMEI P., BARBERI R., DELITALA M.C., MICCADEI E., TADEUCCI A. (in stampa) - *U/ Th dating of freshwater travertine from Middle Velino Valley (central Italy): geological and paleoclimatic implications*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., Amsterdam.
- STORTI F. & SALVINI F. (1996) - *Progressive Rollover Fault-Propagation Folding: A Possible Kinematic Mechanism to Generate Regional-Scale Recumbent Folds in Shallow Foreland Belts*. AAPG Bulletin, **80**: 174-193.
- STORTI F. & SALVINI F. (2001) - *The evolution of a model trap in the central Apennines, Italy: fracture patterns, fault reactivation and development of cataclastic rocks in carbonates at the Narni anticline*. Journal of Petroleum Geology, **24**: 171-190.
- TROVATO G.A. (1983) - *Cenni sulle principali cavità dei M. Lucretili*. In "Monti Lucretili. Un Parco Naturale nel Lazio" a cura dell'Amministrazione Provinciale di Roma: 81-90.
- TUCCIMEI G. (1885) - *Sopra le cavità naturali dei Monti Sabini*. Acc. Pont. N. Lincei, **38**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1886) - *Considerazioni sopra il Karst Phenomen dei Monti Sabini*. Rass. It., **6**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1887) - *Il sistema liassico di Roccaantica ed i suoi fossili (Sabina)*. Boll. Sc. Geol. It., **6**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1889a) - *Il Villafranchiano nelle valli sabine e i suoi fossili caratteristici*. Boll. Soc. Geol. It., **8**: 95-132, Roma.
- TUCCIMEI G. (1889b) - *Sulle formazioni litorali plioceniche addossate alle falde dell'appennino*. Acc. Pont. N. Lincei, **42**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1890) - *Alcune recenti osservazioni sul Villafranchiano della Sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **8**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1891a) - *Alcuni mammiferi fossili delle province umbra e romana*. Memorie della

- Pontificia Accademia Nazionale dei Lincei, **7**: 89-152, Roma.
- TUCCIMEI G. (1891b) - *Note stratigrafiche sopra la formazione secondaria dei Monti Sabini*. Acc. Pont. N. LINCEI, **44**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1893) - *Resti di Arvicola nel Pliocene lacustre della Sabina*. Mem. Pont. Acc. Naz. dei Lincei, **9**: 35-45, Roma.
- TUCCIMEI G. (1895) - *Il Villafranchiano e l'Astiano nella valle tra i Cornicolani e i Lucani*. Atti dell'Accademia Pontificia Nazionale dei Lincei, **13**: 1-30, Roma.
- TUCCIMEI G. (1898) - *Sopra alcuni cervi pliocenici della Sabina e della provincia di Roma*. Mem. Pont. Acc. Naz. dei Lincei, **14**: 33-55, Roma.
- VENTRIGLIA U. (1990) - *Idrogeologia della Provincia di Roma - Regione orientale*. Vol. IV, a cura dell'Amministrazione Provinciale di Roma - Assessorato LL.PP., Viabilità e Trasporti, Roma: 547 pp.
- VERRI A. (1882) - *Trasformazioni idrografiche nel territorio di Rieti e Terni*. Regio Boll. Soc. Geol. It., **1**: 191-195, Roma.
- VERRI A. (1883) - *Studi geologici sulle conche di Terni e di Rieti*. Mem. R. Acc. Naz. dei Lincei, **15**: 1-82, Roma.
- VERRI A. (1902) - *Storia naturale del Velino*. Terni
- VERRI A. (1905) - *Il bacino a nord di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **24**, Roma
- VILLA I.M., SERVA L. & QUERCIOLO C. (1991) - *Verso una datazione della lava melilitica di Cupaello (Rieti)*. Plinius, **4**: 102-103. S.I.M.P.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIACARTOGRAFICA

- ACCORDI B., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988) - *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. Scala 1:250.000. Prog. Fin. Geodinamica, Quad. "La Ricerca Scientifica", C.N.R., **114** (5), 223 Roma.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1988) - *Carta Idrogeologica del Territorio della Regione Lazio (Scala 1:250.000)*, Regione Lazio, Assessorato alla Programmazione, Ufficio Parchi e Riserve Naturali - Università degli Studi "La Sapienza"- Dipartimento di Scienze della Terra, Roma.
- BONI C., CAPELLI G. & PETITTA M. (1995) - *Carta idrogeologica della alta e media valle del Fiume Velino*. Tipologia ed entità delle risorse idriche - Univ. "La Sapienza", Com. Mont. Velino VI° zona, Systemcart.
- CAVINATO G. P. (1993) - *Geological Map of the southern sector of the Rieti Basin (Central Apennines)*. Scala 1:50.000. Geologica Romana, 29.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P. & PASQUALI V. (2010) – *Carta della Geodiversità del settore Sabino-lucertile-cornicolano*. Scala 1:30.000. ARP-Agenzia Regionale Parchi, Regione Lazio. SystemCart S.r.l., Roma.
- COSENTINO D., MICCADEI E. & PAROTTO M. (1991)- *Carta geologica dei Monti di Fara in Sabina*. Scala 1:20.000. Centro studi per la Geologia dell'Italia centrale, CNR. Dipartimento di Scienze della Terra.
- PIERANTONI P.P., PISTOLESI E. & TONDI E. (1996) – Schema geologico – strutturale dei Monti Sabini centro – Settentrionali (Appennino centrale). Scala 1:50.000. In: CELLO G., DEIANA G. & PIERANTONI P.P. (Eds): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**, Camerino.
- PIERANTONI P.P., PISTOLESI E. & TONDI E. (1996) – *Carta geologico-strutturale della porzione dei M. Sabini compresa tra Montasola e i Prati di Sotto (Appennino centrale)*. Scala 1:25.000. In: CELLO G., DEIANA G. & PIERANTONI P.P. (Eds): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-*

Appennino. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**, Camerino.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 139 "L'Aquila"*.

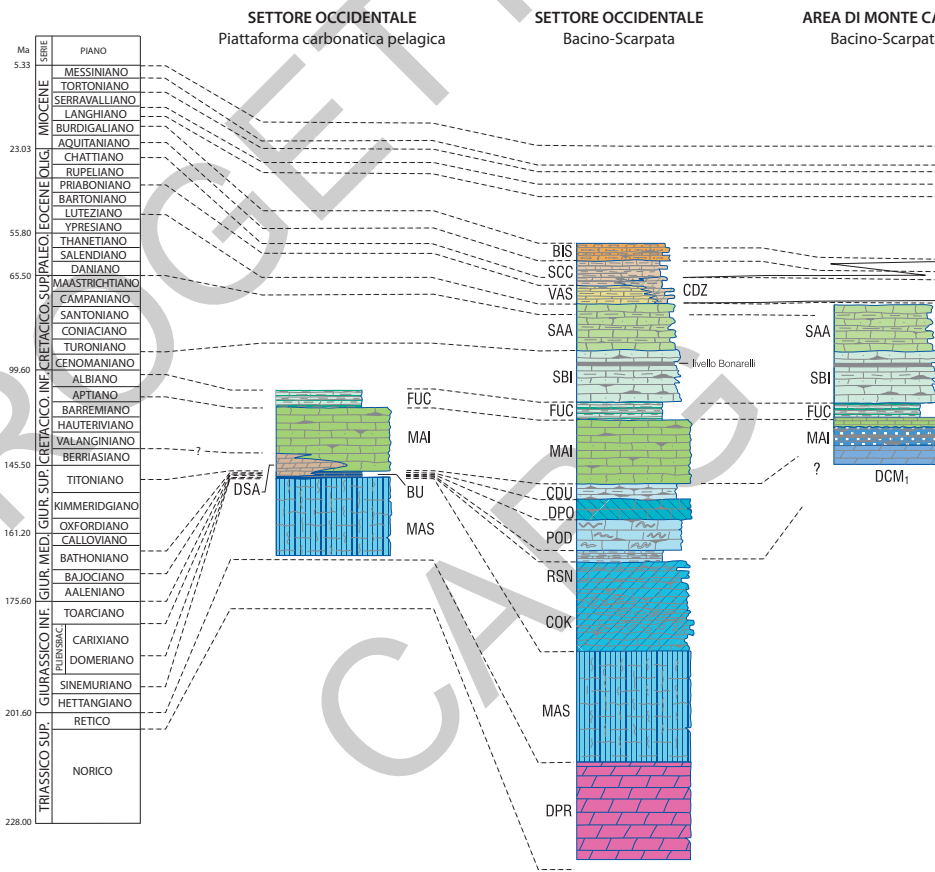
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1934) – *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 145 "Avezzano"*.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970a) – *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 144 "Palombara Sabina"*. II^a edizione, Napoli.

