





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

# foglio 337 NORCIA

Substrato carbonatico e depositi quaternari associati a cura di: **M. Marino**<sup>1</sup>, **C. Muraro**<sup>1</sup>, **F. Papasodaro**<sup>1</sup> *con contributi di:* 

D. Berti<sup>1</sup>, R., Bonomo<sup>1</sup>, F. Capotorti<sup>1</sup>, E. Chiarini<sup>1</sup>, C. D'Ambrogi<sup>1</sup>, M. D'Orefice<sup>1</sup>, S. Fabbi<sup>2</sup>, A. Fiorentino<sup>1</sup>, D. Fiorenza<sup>1</sup>, M.L. Pampaloni<sup>1</sup>, M. Pantaloni<sup>1</sup>, P. Perini<sup>1</sup>, V. Ricci<sup>1</sup>, M. Rossi<sup>1</sup>, S. Silvestri<sup>1</sup>, L. Vita<sup>1</sup>

Substrato silicoclastico e depositi quaternari associati a cura di: M.L. Putignano<sup>2</sup>, D. Cannata<sup>2</sup>, M. Cesarano<sup>2</sup>, M. Mancini<sup>2</sup>

Con la collaborazione di: S.I. Giano<sup>3,2</sup>(Geomorfologia) A.M. Blumetti<sup>1</sup>, V. Comerci<sup>1</sup>, P. Galli<sup>4-2</sup> (Sismicità e strutture sismogeniche) E. Di Luzio<sup>2</sup>, V. Fiano<sup>1</sup>, P. Guarino<sup>1</sup> (Fenomeni franosi) C. Di Salvo<sup>2</sup>, L. Martarelli<sup>1</sup>, A. Pietrosante<sup>2</sup> (Idrogeologia)

Redazione scientifica: M. Marino<sup>1</sup>, C. Muraro<sup>1</sup>, F. Papasodaro<sup>1</sup>

1 Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA - Roma

<sup>2</sup> Istituto di Geologia Ambientali e Geoingegneria - IGAG - CNR - Roma

<sup>3</sup> Dipartimento Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata - Potenza

<sup>4</sup>Dipartimento della Protezione Civile, Roma

Enti realizzatori:







Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: M. Siclari

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

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 la Regione Lazio:* **D. Mancinella** 

Informatizzazione Dati Geologici: L. Battaglini, R. Carta, E. Chiarini, M. Marino, C. Muraro, F. Papasodaro, A. Pietrosante

Revisione informatizzazione dei dati geologici: L. Battaglini, R. Carta

*Allestimento per la stampa*: **S. Falcetti**, **S. Lo Faro** con l'ausilio di: **C. Muraro**, **M. Marino** e **F. Papasodaro** 

### INDICE

Ι	- INTRODUZIONE pag	g. 7
II	- STUDI PRECEDENTI «	13
1.	- IL DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-SABINO E I	
	DEPOSITI OUATERNARI ASSOCIATI	13
1.1.	- Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino	13
1.2.	- DEPOSITI OUATERNARI CONTINENTALI	17
2.	- IL BACINO DELLA LAGA E I DEPOSITI OUATERNARI	
	ASSOCIATI	21
2.1	- IL BACINO DELLA LAGA	21
2.2	- DEPOSITI OLIATERNARI CONTINENTALI «	23
2.2.		
ш	- GEOMORFOLOGIA «	25
1	- LINEAMENTI GEOMOREOLOGICI DEL SETTORE	
1.	OCCIDENTALE «	25
2	- LINEAMENTI GEOMOREOLOGICI DEL SETTORE	20
2.	ORIENTALE «	37
	UNIT/IALL	57
IV	- INOUADRAMENTO GEOLOGICO «	43
1	- INTRODUZIONE	43
1.	- INOLIADRAMENTO STRUTTURALE	45
2.	EVOLUZIONE TETTONO SEDIMENTARIA	50
5.	- EVOLOZIONE TETTONO-SEDIVIENTARIA	50
v	- STRATIGRAFIA	57
1.	- BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA «	57
2.	- DEPOSITI PRE-OROGENESI «	60
2.1.	- SUCCESSIONE DI PIATTAFORMA CARBONATICA	60
2.1.1.	- Calcare Massiccio (MAS) «	60
2.2	- SUCCESSIONE DI PLATTAFORMA CARBONATICA PELAGICA	62
2.2.1	- gruppo del Rugarone ( <b>B</b> I)	62
2.3	- SUCCESSIONE DI BACINO, SCARPATA/SLOPE, RAMPA	63
2.3.	- Corniola (COI)	63
232	- corniola detritica ( <b>COK</b> ) «	65
233	- Rosso Ammonitico (RSA)	66
2.3.4	- Marne di Monte Serrone ( <b>RSN</b> ) «	67
2.3.5	- Calcari e Marne a Posidonia ( <b>POD</b> ) «	68
2.3.5.	- Calcari Diasprioni (CDI)	69
2.5.0.		0)

2.3.7.	- Maiolica (MAI) «	72
2.3.8.	- Marne a Fucoidi (FUC) «	75
2.3.9.	- Scaglia Bianca (SBI) «	78
2.3.10.	- Scaglia Rossa (SAA) «	79
2.3.11.	- calcari cristallini(CTN) «	84
2.3.12.	- scaglia detritica (SCZ) «	86
2.3.13.	- scaglia variegata (VAS) «	87
2.3.14.	- Scaglia Cinerea (SCC) «	89
2.3.15.	- scaglia cinerea detritica (CDZ) «	91
2.3.16.	- unità spongolitica (SPT)	94
2.3.17.	- marne con Cerrogna (CRR)	95
2.3.18.	- unità argilloso-marnosa (UAM) «	97
3.	- DEPOSITI SIN-OROGENESI «	97
3.1.	- Formazione della Laga (LAG) «	97
3.1.1.	- membro del Lago di Campotosto (LAG <sub>4</sub> )«	101
3.1.2.	- La distribuzione delle associazioni di facies	108
4.	- DEPOSITI POST-OROGENESI «	113
4.1.	- Depositi Continentali Quaternari «	113
4.2.	- BACINO DEL FIUME TRONTO	115
4.2.1.	- supersintema dell'Alto Bacino del Fiume Tronto (TO) «	117
4.2.1.1.	-sintema di Amatrice(AMX)«	119
4.2.1.2,	-sintema di Retrosi( <b>RTS</b> )«	122
4.2.3.	- sintema di Matelica (MTI) «	127
4.3.	- Conca Intermontana di Castelluccio	130
4.3.1.	- sintema di Quartucciolo (SQT)«	134
4.3.2.	- sintema di Casaletto Mozzoni (CSZ) «	136
4.3.3.	- sintema di Piano Grande (PGE) «	138
4.3.3.1.	-subsintema di Piano Piccolo(PGE <sub>1</sub> ) «	139
4.4.	- CONCA INTERMONTANA DI NORCIA	142
4.4.1.	- supersintema della conca di Norcia (NR) «	148
4.4.1.1.	- sintema del Convento dei Cappuccini(NRP).«	149
4.4.1.2.	- sintema di Casali di Serravalle (NRR) «	151
4.4.2.	- sintema di Savelli (VEI) «	152
4.4.3.	- sintema del Piano di Santa Scolastica (OLT) «	156
4.4.3.1.	-subsintema di Norcia (OLT <sub>1</sub> )«	158
4.5.	- Conca Intermontana Di Cascia	159
4.5.1.	- sintema di Colmotino (UCL) «	161
4.5.2.	- sintema di Maltignano (UMI) «	162
4.5.3.	- sintema di Cascia (UCS) «	165
4.5.4.	- sintema di S. Anatolia (UNL)	171
4.6.	- Conca Intermontana di Leonessa - Ramo di Terzone «	173

4.6.1.	- sintema di Leonessa (LEO) «	174
4.7.	- Unità del Bacino del Fiume Velino - Valle San Rufo	178
4.7.1.	- sintema di Casale Giannantoni (GNT)	178
4.8.	- Unità Ubiquitarie del Bacino del Fiume Velino e della	
	Conca di Leonessa«	180
4.8.1.	- sintema di Rieti (SRI) «	180
4.9.	- Depositi continentali non distinti in base al bacino di	
	APPARTENENZA	182
4.9.1.	- prodotto eluviale (alterite) ( <b>b</b> <sub>6</sub> )	182
4.9.2.	- coltre eluvio-colluviale ( <b>b</b> <sub>2b</sub> )	182
4.9.3.	- deposito colluviale ( <b>b</b> <sub>7b</sub> )	183
4.9.4.	- travertino $(\mathbf{f}_1)$	184
4.9.5.	- depositi olocenici «	184
VI	- TETTONICA «	191
1.	- TETTONICA DISTENSIVA E STRUTTURE GIURASSICHE «	192
2.	- TETTONICA DISTENSIVA MIOCENICA PRE-THRUSTING «	199
3.	- TETTONICA COMPRESSIVA NEOGENICA	205
3.1.	- Unità tettoniche dei Monti Reatini e Sibillini	205
3.1.1.	- Unità Monte Palloroso-Monte Tolentino	205
3.1.2.	- Unità Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni	206
3.1.3.	- Unità Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini	209
4.	- TETTONICA POST-OROGENETICA NEL DOMINIO	
	UMBRO-MARCHIGIANO-SABINO«	213
5.	- TETTONICA COMPRESSIVA E DISTENSIVA POST-	
	OROGENETICA NEL DOMINIO DELLA LAGA «	221
5.1.	- IL BACINO DELLA LAGA NEL CONTESTO GEOLOGICO-	
	STRUTTURALE DELL'APPENNINO CENTRALE	221
5.2.	- PRINCIPALI STRUTTURE TETTONICHE DELL'UNITÀ CITTAREALE-	
	ARQUATA DEL TRONTO	224
5.2.1.	- Strutture compressive	224
5.2.2.	- Strutture estensionali	228
5.3.	- Relazioni geometriche tra le unità«	229
VII	- SISMICITÀ E STRUTTURE SISMOGENICHE	233
1.	- INTRODUZIONE	233
2.	- SISMICITÀ STORICA	240
3.	- STRUTTURE SISMOGENICHE DEL FOGLIO NORCIA «	250
3.1.	- Il sistema di faglie del Monte Vettore	250
3.2.	- Il sistema di faglie di Norcia	251
4.	- LA SEQUENZA SISMICA DEL 2016-2017«	256

4.1.	- Il ruolo dei fluidi nell'attivazione degli eventi sismici	
	DELLA SEQUENZA «	262
4.2.	- FAGLIAZIONE SUPERFICIALE PRODOTTA DAGLI EVENTI SISMICI	
	DELLA SEQUENZA «	263
VIII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA E	
	IDROGEOLOGIA «	267
1.	- FENOMENI FRANOSI «	267
2.	- IDROGEOLOGIA «	272
2.1.	- Studi idrogeologici di riferimento «	272
2.2.	- Evoluzione strutturale e quadro idrogeologico	
	REGIONALE	274
2.3.	- INFORMAZIONI DI CARATTERE TERMO-PLUVIOMETRICO	275
2.4.	- Dominio a prevalenza di terreni calcarei e calcareo-	
	MARNOSI	275
2.5.	- Dominio a prevalenza di terreni della formazione della	
	LAGA	277
2.6.	- DESCRIZIONE DEI COMPLESSI IDROGEOLOGICI	279
2.7.	- Strutture idrogeologiche, direzioni di deflusso	
	SOTTERRANEO E PRINCIPALI SORGENTI «	282
ABSTR	«ACT	291
LEGEN	LEGEND «	
BIBLIC	OGRAFIA	315
		-

MARINO M. et alii (2022) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 337 Norcia, ISPRA - Serv. Geol. d'It., Roma. DOI: 10.15161/oar.it/75558

#### **I - INTRODUZIONE**

Il territorio compreso nel Foglio 337 "Norcia" è ubicato nell'Appennino centro-settentrionale e ricade per circa il 40% all'interno della Regione Lazio e per il restante 60% nelle Regioni Marche e Umbria. Il paesaggio è principalmente montuoso, con i massicci della successione carbonatica umbro-marchigiana che ne occupano la porzione centro-occidentale, tra la quota minima di circa 500 m s.l.m. (ai limiti settentrionali dell'area lungo la valle del Fiume Corno) e quella massima di 1.903 m s.l.m. di Monte Pizzuto (o Pozzoni) e con rilievi collinari impostati nelle successioni terrigene della *formazione della Laga*, affiorante nella zona centrale ed orientale del Foglio. Sono presenti, inoltre, importanti conche intermontane a sedimentazione continentale quaternaria, fra cui le più estese sono: Leonessa-Ramo di Terzone, Cascia, Norcia, Castelluccio e Amatrice.

I principali corsi d'acqua che attraversano le dorsali carbonatiche sono i fiumi Sordo e Corno, affluenti del Tevere, mentre la porzione orientale del Foglio è percorsa dal Fiume Tronto che attraversa la successione terrigena. Un lembo dell'area di studio, a sud, è invece drenato dal Fiume Velino, affluente del Fiume Nera, che nasce a nord di Cittareale e corre al margine tra il dominio carbonatico ed il dominio silicoclastico, nella Valle di S. Rufo.

Nel Foglio ricadono in parte alcune delle principali faglie attive dell'Appennino centrale, responsabili fra l'altro della sequenza sismica del 2016/2017.

Nelle precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 il territorio dell'attuale Foglio era compreso nei Fogli 132 "Norcia" e 139 "L'Aquila" entrambi mancanti delle Note Illustrative.

La sequenza sismica verificatasi nel 2016/2017 in Italia Centrale, ed in particolare nell'area ricadente all'interno del Foglio 337 "Norcia" compresa tra le Regioni Lazio, Umbria e Marche, ha reso necessario approfondire le conoscenze geologiche e produrre una cartografia geologica ufficiale aggiornata delle aree interessate dagli eventi sismici. La realizzazione del Foglio 337 "Norcia" è stata effettuata nell'ambito del Progetto CARG a seguito della convenzione tra ISPRA (Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia) e la Regione Lazio sottoscritta in data 29/12/2016. L'ISPRA ha successivamente stipulato un'apposita convenzione con l'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria IGAG-CNR di Roma, sottoscritta in data 24/07/2017, per la collaborazione nella realizzazione ed informatizzazione del Foglio geologico n. 337, nell'ambito dell'accordo quadro ISPRA-CNR.

La Regione Umbria e la Regione Marche hanno fornito la cartografia geologica alla scala 1:10.000 ricadente nell'area del Foglio, precedentemente prodotta nell'ambito di progetti regionali (REGIONE UMBRIA, 2014, https://www.regione.umbria.it/paesaggio-urbanistica/cartografia-geologica-informatizzata-vettoriale; REGIONE MARCHE, 2017, https://www.regione.marche.it/Regione-Utile/Paesaggio-Territorio-Urbanistica/Cartografia/Repertorio/Cartageomorfologicaregionale 10000). Tali cartografie sono state oggetto di un'attenta revisione tecnico-scientifica sia per la porzione carbonatica che per quella terrigena del substrato nonché per i depositi quaternari, anche mediante verifiche di terreno che in numerose aree, anche molto estese, hanno reso necessario un rilevamento ex novo al fine di aggiornare la cartografia esistente e uniformarla sulla base della normativa CARG ai criteri e alle suddivisioni litostratigrafiche adottati per l'intero Foglio. Per i depositi continentali quaternari ricadenti nel territorio umbro e marchigiano è stata effettuata una completa riclassificazione in base ai criteri applicati per la classificazione di tali depositi nell'ambito dell'intero Foglio (UBSU). Per la realizzazione della cartografia si è, inoltre, tenuto conto degli studi di Microzonazione Sismica di Livello 1 e 3 disponibili per i comuni ricadenti all'interno dell'area del Foglio (https://sisma2016data.it/microzonazione/).

L'ISPRA ha effettuato: a) il rilevamento geologico *ex novo* delle unità di substrato carbonatico ricadenti nel territorio laziale e dei depositi continentali quaternari delle conche di: Terzone, Cittareale e Norcia; b) la revisione scientifica, parziale o integrale con rilevamenti *ex-novo*, delle cartografie fornite dalla Regione Umbria (REGIONE UMBRIA, 2014) e dalla Regione Marche (REGIONE MARCHE, 2017), riguardante il substrato carbonatico e le conche di Cascia e Castelluccio. Il territorio complessivo interessato da rilievi e verifiche è di circa 397 km<sup>2</sup>. La campagna di rilevamento effettuata dai rilevatori di ISPRA si è svolta negli anni 2017-2020.

L'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria CNR-IGAG di Roma ha effettuato rilievi geologici *ex novo* nella porzione del territorio ricadente nella Regione Lazio del Dominio della Laga, pari a circa 160 km<sup>2</sup>, e dei depositi quaternari ad essa correlati, affioranti tra le conche di Amatrice, Scai-Torrita, Domo e le zone di Illica-Fonte del Campo pari a circa 20 km<sup>2</sup>. Nella porzione di territorio marchigiano, oggetto di revisione scientifica, pari a circa 50 km<sup>2</sup>, sono state effettuate revisioni scientifiche parziali e talora integrali della cartografia fornita dalle Regione Marche sia del dominio silicoclastico che dei depositi quaternari associati, prevalentemente affioranti nell'area di Pretare. Il rilevamento di dettaglio delle aree comprese nel Foglio è stato effettuato negli anni 2017-2020.

I rilevamenti sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 utilizzando le basi topografiche IGM alla scala 1:25.000 ingrandite; per il rilevamento di dettaglio dei deposti quaternari dell'area di Cascia e di Castelluccio sono state utilizzate le Cartografie Tecniche Regionali (CTR) della Regione Umbria alla scala 1:10.000, poi restituite sulla base topografica ufficiale.

I rilievi di campagna e la rappresentazione cartografica sono stati realizzati seguendo le indicazioni delle Linee Guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Progetto CARG, riportate nei Quaderni serie III, volumi 1 (SERVIZIO GEO-LOGICO D'ITALIA, 1992), 9 (APAT, 2003) e 12 (ISPRA, 2009a, b), editi dal Servizio Geologico d'Italia.

Il rilevamento delle unità di substrato, basato sul criterio litostratigrafico e sull'analisi di facies, ha permesso il riconoscimento di unità stratigrafiche di diverso rango quali gruppo, formazione, membro e litofacies. Per le successioni silicoclastiche mioceniche prevalentemente torbiditiche ci si è riferiti alla distinzione delle facies di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972), WALKER & MUTTI (1973) e MUTTI (1992), basata su: litologia, tessitura e composizione; rapporti percentuali degli strati (arenaria/pelite); spessore e geometria degli strati; strutture sedimentarie (BOUMA, 1979); variazioni granulometriche all'interno degli strati; caratteri paleontologici.

Per quanto riguarda i depositi continentali quaternari si è ritenuto opportuno adottare come unità di riferimento le "unità a limiti inconformi" come definite dall'I.S.C. (SALVADOR, 1994), suddivise per bacini di appartenenza, sulla base di superfici di inconformità significative per ciascun bacino, attribuendo i depositi a unità di vario rango (supersintemi, sintemi e subsintemi). La difficoltà di correlazione tra le unità dei diversi bacini ha determinato l'istituzione di un gran numero di unità quaternarie. I depositi senza formali connotazioni stratigrafiche di età dal Pleistocene medio all'Olocene e i depositi in corso di formazione, ubiquitari, sono stati cartografati come unità quaternarie non distinte in base al bacino di appartenenza.

Gli eventi sismici che hanno interessato il centro Italia nel 2016/2017 hanno portato ad una attivazione nella ricerca scientifica finalizzata alla ricostruzione nel territorio e all'esecuzione di nuovi studi di Microzonazione Sismica nei territori dei comuni colpiti. Per questi studi, coordinati dal Centro di Microzonazione Sismica (CentroMS) per conto del Dipartimento della Protezione Civile, sono stati eseguiti rilievi geologici e geofisici di dettaglio alla scala 1:5.000 e indagini dirette e indirette. La produzione cartografica delle aree interessate dal terremoto e ricadenti nel Foglio 337 "Norcia" fa parte integrante del rilevamento del Foglio; benché gli accorpamenti delle unità litostratigrafiche eseguiti con i criteri dettati dalla Microzonazione Sismica risultino differenti, gli elaborati prodotti e i sondaggi eseguiti sono stati un utile supporto alla suddetta cartografia.

Per l'area di competenza dell'ISPRA (Fig. 1), il rilevamento geologico delle unità del substrato carbonatico è stato effettuato da: D. Berti, R. Bonomo, F. Capotorti, C. D'Ambrogi, S. Fabbi, M. Marino, C. Muraro, M. Pantaloni, P. Perini, V. Ricci e S. Silvestri. Il rilevamento dei depositi quaternari è stato effettuato da: E. Chiarini, M. D'Orefice, D. Fiorenza, R. Graciotti, F. Papasodaro e L. Vita. La biostratigrafia del substrato carbonatico è stata curata da: A. Fiorentino, M.L. Pampaloni e M. Rossi.

Per l'area di competenza del CNR-IGAG (Fig. 1), il rilevamento geologico dell'unità silicoclastica della *formazione della Laga* e dei depositi quaternari ad essa associati è stato eseguito da D. Cannata, M. Mancini, M.L. Putignano e G. Vignaroli, sotto la direzione e il coordinamento di M.L. Putignano.

Per il substrato carbonatico e i depositi quaternari associati, le Note Illustrative sono state curate da M. Marino, C. Muraro e F. Papasodaro, con i contributi di: D. Berti, R. Bonomo, F. Capotorti, E. Chiarini, C. D'Ambrogi, M. D'Orefice, S. Fabbi, A. Fiorentino, D. Fiorenza, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni, P. Perini, V. Ricci, M. Rossi, S. Silvestri e L. Vita (*Stratigrafia, Tettonica, Biostratigrafia*).

Per il substrato silicoclastico e i depositi quaternari associati, le Note Illustrative sono state curate da: M.L. Putignano, D. Cannata, M. Cesarano e M. Mancini, con i contributi di G. Vignaroli (analisi strutturali) e per specifiche analisi effettuate nei depositi quaternari di B. Giaccio (analisi tefrocronologiche), I. Mazzini e A. Sposato (analisi stratigrafiche su dati di sondaggio).

I contributi specifici sono riportati direttamente nei singoli capitoli o paragrafi.

L'informatizzazione dei Dati Geologici è stata effettuata da: L. Battaglini, R. Carta, E. Chiarini, M. Marino, C. Muraro, F. Papasodaro e A. Pietrosante.

L'allestimento per la stampa è stato realizzato da S. Falcetti e S. Lo Faro, con l'ausilio di C. Muraro, M. Marino e F. Papasodaro.

M. Marino, C. Muraro e F. Papasodaro hanno effettuato la Redazione scientifica dei contributi e degli elaborati inerenti il Foglio Geologico e le Note Illustrative.

Data la peculiarità del Progetto, comprendente sia le nuove cartografie prodotte da ISPRA e dal CNR-IGAG che quelle revisionate della Regione Umbria e della Regione Marche a cui si aggiunge la complessità geologica dell'area, è stata svolta un'articolata attività di organizzazione, elaborazione e omogeneizzazione dei dati al fine di rendere uniforme la rappresentazione cartografica della geologia dell'intero Foglio. Nelle Note Illustrative la trattazione degli argomenti è stata modulata in modo differente dai diversi Autori a causa della notevole eterogeneità dei depositi continentali quaternari affioranti nelle diverse conche intermontane, le differenze di approcci metodologici nell'ambito del substrato carbonatico e in quello silicoclastico, cui si aggiungono le molteplici interpretazioni di letteratura geologica regionale soprattutto dal punto di vista tettonico. Nel capitolo Sismicità, data la peculiarità delle motivazioni che hanno portato alla realizzazione del Foglio e la vicinanza nel tempo degli eventi sismici, è stato dato ampio spazio alla trattazione degli studi specialistici realizzati a seguito della sequenza sismica del 2016/2017. Si è cercato pertanto di fornire un quadro coerente ed esaustivo delle varie tematiche e, laddove non sia stato possibile, sono state riportate le differenti interpretazioni esistenti in letteratura e quelle accettate dagli Autori del Foglio.



dominio carbonatico e depositi quaternari associati area del rilevamento di competenza ISPRA dominio silicoclastico e depositi quaternari associati area di rilevamento di competenza CNR-IGAG

Fig. 1 - Suddivisione dei Rilevamenti Geologici alla scala 1:10.000, in base ai rilevatori: D. Berti (m, m\*), R. Bonomo (l, l\*, t\*), D. Cannata (a°, c, e), F. Capotorti (g, n, r\*), E. Chiarini (h, j, s\*\*), C. D'Ambrogi (l, l\*, t\*), M. D'Orefice (i, q\*\*, u\*), S. Fabbi (n, o,  $p^{\circ\circ}$ ,  $p^{**}$ ), D. Fiorenza (i,  $q^{**}$ , u\*), R. Graciotti (i,  $q^{**}$ ), M. Mancini (d), M. Marino (k, k\*, t\*), C. Muraro (g, r\*), M. Pantaloni (m, m\*), F. Papasodaro (h, j, s\*\*), P. Perini (k, k\*, t\*), M.L. Putignano (a°, b°, c, d, e, f), V. Ricci (o,  $p^{\circ\circ}$ ,  $p^{**}$ ), S. Silvestri (o,  $p^{\circ\circ}$ ,  $p^{**}$ ), G. Vignaroli (d), L. Vita ( $q^{**}$ ).

\* contributo delle cartografie della Regione Umbria con revisione parziale;

\*\* contributo delle cartografie della Regione Umbria con revisione integrale;

° contributo delle cartografie della Regione Marche;

°° contributo delle cartografie della Regione Marche con revisione integrale.

#### **II - STUDI PRECEDENTI**

#### 1. - IL DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-SABINO E I DEPOSITI QUATERNARI ASSOCIATI

#### 1.1. - DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-SABINO (a cura di: M. Marino)

Tra i primi studi geologici nell'ambito del territorio del Foglio 337 "Norcia" si segnalano le brevi descrizioni delle caratteristiche di alcune località (e.g. Forca di Presta) fornite da MODERNI (1900).

Un primo documento nel quale è stata rappresentata l'intera area del Foglio 337 "Norcia" è la carta geologica alla scala 1:500.000 allegata al lavoro di SACCO (1907), in cui la successione distinta comprende terreni del "*Giuraliasico*" (dal *Calcare Massiccio* ai *Calcari Diasprigni*), del "*Cretaceo*" (dalla *Maiolica* alla *Scaglia Rossa p.p.*?), dello "*Eocene*" (cui è da riferirsi l'intervallo tra la *Scaglia Rossa p.p.* e le *marne con Cerrogna*) e del "*Miopliocene*" (*formazione della Laga*). L'Autore fornisce anche uno "*Schema delle principali fratture*" ponendo in evidenza come dai Monti Prenestini fino alla regione umbro-marchigiana i lineamenti tettonici abbiano "*direzione complessivamente meridiana*" mentre, più a est e sudest, "*la direzione geotettonica, e quindi anche litoclasica, corre prevalentemente da N. O. a S. E., direzione che, direi, penetra anche tratto tratto nella regione occidentale sovraccennata, intrecciandosi talvolta con essa*".

Anche LOTTI (1926) allega al proprio lavoro una carta geologica alla scala 1:500.000 che include l'area del Foglio 337 "Norcia" mostrando la presenza di terreni in successione del "*Liassico*" (i.e. dal *Calcare Massiccio* alle *Marne di Monte*  Serrone), del "Giurassico" (Calcari e Marne a Posidonia e Calcari Diasprigni), del "Cretaceo" (dalla Maiolica alla Scaglia Rossa) e dello "Eocene" ricco di macroforaminiferi e fossili (scaglia variegata, Scaglia Cinerea, unità spongolitica e probabilmente almeno una parte di marne con Cerrogna). Nel lavoro di LOTTI è descritto l'assetto tettonico dell'area e sono evidenziate tra l'altro, la "faglia inversa" che sovrappone il Calcare Massiccio sulla successione Maiolica-Scaglia Rossa al M. Tolentino, con la sinclinale ribaltata al suo letto, la serie di sinclinali e anticlinali nelle dorsali nei dintorni di Cascia e Norcia, la sovrapposizione della Maiolica sulla Scaglia nell'area tra Cittareale e il M. Pizzuto. È inoltre evidenziato come attraverso l'area passi "una linea quasi esattamente diretta da SSO a NNE fra Tivoli e Ancona passando per il gruppo del M. Vettore" che segna il passaggio "tra le due facies ben distinte" che "interessano il Giurassico medio e superiore, tutti i terreni cretacei ed il Nummulitico" e che l'Autore denomina: facies umbro-marchigiana e facies abruzzese. La transizione tra queste due facies "può osservarsi e studiarsi lungo una zona diretta da SO a NE della larghezza media di 10 km, che dai dintorni di Rieti, passando per l'altipiano di Leonessa, va nei monti di Norcia e nel M. Vettore". "Ai due lati di questa linea" si registrano cambiamenti stratigrafici, litologici anche di importanza tettonica: infatti "ad occidente si ha un paese di pieghe, ad oriente un paese di fratture, di scorrimenti e, a quanto pare, anche di carreggiamenti". Inoltre "Le anticlinali N-S del sistema umbro-sabino sono [...] nettamente troncate lungo una linea SSO-NNE che da Tivoli, passando per Antrodoco e il M. Vettore, dirigesi verso Ancona". Non mancano nel lavoro di LOTTI, nell'ambito del Pliocene lacustre, descrizioni e considerazioni sui bacini montani di Leonessa, Norcia e Cascia e sui legami tra la loro origine e i terremoti.

Successivamente l'area è stata interessata dai rilevamenti per la Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, ricadendo nei Fogli 132 "Norcia" e 139 "L'Aquila" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (REGIO UFFICIO GEOLOGICO D'ITA-LIA, 1941; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1955). In queste carte comincia ad essere definita la litostratigrafia nei termini tradizionali e sono delineati la "Grande piegafaglia, con sovrascorrimenti" al margine orientale dell'Appennino calcareo in facies umbra e altre pieghe-faglie e sovrascorrimenti all'interno di questo stesso dominio.

MIGLIORINI (1950) ribadisce l'importanza del lineamento definito "congiungente Ancona-Anzio" come elemento di separazione tra "Appennino occidentale" e "Appennino orientale" ciascuno con propri caratteri geologici e morfologici.

SCARSELLA (1951), illustrando i progressi del rilevamento del Foglio 139 "L'Aquila" in continuità con quelli precedentemente conseguiti per il Foglio 132 "Norcia", afferma che la linea definita come "Ancona-Anzio" Auctt., nell'area di interesse, assume significato esclusivamente tettonico perché "lungo di essa i terreni più bassi della facies umbro-marchigiana (calcari mesozoici) sono rovesciati, coricati e sovrascorsi sui terreni più alti della stessa facies (scaglia; formazione marnoso-arenacea; molasse del Miocene superiore)". Inoltre, l'Autore fornisce una dettagliata descrizione dell'area di M. Prato-M. Pizzuto e discute del rapporto tra le maggiori direttrici tettoniche delle "*pieghe-faglie*" dello "*arco umbro*" e le faglie della facies abruzzese.

DAMIANI (1975) propone un primo possibile schema tettonico e un quadro evolutivo dei Monti Sibillini.

La precedente cartografia alla scala 1:100.000 è ancora alla base della carta proposta da DEIANA (1979, *cum bibl.*) che molto marginalmente interessa le aree di questo Foglio, ma identifica i principali piani di sovrascorrimento di M. Vetica e le sue dislocazioni nella fase distensiva.

Successivamente CALAMITA *et alii* (1981), CALAMITA & DEIANA (1982) e CALA-MITA *et alii* (1982) propongono, per gran parte dell'area del Foglio 337 "Norcia", un quadro stratigrafico con successioni di alto strutturale giurassico nei settori occidentali e schemi tettonici dove vengono identificate le (tre) unità tettoniche principali dello "arco umbro" e discutono delle principali fasi tettoniche compressive e distensive neogenico-quaternarie che interessano l'area.

COSENTINO *et alii* (1982), invece, presentano uno studio di carattere stratigrafico e sedimentologico, includendo la carta geologica dell'area tra Forca Canapine, San Pellegrino e M. Ventosola, evidenziando la presenza di un alto strutturale giurassico e le testimonianze di fenomeni di risedimentazione intrabacinale e di megabrecce e olistoliti di *Calcare Massiccio* nella successione di bacino.

In questi anni, comunque, si ha lo sviluppo di studi di carattere strutturale e di analisi delle sezioni sismiche, che portano nuovi contributi per la ricostruzione dell'evoluzione e dell'assetto geologico dell'Appennino centro-settentrionale, con interpretazioni a scala da super-regionale a locale, non solo in superficie ma anche in profondità. Nascono così modelli interpretativi, anche fortemente contrastanti, che aprono discussioni ancora oggi irrisolte.

Nella mole di lavori prodotti, diversi si focalizzano su aree che rientrano nel Foglio 337 "Norcia": KOOPMAN (1983) include nella propria carta e sezioni geologiche tutta la zona di contatto ("*Umbria Thrust Zone, a segment of the so-called Ancona-Anzio Line*") tra l'Appennino Umbro-Marchigiano e i Monti della Laga del presente Foglio; l'Autore propone un dettagliato studio strutturale del sovrascorrimento, delle macro- e meso-pieghe e delle loro relazioni, riferisce della presenza di livelli di scollamento nella successione sedimentaria che influiscono sullo sviluppo dello stesso sovrascorrimento e discute nel dettaglio dell'assetto delle aree di S. Giovanni/Terracino ("*the window of S. Giovanni/Terracino*") e di M. Prato.

Le aree nord-orientali del Foglio, appartenenti ai Monti Sibillini, sono incluse nei lavori e nelle carte geologiche di LAVECCHIA (1985) e COOPER & BURBI (1988) che attraverso dettagliati rilevamenti mega e meso-strutturali (1:10.000 e/o 1:25.000) descrivono la geometria e la cinematica del "Sovrascorrimento dei Monti Sibillini" e ricostruiscono come le faglie più antiche controllino l'evoluzione e lo sviluppo di strutture nelle fasi tettoniche più recenti, giungendo a conclusioni contrastanti. Secondo LAVECCHIA (1985) nel corso delle differenti fasi tettoniche che hanno determinato l'assetto dell'area (dalla transtensione giurassica alle transpressioni cretacico-paleogenica e mio-pliocenica e infine alla transtensione plio-pleistocenica), "*le stesse linee tettoniche profonde principali hanno ripetutamente giocato*" secondo un modello di tettonica da *wrenching* che ammette la "*trasmissione del campo deformativo dal basamento alla copertura*", nonostante l'interposizione delle *Anidriti di Burano*. COOPER & BURBI (1988), invece, concordando con le interpretazioni di dati sismici a più ampia scala di BALLY *et alii* (1988), affermano che il basamento non è coinvolto e che le faglie distensive plio-pleistoceniche, andando a coincidere con geometria listrica con i piani di sovrascorrimento ("*we feel that we have established that a normal faults merge into a thrust fault in the outcrops of the Forca di Presta area*"; BALLY *et alii*, 1988), trovino anch'esse un livello di scollamento nelle *Anidriti di Burano*. Inoltre, questi ultimi Autori interpretano il sovrascorrimento della "Linea Olevano-Antrodoco-Posta-M.te Vettore" come una rampa laterale.

CENTAMORE *et alii* (1991a) allegano al loro studio sui bacini della Laga e del Cellino una carta geologica (scala 1:100.000) che include una fascia ristretta più esterna del dominio carbonatico all'*hangingwall*.

CALAMITA & PIZZI (1992) e CALAMITA *et alii* (1992a, b, 1994b, 1995) focalizzano gli studi sulla tettonica quaternaria e i relativi "fasci di faglie dirette" illustrandone l'interazione con le faglie giurassiche e i rapporti con i sovrascorrimenti; gli Autori ammettono sia dislocazioni (il piano di sovrascorrimento dei Monti Sibillini è dislocato con rigetto di 250-300 m), che inversioni dei piani di sovrascorrimento che agirebbero come "*detachment faults*" a diversa profondità nel corso della tettonica distensiva, in un generale modello di tettonica pellicolare (*thin-skinned tectonic style*); infine, presentano esempi in cui l'attività plio-quaternaria riattiva faglie giurassiche. CALAMITA *et alii* (1995) allegano al lavoro uno schema strutturale in cui individuano le principali unità tettoniche che si sviluppano nel territorio del Foglio 337 "Norcia".

ROMANO (1995b) si concentra sull'area di Colle Cappelletta dove individua un *klippe* inquadrandolo nell'ambito delle unità tettoniche descritte negli anni precedenti nei lavori sopra citati.

Anche ALBERTI *et alii* (1996) si interessano all'assetto strutturale dell'area mettendo in risalto la presenza e l'importanza delle faglie normali pre-compressive di età giurassica, cretacica, paleogenica e miocenica (queste ultime in particolare evidenziate nella struttura di M. Prato-M. Boragine). Successivamente TAVARNELLI *et alii* (2004) rafforzano questo discorso con l'elaborazione di un "diagramma di rigetto stratigrafico" lungo tutto il *thrust* dei M.ti Sibillini.

PIERANTONI *et alii* (2005) propongono una serie di carte e sezioni geologiche profonde (si veda anche MAZZOLI *et alii*, 2005) alla scala 1:50.000, lungo tutto il fronte dell'Appenino umbro-marchigiano-sabino, includendo marginalmente alcuni

settori meridionali e settentrionali del Foglio e tutta la fascia centrale tra M. Sassatelli e M. Utero. Gli Autori definiscono il tratto settentrionale del "sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini" (OAMS come precedentemente definito da CA-LAMITA & DEIANA, 1995) come "sovrascorrimento Valle del Salto-Monti Sibillini", di cui sono descritte le caratteristiche, le strutture a tetto e a letto, i rapporti con le faglie pre- e post-orogeniche, spingendo l'interpretazione anche in profondità.

SCISCIANI (2009), tra i diversi esempi di inversione tettonica positiva in Appennino, include un'area compresa tra Chiavano e Norcia, dove individua un alto strutturale giurassico (denominato "Pozzoni *Plateau*") che risulta "decapitato" dal sovrascorrimento neogenico ("Pozzoni *thrust*") che ne disloca la parte sommitale sugli adiacenti depositi di bacino.

Diversi recenti articoli si focalizzano sull'eredità tettonica (*tectonic inheritance*), facendo delle aree del M. Ciambella-M. Utero e M. Pizzuto-M. Prato i principali esempi di studio attraverso schemi geologici, analisi mesostrutturali, sezioni geologiche e sezioni retrodeformate e sviluppando ulteriormente tematiche già presenti *in nuce* nella bibliografia precedente (CALAMITA *et alii*, 2011; PACE *et alii*, 2012; CALAMITA *et alii*, 2012; DI DOMENICA *et alii*, 2012; CALAMITA *et alii*, 2017). Nei diversi lavori gli Autori riconoscono: i) come la presenza di elementi tettonici preorogenici influenzi lo stile deformativo compressivo, in funzione della orientazione delle paleofaglie e dei principali assi di compressione; ii) l'inversione positiva delle faglie normali pre-esistenti nelle fasi orogenetiche (*e.g.* la "Ancona-Anzio" riattivata come rampa laterale cioè come Linea Olevano-Antrodoco-Sibillini) e l'inversione negativa, almeno in parte, dei sovrascorrimenti per azione delle più recenti e attive faglie distensive; iii) come i piani di sovrascorrimento possano aver agito da "barriera" alla propagazione laterale delle faglie estensionali; iv) la riattivazione di paleofaglie distensive nella fase tettonica recente.

#### 1.2. - Depositi quaternari continentali

(a cura di: E. Chiarini, M. D'Orefice, F. Papasodaro, L.Vita)

Tra i primi contributi scientifici è da ricordare il lavoro di SECCHI (1860), condotto nell'area nursina a seguito del terremoto del 1859. In esso si descrivono tra l'altro i fenomeni carsici caratteristici del bacino di Castelluccio e la sua natura endoreica; si riferisce inoltre la presenza di bacini lacustri permanenti nel Piano Grande e Piano Piccolo fino a circa il 1600 d. C. e si avanzano ipotesi sul deflusso sotterraneo delle acque di scorrimento superficiale. A seguito del lavoro di Secchi, le sorgenti del Torbidone, nella piana di Norcia, con la loro peculiare intermittenza, suscitano l'interesse di numerosi Autori che ne studiano in dettaglio la periodicità (CONSOLE *et alii*, 2017 *cum bibl*.). La prima citazione delle sorgenti sembra risalire al XIV secolo ad opera di Fazio degli Uberti (CONSOLE *et alii*, 2017). Nel 1926 LOTTI, nella monografia dal titolo "Descrizione Geologica dell'Umbria" riassume efficacemente tutte le conoscenze geologiche acquisite fino a quel momento e tratteggia gli aspetti morfologici dei bacini lacustri di Norcia e Cascia, considerati di età pliocenica, attribuendone la genesi a fenomeni tettonici: l'Autore coglie inoltre la stretta relazione tra la sismicità dell'area e i bacini. Tra i lavori storici sono anche da menzionare JAJA (1905) per l'inquadramento geografico-geomorfologico del bacino di Castelluccio nel contesto dei Monti Sibillini; PRINCIPI (1911), ROVERETO (1923) per le caratteristiche del carsismo del Piano Grande (bacino di Castelluccio di Norcia), VILLA (1939) e particolarmente SCARSELLA (1947) per l'origine dei Piani di Castelluccio in relazione al contesto tettonico-strutturale e per lo sviluppo del carsismo nei Monti Sibillini e nei monti intorno a Norcia, LIPPI-BONCAMBI (1947a, b). Nello specifico PRINCIPI (1911) e LIPPI-BONCAMBI (1947a, b, 1948) si interessano ai fenomeni carsici del bacino di Castelluccio e alla connessa circolazione idrica sotterranea, anche in relazione ai rapporti con il Piano di Santa Scolastica (bacino di Norcia) e con le altre aree di deflusso ed emergenza della falda. Sull'argomento dell'idrologia sotterranea connessa al carsismo riguardante i bacini di Castelluccio e Norcia più tardi ritorna anche GIOVAGNOTTI (1978), che tra l'altro inquadra l'origine dei bacini di Castelluccio e di Norcia nel contesto geologico strutturale dell'Appennino, e in tempi ancora più recenti NANNI et alii (2020). Ancora per il bacino di Castelluccio si segnala uno studio pedologico di LIPPI-BONCAMBI (1950a), con particolare riferimento ai terreni torbosi di Piano Grande e Piano Piccolo.

Tra i lavori cartografici storici sono da segnalare il Foglio 132 "Norcia" della Carta idrografica del Regno d'Italia in scala 1:100.000 (MINISTERO DI AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO, 1889) e la carta pedologica in scala 1:100.000 di LIPPI-BONCAMBI (1950b).

Nei primi anni del 1900, prendono avvio i rilevamenti geologici della prima edizione del Foglio geologico 132 "Norcia" alla scala 1:100.000 (MODERNI, 1905).

La seconda edizione del F. 132 "Norcia" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, rilevato da Scarsella (REGIO UFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1941), apporta un significativo contributo per l'inquadramento stratigrafico dell'area e individua alcune delle più importanti faglie di interesse quaternario, come la Faglia Campi-Nottoria-Forca di Valle e la faglia che limita ad occidente il Monte Vettore. Per le aree della conca di Leonessa - ramo di Terzone e della valle di S. Rufo va citata inoltre la I edizione del Foglio 139 "L'Aquila" in scala 1:100.000 del 1955.

Tra i lavori di cartografia realizzati più recentemente si segnalano la carta geomorfologica del bacino di Castelluccio di Norcia in scala 1:25.000 di COLTORTI & FARABOLLINI (1995), la carta geologica e geomorfologica della Regione Marche in scala 1:10.000 (REGIONE MARCHE, 2001, 2017), la carta geologica della Regione Umbria in scala 1:10.000 (REGIONE UMBRIA, 2014), la carta geologica dei M.ti Sibillini in scala 1:40.000 di PIERANTONI *et alii* (2013a).

Si segnalano infine i fogli alla scala 1:50.000 realizzati nell'ambito del Progetto

CARG n. 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a) e n. 347 "Rieti" (ISPRA, in stampa b), importanti soprattutto per l'inquadramento stratigrafico dei depositi delle aree della conca di Leonessa - ramo di Terzone e dell'alta Valle del Velino.

Relativamente agli aspetti strettamente stratigrafici dei depositi continentali postorogenesi, gli importanti studi condotti negli anni '60 dalla Società Geomineraria Nazionale (GE.MI.NA., 1962), finalizzati alla valutazione della disponibilità di torbe e ligniti per scopi minerari in alcune conche dell'Italia centrale, hanno interessato solo parzialmente l'area del foglio, con indagini riguardanti la conca intermontana di Castelluccio e solo marginalmente il ramo di Terzone del bacino di Leonessa. In particolare, nel Piano Grande di Castelluccio è stata eseguita una campagna di sondaggi superficiali allo scopo di verificare la possibile presenza di giacimenti torbosi o lignitiferi di interesse industriale (segnalazione di combustibili fossili in LOTTI, 1926).

Alla fine degli anni '70 del secolo scorso si sviluppa un forte interesse della comunità scientifica per gli studi di neotettonica, di morfotettonica e di sismicità dell'area (DAMIANI, 1975; CALAMITA *et alii*, 1979, 1981; CENTAMORE *et alii*, 1980; DEIANA *et alii*, 1980), grazie al Progetto Finalizzato Geodinamica.

A partire dagli anni '80 tra i lavori di inquadramento stratigrafico-strutturale e neotettonico si segnalano AMBROSETTI *et alii* (1982a, b); CALAMITA *et alii* (1982, 1992a, b, 1994b, 1995); COLTORTI *et alii* (1989); BLUMETTI *et alii* (1990); BLUMETTI & DRAMIS (1993); CALAMITA & PIZZI (1992, 1994), PIZZI (1992); COLTORTI & PIE-RUCCINI (2002); PIZZI *et alii* (2002); PIERANTONI *et alii* (2013a, b).

CALAMITA *et alii* (1982) in particolare affrontano per la prima volta in maniera approfondita gli aspetti strutturali, geomorfologici e stratigrafici delle conche di Norcia e Cascia, con un primo tentativo di correlazione tra le unità quaternarie in esse affioranti e di ricostruzione dell'evoluzione neotettonica e geomorfologica di quel settore. I contributi di COLTORTI *et alii* (1989), BLUMETTI *et alii* (1990) e di BLUMETTI & DRAMIS (1993) realizzano un significativo approfondimento del quadro stratigrafico delle due conche. In particolare, le datazioni K/Ar e Ar/Ar (COLTORTI *et alii*, 1987, 1989; BLUMETTI *et alii*, 1990; BLUMETTI & DRAMIS, 1993; STOPPA & VILLA, 1991) di orizzonti vulcanici reperiti nei diversi contesti hanno contribuito a migliorare via via l'inquadramento cronologico dei depositi e delle diverse fasi stratigrafiche. Le datazioni derivate da questi lavori hanno costituito successivamente un fondamentale riferimento negli studi sull'evoluzione di lungo termine dei versanti di faglia e per il calcolo della dislocazione delle paleosuperfici (CALAMITA & PIZZI, 1994; PIZZI et *alii*, 2002; GORI *et alii*, 2007, 2019, *cum bibl.*).

Uno studio approfondito sull'evoluzione geomorfologico-stratigrafica quaternaria della conca di Leonessa e del ramo di Terzone è stato realizzato da FUBELLI *et alii* (2008) che hanno elaborato anche una cartografia di dettaglio con una classificazione delle unità secondo i criteri delle UBSU.

Approfondimenti specifici sulle faglie quaternarie che hanno guidato la formazione dei bacini intermontani, sul loro *pattern* di affioramento, sulla sismicità dell'area e sul potenziale sismogenico ad esse connesso sono presenti in numerosi lavori (Calamita *et alii*, 1982, 1994b, 1995; Pizzi, 1992; Calamita & Pizzi, 1994; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; BLUMETTI, 1995; CELLO *et alii*, 1997; 1998; CELLO & TONDI, 2000; BONCIO *et alii*, 2004b).

In PIZZI (1992) e CALAMITA & PIZZI (1994) per la prima volta la faglia del "cordone del Vettore" viene rappresentata come attiva.

Una importante sintesi compilativa delle conoscenze sui sistemi di faglia di Norcia e del Monte Vettore, ad attività recente, è riportata nel rapporto di BARCHI *et alii* (2000), con dati su parametri quali lunghezza, cinematica, *slip rate*, attività e magnitudo.

Un'ampia letteratura, inclusi molti dei lavori citati precedentemente, è dedicata al tema dei rapporti tra le faglie quaternarie e le strutture compressive precedenti con la proposta di modelli anche molto diversi e con complessità crescente (CALA-MITA *et alii*, 1994b, 1995; CALAMITA & PIZZI, 1994; PIZZI & SCISCIANI, 2000; SCI-SCIANI, 2009; DI DOMENICA *et alii*, 2012; CALAMITA *et alii*, 2017; PORRECA *et alii*, 2020; BUTTINELLI *et alii*, 2021).

Nelle ultime due decadi i principali sistemi di faglia presenti nell'area del Foglio sono stati oggetto di numerose campagne paleosismologiche. I risultati sono riportati in GALLI et alii (2005) e in GALLI et alii (2018), per la faglia di Norcia, e in CELLO et alii (1998) e BORRE et alii (2003), per la principale antitetica che borda a occidente l'omonimo bacino. In GALLI et alii (2020) sono esposti i risultati dello studio paleosismologico condotto sulla faglia Fogliano-Manigi nel bacino di Cascia e in GA-LADINI & GALLI (2000, 2003), VILLANI & SAPIA (2017) e GALLI et alii (2019b) quelli ottenuti sul sistema di faglie del Monte Vettore. Già con le ricerche del 2003 GALA-DINI & GALLI avevano individuato nel sistema di faglie del Vettore chiare evidenze di vari terremoti occorsi nell'Olocene. Le datazioni effettuate nelle trincee realizzate a Norcia, sugli splay sintetico e antitetico che dislocano i depositi del conoide di Patino nel settore prossimo al centro storico, hanno determinato anche un importante risultato dal punto di vista stratigrafico, con l'attribuzione dei depositi del conoide di Patino al Pleistocene superiore (Ultimo Massimo Glaciale) in disaccordo con quanto riportato negli studi precedenti (CALAMITA et alii, 1982; COLTORTI et alii, 1989; BLUMETTI et alii, 1990; BLUMETTI & DRAMIS, 1993).

La letteratura relativa all'area del Foglio 337 "Norcia" annovera una rilevante gamma di lavori riguardanti l'esplorazione geofisica dei bacini, finalizzata al conseguimento di informazioni su profondità, spessore dei depositi di riempimento e sulla geometria del tetto del substrato pre-Quaternario. Per il bacino di Norcia si ricordano BIELLA *et alii* (1981), BORRE *et alii* (2003), BÖHM *et alii* (2011), ARINGOLI *et alii* (2014), FERRI *et alii* (2018, 2020), DI GIULIO *et alii* (2020) e i risultati dei più recenti studi di Microzonazione Sismica (https://sisma2016data.it/microzonazione/). Tra gli studi geofisici che hanno indagato il sottosuolo del bacino di Castelluccio ricordiamo BIELLA *et alii* (1981), RUANO *et alii* (2012), ARINGOLI *et alii* (2012, 2014) e DI NEZZA *et alii* (2018).

Studi essenzialmente orientati all'approfondimento di aspetti geomorfologici sia a carattere regionale che locale sono stati sviluppati a partire dagli anni 60 (DEMANGEOT, 1965; DESPLANQUES, 1969; CICCACCI *et alii*, 1985; CALAMITA *et alii*, 1982; COLTORTI, 1981; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; COLTORTI *et alii*, 1996; COLTORTI & PIERUCCINI, 2000; DRAMIS *et alii*, 1991; GENTILI & PAMBIANCHI, 1999). Più recentemente sono stati proposti lavori di tipo geo-morfometrico e morfotettonico (ARINGOLI *et alii*, 2012, 2014). JAURAND (1999) ricostruisce le tracce della glaciazione wurmiana all'interno del massiccio dei Monti Sibillini, ridimensionando rispetto agli Autori precedenti (DAMIANI, 1975; TAGLIAFERRO, 1982), e in parziale accordo con quanto già delineato da von KLEBELSBERG (1933-1934), l'estensione verso valle delle lingue glaciali durante la massima espansione dei ghiacciai. COLTORTI & FARABOLLINI (1995) segnalano qualche testimonianza del modellamento glaciale e periglaciale sui rilievi intorno alla Conca di Castelluccio.

Numerosi studi sono stati condotti a seguito della sequenza sismica degli anni 2016/2017 che ha fortemente coinvolto l'area del Foglio. Tra questi ricordiamo LIVIO *et alii* (2016), PUCCI *et alii* (2017), VILLANI & SAPIA (2017), CIVICO *et alii* (2018), PORRECA *et alii* (2018), CHELONI *et alii* (2019a, b), GALADINI *et alii* (2018), DI GIULIO *et alii* (2020).

#### IL BACINO DELLA LAGA E I DEPOSITI QUATERNARI ASSOCIATI (a cura di: M. Mancini)

#### 2.1. - IL BACINO DELLA LAGA

Il Bacino della Laga rappresenta la porzione meridionale del Bacino Marchigiano esterno (CENTAMORE *et alii*, 1978; CANTALAMESSA *et alii*, 1980, 1981) e si è sviluppato a partire dalla fine del Tortoniano superiore a seguito della frammentazione e chiusura del Bacino della marnoso arenacea, a sua volta connessa alla progressiva migrazione verso est del sistema appenninico catena - avanfossa (BOCCALETTI *et alii*, 1990).

Il Bacino della Laga è stato oggetto di diversi studi sin dalla metà del 1800. Al lavoro iniziale di PILLA (1840), di generale inquadramento stratigrafico delle successioni arenacee nord-abruzzesi, seguirono gli studi derivanti dai rilevamenti nelle Marche meridionali e Abruzzo nord-orientale condotti da VIOLA (1893) e MODERNI (1904), che riconobbero l'unitarietà delle successioni arenacee ivi affioranti attribuendole cronologicamente al Miocene. D'altra parte SACCO (1906, 1907, 1931), che per primo rilevò il Foglio 133-134 "Ascoli Piceno-Giulianova", attribuì all'Eocene parte della successione affiorante al di sopra della Scaglia Cinerea.

SCARSELLA (1934), rilevando i Fogli 132 "Norcia" e 139 "L'Aquila" (REGIO UF-FICIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1941; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA,1955), delineò i rapporti stratigrafici delle varie formazioni neogeniche del Bacino della Laga anche in relazione ad aree contermini (Bacino di Camerino e bacini emiliano-romagnoli) e meglio definì le attribuzioni cronologiche. Identificò così la seguente successione stratigrafica: Scaglia Cinerea (Eocene - Aquitaniano), Marne dure con Bisciaro (Langhiano), Marne con Cerrogna (Elveziano), Argille scure (Tortoniano), Arenarie tenere o Molasse (Tortoniano superiore - Miocene superiore).

Con la seconda metà del XX secolo agli studi litostratigrafici iniziarono ad affiancarsi quelli più marcatamente sedimentologici. COLACICCHI (1959) esaminò i caratteri di facies delle *marne con Cerrogna*, riconoscendo all'interno di questa formazione materiale detritico ri-sedimentato e proveniente dal Massiccio del Gran Sasso, e delle sovrastanti successioni arenacee per le quali riconobbe meccanismi deposizionali di tipo torbiditico. Contemporaneamente, TEN HAAF (1959) studiò la successione torbiditica differenziandola nelle Formazione della Laga e Formazione Piceno, più interne e antiche (Tortoniano - Messiniano), e nella Formazione Teramano, più esterna e di età pliocenica inferiore. Secondo questo autore, la sedimentazione torbiditica avvenne lungo la direttrice appenninica (NO-SE) con generale provenienza alpina delle arenarie, quest'ultima confermata anche da BRAMBATI (1969).

La ripresa dei rilevamenti per la cartografia ufficiale, Fogli 133-134 "Ascoli Piceno" e "Giulianova", permise di individuare livelli *repere* all'interno della formazione della Laga, in particolare con il riconoscimento di un livello di gessi all'interno di un complesso arenaceo inferiore e di un orizzonte a tufiti nel sovrastante complesso argilloso-arenaceo (GIROTTI, 1968, 1969; GIROTTI & PAROTTO, 1969; BER-NARDINI, 1969), nonché di approfondire la zonazione biostratigrafica delle formazioni mioceniche (CRESCENTI, 1966).

L'applicazione dei criteri della analisi di facies alla intera *formazione della Laga*, corrispondente ad un'unica grande conoide sottomarina, permise di individuare specifiche facies identificative di processi deposizionali e di sub-ambienti, ovvero canali, lobi, frange di lobo e piana, e di riconoscere la natura ciclica delle sequenze di facies affioranti (RICCI LUCCHI & PAREA, 1973; RICCI LUCCHI, 1975; MUTTI *et alii*, 1978). Inoltre PAREA & RICCI LUCCHI (1972) e RICCI LUCCHI (1973) riconobbero il carattere ri-sedimentato e torbiditico del livello gessifero sopra descritto.

La grande mole di dati lito e biostratigrafici, cartografici e sedimentologici via via acquisiti consentì a CENTAMORE *et alii* (1978) di proporre una revisione generale dei bacini torbiditici nell'area centro-orientale dell'Appennino e di proporre un aggiornamento dello schema stratigrafico per il Bacino della Laga, individuando una successione così costituita: a) Bisciaro; b) marne con Cerrogna; c) marne a Pteropodi; d) formazione della Laga.

Nella *formazione della Laga*, in base al rapporto arenaria/pelite ed alla presenza di intercalazioni particolari, vennero distinte le seguenti cinque associazioni di facies, correlate alle Facies torbiditiche di MUTTI & RICCI LUCCHI (1975): a) associazione arenacea (Facies A, subordinatamente B1, B2, D2); b) associazione arenaceo-peli-

*tica* (Facies C, con interstrati di Facies D2 e di *slurried beds*); c) *associazione pelitico-arenacea* (Facies D2, subordinatamente C1, D1, D3); d) *associazione peliticoarenacea con intercalazioni di strati arenaceo-pelitici* (Facies D2, subordinatamente C1 e C2); e) *associazione arenaceo-pelitica con intercalazioni di strati arenacei* (Facies C1, C2, D, *slurried-beds*, con intercalazioni di Facies A1 e G).

Negli anni successivi i lavori furono prevalentemente di sintesi regionale e di produzione cartografica a scala di bacino al fine di correlare soprattutto sedimentazione e tettonica sin-deposizionale ed evoluzione tettonica al fronte dei Sibillini (KOOPMAN, 1983; CANTALAMESSA *et alii*, 1986; CENTAMORE *et alii*, 1990, 1991a; CENTAMORE & MICARELLI, 1991).

In particolare in CENTAMORE *et alii* (1991a) e nella carta geologica allegata viene rappresentato l'intero Bacino della Laga in scala 1:100.000. L'omonima formazione è suddivisa nei membri pre-evaporitico (Messiniano inferiore), evaporitico (medio) e post-evaporitico (superiore), con dettaglio cartografico delle varie associazioni di facies distinte e del *marker* tufitico. La porzione di bacino compresa tra il fronte dei Monti Sibillini e il versante occidentale dei Monti della Laga vede in affioramento il solo membro pre-evaporitico. CACCIUNI *et alii* (1995) hanno cartografato nell'ambito della Conca di Amatrice le associazioni arenacea basale, arenaceo-pelitica e pelitica-arenacea del membro pre-evaporitico, in continuità verticale.

Le sintesi stratigrafiche e cartografiche degli anni '80-'90 hanno suscitato negli anni successivi un rinnovato interesse per l'evoluzione tettonico-sedimentaria del Bacino della Laga (FESTA, 2005; BIGI *et alii*, 2009, 2011), per la miglior definizione delle architetture deposizionali (ARTONI, 2003; MILLI *et alii*, 2007, 2009, 2011; MA-RINI *et alii*, 2015) e per gli studi di provenienza dei depositi (STALDER *et alii*, 2017), ritenuta in netta prevalenza alpina ma anche con apporti appenninici da ovest.

#### 2.2. - Depositi quaternari continentali

Gli studi pregressi sulle unità quaternarie di copertura non sono molto numerosi, diversamente da quanto visto per le unità carbonatiche e silico-clastiche del locale substrato geologico.

Nel Foglio 139 "L'Aquila" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1955) sono rappresentate, per estensioni limitate, la Unità q2 "Alluvioni ciottolose, terrazzate" nella conca di Amatrice, la Unità dt "Detriti di falda" nella piccola conca di Torrita e al fronte dei Monti Sibillini, presso Colleposta, la Unità a2 "Alluvioni attuali. Depositi lacustri, palustri e torbosi" lungo il corso del Tronto e dello Scandarello.

Successivamente l'area è stata oggetto di studi, soprattutto a carattere regionale, finalizzati alla individuazione di superfici relitte e di elementi morfologici e deposizionali associabili a glacialismo, sollevamento regionale e deformazioni gravitative profonde di versante (DEMANGEOT, 1965; DRAMIS *et alii*, 1987; DRAMIS, 1992); queste ultime in particolare sono state individuate sul Monte Gorzano (DRAMIS *et alii*, 1987).

Negli anni recenti, a seguito dell'intensificarsi dell'interesse sulla neotettonica e sulla valutazione della pericolosità sismica sono stati condotti studi specifici sulle coperture quaternarie, anche con approcci paleo-sismologici, morfo-stratigrafici integrati e con analisi geocronologiche.

BACHETTI *et alii* (1990) hanno studiato in dettaglio i depositi di *glacis* di accumulo "villafranchiano" (*sensu* DEMANGEOT, 1965) e i più recenti terrazzi fluviali affioranti lungo la porzione sud-occidentale dei Monti della Laga tra Preta e il Lago di Campotosto; tali depositi sono dislocati dalla Faglia attiva della Laga (o del Gorzano). Livelli fini palustri rinvenuti in uno dei terrazzi rilevati contengono frustoli carboniosi datati con il metodo del <sup>14</sup>C 39,7 ± 3,0 ka.

CACCIUNI *et alii* (1995) hanno descritto la stratigrafia dei depositi quaternari di riempimento della conca di Amatrice e delle limitrofe piccole conche di Torrita, Domo, Paterno e Campotosto, individuando complessivamente nove unità deposizionali, prevalentemente ghiaioso-sabbiose di ambiente alluvionale e di versante e riconducibili ad almeno quattro terrazzi deposizionali, dal Pleistocene inferiore all'Olocene. Gli Autori hanno prodotto una carta geologica e uno schema geomorfologico di dettaglio in scala 1:75.000 per l'intera conca di Amatrice, stimando per la Faglia diretta della Laga una dislocazione verticale di circa 1.000 m.

Ancora sulla tettonica quaternaria dei Monti della Laga si devono menzionare i lavori di BLUMETTI *et alii* (1993) e BLUMETTI & GUERRIERI (2007), con approccio morfo-strutturale, di GALADINI & GALLI (2003), con analisi paleosismologiche sul Monte Gorzano, e di BONCIO *et alii* (2004a) con approccio sismo-tettonico. Infine BASILI & D'AMBROGI (2010) hanno studiato la composizione delle ghiaie terrazzate di Amatrice, riconoscendone una provenienza dalla *formazione della Laga* e dalle *marne con Cerrogna*, mentre più recentemente, a seguito degli studi successivi al terremoto di Amatrice del 2016 per la microzonazione sismica per la ricostruzione, MANCINI *et alii* (2019) e VIGNAROLI *et alii* (2019) hanno prodotto una carta delle unità quaternarie in scala 1:5.000 ed hanno dettagliato le facies fluviali e di conoide alluvionale dei riempimenti della conca di Amatrice.

#### **III - GEOMORFOLOGIA**

#### 1. - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI DEL SETTORE OCCIDENTALE (a cura di: M. D'Orefice)

Sotto l'aspetto fisiografico il settore del Foglio compreso tra il suo bordo occidentale ed il fronte dei M.ti Sibillini è dominato dai massicci e dai rilievi montuosi dell'Appennino umbro-marchigiano, costituiti da litotipi prevalentemente calcarei e calcareo-silico-marnosi. In questo settore il paesaggio è caratterizzato da una serie di dorsali montuose, spesso dalla sommità arrotondata o sub-pianeggiante, allungate prevalentemente in direzione meridiana o appenninica (NO-SE), che danno luogo ad una morfologia piuttosto aspra e articolata, contraddistinta da elevati valori di acclività e di energia del rilievo. Queste dorsali sono separate da tratti vallivi stretti e profondi, i quali improvvisamente si aprono in corrispondenza di ampie depressioni intermontane dal fondo pianeggiante che, incastonate nei rilievi montuosi circostanti, rappresentano l'elemento morfologico dominante di questo settore. Si tratta delle conche intermontane dei piani di Castelluccio, a drenaggio endoreico, di Norcia, di Cascia, del ramo di Terzone della conca di Leonessa, della piccola depressione di Trimezzo e della Valle di S. Rufo, che complessivamente occupano circa il 25% della superficie totale del settore in questione.

In questo territorio, caratterizzato da quote comprese tra i circa 500 m s.l.m. del fondovalle del F. Corno e i 1.903 s.l.m. del M. Pizzuto o M. Pozzoni (massima culminazione del Foglio), le aree altimetricamente più elevate si rinvengono essenzialmente in una fascia racchiusa tra il fronte di sovrascorrimento dei M.ti Sibillini ed il confine regionale Umbria-Lazio e Umbria-Marche. Tra i principali rilievi ricadenti in questa fascia, possono essere citati, partendo da nord, il M. Forciglietta (1.641 m

s.l.m.), il M. Pellicciara (1.687 m), il M. Macchialta (1.751 m), il M. dei Signori (1.784 m), il M. Utero (1.807 m), lo Scoglio Pecorino (1.661 m), il già citato M. Pizzuto (1.903 m), il M. Laghetto (1.836 m), il M. Prato (1.811 m) e il M. Caciaro (1.658 m). Degna di nota, nell'area centro-settentrionale del settore, è anche la dorsale montuosa di M. Valle Sirica (1.753 m) - M. Vetica (1.714 m) - M. Ventosola (1.718 m), situata tra il Piano Grande di Castelluccio e la conca di Norcia. Nella restante parte del settore, e in particolare nella sua porzione meridionale, numerose sono, comunque, le culminazioni che superano abbondantemente i 1.500 m di quota, come ad esempio il M. Coromano (1.708 m), il M. S. Venanzio (1.801 m), il M. Lepre (1.564 m), la Costa Comune (1.568 m) e il M. Tolentino (1.568 m), ubicato nell'estremo angolo sud-occidentale del Foglio. Le quote di questi rilievi vanno, comunque, progressivamente diminuendo spostandoci verso la conca di Cascia, passando dai 1.439 m s.l.m. di M. Pizzo, ai 1.392 m di M. Meraviglia e, fra Cascia e Norcia, a quote comprese tra i 1.199 m di M. Acera e i 927 m di M. Argentigli.

Il reticolo idrografico che si sviluppa nel settore occidentale del Foglio appartiene ai bacini idrografici del F. Corno e del F. Velino, entrambi tributari di sinistra del F. Nera, a sua volta affluente di sinistra del F. Tevere. Pertanto, tutte le acque di scorrimento superficiale, ad eccezione di quelle ricadenti nel bacino endoreico dei piani di Castelluccio, defluiscono nel Mar Tirreno (vedi VIII, § 2). Il bacino idrografico del F. Corno, ricopre la quasi totalità del territorio in studio, mentre quello del F. Velino, le cui sorgenti sono ubicate alle falde del M. Pizzuto (estremità meridionale del Foglio), rientra in quest'area solo per una piccola porzione della sua testata. Pur appartenendo allo stesso bacino idrografico del F. Nera, i due corsi d'acqua scorrono, nei loro tratti principali, in verso opposto. In particolare il F. Corno, con un pattern di tipo meandriforme, tra Cascia e Serravalle mediamente scorre verso nord, mentre il F. Velino, con un andamento abbastanza rettilineo, defluisce verso sud, lambendo il borgo di Cittareale. A parte i fiumi Velino e Sordo (affluente di destra del F. Corno), che hanno un regime perenne, tutti gli altri corsi d'acqua mostrano un regime temporaneo, caratterizzato da lunghi periodi di siccità dell'alveo fluviale, durante i quali la circolazione idrica avviene prevalentemente all'interno dei depositi di subalveo. In particolare, il F. Sordo è alimentato dalle sorgenti del Salicone, poste in corrispondenza dell'area delle Marcite, dirimpetto e a ovest del centro storico di Norcia, dalle sorgenti del Torbidone e dal torrente La Pescia. Quest'ultimo, dopo un percorso in superficie tra la località Pescia (ove nasce) e Paganelli, in corrispondenza della conca di Norcia s'infiltra all'interno dei depositi ghiaioso-limosi o ghiaioso-sabbiosi della Piana di Santa Scolastica.

Dal punto di vista geomorfologico il paesaggio fisico del settore occidentale del Foglio è il frutto della complessa e contrastante interazione tra le forze endogene e i numerosi processi di natura esogena. Le prime hanno dato luogo alla strutturazione e all'emersione, in regime compressivo, di questo tratto di catena e alla sua successiva disarticolazione ad opera di una fase tettonica quaternaria estensionale, tuttora attiva, accompagnata da un generale sollevamento dell'area. Su queste strutture morfologiche primarie, che costituiscono l'ossatura principale del rilievo, si è esplicato e continua ad esplicarsi tuttora il modellamento degli agenti esogeni (la forza di gravità, le acque superficiali diffuse e incanalate, il ghiaccio, la neve, l'attività chimica dell'acqua, il vento, ecc.), attraverso un progressivo smantellamento e spianamento del rilievo precedentemente prodotto dall'attività geodinamica. Quest'azione di modellamento, tramite fenomeni d'erosione, trasporto e sedimentazione, ha dato luogo a diverse tipologie di forme d'erosione e d'accumulo, in funzione delle caratteristiche litologiche, dell'assetto strutturale e del grado di tettonizzazione delle rocce affioranti. L'intensità dei processi morfogenetici e la molteplicità delle forme da essi originate sono state, oltretutto, particolarmente influenzate dalle oscillazioni climatiche che hanno caratterizzato il Pleistocene, con alternanza di periodi freddi (fasi glaciali) e temperato-caldi (fasi interglaciali). Dette variazioni climatiche hanno determinato, di volta in volta, condizioni di resistasia e biostasia con conseguenti effetti sui processi di erosione e sedimentazione sui versanti e nei fondivalle.

I più antichi elementi morfologici dell'area sono rappresentati dai numerosi lembi residuali di una antica "superficie di spianamento sommitale" a debole energia del rilievo o "paleosuperficie" degli *Auctt.* (DEMANGEOT, 1965; DESPLANQUES, 1969; CALAMITA *et alii*, 1979, 1982, 1994b, 1999; CENTAMORE *et alii*, 1980; AMBROSETTI *et alii*, 1982b; CICCACCI *et alii*, 1985; COLTORTI *et alii*, 1989, 1996; DRAMIS *et alii*, 1991; BLUMETTI & DRAMIS, 1993; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; GENTILI & PAM-BIANCHI, 1999; COLTORTI & PIERUCCINI, 2000, 2002; ARINGOLI *et alii*, 2012, 2014; GENTILI *et alii*, 2017). Si tratta di forme poligeniche relitte, di natura esogena, appartenenti ad un antico paesaggio caratterizzato da dislivelli topografici generalmente modesti, i cui resti sono presenti alla sommità dei rilievi carbonatici, dove danno luogo a superfici spesso subpianeggianti o lievemente ondulate, in netto contrasto con i ripidi versanti sottostanti.

Sulla genesi, sull'età e anche sul numero delle superfici di spianamento non sussiste un comune accordo tra i vari Autori. Tuttavia ARINGOLI *et alii* (2014), sulla base dei più recenti studi a carattere morfottettonico condotti nella zona assiale dell'Appennino umbro-marchigiano, in cui ricadono i bacini di Colfiorito, Norcia, Castelluccio e Leonessa, riconoscono due ordini di paleosuperfici poste a quote differenti. La superficie più antica e più alta è una forma poligenica (DEMANGEOT, 1965; DRAMIS *et alii*, 1991), scolpita nelle rocce del substrato dai processi d'erosione marina, nel corso della trasgressione del tardo-Pliocene inferiore (COLTORTI & PIE-RUCCINI, 2000, 2002) e successivamente rimodellata, dopo l'emersione dell'Appennino centrale (CICCACCI *et alii*, 1985), dall'erosione subaerea tra il Pliocene inferiore terminale e il Pleistocene inferiore (DRAMIS *et alii*, 1991). Il rimodellamento subaereo è avvenuto in condizioni morfoclimatiche in un primo tempo caldo-aride e successivamente freddo-aride, entrambe favorevoli a processi d'erosione areali molto intensi (GENTILI & PAMBIANCHI, 1999; GENTILI *et alii*, 2017). La superficie più giovane, ascrivibile al Pleistocene inferiore, si è sviluppata nell'ambito di un nuovo e più basso livello di base indotto dal sollevamento della catena, ed è quindi altimetricamente ubicata a quote meno elevate rispetto ai lembi residuali della superficie più antica, con cui mostra evidenti rapporti d'incassamento (ARINGOLI *et alii*, 2014).

I più estesi lembi della "paleosuperficie" sommitale più antica sono ben riconoscibili sui rilievi montuosi limitrofi alle conche intermontane di Cascia, Norcia e Castelluccio (CALAMITA *et alii*, 1982; COLTORTI *et alii*, 1989; BLUMETTI *et alii*, 1990; BLUMETTI & DRAMIS, 1993; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; ARINGOLI *et alii*, 2014).

L'antico paesaggio costituito da tale "paleosuperficie" è stato successivamente rimodellato dalla dinamica fluviale e smembrato dalla tettonica distensiva, manifestatasi a partire dal Pliocene superiore, in concomitanza del sollevamento dell'area (Fig. 2). Le forme endogene, prodotte in superficie direttamente da quest'attività tettonica, sono riconducibili essenzialmente a versanti e scarpate di faglia. Questi elementi morfologici sono particolarmente evidenti in corrispondenza delle faglie distensive ad alto angolo, scolpite sui litotipi carbonatici, che delimitano le varie depressioni intermontane. Un esempio significativo è rappresentato dalla conca di Norcia, dove imponenti versanti di faglia, riconducibili ad attività quaternaria e dal tipico aspetto a "faccette" triangolari e trapezoidali" prodotte dai corsi d'acqua ad esse trasversali, bordano il lato orientale, occidentale e settentrionale della depressione (BLUMETTI & DRAMIS, 1993). Sempre all'interno della medesima conca, vistose scarpate di faglia, interessate peraltro da rotture cosismiche indotte dal terremoto di M<sub>w</sub> 6.6 del 30 ottobre 2016 (GALLI et alii, 2018), dissecano la porzione distale del conoide alluvionale di Patino, compresi i depositi da esso sottesi riferibili al Pleistocene superiore-Ultimo Massimo Glaciale (subsintema di Norcia - OLT<sub>11</sub>), nonché le coltri eluvio-colluviali oloceniche (vedi V, § 4.1). Altrettanti versanti e scarpate di faglia sono impostati lungo il tracciato delle faglie bordiere, orientate mediamente ONO-ESE, che delimitano la conca di Cascia e, poco più a SE, in coin-



Fig. 2 - Lembi dislocati a varie quote della "paleosuperficie" di spianamento sommitale, in conseguenza della tettonica estensionale. In primo piano, al centro dell'immagine, il paese di Fogliano visto da NE.

cidenza delle faglie dirette di Castel Santa Maria, di M. Alvagnano e di Costa delle Cavalle (M. della Croce) (GALLI *et alii*, 2020). Tra i vari versanti di faglia merita un cenno anche quello di M. Castello, associato a faccette triangolari e trapezoidali, che borda il lato occidentale del bacino di Piano Grande di Castelluccio. Un'interessante scarpata di faglia, materializzata da un marcato gradino morfologico di una decina di metri di altezza, è quella che decorrendo in direzione meridiana tra Terzone e Coronella, disloca i depositi alluvionali del *sintema di Leonessa* (LEO<sub>b</sub>) di età Pleistocene inferiore *p.p.* (Calabriano *p.p.*) - Pleistocene medio *p.p.* (vedi V, § 4).

Le discontinuità tettoniche e l'assetto litostrutturale delle rocce del substrato hanno fortemente controllato, in maniera passiva, l'azione erosiva dei processi esogeni. Questi fattori geologici hanno, infatti, condizionato l'andamento delle dorsali montuose e delle linee di cresta e la persistenza di superfici parallele alla stratificazione, influenzando, inoltre, lo sviluppo di tutti gli altri processi geomorfici. Alle forme litostrutturali di minori dimensioni areali vanno attribuite le rotture di pendio e le scarpate strutturali determinate dalla presenza di banconi calcarenitici e calciruditici del substrato, oppure conglomeratici quaternari, più resistenti all'erosione, che spesso interrompono, a varie altezze, la continuità dei versanti. I più netti contrasti morfologici si manifestano, comunque, in corrispondenza del fronte di sovrascorrimento dei M.ti Sibillini, dove si verifica la sovrapposizione dei più resistenti litotipi carbonatici meso-cenozoici ai più erodibili depositi torbiditici messiniani della *formazione della Laga*.

La presenza di dislocazioni fragili (faglie e fratture), l'assetto litostrutturale dell'area e l'accelerazione del sollevamento hanno anche decisamente condizionato il tracciato delle aste fluviali, configurando nell'insieme un pattern idrografico di tipo "angolato". Un'ulteriore influenza sull'andamento del reticolo idrografico la hanno senz'altro esercitata le numerose ed estese depressioni tettoniche che insistono in quest'area, richiamando al loro interno il deflusso idrico superficiale. Il condizionamento tettonico-strutturale è particolarmente evidente nel caso del F. Velino, il quale corre, in direzione meridiana, nelle unità di footwall immediatamente a ridosso del fronte di sovrascorrimento dei M ti Sibillini. Anche il F. Corno, con la sua evidente inversione del verso di scorrimento tra Cascia e S. Anatolia e il repentino cambio di direzione dopo Serravalle, sembra aver risentito di tale controllo tettonico-strutturale. Naturalmente, anche il reticolo idrografico di ordine minore non è esente da tale condizionamento. Ciò è soprattutto evidente nel ramo di Terzone, dove il fosso Veticone e il fosso della Valle di Trimezzo assumono rispettivamente un'orientazione N-S e NE-SO, parallela a quella delle faglie dirette quaternarie che interessano quest'area. A nord della medesima conca, e più precisamente nell'area di Forca di Chiavano, sono inoltre osservabili fenomeni di cattura della testata del fosso Veticone. Anche il fondovalle delle conche di Cascia e di Norcia è percorso da aste fluviali che hanno una direzione pressappoco parallela a quella delle principali faglie bordiere, orientate rispettivamente in direzione ONO-

ESE e NO-SE. Peculiare è infine il tracciato del fosso dei Mergani all'interno del Piano Grande di Castelluccio, contraddistinto da un tipico *pattern* "angolato", molto probabilmente controllato da sistemi di faglie ad andamento NE-SO e NO-SE (COLTORTI & FARABOLLINI, 1995).

Nell'ambito dei vari processi morfogenetici esogeni, quello connesso all'azione delle acque correnti superficiali è il processo che ha conferito un'impronta più marcata al paesaggio fisico attuale. Ad esso è difatti connessa l'origine delle numerose e profonde valli e vallecole fluviali che articolano il territorio in una serie di crinali e depressioni allungate secondo le maggiori direttrici tettonico-strutturali, nonché la presenza di piane alluvionali e fluviali e lacustri, di terrazzi fluviali e conoidi di deiezione appartenenti a differenti generazioni.

Tra le maggiori forme d'erosione vanno considerate le valli fluviali dei fiumi Corno e Velino e dei loro principali affluenti (Fiume Sordo, fosso di Maltignano, ecc.), spesso caratterizzate da un profilo trasversale asimmetrico, per motivi soprattutto strutturali, e da un fondo stretto e pianeggiante, che sottende depositi prevalentemente grossolani di piana alluvionale. Queste valli a causa del rapido ed intenso sollevamento cui l'area è stata sottoposta a partire dal Pleistocene inferiore, sono profondamente incise nel substrato roccioso (e in alcuni casi anche nei depositi continentali più coerenti), come ad esempio l'alta valle del F. Velino, le valli dei fiumi Corno e Sordo, di Maltignano, di S. Trinità, di Palmaiolo, del torrente La Pescia, del fosso del Buco (a sud di Onelli), di Trimezzo, il tratto inferiore della valle Cardese (a nord di Agriano) e così via. Una vistosa e peculiare forma di erosione fluviale è quella determinata dal fosso dei Mergani il quale, prima d'immettersi nell'omonimo Inghiottitoio, incide profondamente i depositi fluvio-lacustri affioranti nel settore meridionale del Piano Grande, terrazzandoli (Fig. 3). L'incisione valliva, lunga pressappoco 2,5 km, in prossimità dell'Inghiottitoio raggiunge una larghezza massima di circa 100 m e una profondità superiore ai 15 m. Lungo i fianchi di questa stretta valle, oltre a piccoli movimenti gravitativi, si manifestano fenomeni di suffosione in corrispondenza di brevi incisioni laterali.

Le valli legate alla rete idrografica di basso ordine gerarchico (generalmente 1° e 2° in base alla classificazione di STRAHLER, 1957) sono caratterizzate da un profilo trasversale a "V", a conca o a fondo piatto e da una lunghezza solitamente inferiore ai 2 km. Il loro andamento è fortemente influenzato dall'assetto morfostrutturale dei versanti, dalla presenza di lineamenti tettonici, lungo i quali spesso si dispongono, dal grado di fratturazione degli ammassi rocciosi e, in particolari casi, dal-l'attività carsica. Mentre le vallecole a "V" si rinvengono prevalentemente lungo i versanti a maggiore acclività, le vallecole a conca e a fondo piatto sono frequentemente situate in corrispondenza delle sommità subpianeggianti dei rilievi (come ad esempio nell'altopiano di Avendita, di Colmotino e di Fogliano), ove spesso rappresentano le tracce relitte di un paleo-reticolo idrografico.

Orli di terrazzo fluviale, non sempre rappresentabili in carta, sono identificabili



Fig. 3 - Il fosso dei Mergani nel suo tratto inferiore, prima d'immettersi nell'omonimo inghiottitoio. La freccia indica un lembo di terrazzo fluviale sospeso al di sopra dell'alveo attuale.

lungo le valli dei fiumi Velino, Corno, Sordo, nel tratto di valle tra Nottoria e Paganelli e all'interno delle conche di Castelluccio (lungo i fianchi della stretta valle del fosso dei Mergani), Norcia (in corrispondenza del tratto inferiore del torrente La Pescia, della valle di Frascaro, del fosso di Patino e del Torbidone), Cascia e del ramo di Terzone (in sinistra del fosso Veticone e su entrambe le sponde del suo principale affluente di sinistra). Queste forme erosive, combinate con le corrispettive superfici deposizionali, di cui costituiscono il margine esterno, danno luogo, insieme ai sottostanti corpi alluvionali, a terrazzi di accumulo fluviali, spesso di dimensioni non cartografabili alla scala 1:50.000 e talora identificabili in più ordini.

Le forme di accumulo legate alla morfogenesi delle acque correnti superficiali sono, inoltre, costituite dalle superfici deposizionali suborizzontali, corrispondenti alle piane alluvionali attuali dei principali corsi d'acqua (fiumi Corno, Sordo, Velino, fosso di Maltignano, torrente La Pescia, fosso del Buco e di S. Trinità) e soprattutto dalle ben più ampie superfici pianeggianti che sottendono i depositi fluviali e lacustri quaternari, a cui spesso s'intercalano livelli vulcanoclastici. Queste ultime, incise dal reticolo idrografico attuale, sono connesse al colmamento dei bacini intermontani di Castelluccio, Norcia, Cascia e del ramo di Terzone, nella sua porzione settentrionale, da parte di alternanze di livelli prevalentemente limoso-argillosi, legati ad episodi lacustri o palustri, e livelli generalmente più grossolani di origine fluvio-torrentizia, i cui spessori complessivi possono superare le centinaia di metri. La più estesa di queste superfici deposizionali è quella che costituisce il Piano di Santa Scolastica nella conca di Norcia, formata dalle alluvioni del torrente La Pescia.

Forme d'accumulo di particolare evidenza sono, inoltre, gli estesi conoidi di deiezione ubicati in prossimità dello sbocco di alcune profonde incisioni interessanti i rilievi carbonatici che bordano le conche di Castelluccio. Norcia e del ramo di Terzone. Nella maggior parte dei casi si tratta di conoidi inattivi e reincisi, per lo più riferibili alle ultime fasi fredde del Pleistocene medio e superiore, alla cui genesi possono aver contribuito anche fenomeni da trasporto in massa. Tra questi il più imponente è quello che occupa un'ampia porzione del bacino del ramo di Terzone di età Pleistocene medio, al quale si affiancano i meno ampi conoidi di Corvatello e di San Giovenale della medesima età. Degno di nota è, inoltre, l'esteso conoide polifasico, caratterizzato da un considerevole bacino di alimentazione, ubicato allo sbocco del fosso di Patino nella conca di Norcia, sulla cui parte terminale riferibile all'ultimo Massimo Glaciale sorge la città di Norcia. Conoidi alluvionali e di origine mista sono, inoltre, presenti lungo tutto il versante orientale della conca di Norcia; per estensione si segnalano in particolare quelli presenti allo sbocco del fosso di Capregna e della Valle Canapine, nella piana di San Pellegrino-Frascaro. Importanti conoidi, con pendenza inferiore al 2%, si rinvengono anche nel settore meridionale del Piano Grande e nel Piano Piccolo di Castelluccio. Conoidi alluvionali olocenici di minori dimensioni, e spesso di origine mista, si rinvengono all'uscita delle vallecole che s'immettono nei fondivalle principali o nelle spianate sommitali, come nel caso dell'altopiano di Avendita e di Fogliano.

Evidenti tracce di alvei fluviali abbandonati si riscontrano nella piana di Santa Scolastica, così come sui conoidi alluvionali di Patino e di San Pellegrino.

Tra le forme di accumulo generate da processi di dilavamento diffuso, antichi o in atto, ad opera delle acque ruscellanti, vanno anche segnalate le più o meno estese fasce pedemontane, costituite prevalentemente da coltri colluviali o eluvio-colluviali di più generazioni, che raccordano i versanti sia con le sottostanti spianate sommitali, sia con i fondivalle attuali.

Nel settore in esame le tracce della morfogenesi carsica sono sporadiche e perlopiù limitate a ristrette aree in cui affiorano litotipi quasi esclusivamente calcarei (formazione del *Calcare Massiccio*) o calcareo-marnosi intensamente fratturati. Esse sono particolarmente sviluppate nell'area della conca di Castelluccio, dove sono pressoché unicamente rappresentate da micro- e da mesoforme carsiche epigee. Queste ultime, costituite essenzialmente da doline, uvala e inghiottitoi, sono ubicate in gran parte sul fondo delle due depressioni di Piano Grande e di Piano Piccolo. Le doline, caratterizzate da sezioni trasversali a piatto, conca o a imbuto, sono spesso allineate lungo direttrici strutturali, come ad esempio alla base del versante orientale di M. Castello (Fig. 4) oppure sul lato opposto, dove assumono rispettivamente un orientamento meridiano o NNE-SSO. Gli inghiottitoi, localizzati prevalentemente nella parte più depressa e ai margini delle due conche di origine tettonica, drenano



Fig. 4 - Serie di doline a imbuto allineate parallelamente alla base del versante orientale di M. Castello.

in profondità le acque di scorrimento superficiale, consentendo un deflusso solo per via sotterranea. Il più grande e noto di tali inghiottitoi è quello dei Mergani (alla base della dorsale di M. Castello), in cui s'immette l'omonimo fosso che scorre nel settore meridionale del Piano Grande. La quota attuale dell'Inghiottitoio, che rappresenta il punto più depresso della piana di Castelluccio, si attesta intorno a 1.254 m s.l.m. ma, poco più a monte, sono presenti punti di assorbimento fossili posti a quote lievemente più alte, che testimoniano un abbassamento nel tempo del livello di base (Fig. 5), peraltro comprovato dalla presenza di lembi di terrazzi fluviali, sospesi alcuni metri al di sopra dell'odierno corso d'acqua (Fig. 2). Tra i principali inghiottitoi attivi, oltre al citato Inghiottitoio dei Mergani, va segnalato quello ubicato nell'estremità meridionale del Piano Grande e quello ad est de la Torraccia, al limite settentrionale del Piano Piccolo. L'attività del processo carsico è oltremodo dimostrata dai fenomeni di collasso, che interessano i terreni quaternari di riempimento delle due depressioni in esame, manifestatisi a seguito d'intense piogge o di eventi sismici. A tal proposito è interessante segnalare lo sprofondamento avvenuto in conseguenza del sisma del 30 ottobre 2016 (M<sub>w</sub> 6,6), che ha generato, nel Piano



Fig. 5 - Inghiottitoio fossile posto ad una quota più alta (circa 1.261 m s.l.m.) rispetto a quello attivo dei Mergani (1.254 m s.l.m.).

Grande, una dolina di crollo in depositi coesivi, superiore ai 4 m di profondità e di circa 5 m di larghezza.

Forme carsiche sia epigee sia ipogee sono presenti, inoltre, nell'area di Cittareale. Si segnalano in particolare le doline alla sommità di M. Prato e di M. Laghetto e la Grotta di Cittareale. BLUMETTI (1995, *cum bibl.*) interpreta le depressioni carsiche del M. Laghetto, impostate in calcari sottilmente stratificati e allineate lungo faglie normali, come depressioni tettono-carsiche, espressione superficiale di un segmento di faglia secondario della faglia di Cittareale, riattivatosi durante il terremoto del 1703. Nella medesima area, sul versante occidentale del M. Torrato, a mezza costa è presente l'ingresso della Grotta di Cittareale nota anche come Pozzo della Sibilla. La grotta, ancora in corso di esplorazione, ha uno sviluppo planimetrico di 2.650 m, distribuito su più piani orizzontali messi in comunicazione da una successione di pozzi (MECCHIA *et alii*, 2003).

Nella Valle di Trimezzo, alla base del versante meridionale di Costa Comune è ubicata la Buca di Terzone, caratterizzata da un pozzo d'ingresso verticale profondo 34 m, collegato, attraverso una strettoia allargata artificialmente, ad un altro un pozzo profondo circa 15 m. Una grande frana chiude il fondo della cavità posto a circa -55 m dalla superficie (MECCHIA *et alii*, 2003).

Per quanto riguarda i movimenti di massa connessi al processo gravitativo, il settore occidentale del Foglio è in gran parte caratterizzato da una franosità media-

mente bassa in relazione alle discrete caratteristiche geomeccaniche degli ammassi rocciosi carbonatici affioranti. A ciò fanno eccezione i ripidi versanti orientali impostati lungo la porzione più avanzata del fronte di sovrascorrimento dei M.ti Sibilini dove, a causa del particolare assetto tettonico-strutturale dei litotipi affioranti, del loro grado di fratturazione e dell'elevata energia del rilievo, si concentrano la maggior parte dei fenomeni franosi, riconducibili essenzialmente a crolli e/o ribaltamenti, scivolamenti planari, *rock avalanche* e *debris flow*. Tuttavia, sebbene le aree sorgenti dei movimenti franosi siano distribuite lungo tale fronte, la maggior parte di essi si propaga e si accumula in corrispondenza del settore orientale del foglio, in cui prevalgono i litotipi arenaceo-pelitici della *formazione della Laga* (vedi § 2 e VIII).

Nella restante parte del settore in esame i movimenti franosi più significativi (generalmente di tipo crollo e/o ribaltamento e scorrimento) sono ubicati nell'alto bacino del fosso Pescara (a nord di S. Giovanni), lungo il versante nord-orientale del M. Alvagnano e sul versante nord-occidentale del Poggio Valaccone (all'interno della conca di Norcia).

Piccole frane di crollo e/o ribaltamento, nella maggior parte dei casi di dimensioni non cartografabili alla scala del Foglio, sono localizzate alla base di ripide pareti rocciose scolpite nel substrato carbonatico e talora interessate da spesse intercalazioni calcarenitiche e calciruditiche. Questi fenomeni sono particolarmente evidenti in corrispondenza della rupe rocciosa a SO di Serviglio e della parete verticale sovrastante la strada che dal centro storico di Cascia si ricongiunge a quella di fondovalle per Roccaporena. Nell'area di Nottoria, fenomeni di crollo e ribaltamento, di dimensioni non rappresentabili alla scala della carta, hanno coinvolto ripetutamente la parete in conglomerati fluviali aggettante sulle abitazioni. Crolli e ribaltamenti di blocchi si sono verificati, sempre in quest'area, anche in concomitanza con la crisi sismica del 2016/2017 (vedi VIII).

Frane di colamento di modesta entità si osservano in corrispondenza di coltri colluviali ed eluvio-colluviali, come ad esempio nel settore meridionale del Piano Piccolo di Castelluccio (versante di Colle Carbonara), mentre frane di scorrimento traslativo, di dimensioni non cartografabili, si rinvengono nel Piano Grande, lungo i fianchi della stretta incisione valliva del fosso dei Mergani (Fig. 6). Piccole frane di scorrimento superficiale e di colamento coinvolgono anche la porzione superficiale dei depositi limoso-argillosi della litofacies lacustre del *sintema di Cascia* (UCS<sub>e</sub>).

Al processo gravitativo di versante vanno anche ascritte le forme di accumulo, rappresentate da falde e coni detritici, legate soprattutto alle fasi fredde del Pleistocene, e i più recenti detriti di versante di spessore limitato e di estensione ridotta.

I depositi detritici di origine gravitativa e gli accumuli di frana possono essere rimobilizzati da fenomeni di *debris flow* o di *mud flow*, come ad esempio accade ripetutamente in corrispondenza dei valloni che solcano il versante orientale della



Fig. 6 - Frana superficiale di scorrimento traslativo in sinistra del Fosso dei Mergani (settore meridionale di Piano Grande).

conca di Norcia. In questo contesto, gli abitati di San Pellegrino e Nottoria e le aree allo sbocco del fosso di Capregna sono state particolarmente interessate negli anni 2012 e 2015 da tali fenomeni, avvenuti nel periodo estivo in coincidenza di eventi piovosi estremi (COMUNE DI NORCIA, 2019) (vedi VIII).

Le forme erosive connesse al modellamento glaciale e periglaciale sono piuttosto rare in questo settore, dove le massime elevazioni non superano i circa 1.900 m s.l.m. Forme di questo genere sono invece ben evidenti oltre i 2.000 m s.l.m., in corrispondenza delle vette più elevate della catena dei M.ti Sibillini, comprese però nel soprastante Foglio n. 325 "Visso". Anche se secondo JAURAUND (1994) non si riconoscono circhi glaciali rivolti a sud o a quote inferiori ai 1.900-2.000 m, qualche sporadica traccia della morfogenesi glaciale e periglaciale è stata individuata da COLTORTI & FARABOLLINI (1995) sui rilievi circostanti il Piano Piccolo e il settore meridionale del Piano Grande di Castelluccio. Questi Autori, infatti, segnalano la presenza di piccoli, e spesso rimodellati, circhi glaciali e nivali a nord del M. Cardisciana, a est di M. Cappelletta, lungo il versante orientale della dorsale M. Macchialta-M. Forciglietta e alle testate del fosso dell'Inferno, di Macchialta e della Valle Caprelli. A differenza dei depositi glaciali, completamente assenti all'interno e a valle dei citati circhi glaciali, alla base dei rilievi carbonatici sono talora presenti lembi residuali di depositi stratificati di versante. Tali depositi, solitamente appartenenti a due diverse generazioni attribuibili alle fasi fredde del Pleistocene medio e superiore, sono il risultato dell'azione, in ambiente periglaciale, d'intensi processi di gelifrazione, di ruscellamento diffuso e di soliflusso su versanti in parte o del
tutto denudati della vegetazione (COLTORTI *et alii*, 1979, 1983; DRAMIS, 1984; COL-TORTI & DRAMIS 1987, 1988, 1995). I depositi appartenenti alla generazione più antica, spesso cementati e con la giacitura non concordante con quella del versante su cui poggiano, affiorano con una certa continuità nel tratto inferiore del versante orientale della conca di Norcia e in lembi in quello occidentale, come anche a monte di Avendita e Colli di Avendita, alle pendici del versante sud-occidentale del M. Sassatelli (estremità orientale della conca di Cascia) e del versante sud-occidentale e nord-orientale del M. Pozzoni, a nord di Forca della Civita, alla base del versante occidentale del M. Alvagnano, presso Buda, tra S. Giovenale e Pianezza, ai piedi del versante destro della valle di Corvatello, tra Colle Luppa e Colle Rosso, alla testata del bacino del fosso Pescara (a nord di S. Giovanni) e in località Madonna di Capo d'Acqua (ad ovest di Cittareale).

I depositi stratificati di versante riferibili al Pleistocene superiore sono disposti in modo conforme all'attuale morfologia dei versanti, accumulandosi in piccole falde o all'interno d'incisioni e avvallamenti, che talora livellano completamente. Si rinvengono in limitati lembi nella conca di Castelluccio (alle pendici nord-orientali di M. Castello e presso la località Quartucciolo), a SO di M. Macchialta, alla base dei versanti che bordano la conca di Norcia e ai piedi di Poggio Valaccone, lungo la valle del F. Sordo, nella conca di Cascia (a nord di S. Anatolia e a NO e SE di Manigi) e nel ramo di Terzone (tra Chiavano e Terzone).

Tra le principali forme prodotte dall'uomo, oltre alle aree intensamente urbanizzate ove il modellamento antropico è particolarmente sviluppato e concentrato, vale la pena citare i numerosi terrazzamenti agricoli, attualmente in gran parte abbandonati, le opere di regimazione idraulica (canali artificiali, arginature, briglie), le cave (di limitata estensione e in minima parte attive) per l'estrazione di materiali lapidei o granulari, gli scavi, i terrapieni e i rilevati stradali.

# 2. - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI DEL SETTORE ORIENTALE (a cura di: S.I. Giano)

L'area del Foglio investigata, compresa tra i M.ti della Laga ad oriente e i M.ti Sibillini ad occidente, presenta una morfologia articolata in cui le forme del paesaggio sono state modellate in un substrato geologico composto da depositi torbiditici di avanfossa di età messiniana appartenenti alla *formazione della Laga*, composta da una successione arenaceo-pelitica afferente al *membro del Lago di Campotosto* che si è strutturata in falda durante la formazione dell'Appennino centrale (CENTAMORE *et alii*, 2002; PATACCA *et alii*, 2008 e biblografia contenuta). Il paesaggio fisico dell'area è organizzato in cime montuose ben rappresentate lungo il bordo orientale del Foglio, che raggiungono, e talora superano, i 1.700 m di altezza s.l.m., a cui appartiene il M. l'Inversaturo (1.723 m) posto lungo la dorsale montuosa del M. Gorzano (2.458 m). Diverse cime montuose, distribuite intorno al M. Prato (1.811 m), sono presenti verso ovest arrivando a quelle più elevate della dorsale carbonatica dei M.ti Sibillini. La sommità del rilievo degrada verso il basso con versanti fortemente modellati dall'erosione lineare ed areale fino a raggiungere il settore morfologicamente più depresso dell'area rappresentato dalla depressione tettonica del bacino intermontano di Amatrice (CACCIUNI *et alii*, 1995; VIGNAROLI *et alii*, 2019), il cui fondovalle si aggira intorno agli 850-1.000 m di altezza s.l.m., e dalle conche di Torrita-Scai e Domo che presentano un fondovalle intorno ai 960-1.000 m e 873 m di quota, rispettivamente. L'articolazione del paesaggio montano è fortemente controllata dalla struttura geologica per cui le forme di origine strutturale e tettonica sono tra le più rappresentative dell'intera area. Nonostante ciò, il modellamento fluviale e quello gravitativo hanno comunque prodotto nel paesaggio forme tipiche, che in molti casi sono ancora conservate nel *record* morfologico dell'area (Fig. 7).

Il rilievo del settore orientale del Foglio è interamente modellato nei depositi arenaceo-pelitici della formazione della Laga e deriva dalla complessa strutturazione tettonica polifasica che ha interessato l'area in regime compressivo dall'Oligocene al Pliocene superiore e in regime distensivo dal Pleistocene inferiore (CENTAMORE et alii, 2002; PIERANTONI et alii, 2017; CACCIUNI et alii, 1995). Le strutture tettoniche della catena a pieghe e sovrascorrimenti, generate in regime compressivo, sono state in parte tagliate da faglie normali ad andamento appenninico o riattivate come faglie normali o oblique a diversa orientazione a partire dal Pleistocene inferiore (GALA-DINI & MESSINA, 2001). Un esempio rappresentativo nell'area è quello delle faglie normali di Gorzano che ribassano la catena verso occidente. Il paesaggio attuale conserva ancora tracce della strutturazione mio-pliocenica della catena che si osserva nella dorsale anticlinale del M. Gorzano orientata all'incirca N-S e di cui solo la porzione del fianco sinistro della struttura rientra nell'area del Foglio compresa tra il M. l'Inversaturo a sud e il M. Civita a nord; i rilievi del fianco della piega generano un versante con strati generalmente a franapoggio più inclinati del pendio ed alcuni tratti in cui sono simulati versanti strutturali. La contigua valle sinclinale orientata N-S e che attualmente ospita le conche di Amatrice e Torrita si interrompe all'altezza del thrust delle unità carbonatiche dei M.ti Sibillini. Le faglie normali del sistema del M. Gorzano (PIZZI et alii, 2017) orientate NO-SE, hanno ritagliato la struttura plicativa a partire dal Pleistocene inferiore accentuando il relief della valle sinclinale e della dorsale anticlinale così da generare una depressione morfostrutturale che ha in seguito ospitato il bacino intermontano di Amatrice colmato dai depositi alluvionali prodotti dall'alto corso del Fiume Tronto.

Anche le conche endoreiche di Torrita-Scai e Domo, così come la depressione morfostrutturale di Amatrice, risultano colmate da depositi alluvionali che verso le aree prossimali sono in eteropia di facies con depositi clastici di conoide e da coperture eluvio-colluviali attribuite cronologicamente al tardo Pleistocene medio. I depositi clastici sono inoltre dislocati da faglie normali che in alcuni casi hanno prodotto un *tilting* contro monte del blocco di tetto (CACCIUNI *et alii*, 1995). La conca intermontana di Torrita è incisa per poche decine di metri dal Fosso delle Prate Larghe che, dopo la stretta morfologica valliva di Colle Muraduro, si collega alla più piccola conca di Scai anch'essa incisa di pochi metri. Il torrente drena verso sud e dopo aver tagliato in discordanza oro-idrografica la dorsale del Colle Muraduro, orientata N-S, confluisce controcorrente nel Rio Scandarello, che a sua volta drena verso nord. Quest'ultimo, dopo aver attraversato lo sbarramento artificiale del lago omonimo, si immette in sinistra idrografica nel Fiume Tronto. Tale dre-



Fig. 7 - Rilievo a colori dell'alto bacino idrografico del Fiume Tronto fino alla stretta morfologica di Trisungo.

naggio mette in evidenza un chiaro controllo della struttura geologica sulla rete idrografica in quest'area e consente di riconoscere la cattura fluviale del Fosso delle Prate Langhe - avvenuta da parte del Rio Scandarello - la cui direzione di paleodrenaggio era ipoteticamente diretta verso la conca di Torrita-Scai. La cattura fluviale è da collocare cronologicamente dopo il modellamento della superficie di spianamento posta intorno ai 1.000 m di quota s.l.m. (superficie intermedia di CACCIUNI *et alii*, 1995; PSB di ARINGOLI *et alii*, 2014) e che visibilmente è fossilizzata dall'approfondimento della rete idrografica avvenuto dopo il limite Pleistocene inferiore-medio. A supporto di tale considerazione i terrazzi fluviali olocenici sollevati di pochi metri sul *talweg* attuale presenti nella parte meridionale della conca di Torrita-Scai, ad est di S. Sebastiano, sono dunque prodotti dall'approfondimento del F.so Ritorto.

Il deflusso idrico superficiale dell'area è quasi completamente a recapito adriatico ad eccezione del settore meridionale in prossimità del M. Rozzo dove è presente un piccolo areale a deflusso tirrenico. Ciò significa che l'area è posta in corrispondenza dello spartiacque appenninico che separa il bacino idrografico del Fiume Tronto, a deflusso adriatico, da quello del Fiume Nera a deflusso tirrenico. L'analisi e il confronto tra la posizione attuale dello spartiacque appenninico e quella dello spartiacque virtuale generato dalla topografia filtrata con diverse lunghezze d'onda in un DEM (ARINGOLI et alii, 2014) ha messo in evidenza, nel settore di Amatrice-M. Gorzano, uno spostamento verso sudovest della linea di spartiacque attuale rispetto a quella virtuale. Questa osservazione, confermata anche dall'andamento planare e spaziale delle superfici relitte dell'area, testimonia un trend generale di migrazione dello spartiacque appenninico verso ovest prodotto da una velocità di sollevamento più lenta in questo settore della catena che avrebbe favorito l'erosione fluviale retrogressiva del Fiume Tronto e la cattura del bacino di Amatrice (ARINGOLI et alii, 2014). La soglia morfologica del bacino intermontano di Amatrice è da collocare nella zona compresa tra Arquata del Tronto-Pescara del Tronto-Trisungo nella quale il Fiume Tronto ha prodotto un vistoso knickpoint con un dislivello di quasi 100 m a partire dall'abitato di Trisungo e fino a bordo Foglio. Diversamente, la parte alta del Fiume Tronto che drena il bacino di Amatrice mostra un profilo longitudinale concavo verso l'alto dimostrando l'esistenza di un paleolivello di base dell'erosione corrispondente al fondovalle del bacino, prima della sua cattura ad opera dell'erosione retrogressiva del F. Tronto.

La stima del valore minimo dell'*uplift* tettonico dell'area pari a 0.5 mm/a nel Pleistocene medio, realizzata dall'analisi morfometrica della parte alta del Fiume Tronto (SEMBRONI *et alii*, 2020), appare in buon accordo a quanto già riconosciuto nell'area da precedenti Autori (D'AGOSTINO *et alii*, 2001; BIGI *et alii*, 1995; CARMI-NATI *et alii*, 1999; PIZZI, 2003; CYR & GRANGER, 2008). Il Fiume Tronto attraversa l'intero settore orientale del Foglio da sud verso nord e si caratterizza per un primo tratto abbastanza rettilineo con direzione SSE-NNO fino all'abitato di Saletta, oltre

il quale forma un segmento concavo verso sinistra e, dall'abitato di Accumoli, cambia direzione verso SSO-NNE fino ad Arquata del Tronto dove con una brusca deviazione, quasi ad angolo retto, si dispone in direzione NO-SE. I corsi d'acqua tributari in destra idrografica del Tronto sono di tipo cataclinale e formano un reticolo a traliccio "su piega" (sensu BARTOLINI, 1992) e, laddove torrenti contigui hanno scavato ampi ventagli di testata, sono state prodotte forme di versante triangolari tipo *flatirons* che in quest'area sono associabili a faccette triangolari prodotte lungo la scarpata di faglia del Monte Gorzano. Allo sbocco dei corsi d'acqua nella fascia pedemontana sono presenti forme e depositi conoidali fortemente incisi che raggiungono dislivelli intorno ai 100 m di altezza in corrispondenza della confluenza con il Fiume Tronto. Le valli fluviali mostrano un profilo trasversale a V a testimonianza di un'attività erosiva incipiente che in alcuni tratti è ancora in corso. I corsi d'acqua in sinistra idrografica del Fiume Tronto mostrano pendenza meno accentuata, anche per la minore energia di rilievo dell'area e sono abbastanza comuni profili trasversali a V e profili a fondo concavo, laddove il paesaggio si presenta più dolce. Il pattern idrografico in questo settore è a traliccio così da evidenziare un chiaro controllo da parte della struttura sull'idrografia. Fenomeni di inversione del rilievo sono presenti localmente come nella valle del torrente Castellano, posta a valle dell'abitato di Amatrice, che ha inciso trasversalmente una struttura antiforme con asse orientato all'incirca NNO-SSE (cfr. Fig. A4 e A5 in VIGNAROLI et alii, 2019). Allo stesso modo, il rilievo collinare e dunque l'alto morfologico su cui sorge l'abitato di Poggio Vitellino rappresenta una struttura plicativa sinclinale generata nelle arenarie e siltiti della formazione della Laga.

L'elemento morfologico più antico e ancora conservato nel paesaggio attuale dell'area di studio come forma relitta è rappresentato dalla "paleosuperficie sommitale Auctt.", già riconosciuta da DEMANGEOT (1965) e successivamente studiata da altri Autori (CALAMITA et alii, 1982; CACCIUNI et alii, 1995; COLTORTI & PIERUC-CINI, 2000; ARINGOLI et alii, 2014, cum bibl.) soprattutto in chiave morfotettonica. Si tratta di un paesaggio a debole energia di rilievo (Surface de sommets, sensu DE-MANGEOT, 1965) modellato dopo l'emersione della catena (BARTOLINI, 1980; D'AGO-STINO et alii, 2001) in condizioni climatiche caldo-umide di tipo intertropicale, seguite da un clima arido di tipo steppico, che avrebbero favorito processi di erosione areale molto intensi e tali da produrre un paesaggio con forme dolci e poco accentuate (DEMANGEOT, 1965; CACCIUNI et alii, 1995). Questo paesaggio di tipo collinare ha subito nel corso della sua evoluzione ulteriori processi di modellamento in regime climatico glaciale e periglaciale che ne avrebbero ulteriormente modificato la sua forma originaria (DRAMIS et alii, 1991; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995). Ne consegue che questa paleosuperficie sommitale costituisce un esempio di forma poligenica modellata a partire almeno dal Pliocene inferiore (COLTORTI & PIERUC-CINI, 2000). Lembi della "paleosuperficie sommitale Auctt." sono distribuiti in tutta l'area investigata ma con una maggiore frequenza lungo il settore occidentale del bacino di Amatrice a quote comprese tra 1.400 e 1.600 m s.l.m., nelle aree di M. Rozzo, di M. Cerasola, Costa Castelluccia, M. Serra, M. Cappelletta e M. Forciglietta nel settore più settentrionale del Foglio. Va notato che le superfici sommitali non sono presenti nel settore più orientale poiché non rientrano nell'area del Foglio. ma sono ben distribuite in tutta la dorsale del M. Gorzano. A quote inferiori e incastrate nella "paleosuperficie sommitale Auctt." sono presenti lembi relitti di superfici di spianamento più recenti organizzate in diversi ordini altimetrici (CACCIUNI et alii, 1995; ARINGOLI et alii, 2014) che sono state modellate durante il progressivo sollevamento della catena. Localmente alcune di queste superfici di spianamento appartengono ai lembi relitti della "paleosuperficie sommitale" dislocati da faglie normali prodotte durante l'uplift della catena e rimodellati con un nuovo livello di base dell'erosione (ARINGOLI et alii, 2014). Questa situazione è ben visibile lungo i bordi della depressione tettonica intermontana di Amatrice dove il ruolo delle faglie normali pleistoceniche che hanno dislocato la "paleosuperficie sommitale Auctt." è stato molto attivo con tassi di scivolamento che hanno raggiunto circa 1 mm/a, a partire dal Pleistocene inferiore (PIZZI et alii, 2002). Lembi relitti delle superfici di spianamento recenti sono ampiamente distribuiti in tutta l'area investigata e sono stati dettagliatamente rappresentati da CACCIUNI et alii (1995). Le superfici di spianamento poste a quote più basse sono state attribuite da DEMANGEOT (1965) ai resti di un esteso pediment identificandolo come la "superficie villafranchiana" modellata nel corso del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore e che l'Autore riconosce in tutta la fascia collinare periadriatica marchigiano-abruzzese. Su questa superficie si sarebbero poi deposte le unità continentali clastiche del bacino di Amatrice e Retrosi (CACCIUNI et alii, 1995).

## **IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO**

(a cura di: M. Marino, C. Muraro, F. Papasodaro, M. Cesarano, M.L. Putignano)

## 1. - INTRODUZIONE

L'area del Foglio 337 "Norcia", al confine tra l'Appennino settentrionale e quello centrale, comprende il Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino a ovest ed il Dominio della Laga a est, attualmente separati dal sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini (*sensu* CALAMITA & DEIANA, 1995; OAMS in seguito) che attraversa l'intero Foglio, in senso circa meridiano (Fig. 8).

La loro genesi ed evoluzione fino all'assetto attuale è riconducibile a fasi differenti dell'intera evoluzione dell'Appennino centro-settentrionale. Quest'ultima a sua volta è legata a quella del margine continentale della (micro)placca Adria (CHANNELL *et alii*, 1979; BOSELLINI, 2004; GAETANI 2010, *cum bibl.*) soggetta a varie fasi più o meno intense di tettonica distensiva tra il Triassico ed il Paleogene e successivamente ai processi tettonici di flessurazione e orogenici determinati dalla convergenza della placca europea e di quella africana (CENTAMORE *et alii*, 2002; ELTER *et alii*, 2003; COSENTINO *et alii*, 2010).

Il Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino è caratterizzato da una successione sedimentaria di piattaforma carbonatica e di bacino pelagico, di età Triassico superiore-Miocene *p.p.* La variabilità di facies verticale e laterale e i rapporti stratigrafici e strutturali documentano l'evoluzione del margine passivo determinata da fasi tettoniche prevalentemente distensive, dal *rifting* Sinemuriano alla flessurazione miocenica e da processi e eventi ambientali, oceanografici ed eustatici registrati a scala globale e regionale (vedi § 3).

Il Dominio della Laga, invece, si è evoluto a partire dal Miocene superiore nel-

l'ambito di un contesto di un bacino di avanfossa antistante la catena appenninica in via di sollevamento.

L'assetto attuale è dovuto all'orogenesi Appenninica, processo cominciato nell'Oligocene, legato alla migrazione verso est del sistema catena-bacino di avampaese (COSENTINO *et alii*, 2010, *cum bibl.*); attraverso lo sviluppo di sovrascorrimenti in *piggy-back sequence* e fuori sequenza, sono stati progressivamente coinvolti nella catena i diversi settori della placca adriatica, che risultano oggi impilati in diverse unità strutturali dall'interno verso l'esterno con polarità verso NE ed E. In questo quadro, il Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino viene coinvolto nella catena a par-



Fig. 8 - Schema di inquadramento regionale.

tire dal Tortoniano Superiore (COSENTINO *et alii*, 2010, *cum bibl*.), mentre nel Messiniano il bacino della Laga costituisce l'avanfossa e viene coinvolto in catena nel Pliocene inferiore.

Le strutture compressive legate all'orogenesi, sono a loro volta interessate dalle faglie normali generate dalla tettonica distensiva (tuttora in corso) che, a partire dal Pliocene superiore, si instaura a causa dell'estensione di retro-arco conseguente alla migrazione del sistema orogenico (PATACCA *et alii*, 1990; DOGLIONI, 1991; GALADINI, 1999).

### 2. - INQUADRAMENTO STRUTTURALE

L'elemento tettonico principale del Foglio 337 "Norcia" è il Sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini (CALAMITA & DEIANA, 1995; OAMS di seguito) che separa il Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino da quello della Laga. Questo sovrascorrimento è attivo già nel Messiniano e ha assunto il suo attuale assetto nel Pliocene (CALAMITA et alii, 1981; LAVECCHIA, 1985), con la sua ultima fase di attività in fuori sequenza (secondo PATACCA et alii, 1990; CALAMITA & DEIANA, 1995; Co-SENTINO et alii, 2010, cum bibl.). MIGLIORINI (1950) denomina questo lineamento come Linea Ancona-Anzio a cui tradizionalmente è attribuito il ruolo di suddivisione geografica tra l'Appennino Settentrionale e l'Appennino Centrale. Successivamente diversi Autori si sono interessati a questo lineamento conferendogli un diverso ruolo e significato cinematico all'interno della storia evolutiva della catena. CASTELLARIN et alii (1978) conferiscono a tale lineamento un significato più prettamente strutturale definendone una storia polifasica. Esso infatti rappresenterebbe una faglia diretta, attiva nel Giurassico, che avrebbe separato i domini della Piattaforma carbonatica Abruzzese-Laziale a sud-est, dalle unità del Bacino Umbro-Marchigiano a nord-ovest. Tale lineamento avrebbe condizionato l'evoluzione tettonica dei due settori durante le successive fasi compressive mio-plioceniche. Diversi Autori hanno evidenziato successivamente il carattere transpressivo destro di tale lineamento interpretandolo come la rampa laterale del thrust NE-vergente dei M.ti Sibillini (KOOPMAN, 1983; SALVINI & VITTORI, 1984; LAVECCHIA, 1985; CALAMITA et alii, 1987; TAVARNELLI et alii, 2004; CENTAMORE & ROSSI, 2009). L'attività transpressiva destra di questo fronte avrebbe prodotto nelle unità di footwall (formazione della Laga e unità di Margine della Piattaforma Abruzzese-Laziale) strutture d'interferenza e rotazione dei blocchi, per cui gli elementi tettonici legati all'Unità del Gran Sasso, caratterizzati in prossimità del fronte dei Sibillini da un marcata orientazione antimeridiana, tenderebbero ad assumere una orientazione NNE-SSO (CALAMITA et alii, 1991).

In generale, l'OAMS si compone di diversi tratti con orientazione variabile da N350-N10 a N60-N80 (LAVECCHIA, 1985; CALAMITA *et alii*, 1987). Il tratto che attraversa il Foglio ha andamento NNE-SSO. Dal punto di vista cinematico, proprio nell'area in esame il sovrascorrimento avrebbe il ruolo di rampa obliqua, con transpressione destra (KOOPMAN, 1983; LAVECCHIA, 1985; CALAMITA & DEIANA, 1995; TURTÙ *et alii*, 2013; DI DOMENICA *et alii*, 2014; CAPOTORTI & CHIARINI, in stampa). In generale, dove l'OAMS si sviluppa nell'ambito dei termini della successione giurassico-eocenica, i rapporti del piano di sovrascorrimento sia con le unità di tetto che con quelle di letto sono di rampa; dove esso si sviluppa nelle emipelagiti e nei depositi terrigeni oligo-miocenici si osservano rapporti di *flat* al letto (KOOPMAN, 1983; TAVARNELLI *et alii*, 2004).

Il tetto dell'OAMS è costituito da unità giurassico-oligoceniche (dal *Calcare Massiccio* alla *Scaglia Cinerea*) mentre il letto è costituito da unità terziarie (dalla *scaglia detritica* all'*unità argilloso-marnosa*) e principalmente dalla *formazione della Laga*. L'*hangingwall* del *thrust* ha una struttura complicata da strutture minori di estensione limitata che coinvolgono le unità meso-cenozoiche (CALAMITA *et alii*, 1981; KOOPMAN, 1983). In particolare sono state riconosciute nel Foglio, al tetto dell'OAMS, tre unità tettoniche (si veda la Tab. 1 per la nomenclatura e le corrispondenze tra le unità individuate dai diversi Autori), dall'interno verso l'esterno:

- l'unità tettonica Monte Palloroso-Monte Tolentino, in continuità con l'adiacente Foglio 348 "Antrodoco", occupa lo spigolo sudoccidentale dell'area, dove ne affiora il *forelimb*, composto principalmente dal *Calcare Massiccio* e dalla *Corniola* (CALAMITA & DEIANA, 1982);
- l'unità tettonica Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni, estesa in gran parte del settore occidentale del Foglio, è rappresentata da una macroanticlinale rovesciata composta da unità che vanno dal *Calcare Massiccio* ai termini più giovani della *Scaglia Cinerea*. A questa unità sono riferibili i lembi isolati di: C.ale Rencine-F.te Torrato, Valle Migòra-M. Pozzoni, M. Caefischi-M. Mattone, C.le Cappelletta, Poggio Valaccone. I lembi di Croce del Monte e M.Vetica, appartenenti anch'essi a questa unità tettonica, costituiscono invece parti di strutture più ampie ben esposte nei fogli contigui (CA-LAMITA *et alii*, 1995; PIERANTONI *et alii*, 2005; ISPRA, in stampa a);
- l'unità tettonica del Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini, che occupa la porzione centrale del Foglio, è rappresentata anch'essa da un'anticlinale che tende al rovesciamento in prossimità dell'OAMS che la delimita a est. I termini meso-cenozoici che la compongono al *forelimb* sono sovente coinvolti in scaglie tettoniche minori, anche se la loro apparteneza alla successione del tetto o del letto del sovrascorrimento è oggetto di diverse interpretazioni. L'unità è caratterizzata da ulteriori sovrascorrimenti interni come visibile nell'area di Scoglio Pecorino-M.Ciambella, nell'area di Monte Pizzuto-Monte Prato, nell'area tra F.te dell'Acera e Fraonara e nell'area tra La Forca e Monte Oro.

Nell'ambito di questo lavoro, il letto del sovrascorrimento OAMS è stato inquadrato in un'unica unità tettonica denominata unità Cittareale-Arquata del Tronto, costituita principalmente dal vasto affioramento della *formazione della Laga*, de-

UNITÀ TETTONICHE DEI MONTI SIBILLINI E REATINI NEL FOGLIO				
	ovest			est
CALAMITA <i>et alii</i> (1981, 1982)		Elemento tettonico superiore	Elemento tettonico inferiore	
CALAMITA <i>et alii</i> (1995)	Monte Tolentino	Monte Nocella / Monte Pozzoni	Monti Sibillini ( <i>Thrust</i> del M. Piz- zuto all'interno)	
Calamita & Deiana (1982)	Monte Tolentino	Monte Nocella	Monte Boragine	
DEIANA <i>et alii</i> (1995)	Monte Palloroso	Monte Terminillo	Monte Cavallo	Elemento intermedio
Alberti <i>et alii</i> (1996)	M. Tilia- M. Castiglione	M. Prato-M. Boragine		
COSENTINO <i>et alii</i> (1991)	UT 5	UT 6		
Foglio 348 "Antrodoco"	Palloroso-Tolentino	Terminillo-Nocella	Cavallo-Boragine	
Foglio 337 "Norcia"	Monte Palloroso- Monte Tolentino	Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni	Monte Cavallo/Monte Boragine/Monti Sibillini	

Tab. 1 - Quadro riassuntivo delle unità tettoniche dei Monti Sibillini e Reatini distinte nel Foglio.

posta nell'omonimo bacino, e in misura minore dai depositi eocenico-miocenici della successione-umbro-marchigiano-sabina che affiorano soltanto nell'area di Cittareale. Tale unità costituisce il *footwall* anche di un altro importante fronte di accavallamento rappresentato dal *thrust* del Gran Sasso a sud (GHISETTI & VEZZANI 1991; MAZZOLI *et alii*, 2005).

Come detto, questa unità è in gran parte rappresentata dal Bacino della Laga (Fig. 9) che per le sue intrinseche caratteristiche sedimentarie e per il significato tettonico rivestito nell'evoluzione della catena, è stato oggetto di diverse campagne esplorative che hanno permesso di realizzare un ricco dataset di profili sismici e diversi pozzi profondi, tra cui il pozzo Varoni 1 localizzato a sud-est del Foglio. Il materiale prodotto ha contribuito alla ricostruzione della complessa architettura sedimentaria di questo dominio di avanfossa e ad evidenziare i rapporti geometrici profondi con le altre unità presenti. Infatti, oltre a rappresentare il letto dei due importanti *thrust* regionali, nei settori più esterni della catena, le unità della Laga si ritrovano a loro volta accavallate sulle porzioni plioceniche del bacino di avanfossa rappresentato dai depositi della formazione di Cellino (thrust di Teramo, BIGI et alii, 1999; ALBOUY et alii, 2003). All'interno del settore di affioramento della formazione della Laga si riconoscono alcune importanti strutture deformative ad orientazione meridiana, costituite dall'anticlinale del Monte Gorzano-Acquasanta e Montagna dei Fiori-Montagnone, la cui formazione è strettamente connessa allo sviluppo del thrust di Teramo (BIGI et alii, 2011).

Numerosi studi mesostrutturali sulla *formazione della Laga* hanno evidenziato la presenza di strutture deformative (pieghe e sovrascorrimenti) diversamente orientate ed interpretate in modo differente dai diversi Autori. In particolare esse sareb-



Fig. 9 - Schema geologico del Bacino della Laga (da BIGI et alii, 2011).

bero il risultato di distinti eventi compressivi mio-pliocenici (MATTEI, 1987; MARSILI & TOZZI, 1991; FUNICIELLO *et alii*, 1993) o legate all'interazione tra gli assi di deformazione orogenici e la morfologia degli originari domini paleogeografici (CA-STELLARIN *et alii*, 1978; KOOPMAN, 1983; CALAMITA & DEIANA, 1988; CALAMITA, 1990; CALAMITA *et alii*, 1994a; SATOLLI *et alii*, 2005; TURTÙ *et alii*, 2013), oppure legate al trascinamento lungo faglie trascorrenti destre ad andamento N-S (LAVEC-CHIA *et alii*, 1988) o come il prodotto di rotazioni di blocchi limitati da faglie trascorrenti (MATTEI *et alii*, 1991; SALVINI, 1991), o ancora generate dal movimento lungo rampe variamente orientate (CORRADO, 1995; MATTEI *et alii*, 1995), o infine legate all'attività di *thrust* fuori sequenza (GHISETTI & VEZZANI, 1990; GHISETTI *et alii*, 1991).

A partire dal Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, una fase tettonica distensiva associata ad un sollevamento generalizzato ha interessato i settori più occidentali e interni della catena (DRAMIS, 1992; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; CAVINATO et alii, 1994; CAVINATO & DE CELLES, 1999; GALADINI, 1999; D'AGOSTINO et alii, 2001; GALADINI et alii, 2003; COSENTINO et alii, 2010, 2017; MANCINI et alii, 2012), producendo sistemi di faglie normali, ad alto angolo, con cinematica prevalentemente dip-slip e subordinatamente obligua (BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; PIZZI & SCISCIANI, 2000; PIZZI et alii, 2002). Tali sistemi di faglia generalmente immergenti verso ovest hanno dislocato e/o riutilizzato le strutture compressive e determinato la formazione di bacini estensionali localizzati nei settori ribassati. nell'hanging wall delle faglie ubicate prevalentemente lungo i versanti sud-occidentali dei rilievi (CALAMITA et alii 1994b; CAVINATO & DE CELLES, 1999; PORRECA et alii, 2016). Questi sistemi di faglia con direzione NO-SE si sviluppano a scala regionale lungo il settore assiale dell'Appennino (CALAMITA & PIZZI, 1994; LAVEC-CHIA et alii, 1994; BONCIO et alii, 2000; GALADINI & GALLI, 2000; PIZZI et alii, 2002; BONCIO et alii, 2004b; GALLI et alii, 2008; DISS Working Group, 2018, cum bibl.); corrispondono ai fasci di faglie dei vari Autori (CALAMITA et alii, 1994b; CAFS, in CELLO et alii, 1997; NSZ in BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; UFS in BARCHI, 2002) e sono costituiti da segmenti di faglia adiacenti, con geometria en echelon (BONCIO et alii. 2004b).

Sollevamento e estensione sono controllati da un regime estensionale orientato circa SO-NE (CALAMITA *et alii*, 1994b; LAVECCHIA *et alii*, 1994; CELLO *et alii*, 1997). Sulla base dei dati GPS, i tassi di deformazione estensionale in questo settore sono stati valutati in circa 3,3 mm/a (D'AGOSTINO, 2014; GALLI *et alii*, 2019b, *cum bibl*.).

Diversi modelli di relazione tra faglie dirette e sovrascorrimenti sono stati proposti per l'interpretazione della geologia dell'Appennino centro-settentrionale: inversione tettonica positiva e negativa (SCISCIANI, 2009; DI DOMENICA *et alii*, 2012, 2014; CALAMITA *et alii*, 2017; SCISCIANI *et alii*, 2019, *cum bibl*.); riutilizzo di paleofaglie (faglie sin-sedimentarie) come faglie di trasferimento o scollamento in successivi contesti tettonici (CALAMITA *et alii*, 1982, 1994a; BOLLATI *et alii*, 2012; PIZZI *et alii*, 2017); rotazione, rovesciamento o dislocazione di paleostrutture (PIZZI & SCISCIANI, 2000; BIGI & COSTA PISANI, 2003); riattivazione di faglie normali preorogeniche nella distensione quaternaria (PIZZI & SCISCIANI, 2000); *buttressing* (CA-LAMITA *et alii*, 1998); superfici di sovrascorrimento dislocate da faglie dirette (PIERANTONI *et alii*, 2005; PORRECA *et alii*, 2020); trasporto passivo di paleo-faglie; interazione complessa tra sovrascorrimenti e faglie dirette, spesso tagliate e trasportate, con sovrapposizione geometrica tra segmenti in diversi *thrust sheets* (BUTTI-NELLI *et alii*, 2021).

#### 3. - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

Lo studio delle successioni stratigrafiche, delle litofacies e delle loro variazioni latero-verticali, i dati biostratigrafici, gli elementi strutturali e le loro geometrie hanno permesso di individuare gli eventi che si sono susseguiti nel tempo e di ricostruire l'evoluzione tettono-sedimentaria dell'area nell'ambito del contesto regionale.

La genesi dei domini paleogeografici che caratterizzano l'Appeninno è connessa con l'evoluzione della Tetide occidentale che, a partire dal Triassico superiore, è caratterizzata da una fase di *rifting* che raggiunge il suo momento parossistico nel Giurassico inferiore (BERTOTTI *et alii* 1993; SANTANTONIO & CARMINATI, 2011). Durante le prime fasi di subsidenza del Triassico superiore, la trasgressione marina che interessa vaste aree emerse, permette l'instaurarsi di un bacino a sedimentazione principalmente evaporitica (*Anidriti di Burano*; MARTINIS & PIERI, 1964; PETTI & FALORNI, 2007). Con il proseguire della subsidenza la sedimentazione nel bacino evolve fino a diventare una tipica piattaforma carbonatica di acque basse, caratterizzata da cicli peritidali, al passaggio con il Giurassico ("paleopiattaforma" *sensu* CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978). Nell'Hettangiano la "paleopiattaforma" raggiunge la sua massima estensione, arrivando ad occupare un'area che va dal Sudalpino alla Sicilia (BOSELLINI, 2004). In Appennino centrale e settentrionale i depositi relativi a questa vasta piattaforma carbonatica (*Calcare Massiccio*) affiorano estesamente in Toscana, Abruzzo, Umbria, Marche e Lazio.

Il proseguire del *rifting* e l'intensa fase tettonica nel Giurassico Inferiore (Sinemuriano) determina lo smembramento della "paleopiattaforma" e il successivo annegamento di parte di essa. A partire dal Sinemuriano si ha quindi una netta separazione tra due domini: il Bacino pelagico Umbro-Marchigiano-Sabino, che si sviluppa in corrispondenza delle porzioni annegate della "paleopiattaforma", caratterizzate da rapida subsidenza, e la adiacente Piattaforma Laziale-Abruzzese (il cui margine più prossimo affiora più a sud, nell'area del contiguo Foglio 348 "Antrodoco") dove la sedimentazione prosegue invece in ambiente di mare sottile fino alla fine del Mesozoico e nelle aree più interne fino al Miocene (PAROTTO & PRATURLON, 2004; COSENTINO *et alii*, 2010).

Nel Bacino Umbro-Marchigiano-Sabino, a partire dal Sinemuriano inferiore (PASSERI & VENTURI, 2005), si stabiliscono condizioni generali di sedimentazione pelagica carbonatico-silicea, silicea e marnoso-argillosa, influenzate dalla tettonica sinsedimentaria e da fattori ambientali e oceanografici che in alcuni intervalli di tempo hanno determinato condizioni sfavorevoli alla produzione carbonatica e talora l'instaurarsi di condizioni anossiche (*Oceanic Anoxic Events OAE*; JENKYNS, 2010, *cum bibl.*), favorendo la deposizione di sedimenti silicei o argillosi (BARTOLINI *et alii*, 1996; BARTOLINI & CECCA, 1999; MUTTONI *et alii*, 2005).

Oltre a ciò, si registra l'accumulo di depositi provenienti dalla piattaforma car-

bonatica sotto forma di flussi detritici e torbiditici che si intercalano alla tipica sedimentazione pelagica, variamente distribuiti in funzione della produttività della piattaforma carbonatica stessa (dipendente dall'interazione tra condizioni ambientali, variazioni eustatiche e tettonica) e dalla topografia del bacino (BALDANZA *et alii*, 1982; RUSCIADELLI *et alii*, 2009; FABBI *et alii*, 2016; CIPRIANI *et alii*, 2020).

Per effetto della tettonica distensiva la topografia del bacino si articola, a partire dal Sinemuriano, in un complesso sistema di alti strutturali intrabacinali separati da bacini più profondi (FARINACCI, 1967; COLACICCHI et alii, 1970; CENTAMORE et alii, 1971; COLACICCHI & PIALLI, 1973; FARINACCI et alii, 1981; SANTANTONIO, 1993; 1994; GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002; membro del calcare massiccio B). Sugli alti strutturali l'annegamento dei residui lembi di piattaforma carbonatica (CENTA-MORE et alii, 1971; MARINO, 2008; MARINO & SANTANTONIO, 2010, cum bibl.) avviene nel Pliensbachiano inferiore (BARTOLINI et alii, 1997, MORETTINI et alii, 2002; MARINO & SANTANTONIO, 2010), permettendo l'instaurarsi di condizioni pelagiche in ambiente di Piattaforma Carbonatica Pelagica (PCP sensu SANTANTONIO, 1993, 1994; SANTANTONIO et alii, 2017). Le successioni pelagiche deposte sulle PCP (gruppo del Bugarone; Pliensbachiano p.p.-Titoniano/Cretacico inferiore p.p.) hanno spessori molto ridotti rispetto a quelle delle adiacenti aree bacinali più profonde e sono caratterizzate da forte condensazione e sedimentazione discontinua. Il raccordo tra gli alti strutturali e le aree più profonde era rappresentato da scarpate (generalmente non deposizionali), frutto dell'evoluzione morfologica, in ambiente sottomarino, delle scarpate di faglia che determinarono lo smembramento della "paleopiattaforma". Testimonianza di questa evoluzione sono clasti, megaclasti e olistoliti di dimensioni variabili da alcuni dm<sup>3</sup> a milioni di m<sup>3</sup>, che si ritrovano inglobati nelle successioni pelagiche bacinali (GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002; DI FRAN-CESCO et alii. 2010: FABBI. 2015: SANTANTONIO et alii. 2017).

In virtù dei differenti tassi di sedimentazione tra alti e bassi strutturali, la topografia dell'intero Bacino Umbro-Marchigiano-Sabino tende ad uniformarsi nella fase di *post-rift*. Dati di bibliografia e dati raccolti nel corso del rilevamento di altri Fogli CARG ("Rieti", "Antrodoco", "Palombara Sabina"; LEONARDI *et alii*, 1997; GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002; BOLLATI *et alii* 2012) indicano che la maggior parte delle PCP di questo settore dell'Appenino furono definitivamente sepolte nel corso del Giurassico Medio e Superiore. Sebbene le paleoscarpate giurassiche di origine tettonica siano quindi tipicamente già sepolte all'inizio del Cretacico, pendii secondari, dovuti alla compattazione differenziale delle potenti successioni pelagiche bacinali rispetto alle sottili successioni condensate di PCP possono persistere almeno fino alla fine del Cretacico Inferiore (CARMINATI & SANTANTONIO, 2005). Verso la fine del Cretacico Inferiore la topografia del bacino è generalmente livellata. Localmente sono documentate fasi tettoniche, secondarie rispetto alla fase del Sinemuriano, nel Bajociano (GIANNINI *et alii*, 1970; BARTOCCINI & RETTORI, 1991; GAL-LUZZO & SANTANTONIO, 2002; CAPOTORTI & CHIARINI, in stampa) e nel Barremiano - Aptiano (FABBI *et alii*, 2016; CIPRIANI & BOTTINI, 2019). Queste pulsazioni tettoniche localmente possono produrre una parziale riesumazione delle scarpate giurassiche.

Nel corso del Cretacico superiore-Paleogene, il Bacino Umbro-Marchigiano-Sabino è interessato da ulteriori fasi tettoniche a carattere distensivo (LAVECCHIA, 1985; CENTAMORE *et alii*, 2002; BICE *et alii*, 2007), registrate a scala molto ampia. Esse possono essere correlate con l'evoluzione del dominio tetideo occidentale, che risente in questo periodo dell'apertura dell'Oceano Atlantico meridionale e del conseguente inizio della convergenza Africa-Eurasia; questo processo geodinamico comporta la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese e l'inizio dell'Orogenesi Alpina (STAMPFLY, 2005). Tali fasi tettoniche sono messe in evidenza da: i) riorganizzazione e arretramento (*back-stepping*) dei margini delle piattaforme carbonatiche tetidee, con annegamento di parti delle stesse (ben documentati nel Foglio 348 "Antrodoco", in stampa); ii) variazioni di spessore delle formazioni come conseguenza di variazioni topografiche dei bacini legati a subsidenza differenziata; iii) intercalazioni di torbiditi, livelli detritici e *slump* che testimoniano l'attivazione di fenomeni di risedimentazione; iv) faglie sinsedimentarie (MARCHEGIANI *et alii*, 1999; CENTAMORE *et alii*, 2002, 2009; PIERANTONI *et alii*, 2013a, b, *cum bibl.*).

Nel nuovo quadro geodinamico determinato dalla convergenza Africa-Europa, a partire dall'Oligocene medio-superiore si attiva l'Orogenesi Appenninica, come processo post-collisionale, legato all'arretramento verso est della cerniera della subduzione della placca adriatica sotto quella europea (MALINVERNO & RYAN, 1986; DOGLIONI, 1991; ELTER *et alii*, 2003), e progressiva migrazione verso est del complesso catena-avampaese (*fold thrust belt* e *foreland basin sensu* DE CELLES & GILES, 1996) (BOCCALETTI *et alii*, 1990). Nel corso del Miocene, il Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino costituisce l'avampaese della catena del Miocene medio-superiore *p.p.*, la cui avanfossa *s.s.* è rappresentata dalla formazione marnoso-arenacea (BIGI *et alii*, 2009).

L'architettura del bacino di avampaese è determinata principalmente da processi di flessurazione per azione di faglie dirette che disarticolano il substrato carbonatico, con rigetti anche ingenti (fino a circa 2500 m; SCISCIANI *et alii*, 2002; TAVARNELLI & PEACOCK, 2002; CAPOTORTI & CHIARINI, in stampa a).

Dal punto di vista sedimentario, nel Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino al passaggio tra l'Oligocene e il Miocene si passa da una sedimentazione marnosocalcarea con abbondanza della componente argillosa e dei risedimenti di ambiente di bacino da prossimale a distale (*Scaglia Cinerea*), a una sedimentazione carbonatico-silicea e marnoso-argillosa, di ambiente di rampa e bacino da prossimale a distale (*unità spongolitica, marne con Cerrogna e unità argilloso-marnosa*).

Durante il Messiniano ad est della porzione del Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino coinvolta nella deformazione compressiva (COSENTINO *et alii*, 2010) si sviluppa il bacino di avanfossa della Laga. Miocene superiore (RICCI LUCCHI, 1975), la cui evoluzione registra la migrazione da ovest a est del depocentro, da quello della formazione marnoso arenacea del Miocene inferiore a quello della *formazione di Cellino* del Pliocene (CANTALAMESSA *et alii*, 1980, 1981; CENTAMORE *et alii*, 1990, 1991b; ARTONI, 2003, 2007; MILLI *et alii*, 2007; BIGI *et alii*, 1995, 2009).

Il Bacino della Laga presenta una generica forma triangolare, probabilmente ereditata dalla sua originaria fisiografia (MILLI *et alii*, 2007): in senso trasversale si estende per circa 30 km nei settori settentrionali, per circa 75 km in quelli meridionali, e risulta allungato in senso longitudinale per circa 60 km (MILLI *et alii*, 2007). Esso era caratterizzato da una articolata topografia sottomarina (CENTAMORE *et alii*, 1990, 1991a), in parte ereditata dalla precedente tettonica estensionale (faglie *pre - thrusting* di CALAMITA *et alii*, 1998) ed in parte connessa alla successiva tettonica compressiva che ha condizionato lo stile deposizionale dei sedimenti torbiditici (MILLI *et alii*, 2007; BIGI *et alii*, 2009).

Il Bacino della Laga è diviso in due ampi settori dalla "Linea Fiastrone - Fiastrella" e dalla "Linea del Chienti", uno settentrionale poco profondo e uno meridionale più profondo ed esteso (CANTALAMESSA et alii, 1986; CENTAMORE et alii, 1990). La "Linea Fiastrone - Fiastrella", localizzata a nord di Ascoli Piceno, costituiva la scarpata interna settentrionale del bacino meridionale ed era sede dei principali condotti di alimentazione (CENTAMORE et alii, 1990). Il bacino meridionale della Laga, all'interno del quale è compresa l'area in oggetto, è delimitato a sud dallo slope del Gran Sasso, ad ovest dallo slope dei Monti Sibillini ed infine, ad est, dall'anticlinale della Montagna dei Fiori - Montagnone che rappresentava la porzione interna della rampa di avampaese (CENTAMORE et alii, 1991a; ARTONI, 2003). La sua forma, determinata dagli alti morfostrutturali che lo confinano, evidenzia un bacino stretto ed allungato nel settore settentrionale e più ampio nel settore meridionale con direzioni prevalenti dei flussi torbiditici dai settori settentrionali e con locali apporti dalla catena dei Sibillini, in accordo con le paleocorrenti riconosciute. La natura petrografica dei depositi torbiditici del bacino della Laga ha un'origine di tipo alpino alla quale se ne aggiunge una di tipo appenninico dovuta ad un apporto trasversale al bacino con depositi clastici contenenti una componente carbonatica (CANTALAMESSA et alii, 1980, 1981; CIVITELLI et alii, 1991; BIGI et alii, 2009; STALDER et alii, 2017).

Analisi strutturali (BIGI *et alii*, 2009, 2011) e stratigrafiche (MILLI *et alii*, 2007, 2011, 2013; MARINI *et alii*, 2011) indicano che i *thrust* dei M.ti Sibillini e del Gran Sasso siano già stati attivi durante la deposizione dei sedimenti della *formazione della Laga* nel Messiniano inferiore, mentre il più esterno, il *thrust* di Teramo, si sia attivato nel Messiniano superiore, nel corso della sedimentazione del membro gesso-arenitico (LAG<sub>2</sub>). Subito dopo, all'*hangingwall* di quest'ultimo *thrust*, si sviluppano quelli del Monte Gorzano-Acquasanta e quello del Montagnone-Montagna dei Fiori (BIGI *et alii*, 2011) che creano degli alti intrabacinali, e determinano la de-

formazione del bacino con sollevamento delle parti più interne e creazione di spazio d'accomodamento e progressivo spostamento del depocentro del bacino verso est. Questa evoluzione porterà alla chiusura del ciclo di avanfossa con evoluzione a bacino di *wedge-top* in cui avviene la deposizione del membro sommitale della *formazione della Laga* (BIGI *et alii*, 2009, *cum bibl*.).

Nel Pliocene, anche il Bacino della Laga viene coinvolto nel sistema *thrust and fold* della catena appenninica, con la riattivazione dei *thrust* più interni compreso l'OAMS. La propagazione del *thrust* di Teramo fino al Pliocene inferiore determina la sovrapposizione dei depositi della Laga su quelli dell'avanfossa pliocenica (*formazione di Cellino*).

A partire dal Pliocene? (Piacenziano?)-Pleistocene inferiore, i settori più occidentali e interni della catena sono stati interessati da una fase tettonica distensiva associata ad un sollevamento generalizzato. A tale fase sono attribuibili i principali sistemi di faglie attive presenti nell'area del Foglio 337 "Norcia", caratterizzati da un andamento (N)NO-(S)SE, lunghezza variabile da 15 a 35 km e cinematica prevalentemente normale, o da normale a transtensiva. Ouesti hanno controllato la formazione di alcuni tra i più importanti bacini intermontani dell'Italia Centrale (Norcia, Cascia, Castelluccio e Amatrice). Nei bacini intermontani si sono deposte a partire dal Pleistocene inferiore le successioni continentali prevalentemente alluvionali e lacustri affioranti nell'area del Foglio, con un'estensione di circa 130 km<sup>2</sup>. I depositi sono organizzati in più cicli, di età dal Pleistocene inferiore all'Olocene, come già riconosciuto da diversi Autori (CALAMITA et alii, 1982; BLUMETTI et alii, 1990; BLUMETTI & DRAMIS, 1993; COLTORTI et alii, 1989; CACCIUNI et alii, 1995; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995). Come per gran parte delle conche intermontane dell'Italia Centrale (D'AGOSTINO et alii, 2001; MESSINA et alii, 2007; PIACENTINI & MICCADEI, 2014), la sedimentazione lacustre è stata predominante durante il Pleistocene inferiore e parte del Pleistocene medio, associata a condizioni di tipo endoreico o semi-endoreico. Dalla fine del Pleistocene inferiore-parte bassa del Pleistocene medio, a seguito di un'importante accelerazione dell'uplift (GALADINI, 1999; D'AGOSTINO et alii, 2001) tutte le conche citate, ad eccezione di quella di Castelluccio, che ha mantenuto un drenaggio endoreico, sono state progressivamente catturate e connesse attraverso la rete idrografica, in analogia con quanto osservato in altre conche intermontane (D'AGOSTINO et alii, 2001; D'OREFICE et alii, 2014; MICCADEI et alii, 2002), con la sostituzione della sedimentazione prevalentemente lacustre con una sedimentazione a prevalenza fluviale. I depositi lacustri sono presenti soprattutto nel sottosuolo, eccetto nell'area della Conca di Cascia, fortemente dissecata dal reticolo fluviale, dove la successione da lacustre a palustre, con intercalazioni e passaggi laterali a depositi alluvionali coevi, del Pleistocene medio è esposta per oltre 100 m. Nell'ambito della depressione di Castelluccio, prossima allo spartiacque appenninico e ancora oggi a drenaggio endoreico, la sedimentazione lacustre-palustre si è protratta fino all'Olocene nel settore meridionale di Piano Grande; la superficie dei depositi si presenta grosso modo pianeggiante e scarsamente incisa. Nella letteratura scientifica non c'è una posizione condivisa sull'età di impostazione delle diverse conche intermontane (CALAMITA *et alii*, 1994b, *cum bibl.*; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; ARINGOLI *et alii*, 2014, *cum bibl.*); la scarsa esposizione dei depositi più antichi e/o le tipologie di litofacies affioranti non hanno consentito di apportare un contributo significativo su questo argomento.

All'interno dei diversi bacini intermontani, con grado di diffusione variabile, affiorano inoltre brecce e detriti di versante stratificati connessi a condizioni climatiche freddo-aride, formati prevalentemente nel corso del Pleistocene medio e del Pleistocene superiore.

Depositi alluvionali e di versante riferibili all'Olocene sono particolarmente diffusi nelle valli del Corno e del Tronto.

L'attività dei sistemi di faglia principali (Sistema di Norcia, Sistema di Cascia, Sistema del Monte Vettore, Sistema del Monte Gorzano) è proseguita fino all'attuale, determinando l'elevata sismicità dell'area. L'assetto strutturale attuale dell'Appennino centro-settentrionale è stato determinato dal susseguirsi di diverse fasi tettoniche in contesti geodinamici differenti, che hanno influenzato la distribuzione delle facies sedimentarie. Lo studio e la mappatura di queste ultime e della loro relazione con i lineamenti tettonici, inclusi i sovrascorrimenti e le faglie dirette, anche con evidenze di attività quaternaria, ha permesso di sviluppare diverse ipotesi circa l'attività polifasica delle faglie appenniniche e sul ruolo assunto da faglie antiche nelle fasi tettoniche successive.

55

### V - STRATIGRAFIA

## 1. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA (a cura di: A. Fiorentino, M.L. Pampaloni e M. Rossi)

Come già detto nell'Introduzione, la realizzazione del Foglio 337 "Norcia" ha previsto anche l'integrazione di dati precedentemente ottenuti dalle singole Regioni in attività diverse dalla cartografia alla scala 1:50.000; a fronte di un importante lavoro di coordinamento da parte del Servizio Geologico d'Italia si è cercato di utilizzare i diversi dati a oggi collezionati e, allo stesso tempo, giungere a una sintesi secondo un *format* omogeneo. Per la successione carbonatica sono stati utilizzati i numerosi dati biostratigrafici derivanti dal Foglio 348 "Antrodoco" (CAPOTORTI & CHIARINI, in stampa). Pertanto non sono state effettuate campionature lungo sezioni misurate e non è sempre stato possibile registrare in successione i bioeventi in modo tale da riferirli a biozone standard. Si è cercato comunque di effettuare campionature di dettaglio per alcuni particolari intervalli stratigrafici meritevoli di una migliore caratterizzazione, in particolare in corrispondenza di alcuni limiti formazionali, al fine di ottenere una maggiore risoluzione biostratigrafica. Inoltre, campioni mirati sono stati raccolti e analizzati per ottenere indicazioni puntiformi di carattere bio-stratigrafico e ambientale utili alla migliore comprensione dell'area.

In ogni caso, la biostratigrafia della successione umbro-marchigiano-sabina è ben conosciuta ed ampiamente trattata in letteratura (CRESTA *et alii*, 1989). Per quanto concerne l'adozione degli schemi biozonali va detto che talvolta, in mancanza del riconoscimento di *marker*, si è tenuto conto di quanto proposto da più Autori anche in studi tassonomici e biostratigrafici.

Per alcuni intervalli stratigrafici infatti le associazioni micropaleontologiche risultano banali e di scarsa utilità pratica non risultando possibile caratterizzarle dal punto di vista cronologico per mancanza di *marker*; probabilmente, come già indicato da alcuni Autori (PASSERI, 1971), ciò è sempre legato alla facies della formazione nonostante l'abbondanza di fossili in essa contenuti. Inoltre, frequentemente gli effetti della diagenesi pregiudicano le condizioni di conservazione delle associazioni a nannofossili, impedendo il riconoscimento di forme stratigraficamente significative.

Le analisi dei microfossili sono state effettuate quasi esclusivamente in sezione sottile e *smear slide*.

Lo studio dei foraminiferi planctonici in sezione sottile non sempre ha permesso la loro esatta determinazione a livello specifico compromettendo di conseguenza l'attribuzione delle forme ad una determinata biozona.

Per alcuni campioni analizzati talvolta, pur nell'incertezza dell'attribuzione specifica, si è ritenuto di proporre nel testo delle note illustrative entrambe le forme in quanto ugualmente significative per la comparsa pressoché contemporanea negli schemi di riferimento utilizzati.

Inoltre, sempre in relazione alla migliore definizione, lo studio dei campioni prelevati dai diversi litotipi riconosciuti è stato effettuato ove possibile in modo integrato, attraverso sia i foraminiferi che i nannofossili calcarei. Le associazioni di questi ultimi sono risultate meno abbondanti e diversificate nei litotipi a maggior contenuto in selce o nei quali siano più diffusi gli apporti detritici.

Per alcuni intervalli stratigrafici e in particolar modo per alcuni termini emipelagici con intercalati risedimenti torbiditici provenienti da un'area di piattaforma, le attribuzioni cronostratigrafiche sono state confermate attraverso l'uso contemporaneo di diversi *taxa*.

Le analisi micropaleontologiche delle sezioni sottili sono state eseguite da M.L. Pampaloni con il contributo di S. Fabbi (per i litotipi giurassici), mentre le *smear slide* sono state studiate da A. Fiorentino (Mesozoico) e M. Rossi (Paleogene e Neogene).

Agli studi e alle analisi biostratigrafiche dei macroforaminiferi dei depositi del Paleogene e del Neogene ha contribuito il Prof. Johannes Pignatti dell'Università "La Sapienza" di Roma al quale si esprime profonda gratitudine.

Per le successioni del Giurassico superiore-Cretacico inferiore in facies pelagiche è stato utilizzato lo schema biostratigrafico a Calpionelle di REMANE (1985).

Gli eventi a foraminiferi planctonici del Cretacico seguono quanto riportato da PREMOLI SILVA & VERGA (2004) nello schema zonale derivante dalla combinazione di schemi precedentemente adottati dagli Autori PREMOLI SILVA & SLITER (1995), PREMOLI SILVA & SLITER (2002) e dagli studi di COCCIONI & PREMOLI SILVA (2015).

Per i foraminiferi planctonici del Paleocene e dell'Eocene è stato seguito lo schema zonale di PREMOLI SILVA *et alii* (2003) che deriva dalla combinazione di più zonazioni proposte da diversi Autori a partire dagli anni '50.

Per i foraminiferi planctonici dell'intervallo Oligocene - Miocene si è fatto riferimento agli schemi adottati per l'area mediterranea e riportati in IACCARINO (1985) e Iaccarino & Premoli Silva (2005).

Analogamente per i foraminiferi bentonici sono stati utilizzati rispettivamente gli schemi di CHIOCCHINI *et alii* (2008, 2012, 2018) per il Giurassico e il Cretacico, di SERRA-KIEL *et alii* (1998) per il Paleocene-Eocene e quello di CAHUZAC & POIGNANT (1997) per l'intervallo Oligocene-Miocene.

Per la biostratigrafia delle associazioni a nannofossili del Giurassico inferiore e medio si è fatto riferimento a MATTIOLI & ERBA (1999): per la parte superiore del Giurassico e il passaggio al Cretacico a BRALO-WER et alii (1989), mentre per il Cretacico ci si è serviti della combinazione di eventi derivanti dalle zonazioni di SISSINGH (1977) e ROTH (1978), integrati da PERCH-NIELSEN (1985). Per il Paleogene si è seguito lo schema di eventi riportato da AGNINI et alii (2014), mentre per l'intervallo più recente, a partire dall'Oligocene superiore si è fatto riferimento allo schema di RAFFI et alii (2006). Ulteriori indicazioni relative agli eventi a nannofossili si trovano in BOWN (1998).

Lo Schema Stratigrafico per il substrato geologico dal Giurassico inferiore al Miocene è riportato in Fig. 10.

Per quanto riguarda il Pliocene e il Pleistocene, ove possibile si è cercato di reinterpretare i dati di letteratura anteriori al 2010 in base al riposizionamento del limite tra i due periodi nella Scala Cronostratigrafica di GIBBARD *et alii* (2010).



Fig. 10 - Schema stratigrafico del Foglio.

#### 2. - DEPOSITI PRE-OROGENESI

(a cura di: D. Berti, R. Bonomo, F. Capotorti, C. D'Ambrogi, S. Fabbi, A. Fiorentino, M. Marino, C. Muraro, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni, P. Perini, V. Ricci, M. Rossi e S. Silvestri)

### 2.1. - Successione di piattaforma carbonatica

### 2.1.1. - Calcare Massiccio (MAS)

Il *Calcare Massiccio* (PETTI *et alii*, 2007a) è esposto sulla dorsale Monte Tolentino-Monte Cornesco e alle pendici della dorsale Monte Coromano-II Sasso lungo il limite sud-ovest del Foglio. Nell'ambito del territorio umbro, i maggiori affioramenti di *Calcare Massiccio* si osservano (da sud a nord) nell'area di Chiavano, tra Monte Torrato-Monte Pozzoni-Monte Sassatelli-Monte Mattone, tra Nottoria e la dorsale Monte Utero-Monte Salaiole, a ovest di Popoli e tra San Pellegrino e Monte Castello. Nella porzione marchigiana (settore nordorientale del Foglio) è presente un limitato affioramento di *Calcare Massiccio* alle pendici di M. Vettore, al tetto dell'OAMS, in corrispondenza del piano di sovrascorrimento principale lungo la strada di Forca di Presta.

Nell'area del Monte Tolentino e de Il Sasso-Tessenara, il *Calcare Massiccio* è costituito da alternanze *grainstone/packstone/wackestone* a oncoidi e/o peloidi e bioclasti (Fig. 11), *wackestone/mudstone* con *birds-eyes*, laminiti criptalgali a *fenestrae (fenestral bindstone)*, organizzati in tipici cicli peritidali. Gli strati hanno spessore metrico e l'aspetto è generalmente massivo. Indizi di ambiente di sedimentazione in acque basse ed emersione sono cavità di dissoluzione e pisoliti vadose oltre a ossidazioni rossastre tipiche di paleocarsismo.

A Chiavano si osservano calcari da biancastri massivi a più nettamente stratificati e nocciola verso l'alto, caratterizzati da *grainstone* con ooidi, pisoidi, resti di molluschi e laminiti criptalgali.

Nell'area tra Monte Sassatelli- Monte Utero-Monte Salaiole il *Calcare Massiccio* è generalmente massivo e composto da *grainstone/packstone*, con oncoidi, ooidi e a luoghi prevalenti peloidi con alghe e foraminiferi bentonici.

Nei dintorni della conca di Norcia, si osservano alternanze di *wackestone/packstone* a gasteropodi, *packstone/grainstone* a oncoidi (con diametro anche maggiore di 2,5 cm), con cavità da disseccamento nelle facies micritiche.

Nelle aree con forte tettonizzazione (es. Chiavano e più in generale a ridosso del sovrascorrimento OAMS), l'aspetto della formazione è saccaroide e le caratteristiche possono essere obliterate dalla forte ricristallizazione. In particolare, a ovest di Monte Utero, tra F.te della Pecora e Acqua Vecchia, i caratteri originali della formazione sono completamente obliterati da forte tettonizzazione e dolomitizzazione, a causa delle quali si originano locali morfologie erosive pseudocalanchive.

Nella parte meridionale del Foglio il contenuto fossilifero, generalmente associato alle facies a oncoidi e peloidi, è rappresentato da molluschi (bivalvi e gasteropodi anche turricolati), echinodermi in frammenti, foraminiferi bentonici (Nodosaridae e Valvulinidae - *Siphovalvulina* sp.), anche incrostanti (cfr. *Trogotella* sp.) oltre a *Tubiphytes* sp., *?Lithocodium* sp., *Thaumatoporella* sp. e *Cayeuxia* sp.

La parte superiore della formazione (spessore massimo circa 10 m) è costituita da *packstone/wackestone* da grigi a nocciola con peloidi, microoncoidi e foraminiferi bentonici. Queste facies sarebbero riferibili al *membro del calcare massiccio B* (MAS<sub>1</sub>), che però, a causa dell'esiguo spessore, non è stato distinto nella Carta Geologica. Laddove campionato (Pozzo di Schioppo, Quartalano) la sua frazione organica è risultata rappresentata da ostracodi, gasteropodi, echinodermi, embrioni di ammoniti, tipici foraminiferi bentonici quali *Paralingulina* gr. *tenera* (BORNEMANN), *Involutina liassica* (JONES), *Agerina martana* (FARINACCI), *Frondicularia* sp., *Siphovalvulina* sp. e *Ophtalmidium* sp.; si rinvengono inoltre *Thaumatoporella* sp., *Cayeuxia* sp. e *Tubiphytes* sp.

La base della formazione non affiora nell'area del Foglio.

Verso l'alto il *Calcare Massiccio* è ricoperto in discordanza (*onlap*) dai depositi della *corniola detritica con megabrecce* (COK<sub>a</sub>) (area del Monte Tolentino) e dai depositi della *Corniola* (lungo il versante occidentale di M. S. Venanzio); localmente, lembi discontinui di depositi attribuibili al *membro del calcare massiccio B*, sono interposti tra il *Calcare Massiccio* e la *corniola detritica con megabrecce*. Lungo il versante Il Sasso-Tessenara, la *Corniola* poggia in *onlap* sulla paleoscarpata (orientata SO-NE, immergente a O), marcata da chiari indizi di silicizzazione; lungo questo versante le plaghe di *Corniola* sono state rappresentate solo nei casi di estensione cartografabile.

Verso N, nell'area di Monte Torrecone (bordo occidentale del Foglio) e nel



Fig. 11 - Grainstone a oncoidi nel Calcare Massiccio affiorante lungo il versante meridionale a sud della Valle di Trimezzo.

territorio di Chiavano-San Silvestro, il contatto è in genere paraconforme con i depositi basali del *gruppo del Bugarone* anche se un passaggio graduale può essere rappresentato dalla presenza delle facies del *membro del calcare massiccio B*; poco a nord di Monte Torrato, il contatto è inconforme con i depositi dei *Calcari e Marne a Posidonia*, con la sola interposizione di lembi discontinui e poco spessi di calcari del Giurassico Inferiore riferibili al *gruppo del Bugarone* e al *Rosso Ammonitico*, anch'essi inconformi sul *Calcare Massiccio*.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica (riferibile alla "paleopiattaforma" *sensu* CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978), in ambienti a energia variabile dal sub- al supratidale con episodi di emersione. La presenza del *membro del calcare massiccio B* testimonia il passaggio all'ambiente di alto strutturale intrabacinale seguito alla rottura della "paleopiattaforma", precedente al suo annegamento definitivo.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 400 m. L'età della formazione è desunta dalla letteratura. HETTANGIANO - PLIENSBACHIANO INFERIORE *p.p.* 

## 2.2. - SUCCESSIONE DI PIATTAFORMA CARBONATICA PELAGICA

## 2.2.1. - gruppo del Bugarone (BU)

Il gruppo del Bugarone (sensu Comitato d'area per l'Appennino Settentrionale, 2002; https://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/cartella-progetti-in-corso/suolo-e-territorio-1/progetto-carg-cartografia-geologica-e-geotematica/comitati-di-coordina-mento/appennino-settentrionale) affiora nei dintorni di Chiavano e Villa San Silvestro, a nord di M. Torrato (area di C.ale Rencine-F.te Torrato), a Valle Migòra-M. Pozzoni, tra I Sassatelli e M. Frenfano e a ovest di Popoli; più a est è osservabile nei dintorni di Poggio Valaccone e sui versanti a ovest, sud e est di M. Ventosola. Alcuni affiora-menti non cartografabili sono stati osservati a Quartalano (M. Tolentino).

Ad ovest di Popoli il gruppo comprende depositi del Giurassico inferiore e medio, mentre sui versanti occidentali del M. Ventosola il gruppo comprende depositi che arrivano fino al Titoniano *p.p.* Ad est del M. Ventosola non si hanno termini più giovani al di sopra dei depositi del gruppo riferibili al Bajociano. Nell'area tra Villa San Silvestro e M. Pozzoni invece, il gruppo è rappresentato solo dai depositi del Giurassico inferiore, riferibili ai calcari nodulari dell'Infernaccio (risoluzione del Comitato d'area per l'Appennino settentrionale). In queste aree, talora sono inclusi nel gruppo depositi del *Rosso Ammonitico*, dei *Calcari e Marne a Posidonia* e dei *Calcari Diasprigni* non cartografabili separatamente per l'esiguo spessore e/o per le cattive condizioni di affioramento.

Dal punto di vista litologico, il gruppo è rappresentato da calcari micritici grigi,

rosati e giallastri, in strati decimetrici o indistinti, composti principalmente da *packstone e wackestone* con ammoniti, anche in embrioni generalmente visibili in sezione, bivalvi, echinodermi, brachiopodi, radiolari, spicole di spugna e foraminiferi bentonici. A luoghi ai calcari micritici si intercalano calcari bioclastici nelle zone riferibili a PCP di Tipo 2 (SANTANTONIO, 1994) con morfologia a rampa.

I depositi del *gruppo del Bugarone*, a letto, sono in contatto inconforme in generale paraconcordante e a luoghi discordante (F.te Torrato, M. Frenfano) sul *Calcare Massiccio*. Il contatto al tetto è inconforme con i *Calcari e Marne a Posidonia* (M. Pozzoni, F.te Cufo) e concordante con i *Calcari Diasprigni* ad ovest di Popoli e a Colle delle Cupaie (versante sud di M. Ventosola) e con la *Maiolica* a Colle Iovine e al F.sso dell'Inferno (versante a ovest del M. Ventosola).

L'ambiente di sedimentazione è sulla sommità o lungo le paleoscarpate (episcarpata) delle PCP.

Lo spessore risulta molto variabile da decimetrico ad un massimo di 35 m. L'età della formazione è desunta dalla letteratura.

PLIENSBACHIANO p.p. - TITONIANO INFERIORE

### 2.3. - SUCCESSIONE DI BACINO, SCARPATA/SLOPE, RAMPA

### 2.3.1. - *Corniola* (COI)

La *Corniola* (PETTI *et alii*, 2007b) affiora estesamente su vaste aree del Foglio, lungo i due versanti della Valle di Trimezzo, tra M. Pacigno e Costa Comune, tra Civita e M. della Croce, lungo tutta la zona di cresta dei rilievi di M. Serra - M. dei Signori - M. Utero, nell'area compresa tra Monte Ciambella, Forca Canapine e Capodacqua, lungo il versante SE del M. Vettoretto, a sud-ovest della Piana di Norcia e in corrispondenza dell'*horst* di Monte Alvagnano.

L'unità è costituita da calcari micritici ben stratificati di colore grigio e nocciola, con selce grigia, nera e marrone chiaro in liste, noduli e arnioni, questi ultimi a marcare superfici di strato (Fig. 12). Lo spessore degli strati varia dai 10 agli 80 cm. Prevalgono *mudstone* e *wackestone* con radiolari e spicole di spugna, a luoghi con una caratteristica fratturazione sub-concoide. La stratificazione può mostrare geometria lenticolare e strutture da *slumping* (Forca Canapine, Costa Castelluccia).

La componente detritica risedimentata, localmente molto abbondante fino a prevalere (destra idrografica della Valle di Trimezzo, Monte La Civita, Valle Cupa, Colle Luppa), è costituita da *pebbly mudstone* (Fig. 13) e calcareniti (*packstone* e *grainstone*) da fini a grossolane e brecciole (*rudstone*), con peloidi, ooidi, oncoidi e intraclasti, e calcareniti bioclastiche ricche in frammenti di antozoi, idrozoi, alghe calcaree, echinodermi e molluschi. Tali risedimenti presentano laminazioni piano parallele e incrociate e talora gradazioni.



Fig. 12 - Arnioni di selce su una superficie di strato della Corniola.

La parte bassa della formazione si presenta a luoghi parzialmente dolomitizzata e con scarsissima selce, come lungo la mulattiera tra Monte Utero e F.te della Pecora. Questa porzione è caratterizzata, nell'area compresa tra Colle delle Cupaie, Rifugio Perugia e M. Serrone, dalla presenza di corpi lenticolari di megabrecce con blocchi di *Calcare Massiccio* di dimensioni decametriche. COSENTINO *et alii* (1982) individuano 5 episodi principali di messa in posto delle megabrecce; nella carta geologica sono stati cartografati come olistoliti (ol) solo i corpi di maggiori dimensioni. Olistoliti di *Calcare Massiccio*, di dimensioni da metriche a ettometriche sono presenti anche nella zona di Costa del Prete (tra quota 1.225 e 1.350 m).

La parte alta della formazione è costituita da alternanze di prevalenti calcareniti fini, spesso a laminazione piano parallela e ondulata, e *mudstone* e dalla presenza di interstrati marnoso-argillosi che caratterizzano il passaggio graduale alle soprastanti *Marne di Monte Serrone* (RSN) anche per spessori notevoli (fino a diverse decine di metri). Talora, questa transizione è marcata da un caratteristico bancone calcarenitico con patine arancioni, spesso fino a 3 m (MONACO *et alii*, 1994), costituito prevalentemente da ooliti, foraminiferi bentonici e alghe, ben affiorante nel fondovalle del Fosso dei Cupelli.

Tra i macrofossili si riconoscono gastreopodi, bivalvi (cfr. *Diotis* sp.), ammoniti, resti di echinodermi e idrozoi. In sezione sottile il contenuto fossilifero è rappresentato dalla tipica associazione a spicole di spugna (monoassone e triassone) e radiolari accompagnata da ostracodi a carapace liscio, embrioni di ammoniti, *Globochaete alpina* LOMBARD e foraminiferi bentonici quali *Involutina liassica, Agerina martana*, *Paralingulina* gr. *tenera, Opthalmidium* sp., *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Trocholina* sp., *?Ammobaculites* sp., Valvulinidi. Sono inoltre presenti resti di echinodermi e alghe quali *Thaumatoporella* sp. e *Cayeuxia* sp., oltre a *Tubiphytes* sp. e demospongie.

L'analisi delle associazioni а nannofossili ha evidenziato la prevalenza delle forme che caratterizzano tutto il Giurassico, come Schizosphaerella e Thoracosphaera; in alcuni campioni è possibile identificare specie stato stratigraficamente più significative (Mitrolithus elegans DEFLANDRE, 1954 l'intervallo Sinemurianoper Pliensbachiano: Lotharingius harozi NOËL, 1973 e Carinolithus superbus (DEFLANDRE, 1954) PRINS, 1974 per l'intervallo Toarciano-Aaleniano).

L'unità è riferibile alla biozona a Radiolaria e spicole di spugne.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino prossimale/*slope* distale.

Lo spessore varia in funzione della paleogeografia molto articolata a seguito del *rifting* del Giurassico inferiore, e varia da pochi metri fino a superare i 500 m.



Fig. 13 - Pebbly mudstone nella Corniola.

L'età della formazione è desunta dalla letteratura. SINEMURIANO *p.p.* - TOARCIANO INFERIORE *p.p.* 

### 2.3.2. - corniola detritica (COK)

La formazione è rappresentata dalla litofacies *corniola detritica con megabrecce*  $COK_a$ , già distinta nel contiguo Foglio 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a). La litofacies affiora soltanto in corrispondenza dello spigolo sud-occidentale del Foglio, tra i monti Tolentino e Cornillo.

Si tratta principalmente di *grainstone* clastico (spesso ricristallizzato), *wackestone* finemente bioclastico e *mudstone* grigio scuro, in strati da medi a spessi, con livelli di brecce matrice-sostenute contenenti intraclasti centimetrici e clasti di *Calcare Massiccio* da centimetrici a metrici. Gli inclusi di *Calcare Massiccio* 

possono raggiungere dimensioni di diversi m<sup>3</sup>, fino ad olistoliti maggiori osservati alle pendici orientali del Monte Tolentino e all'olistolite massimo che costituisce la cima del Monte Cornillo.

L'analisi dei campioni prelevati non ha fornito dal punto di vista microfaunistico indicazioni bio e cronostratigrafiche significative, essendo l'associazione caratterizzata da radiolari, spicole di spugna e resti di echinodermi, foraminiferi bentonici (Miliolidi, Valvulinidi), *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp. e *Tubiphytes* sp.

La  $\text{COK}_{a}$  è sempre in appoggio discordante sul *Calcare Massiccio*, marcato sovente dall'interposizione tra le due unità di plaghe discontinue di micriti della parte inferiore del *gruppo del Bugarone* e dalla più o meno spinta silicizzazione dei depositi di piattaforma carbonatica. Da notare che questi due ultimi elementi si possono riscontrare anche in corrispondenza dell'appoggio sui maggiori olistoliti di *Calcare Massiccio*.

Al tetto, l'unità passa alle Marne di Monte Serrone.

Lateralmente la corniola detritica è eteropica con la Corniola.

L'ambiente di sedimentazione è riconducibile a settori del bacino prossimali ai margini di alto strutturale.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 500 m. SINEMURIANO *p.p.* - TOARCIANO INFERIORE *p.p.* 

### 2.3.3. - Rosso Ammonitico (RSA)

Il *Rosso Ammonitico* (PETTI & FALORNI, 2007a) affiora limitatamente nello spigolo sud-ovest del Foglio, nella valle di P.zo di Schioppo, in continuità con quanto descritto e cartografato nei contigui Fogli 336 "Spoleto" e 348 "Antrodoco".

La formazione è costituita da calcari marnosi, marne e argille marnose di colore rosso scuro. I limiti stratigrafici di base e di tetto della formazione non sono facilmente osservabili, poiché è esposta principalmente lungo piani di faglia che la pongono in contatto tettonico con il *Calcare Massiccio*.

Lateralmente la formazione è eteropica con le *Marne di Monte Serrone*, come suggerito dalla presenza di intercalazioni, in alcuni casi detritiche o *slump*, di *Rosso Ammonitico* nelle *Marne di Monte Serrone*, rispettivamente nelle aree de I Sassatelli e di Quarto-Curcumunno.

L'ambiente di sedimentazione è emipelagico prossimo al top di una PCP.

A causa della discontinuità degli affioramenti, lo spessore è difficilmente valutabile e si dovrebbe aggirare intorno ai 20 m.

Date le cattive condizioni di affioramento, l'età della formazione è stata attribuita in base ai dati di letteratura.

TOARCIANO p.p.

#### 2.3.4. - Marne di Monte Serrone (RSN)

Le Marne di Monte Serrone (DELFRATI et alii, 2002) affiorano intorno al Piano Piccolo di Castelluccio di Norcia, ad O di M. Macchialta, lungo il fondovalle del Fosso dei Cupelli, in corrispondenza di M. Alvagnano, lungo i due versanti della Valle di Trimezzo, tra M. di Trognano e Costa Comune, tra Civita e C.le della Croce, tra Mad.na di Loreto e F.te Acqua Viva, tra F.ca di Chiavano e la Valle di S. Trinità.

La formazione è costituita da marne e marne calcaree sottilmente stratificate, di colore grigio-verdastro e giallastro, alle quali si intercalano, con frequenza crescente verso l'alto, risedimenti (Fig. 14) rappresentati da calcareniti a granulometria variabile (*grainstone e packstone*) e brecciole prevalentemente oolitiche, di colore avana, nocciola e giallastro a punti arancioni (ossidi), in strati medi e spessi, con abbondanti bioclasti riferibili a resti di echinodermi, coralli, molluschi, brachiopodi e ammoniti in diverso stadio di crescita. I depositi risedimentati presentano le strutture sedimentarie tipiche delle torbiditi, quali laminazioni e gradazione. Sono presenti anche sporadiche micriti nocciola-grigiastre lastriformi, localmente con ammoniti, soprattutto nella parte alta. Rispetto alla sottostante *Corniola*, si registra una complessiva diminuzione della selce che è presente in noduli e arnioni, di colore variabile, generalmente scuro, spesso decolorata all'interno dei depositi torbiditici.

Nell'area compresa tra il Monte Alvagnano e il Monte Pizzuto, e sui versanti circostanti il Pian Piccolo di Castelluccio di Norcia, alcuni livelli calcarenitici pre-



Fig. 14 - Calcareniti laminate con intercalazioni marnose nelle Marne di Monte Serrone.

sentano profonda alterazione e dolomitizzazione, con dissoluzione del cemento carbonatico, che conferiscono alla roccia un aspetto arenaceo di colore giallastro.

Il passaggio ai soprastanti *Calcari e Marne a Posidonia* è graduale e caratterizzato dal ripristino della sedimentazione prevalentemente calcarea, testimoniata da calcari micritici di colore grigio e dal contemporaneo aumento della selce.

Il contenuto fossilifero è costituito da: rare ammoniti, frammenti di echinodermi, brachiopodi e coralli, bivalvi a guscio sottile (*Bositra buchii* ROEMER, *Lentilla humilis* CONTI & MONARI; *Posidonia Auctt.*) anche concentrici, spicole di spugne, radiolari ed ostracodi, a cui si associano *Globochaete* sp. e foraminiferi bentonici quali *Agerina martana*, *Lenticulina* sp., Textularidae e Nodosaridae.

Le associazioni a nannofossili si presentano sufficientemente diversificate; sono dominate da *Schizosphaerella*, ma si riconoscono *Lotharingius crucicentralis* (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILI, 1980, *Lotharingius velatus* BOWN & COOPER, 1989 e *Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWEILI, 1974, *Carinolithus superbus* (DEFLANDRE, 1954) PRINS, 1974, *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1954) Noël, 1965, *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968, *Thoracosphaera*. Nella parte alta della formazione è stato individuato anche *Discorhabdus criotus* BOWN, 1987, che compare nel Toarciano superiore.

La formazione è riferibile alla Biozona a "Posidonia-Bositra" e Nodosaridae.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico con apporti dalla piattaforma carbonatica.

Lo spessore complessivo è variabile in funzione della potenza dei risedimenti presenti nella parte superiore dell'unità e risulta compreso tra i 40 e i 120 m; i massimi valori sono raggiunti sul versante sud-occidentale del Monte Alvagnano.

L'età della formazione è determinata in base alle analisi biostratigrafiche e alla bibliografia.

TOARCIANO INFERIORE p.p. - TOARCIANO SUPERIORE p.p.

### 2.3.5. - Calcari e Marne a Posidonia (POD)

I *Calcari e Marne a Posidonia* (PETTI & FALORNI, 2007b) affiorano estesamente nell'area del Foglio. A partire da nord si estendono dalle dorsali che circondano il Piano Piccolo di Castelluccio verso il M. Macchialta, fino alle pendici del M. Ciambella e di Scoglio Pecorino e ai versanti di M. Alvagnano e M. Pizzuto. Affiorano inoltre a partire da Ocricchio verso Fustagna, Chiavano, i versanti di M. Oro, M.S. Venanzio e M. Coromano. Nell'area tra Forca di Chiavano e Buda, i depositi relativi alla formazione hanno spessore ridotto e sono stati inclusi nel *gruppo del Bugarone*.

La formazione è composta principalmente da calcari micritici, calcari marnosi grigio-nocciola e calcareniti fini nocciola, con stratificazione fitta e regolare in strati da sottili a medi. Nella parte inferiore sono alternati a marne da grigio-nocciola a tabacco e marrone e argilliti interstrato grigie e verdastre, con caratteristica presenza di resti di bivalvi a guscio sottile (*Posidonia Auctt.*), a luoghi molto abbondanti e isoorientati, e associati a brachiopodi ed embrioni di ammoniti. La selce, di colore grigio-biancastro è presente in liste, lenti e noduli. All'interno dell'unità si rinvengono a varie altezze, ma con quantità e potenza degli strati crescenti verso l'alto fino a netta prevalenza, livelli risedimentati a granulometria da fina a grossolana (*packstone-grainstone*) a volte laminati e gradati costituiti prevalentemente da intraclasti, ooliti e in misura minore bioclasti.

Il passaggio dei *Calcari e Marne a Posidonia* con le *Marne di Monte Serrone* è graduale per aumento verso l'alto della componente calcarea e della selce; il limite inferiore è inconforme (paraconforme) con il *gruppo del Bugarone* nell'area di Chiavano, mentre è in rapporto di *onlap* con il *Calcare Massiccio* nell'area di Monte Pozzoni e suoi dintorni e lungo le pendici di M. Ventosola.

Il passaggio ai soprastanti *Calcari Diasprigni* è ben esposto in diversi affioramenti tra Savelli, Pescia, Monte Capitone e Utero, lungo il versante SO di M. Ciambella e lungo il versante ovest di Scoglio Pecorino ed è segnato da un intervallo costituito da bancate a geometria lenticolare a grande scala, talora con strati amalgamati, costituite esclusivamente da ooliti avana-nocciola.

L'associazione fossilifera è rappresentata da bivalvi a guscio sottile (*Bositra buchii, Lentilla humilis*), spicole, radiolari e resti di echinodermi; nei grainstone oolitici spesso, al nucleo delle ooliti, sono presenti *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina* sp., Miliolidae e alghe Dasicladacee.

Le associazioni a nannofossilli non si presentano in buono stato di conservazione e sono dominate da *Schizosphaerella*; si riconoscono forme di *Lotharingius* nell'intervallo fino all'Aaleniano e di *Watznaueria* a partire dal Bajociano.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico con apporti dalla piattaforma carbonatica.

Lo spessore dell'unità è variabile e risente della quantità di risedimenti presenti e della topografia del bacino di sedimentazione ereditata della tettonica del Giurassico inferiore; mediamente si aggira intorno ai 120-150 m, con valori minimi intorno ai 10 m (Chiavano, Ocricchio) e massimi intorno a 250 m (Forca di Chiavano).

L'età viene attribuita in base ai dati di letteratura.

TOARCIANO SUPERIORE *p.p.* - BAJOCIANO INFERIORE *p.p.* 

### 2.3.6. - Calcari Diasprigni (CDU)

I *Calcari Diasprigni* (PETTI & FALORNI, 2007c) affiorano estesamente nell'area del Foglio, dal M. Tolentino al M. Argentigli lungo la direttrice NS nel settore occidentale e da Croce del Monte a M. Guaidone lungo la direttrice SSO-NNE nel settore centrale. Nei pressi di Forca di Chiavano, dove lo spessore è fortemente ri-

dotto, i depositi dei Calcari Diasprigni sono stati inclusi nel gruppo del Bugarone.

La formazione indistinta è caratterizzata da calcari selciferi e radiolaritici, in strati prevalentemente sottili (Fig. 15), di colore avana chiaro e grigio-verdastro o policromi, contenenti interstrati argillitici verdastri (ben visibili tra M. Cimamonte e Casale Cardito e tra F.ca di Chiavano e Opagna). La selce è abbondante, organizzata in strati, noduli e arnioni, a luoghi fittamente laminata e varicolore. Sono presenti, inoltre, in quantità variabili ma solitamente più frequenti alla base e nella porzione superiore dell'unità, calcareniti bioclastiche (Fig. 16) con frammenti di echinodermi e coralli, organizzate in strati con spessore massimo di circa 1 m, e calcisiltiti avana chiaro (*grainstone* pellettiferi) con *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Nautiloculina* sp., *Subbdelloidina* cfr. *luterbacheri* MUNSTER; in particolare nei dintorni di Serravalle, Savelli e Nottoria, nella parte alta della formazione sono presenti livelli calcarenitici

e detritici a stratificazione grossolana. Sempre nella parte alta si intercalano livelli di calcari biancastri ben stratificati o calcari marnosi e marne con selce grigia in strati, dove localmente è possibile osservare resti di *Saccocoma* sp. e Aptici.

A causa della fitta stratificazione, dell'abbondante presenza di selce e di interstrati argillosi, laddove fortemente alterata, la formazione può essere identificata per il caratteristico aspetto di una ghiaia con (prevalenti) clasti millimetrici e centimetrici quasi esclusivamente di selce, immersi in una matrice terrosa rossastra o verdastra (M. Guaidone e M. Macchialta).

La formazione poggia in continuità stratigrafica sui *Calcari e Marne a Posidonia* e verso l'alto passa alla *Maiolica*. Il limite con i sottostanti *Calcari e Marne a Posidonia* è piuttosto netto e caratterizzato dall'aumento della selce, dalla scomparsa di intercalazioni a ooliti risedimentate e di resti di bivalvi a guscio sottile; in particolare



Fig. 15 - Tipico aspetto dei Calcari Diasprigni affioranti a M. San Venanzio, con alternanze di calcari radiolaritici e strati di selce (biancastri).



Fig. 16 - Calcareniti laminate (hummocky-cross stratification?) e silicizzate nei Calcari Diasprigni.

il limite inferiore osservato nell'area tra Monte Alvagnano, Pescia, Savelli e Nottoria è stato posto al tetto dell'ultima bancata di risedimenti ad ooliti.

Il limite con la soprastante *Maiolica*, osservato nei dintorni di Serravalle, Savelli, Nottoria, Buda e Forca di Presta, è di tipo transizionale, determinato dalla diminuzione della componente detritica e dalla prevalenza di micrite biancastra e grigiastra.

Nell'area di Monte Ventosola, in corrispondenza di un alto strutturale giurassico (vedi VI, § 1) i *Calcari Diasprigni* sono in contatto inconforme (*onlap*) con il *Calcare Massiccio*; nella stessa area e poco a nord di Ocricchio sono in contatto conforme sul *gruppo del Bugarone*.

Lo spessore della formazione è compreso tra 20 m e 200 m circa; tale variabilità dipende dalla potenza delle intercalazioni bioclastiche e dalle differenze topografiche nel bacino di sedimentazione ereditate della tettonica del Giurassico inferiore; in generale risulta minore in prossimità delle PCP giurassiche, mentre aumenta verso i depocentri dei bacini pelagici. Possibili ispessimenti inoltre possono essere imputati a strutture plicative dovute alla tettonica compressiva.

L'età della formazione è desunta dai dati di letteratura.

BAJOCIANO INFERIORE p.p. - TITONIANO INFERIORE

In gran parte delle aree del Foglio appartenenti al territorio del Lazio e nell'area situata nel settore centro-settentrionale, al confine tra Umbria e Marche, laddove le condizioni di affioramenti lo hanno consentito, sono stati distinti e cartografati il *membro selcifero* ( $CDU_1$ ) e il *membro dei calcari a Saccocoma e Aptici* ( $CDU_2$ ).

Il membro selcifero  $(CDU_1)$  è costituito in prevalenza da calcari selciferi e radiolaritici (*wackestone*) avana chiaro, grigio-verdastro o policromi, in strati prevalentemente sottili, e da selce policroma in strati sottili, noduli e arnioni, a luoghi fittamente laminata. A questi si intercalano, in quantità variabili, calcareniti bioclastiche a granulometria fine o molto fine di colore avana in strati generalmente medi e spessi, micriti di colore avana chiaro in strati sottili e medi, e sottili interstrati argillosi e marnosi verdastri o policromi. Il contenuto faunistico è caratterizzato dalla grande abbondanza di radiolari e spicole di spugne, mentre nelle componenti bioclastiche si riconoscono resti di echinodermi e coralli. Le analisi delle associazioni a nannofossili mostrano prevalentemente forme in cattivo stato di conservazione, costituite quasi esclusivamente da alcune specie di *Watznaueria* che hanno un esteso *range* stratigrafico e non forniscono indicazioni biostratigrafiche.

BAJOCIANO INFERIORE p.p. - KIMMERIDGIANO INFERIORE

Il membro dei calcari a Saccocoma e Aptici (CDU<sub>2</sub>) è complessivamente più calcareo rispetto a quello inferiore, ed è costituito da un'alternanza di micriti (wackestone e packstone) di colore biancastro e verdastro fittamente stratificate, calcareniti bioclastiche da fini a grossolane, fino a brecciole, e calcisiltiti avana chiaro, in strati medi e spessi, localmente fortemente ossidate (dintorni di Buda); inoltre sono presenti intercalazioni di sporadici e sottili livelli marnosi verdastri. I calcari selciferi e radiolaritici con selce policroma, sono meno frequenti rispetto al membro sottostante. Il contenuto fossilifero è rappresentato in prevalenza da Saccocoma sp., radiolari, spicole di spugna, frammenti di aptici, Stomiosphaeridae e rari foraminiferi bentonici di ambiente emipelagico (Lenticulina sp.), a cui si associano, nelle facies più bioclastiche, gasteropodi, frammenti di alghe Dasicladacee, radioli di echinodermi e forme coloniali incrostanti. Tra i microfossili si segnala la presenza di: Subbdelloidina cfr. luterbacheri MUNSTER, Protopeneroplis striata, Protopeneroplis ultragranulata GORBACHIK, ?Trocholina, Siphovalvulina, ?Pseudocyclammina lituus YOKOYAMA, Patellina (subcretacea/turriculata), Kurnubia gr. palastiniensis HENSON, Muranella parvissima (DRAGASTAN), Caveuxia e Tubiphytes. Le associazioni a nannofossili presentano un migliore stato di conservarzione e appaiono anche più diversificate con la presenza di alcune forme stratigraficamente significative caratteristiche del Titoniano come Polycostella beckmannii THIERSTEIN, 1971 o di Conusphaera mexicana TREJO, 1969, la cui prima comparsa avviene nel Titoniano.

KIMMERIDGIANO SUPERIORE - TITONIANO INFERIORE

### 2.3.7. - Maiolica (MAI)

La *Maiolica* (PETTI & FALORNI, 2007d) affiora estesamente in tutta l'area del Foglio, dalla valle del F. Sordo alle dorsali che circondano la piana di Norcia e sulle
propaggini meridionali dei Monti Sibillini (M. Guaidone, M. Macchialta, Forca di Presta), dalle pendici del M. Meraviglia al M. Torrato e nell'area del M. Pizzuto, dall'area del M. Tolentino a Colle della Croce e alla dorsale M. Coromano-Fraonara, fino a Monte Oro.

La formazione è rappresentata principalmente da micriti (*wackestone* e *mud-stone*), dalla tipica fratturazione concoide, ben stratificate in strati generalmente medi e spessi. Il colore è biancastro, avana e grigiastro. Contiene selce in noduli e liste, di colore biancastro, grigiastro, marroncino, viola scuro e, verso l'alto, nerastro. Sono presenti a più livelli e in quantità variabili biocalcareniti fini (*packstone* e *grainstone*) talora laminate, che ne caratterizzano soprattutto la parte basale, e *pebbly-mudstone* con matrice grigia o beige e clasti rosa e/o marroni, in strati pluridecimetrici o banchi con spessore maggiore di un metro.

La *Maiolica* poggia con un contatto stratigrafico sui *Calcari Diasprigni* o, dove distinto, sul *membro dei calcari a Saccocoma e aptici*; il passaggio dall'unità sottostante è transizionale e marcato da un aumento di livelli micritici bianchi e dalla diminuzione del contenuto selcifero. Dal punto di vista paleontologico, inoltre, la parte inferiore della *Maiolica* si contraddistingue per la presenza di Calpionellidi, inizialmente in associazione con *Saccocoma* sp. e *Colomisphaera* sp.; nell'area di Monte Ventosola, la *Maiolica* poggia con contatto conforme sul gruppo del Bugarone.

Verso l'alto passa gradualmente alle *Marne a Fucoidi*: infatti, la parte sommitale della formazione assume un colore in prevalenza grigio scuro, con macule o "fiamme" (probabili bioturbazioni) nerastre, talora rossastre. Questa porzione è inoltre caratterizzata da una riduzione dello spessore degli strati, da selce nera e da un aumento degli interstrati argillosi e marnosi, che fanno da preludio alle sovrastanti *Marne a Fucoidi*. Questo passaggio graduale (Fig. 17) è marcato dalla chiara evidenza dei foraminiferi planctonici alla lente. Inoltre, sempre in corrispondenza del limite con le sovrastanti *Marne a Fucoidi*, a luoghi è presente una breccia intraclastica, poligenica e fangosostenuta di colore grigio, con clasti da angolosi a scarsamente elaborati di colore rosa e rosso (F.te dell'Orso, a SO dei Peschi delle Aquile).

Il contenuto microfaunistico della *Maiolica* è contraddistinto dalla presenza di radiolari e abbondante *Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicollaria intermedia* DURAND DELGA, ?*Crassicollaria parvula* REMANE, *Remaniella* sp, *Colomisphaera* sp., *Globochaete* sp., *Tintinnopsella* cfr. *carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Calpionellopsis simplex* COLOM, *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Calpionella elliptica* CADISCH nella porzione inferiore (Titoniano p.p.-Valanginiano), frequentemente associati a Stomiosphaeridi e rari Saccocoma sp. Nella porzione superiore (dal Valanginiano) sono presenti i primi foraminiferi planctonici (*Hedbergella* sp., *Globigerinelloides blowi* (BOLLI)). La componente biodetritica è composta oltre che da frammenti di bivalvi, echinodermi ed alghe, da *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Protopeneroplis ultragranulata*, *Mohlerina basilensis*, *Cretacicladus minervini* LUPERTO SINNI, *Valvulina alpina* DRAGASTAN,



Fig. 17 - Passaggio graduale dalla Maiolica (in basso) alle Marne a Fucoidi (in alto) affiorante nei dintorni di Onelli.

*?Neotrocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp. e Nodosaridae. A S di Scoglio Pecorino, nei pressi di Casale Cardito, nella porzione inferiore dell'unità all'interno di depositi risedimentati è stata rinvenuta una colonia di coralli (*?Thecosmilia* sp.) di dimensioni metriche (Fig. 18), verosimilmente proveniente da una PCP la cui paleobatimetria permetteva lo sviluppo di colonie di organismi fotici (GILL et alii, 2004; CIPRIANI et alii, 2019).

Dal punto di biostratigrafico, è possibile riferire l'intera unità all'intervallo che si estende dalla biozona a Crassicollaria alla biozona a *Globigerinelloides blowi* (facies di bacino distale), e dalla zona a Crassicollaria, Calpionella, *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* alla zona a Calpionellopsis, Calpionellites e *Lithocodium aggregatum* (facies biodetritiche di bacino più prossimale o scarpata esterna).

Le associazioni a nannofossili sono dominate da *Watznaueria* e *Nannoconus*, insieme a *Conusphaera mexicana* TREJO, 1969 più abbondante nella parte inferiore della formazione. L'intervallo titoniano è contraddistinto dalla presenza di *Polycostella beckmannii* THIERSTEIN, 1971 e *Polycostella senaria* THIERSTEIN, 1971, mentre negli intervalli più recenti le associazioni si caratterizzano sempre più per la presenza di forme cretaciche: *Nannoconus steinmannii* Kamptner, 1931, *Retecapsa crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI, 1964) GRÜN, 1975, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY, 1912) DEFLANDRE, 1952, *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, 1963.



Fig. 18 - Resti risedimentati di una colonia di coralli all'interno della Maiolica nell'area di Scoglio Pecorino (C.ale Cardito).

L'ambiente è di bacino pelagico da distale a prossimale con afflussi dalla piattaforma carbonatica.

Lo spessore di questa formazione è variabile, in funzione della paleotopografia ereditata dal *rifting* del Giurassico inferiore; nell'area sud-occidentale del Foglio gli spessori maggiori variano a da 200 m a circa 350 m.

TITONIANO SUPERIORE - APTIANO INFERIORE p.p.

## 2.3.8. - Marne a Fucoidi (FUC)

Le *Marne a Fucoidi* (PETTI, 2007) affiorano diffusamente nella parte occidentale tra l'area di Monte Tolentino e Cascia e lungo il versante meridionale della valle del Fiume Sordo fino a Villa di Serravalle, oltre che nell'abitato di Forsivo. Verso est interessano il versante occidentale della Piana di Norcia, tra Sorgente Fontanelle e Ruderi di Casale Belvedere. Nell'area di Cascia affiorano a sud di Fogliano, tra Immagine di Pilato e Forca Colonnetta, a Tazzo e a S di Maltignano e tra Santa Trinità e Forca della Civita. Nella parte laziale del Foglio sono state riconosciute in piccoli affioramenti che interessano la zona tra Fonte di Selva Rotonda e Fonte dell'Acera e i versanti a est di Fraonara e dell'allineamento La Forca - Monte Oro.

La formazione è caratterizzata da calcari marnosi (wackestone e mudstone) e

marne calcaree con interstrati (da 1 a 5 cm) di argille fogliettate verdastre, grigie e rosso-violacee, localmente nerastre (Colle di Paolo), marne argillose e argilliti varicolori, verdi, rosate, violacee, grigio-verdastre, nerastre, rosso scuro e vinaccia, spesso fortemente bioturbate, con icnofossili dei generi *Fucoides, Planolites, Chondrites* e *Zoophycos*. La stratificazione è da sottile a media, con spessori da 10 a 25-30 cm. Sono presenti livelli di scisti bituminosi in ripetute intercalazioni, patine manganesifere e ferrose (Livello Selli *Auctt.*). La selce è presente in strati sottili e liste con colori dal verdastro al rosso, talora in grossi noduli violacei; al limite con la sottostante *Maiolica*, la selce è nera.

A più livelli sono presenti calcareniti fini (*grainstone/packstone*) e calciruditi bioclastiche (*floatstone, rudstone*) in strati amalgamati, ricche in orbitolinidi e rudiste (ad es., area di Monte Frenfano). A Tazzo, Immagine di Pilato e a Fonte Frenfano, le intercalazioni calcarenitiche diventano progressivamente più spesse (da 30-50 cm fino a 1-2 m) e frequenti verso l'alto della formazione, contraddistinte da laminazioni parallele e convolute e sedimenti ricristallizzati da calcite spatica. Nell'area di Fonte Selva Rotonda, nella porzione inferiore della formazione, sono presenti livelli risedimentati costituiti da *rudstones* a rudiste e orbitoline, in strati spessi fino a 1 m, caratterizzati da noduli di selce nera di dimensioni decimetriche (Fig. 19).

Nelle facies biodetritiche si osservano *Palorbitolina* sp., *Mesorbitolina* sp., *Dictyoconus algerianus* CHERCHI & SCHROEDER, rari foraminiferi bentonici (*Lenticulina* sp.), resti di echinodermi, molluschi e Porostromata talvolta associate a radiolari e foraminiferi planctonici riferibili a *Paraticinella bejaouaensis* (SIGAL),



Fig. 19 - Rudstone a rudiste e orbitoline con noduli centimetrici di selce nera, rinvenuti alla base delle Marne a Fucoidi nei pressi di F.te di Selva Rotonda.

che approssima il limite Aptiano/Albiano. A quest'ultima, nelle facies micritiche (*wackestone*) si associano *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* cfr. *trochoidea* (GANDOLFI) e *Pseudoplanomalina cheniourensis* (SIGAL).

Nelle facies più sottili si rinvengono foraminiferi planctonici quali *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Muricohedbergella* cfr. *rischi* (MOULLADE) e *Ticinella* sp. associati a spicole e rarissimi foraminiferi bentonici (Miliolidae) che documentano l'Albiano superiore. Nella parte alta della formazione, ai radiolari e spicole si associano tra i foraminiferi planctonici i primi Hetherohelicidi che testimoniano, accanto a forme quali *Macroglobigerinelloides* cfr. *"caseyi"* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Muricohedbergella planispira* (TAPPAN), *M. simplex* (MORROW), *Macroglobigerinelloides* cfr. *bentonensis* (MORROW), *Praeglobotruncana* cfr. *delrioensis* (PLUMMER) e *Rotalipora* sp. la parte alta dell'Albiano superiore.

Le Marne a Fucoidi sono la formazione mesozoica della successione umbromarchigiana nella quale la conservazione dei nannofossili è migliore. Vi si riscontrano pertanto associazioni in discreto stato di conservazione e abbastanza diversificate, con forme caratteristiche dell'intervallo Aptiano-Albiano: Watznaueria barnesiae (BLACK, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968, Watznaueria britannica (STRADNER, 1963) REINHARDT, 1964, Retecapsa crenulata (BRAMLETTE & MARTINI, 1964) GRÜN, 1975, Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY, 1912) DEFLANDRE, 1952, Assipetra infracretacea (THIERSTEIN, 1973) ROTH, 1973, Assipetra terebrodentarius (APPLEGATE et alii, 1987) RUTLEDGE & BERGEN, 1994, Rhagodiscus splendens (DEFLANDRE, 1953) VERBEEK, 1977, Rhagodiscus achlyostaurion (HILL, 1976) DOEVEN, 1983, Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE, 1963, Helenea chiastia WORSLEY, 1971, Zeugrhabdotus embergeri (NOËL, 1959) PERCH-NIELSEN, 1984, Hagius circumradiatus (Stover, 1966) Roth, 1978, Nannoconus, Lithastrinus, Staurolithites. La presenza anche se sporadica di Lithraphidites alatus THIERSTEIN, 1972, Lithraphidites pseudoquadratus CRUX, 1981 ed Eiffellithus caratterizza l'intervallo albiano della formazione.

Il passaggio dalla *Maiolica* è graduale e avviene per alternanze con strati calcarei grigi e chiari, aumento progressivo della componente marnosa degli strati e scomparsa dei sottili strati calcareo-selciferi scuri. La progressiva scomparsa delle marne e degli interstrati argillosi segna il passaggio graduale alla soprastante *Scaglia Bianca*. Nell'area tra Monte Tolentino e la Montagnola, si osserva contemporaneamente l'aumento della componente detritica della *litofacies calcarenitica* SBI<sub>a</sub>.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino con occasionali episodi euxinici e apporti dalla piattaforma carbonatica.

A causa dei ripetuti apporti calcareo-torbiditici, la formazione può presentare spessori variabili da 60-80 m a circa 120 m. Nell'area di Serravalle, la base è caratterizzata da marne e marne argillose policrome per uno spessore di circa 40 m e la la formazione raggiunge lo spessore totale di circa 150 m.

APTIANO INFERIORE *p.p.* - ALBIANO SUPERIORE *p.p.* 

#### 2.3.9. - Scaglia Bianca (SBI)

Gli affioramenti della *Scaglia Bianca* (PETTI & FALORNI, 2007e) sono distribuiti in molte aree del Foglio. In particolare, nella parte orientale, la formazione affiora sul versante orientale del M. Ciambella, sul ripido versante carbonatico compreso tra l'abitato di Capodacqua e Forca di Presta, sul versante sudoccidentale di Colle Tondo, posto sui Piani di Castelluccio di Norcia, nei pressi della cima di Monte Pizzuto, a I Peschi delle Aquile e lungo il versante orientale di Monte Prato e di Monte del Laghetto. Piccoli affioramenti sono inoltre presenti a sud di La Forca.

Nel settore nord-occidentale del Foglio gli affioramenti si osservano in corrispondenza nell'ampia antiforme che si estende dalla zona di Cascia fino a Villa di Serravalle.

L'unità in esame è costituita da prevalenti calcari micritici, calcari marnosi e subordinate calcareniti fine, spesso laminate, di colore biancastro, organizzate in strati sottili e medi (10-30 cm) dalla frattura tipicamente scagliosa, contenenti verso il basso alcune intercalazioni di sottili livelli marnosi e argillosi verdastri, spessi fino ad alcuni centimetri. Generalmente è presente selce in livelli dello spessore di pochi centimetri, liste e noduli (più frequenti nella parte inferiore), di colore nero, grigio scuro, marrone, arancione e bianco. Il contenuto fossilifero, rappresentato in prevalenza da foraminiferi planctonici, è scarso e poco assortito ma si fa più abbondante procedendo verso il limite con la soprastante SAA; le forme tipiche più facilmente osservabili alla lente sono rotalipore e dicarinelle.

Localmente, in corrispondenza della porzione inferiore e media dell'unità, sono presenti intercalazioni costituite da biocalcareniti fini (*wackestone/packstone*) in strati decimetrici, con noduli di selce marroncina, *pebbly-mudstone* che passano a calciruditi (*rudstone/floatstone*) e biocalcareniti grossolane (*grainstone/packstone*) con resti di rudiste, echinodermi, orbitoline, alghe e intraclasti e clasti di piattaforma carbonatica, in strati spessi da pluridecimetrici a metrici e in banchi (fino a 3 m), che possono presentare laminazione piano-parallela e incrociata; al tetto e intercalati tra i banconi sono presenti micriti (*wackestone/mudstone*) con radiolari e rari foraminiferi planctonici, sempre con componente biodetritica fine e finissima. Lo spessore degli intervalli con risedimenti può superare anche i 10-15 m. Nell'area del Monte Tolentino, dove rappresentano per intero la formazione questi depositi sono stati cartografati come *litofacies calcarenitica* SBI<sub>a</sub>.

Il passaggio dalle sottostanti *Marne a Fucoidi*, generalmente graduale, avviene in uno spessore di circa 10 m ed è contraddistinto dalla progressiva diminuzione degli strati marnosi e argillosi rispetto a quelli calcarei e dalla scomparsa della selce nera. L'inizio della *Scaglia Bianca*, anche dove rappresentata dalla *litofacies calcarenitica* SBI<sub>a</sub>, viene posizionato in corrispondenza della comparsa della selce marrone, solitamente in noduli. Per quanto concerne la microfauna a foraminiferi planctonici, gli strati basali della formazione sono caratterizzati dalla presenza di *Planomalina praebuxtorfi* WONDERS e di *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI). Il passaggio alla sovrastante *Scaglia Rossa* avviene in pochi metri ed è posto in corrispondenza della comparsa dei primi strati bianco-rosati (rari), ma molto più distintamente della selce color rosa o arancione e per la presenza, fra i microfossili, di *Helvetoglobotruncana helvetica*. Poco a sud dell'abitato di Onelli, al tetto della formazione si osservano circa 2 m di calcareniti laminate con laminazioni pianoparallele e convolute ricche in selce nera, alternate a interstrati con argilliti fissili, che passano a circa 1 m di argilliti e marne argillose grigiastre, aranciate e rosate (ossidate), e bituminose nere che rappresentano il Livello Bonarelli *Auctt*. Esso è facilmente osservabile anche a SO di Ospedaletto dove affiorano circa 1,5 m di argille bituminose con liste di selce nera.

Il contenuto micropaleontologico dell'unità è rappresentato da radiolari e spicole di spugna in associazione con *Planomalina buxtorfi*, *Ticinella* sp., *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), *Costellagerina* cfr. *libyca* (BARR), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Schakoina* sp., *Macroglobigerinelloides* "casey" (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL, *R. balernaensis* (GANDOLFI), *R. cushmani* (MORROW), *R. greenhornensis* (MORROW), *Dicarinella algeriana* (CARON), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *Macroglobigerinelloides* cfr. *bentonensis* (MORROW), *Witheinella* sp., Heterohelicidi e *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO). In particolare verso l'alto dell'unità si nota la diminuzione delle Rotalipore e una maggior concentrazione nella matrice di Hedbergellidi e Heterohelicidi.

La composizione delle associazioni a nannofossili non presenta variazioni di rilievo nel passaggo dalle *Marne a Fucoidi* alla *Scaglia Bianca*. Quest'ultima è caratterizzata solo dalla presenza più consistente di forme di *Eiffellithus*, tra le quali domina *Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE, 1954) REINHARDT, 1965, e di *Eprolithus*, tra le quali è comune *Eprolithus floralis* (STRADNER, 1962) STOVER, 1966.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino con apporti dalla piattaforma carbonatica.

Lo spessore della *Scaglia Bianca* generalmente è di 50 - 60 m, ma localmente si riduce a non più di 25-30 m (Forca di Presta); può raggiungere i 100 m (area di Cascia) o i 150 m (area del M. Tolentino) dove è rappresentata esclusivamente dalla *litofacies calcarenitica* SBI<sub>a</sub>.

ALBIANO SUPERIORE *p.p.* - TURONIANO INFERIORE *p.p*.

#### 2.3.10. - Scaglia Rossa (SAA)

L'areale di distribuzione della *Scaglia Rossa* (PETTI & FALORNI, 2007f) è molto ampio, essendo diffusa in tutto il settore centro-occidentale del Foglio.

Questa formazione è costituita da alternanze di calcari micritici, calcari marnosi e marnoso-calcarei da rosati a rosso scuro, con stratificazione netta in strati da medi a sottili. Generalmente nella porzione basale gli strati si presentano biancastri o grigi per decolorazione con la caratteristica selce rosa in liste. Le intercalazioni di calcareniti, calciruditi e torbide bioclastiche, laminate e gradate, con spessori anche notevoli (ad es. sul versante sudorientale di Monte Meraviglia), possono essere abbondanti a volte nettamente prevalenti rispetto alle micriti (strada Cascia - Colforcella, Valle del Corno, strada S. Anatolia - Logna, Agriano e presso Avendita), tali da incidere sullo spessore totale per le forti variazioni laterali. In generale, verso l'alto si registra un aumento dello spessore, frequenza e granulometria degli apporti clastici. Le torbiditi variano da singoli corpi canalizzati ad intervalli ruditici inglobanti selce rosata e rossa, fino a calcilutiti laminate (*packstone* e *wackestone*).

La selce è presente in straterelli, lenti e noduli, di colore variabile da rosa e arancione nella parte basale, a grigio chiaro verso l'alto, oppure policroma per alterazione. Nella porzione umbra del Foglio, dove la Scaglia Rossa era stata cartografata indistinta, sono state verificate le caratteristiche litologiche dei suoi limiti. Una campionatura effettuata nei dintorni di Agriano (Cascia) ha permesso il riconoscimento dell'intervallo Cuisiano inferiore-Luteziano inferiore, sulla base dell'associazione a foraminiferi planctonici caratterizzata da Globigerinatheka senni (BECKMANN), Globanomalina sp., Morozovella cfr. formosa (BOLLI)/ M. lensiformis (SUBBOTINA)/ M. gracilis (BOLLI), Morozovella crassata (CUSHMAN)/ M. aequa (CUSHMAN & RENZ), M. cfr. acuta (TOULMIN), M. aragonensis (NUTTALL), M. (GLAESSNER), Globanomalina cfr. planoconica (SUBBOTINA), caucasica Globanomalina cfr. chapmani (PARR), Acarinina coalingensis (CUSHMAN & HANNA), ?Gumbelitrioides cfr. higginsi (BOLLI), Acarinina bullbrooki (BOLLI), Subbotina eocaenica (Terquem), Hantkenina sp., Truncarotaloides topilensis (Cushman), Chiloguembelina sp., Turborotalia sp. e Turborotalia frontosa (SUBBOTINA).

L'Eocene inferiore è anche confermato dalla presenza di forme bentoniche che hanno permesso il riconoscimento dell'intervallo biozonale SBZ10-SBZ13 (parte bassa) quali *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Discocyclina* sp., *Granorotalia* sp., *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) e *Gypsina moussaviani* BRUGNATTI & UNGARO.

Anche le associazioni a nannofossili dell'intervallo paleogenico sono dominate in genere da forme poco significative dal punto di vista stratigrafico: *Thoracosphaera*, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH 1877) SCHILLER, 1930, *Sphenolithus anarrhopus* BUKRY & BRAMLETTE, 1969, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967. Alcune forme più significative si succedono nel Paleocene ed Eocene senza però consentire di individuare alcuna biozona: *Cruciplacolithus, Chiasmolithus, Biantholithus sparsus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964, *Ericsonia subpertusa* HAY & MOHLER, 1967 *Prinsius martinii* (PERCH-NIELSEN, 1969) HAQ, 1971, *Prinsius bisulcus* (STRADNER, 1963) HAY & MOHLER, 1967, *Toweius pertusus* (SULLIVAN, 1965) ROMEIN, 1979, *Fasciculithus tympaniformis* HAY & MOHLER, 1967, Lanternithus, Reticulofenestra hesslandii (HAQ, 1966) ROTH, 1970, Reticulofenestra bisecta (HAY, MOHLER & WADE, 1966) ROTH, 1970.

Il passaggio alle formazioni sottostante e soprastante è stratigrafico. La comparsa di selce nera e micriti più chiare caratterizza il passaggio alla *Scaglia Bianca*. L'aumento della frazione marnosa e la comparsa della tipica policromia segna il passaggio alla *scaglia variegata*, mentre la comparsa di abbondanti livelli risedimentati a macroforaminiferi caratterizza il passaggio alla *scaglia cinerea detritica*.

L'età viene attribuita in base alle analisi biostratigrafiche effettuate e ai dati di letteratura.

Gli spessori variano dai 300 ai 450 m, in base all'abbondanza dei risedimenti. TURONIANO INFERIORE *p.p.* - LUTEZIANO *p.p*.

Nella parte laziale del Foglio, i cui affioramenti sono in continuità con l'adiacente Foglio 348 "Antrodoco", è stato possibile distinguere e cartografare due membri: un membro inferiore di età cretacica (SAA<sub>4</sub>) ed uno superiore di età terziaria (SAA<sub>6</sub>), già definiti nel Foglio limitrofo (CAPOTORTI & CHIARINI, in stampa), sedimentatisi in un ambiente da bacino a *slope* distale.

Il membro calcilutitico di Bacugno ( $SAA_4$ ) è costituito da calcari micritici rosa e rossi, ben stratificati, con abbondante microfauna planctonica e con selce in noduli, lenti e strati di colore rosso-arancione e più raramente ocra e grigia. Soprattutto nella parte basale, permangono o sono del tutto prevalenti strati di calcari bianchi decolorati con liste e noduli di selce rosa. Localmente nella parte alta del membro, sono presenti corpi lentiformi e discontinui di calciruditi (*floatstone*) e calcareniti con frammenti di rudiste, alghe calcaree e foraminiferi bentonici, corrispondenti laterali dei calcari cristallini ma con spessori ridotti e non cartografabili.

La sedimentazione della Scaglia Rossa ha inizio nel Turoniano inferiore p.p., così come risulta dai dati della letteratura (PETTI & FALORNI, 2007f) e qui confermato dall'associazione a foraminiferi planctonici rinvenuti nei campioni prelevati in più settori del Foglio (ad es. Caiduro, Monte Pizzo, Valle Acquasanta, La Montagnola, Coste-Torrione). Tali associazioni sono riferibili alla Zona a Helvetoglobotruncana helvetica (Turoniano inferiore-medio) che contempla, oltre al marker zonale la presenza di Marginotruncana renzi (GANDOLFI), M. schneengansi (SIGAL), M. sigali (REICHEL) e altre marginotruncane di grandi dimensioni quali M. undulata (LEHMANN), M. sinuosa PORTHAULT e M. tarfayaensis (LEHMANN); sono inoltre presenti Dicarinella hagni (SCHEIBNEROVA), D. canaliculata (REUSS), Praeglobotruncana gibba KLAUS, Heterohelix moremani (CUSHMAN) e spesso associate a Pithonella ovalis (KAUFMANN), Pseudogumbelina sp., Calcisphaera sp., prismi di inocerami, frammenti di echinodermi e di rudiste. Verso l'alto della successione (Fig. 20) si riconoscono M. pseudolinneiana PESSAGNO, M. coronata (BOLLI), Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY), Whiteinella cfr. baltica DOUGLAS & RANKIN, G. bulloides VOGLER, G. hilli PESSAGNO, G. ventricosa WHITE, abbondanti Heterohelicidae (Heterohelix cfr. reussi (CUSHMAN)), Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ), G. elevata (BROTZEN), Macroglobigerinelloides subcarinatus (BRÖNNIMANN), G. stuarti (DE LAPPARENT), G. gr. lapparenti BROTZEN, G. falsostuarti SIGAL, Ventilabrella cfr. glabrata CUSHMAN, Pseudotextularia elegans (RZEHAK), Radotruncana calcarata (CUSHMAN), Gansserina sp., Gublerina sp., Contusotruncana contusa (CUSHMAN), Racemigumbelina sp., Rugoglobigerina sp., G. arca (CUSHMAN) e G. orientalis EL NAGGAR. Il Cretacico superiore (Maastrichtiano) è rappresentato da grainstone dove la componente organica è formata quasi esclusivamente da resti bioclastici triturati indeterminabili, frammenti di echinodermi e rari foraminiferi bentonici (Rotaliidae, Hellenocyclina beotica REICHEL, Lepidorbitoides sp., Siderolites sp., Sirtina sp. e Vanderbeckia sp.).



Fig. 20 - Wackestone finemente biodetritico a foraminiferi planctonici con Marginotruncana coronata (A - loc. Piano della Forca; camp. NC37) e Whiteinella baltica (B - loc. Colle Tondo-Arquata; camp. NZ84).

In questo membro, oltre ai componenti tipici e più abbondanti delle associazioni a nannofossili del Cretacico, è stato possibile riconoscere alcuni *marker* stratigrafici: *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN, 1977, la cui comparsa avviene alla base del Turoniano ed *Eiffellithus eximius* (STOVER, 1966) PERCH-NIELSEN, 1968 che compare poco più in alto sempre nel Turoniano; *Micula staurophora* (GARDET, 1955) STRADNER, 1963 la cui comparsa avviene alla base del Coniaciano; *Broinsonia parca constricta* HATTNER *et alii*, 1980 e *Uniplanarius gothicus* (DEFLANDRE, 1959) HATTNER & WISE, 1983 i cui *range* contraddistinguono il Campaniano; *Reinhardtites levis* PRINS & SISSINGH, 1977 che compare nel Campaniano inferiore e scompare nel Maastrichtiano inferiore; *Uniplanarius sissinghii* (PERCH-NIELSEN, 1986) Farhan 1987 e *Uniplanarius trifidus* (STRADNER, 1961) HATTNER & WISE, 1983 che caratterizzano il Campaniano superiore e la base del Maastrichtiano; *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964 e *Micula murus* (MARTINI, 1961) BUKRY, 1973 *marker* di due biozone nel Maastrichtiano superiore. *Arkhangelskiella*  *cymbiformis* Vekshina, 1959, *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) PRINS & SISSINGH, 1977, *Ceratolithoides pricei* BURNETT, 1997 e *Ceratolithoides self-trailiae* BURNETT, 1997 caratterizzano l'intervallo Campaniano-Maastrichtiano.

Le associazioni a foraminiferi planctonici si estendono dalla Zona a Helvetoglobotruncana helvetica alla Zona a Contusotruncana contusa-Racemiguembelina fructicosa.

Lo spessore massimo è di circa 130 m.

TURONIANO INFERIORE p.p. - MAASTRICHTIANO

Il membro calcilutitico-calcarenitico di S. Giusta (SAA<sub>6</sub>) è dato da calcari micritici e calcari marnosi, ben stratificati, di colore dal rosso mattone al rosa o anche verdolini e biancastri (specie nella parte alta), con selce rossastra e arancione, contenenti abbondante microfauna a foraminiferi planctonici. A pochi metri dalla base in più luoghi sono presenti brecce con una tipica facies a "mortadella" i cui elementi più chiari rispetto alla matrice arrossata sono rappresentati da clasti età cretacica della piattaforma carbonatica. A più livelli, e arrotondati di specialmente nella parte alta, sono presenti intercalazioni, anche metriche di biodetriti a macroforaminiferi. Dove la componente detritica è abbondante (come ad es., tra La Forca e Costa della Madonna), è stata osservata una porzione calcarenitico-calciruditica formata da grainstone, rudstone e floatstone biodetritici, con orizzonti di brecciole e macroforaminiferi e con rare intercalazioni di wackestone biodetritici spesso laminati a foraminiferi planctonici. Gli strati, da medi a spessi, risultano frequentemente amalgati. Nella porzione inferiore degli affioramenti più meridionali, sono presenti clasti e bioclasti rimaneggiati di età cretacica nonché pacchi di strati, anche micritici ed accumuli caotici di pezzi di successione cretacica generati per slumping, debris-flow o frane sottomarine.

Per quanto riguarda la biostratigrafia, il Paleocene è documentato dal rinvenimento nell'area de La Montagnola di un'associazione a foraminiferi planctonici caratterizzata da *Praemurica* sp., *Globanomalina* cfr. *compressa* (PLUMMER), *Morozovella* cfr. *angulata* (WHITE), *Igorina* cfr. *tadjikistanensis* (BYKOVA), *G. chapmani* (PARR), *M.* cfr. *aequa* (CUSHMAN & RENZ), *G.* cfr. *planoconica* (SUBBOTINA), *Subbotina* sp. e *Chiloguembelina* spp. In particolare, nelle aree di Monte Tolentino e di Cittareale nei dintorni de La Forca, è documentata la presenza del Paleocene superiore con *Morozovella conicotruncata* (SUBBOTINA), *M. apanthesma* (LOEBLICH & TAPPAN), *G. chapmani* (PARR), *M. cfr. occlusa* (LOEBLICH & TAPPAN), *Acarinina* sp. e *Chiloguembelina* spp. in associazione con rari foraminiferi bentonici (*Lenticulina* sp., *Cibicides* sp. e *Gyroidina* sp.). Poco a sud di Cittareale, nell'area di Monte Pizzo è stata rinvenuta una fauna a rari foraminiferi planctonici in associazione con alghe (*Polystrata alba* (PFENDER)), briozoi e foraminiferi bentonici tra i quali *Sistanites* sp., *Elazigina* sp., *Miscellanites globularis* (RAHAGHI)

e *Planorbulina cretae* (MARSSON) che indicano il Paleocene superiore (SBZ2-SBZ3 Selandiano-Thanetiano inferiore). Sono presenti inoltre litoclasti rimaneggiati riferibili al Cretacico superiore (Maastrichtiano) contenenti, tra l'altro, una ricca fauna a *Siderolites* sp.

Il passaggio Paleocene superiore-Eocene inferiore è documentato nella stessa area dalla presenza di *Morozovella* cfr. *occlusa* (LOEBLICH & TAPPAN), *M. gracilis* (BOLLI), *Planorotalites* sp., *Globabomalina* sp. e *Subbotina* sp.; il dato è supportato anche dalla presenza di *Coccolithus pelagicus* (WALLICH 1877) SCHILLER, 1930, *Sphenolithus anarrhopus* BUKRY & BRAMLETTE, 1969, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, tra i nannofossili calcarei.

I sedimenti dell'Eocene inferiore affioranti nei dintorni di Corvatello contengono una microfauna a foraminiferi planctonici caratterizzata da *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Globigerinatheka senni* (BECKMANN), *Globigerinatheka* sp. e *Pseudohastigerina* sp.

L'associazione a foraminiferi planctonici della parte alta del membro è riferibile all'Eocene medio (Luteziano *p.p.*) ed è costituita da *A. bullbrooki* (BOLLI), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Pseudohastigerina micra* (COLE), *Truncarotaloides topilensis* (CUSHMAN), *Acarinina spinuloinflata* (BANDY), *Globigerinatheka kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Hantkenina* sp., *Catapsydrax* sp. e *Chiloguembelina* sp.; talvolta in associazione si rinvengono alghe rosse, foraminiferi arenacei, *Rotaliidae*, *Gavellinidae* e macroforaminiferi quali *Alveolina* sp. e *Discocyclina* sp.

Le associazioni a nannofossili dell'intervallo paleogenico sono dominate in genere da forme poco significative dal punto di vista stratigrafico: *Thoracosphaera*, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH 1877) SCHILLER, 1930, *Sphenolithus anarrhopus* BUKRY & BRAMLETTE, 1969, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967. Alcune forme più significative si succedono nel Paleocene e nell'Eocene senza però consentire di individuare alcuna biozona: *Cruciplacolithus, Chiasmolithus, Biantholithus sparsus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964, *Ericsonia subpertusa* HAY & MOHLER, 1967 *Prinsius martinii* (PERCH-NIEL-SEN, 1969) HAQ, 1971, *Prinsius bisulcus* (STRADNER, 1963) HAY & MOHLER, 1967, *Toweius pertusus* (SULLIVAN, 1965) ROMEIN, 1979, *Fasciculithus tympaniformis* HAY & MOHLER, 1967, *Lanternithus, Reticulofenestra hesslandii* (HAQ, 1966) ROTH, 1970, *Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) ROTH, 1970.

Lo spessore massimo è di circa 140 m. DANIANO - LUTEZIANO *p.p*.

# 2.3.11. - calcari cristallini (CTN)

La formazione affiora nella parte sudoccidentale del Foglio, a Croce del Monte, M. Pizzo, I Peschi dell'Aquila, M. Laghetto e M. la Croce. La formazione è costituita da calciruditi e calcareniti biodetritiche (*rudstone*, *packstone* e *grainstone*), sovente saccaroidi, contenenti frammenti di rudiste ed echinodermi, frammenti di inocerami, macroforaminiferi bentonici di piattaforma carbonatica (cfr. *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp.) e foraminiferi planctonici. Rare le intercalazioni in strati sottili di micriti (*wackestone* e *mudstone*) con foraminiferi planctonici. Gli strati sono generalmente spessi fino a plurimetrici, frequentemente amalgamati. Talora nelle calciruditi della porzione basale (ad es. a M. la Croce) sono presenti litoclasti eterometrici di varia natura (sia di piattaforma carbonatica che di bacino pelagico), a diverso grado di evoluzione, immersi in una matrice micritica calcarea o calcareo marnosa con foraminiferi planctonici.

Questa formazione rappresenta un particolare intervallo sedimentario riconosciuto a scala regionale (F. 348 "Antrodoco", F. 359 "L'Aquila", F. 360 "Torre de' Passeri",

F. 369 "Sulmona"), che interrompe la sedimentazione micritica di bacino della *Scaglia Rossa* cretacica, essendo caratterizzato quasi esclusivamente da apporti di sedimenti dalla piattaforma carbonatica (Fig. 21).

L'associazione a foraminiferi planctonici è caratterizzata da Globotruncana linneiana, G. hilli, G. ventricosa. *G*. stuarti. G stuartiformis, G. arca, Gansserina Gublerina gansseri, sp., Rugoglobigerina sp., Ventilabrella sp., Racemiguembelina fructicosa MONTANARO GALLITELLI.

La porzione biodetritica, presente anche in litoclasti, è rappresentata da frammenti di inocerami, rudiste, echinodermi. briozoi. alghe (Polvstrata alba (PFENDER). Lithocodium aggregatum Elliott, Elianella sp.), coralli, Hellenocyclina heotica REICHEL. Siderolites calcitrapoides LAMARCK, Orbitoides sp., Lepidorbitoides sp., Rotalia sp., Trocholina sp., Haddonia sp., Stomatorbina binkhorsti (REUSS), Miliolidae. Valvulinidae. Calcisphaerulidae, Pithonella sp. e



Fig. 21 - A) Floatstone bioclastico con Siderolites sp. e foraminiferi planctonici (dintorni di Corvatello; campione NP27A).

*B)* Floatstone/rudstone *bio-litoclastico con* Orbitoides *sp. e foraminiferi planctonici (dintorni di Corvatello; campione NP27A).*  "Stomiosphaera" sphaerica KAUFMANN.

La formazione è riferibile alla zona a *Globotruncana*, *Globotruncanita* e *Orbitoides* di CHIOCCHINI *et alii* (2008).

Data la sua peculiarità la formazione si ritrova intercalata all'interno del *membro* calcilutitico di Bacugno (SAA<sub>4</sub>) nell'area compresa tra M. Pizzo e Costa della Madonna; nell'area compresa tra I Peschi dell'Aquila e M. La Croce poggia invece sul membro SAA<sub>4</sub> e passa al membro SCZ<sub>2</sub>.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino con apporti di piattaforma.

Lo spessore varia da 20 a 50 m.

L'età viene attribuita in base alle associazioni riscontrate e ai dati di letteratura. CAMPANIANO p.p. - MAASTRICHTIANO p.p.

# 2.3.12. - scaglia detritica (SCZ)

Questa formazione è rappresentata dal solo *membro calciruditico-calcarenitico* **SCZ**<sub>2</sub>, riconosciuto nel limitrofo Foglio 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a).

Il membro affiora esclusivamente nel settore centro-meridionale del Foglio: al M. Pizzo, nel versante in destra idrografica del F. Velino, nella valle della Sorgente San Rufo (sorgenti del Velino) e ad est della dorsale M. Prato - M. La Croce - M. Ciambella.

È costituito da prevalenti calcareniti e calciruditi (*grainstone, packstone* e *rudstone*) in strati medi, a macroforaminiferi, con frammenti di echinodermi, briozoi, coralli e foraminiferi planctonici, e subordinate micriti da avana a biancastre (*wackestone*) a foraminiferi planctonici. Verso l'alto si intercalano sporadici calcari marnosi rossastri con selce stratificata di colore rosso bruno molto ricchi in foraminiferi planctonici. Solitamente nella parte inferiore del membro si rinvengono livelli risedimentati con macroforaminiferi, foraminiferi planctonici e calcisferule del Cretacico superiore rimaneggiati.

Il limite inferiore con il membro  $SAA_4$  è netto e indicato dal cambio litologico con il passaggio da calcareniti/calciruditi bianche a micriti rossastre. Il limite inferiore con CTN è caratterizzato dalla presenza di banconi spessi di calcari saccaroidi, talora amalgamati.

Il passaggio alla sovrastante *scaglia variegata* è marcato dal netto aumento della frazione argillosa.

L'associazione a foraminiferi planctonici è caratterizzata da Igorina pusilla (BOLLI), Subbotina triangularis (WHITE), Morozovella angulata, Globanomalina pseudomenardii, Morozovella occlusa, M. acuta, Subbotina eocaenica, Acarinina coalingensis (CUSHMAN & HANNA), Morozovella edgari (PREMOLI SILVA & BOLLI), Morozovella gracilis, Chiloguembelina sp.

La porzione detritica è costituita da sedimenti rimaneggiati del Cretacico superiore, sia in facies di bacino che di piattaforma carbonatica e da biocalcareniti,

biocalciruditi e brecciole contenenti Ornatononion sp., Globoflavina sphaeroidea FLEURY, Pseudocuvillerina sireli (INAN) Plumokathina sp., Miscellanea sp., Alveolina gr. cremae CHECCHIA-RISPOLI, A. fornasinii CHECCHIA-RISPOLI, Discocyclina sp., Operculina sp., Nummulites spp., Rotalia sp., Ornatorotalia sp., Granorotalia sp., Sphaerogypsina globulus (REUSS), ?Nemkovella sp., Miliolidae, resti di echinodermi e alghe. La campionatura effettuata rispettivamente nella porzione inferiore e superiore del membro ha permesso il riconoscimento delle biozone SBZ2 e SBZ3 e delle biozone SBZ10 e SBZ11.

La conservazione dei nannofossili calcarei, pur non essendo particolarmente buona, ha permesso il riconoscimento di forme riconducibili all'intervallo Paleocene-Eocene inferiore: *Coccolithus pelagicus, Thoracosphaera saxea, Biantolithus sparsus, Chiasmolithus Ericsonia subpertusa, Toweius cf. pertusus, Prinsius martinii, P. bisulcus, Fasciculithus tympaniformis, Sphenolithus moriformis.* 

L'ambiente di sedimentazione è di bacino con apporti dalla piattaforma carbonatica. Lo spessore totale dell'unità è valutabile in 100-150 m.

L'età viene attribuita in base alle analisi biostratigrafiche e ai dati di letteratura. DANIANO p.p. - LUTEZIANO p.p.

## 2.3.13. - scaglia variegata (VAS)

Questa unità affiora con estensione limitata nella parte occidentale del Foglio, dalla dorsale M. Tolentino-M. Cornillo fino al territorio umbro, dove è ben esposta a NO dell'abitato di Cascia tra Romitorio a Torre San Giorgio e verso N lungo il versante occidentale del M. Argentigli.

Nella porzione centrale del Foglio affiora in modo discontinuo lungo il fronte del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini (vedi VI) da Costa della Madonna a sud a M. Forciglietta a nord.

La formazione è costituita da calcari micritici più o meno marnosi, di colore variabile dal rosa al rossastro al verde chiaro, in alternanza con livelli di marne rosso vinaccia o grigie, in strati da sottili a medi, a formare nell'insieme una successione policroma ritmica e regolare; verso l'alto si osserva un incremento della componente marnosa. A più livelli si osservano intercalazioni di strati biodetritici a macroforaminiferi (Fig. 22), localmente più frequenti verso l'alto. Presente anche la selce, con colori dal viola al nero al marrone.

L'associazione a foraminiferi planctonici è caratterizzata da Morozovella aragonensis (NUTTALL), Globigerinatheka senni (BECKMANN), Subbotina eocaenica (TERQUEM), Acarinina bullbrooki (BOLLI), Truncarotaloides topilensis (CUSHMAN), Planorotalites sp., Turborotalia frontosa (SUBBOTINA), Pseudohastigerina micra (COLE), Hantkenina sp., Acarinina spinuloinflata (BANDI), Globigerinatheka kugleri (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), Turborotalia possagnoensis (TOUMARKINE & BOLLI), Morozovella lehneri (CUSHMAN & JARVIS), Turborotalia pomeroli (TOUMARKINE & BOLLI), Subbotina utilindex (JENKYNS), Turborotalia cerroazulensis (COLE), Catapsydrax sp. e Chiloguembelina sp.

Le associazioni a nannofossili si caratterizzano in questa formazione per la presenza di forme tipicamente eoceniche; sono stati identificati Zygrablithus bijugatus (DEFLANDRE, 1954) DEFLANDRE, 1959, Clausicoccus subdistichus (ROTH & HAY, 1967) PRINS, 1979, Ericsonia formosa (KAMPTNER, 1963) HAQ, 1971, Cyclicargolithus floridanus (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971, Pseudotriquetrorhabdulus inversus (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) WISE & CONSTANS, 1983 Sphenolithus radians DEFLANDRE, 1952, Sphenolithus spiniger BUKRY, 1971, Discoaster barbadiensis TAN SIN HOK, 1927, Reticulofenestra umbilicus (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI, 1968, Reticulofenestra dictyoda (DEFLANDRE, 1954) STRADNER, 1968 Dictyococcites bisectus (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL, 1971. Chiasmolithus gigas (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) RADOMSKI, 1968 caratterizza in particolare il Luteziano, insieme a Sphenolithus furcatolithoides LOCKER, 1967.

Il limite inferiore con SAA e con SAA<sub>6</sub>, osservabile nella porzione occidentale del Foglio, è segnato da un aumento della componente marnoso-argillosa e dal cambio cromatico (policromo) sia della porzione carbonatica che di quella selcifera.

Il limite inferiore col *membro calciruditico-calcarenitico* SCZ<sub>2</sub>, osservabile nella porzione centrale a ridosso del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini, è segnato da un marcato cambiamento litologico, con un nettissimo aumento della frazione argillosa.



Fig. 22 - Alternanze di biocalcareniti e marne nella scaglia variegata (area di Forca di Presta).

Il limite superiore con la *Scaglia Cinerea* è graduale e caratterizzato dall'aumento della componente marnoso-argillosa e dalla colorazione uniformemente grigio-verdastra. Nell'area tra I Peschi dell'Aquila e Cittareale la *scaglia variegata* passa superiormente alla *scaglia cinerea detritica* con un limite netto caratterizzato dalla presenza di prevalenti calcari risedimentati, mentre generalmente la *scaglia cinerea detritica* è equivalente delle due formazioni *scaglia variegata* e *Scaglia Cinerea*, non facilmente distinguibili a causa della forte componente detritica.

L'ambiente di sedimentazione varia da bacino pelagico a slope distale.

Lo spessore della formazione va dai pochi metri a circa 50 m.

L'età viene attribuita in base alle analisi biostratigrafiche e ai dati di letteratura. LUTEZIANO p.p. - PRIABONIANO p.p.

#### 2.3.14. - Scaglia Cinerea (SCC)

La formazione della *Scaglia Cinerea* (PETTI & FALORNI, 2007g) è diffusa nelle stesse aree della sottostante formazione della *scaglia variegata*, con cui è in continuità stratigrafica. È quindi presente nei pressi della cima di Monte Meraviglia e ampiamente nell'altopiano di Atri, e verso N, lungo tutto il bordo ovest del Foglio fino al versante occidentale di M. Argentigli. Più a sud affiora in aree ristrette lungo i versanti del Monte Tolentino e del Monte Cuornesco, al letto del sovrascorrimento del Monte Tolentino/Monte Palloroso (vedi VI).

Nella porzione centrale del Foglio affiora in modo discontinuo lungo il fronte del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini da M. Prato a sud a C.le Forcella a nord.

Si tratta di calcari marnosi, marne e marne argillose di colore grigio cenere e verdastro tipicamente fogliettate o sottilmente stratificate; si ritrovano in alternanza con calcareniti e calciruditi a macroforaminiferi, biocalcareniti e biomicriti in strati spessi, con selce generalmente di colore grigio-verde, nera e localmente rosso vinaccia alla base.

L'associazione a foraminiferi planctonici consiste di *Pseudohastigerina* sp., *Subbotina eocaena* (GUMBEL), *Chiloguembelina* sp., *Subbotina praeturritellina* (BLOW), *Turborotalia ampliapertura* (BOLLI), *Catapsydrax martini* (BLOW & BANNER), *Globoquadrina* sp. In particolare, nell'area di Monte Pizzuto il contenuto microfaunistico dei livelli più marnosi riferibili all'intervallo Eocene superiore all'Oligocene, è rappresentato da foraminiferi planctonici globigeriniformi anche di grandi dimensioni, *Subbotina praeturritellina*, *Subbotina eocaena*, *Catapsydrax martini*, rarissimi bentonici, spicole e radiolari; nei livelli biodetritici l'associazione è caratterizzata da macroforaminiferi *Nephrolepidina* sp., *Operculina* sp., *Textularidae*, alghe rosse. Nell'area di Valle delle Pareti la presenza di macroforaminiferi quali *Lepidocyclinidae* (*Nephrolepidina* sp., *Eulepidina* sp.), *Cycloclypeus* sp. *Operculina* sp., *Amphystegina* sp. e rari foraminiferi planctonici (*Catapsydrax* sp.), in associazione con alghe rosse, briozoi, *Neorotalia viennoti* GREIG, *Haddonia* sp. ?*Planorbulina* sp. e frammenti di ?*Victoriella* sp., permette di riferire tali livelli all'intervallo Rupeliano-Chattiano inferiore (Oligocene) probabile SBZ22B.

La composizione di base delle associazioni a nannofossili è simile a quella della *scaglia variegata*. Si distinguono tuttavia forme che caratterizzano i diversi intervalli, a cominciare da *Reticulofenestra hillae* BUKRY & PERCIVAL, 1971 per il Priaboniano. A volte si osserva il susseguirsi di forme di transizione, ad esempio quelle che variano da *Cyclicargolithus floridanus* a *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER, 1970) WISE, 1973 più abbondante nel Rupeliano e Chattiano. Numerosi sono gli *Sphenolithus*, alcuni dei quali utilizzati come *marker* zonali; *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Sphenolithus distentus* (MARTINI, 1965) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Sphenolithus distentus* (MARTINI, 1965) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Sphenolithus distentus* (MARTINI, 1971 e *Sphenolithus conicus* BUKRY, 1971 si succedono dall'Oligocene fino alla base del Miocene. Infine *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI, 1965 e *Helicosphaera carteri* (WALLICH 1877) KAMPTNER, 1954 marcano il Chattiano superiore e il passaggio all'Aquitaniano.

Il limite inferiore con la *scaglia variegata* è graduale e caratterizzato dalla diminuzione della componente argillosa e dal cambio della colorazione da grigioverde prevalente a policroma (Fig. 23). Il limite superiore con l'*unità spongolitica* 



Fig. 23 - Passaggio graduale dai calcari marnosi e marne policromi della scaglia variegata alle marne verdognole delle Scaglia Cinerea sul versante orientale del M. Tolentino.

è marcato dall'aumento della frazione calcarea, dal colore passante al nocciola-ocraceo e dalla abbondanza di spicule di spugna.

L'ambiente è di bacino pelagico con apporti dalla rampa carbonatica. Lo spessore massimo affiorante della formazione è di circa 100 m. PRIABONIANO *p.p.* - CHATTIANO

#### 2.3.15. - scaglia cinerea detritica (CDZ)

Affiora lungo la valle di F.te San Rufo alle sorgenti del Velino, tra I Peschi delle Aquile e Monte Prato e a S della cima di Monte Pizzuto, al *footwall* del *thrust* del sovrascorrimento OAMS. Affiora inoltre nell'abitato di Cascia e tra Colforcella, San Giorgio e Agriano, dove forma una struttura sinclinalica nell'ambito di un'ampia antiforme.

Alla base è costituita da grainstone/rudstone, più raramente floatstone intraclastici e bioclastici, con risedimenti a macroforaminiferi (ben esposte tra Colforcella e Agriano) ed echinodermi, in strati medi e spessi a geometria lenticolare contenenti sporadici livelli marnosi rosati e verdastri con rara selce policroma. A Cascia, nella parte inferiore, si osservano conglomerati in strati medi e spessi, con matrice calcareo-marnosa, con clasti ben arrotondati da centimetrici a pluridecimetrici. Verso l'alto della formazione si passa ad alternanze di marne grigio-verdastre e grigio-avana in strati medio-sottili, localmente interessate da intenso clivaggio, contenenti selce scura e wackestone grigiastri con abbondanti foraminiferi planctonici, cui si intercalano calcareniti avana nocciola bio-intraclastiche di aspetto leggermente saccaroide con frammenti di bivalvi, echinodermi e glauconite spesso ossidata. Al tetto, al passaggio alla soprastante unità spongolitica, gli strati con glauconite si fanno più frequenti e sono anche presenti caratteristici livelli con biocalcareniti torbiditiche gradate a macroforaminiferi sia interi che in frammenti, in genere fluitati e iso-orientati, in strati medi e sottili (sella a quota 1.843 m s.l.m. a SE di Monte Pizzuto), alternate a micriti avana a foraminiferi planctonici (cfr. SPT<sub>a</sub> del Foglio 348 "Antrodoco", ISPRA, in stampa a).

I livelli biodetritici contengono abbondanti alghe rosse, echinodermi, briozoi, foraminiferi bentonici (Gypsinidae, *Cibicides* sp., Miliolidae, Rotalidae) e macroforaminiferi che permettono il riferimento alle zone del Paleogene e del Neogene SBZ16-SBZ23 della Shallow Benthic Zone di SERRA-KIEL *et alii* (1998) e di CAHUZAC & POIGNANT (1997) riferite all'intervallo Eocene medio/Eocene superiore basale - Chattiano superiore terminale.

Nell'area di Monte Cerreto sono presenti livelli a macroforaminiferi prevalenti, quali Nummulites sp., Alveolina sp., Discocyclina sp., Heterostegina sp., Asterocyclina sp., con gusci spesso alterati o rotti in associazione con alghe rosse, Polystrata alba (PFENDER), coralli, gasteropodi ed echinodermi spesso in frammenti; la presenza di foraminiferi planctonici quali Globigerinatheka sp., Morozovella sp. e Turborotalia cerroazulensis (COLE), anche con forme di transizione verso *T. cocoaensis* (CUSHNMAN), permettono di riferire tali livelli non oltre il Bartoniano inferiore (SBZ17).

Anche nell'area di Logna le associazioni si presentano in cattivo stato di preservazione; in particolare i macroforaminiferi di grandi dimensioni quali *Nummulites millecaput* BOUBÉE, *N. perforatus* MONTFORT, *Discocyclina* sp. e *Assilina* sp., risultano bioerosi, rotti, deformati (*stress/strain*) nonché silicizzati. Gli esemplari sono immersi in una matrice micritica (*wackestone*) a foraminiferi planctonici quali *Hantkenina* sp., *Turborotalia* sp., *Globigerinatheka* sp., *Pseudohastigerina* sp., *Acarinina bullbrooki*, *Morozovella lehneri*, *Subbotina* sp. e piccole forme biseriate. In associazione si rinvengono Rotalia sp., *Miliolidae*, *Polystrata alba* e *Ditrupa* sp. Sulla base dell'associazione rinvenuta è possibile attribuire questi livelli non al di sotto della biozona SBZ17 (Bartoniano).

Nell'area di Fonte d'Agriano affiorano alternanze di livelli micritici grigioverdastri (*wackestone*) a prevalenti foraminiferi planctonici (Fig. 24) contenenti *Hantkenina* sp., ?*Clavigerinella* sp., abbondanti *Turborotalia* gr. *cerroazulensis*, *Turborotalia* cfr. *cocoaensis*, *T*. cfr. *pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), "Globigerina" venezuelana (HEDBERG), Pseudohastigerina sp., Globanomalina sp.,



Fig. 24 - Wackestone a foraminiferi planctonici con Hantkenina sp., Turborotalia sp. e Globigerinatheka sp. (loc. Fonte d'Agriano; campione NC 63b).



Fig. 25 - A) grainstone a macroforaminiferi con Heterostegina cfr: armeniaca = Grzybowskya, Nummulites sp., Biarritzina sp., Rotalia spp. (località Madonna capo d'Acqua; campione NJ 28). B) packstone a macroforaminiferi e alghe rosse con glauconite: sono presenti Fabiania cassis, Gyroidinella magna e rari foraminiferi planctonici (loc. Fonte d'Agriano; campione NC63a).

*Globigerinatheka subconglobata* (CHALIVOV), *Catapsydrax* sp., forme biseriate (cfr. *Chiloguembelina* spp.) e *Subbotina* sp., che indicano un intervallo compreso tra la parte alta dell'Eocene medio (Bartoniano) e l'Eocene superiore (Priaboniano). A questi si intercalano livelli biodetritici (*packstone* a macroforaminiferi prevalenti, alghe rosse e foraminiferi planctonici che in alcuni casi contengono anche fauna rimaneggiata del Cretacico superiore (Siderolitidae).

In particolare i livelli biodetritici (Fig. 25) sono caratterizzati da una ricca associazione a *Nummulites* sp. (non reticulati), abbondanti *Discocyclina* sp., *Operculina* gr. *schwageri/alpina*, *Assilina* sp., *Orbitoclypeus* sp., *Heterostegina* sp., *Borelis* cfr. *wondersmitti* SCHWEIGHAUSER, *Halkyardia minima* (LIEBUS), *Fabiania cassis* SILVESTRI, *Chapmanina* sp., *Asterigerina rotula* (KAUFMANN), *Planorbulina broennimanni* BIGNOT & DECROUEZ, *Eorupertia magna* (LE CALVEZ), *Heterostegina* cfr. *armeniaca* = *Grzybowskya* (GRIGORYAN), *Biarritzina* sp., *Rotalia* sp., *Pararotalia* sp., Lagenidae, foraminiferi bentonici arenacei, abbondanti *Solenomeris* sp., *Gypsina moussaviani* BRUGNATTI & UNGARO e *Distichoplax biserialis* (DIETRICH). L'associazione, riferibile alle zone SBZ18/SBZ19-SBZ20, indica un intervallo compreso tra l'Eocene medio parte alta (Bartoniano) e l'Eocene superiore (Priaboniano).

Questo dato è confermato dal nannoplancton calcareo rappresentato da Dictyococcites bisectus, Cyclicargolithus di piccole dimensioni, Coccolithus sp., Sphenolithus moriformis, S. spiniger e Ericsonia formosa.

Nelle zone di Madonna Capo d'acqua, Monte Pizzo e Roccasalli è ben esposta la porzione superiore della formazione costituita da livelli biodetritici a macroforaminiferi (Fig. 26) quali *Nummulites* cfr. *keecsmeti* LESS, *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina morgani-tournoueri* LEMOINE & DOUVILLÉ, *Heterostegina* sp. in associazione con *Victoriella* sp., *Neorotalia viennoti* GREIG, *Risananeiza pustulosa*  BOUKHARI. **K**USS & ABDELRAOUE e R crassaparies BENEDETTI & BRIGUGLIO. È ben documentata la presenza di litoclasti in facies di piattaforma carbonatica rimaneggiati del Cretacico superiore е dell'Eocene: inoltre il rinvenimento di Microcodium testimonierebbe una fase di esposizione subaerea. L'associazione corrisponde alle zone SBZ22-SBZ23 riferite all'intervallo medio/Eocene Eocene superiore basale - Chattiano superiore terminale.



Fig. 26 - Packstone a macroforaminiferi con rari foraminiferi planctonici: sezione equatoriale di Nephrolepidina morgani/tournoueri (area di Monte Pizzuto; campione NM14).

Nella porzione occidentale il limite inferiore è con la *Scaglia Rossa*, caratterizzato dal graduale aumento della colorazione verdastra e dalla presenza, pur sporadica e via via crescente, di marne verdastre.

Nella porzione centro-meridionale del Foglio, a ridosso del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini, il limite inferiore con la *scaglia variegata* è osservabile soltanto ad ovest del M. Laghetto ed è marcato dal passaggio a risedimenti carbonatici prevalenti.

Il limite superiore con l'*unità spongolitica* è dato dalla marcata presenza di prevalenti calcareniti ocracee con abbondanti spicule di spugna.

L'ambiente è di bacino pelagico con apporti dalla rampa carbonatica.

Lo spessore, laddove la formazione affiora in continuità dal letto al tetto (Colle Prato), è di circa 100 m.

L'età viene attribuita in base alle analisi biostratigrafiche e ai dati di letteratura. LUTEZIANO *p.p.*- CHATTIANO

## 2.3.16. - unità spongolitica (SPT)

Affiora al *footwall* del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini, in affioramenti discontinui da Capodacqua a nord a M. Prato a sud, e in maniera più continua a nord-ovest del M. Rota.

Alla base l'unità è costituita da alternanze di calcareniti medio-fini di aspetto granuloso ed a luoghi con punti rossi, contenenti spicole di spugna, frammenti di briozoi, resti di silicosponge talora marcatamente silicizzati e subordinate marne nocciola e avana. I depositi sono organizzati in strati medi o con giacitura a stratificazione incerta. Seguono verticalmente alternanze di marne nocciola e calcareniti avana molto porose, mal stratificate. Caratteristiche dell'unità sono la costante presenza di spicole di spugna, seppur in quantità molto variabile, e il diffuso colore di alterazione superficiale ocra-giallastro.

L'associazione a foraminiferi planctonici è rappresentata da *Globoquadrina* sp., *Globorotalia* spp., *Globigerinoides* sp. e *Catapsydrax* sp.

Sono diffusi livelli a macroforaminiferi rappresentati da *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Eulepidina* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Planoperculina* sp., *Miogypsina* spp. (forme unispiralate e bispiralate), *Miogypsinella* (*Miogypsinoides* Auctt.) e *Spiroclypeus* sp.; sono inoltre presenti *Sphaerogypsina globulus* e *Rotaliidae* associati a resti di alghe rosse, briozoi, echinodermi, molluschi (*Ostrea* sp.) e coralli.

Nell'area di Valle delle Pareti affiora anche la porzione superiore dell'*unità spongolitica* dove, oltre ad un evidente aumento sia nel contenuto che nelle dimensioni delle spicole, si evidenzia tra i macroforaminiferi la prevalenza di *Miogypsina* sp., associate a radiolari, ittiodontoliti e a rari foraminiferi planctonici.

La formazione non si presta a fornire associazioni a nannofossili in buono stato di conservazione e sono stati spesso rinvenuti solo rari esemplari. Sono stati riconosciuti Dictyococcites spp., Reticulofenestra spp., Cyclicargolithus spp., Helicosphaera carteri, Sphenolithus moriformis, Triquetrorhabdulus carinatus, Clausicoccus subdistichus, Dictyococcites bisectus, Cyclicargolithus floridanus/abisectus, Helicosphaera cfr. euphratis e Zygrablithus bijugatus.

Affiorando lungo il fronte dell'OAMS, i limiti di letto e di tetto non sono generalmente preservati. Per quanto è stato possibile osservare il limite inferiore con la *scaglia cinerea detritica* è dato dalla presenza di alternanze di micriti a foraminiferi planctonici e calcareniti a macroforaminiferi; il limite superiore con la formazione delle *marne con Cerrogna* è rappresentato dall'aumento della frazione marnoso-argillosa e dal cambiamento della colorazione dal nocciola-ocra al marrone-grigio, dalla stratificazione più sottile e dalla drastica riduzione del contenuto in spicole di spugna.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa da intermedia a esterna. Lo spessore massimo affiorante si aggira sui 50-80 m (versante meridionale di Monte Prato).

L'età viene attribuita in base alle analisi biostratigrafiche e ai dati di letteratura. AQUITANIANO - BURDIGALIANO *p.p.* 

## 2.3.17. - marne con Cerrogna (CRR)

La formazione affiora estesamente nella porzione centrale del Foglio lungo il fronte del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini, dal M. Tito a sud fino a Capodacqua a nord e in una scaglia tettonica poco a nord delle Sorgenti del Fiume Pescara. Sono costituite da prevalenti calcareniti fini (*packstone*) marnose o a matrice argillosa di colore marrone scuro, nocciola e grigio, alternate a subordinate marne e marne calcaree di colore marrone o grigio-verdastro, in strati generalmente medi e spessi, con abbondante fauna a foraminiferi planctonici. A diverse altezze stratigrafiche si intercalano anche calcareniti medie e grossolane (*grainstone* e *rudstone*), organizzate in strati poco evidenti o a geometria marcatamente lenticolare, con risedimenti provenienti dalla rampa superiore, costituiti da frammenti di echinodermi, bivalvi, briozoi, litotamni, *Ditrupa* sp., foraminiferi bentonici, ostracodi e, più raramente, da resti di pesci e granuli di glauconite. Uno dei caratteri distintivi della formazione in esame è rappresentato dall'assenza di selce.

L'associazione a foraminiferi planctonici è composta da Praeorbulina sp., Globigerinoides sp., Catapsydrax sp., Globoquadrina sp., Globorotalia siakensis, Globorotalia scitula, Orbulina universa D'ORBIGNY. Tra i foraminiferi bentonici sono presenti Planorbulina sp., Gypsina sp., Lenticulina sp., Eponides sp., Dentalina sp., Globobulimina sp., Gyroidina sp., Stilostomella sp., Miliolidae e Lagenidae.

Le associazioni a nannofossili sono caratterizzate dalle tipiche forme del Miocene, con prevalenti *Dictyococcites* e *Reticulofenestra* di piccole dimensioni. *Cyclicargolithus, Helicosphaera carteri, Sphenolithus moriformis, Coccolithus pelagicus* e piccoli sfenoliti sono le altre forme più frequenti. Tra le forme più significative dal punto di vista stratigrafico, sono stati riconosciuti *Sphenolithus* cf. *disbelemnos* FORNACIARI & RIO, 1996 nel Burdigaliano e *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, 1953 nell'intervallo Burdigaliano superiore-Langhiano.

Il contatto inferiore con l'*unità spongolitica*, nella gran parte degli affioramenti non è visibile perché eliso tettonicamente. Tale contatto è osservabile in limitati siti nell'area a sud di M. Utero, presso F.ca d'Acqua Cerasa, e ad est di Capodacqua, mentre affiora estesamente a nord-ovest del M. Rota dove si osserva il passaggio a prevalenti calcareniti in strati medi e spessi, di colore ocra con abbondanti spicole di spugna.

Il limite superiore con l'*unità argilloso-marnosa* in vaste aree, tra Roccasalli ed Accumoli, è solitamente tettonico. Da Aleggia al M. Tito il passaggio è stratigrafico, graduale e contrassegnato dal progressivo aumento della frazione argillosa di colore grigio-verdastro prevalente.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa esterna/bacino.

Lo spessore massimo affiorante è valutabile in 500-600 m, ma in parte legato alla tettonica plicativa.

Per le condizioni di affioramento e per l'assetto tettonico, la campionatura ha interessato solo parte dell'unità; di conseguenza l'età viene attribuita principalmente in base ai dati di letteratura e dell'adiacente Foglio 348 "Antrodoco".

BURDIGALIANO p.p. - TORTONIANO p.p.

#### 2.3.18. - unità argilloso-marnosa (UAM)

Questa formazione è rappresentata solo dal membro delle *argille a Orbulina* (UAM<sub>3</sub>).

Questa unità affiora esclusivamente nella porzione centro-meridionale del Foglio tra Aleggia e Casali di Sotto.

Essa è composta principalmente da argilliti, marne argillose e argille marnose grigio-brune ed ocracee, in strati sottili o più raramente con livelli massivi, caratterizzate dalla presenza di abbondante microfauna a foraminiferi planctonici (orbuline e globigerinidi). Nella porzione inferiore e intermedia dell'unità sono a luoghi presenti argille marnose e siltose di colore scuro, sino a nerastro, a stratificazione più incerta; localmente i microfossili sembrano in parte fluitati o risultano concentrati in nuvole o lamine. Sempre nella parte inferiore sono presenti sottili e sporadiche intercalazioni di calcareniti fini avana laminate.

Il passaggio alle sottostanti *marne con Cerrogna* è graduale e caratterizzato dalla forte diminuzione della componente argillosa e dal cambio della colorazione che diviente prevalentemente marrone e grigio-avana. Il passaggio stratigrafico alla soprastante *formazione della Laga* è piuttosto brusco ed è indicato dall'inizio delle bancate silicoclastiche torbiditiche, mentre nella zona di Casali di Sopra e Casali di Sotto il contatto avviene per scollamento.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino emipelagico.

Lo spessore è di poche decine di metri.

L'età è desunta dai dati di letteratura.

TORTONIANO p.p. - MESSINIANO INFERIORE p.p.

# 3. - DEPOSITI SIN-OROGENESI

(a cura di: M.L. Putignano, D. Cannata, M. Mancini)

# 3.1. - FORMAZIONE DELLA LAGA (LAG)

I depositi della *formazione della Laga* costituiscono il riempimento di uno dei tanti bacini di avanfossa (Bacino della Laga) sviluppatisi al fronte dell'orogene appenninico durante la sua migrazione verso E-NE in seguito alla collisione della placca litosferica europea con quella adriatica. I principali cunei clastici nell'Appennino centro-settentrionale, originatisi durante la collisione dall'Oligocene al Miocene, sono rappresentati dall'interno verso l'esterno dalle ben note formazioni del Macigno, del Cervarola-Falterona (Oligocene - Miocene inferiore) e della Marnoso-arenacea (Miocene medio - superiore). Nel Miocene superiore, a seguito della propagazione dei *thrust*, il bacino di avanfossa della Marnoso-arenacea è stato frammentato in diversi piccoli bacini torbiditici separati fra loro. Tra questi il Bacino

della Laga meridionale rappresenta il più grande depocentro che ha ospitato la deposizione di oltre 3000 m di sedimenti (Tortoniano superiore - Messiniano; CENTAMORE *et alii*, 1991a).

I depositi torbiditici di questo bacino sono stati indagati dal punto di vista sedimentologico e strutturale (COLACICCHI, 1959; CENTAMORE *et alii*, 1978 e bibliografia interna; CENTAMORE *et alii*, 1990, 1991a; MILLI *et alii*, 2007; 2009; 2011; BIGI *et alii*, 2009), evidenziando una articolata morfologia interna al bacino ed una sua evoluzione strettamente connessa alla tettonica (CENTAMORE *et alii*, 1978; CANTALAMESSA *et alii*, 1986; CENTAMORE *et alii*, 1991a, 1992). Le ricostruzioni stratigrafiche oggetto di numerosi lavori indicano la sedimentazione in un bacino confinato, nel quale la propagazione dei *thrust* ha controllato la sua forma, la dimensione e la topografia così come la geometria dei depositi e le relative facies sedimentarie.

Sulla base dei dati geologico-strutturali, stratigrafici e sedimentologici i depositi del Bacino della Laga sono stati suddivisi in differenti unità stratigrafiche informali (Fig. 27a). La sua evoluzione è marcata da principali unconformity che evidenziano il progressivo avanzamento della deformazione e sono associate ai principali eventi che hanno caratterizzato la storia sedimentaria del Messiniano. Il Bacino torbiditico della Laga si è sviluppato a partire della fine del Tortoniano superiore in risposta ai principali eventi compressivi (unconformity u1/l1 in Fig. 27a). Nel corso della sua evoluzione nel Messiniano inferiore la sedimentazione torbiditica registra le principali fasi di deformazione della catena appenninica derivanti dai principali fronti di sovrascorrimento che la delimitano: fronte Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini e fronte del Gran Sasso. L'unconformity u3/13 (Fig. 27a) registra uno spostamento verso est del depocentro torbiditico del bacino correlato alla fase tettonica intra-messiniana (VAI, 1997 cum bibl.); questa è responsabile inoltre della formazione di alti intrabacinali corrispondenti alle tre principali anticlinali orientate N-S riconosciute nel bacino: Anticlinale di Gorzano (A.G.), Anticlinale di Acquasanta (A.A.) e Anticlinale di Montagna dei Fiori (A.M.F.) in Fig. 27b (KOOPMANN, 1983; GHISETTI & VEZZANI, 1990; BIGI et alii, 2011). Questa fase marcherebbe il passaggio al successivo sistema di *foreland*, che si sviluppò a partire dal Messiniano superiore fino all'attuale. La successione torbiditica della Laga registra questo passaggio, essendo la porzione del tardo Tortoniano superiore-Messiniano inferiore rappresentativa della fase di chiusura del sistema della Marnoso-arenacea, e quella del Messiniano superiore rappresentativa dell'inizio dell'attuale sistema di foreland (MILLI et alii, 2007; BIGI et alii, 2009). Nel Pliocene la formazione della Laga viene coinvolta nel sistema thrust and fold della catena appenninica; la propagazione successiva del thrust di Teramo fino al Pliocene inferiore determina la sovrapposizione dei depositi della Laga su quelli dell'avanfossa pliocenica, formazione di Cellino (u5 unconformity; Fig. 27a).

Il Bacino della Laga presenta una generica forma triangolare determinata dagli



Fig. 27 - a) Schema che mostra le principali unità stratigrafiche riconosciute nei depositi messiniani del Bacino della Laga. Per un confronto è riportata evaporitica; res-ev=evaporiti risedimentate; p-ev1 e p-ev2=unità post-evaporitiche. U1, U2, U3, U4 e II, I2, I3 sono superfici di inconformità. v1. indica la posizione e l'età di un livello tufitico che costituisce un importante marker cronostratigrafico per il Bacino della Laga. b) Carta geologica sintetica la stratigrafia proposta da a: Arrowi (2003, 2007), b: MILLI et allii (2007; 2019); MARNI et allii (2015); c: Progetto CARG. Legenda: pre-ev=unità predelle unità mioceniche-pleistoceniche nel settore laziale-abruzzese-marchigiano. I dati utilizzati provengono da: sintesi delle carte geologiche (Arrow) 1993; CENTMORE, 1986; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1958-1970); da ARTOM (2013) modificata. Nel riquadro il settore orientale del Foglio. alti morfostrutturali che la confinano evidenziando un bacino stretto ed allungato nel settore settentrionale e più ampio nel settore meridionale (Fig. 27b). I dati delle paleocorrenti evidenziano una direzioni prevalente dei flussi torbiditici dai settori settentrionali e nord occidentali, talora sono riconosciuti locali apporti dalla catena dei Sibillini (MILLI *et alii*, 2007). Studi di natura petrografica dei depositi torbiditici della Laga hanno evidenziato un'area sorgente prevalente dai settori occidentali e nord-occidentali della catena, di origine alpina (CHIOCCHINI & CIPRIANI, 1992), alla quale se ne aggiunge una appenninica legata all'apporto di clasti di natura carbonatica attraverso direttrici trasversale al bacino (CANTALAMESSA *et alii*, 1980; 1981; CIVITELLI *et alii*, 1991; BIGI *et alii*, 2009; STALDER *et alii*, 2017).

I depositi torbiditici della Laga nel settore meridionale sono costituiti da una potente successione clastica sin-orogenica che supera i 3000 m di spessore (vincolata da linee sismiche e da due pozzi esplorativi profondi: Campotosto 01 e Varoni 01; BIGI *et alii*, 2011, 2013; vedi VI, § 5). La successione è caratterizzata da una porzione inferiore prevalentemente arenacea in cui si intercala un orizzonte gesso-arenitico ed una superiore, più pelitica, in cui è intercalato un livello tufitico (SCARSELLA, 1953; CRESCENTI, 1966; GIROTTI & PAROTTO, 1969).

Dal punto vista litostratigrafico nel Progetto CARG i depositi del Bacino della Laga sono stati attribuiti, come rango, a una formazione denominata *formazione della Laga*. Sulla base dei due orizzonti guida sopra citati la *formazione della Laga* è stata suddivisa, dal basso verso l'alto, in tre membri: membro pre-evaporitico, membro evaporitico con il livello guida delle gesso-areniti e membro post-evaporitico con il livello guida tufitico (CENTAMORE *et alii*, 1977; CANTALAMESSA *et alii*, 1980; 1981; 1986; Fig. 27a). Il passaggio tra i diversi membri viene messo in relazione con i principali eventi che hanno interessato l'area del Mediterraneo durante il Messiniano (MANZI *et alii*, 2013, *cum bibl*.).

Nel corso dei rilevamenti nell'ambito della cartografia prodotta per il Progetto CARG e allo scopo di superare il problema interpretativo connesso all'attribuzione dei depositi gessarenitici al membro evaporitico, i membri istituiti precedentemente sono stati modificati e denominati dal basso verso l'alto: 1) *membro del Lago di Campotosto*; 2) *membro gesso-arenitico*; 3) *membro di Teramo* (Fig. 27a, b). Tale suddivisione permette una correlazione con i membri, le allounità e le sequenze proposte in letteratura da differenti Autori (Fig. 27a).

I vincoli cronologici di questo bacino sono dati dalle associazioni biostratigrafiche (CENTAMORE *et alii*, 1991a) dei sottostanti e sovrastanti depositi (rispettivamente marne ad orbulina/pteropodi e formazione delle marne di Vomano) e dalle datazioni radiometriche del *marker* vulcanoclastico (5,5 Ma; BIGAZZI *et alii*, 2000) presente nella parte alta delle torbiditi.

L'architettura stratigrafica di questo complesso sistema torbiditico evidenzia una successione che inizia con i depositi canalizzati di conoide interna ed intermedia, continua con i depositi arenacei non canalizzati di conoide esterna ed evolve a de-

positi di frangia e piana sottomarina (RICCI LUCCHI & PAREA, 1973; RICCI LUCCHI, 1975; MUTTI *et alii*, 1978).

MILLI et alii (2007) ) e MARINI et alii (2015, 2016) suddividono i depositi della formazione della Laga in sequenze deposizionali di differente ordine gerarchico. Individuano tre allounità, riferibili a cicli di IV ordine e comprese in due sequenze deposizionali di rango superiore (Fig. 27a). Secondo gli Autori il sistema deposizionale del Messiniano inferiore è suddiviso in due principali sequenze (Lag 1 e Lag 2, LDS) ed è caratterizzato da un generale trend di tipo fining and thinning upward, delimitato al tetto dall'orizzonte gesso-arenitico. La prima unità stratigrafico-sequenziale (Lag 1) affiora prevalentemente nel settore occidentale del bacino, la seconda (Lag 2) prevalentemente ad est della Montagna dei Fiori. La terza (Lag 3), che ricopre le precedenti, è localizzata nel settore orientale del bacino ed è considerata come l'inizio di un differente sistema deposizionale (CDS in MILLI et alii, 2007; BIGI et alii, 2009). Gli Autori riconoscono una variazione latero-verticale delle sequenze, dalle porzioni settentrionali a quelle meridionali e da ovest verso est: tale variazione consiste nel progressivo passaggio da ambienti di tipo canalizzato, ambiente di transizione lobocanale, ad ambienti di lobo deposizionale (CANTALAMESSA et alii, 1980, 1981; CEN-TAMORE et alii, 1991a; BIGI et alii, 2009; MILLI et alii, 2007; 2011).

Relativamente alla cartografia per il Progetto CARG la base della *formazione* della Laga poggia sui depositi emipelagici tortoniano-messiniani dell'unità argillosa marnosa (UAM). Il contatto tra l'unita argillosa marnosa e la formazione della Laga è discusso in numerosi lavori, alla scala del bacino è diacrono ed è marcato in diversi settori da vistosi onlap.

# 3.1.1. - membro del Lago di Campotosto (LAG<sub>4</sub>)

I depositi della formazione della Laga affioranti nel Foglio sono ascrivibili al membro del Lago di Campotosto (LAG<sub>4</sub>) del Messiniano inferiore; questo corrisponde al membro pre-evaporitico e in parte a quello evaporitico di CENTAMORE et alii (1991a). I depositi del membro del Lago di Campotosto (LAG<sub>4</sub>) sono estesamente affioranti nel settore orientale del Foglio ad est del fronte Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini (OAMS). L'area di affioramento presenta delle peculiarità: dall'abitato di Pretare (zona settentrionale del settore) alla zona di Aleggia (zona centro-meridionale del settore) il membro è delimitato dall'elemento tettonico principale rappresentato dal fronte dei Sibillini lungo il quale si assiste alla sovrappositettonica delle successioni carbonatiche del Dominio zione Umbro-Marchigiano-Sabino su vari termini del membro del Lago di Campotosto. I depositi silicoclastici costituiscono prevalentemente il footwall del sovrascorrimento del fronte dei Sibillini e sono afferenti all'unità tettonica di Cittareale - Arquata del Tronto (così denominata in questo Foglio, vedi VI). A sud dell'abitato di Aleggia faglie pre-*thrusting* (vedi VI, § 2) determinano l'individuazione nel Messiniano di un alto strutturale (dorsale del M. Caciaro-M. Rota-M. Tito) costituito da successioni terziario-mioceniche carbonatiche del Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino (BIGI *et alii*, 2009); in funzione dell'assetto stratigrafico-strutturale, lungo il versante orientale di questa morfostruttura sono prevalentemente presenti le successioni mioceniche della formazione delle *marne con Cerrogna* (CRR) che passano alla successione delle *argille a Orbulina* (UAM<sub>3</sub>); alla base del versante è osservabile l'originario contatto stratigrafico in concordanza con i sovrastanti depositi del *membro del Lago di Campotosto* (LAG<sub>4</sub>) (tale contatto è visibile a nord della località Casale di sopra); analoghi rapporti si rinvengono ad est del Foglio alla base del versante dell'anticlinale del Gorzano (località Capricchia, qualche chilometro fuori da Foglio) descritti in MANCINI *et alii* (2019).

Nel complesso l'estensione areale di questo membro nel Foglio mostra una distribuzione dei depositi più sviluppata nella porzione meridionale del settore, compresa tra le località di Scai e Grisciano, e minore nella porzione settentrionale, fino al bordo del Foglio in località Pretare. Nell'area meridionale è inoltre presente l'alto morfostrutturale dell'anticlinale del Gorzano in cui la porzione basale costituita dal substrato miocenico carbonatico è in affioramento pochi km fuori del margine orientale del Foglio.

In accordo con la cartografia nazionale dei fogli geologici in scala 1:50.000 già pubblicati F 349 "Gran Sasso" (ISPRA, 2010a) o in corso di stampa F 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a), il *membro del Lago di Campotosto* è stato suddiviso in associazioni di facies tenendo conto del rapporto A/P e delle facies torbiditiche prevalenti. Nell'area rilevata del Foglio il membro presenta rapporti A/P molto variabili da >>1 a  $\leq$  1, che ne consentono una suddivisione in quattro associazioni di facies: associazione arenacea (LAG<sub>4c</sub>), due associazioni arenaceo-pelitiche (LAG<sub>4d</sub>, LAG<sub>4b</sub>) e associazione pelitico-arenacea (LAG<sub>4c</sub>).

Dati petrografici sulle areniti del *membro del Lago di Campotosto* del Foglio 349 "Gran Sasso" (ISPRA, 2010a) hanno evidenziato una prevalente composizione arcosico-litica. Le numerose paleocorrenti misurate sono dirette verso SSE, parallelamente all'andamento dell'asse principale dell'avanfossa.

Nel Foglio *il membro del Lago di Campotosto* (LAG<sub>4</sub>) poggia in contatto concordante e in continuità stratigrafica sulle *argille ad Orbulina* (UAM<sub>3</sub>); il limite superiore con i sovrastanti depositi continentali quaternari presenti nell'area, è rappresentato da una superficie erosiva alla base dei depositi pleistocenici del bacino di Amatrice (§ 4.2). Lo spessore complessivo calcolato lungo le sezioni geologiche è di circa 2.300 m.

# associazione arenacea (LAG<sub>4c</sub>)

Questa associazione di facies è caratterizzata da prevalenza di arenarie mediogrossolane in strati da medi a molto spessi, con base netta, talora erosiva e lenticolare

alla scala dell'affioramento; sono frequenti le amalgamazioni. Gli strati si presentano generalmente massivi e non gradati (Fig. 28), talora con scarse o blande laminazioni alla base che, verso l'alto, passano a laminazioni da piano-parallele a incrociate a grande scala (Fig. 29); a volte si rinvengono forme di fondo tridimensionali. Il rapporto A/P è >>1 o indefinito. Possono essere presenti *clav-chips* alla base degli strati e frequentemente si rinvengono fluidificazioni nella parte alta (dish e con convoluzioni cuspidate). I litotipi arenacei sono organizzati in sequenze di facies a piccola scala che determinano banchi lenticolari il cui spessore può superare i 5-7 m, sovrapposti tra loro. Tale associazione affiora prevalentemente nell'area meridionale e centrale del settore, limitati affioramenti sono ascrivibili a questa associazione nelle porzione settentrionale ad est di Trisungo. All'interno del settore analizzato si distinguono due aree con caratteristiche differenti: una posta ad ovest che delimita il fronte del sovrascorrimento dei M.ti Sibillini caratterizzata da sequenze di facies di tipo fining and thinning upward, e, talora al tetto, con litofacies più fini arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee tipo TBT. Queste ultime litofacies non sono cartografabili per il limitato spessore e per frequente erosione successiva alla loro deposizione. L'altra area posta ad est, lungo il versante del M. Gorzano ed alla base di esso, caratterizzata dalla prevalenza di strati massivi, lenticolari, con base netta, e sequenze di facies con organizzazione degli strati di tipo coarsening upward.

Le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche evidenziano la deposizione prevalente di flussi torbiditici ad alta densità. In particolare nelle aree poste ad ovest



Fig. 28 - Associazione arenacea ( $LAG_{4c}$ ). Strati amalgamati massivi e lenticolari alla scala dell'affioramento. Località Torrita.



Fig. 29 - Associazione arenacea ( $LAG_{4c}$ ). Particolare di una porzione poco laminata verso la base dello strato, passante a laminazioni piano parallele ed infine a una laminazione incrociata. Il passaggio dalle laminazioni piano parallele (caratterizzate da tappeti di trazione) alle laminazioni incrociate è graduale.

del settore in oggetto i depositi dell'associazione  $LAG_{4c}$  rappresentano il prodotto della sedimentazione in un'area bacinale di conoide sottomarina interna canalizzata e caratterizzata da apporti prevalentemente grossolani; nelle aree poste ad est costituiscono il prodotto della sedimentazione in un'area bacinale di conoide esterna non canalizzata con deposizione di lobi.

Ottimi affioramenti si ritrovano lungo la strada che collega Configno ad Amatrice.

# associazione arenacea-pelitica I (LAG<sub>4d</sub>)

Questa associazione di facies è caratterizzata da arenarie a granulometria solitamente fina e media, talora grossolana, in strati da medi a spessi, con superfice basale frequentemente netta, talora fortemente erosiva (Fig. 30). Gli strati, generalmente lenticolari alla scala dell'affioramento, sono caratterizzati da una spiccata laminazione interna, da piano parallela, in basso e nella porzione mediana degli strati, ad incrociata in alto; a volte la laminazione mostra convoluzioni, in alcuni casi vergenti. Talora gli strati risultano completamente laminati con lamine spesse che passano rapidamente, solo al tetto dello strato, a lamine sottili piano parallele e incrociate (intervalli b-c di BOUMA). Il rapporto A/P è compreso tra 3 e 10. Talora le superfici basali mostrano andamenti irregolari anche con *scours* e *clay chips*; alla base dello strato si rinvengono spesso *grooves e flute casts* che indicano queste ultime una direzione della corrente N-S con provenienza settentrionale. In alcuni casi è possibile rinvenire, negli intervalli laminati, sottili livelli scuri di materiale orga-



Fig. 30 - Associazione arenaceo-pelitica (LAG<sub>4d</sub>). Particolare del contatto basale degli strati fortemente erosivo. Località: Colle Munno, Fosso di Torrita.

nico (Fig. 31). Gli strati sono organizzati in sequenze di facies a piccola scala di circa 5-10 m di tipo *fining upward* (*FU*) e *coarsening upward* (*CU*). Nel complesso  $LAG_{4d}$  è osservabile in tutto il settore orientale.



Fig. 31 - Associazione arenaceo-pelitica  $(LAG_{4d})$ . Particolare della porzione a laminazione piano parallela a bande in cui si intercalano sottili livelli scuri di materiale organico (carbone). Località: Colle Valletta.

Sequenze di FU prevalgono nella porzione meridionale ad ovest del Fiume Tronto; sequenze FU e CU si rinvengono invece nella porzione orientale presente in prossimità del Fiume Tronto e ad est di questo.

L'associazione arenacea-pelitica I indica processi di trazione e decantazione ad opera di flussi ad alta densità. Le caratteristiche sedimentologiche evidenziano che questi terreni rappresentano il prodotto della sedimentazione in un'area bacinale di conoide sottomarina interna canalizzata e intermedia caratterizzata da locali apporti prevalentemente grossolani.

Ottimi affioramenti si ritrovano lungo la strada che collega Configno ad Amatrice.

# associazione arenaceo-pelitica II ( $LAG_{4b}$ )

Questa associazione di facies è caratterizzata da torbiditi arenaceo-pelitiche a granulometria da medio-fina a raramente grossolana, in strati da medi a spessi con base netta a geometria tabulare; si rinvengono intervalli di BOUMA tronchi alla base (strutture tipo TBT). Il rapporto A/P è compreso tra 1 e 3. La porzione laminata (intervallo b) è spesso prevalente. Strutture di fluidificazioni e fughe d'acqua sono talora presenti nella parte superiore degli strati. Gli strati sono organizzati in sequenze di facies a piccola scala di circa 2-5 m di tipo *fining upward* (*FU*) e *coarsening upward* (*CU*) (Fig. 32). Nel complesso l'associazione affiora in tutto il settore orientale.



Fig. 32 - Associazione arenaceo-pelitica  $(LAG_{4b})$ . Sequenze di facies a piccola scala di tipo F.U. e C.U. presenti all'interno dell'associazione di facies pelitico-arenacea  $(LAG_{4e})$ . Località: Colle Capraro a sud di M. Civita.

Le sequenze di FU prevalgono nella porzione meridionale ad ovest del Fiume Tronto; sequenze di FU e CU si rinvengono invece nella porzione presente in prossimità del Fiume Tronto e ad est dello stesso. Tale associazione individua intervalli da 10 a 40 m di spessore che si intercalano, a diverse altezze, con tutte le altre associazioni di facies. L'associazione arenaceo-pelitica II è indicativa di processi di trazione e decantazione ad opera di flussi a bassa densità. I caratteri sedimentologici permettono di attribuire tale associazione a depositi distali e laterali di lobo deposizionale deposti in un'area bacinale di conoide esterna, ma anche a depositi marginali (tipo "crevasse") e di chiusura di piccoli canali di conoide interna ed intermedia.

Ottimi affioramenti si ritrovano in prossimità di Arafranca.

# associatione pelitico-arenacea ( $LAG_{4e}$ )

Questa facies è caratterizzata da torbiditi pelitico-arenacee in strati sottili da 2 a 10 cm (tipo TBT, Fig. 33); le arenarie hanno granulometria variabile da fini a molto fini a laminazione incrociata, spesso convoluta. Il rapporto A/P è < 1. Questa associazione presenta rapporti latero-verticali con LAG<sub>4b</sub> (Fig. 34) e nell'insieme a piccola scala individuano sequenze di facies di tipo *fining upward* (*FU*) e *coarsening upward* (*CU*) di spessore compreso tra 5 a 10 m. L'associazione affiora in tutto il settore, con spessore limitato e quasi assente nella porzione ad ovest del Fiume Tronto, ed individua la stessa organizzazione di sequenze di LAG<sub>4b</sub>. L'associazione *pelitico-arenacea* è indicativa di processi di trazione e decantazione ad opera di



Fig. 33 - Associazione pelitico-arenacea (LAG<sub>4e</sub>). Strati sottili tipo TBT. Località: Casalene.





Fig. 34 - Associazione pelitico-arenacea (LAG4e). Strati sottili tipo TBT. Località: Arafranca.

flussi a bassa densità. I caratteri sedimentologici permettono di attribuire tale associazione a depositi latero-distali di lobo (frangia di lobo) deposti in un'area bacinale di conoide esterna o di chiusura di piccoli canali di conoide interna ed intermedia.

Ottimi affioramenti in prossimità di Amatrice.

MESSINIANO *p.p.* 

# 3.1.2. - La distribuzione delle associazioni di facies

La distribuzione e l'organizzazione latero-verticale delle associazioni di facies in accordo con gli andamenti giaciturali, permette a grande scala di riconoscere la successione completa del riempimento del Bacino della Laga meridionale riferibile al *membro del Lago di Campotosto* presente in questo settore del Foglio. Sulla base delle associazioni di facies riconosciute è stato elaborato uno schema di sintesi (Fig. 35) tenendo conto anche delle caratteristiche deposizionali, stratigrafiche e strutturali. Lo spessore complessivo calcolato dell'intera successione affiorante di LAG<sub>4</sub> è di circa 2.300 m.

Alla scala del settore in oggetto, l'assetto stratigrafico-strutturale evidenzia che l'area di fondovalle del Fiume Tronto rappresenta il nucleo di un ampio sinclinorio orientato N-S in cui sono rimasti preservati i termini più alti del membro  $LAG_4$ ; ai bordi sono presenti le associazioni basali arenacee (Fig. 35, vedi VI, § 5). Tale strut-
tura, anche se disarticolata dall'attività di piani estensionali ad alto angolo, risulta continua per ampi tratti.

Il membro del Lago di Campotosto è suddivisibile in tre porzioni (sub-unità) sovrapposte caratterizzate nel complesso da un generale trend di fining and thinning upward FU in relazione alle variazioni volumetriche connesse alla efficienza dei flussi torbiditici che determinano avanzamenti e retrogradazioni degli apporti sedimentari, e quindi della zona deposizionale (processi retrogradazionali e di back stepping). Queste sub-unità individuano un'organizzazione gerarchica di ordine maggiore rispetto alle associazioni di facies riconosciute e sono rappresentative di stadi differenti di crescita del sistema torbiditico del membro del Lago di Campotosto presente



Fig. 35 - Schema stratigrafico-strutturale del settore orientale del Foglio che mostra la distribuzione delle sub-unità riconosciute all'interno del membro del Lago di Campotosto e le principali zone deposizionali. A) Log sintetici (non in scala) che mostrano l'organizzazione delle associazioni di facies all'interno delle sub-unità presenti in differenti zone del settore; indicativamente vengono evidenziate nei log le principali strutture sedimentarie; tt: tappeti di trazione, lm: laminazioni piano parallele, rp: ripples, TBT: torbiditi sottilmente stratificate, fd: fluidificazioni, sd: strutture di fondo tridimensionali.

in questo settore. Nell'area meridionale, dove la successione raggiunge il massimo spessore in affioramento, queste sub-unità sono meglio preservate. La successione così suddivisa viene descritta di seguito dal basso verso l'alto.

<u>Sub-unità arenacea</u> (FL1): questa porzione costituisce la parte inferiore della successione ed è caratterizzata dalla prevalenza dell'*associazione arenacea* (LAG<sub>4c</sub>) in cui si intercalano livelli di circa 20-30 m di spessore dell'*associazione arenaceo-pelitica* (LAG<sub>4b</sub>). Facies dell'*associazione arenaceo-pelitica I* (LAG<sub>4b</sub>). Facies dell'*associazione arenaceo-pelitica I* (LAG<sub>4d</sub>) sono presenti, ma spesso non suddividibili per la mancanza di continuità degli affioramenti, ma possono essere in rapporto laterale con le facies arenacee. Tale porzione è presente nell'area compresa tra Scai (bordo meridionale del Foglio) e Grisciano e nel-l'area di Cittareale ad ovest dell'alto morfostrutturale del M. Rota. In affioramento individua due zone distinte: una ad occidente del settore oggetto di studio, lungo una fascia estesa in direzione N-S che lambisce il contatto con le successioni carbonatiche, ed una ad oriente lungo i versanti che costituiscono la parte inferiore della dorsale del M. Gorzano.

Nella zona compresa tra Scai e Grisciano la distribuzione e l'organizzazione delle associazioni di facies è indicativa prevalentemente di una zona di accumulo di sedimenti di canali ed in particolare potrebbero costituire nel complesso il riempimento di canali di piccola estensione sia lateralmente che verticalmente sovrapposti tra loro, talora separati da facies più fini di chiusura di canale espresse dall'associazione arenaceo-pelitica II (LAG<sub>4b</sub>), questa difficilmente cartografabile per l'esiguo spessore. Ad nord-est di Grisciano limitati affiormenti di questa subunità evidenziano sequenze di facies di maggiore spessore e prevalenza alla base degli strati di superfici erosive. Aree di intercanale e/o di bypassing sono rappresentate da pacchi di strato di spessori maggiori (da 20 a 50 m) individuati dalle associazioni arenaceo-pelitica I e II (LAG<sub>4d</sub> e LAG<sub>4b</sub>). Nel complesso in questa porzione prevalgono sequenze alla scala dell'affioramento di tipo FU.

In accordo con le principali direzioni dei flussi torbiditici si osserva da nord verso sud una diminuzione degli spessori degli strati dell'*associazione arenacea*, dello spessore delle sequenze di facies ed una minore organizzazione delle facies torbiditiche canalizzate. Questo passaggio non sembra graduale ma si assiste ad un rapido cambiamento a sud di Accumoli. Infatti l'area più settentrionale della subunità FL1 compresa tra Accumoli e Grisciano, caratterizzata da sequenze di facies canalizzate di spessore superiore a 20 m, individua zone all'interno del bacino attraversate da corpi canalizzati di notevole spessore. Per contro nell'area meridionale a sud di Accumoli l'organizzazione delle associazioni di facies è indicativa del riempimento di piccoli canali e/o delle code distali di canali più ampi. Le caratteristiche deposizionali della parte meridionale potrebbero individuare un'area più ampia rialzata, delimitata a sud dall'alto morfostrutturale M. Caciaro-M. Rota-M. Tito (vedi VI, § 5). Questa zona potrebbe essere in parte l'area denominata sub-bacino di Amatrice da MARINI *et alii* (2015) e MILLI *et alii* (2019). Sulla base dei dati esposti si ipotizza che il lineamento tettonico orientato ENE-OSO (Faglia Accumoli - Fonte Campo) (vedi VI, § 5) presente nell'area in cui si assiste al cambiamento delle organizzazioni delle associazioni di facies di FL1, potrebbe costituire una discontinuità già presente durante la deposizione del sistema torbiditico che avrebbe determinato aree localizzate di maggiore spazio e di accumulo di sedimenti nella parte settentrionale.

Nella zona orientale del settore in oggetto, lungo i versanti ad est di S. Angelo della dorsale del M. Gorzano, FL1 è caratterizzata da associazioni di facies che individuano zone di transizione canali-lobi e lobi; le strutture prevalenti alla base degli strati evidenziano superfici non erosive o leggermente erosive e prevalenti cicli di compensazione alla scala dell'affioramento; tale porzione se pur dislocata da faglie è osservabile anche lungo i ripidi versanti in località di S. Egidio.

FL1 risulta fortemente deformata e piegata, lo spessore calcolato è di circa 800-1000 m e probabilmente costituisce la successione silicoclastica della *formazione della Laga* osservabile nel Pozzo Varoni 01 (vedi VI, § 5).

La sub-unità arenaceo-pelitica (FL2) costituisce la parte intermedia della successione, è caratterizzata da alternanze delle associazioni arenaceo-pelitica II e I e pelitico-arenacea (LAG4d, LAG4b e LAG4c); talora si rinvengono livelli arenacei dell'associazione LAG4c. Nel complesso essa individua zone di accumulo di sedimenti caratterizzati da depositi di transizione canale-lobo. FL2 risulta maggiormente affiorante ed estesa nella zona compresa tra Scai ed Accumoli (ad ovest del Fiume Tronto); esigui affioramenti possono essere attribuiti a tale porzione nella zona compresa tra Accumoli e Grisciano, mentre nella zona settentrionale del settore in oggetto lambisce ad ovest il contatto tettonico con le unità carbonatiche ed il limite ad est è dato dal Fiume Tronto. L'organizzazione delle associazioni di facies e le caratteristiche deposizionali evidenziano una differenza all'interno di FL2; infatti tra le località di Scai fino ad Accumoli prevalgono i caratteri erosionali lungo le superfici basali degli strati dove talora si osservano caratteristiche strutture di erosione (scour); le principali associazioni sono date dalle litofacies (LAG<sub>4d</sub> e LAG<sub>4b</sub>) e nel complesso possono essere ricondotte a facies laterali della zona canalizzata (intercanali e/o di *bypassing*) o a riempimento di canali di piccola estensione. È caratteristica in quest'area la presenza di grossi banconi arenacei riconducibili a corpi canalizzati lenticolari (LAG<sub>4c</sub>) dello spessore anche superiore a 10 m, in alcuni casi cartografabili singolarmente; questo suggerisce che il trasporto del materiale grossolano era prevalentemente all'interno di flussi canalizzati e che costituivano le principali aree di deposizione del sedimento.

Nella zona a nord compresa tra Accumoli e Pretare le caratteristiche di questa porzione si differenziano per il minore apporto di materiale grossolano e le facies  $LAG_{4b}$  sono sostituite dalle facies  $LAG_{4e}$  che si alternano alla associazione di facies  $LAG_{4d}$ . Tali alternanze, messi in evidenza da processi di morfoselezione lungo i versanti, sono probabilmente indicative di una deposizione laterale rispetto alle prin-

cipali aree deposizionali; ciò è supportato inoltre dall'assenza in quest'area di associazioni di facies arenacee (LAG<sub>4c</sub>).

Questa porzione risulta fortemente deformata e piegata, lo spessore calcolato è di circa 1000 m.

<u>La sub-unità pelitico-arenacea</u> (FL3) costituisce la parte sommitale della successione, è caratterizzata prevalentemente da alternanze delle *associazioni pelitico-arenacea* e *arenaceo-pelitica II* (LAG<sub>4e</sub> e LAG<sub>4b</sub>); si rinvengono talora in questa porzione livelli arenacei e arenaceo-pelitici delle associazioni LAG<sub>4c</sub> e LAG<sub>4d</sub>. Essa riflette caratteristiche deposizionali differenti ed identifica una drastica diminuzione degli apporti sedimentari e più variabilità nella associazioni di facies.

Nel complesso essa individua zone di accumulo di sedimenti caratterizzati da depositi di transizione canale-lobo marcate da un ridotto apporto grossolano. Le associazioni LAG4e e LAG4b prevalenti mostrano caratteristiche deposizionali di corpi non canalizzati, di frangia di lobo, con frequenti cicli di compensazione che passano lateralmente a depositi di lobo. Talora è possibile cartografare con continuità corpi lenticolari non erosivi indicativi di lobi di estensione di qualche chilometro e di spessore di circa 20-30 m. Si interdigitano inoltre depositi fortemente erosivi sulle sottostanti facies più pelitiche che individuano sequenze canalizzate con spessori ridotti (dell'ordine della decina di metri) ascrivibili prevalentemente all'associazione arenaceo-pelitica I (LAG4d) e nella parte settentrionale del settore dall'associazione arenacea (LAG<sub>4c</sub>) che formano limitate sequenze di facies FU. In questa sub-unità la distinzione tra le facies suddette è abbastanza complessa per la mancanza di continuità degli affioramenti, dovuta alla presenza di estese frane che interessano la porzione più pelitica (vedi VIII). In particolare FL3 è compresa in sinistra e destra orografica del Fiume Tronto nei dintorni di Amatrice; a nord di Accumoli è delimitata da un lineamento compressivo che segue il Fiume Tronto e il suo tributario F.so della Pianella. Le caratteristiche deposizionali non presentano variazioni significative all'interno del settore.

Tale sub-unità risulta fortemente deformata e piegata nelle zone meridionali e blandamente deformata nelle zone settentrionali; in accordo con l'assetto tettonico, lo spessore calcolato è di circa 400-600 m.

In sintesi i lineamenti compressivi all'interno della successione terrigena, dissecati dalle faglie quaternarie normali e trascorrenti si sono impostati prevalentemente sulle principali discontinuità litostratigrafiche e si suppone producano accorciamenti e dislocazioni della successione di entità ridotta (vedi VI, § 5); pertanto si può presumere che non comportino modificazioni eccessive nella distribuzione e nelle geometrie deposizionali della successione. Tale distribuzione areale suggerisce un forte controllo paleogeografico nella strutturazione di questo settore del Bacino della Laga meridionale. Nel complesso, la distribuzione areale di tali sub-unità individua tre principali zone deposizionali (Fig. 35), meglio esposte nell'area meridionale più ampia, costituite nella porzione basale da una zona di canali

113

ad ovest e una zona di canali-lobi ad est, nella porzione intermedia da una zona di transizione canale-lobo con alto apporto di sedimenti grossolani nell'area meridionale e nella porzione alta una zona di transizione canale-lobo con basso apporto di sedimenti grossolani, definendo a grande scala una sequenza *fining and thinning upward*. Le sub-unità riconosciute potrebbero presentare una notevole correlazione con quelle proposte da MILLI *et alii* (2007; 2019) e MARINI *et alii* (2015), in cui la sequenza deposizionale denominata Lag 1 sarebbe indicativa delle sub-unità FL1 e FL2 e la Lag 2 della sub-unità FL3.

## 4. - DEPOSITI POST-OROGENESI

4.1. - Depositi Continentali Quaternari

(a cura di: E. Chiarini, M. D'Orefice, D. Fiorenza, S.I. Giano, M. Mancini,

F. Papasodaro, M.L. Putignano, L. Vita)

Lo studio delle successioni quaternarie del Foglio 337 "Norcia" è stato sviluppato realizzando rilevamenti originali nelle aree ricadenti nei territori delle regioni Lazio e Marche, integrati con i dati ottenuti nell'ambito degli studi di microzonazione sismica realizzati in seguito alla crisi sismica del 2016-2017 (vedi VII), in particolare per i comuni di Amatrice (RI) e Arquata del Tronto (AP) (https://sisma2016data.it/microzonazione/). Nel settore marchigiano sono stati presi come riferimento anche i dati della Carta Geologica in scala 1:10.000 della Regione Marche (REGIONE MARCHE, 2017). Nelle aree dell'Umbria sono stati sottoposti a revisione sia i dati della cartografia geologica digitale della Regione Umbria (RE-GIONE UMBRIA, 2014) sia i corrispondenti originali d'autore alla scala 1:10.000 (RE-GIONE UMBRIA, 2014). Nelle aree, caratterizzate da complessità stratigrafica e da carenza di dati cronologici, delle conche intermontane di Norcia, Castelluccio e Cascia e nel ramo di Terzone della conca di Leonessa ricadente in territorio umbro sono stati eseguiti rilevamenti geologici e geomorfologici originali ad integrazione dei dati preesistenti.

L'attività di rilevamento sul terreno è stata costantemente accompagnata dall'analisi delle fotografie aeree, delle immagini LiDAR e dei modelli digitali del terreno. Per la caratterizzazione delle facies sedimentarie e il reperimento di *marker* (paleosuoli, tefra) di significato stratigrafico sono state studiate le sezioni naturali ed antropiche disponibili nel territorio e numerosi carotaggi, rinvenuti in particolare nelle aree abitate della conca di Norcia, nelle aree di Terzone, Cittareale e in quelle ricadenti nel comune di Amatrice e delle sue numerosi frazioni, con prelievo e analisi di numerosi campioni.

Come previsto dalle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1992; ISPRA, 2009a, b) i depositi quaternari sono

stati in primo luogo differenziati in base alla facies sedimentaria e alla granulometria. Sono stati inoltre utilizzate le unità a limiti inconformi (UBSU) in tutti i casi in cui, sulla base di considerazioni sedimentologiche, stratigrafiche e geomorfologiche, è stato possibile ricostruire l'andamento di superfici di inconformità. Le superfici di inconformità testimoniano significative modificazioni nella dinamica del bacino, determinate da cambiamenti climatici, dal sollevamento regionale, dall'attività tettonica e dall'evoluzione del reticolo idrografico. Corrispondono a discordanze di natura erosiva legate all'approfondimento dei corsi d'acqua e sono spesso caratterizzate dalla presenza di suoli relitti o sepolti (paleosuoli), testimoni di significative fasi di stasi della sedimentazione. I depositi la cui formazione è collegata a determinati livelli di base, diversi dall'attuale, sono stati raggruppati in unità a limiti inconformi specifiche per ogni bacino intermontano (conca di Castelluccio, conca di Norcia, conca di Cascia, conca di Leonessa-ramo di Terzone) o di porzioni di bacino idrografico (Alto Bacino del Fiume Tronto). Sono inoltre state definite alcune unità a limiti inconformi a carattere ubiquitario valide nell'ambito del bacino del Fiume Velino e della conca di Leonessa, per omogeneità con i fogli limitrofi già realizzati (APAT, 2008; ISPRA, 2010b; ISPRA, in stampa a, b). I depositi olocenici ancora in formazione e i litosomi costituiti da prodotti di alterazione e da depositi colluviali, difficilmente correlabili alle altre unità e la cui evoluzione abbraccia un lungo intervallo temporale, sono stati invece raggruppati in unità prive di formali connotazioni stratigrafiche, comuni a tutte le aree del Foglio, come previsto dalle linee guida (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1992).

L'inquadramento cronologico delle successioni, ottenuto in base a considerazioni morfostratigrafiche, alla correlazione con depositi di età nota e all'esame di elementi di significato cronologico, quali il grado di sviluppo dei suoli e di alterazione dei sedimenti, è stato supportato ove possibile da datazioni radiometriche (<sup>14</sup>C), eseguite con il metodo della spettrometria di massa (*accelerator mass spectrometry*, AMS) dal Centro di Datazione e Diagnostica (CEDAD) dell'Università del Salento, su campioni *bulk* di paleosuoli e di sedimenti contenenti sostanza organica. I minerali feldspatici, opportunamente selezionati da alcuni tefra rinvenuti all'interno delle successioni medio pleistoceniche delle conche di Norcia e Leonessa - ramo di Terzone, sono stati sottoposti a datazione <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, ottenuta mediante il metodo dello *step heating*, presso il laboratorio del Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e della Terra (DISAT) dell'Università degli Studi di Milano Bicocca.

Nei depositi quaternari ricadenti nell'area laziale afferenti all'alto bacino del Fiume Tronto (vedi § 4.2) analisi geochimiche e geocronologiche (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) sono state eseguite su un livello di tefra individuato nel sottosuolo in sondaggio nell'area di Torrita (frazione di Amatrice). Le analisi geochimiche sono state eseguite da Biagio Giaccio (CNR-IGAG), quelle geocronologiche sono state realizzate presso il *Laboratoire de Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 8212, CEA-UVSQ, IPSL et Université de Paris-Saclay, Gif-sur Yvette, France.* 

#### 4.2. - BACINO DEL FIUME TRONTO

Il bacino idrografico del Fiume Tronto orientato in direzione NNO-SSE nel suo alto corso e in senso E-O nella parte medio-bassa appartiene al gruppo di bacini a drenaggio adriatico che si sviluppano dall'Appennino umbro-marchigiano da ovest, fino alle aree subpianeggianti dell'avanfossa plio-quaternaria verso est, e marca il confine amministrativo tra le regioni Abruzzo e Marche. Nell'area del Foglio 337 "Norcia" drena esclusivamente la porzione più alta del Fiume Tronto, quella orientata in senso NNO-SSE che arriva fino alla stretta morfologica di Trisungo, e che identifica un'unità fisiografica e geologica omogenea nota in letteratura come bacino intermontano di Amatrice. Sono, inoltre, presenti altre piccole conche intermontane ubicate in posizione marginale rispetto al bacino di Amatrice e precisamente quella di Campotosto posta più a sud del Foglio e le conche di Scai, Torrita e Domo ad ovest.

Il bacino di Amatrice è una depressione morfostrutturale di età quaternaria la cui genesi è stata controllata dall'attività della faglia bordiera di Monte Gorzano posta in destra idrografica del Tronto (BLUMETTI et alii, 1993; CELLO et alii, 1997; BONCIO et alii, 2004a; BONINI et alii, 2016). Questa faglia unitamente a quella del Monte Vettore rappresentano un importante sistema di faglie con cinematica estensionale orientato NNO-SSE tutt'ora attivo e che risulta responsabile della sequenza sismica del 2016-2017 con magnitudo di 6.5 in Appennino centrale (PORRECA et alii, 2018 e bibliografia contenuta). Il riempimento clastico che occupa il fondovalle alluvionale del bacino del Fiume Tronto è stato prodotto all'interno di un basso morfostrutturale all'incirca corrispondente alla zona di cerniera assiale della struttura plicativa sinforme prodotta nei depositi arenaceo-pelitici della formazione della Laga nel Pleistocene inferiore (CACCIUNI et alii 1995). Tale struttura è stata già interpretata da CACCIUNI et alii (1995) come un esteso pediment di età villafranchiana prodotto in un intervallo temporale esteso dal Pliocene superiore? al Pleistocene inferiore. Gli stessi Autori attribuiscono, inoltre, la stessa età anche al riempimento clastico delle piccole conche intermontane di Torrita e Domo. I depositi di riempimento clastico del bacino intermontano di Amatrice sono distribuiti nel fondovalle della depressione e nella fascia pedemontana occupando una superficie di circa 20 km<sup>2</sup> fino alla località Saletta; qui la stretta incisione valliva del Fiume Tronto nei pressi di Casoli, ne interrompe la continuità fisica generando una stretta e incisa valle fluviale che in passato ha funzionato come soglia morfologica poiché ostacolava il deflusso esoreico del Fiume Tronto. Piccoli lembi di conglomerati in facies di conoide detritico-alluvionale e con estensione inferiore al km<sup>2</sup> si ritrovano poco a valle della stretta morfologica di Casoli, presso Illica e Fonte del Campo dove formano una sequenza deposizionale più recente rispetto a quella di Amatrice (vedi § 1.2). Il fondovalle alluvionale del bacino di Amatrice è completamente inciso e terrazzato dal Fiume Tronto e dai suoi affluenti per oltre un centinaio di metri di altezza; infatti lo stesso abitato di Amatrice è posto su un'ampia superficie terrazzata collocata a 961 m di quota s.l.m. e ritagliata dal Fiume Tronto e da due affluenti, il torrente Castellano e il Fosso Cagnano, che isolano completamente l'abitato dal resto del fondovalle del bacino. La presenza di diversi ordini di superfici terrazzate, incise nei depositi del riempimento clastico del bacino, testimonia come l'approfondimento fluviale sia stato influenzato dagli episodi stadiali climatici glaciali e interglaciali responsabili dei processi di deposizione/erosione dei depositi fluviali.

I depositi del bacino di Amatrice sono formati da unità clastiche appartenenti a diversi ambienti deposizionali: si passa infatti dal detrito di versante s.l. collocato nella fascia pedemontana alle alluvioni della zona depocentrale, in facies di conoide e di piana fluviale, fino ad arrivare a corpi di paleofrana, e antropogenici distribuiti in modo puntuale (CACCIUNI et alii, 1995; MANCINI et alii, 2019). I depositi di versante, in parte corrispondenti ai depositi di glacis di CACCIUNI et alii (1995), sono ubicati nel settore sudorientale del bacino, alla base dei versanti, e rappresentano corpi relitti di conoidi detritiche fortemente incise dai torrenti tributari di destra del Fiume Tronto. Queste unità poggiano sul riempimento fluviale del bacino formato dai depositi prossimali in facies di conoide alluvionale che, nell'area depocentrale, si intercalano a depositi distali di piana fluviale (unità di Sommati-Amatrice di CAC-CIUNI et alii, 1995 e unità Amatrice-Sommati di MANCINI et alii, 2019) per uno spessore complessivo di circa 60 m, la cui età del Pleistocene inferiore e medio è stata attribuita sulla base di considerazioni morfostratigrafiche (CACCIUNI et alii, 1995; MANCINI et alii, 2019). Depositi di paleofrana appartenenti ad un'unità fluviale del Pleistocene superiore sono presenti in diversi settori dell'area investigata tra cui Illica, Arquata del Tronto e Pretare-Piedilama. Secondo TORTORICI et alii (2019) la paleofrana di Pretare-Piedilama risulta dislocata di diverse decine di metri in seguito al movimento generato da una faglia normale orientata N-S (Faglia di Pretare-Piedilama) probablimente attiva anche in tempi olocenici. Secondo gli Autori, questa struttura tettonica rappresenta un esempio di tettonica di inversione negativa avvenuta nel Pleistocene superiore su una antica superficie di thrust posta a letto del sovrascorrimento regionale dei Monti Sibillini (CENTAMORE et alii, 2002; PIERANTONI et alii, 2017; TORTORICI et alii, 2019). Diversamente da quanto sostenuto dagli Autori, il rilevamento geologico dell'area suddetta ha dimostrato la presenza di dislocazioni tettoniche con rigetti non superiori alla decina di metri imputabili a segmenti isolati di faglia posizionati ad est del Fosso del Rio Pianella (vedi VI, § 5.1.2). Anche nei pressi di Piano di Illica, in località Fonte del Varco, affiorano i depositi di una ampia paleofrana orientata in direzione est-ovest che confluiscono nel Fosso di Illica dove sono ricoperti da ghiaie fluviali terrazzate. Considerato che entrambi i corpi deposizionali della frana di Illica e delle ghiaie fluviali poggiano in contatto stratigrafico inconforme su una successione conglomeratica del Pleistocene medio sembra auspicabile attribuire per posizione stratigrafica una età Pleistocene superiore al primo deposito ed olocenica al secondo. La sequenza deposizionale più recente del bacino di Amatrice, localizzata in prossimità dell'abitato di Retrosi, è formata da depositi fluviali del Pleistocene medio (CACCIUNI *et alii*, 1995), mentre i depositi fluviali più recenti, che arrivano a circa 10 m di spessore e ubicati in prossimità del *talweg* del Fiume Tronto appartengono alle unità fluviali più recenti in corso di formazione. L'intera successione clastica del Pleistocene inferiore-medio è terrazzata in almeno tre ordini di superfici, mentre quella più recente (unità del F. Tronto di CACCIUNI *et alii*, 1995) mostra due ordini di superfici di età storica legate probabilmente a fattori antropici (DEMANGEOT, 1965; CACCIUNI *et alii*, 1995). Analogamente al bacino di Amatrice anche le conche endoreiche di Torrita-Scai e Domo risultano colmate da depositi di conoide e lacustri eteropici con coperture eluvio-colluviali la cui attribuzione cronologica è riferita al tardo Pleistocene medio. Questi depositi sono dislocati da piccole faglie normali che in alcuni casi hanno prodotto rigetti superiori a 50 m con basculamenti del blocco di tetto contro monte (CACCIUNI *et alii*, 1995).

Dai dati di letteratura, dal rilevamento geologico e dagli studi specifici eseguiti nell'area per la realizzazione del Foglio è stato possibile distinguere nell'ambito delle successioni pleistoceniche affioranti nel bacino imbrifero del Fiume Tronto due unità a limiti inconformi, costituite la prima dal *supersintema dell'alto bacino del Fiume Tronto* (TO) che include il *sintema di Amatrice* (AMX) e il *sintema di Retrosi* (RTS) e la seconda dal *sintema di Matelica* (MTI).

# 4.2.1. - supersintema dell'Alto Bacino del Fiume Tronto (TO)

Il *supersintema dell'Alto Bacino del Fiume Tronto* racchiude i depositi del Pleistocene inferiore *p.p.* - medio del bacino intermontano di Amatrice e delle conche di Torrita-Scai e Domo. Queste conche sono state colmate da depositi prevalentemente alluvionali prodotti dall'alto corso del Fiume Tronto e dai suoi affluenti principali e da depositi detritico-colluviali nelle zone di raccordo tra i rilievi montuosi e il fondovalle del Fiume Tronto e dei suoi tributari.

A nord di Accumoli all'altezza della confluenza con il fosso della Camartina, il Fiume Tronto curva in direzione E-O a causa della soglia morfologica presente nell'area di Trisungo (vedi III, § 2). Tale importante soglia probabilmente attiva fino al Pleistocene medio è stata successivamente incisa dal Tronto. La sua presenza ha determinato l'isolamento della parte alta del bacino in cui si è deposta la successione raggruppata nel supersintema.

I depositi racchiusi in questo supersintema sono compresi tra la superficie erosionale basale modellata sui depositi miocenici della *formazione della Laga* e la superficie topografica attuale. Al suo interno sono stati distinti due sintemi con differenti associazioni litologiche e separati da limiti inconformi.

L'unità più antica è costituita dai depositi del *sintema di Amatrice* (AMX) che forma tra gli altri il primo ordine di terrazzi fluviali posto a quota variabile tra i 900 e 1.070 m. Nelle valli fluviali generate dall'incisione verticale della rete idrografica

si incastrano i depositi alluvionali terrazzati riferiti al *sintema di Retrosi* (RTS), alle quote comprese tra 980 e 870 m.

Al supersintema indistinto dell'Alto Bacino del Fiume Tronto sono state riferite brecce di versante stratificate (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>) affioranti sul versante meridionale di Colle Cardisciana e nell'alto bacino del Fosso Pescara, a NO di S. Giovanni (Fig. 36). Queste ultime danno luogo ad affioramenti prevalentemente sviluppati in direzione NO-SE, sospesi sul fondovalle attuale e discontinui, ma tuttavia piuttosto estesi. Questi depositi poggiano in discordanza sul substrato carbonatico; la superficie limite superiore, di natura erosiva, coincide con l'attuale piano topografico. Lo spessore si aggira intorno a qualche metro.



Fig. 36 - Brecce stratificate di versante affioranti alla testata del bacino del Fosso Pescara.

Le brecce sono formate da clasti carbonatici a spigoli vivi, appartenenti alla successione locale, con dimensione da centimetrica a pluridecimetrica e talora con gradazione inversa. La tessitura è *clast supported* con scarsa matrice di natura sabbiosa. Nel complesso il deposito si presenta moderatamente classato. Il cemento calcitico non riempie i pori, ma unisce i clasti solo nei punti di contatto, conferendo al litosoma un grado di cementazione variabile da basso a medio. Le brecce a luoghi si presentano alterate e leggermente carsificate. Gli strati hanno giaciture molto variabili (50/30, 80/25, 150/13), non sempre ben identificabili e, comunque, non concordanti con quella del versante su cui poggiano.

Le brecce di versante stratificate, analogamente ad altri depositi con le medesime caratteristiche affioranti all'interno del Foglio, si sono formate alla base dei rilievi carbonatici, dove grandi quantità di frammenti crioclastici davano luogo a falde detritiche. La loro origine è verosimilmente legata ad intensi processi di gelifrazione, di ruscellamento diffuso e di soliflusso in un ambiente freddo-arido contraddistinto da versanti quasi completamente denudati della vegetazione e del suolo e diffusamente tettonizzati (COLTORTI *et alii*, 1979, 1983; DRAMIS, 1984; COLTORTI & DRAMIS, 1987, 1988, 1995).

PLEISTOCENE INFERIORE *p.p.*-PLEISTOCENE MEDIO *p.p*.

### 4.2.1.1. - sintema di Amatrice (AMX)

Il sintema di Amatrice costituisce l'unità più ampia e spessa delle unità quaternarie del bacino di Amatrice ed è posto alla quota più alta compresa tra 900 e 1.070 m; i depositi affiorano prevalentemente in destra orografica del F. Tronto e costituiscono il substrato su cui insiste l'abitato di Amatrice. La continuità degli affioramenti è osservabile verso nord fino in località Saletta. Lembi di questa successione alluvionale terrazzata si ritrovano in prossimità del versante occidentale del M. Gorzano in località Capricchia (poco a est del Foglio in oggetto), a sud tra Torrita e Varoni e in destra idrografica del F. Pescara a sud di Accumoli. L'unità è costituita da differenti associazioni litologiche interdigitate tra di loro, rappresentate essenzialmente da depositi di glacis, di conoide e da alluvioni terrazzate (MANCINI et alii, 2019).

La successione ben descritta in MANCINI *et alii* (2019) è costituita in particolare da depositi alluvionali che formano un terrazzo aggradazionale, allungato in direzione SSE-NNO lungo un tratto della valle compreso tra Amatrice e Saletta. I depositi di conoide alluvionale, ubicati più a est, formano una serie di cunei convessi verso l'alto progradanti e coalescenti verso il settore occidentale. Sia i depositi in facies fluviale sia quelli di conoide mostrano verso l'alto un generale trend deposizionale di tipo *fining upward* (F.U.) con alla base una *associazione conglomeratica* (AMX<sub>a</sub>) che verso l'alto passa in continuità di sedimentazione ad una *associazione sabbioso-pelitica* (AMX<sub>b</sub>) e ad una *associazione sabbiosa* (AMX<sub>c</sub>) (Fig. 37).

## associazione conglomeratica (AMX<sub>a</sub>)

È composta da conglomerati e ghiaie con clasti arrotondati e sub arrotondati di arenarie e subordinatamente di calcari, in strati lenticolari e tabulari, in facies fluviale e di conoide alluvionale (Fig. 38a). I depositi fluviali hanno spessore superiore a 30 m e sono composti da clasti da ben arrotondati a subarrotondati di dimensioni anche maggiori di 30 cm di diametro, da *clast supported* a *open-work* in matrice sabbiosa talora assente, alternati a livelli poco classati e in abbondante matrice sabbiosa. I depositi sono ben stratificati, con stratificazione planare incrociata (*planar cross beds*); si rinvengono fenomeni di erosione alla base degli strati (*basal scour*). Gli strati sono massivi o con gradazione diretta e presentano strutture da corrente trattiva con clasti embriciati (*imbrication*) riconducibili a deposizione di tipo *stream flow* in canali attivi. L'embriciatura dei clasti e le strutture di *foreset* indicano una direzione prevalente delle correnti da SSE a NNO (Fig. 38b). Si rinvengono talora depositi travertinosi fitoclastici (Fig. 38c). Nel complesso tali depositi sono ascrivibili ad un sistema alluvionale fluviale di tipo *gravel bed braided*.

I conglomerati in facies di conoide, spessi circa 40 m, individuano dei cunei deposizionali e mostrano variazioni laterali di spessore in funzione dell'area sorgente. I depositi hanno una stratificazione planare, sono clasto sostenuti, e talora con ma-





Fig. 38 - sintema di Amatrice (AMX), associazione conglomeratica (AMX<sub>a</sub>): a) Conglomerato eterometrico ed eterogeneo con prevalenza di clasti arenacei provenienti dallo smantellamento della formazione della Laga e clasti calcarei, grigio-biancastri, riconducibili alle marne con Cerrogna; Loc. Retrosi. b) Ghiaie in facies fluviale, con clasti ben addensati e arrotondati (Amatrice). c) Blocco di travertino fitoclastico cementato sui clasti ghiaiosi (particolare della figura precedente). d) Conglomerato molto eterometrico, a grandi blocchi a spigoli vivi e abbondante matrice siltoso-sabbiosa: deposito da debris flow subaereo di conoide alluvionale (Loc. Retrosi).

trice a cemento carbonatico. I conglomerati sono composti da clasti ben arrotondati (diametro inferiore a 40 cm). Tali depositi sono interpretati come originati dalla messa in posto di sequenze deposizionali in cui si alternavano flussi di tipo *stream flows* e flussi subaerei di tipo *mass flow* (Fig. 38d). Le paleocorrenti indicano una generale progradazione verso il settore occidentale. Lo spessore dei conglomerati è variabile e raggiunge al massimo circa 60 m.

*associazione sabbioso-pelitica* ( $AMX_b$ ). Si tratta di depositi in facies fluviale poco esposti e visibili solo nella parte superficiale; la successione analizzata si riferisce prevalentemente alle analisi stratigrafiche di sondaggi superficiali. Affiora a tetto dell'associazione conglomeratica  $AMX_a$  ed ha uno spessore complessivo di 12-15 m. I depositi sono costituiti da sabbie siltose giallastre laminate, talora con stratificazione incrociata, localmente pedogenizzate (Fig. 39a).

associazione sabbiosa ( $\mathbf{AMX}_{\mathbf{c}}$ ). I depositi di questa associazione si interdigitano ai depositi conglomeratici di  $\mathbf{AMX}_{\mathbf{a}}$  e hanno uno spessore complessivo di circa 35-40 m; sono costituiti da sabbie medio-fini massive o mal stratificate talora gradate,



Fig. 39 - sintema di Amatrice (AMX): a) sabbie fluviali pedogenizzate della associazione sabbioso-pelitica  $AMX_b$  (località: Amatrice); b) sabbie di conoide alluvionale con blocchi sub-angolari di arenaria della associazione sabbiosa  $AMX_c$  (località: San Lorenzo e Flaviano).

a luoghi con laminazioni planari. Le sabbie sono organizzate in litosomi tabulari, spesso contengono depositi lenticolari con blocchi sub-angolari (superiori a 40 cm di diametro) in abbondante matrice; al top sono inglobati nella successione blocchi di arenarie con diametro superiore a 1-2 m, isolati nella matrice (Fig. 39b). Nell'insieme questa litofacies mostra depositi da *mass-flow* subaereo, da *debris flow* e da *hyper-concentrated flow*. I depositi sabbiosi sono riconducibili probabilmente ad una deposizione poco confinata, di frangia di conoide (*fan fringe setting*). Tali depositi si ritrovano lungo una estesa fascia pedemontana che raccorda i versanti dei Monti della Laga nel settore orientale (versante occidentale del M. Gorzano) ed i terrazzi alluvionali del *sintema di Amatrice* ed individuano un *glacis* deposizionale a debole pendenza che risulta ricoperto nella parte sommitale da depositi recenti di versante e talora da colluvioni.

L'età del sintema è stata attribuita al Pleistocene inferiore *p.p.* - Pleistocene medio *p.p.* sulla base di considerazioni morfostratigrafiche (CACCIUNI *et alii*, 1995; BLUMETTI & GUERRIERI, 2007; MANCINI *et alii*, 2019).

PLEISTOCENE INFERIORE *p.p.*- MEDIO *p.p*.

### 4.2.1.2. - sintema di Retrosi(RTS)

L'unità comprende differenti litofacies ascrivibili ad ambiente fluviale e di conoide alluvionale, fluvio-palustre ed a coltri detritico-colluviali. I depositi alluvionali (b) conglomeratici e sabbiosi (in facies fluviale e di conoide) affiorano nella zona di Retrosi, Illica e Patarico; i depositi fluvio-palustri sono presenti nel sottosuolo della conca semi-endoreica di Scai-Torrita, Si associano inoltre depositi colluviali (b7), depositi di versante (a) e coltri eluvio-colluviali (b<sub>2</sub>). I depositi di Retrosi e della piana di Scai-Torrita risultano incastrati nei terrazzi fluviali attribuiti al sintema di Amatrice (Fig. 40) e sono sospesi sul terrazzo alluvionale MTI<sub>1</sub>.

I depositi alluvionali sono costituiti da due litofacies, una litofacies ghiaioso-conglomeratica e una litofacies sabbiosa (depositi alluvionali, b). La prima è costituita da ghiaie e conglomerati in matrice scarsa o assente (da clast supported a open-work) che localmente possono essere coperti da pochi metri di sabbie fini. I conglomerati sono in genere massivi o scarsamente stratificati in strati lenticolari di spessore di qualche metro. Spessore complessivo di circa 30 -40 m. I depositi di ambiente fluviale e di conoide individuano un terrazzo aggradazio-



Fig. 40 - Correlazione tra log di sondaggio nel terrazzo fluviale appartenente al sintema di Amatrice e al sintema di Retrosi, la localizzazione delle colonne stratigrafiche è in Fig. 37 (modificato da MANCINI et alii, 2019).

nale (Fig. 41a) che affiora in maniera discontinua lungo la valle del Fiume Tronto da Retrosi a Saletta e degrada sottocorrente da 1.000 a 940 m s.l.m. I conglomerati, poco assortiti e organizzati, possono essere interpretati come il prodotto del trasporto e della deposizione di flussi in regime idraulico elevato. L'embricatura dei clasti mostra una direzione della paleocorrente che si sviluppava in prevalenza da SSE a NNO (Fig. 41b). I depositi possono essere riferiti a un sistema fluviale di tipo *gravel-bed-braided* che passa verso l'alto a un sistema fluviale dominato da sabbia (MANCINI *et alii*, 2019).



Fig. 41 - sintema di Retrosi; litofacies conglomeratica (RTS<sub>b</sub>): a) panoramica del terrazzo fluviale aggradazionale presso Retrosi; b) conglomerati fluviali con clasti ben embricati (località Madonna della Filetta).

Nella zona di Illica affiora una successione conglomeratica spessa circa 40 m in facies di conoide con le stesse caratteristiche deposizionali della zona di Retrosi; tali depositi, in accordo con CACCIUNI et alii (1995), sono correlabili a questo ordine di terrazzo e affiorano alla quota massima di circa 850 m; poco più a nord piccoli lembi si rinvengono in prossimità di Casale Melchiorre, alla quota di circa 800 m. I depositi conglomeratici sono ricoperti da circa 10-15 m di sabbie giallastre con lenti di conglomerati (litofacies sabbiosa). La litofacies sabbiosa è coeva ai depositi di Retrosi e affiora nella conca semi-endoreica di Scai-Torrita, attraversata dal fosso delle Prate e reincisa nella porzione meridionale dal Fosso Ritorto; la piana posta alla quota di circa 980-1.000 m presenta una forma a ferro di cavallo in quanto al suo interno è presente un alto morfologico che raggiunge la quota di circa 1.120 m costituito dai depositi della formazione della Laga. La successione completa che colma questa depressione è osservabile in due sondaggi eseguiti per la Microzonazione sismica nella zona di Torrita e di Scai oggetto di analisi di dettaglio da parte dei ricercatori del CNR-IGAG con il contributo specifico, per le analisi stratigrafiche di I. Mazzini e A. Sposato e per le analisi dei tefra di B. Giaccio (cfr. analisi tefrocronologiche). I sondaggi in località Torrita e Scai raggiungono entrambi il substrato miocenico rappresentato dalla formazione della Laga. Lo spessore varia da 40 a 54 m (Fig. 42).



Fig. 42 - a) Colonne stratigrafiche elaborate sulla base dei sondaggi eseguiti per gli studi di Microzonazione sismica; località: Torrita e Scai; nel riquadro è riportata l'ubicazione dei sondaggi. Dati geochimici e geocronologici per il tefra TOR-28. b) classificazione nel diagramma total alkali vs silica (TAS, LE BAS et alii, 1986) del tefra TOR-28 e del Tufo di Villa Senni. c) età  ${}^{40}Ar{}^{\beta9}Ar$  dei singoli cristalli (barre azzurre) e spettro di probabilità (curva nera) per il tefra TOR-28. d) selezione di diagrammi di variazione per il tefra TOR-28 e per il Tufo di Villa Senni. Fonte dati della composizione dei vetri del Tufo di Villa Senni: Colli Albani: MARRA et alii (2009); Paganica: GALLI et alii (2010); Fucino: GIACCIO et alii (2019).

La successione siltoso sabbiosa di ambiente fluvio-palustre di piana alluvionale risulta costituita nel complesso in entrambi i sondaggi da una porzione inferiore caratterizzata da sedimenti fluviali in matrice siltosa con ciottoli di piccole dimensioni prevalentemente carbonatici della successione locale, su cui poggia una porzione di circa 20 m costituita da intervalli siltosi sabbiosi con ripetuti livelli decimetrici di ciottoli fluviali a cui si intercalano intervalli centimetrici di torbe o livelli ricchi in materia organica; al disopra è presente una porzione più sabbiosa al massimo di 10 m, giallastra caratterizzata da sabbie a laminazione piano parallela e incrociata. Questa porzione superiore è quella che affiora nei piccoli dossi e rilievi della conca e individua una zona terrazzata posta a quota da circa 1.000 a 980 m incastrata nel terrazzo fluviale attribuito al *sintema di Amatrice* presente a nord della località di Torrita.

Coevi alle litofacies sopra descritte si rinvengono localmente *depositi detriticocolluviali* (a) lungo i versanti poco acclivi costituiti da sabbie e ghiaie con sparsi clasti arenacei in abbondante matrice limoso-argillosa. *Depositi colluviali* ( $b_7$ ) limoso - sabbiosi massivi talora con sparsi clasti arenacei si rinvengono alla base dei versanti arenacei, e in piccoli impluvi. Entrambi i depositi risultano completamente stabilizzati ed il loro spessore si aggira intorno ai 10 m. *Coltri eluvio - colluviali* ( $b_2$ ) costituite da sedimenti sabbiosi e limoso-sabbiosi giallastri e brunastri massivi ricoprono la parte sommitale dei rilievi collinari e costituiscono in parte il prodotto dell'alterazione del substrato arenaceo (spessore massimo 4-5 m).

# Analisi tefrocronologiche (a cura di: B. Giaccio)

Nel sondaggio eseguito in questa località, a circa 28 m dal piano di campagna, è stato rinvenuto un livello di tefra (TOR-28). Il livello piroclastico ha uno spessore di circa 4 cm con base e tetto ben delineati, ed è costituito da scorie millimetriche, abbondante frazione cristallina, dominata da clinopirosseno e leucite, e litici olocristallini. Sulla componente juvenile vetrosa sono state tentane analisi degli elementi maggiori, finalizzate alla possibile identificazione della sorgente vulcanica e dell'eruzione correlata, mediante microsonda elettronica presso l'IGAG, come descritto in GIACCIO *et alii* (2019). Sebbene le scorie siano risultano alterate, e quindi non adatte per una determinazione della composizione, l'analisi di un'inclusione vetrosa in pirosseno ha indicato una composizione K-foiditica del TOR-28 (Fig. 42a). Sette cristalli di leucite estratti da TOR-28 sono inoltre stati datati mediante analisi <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, eseguite presso il *Laboratoire de Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette* (Parigi) secondo i metodi descritti in PEREIRA *et alii* (2020), restituendo un'età omogenea con media ponderata di 371,0±4,2 ka (Fig. 42b).

Le rocce vulcaniche a composizione foiditica come quella di TOR-28 sono piuttosto insolite nel quadro del vulcanismo quaternario (es. PECCERILLO, 2017). Il distretto vulcanico dei Colli Albani è senz'altro il principale distretto italiano caratterizzato da una notevole attività esplosiva con prodotti a composizione K-foiditica (es. MARRA *et alii*, 2009), alcuni dei quali risultano dispersi in un'ampia area dell'Italia centro-meridionale e dell'est Europa (GIACCIO *et alii*, 2013, 2019; LEICHER *et alii*, 2016; PETROSINO *et alii*, 2014). In particolare, l'età di TOR-28 è statisticamente indistinguibile da quella del Tufo di Villa Senni pari a 363,5±4,0 ka e 369,0±4,2 ka (MARRA *et alii*, 2009, 2019) e 368,2±2,0 ka (GIACCIO *et alii*, 2012), derivante da una delle maggiori eruzioni associata a collasso di caldera dei Colli Albani (MARRA *et alii*, 2009). Sebbene statisticamente poco significativa, anche la composizione chimica dell'inclusione vetrosa è compatibile con quella dei vetri del Tufo di Villa Senni (Fig. 42a e 42c). Considerando quindi questa buona corrispondenza geochimica e geocronologica, il livello TOR-28 può confidenzialmente essere correlato a questa eruzione dei Colli Albani.

In sintesi, i dati delle analisi geocronologiche con il metodo  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar del tefra sopra descritto, rinvenuto in un sondaggio realizzato in località Torrita a circa 28 m dal p.c., hanno restituito un'età omogenea con media ponderata di 371,0±4,2 ka. Nella stratigrafia del sondaggio (Fig. 42), poiché non sono state evidenziate variazioni significative di facies deposizionali, l'area di Torrita potrebbe essere considerata come una piana relitta, attiva durante la parte alta del Pleistocene medio, e in cui gli apporti recenti olocenici risultano poco significativi, diversamente da quanto proposto in CACCIUNI *et alii* (1995). Il dato geocronologico riferito al livello di tefra permette dunque di attribuire l'intera successione clastica del *sintema di Retrosi* alla parte alta del Pleistocene medio.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* 

## 4.2.3. - sintema di Matelica (MTI)

Questo sintema è costituito da corpi caratterizzati da differenti litofacies e processi di sedimentazione. La superficie limite inferiore è di tipo erosionale modellata sui diversi litotipi della *formazione della Laga*; la superfice superiore è coincidente con quella topografica e talora è coperta da deposti detritici recenti.

La morfologia dei versanti nei settori occidentali dell'area è caratterizzata da ripide scarpate che bordano i versanti carbonatici del M. Vettore; i depositi continentali arealmente più diffusi sono quelli detritici di versante. Questi sono costituiti da brecce e ghiaie eterometriche a clasti angolosi, con matrice da scarsa a assente, stratificati e talora ben cementati. Formano cospicue falde detritiche (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>). Lo spessore è di circa 40 m. Essi sono ricoperti da falde detritiche più recenti oloceniche nella parte alta al raccordo con le unità carbonatiche in affioramento. I depositi di versante sono rielaborati da processi di dilavamento del versante e forniscono materiali per la risedimentazione ad opera di movimenti franosi (a<sub>1</sub>) e alla base dei versanti di corpi detritici e di *debris flow* (i).

Depositi alluvionali terrazzati si ritrovano a diverse altezze del fondovalle del

Fiume Tronto e, in parte correlabili con l'unità del Fosso Lagozzo di CACCIUNI *et alii* (1995). Essi formano una serie di piccoli e discontinui terrazzi aggradazionali e degradazionali (*cut-fill*) (MANCINI *et alii*, 2019), con spessore massimo di circa 10 m e presenti lungo i fianchi del Fiume Tronto e dei suoi tributari. Si tratta di conglomerati eterometrici a clasti calcarei e arenacei, ghiaie eterometriche in matrice sabbiosa e sabbie; ben arrotondati e talora imbricati con clasti anche superiori a 30 cm; si rinvengono anche strutture trattive a stratificazione incrociata e talora si intercalano a diverse altezze livelli decimetrici di torbe; al tetto sono parzialmente pedogenizzati. Tali depositi sono riferibili ad ambienti fluviali e individuano due ordini di depositi alluvionali terrazzati e sospesi sugli alvei attuali. In destra orografica del Fiume Tronto, a sud di Amatrice (Ponte della Rinascita - Fig. 43) e in prossimità di Torrita, sono presenti ottimi affioramenti (*depositi alluvionali terrazzati*, b<sub>n</sub>).

Nei dintorni dell'abitato di Arquata del Tronto, nelle valli del Fosso della Pianella e del Fosso della Camartina (che costituiscono due tributari del Fiume Tronto) si rinvengono depositi massivi, scarsamente assortiti, di origine mista (*depositi di debris flow e/o torrentizi*, i), costituiti da elementi calcarei a spigoli vivi, eterometrici (da centimetrici a pluridecimetrici), immersi in abbondante matrice sabbioso-limosa, frequenti blocchi calcarei di dimensioni fino a plurimetriche, litologicamente riferibili alle successioni affioranti ad ovest sul versante del M. Vettore. Questi depositi derivano in parte dal rimaneggiamento di grandi accumuli di paleofrana, che si sono originate alle pendici dei versanti carbonatici; i blocchi hanno talora subito un trasporto in alveo che ne ha determinato l'arrotondamento. Lo spessore massimo complessivo, valutato dai dati di affioramento e di sondaggio, è superiore ai 35 m.

Depositi eterometrici in matrice limoso-argillosa con di blocchi di dimensioni superiori al metro, derivanti da processi di trasporto in massa dei terreni arenacei della serie locale (*depositi di frana antica*, a<sub>1</sub>), si rinvengono in prossimità dell'abi-



Fig. 43 - Sabbie siltose fluviali appartenenti ai depositi alluvionali terrazzati ( $MTI_{bn}$ ); località Ponte della Rinascita presso Amatrice.

tato di Illica all'interno del fosso omonimo; questi si ritrovano anche sui bordi del fondovalle in prossimità dell'abitato e costituiscono il substrato dei depositi alluvionali di esondazione. Lo spessore complessivo è di circa 15-20 m. Ulteriori *depositi di frana antica* (a<sub>1</sub>) si rivengono inoltre nel settore nord del Foglio tra gli abitati di Pretare e Piedilama nella Valle del Morricone, attraversata da due impluvi: il Fosso del Morricone e il Fosso della Pianella. Tali depositi costituiscono una estesa e spessa frana in roccia composta da un numero elevato di blocchi calcarei di dimensioni variabili, da pochi m<sup>3</sup> fino a centinaia di m<sup>3</sup>, immersi in una matrice sabbioso-ghiaiosa. Il corpo di frana raggiunge spessore variabile non superiore ai 40 m, secondo quanto osservato in alcuni sondaggi effettuati nelle medesime località. Il corpo di frana, nella parte meridionale e nella parte settentrionale, risulta eroso dalla dinamica fluviale, a cui si deve la formazione del terrazzo fluviale recente di esondazione.

All'interno di questo sintema, nella porzione marchigiana del Foglio, sono stati distinti i depositi di *travertino* (MTI<sub>f1</sub>) presenti in prossimità dell'abitato di Pescara del Tronto. All'interno di questi depositi si riconoscono due litofacies, non differenziabili alla scala del Foglio. In dettaglio essi sono costituiti dalla litofacies 1) Travertini semicoerenti costituiti da alternanze di: a) limi-sabbiosi e sabbie limose calcaree fitoclastiche, massive; b) travertini fitoclastici compatti, contenenti ammassi irregolari di travertini litoidi micro- e fitoermali di dimensioni plurimetriche; litofacies 2) Travertini litoidi micro- e fitoermali in facies di sbarramento e cascata da moderatamente cementati a cementati e con grado di vacuolarità variabile da medio ad alto (Fig. 44). Spessore complessivo è di circa 15 m. Si ritrovano sopra al



Fig. 44 - Travertini di Pescara del Tronto.

primo terrazzo alluvionale del Fiume Tronto che si eleva di pochi metri sul fondovalle. Questi depositi, a causa del sisma del 2016, sono stati interessati da fenomeni di scorrimento traslativo e crollo, che hanno generato un corpo di accumulo lungo il tratto della Salaria che corre al piede della scarpata sottostante il centro abitato di Pescara del Tronto.

PLEISTOCENE SUPERIORE

## 4.3. - CONCA INTERMONTANA DI CASTELLUCCIO

Il bacino di Castelluccio di Norcia, di cui solo il settore meridionale è compreso nel Foglio, è formato da tre piani chiusi prevalentemente allungati in direzione antiappenninica: il Piano Grande, il Piano Piccolo e il Piano Perduto. Quest'ultimo, essendo il più a nord dei tre piani, non rientra all'interno del Foglio, così come la parte settentrionale del Piano Grande.

Il Piano Grande di Castelluccio, con una lunghezza di circa 5 km in direzione NE-SO ed una larghezza di circa 2 km, raggiunge un'estensione di circa 10 km<sup>2</sup> e rappresenta una delle più ampie depressioni completamente chiuse dell'Appennino umbro-marchigiano e la più orientale di esse. Il fondo di questa depressione, prevalentemente pianeggiante, mostra una leggera pendenza verso sud con una elevazione media variabile tra 1.330 e 1.270 m s.l.m. (Fig. 45).

Nel complesso l'intero bacino (comprensivo dei tre sopracitati piani) è bordato ad est da alcune delle massime elevazioni della catena dei M.ti Sibillini (tutte ricadenti nel limitrofo Foglio n.325 "Visso"), rappresentate dal M. Porche (2.233 m s.l.m.), Quarto San Lorenzo (2.247 m s.l.m.) e M. Vettoretto (2.052 m s.l.m.). Il lato settentrionale, occidentale e meridionale del Piano Grande è invece



Fig. 45 - Vista panoramica, da SE, del settore meridionale del Piano Grande di Castelluccio di Norcia. Al centro della piana è ben evidente il caratteristico tracciato del Fosso dei Mergani, che in corrispondenza del suo margine occidentale (zona d'ombra in sinistra della figura) s'immette nell'omonimo inghiottitoio.

delimitato da rilievi di minore elevazione (in parte anch'essi fuori foglio) che, procedendo in senso antiorario a partire da nord, culminano nel M. Prata (1.800 m s.l.m.), M. Rotondo (1.707 m s.l.m.), M. Lieto (1.944 m s.l.m.), M. delle Rose (1.861 m s.l.m.), M. Vetica (1.714 m s.l.m.), M. Ventòsola (1.718 m s.l.m.), C.le Saliere (1.539 m s.l.m.) e M. Macchialta (1.751 m s.l.m.). La dorsale C.le Tondo (1.421 m s.l.m.) - M. Guaidone (1.647 m s.l.m.) separa il Piano Grande dal Piano Piccolo. Quest'ultimo, contrariamente al Piano Grande, ha una forma planimetrica stretta ed arcuata, sviluppata su una superficie di poco più di 3 km<sup>2</sup>, e un fondo molto articolato che nella sua porzione meridionale, presso la località denominata Il Laghetto, ospita un piccolo bacino lacustre (Fig. 46).

Come riportato in SECCHI (1860), anche il settore meridionale del Piano Grande era occupato, in tempi storici, da uno specchio lacustre. Attualmente in quest'area, in corrispondenza delle depressioni carsiche di maggiori dimensioni, sono frequenti solo alcune zone palustri, persistenti nei periodi di maggiore piovosità.

Dato che il deflusso delle acque correnti superficiali sia nel Piano Grande che nel Piano Piccolo avviene esclusivamente per via sotterranea attraverso diversi punti di assorbimento, essi possono essere considerati di fatto dei bacini endoreici.

Il bacino di Castelluccio sulla cui origine carsica, tettono-carsica o tettonica si è a lungo dibattuto in passato (SECCHI, 1860; ROVERETO, 1923; LOTTI, 1926; VILLA, 1939; SCARSELLA, 1947; LIPPI- BONCAMBI, 1947a, b, 1950a; DAMIANI, 1975; GIO-VAGNOTTI, 1978), può essere considerato a tutti gli effetti una depressione tettonica rimodellata dal carsismo. Esso, infatti, trae origine dall'azione di un sistema di faglie estensionali quaternarie ad alto angolo, posto nel settore più orientale dell'Appen-



Fig. 46 - Vista panoramica, da SO (località Le Scentinelle), del settore meridionale del Piano Piccolo di Castelluccio di Norcia. Sullo sfondo, al centro della piana, si intravede il piccolo specchio d'acqua ubicato in corrispondenza della località denominata "Il Laghetto".

nino umbro-marchigiano meridionale (CALAMITA *et alii*, 1992a, b, 1994b; CALAMITA & PIZZI, 1992; 1994; PIZZI *et alii*, 2002). Queste faglie dislocano le precedenti strutture compressive neogeniche (pieghe e sovrascorrimenti) ad andamento circa meridiano (CENTAMORE *et alii*, 1980), che hanno coinvolto la successione calcareo-silico-marnosa Umbro-Marchigiana di età giurassico-paleogenica. L'attività delle faglie estensionali si è esplicata lungo due direttrici: una principale con direzione d'estensione N 50°-60° E ed una successiva e subordinata alla precedente, orientata N 10°-20° E (CALAMITA *et alii*, 1992a, b, 1994b; PIZZI, 1992).

La formazione del bacino, da alcuni Autori attribuita alla fine del Pleistocene inferiore (ARINGOLI *et alii*, 2012, 2014) è stata accompagnata da fasi di sollevamento che, a partire dal Pleistocene inferiore-medio, hanno subito un forte incremento (ARINGOLI *et alii*, 2014). Ripetuti terremoti storici (ROVIDA *et alii*, 2016), con meccanismi focali a prevalente estensione NE-SO, ma anche meccanismi trascorrenti e inversi (TONDI & CELLO, 2003), testimoniano l'intensa attività tettonica dell'area (vedi VI, § 4).

Il bacino tettonico del Piano Grande di Castelluccio è occupato da depositi continentali quaternari prevalentemente fluvio-lacustri e di versante (COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; PIERANTONI *et alii*, 2013a, b). La stratigrafia del sottosuolo è stata investigata dalla Società Geomineraria Nazionale (GE.MI.NA., 1962) per scopi estrattivi e i 5 sondaggi superficiali allora eseguiti risultano ad oggi i soli disponibili (Fig. 47). Solamente due di questi sondaggi (il n. 2 e il n. 4), prossimi ai margini opposti della piana, hanno raggiunto, rispettivamente a 80 e 97 m di profondità, il substrato calcareo meso-cenozoico. Quest'ultimo risulta presumibilmente appartenere al blocco ribassato dalle faglie normali bordiere che delimitano il Piano Grande, alla cui presenza fanno riferimento diversi Autori (CALAMITA & PIZZI, 1992; CALAMITA *et alii*, 1992a, b, 1994b; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; ARINGOLI *et alii*, 2014; VILLANI & SAPIA, 2017).

Complessivamente i dati stratigrafici forniti dalla GE.MI.NA. (1962), e parzialmente reinterpretati in questa sede per quanto concerne alcuni aspetti litologici, indicano un'alternanza di ghiaie, ghiaie e sabbie, argille e argille sabbiose, in diversi rapporti reciproci nei vari settori della piana. Le ghiaie hanno un grado di arrotondamento variabile da subarrotondato a angoloso, mentre le argille ad esse intercalate, di colore grigio-verdastro, quasi sempre sono leggermente sabbiose. Di contro, le argille intercettate alla base dei sondaggi n. 2 e n. 4 sono di colore grigio-nerastro, più consistenti e contenenti sottili livelli di ghiaie, a volte disperse nella matrice argillosa. VILLANI & SAPIA (2017) hanno reinterpretato tali stratigrafie in termini di ambiente deposizionale, riconoscendo interdigitazioni di depositi lacustri, fluvio-lacustri e di conoide alluvionale. Le facies di conoide alluvionale sono prevalentemente sviluppate nell'area settentrionale (GA-LADINI & GALLI, 2003; VILLANI & SAPIA, 2017) e centrale del bacino dove maggiore è l'influenza dei versanti acclivi e tettonicamente dislocati del M. Vettore. In particolare, nell'angolo nord-orientale del Piano Grande (località Prate Pala - fuori Foglio), GALA- DINI & GALLI (2000, 2003) individuano un conoide alluvionale policiclico composto da cinque fasi deposizionali sovrapposte, comprese tra l'inizio dell'LGM e l'Olocene superiore. Nel settore meridionale e centro-occidentale del bacino prevalgono, invece, alternanze di facies lacustri, palustri e fluviali e si raggiungono i maggiori spessori di sedimenti finora riscontrati in sondaggio (97 m in S4, Fig. 47).

In assenza di sondaggi profondi, permangono tuttora molte incertezze sullo spessore e sulla geometria di questo corpo sedimentario continentale, come testimoniato dai risultati contrastanti degli studi geofisici condotti in quest'area a partire dagli inizi degli anni '80. Infatti, le indagini geoelettriche, eseguite da BIELLA *et alii* (1981), hanno consentito di stimare, al di sopra di un substrato carbonatico disarticolato in *horst* e *graben*, uno spessore significativo dei depositi continentali, che in corrispondenza del settore settentrionale della depressione raggiungerebbe uno spessore massimo di circa 400-500 m. Tale complesso assetto strutturale emerge anche da due profili gravimetrici orientati NE-SO (NC-1) e NO-SE (NC-3), effettuati lungo le strade principali che tagliano il Piano Grande (RUANO *et alii*, 2012; ARIN-GOLI *et alii*, 2012, 2014). In particolare, il profilo NC-3, che taglia il settore centrale del Piano, mette in evidenza un *graben* dalla forma a "U" profondo 500 m. Di contro, rilievi gravimetrici di dettaglio, eseguiti successivamente da DI NEZZA *et alii* (2018) sull'intera piana, hanno permesso d'individuare il depocentro principale



Fig. 47 - a) Rilievo ombreggiato del Piano Grande di Castelluccio di Norcia (ricavato dal DTM con risoluzione di 5 m) con ubicazione dei cinque sondaggi realizzati dalla GE.MI.NA; b) Colonne stratigrafiche e quote s.l.m. dei sondaggi (modificato da GE.MI.NA, 1962).

nella porzione meridionale del Piano, dove i sedimenti quaternari di riempimento raggiungerebbero uno spessore massimo di oltre 300 m.

### 4.3.1. - sintema di Quartucciolo (SQT)

L'unità è di nuova istituzione e corrisponde in parte alle alluvioni ciottolose terrazzate (q<sup>2</sup>) del Quaternario antico del foglio geologico alla scala 1:100.000 n. 132 "Norcia" (REGIO UFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1941), ai depositi di terrazzo alluvionale del Pleistocene medio-finale di COLTORTI & FARABOLLINI (1995), ai detriti di falda  $(a_{3c}) e (a_{3b})$  del Pleistocene-Olocene di REGIONE UMBRIA (2014), ai depositi di versante del Pleistocene - Olocene di PIERANTONI *et alii* (2013a).

Si tratta di depositi alluvionali terrazzati, in facies di conoide e piana alluvionale, ben esposti in località Quartucciolo e sugli analoghi pianori posti a nord e a sud della medesima località (quota media compresa tra 1.370 e 1.340 m s.l.m.), di raccordo tra le pendici del M. Vettore e l'area di Piano Piccolo e profondamente dissecati da vallecole a fondo piatto (Fig. 48).

Il limite inferiore è rappresentato da una superficie erosiva, che pone quest'unità a diretto contatto con il substrato carbonatico su cui poggia in discordanza. La superficie limite superiore, coincidente con il piano topografico, corrisponde, in parte,



Fig. 48 - Località Quartucciolo. Depositi alluvionali terrazzati del sintema di Quartucciolo (SQT<sub>bn</sub>) ai due lati della figura), dissecati da vallecole il cui fondo piatto sottende depositi fluviali olocenici (b).

con l'originaria superficie deposizionale. Tale superficie, leggermente inclinata verso i quadranti occidentali, è talora caratterizzata dalla presenza di un suolo di circa 50 cm di spessore, a luoghi coperto da detriti di versante e da coltri eluvio-colluviali oloceniche di esiguo spessore.

L'unità è costituita da conglomerati, da moderatamente a fortemente cementati, sottilmente stratificati (Fig. 49a), ad elementi prevalentemente carbonatici della successione locale, generalmente clasto-sostenuti, moderatamente classati all'interno di ciascuno strato. La stratificazione è sottolineata da un'alternanza di livelli con clasti di dimensioni millimetriche e di livelli con clasti centimetrici, da subarrotondati a subangolosi, con matrice ocracea da limoso-argillosa a sabbioso-limosa. Tali livelli a luoghi passano a ghiaie a supporto di clasti centimetrici, da subangolosi a



Fig. 49 - Depositi alluvionali terrazzati appartenenti al sintema SQT affioranti in località Quartucciolo: a) conglomerati ad elementi prevalentemente carbonatici fortemente cementati e sottilmente stratificati con giacitura suborizzontale; b) microforme carsiche di erosione superficiale scolpite sulla litofacies conglomeratica.

subarrotondati con matrice ocracea da limoso-sabbiosa a sabbioso- ghiaiosa (*depositi alluvionali terrazzati*,  $b_n$ ). La litofacies conglomeratica mostra localmente microforme carsiche di erosione superficiale (Fig. 49b) come nelle esposizioni del versante nord del pianoro in destra idrografica di Valle del Bagno (Piano Piccolo). La giacitura degli strati è generalmente suborizzontale, raggiungendo solo localmente una pendenza, verso i quadranti settentrionali, compresa tra i  $10^\circ$  e i  $20^\circ$ .

Appartengono all'unità anche i depositi lacustri di esiguo spessore rinvenuti presso il Laghetto di Piano Piccolo, costituiti da limi argillosi ocracei privi di clasti (*depositi lacustri*,  $e_2$ ), situati a una quota più alta di qualche metro rispetto all'attuale piana fluvio-lacustre, per uno spessore visibile tra 1 e 2 m (Fig. 50).

Lo spessore massimo dell'unità è valutato in oltre 20 m.



Fig. 50 - Piccolo affioramento di depositi lacustri costituiti da limi argillosi ocracei  $(SQT_{e2})$ , rinvenuti presso il Laghetto di Piano Piccolo ad una quota di qualche metro più alta rispetto a quella dell'attuale piana.

In sostanziale accordo con COLTORTI & FARABOLLINI (1995) e sulla base dei rapporti stratigrafici e delle caratteristiche dei depositi l'unità può essere genericamente ascritta alla parte medio-alta del Pleistocene medio. PLEISTOCENE MEDIO p.p.

### 4.3.2. - sintema di Casaletto Mozzoni (CSZ)

L'unità è di nuova introduzione e corrisponde in parte ai depositi di terrazzo alluvionale del Pleistocene medio-finale di COLTORTI & FARABOLLINI (1995), ai detriti di falda del Pleistocene  $(a_{3c})$  e del Pleistocene-Olocene  $(a_{3b})$  di REGIONE UMBRIA (2014) e ai depositi di versante del Pleistocene - Olocene di PIERANTONI *et alii* (2013a).

Le migliori, sebbene esigue, esposizioni si trovano a sud-ovest della località Casaletto Mozzoni (Piano Piccolo), alla base di modesti rilievi collinari situati in destra idrografica dell'impluvio principale.

Il limite inferiore è rappresentato da una superficie erosiva modellata sui depositi più antichi del *sintema di Quartucciolo* (SQT), con cui il sintema di Casaletto Mozzoni mostra rapporti d'incassamento. La superficie limite superiore, coincidente con il piano topografico, è stata leggermente rimodellata dagli agenti esogeni e, pertanto, corrisponde solo in parte all'originaria superficie deposizionale. Lo spessore massimo riscontrato in affioramento è di qualche metro.

Si tratta di ghiaie ad elementi prevalentemente carbonatici, talora conglomeratici, eterometrici, da angolosi a sub-arrotondati, con matrice di colore marrone chiaro da sabbioso-limosa a limoso-sabbiosa, localmente passanti a *open work (depositi alluvionali terrazzati*,  $b_n$ ). Si presentano incastrati rispetto a quelli omologhi più antichi del *sintema di Quartucciolo*, sospesi su CSZ di qualche metro (Fig. 51). Essi contengono sia clasti provenienti dallo smantellamento delle unità carbonatiche della successione locale sia dei depositi alluvionali più antichi. COLTORTI & FARABOLLINI



Fig. 51 - Vista panoramica da nord del settore centro-meridionale di Piano Piccolo. Le frecce indicano le superfici sommitali, poste a quote diverse, che sottendono i depositi dei sintemi di Quartucciolo  $(SQT_{bn})$  e di Casaletto Mozzoni (CSZ<sub>bn</sub>).

(1995), ipotizzando un ribassamento di questi depositi verso ovest ad opera di un elemento tettonico diretto incerto/sepolto, non li distinguono dai precedenti (*sintema di Quartucciolo* - SQT in queste Note) nella carta geomorfologica da loro realizzata. Le differenti caratteristiche litologiche e sedimentologiche di questi sedimenti e la presenza sul versante opposto di lembi di superficie d'erosione modellati sul substrato e distribuiti alla stessa quota della superficie sommitale che li sottende, inducono ad ipotizzare per essi una diversa e più recente generazione di depositi alluvionali.

In mancanza di elementi di datazione diretti, sulla base di considerazioni morfostratigrafiche l'età di questi depositi può essere tentativamente ascritta alla parte alta del Pleistocene medio.

PLEISTOCENE MEDIO p.p.

#### 4.3.3. - sintema di Piano Grande (PGE)

Unità di nuova istituzione. Corrisponde in parte ai depositi di piana alluvionale del Pleistocene superiore - Olocene inferiore di COLTORTI & FARABOLLINI (1995), ai depositi alluvionali (b),  $(b_{n2})$  e ai detriti di falda  $(a_{3b})$  del Pleistocene-Olocene di REGIONE UMBRIA (2014) e ai depositi fluvio-lacustri (lac) del Pleistocene medio/superiore - Olocene di PIERANTONI *et alii* (2013a).

Il sintema, comprensivo del *subsintema di Piano Piccolo* (PGE<sub>1</sub>), per la cui descrizione di dettaglio si rimanda al successivo paragrafo, affiora diffusamente nell'area di Piano Grande, rappresentando il deposito fluvio-lacustre-palustre di riempimento del Piano stesso, superiormente alterato da un suolo di modesto spessore. Buone esposizioni delle facies di conoide alluvionale sono visibili alla confluenza con il Piano delle valli Bonanno e Caprelli e a est di Colle Tondo (margine settentrionale del Foglio). Il sintema affiora poi nel settore meridionale di Piano Piccolo e, in piccoli lembi di brecce stratificate di versante, alle pendici nord-orientali di M. Castello e presso la piccola cava a NE di F.te Vetica (in località Quartucciolo), al limite settentrionale del Foglio.

La superficie di base del sintema non è conosciuta; la superficie di tetto, lievemente ondulata per gli effetti superficiali indotti dal diffuso carsismo del *bedrock*, è rappresentata dalla superficie topografica, caratterizzata dalla presenza di un suolo in formazione di spessore decimetrico, con un profilo A1/C nerastro ben sviluppato e un orizzonte B assente (COLTORTI & FARABOLLINI, 1995). Localmente la superficie di tetto è coperta da depositi alluvionali, lacustri-palustri, coltri eluvio-colluviali e colluviali più recenti. Lo spessore minimo affiorante è di circa 20 m.

Il sintema è costituito da limi e argille da poco a moderatamente consistenti affioranti sul Piano Grande, che divengono da debolmente a moderatamente sabbiosoghiaiosi nelle aree periferiche del Piano dove maggiore è l'apporto della componente detritica legata al ruscellamento superficiale lungo i versanti e agli apporti provenienti dalle valli laterali confluenti nel Piano. La presenza di depositi torbosi fino 1 metro di spessore, già segnalati in LIPPI-BONCAMBI (1950a), è soprattutto evidente in corrispondenza di alcune aree paludose presenti ai margini del Fosso dei Mergani, presso l'Inghiottitoio (Piano Grande) e presso Il Laghetto (Piano Piccolo). I depositi di questa unità, di ambiente prevalentemente lacustre e palustre (*depositi lacustri e palustri*, e), sono ben visibili lungo i versanti della marcata incisione del Fosso dei Mergani che taglia il settore meridionale di Piano Grande (Fig. 52); verso il basso passano ad alternanze di ghiaie, ghiaie e sabbie, argille e argille sabbiose, di probabile ambiente da fluviale a lacustre, riscontrate nella porzione superiore dei sondaggi della GE.MI.NA. (1962) (Fig. 47).

Fanno parte del sintema anche i depositi di ghiaie in matrice sabbioso-limosa e limoso-sabbiosa passanti a sabbie limose con ghiaia, in facies di conoide alluvionale, delle due valli Bonanno e Caprelli, confluenti in Piano Grande (*depositi alluvionali*, b).



Fig. 52 - Depositi prevalentemente lacustri del sintema di Piano Grande ( $PGE_e$ ) affioranti in sinistra del Fosso dei Mergani e costituiti in gran parte da limi argillosi.

Nel complesso i depositi che caratterizzano il sintema costituiscono prevalentemente il prodotto di fasi deposizionali di ambiente lacustre e palustre alternate e/o contemporanee a fasi deposizionali di conoide e piana alluvionale, che hanno delineato la morfologia attuale delle aree di piana dei bacini endoreici di Piano Grande e Piano Piccolo e dei principali fondivalle laterali (Caprelli, Bonanno, Le Pianacce). Tali corpi, dissecati dal reticolo idrografico attuale (Piano Grande), risultano in parte sospesi (*subsintema di Piano Piccolo*) e interessati da diffusi fenomeni di rimodellamento superficiale per effetto del carsismo e delle acque dilavanti.

In considerazione della loro quota di affioramento e dei rapporti con le altre unità più antiche, si può supporre per questa unità, in accordo con COLTORTI & FA-RABOLLINI (1995), un'età riferibile al Pleistocene superiore - Olocene.

PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE *p.p.* 

### 4.3.3.1. - subsintema di Piano Piccolo (PGE<sub>1</sub>)

L'unità è di nuova istituzione. Corrisponde in parte ai: *i*) depositi di piana alluvionale del Pleistocene superiore - Olocene inferiore, alla seconda generazione di depositi detritici di versante del Pleistocene superiore e alla seconda generazione di conoidi alluvionali del Pleistocene superiore - Olocene iniziale di COLTORTI & FARABOLLINI (1995); *ii*) depositi alluvionali (b) e ( $b_{n3}$ ) e ai detriti di falda ( $a_{3b}$ ) del Pleistocene - Olocene di REGIONE UMBRIA (2014); *iii*) depositi fluvio-lacustri (lac) del Pleistocene medio/superiore - Olocene, ai depositi di conoide alluvionale e ai detriti di versante del Pleistocene - Olocene di PIERANTONI *et alii* (2013a).

Affiora tra quota 1.340 e 1.330 m s.l.m. nell'area meridionale di Piano Piccolo, ai bordi della piccola piana su cui scorre il modesto rivo che alimenta Il Laghetto, dove sono esposti i *depositi alluvionali terrazzati* (PGE<sub>1bn</sub>) attribuiti a questo subsintema. A est di Colle Tondo, in località Le Pianacce, sono invece ben evidenti i depositi ghiaioso-sabbiosi in facies di conoide alluvionale, attualmente mediamente sospesi di circa 1,5 metri rispetto al fondo della Valle del Bonanno. Brecce stratificate di versante (PGE<sub>1a3</sub>) affiorano in due piccoli fronti di cava abbandonati posti rispettivamente alle pendici del versante NE di M. Castello, tra le quote 1.280 e 1.310 m s.l.m. (Fig. 53) e lungo la SP477, presso la località Quartucciolo, tra le quote 1.450 e 1.430 m s.l.m.



Fig. 53 - Brecce stratificate di versante ( $PGE_{1a3}$ ) alle pendici nord-orientali di M. Castello (quota 1.305 m s.l.m).

La superficie limite inferiore non è nota, mentre la superficie di tetto, corrispondente alla superficie topografica, è prevalentemente erosiva e nell'area di Piano Piccolo risulta lievemente ondulata per gli effetti superficiali di un diffuso carsismo. Lo spessore massimo visibile in affioramento è di circa 10 m. L'unità non mostra in affioramento rapporti laterali o verticali con le unità quaternarie più antiche eccetto in corrispondenza del fronte di cava di Quartucciolo dove le brecce stratificate (PGE<sub>1a3</sub>) sono in appoggio sulle ghiaie del *sintema di Quartucciolo* (SQT<sub>bn</sub>). La superficie limite superiore dell'unità è parzialmente coperta dai sedimenti lacustripalustri olocenici di Piano Piccolo, dai depositi di versante e dalle coltri colluviali ed eluvio-colluviali oloceniche.

La litologia prevalente è rappresentata da ghiaie ad elementi per lo più carbonatici, eterometrici e scarsamente classati, da subangolosi a subarrotondati, con matrice sabbioso-limosa (*depositi alluvionali terrazzati*, b<sub>n</sub>). Tali litotipi caratterizzano il deposito di piana alluvionale affiorante a Piano Piccolo. In località Le Pianacce il deposito, in facies di conoide alluvionale, presenta, invece, clasti generalmente subarrotondati che raggiungono dimensioni fino a pluridecimetriche (Fig. 54).

Sono attribuiti a questa unità anche i due affioramenti di brecce sottilmente stratificate (10-15 cm di spessore), a sostegno di clasti carbonatici subangolosi, centimetrici, di forma piatta ed allungata, localmente disposti con la loro superficie maggiore (piano *ab*) parallelamente alla stratificazione, con scarsa matrice sabbiosa rossastra, solo a luoghi poco cementate (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>). Alla base di M. Castello il deposito di brecce (Fig. 53) presenta una immersione di circa 15° verso NE. Nelle brecce affioranti a Quartucciolo COLTORTI & FARABOLLINI (1995) segnalano la pre-



Fig. 54 - Vista panoramica da sud verso le falde del M. Vettore. Deposito di conoide alluvionale de Le Pianacce ( $PGE_{lm}$ ), sospeso sui fondivalle attuali, ove affiorano i depositi fluviali olocenici (b).

senza di interdigitazioni di materiale siltoso rimaneggiato contenente elementi piroclastici ed interpretano tale materiale come *loess* rielaborato dall'azione, lungo il pendio, delle acque di scioglimento nivale.

Lo spessore massimo affiorante dei depositi attribuiti al subsintema è di circa 10 m. I depositi alluvionali del subsintema sono dissecati dal reticolo idrografico attuale e posti a quote poco più alte rispetto ad esso. Le caratteristiche sedimentologiche e geomorfologiche consentono una loro attribuzione ad un ambiente sedimentario di piana alluvionale (settore meridionale di Piano Piccolo) e di conoide (Le Pianacce). Le brecce stratificate di versante si sono formate a spese dei rilievi carbonatici su cui poggiano alla base, per fenomeni di gelifrazione e ruscellamento diffuso lungo versanti quasi completamente privi di suolo e vegetazione in un ambiente climatico freddo-arido (COLTORTI *et alii*, 1979, 1983; DRAMIS, 1984; COLTORTI & DRAMIS 1987, 1988, 1995).

Mancando elementi certi di datazione, l'attribuzione cronologica è basata su considerazioni di carattere morfostratigrafico, come la quota di affioramento rispetto all'attuale fondovalle e i rapporti con le unità più antiche. L'età è pertanto tentativamente ascritta al Pleistocene superiore.

PLEISTOCENE SUPERIORE

### 4.4. - Conca Intermontana di Norcia

La conca di Norcia, ubicata nel Parco Nazionale dei Monti Sibillini, è il più vasto bacino intermontano compreso nel Foglio. Di forma rettangolare, lungo circa 10 km e largo circa 4 km, è suddiviso in due settori dalla propaggine montuosa di Poggio Valaccone (905 m s.l.m.), che dal versante orientale si protende in direzione NO-SE. Il settore meridionale si sviluppa a quote comprese fra 770 m (San Pellegrino) e 700 m (Popoli) quello settentrionale, in cui sorge l'abitato di Norcia, fra 640 e 550 m. I due settori di bacino sono collegati fra loro dal Piano di Santa Scolastica.

Ai piedi dei versanti orientali della conca sono presenti coni detritici e numerosi conoidi alluvionali e torrentizi. Si riconoscono più generazioni di depositi detritici e di conoide alluvionale, che danno luogo a superfici terrazzate di diversa estensione. Le principali si sviluppano nel settore meridionale, fra Savelli e Nottoria e nell'area di Norcia, dominata dalla presenza del grande conoide della valle di Patino, in parte fuori dai limiti del Foglio. La superfici superiore del conoide di Patino, marcatamente polifasica, è interrotta in prossimità dell'abitato dalla presenza di evidenti scarpate di faglia sintetiche ed antitetiche, espressione superficiale dell'attività recente ed attuale del sistema di faglie di Norcia, la pianura alluvionale di Santa Scolastica termina con un'estesa area palustre (*le Marcite*), nella quale confluiscono le acque provenienti dalla Valle di Patino, dalle sorgenti del Salicone, dalla Valle Ca-

pregna e dal Torrente Torbidone, quest'ultimo caratterizzato da un regime marcatamente intermittente, storicamente documentato e connesso alla sismicità dell'area (CONSOLE *et alii*, 2017, *cum bibl*.).

La conca di Norcia è una depressione tettonica impostata lungo uno dei segmenti principali dell'omonimo sistema di faglie attive (CALAMITA *et alii*, 1982; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; GALADINI & GALLI, 2000; PIZZI *et alii*, 2002), che con direzione NNO-SSE e una lunghezza complessiva di 31 km, si sviluppa fra gli abitati di Citta-reale (RI) a sud e quello di Preci (PG) a nord, fuori dai limiti del Foglio (vedi VI, § 4). La struttura tettonica bordiera che ha guidato l'evoluzione quaternaria della conca intermontana e controllato la sedimentazione a partire dal Pleistocene inferiore si sviluppa prevalentemente lungo i versanti orientali, presenta piani immergenti a OSO, ed è caratterizzata da una notevole evidenza morfologica (CALAMITA & PIZZI, 1992; CALAMITA *et alii*, 1999, 2000; BOHM *et alii*, 2011; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994).

Analogamente ad altre depressioni tettoniche appenniniche, secondo BLUMETTI & DRAMIS (1993) il bacino di Norcia avrebbe sperimentato una fase caratterizzata da drenaggio endoreico, alimentato da direttrici probabilmente esistenti già prima dell'individuazione della conca per poi subire, a partire dal Pleistocene inferiore, un forte approfondimento legato al sollevamento regionale, che avrebbe determinato l'incisione di una soglia posta nell'attuale valle del Fiume Corno, l'inversione del drenaggio del paleo-Sordo ed il parziale svuotamento erosivo della successione lacustre. I depositi quaternari affioranti nell'ampia porzione del bacino che ricade al-l'interno del F. 337 "Norcia" sono tuttavia tutti riferibili ad eventi sedimentari successivi a questa fase, sviluppati con un sistema di drenaggio simile a quello attuale, sotto l'influenza dei cambiamenti climatici avvenuti fra il Pleistocene medio e l'Olocene e con il controllo tettonico del sistema di faglie di Norcia (vedi VI, § 4).

Il bacino intermontano è stato sede di una sedimentazione lacustre e fluviale dal Pleistocene inferiore all'Olocene (BLUMETTI & DRAMIS, 1993: DI GIULIO et alii, 2020). Il primo studio stratigrafico delle successioni quaternarie di riempimento del bacino si deve a CALAMITA et alii (1982), che ricostruiscono cinque fasi deposizionali, avvenute nell'intervallo Pleistocene inferiore/medio-Olocene. Un contributo fondamentale all'inquadramento della stratigrafia quaternaria è fornito da BLUMETTI et alii (1990) e da BLUMETTI & DRAMIS (1993) che ampliano il quadro delle conoscenze sui depositi, grazie allo studio di importanti sbancamenti realizzati per scopi civili (Hotel Nursia/Palatino; Forca Piana), al reperimento di sondaggi profondi fino a 50 m (come quelli perforati in corrispondenza dell'Hotel Nursia/Palatino) e alla effettuazione di una trincea esplorativa. La datazione, con i metodi K/Ar e Ar/Ar, degli orizzonti vulcanici rinvenuti nei diversi contesti stratigrafici ha permesso di affinare l'inquadramento cronostratigrafico e reso possibile la correlazione tra successioni anche molto distanti tra loro. In particolare, la datazione K/Ar di uno degli orizzonti vulcanoclastici rinvenuti nella trincea esplorativa, realizzata all'apice del conoide di Patino, ha restituito un'età di 0,98±0,1 Ma (BLUMETTI & DRAMIS, 1993),

fornendo un vincolo cronologico per l'unità terrazzata più antica del conoide di Patino (il terrazzo superiore di Patino). La datazione Ar/Ar di un orizzonte vulcanoclastico, intercalato in sedimenti palustri nella sezione presso l'Hotel Nursia/Palatino, ha invece restituito un'età di 1.24±0.2 Ma. Ouesto dato ha consentito agli Autori di riconsiderare l'età di impostazione della conca, precedentemente riferita al Pleistocene medio (CALAMITA et alii, 1982: COLTORTI et alii, 1989: BLU-METTI et alii, 1990), collocandola nel Pleistocene inferiore e di stabilire la correlazione dei depositi dell'apice del conoide di Patino con i depositi palustri della sezione e con i sottostanti depositi lacustri, attraversati in sondaggio. BLUMETTI & DRAMIS (1993) identificano all'interno della conca due unità stratigrafiche più recenti, attribuite al Pleistocene medio e al Pleistocene superiore, costituite da depositi alluvionali e di versante. Per la cronologia della prima di queste unità gli Autori si sono avvalsi di due datazioni K/Ar ottenute da COLTORTI et alii (1989) su orizzonti vulcanici intercalati in una successione di detriti affiorante in località Forca Piana  $(0,3\pm0,2 \text{ Ma})$ e affioranti al *top* di depositi alluvionali in località La Fontaccia  $0.230 \pm 0.03$  Ma). Quest'ultima età daterebbe la fine della deposizione dell'unità corrispondente al terrazzo inferiore del conoide di Patino (BLUMETTI & DRAMIS, 1993) che come risulta dalla carta geomorfologica inclusa nel lavoro rappresenta anche l'unità più diffusa in affioramento nella conca di Norcia, riferita al Pleistocene medio.

Recentemente GALLI *et alii* (2018), sulla base di numerose datazioni al <sup>14</sup>C effettuate su orizzonti di suoli intercalati nelle successioni affioranti al *footwall* e all'*hangingwall* degli *splay* sintetico e antitetico che attraversano la conca di Norcia, hanno riferito all'ultimo massimo glaciale i depositi del conoide di Patino affioranti a nord est della città.

I sedimenti più diffusi in affioramento sono rappresentati da ghiaie e conglomerati messi in posto prevalentemente dai corsi d'acqua principali che solcano il versante bordiero nord-orientale, al *footwall* della faglia principale e nella piana di Santa Scolastica dal torrente La Pescia. Una porzione significativa del riempimento della conca è tuttavia costituito da sedimenti lacustri, non affioranti (BIELLA *et alii*, 1981).

I nuovi rilevamenti condotti per il Foglio sono stati supportati dallo studio di numerosi sondaggi realizzati per la ricostruzione dopo la crisi sismica del 2016-2017, profondi fra 10 e 34 m ed ubicati prevalentemente nel centro storico di Norcia e nelle zone periferiche settentrionale ed orientale, oltre che nelle frazioni limitrofe (S. Pellegrino, Frascaro, Popoli, Savelli). Nelle carote dei sondaggi sono stati rinvenuti numerosi orizzonti contenenti sostanza organica che sono stati oggetto di datazioni AMS (Tab. 2) oltre ad alcuni *tephra* primari su cui sono state eseguite analisi <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (Tab. 3). Con tale approccio è stato possibile ottenere un ampliamento delle conoscenze, un miglioramento del quadro cronologico ed una sostanziale revisione stratigrafica delle successioni affioranti, sebbene la carenza di sezioni in cui siano visibili le superfici di discontinuità tra i depositi non sempre ha consentito di tracciare con certezza i limiti tra le diverse unità.
Le principali incertezze riguardano il settore della zona industriale e l'area del Piano di Santa Scolastica, dove i depositi sono scarsamente reincisi, i pochi sondaggi rinvenuti non hanno attraversato orizzonti significativi e le diverse cave presenti, coltivate fino a qualche anno fa ma ora prevalentemente dismesse o riempite da depositi antropici, non offrono buone esposizioni. In effetti anche in letteratura quest'area risulta problematica e oggetto di interpretazioni discordanti (BLUMETTI & DRAMIS, 1993; REGIONE UMBRIA, 2014; DI GIULIO *et alii*, 2020).

Anche la stratigrafia dei depositi nel sottosuolo è poco definita, così come sono poco conosciuti gli spessori reali dei depositi di riempimento del bacino, per la totale assenza di sondaggi profondi.

Studi geofisici condotti in passato con differenti metodiche nell'ambito di tutto il bacino o solo in alcuni settori (BIELLA *et alii*, 1981; BORRE *et alii*, 2003; BINDI *et alii*, 2011; BOHM *et alii*, 2011; ARINGOLI *et alii*, 2014), hanno fornito valori degli spessori dei depositi di riempimento discordanti, variabili da 200 a 700 m.

Studi più recenti concordano sostanzialmente nella definizione della geometria del contatto fra *bedrock* carbonatico e depositi quaternari e stimano uno spessore massimo del riempimento intorno a 350 m (FERRI *et alii*, 2018, 2020; DI GIULIO *et alii*, 2020).

Questi ultimi lavori, che hanno investigato l'intero bacino, hanno evidenziato la presenza di due diversi depocentri separati lungo la direttrice Misciano-Poggio Valaccone. Secondo FERRI *et alii* (2018, 2020) gli spessori massimi si raggiungono nel depocentro settentrionale che si individua pressoché in corrispondenza della zona industriale; nel settore meridionale, dove il depocentro si sviluppa tra la località Piano di Santa Scolastica e Valcaldara, il substrato si attesta a debole profondità. DI GIULIO *et alii* (2020) diversamente ipotizzano spessori dei sedimenti confrontabili nei due depocentri e ricostruiscono la presenza intorno ai 100 m di profondità di un passaggio tra unità ghiaiose a diverso grado di competenza.

Infine lo spessore locale dei depositi conglomeratici riferibili al conoide polifasico di Patino è stato desunto dai dati di un'indagine *down hole* condotta subito ad est dell'abitato di Norcia, nell'ambito degli studi di microzonazione sismica (RE-GIONE UMBRIA, 2006). L'indagine mostra una chiara inversione di Vs con la profondità, da 700 m/s nei primi 48 m a 500 m/s al di sotto fino a 60 m, interpretata con il passaggio dai depositi conglomeratici del conoide ai depositi siltosi e argillosi lacustri, mai affioranti nel bacino (BINDI *et alii*, 2011; DI GIULIO *et alii*, 2020).

L'insieme delle conoscenze, derivanti da tutti gli studi di cui la conca di Norcia è stata oggetto e dai dati raccolti nell'area per la realizzazione del Foglio, con le incertezze sopra ricordate, hanno permesso di distinguere nell'ambito delle successioni pleistoceniche affioranti nel bacino tre principali gruppi di unità a limiti inconformi, il *supersintema della conca di Norcia* (NR), il *sintema di Savelli* (VEI) e il *sintema del Piano di Santa Scolastica* (OLT), separati da importanti discontinuità di natura erosiva.

Tab. 2 - Risultati delle datazioni AMS eseguite su campioni di paleosuoli (bulk) intercalati nelle successioni quaternarie attraversate in sondaggio nella conca di Norcia e nelle aree di Buda (PG) e Cittareale (RI), calibrati con il programma Oxcal 3.10 (REIMER et alii, 2013).

ID LABORATORIO	ID CAMPIONE	LOCALITÀ	PROFONDITÀ metri	ETÀ CALIBRATA (2s)
LTL18679A	EC44	Cittareale Cupello	1,2	$5683 \pm 59 \; \mathrm{BC}$
LTL18680A	EC52	Cittareale Bricca	3,85÷ 4,15	$696 \pm 73 \text{ AD}$
LTL18684A	FP37	Buda Prati di Tro- gnano 1,5		$7629 \pm 96 \text{ BC}$
LTL19611A	EC106	Norcia - via XX Set- tembre	13,3÷13,45	38839 ± 583 BC
LTL19612A	EC122A	Norcia - viale Europa	19,25÷19,40	>45000
LTL19613A	EC132A	Norcia - Monastero S. Antonio	23,3÷23,5	33586 ± 539 BC
LTL19614A	EC134	Azienda Agricola Ca- rucci	11,3÷11,45	43229 ± 1064 BC
LTL19615A	EC137A	San Pellegrino	6,4÷6,6	$29370\pm207~BC$
LTL19616A	FP112	Norcia - Circonvalla- zione	7,3÷7,4	>45000
LTL19617A	FP147	Norcia - Centro storico via Novelli	20,9÷21	$38460\pm582~BC$
LTL19618A	FP148B	Norcia - via XX Set- tembre	15,6÷15,7	$36470\pm571~BC$
LTL19619A	FP162	Norcia - zona indu- striale	22,4÷22,5	>45000
LTL20115A	EC183	Savelli	8÷8,8	860 ± 51 BC
LTL20116A	EC204	Norcia - SP 476 - Cir- convallazione	13÷13,2	43051 ± 1545 BC
LTL20117A	FP242	Norcia - Fonte Vena	5,4÷5,6	45066 ± 1953 BC
LTL20118A	FP303	Norcia - Mad.na Bella	18,8÷19	40169 ± 1129

Tab. 3 -  $Età^{40}Ar/^{59}Ar$  dei tephra distali rinvenuti nelle successioni medio pleistoceniche delle conche di Norcia (PG) e di Leonessa-Terzone (RI).

ID CAMPIONE	LOCALITÀ	plateau	isocrona
FP16C2	Sala (Leonessa, RI)	551±2 ka	546 ± 13 ka
FP4	Terzone (Leonessa, RI) - scavo Zelli	-	$\begin{array}{c} 614 \pm 12 \text{ ka} \div \\ 527 \pm 60 \text{ ka} \end{array}$
FP128H	Norcia - Hotel Salicone	610 ± 4 ka	606 ± 18 ka
FP229	Norcia - casa Battaglia	576 ± 2 ka	570 ± 10 ka

Il supersintema della conca di Norcia raggruppa le successioni sedimentarie più antiche, a partire dalle fasi iniziali d'impostazione del bacino. Il supersintema comprende il sintema del Convento dei Cappuccini (NRP) e il sintema dei Casali di Serravalle (NRR). Include inoltre depositi alluvionali e detritici diffusi lungo i versanti, i cui rapporti con i depositi riferiti ai sintemi non sono facil-

mente ricostruibili e i depositi lacustri, mai indagati direttamente, la cui presenza al fondo del bacino è stata desunta sulla base delle indagini geofisiche di cui sopra e da dati di sondaggio, per i quali non è possibile, allo stato attuale delle conoscenze, stabilire una correlazione fondata con le unità di rango inferiore.

Il *sintema di Savelli*, riferibile alla seconda metà del Pleistocene medio, è un'unità intermedia, estesamente rappresentata nel settore meridionale della conca e presente solo in sporadici lembi in quello settentrionale.

Il sintema del Piano di Santa Scolastica raggruppa invece tutti i depositi la cui sedimentazione è avvenuta prevalentemente durante le fasi climatiche fredde ed aride del Pleistocene superiore e comprende l'ultimo massimo glaciale. Il riferimento a carattere prudenziale di questa unità ad un intervallo cronologico più ampio, per includere dubitativamente anche la parte superiore del Pleistocene medio, deriva dalla difficoltà in alcune aree di stabilire un limite certo fra i depositi del Pleistocene superiore e quelli più antichi, in assenza di buone esposizioni. Il complesso gioco di rapporti fra tettonica, eventi sedimentari e fasi erosive, infatti, non solo ha determinato rapporti di incassamento in alcuni settori della conca e di sovrapposizione in altri, ma ha fatto sì che estese superfici di erosione, come quella appunto del Piano di Santa Scolastica o parte del conoide di Patino, potessero svilupparsi, con troncatura degli orizzonti pedogenetici, indifferentemente sui depositi del Pleistocene superiore o su lembi di depositi più antichi e passare senza soluzioni di continuità a superfici deposizionali. Nell'area di Norcia, grazie alla disponibilità di dati di sondaggio e di studi paleosismologici, nell'ambito del sintema è stato possibile distinguere una unità di rango inferiore, il subsintema di Norcia, che documenta l'evoluzione sedimentaria della conca negli ultimi 30.000 anni, mentre in altri ambiti i depositi dell'ultimo massimo glaciale sono indistinguibili dagli altri depositi del sintema

#### 4.4.1. - supersintema della conca di Norcia (NR)

Unità di nuova istituzione, il *supersintema della conca di Norcia* comprende la maggior parte dei depositi di riempimento del bacino di Norcia ed è suddiviso in unità di rango inferiore, separate da discontinuità significative, con rapporti sia di incassamento sia di sovrapposizione l'una rispetto all'altra. I rapporti di incassamento si realizzano prevalentemente al *footwall* delle faglie, quelli di sovrapposizione all'*hangingwall*. Corrisponde solo in parte ai depositi della II fase deposizionale di CALAMITA *et alii* (1982) e comprende i depositi riferiti alle unità 1, 2, 3 e 4 del lavoro di BLUMETTI & DRAMIS (1993), che abbracciano un intervallo temporale compreso fra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio. Poiché la successione sedimentaria è dislocata da un fascio di faglie subparallele, la complessità dei rapporti nei diversi settori è tale che non sempre è possibile distinguere le singole unità, in assenza di *marker* stratigrafici, paleosuoli, vincoli cronologici e altri elementi discriminanti o per la mancanza di affioramenti, sezioni o carotaggi. In questi casi, frequenti lungo i versanti, si è scelto di cartografare il supersintema indistinto.

Depositi riferiti al supersintema indistinto sono cartografati in corrispondenza del versante bordiero nord-orientale, fra Casa Coccia e Casa Severini. Sono inoltre riferiti a questa unità i conglomerati alluvionali affioranti a Nottoria e nell'area di Monte Utero (Loc. Fonte della Pecora), i depositi di origine mista affioranti nell'abitato di San Pellegrino e poi più in alto, fino al Convento di Montesanto, ed esigui lembi di detriti di falda alla base del versante sud-occidentale di M. Ventosola.

Lungo i versanti nord-orientali della conca, l'unità poggia con contatto erosivo sul substrato carbonatico. La superficie limite superiore, di natura erosiva, corrisponde alla superficie topografica.

A nord di Casa Coccia i depositi dell'unità sono costituiti da brecce eterometriche e brecciole minute, discretamente classate, costituite da clasti calcarei angolosi in matrice limosa di colore ocraceo, caratterizzate da buona cementazione e da ghiaie eterometriche angolose, con matrice limosa di colore ocraceo (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>). A San Pellegrino affiorano brecce poligeniche litificate (Fig. 55a), scarsamente organizzate o mal stratificate, in banchi metrici, con clasti da angolosi a meno frequentemente subarrotondati, matrice e cemento di colore rossastro, con orizzonti molto grossolani ed intercalazioni di ghiaie minute con matrice limosa, riferibili ad un conoide torrentizio (*depositi di origine mista: da debris-flow e/o torrentizi*, i); nella stessa area affiorano inoltre conglomerati clasto sostenuti, ben cementati, organizzati in strati ed orizzonti moderatamente classati ed embriciati, indicativi di correnti trattive da est verso ovest, deposti da un corso d'acqua principale, non distinti cartograficamente dalle brecce. A Nottoria sono riferibili al *supersintema della conca di Norcia* conglomerati ben organizzati (Fig. 55b) in strati ed orizzonti classati, piano paralleli o a stratificazione incrociata, con clasti angolosi o subangolosi, scarsa matrice limoso sabbiosa di colore ocraceo, forte cementazione, con intercalazioni lenticolari di depositi fini, limosi, e sottili orizzonti di paleosuoli argillosi (*depositi alluvionali*, b). Alla sommità si conserva talora un suolo relitto argilloso limoso di colore rosso (2,5 YR 4/6) o rosso-bruno (2,5 YR 4/4).

I depositi del supersintema indistinto, che si presentano fortemente erosi, rimodellati e talora sospesi, formavano falde detritiche alla base dei versanti e antichi conoidi alluvionali o di origine mista che si sviluppavano allo sbocco dei valloni che solcano i versanti del M. Ventosola e del M. Cappelletta (San Pellegrino) o dei fossati ai piedi di Monte Salaiole (Nottoria). Lo spessore affiorante è compreso tra pochi metri ed un massimo di 50 m.

In assenza di elementi utili per una collocazione cronologica precisa, l'unità può essere riferita ad un intervallo di tempo che va dal Pleistocene inferiore *p.p.* al Pleistocene medio, in accordo con quanto riportato in BLUMETTI & DRAMIS (1993).

PLEISTOCENE INFERIORE *p.p.* - PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* 

# 4.4.1.1. - sintema del Convento dei Cappuccini (NRP)

Unità di nuova istituzione, il *sintema del Convento dei Cappuccini* corrisponde ai depositi alluvionali dell'unità 2 (*terrazzo superiore del conoide di Patino* del Pleistocene inferiore-medio) e in parte ai *conglomerati immaturi cementati* dell'unità 1 (Pliocene superiore? -Pleistocene inferiore?) in BLUMETTI & DRAMIS (1993).

Affiora