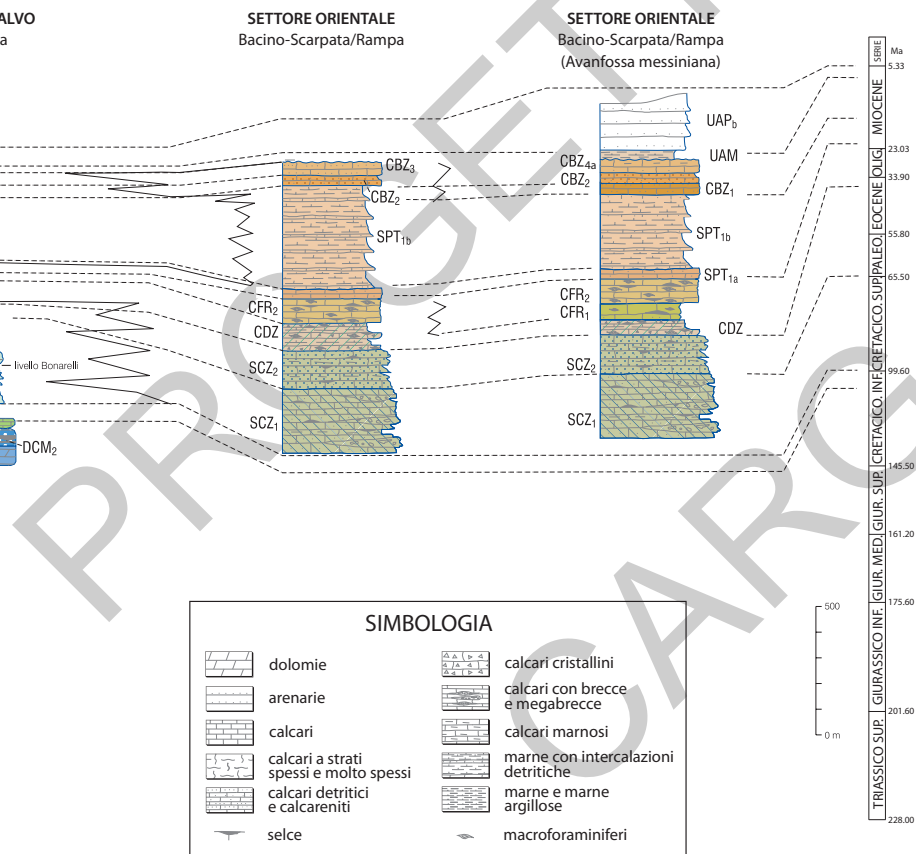
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970b) – *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 138 "Terni"*.

PROGETTO
CARG

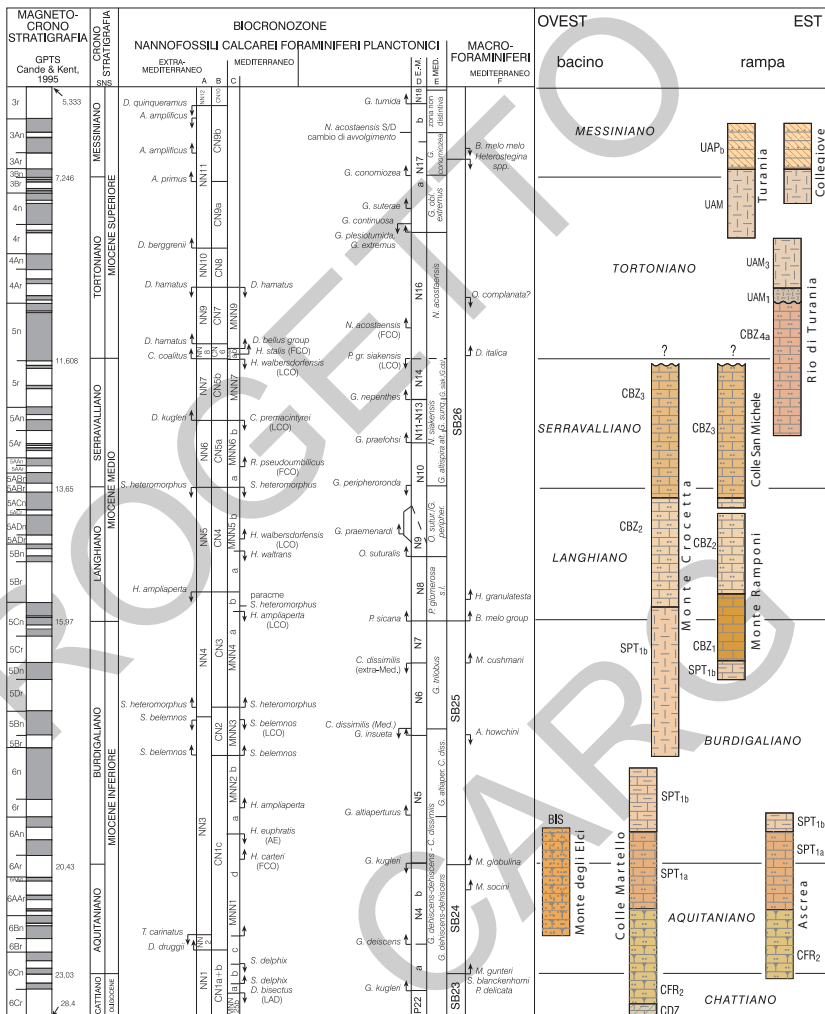
SCHEMA DI CORRELAZIONE STRATIGRAFICA



CA DEI DEPOSITI PRE- E SIN-OROGENESI



SCHEMA DI CORRELAZIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI MIOCENICI



PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG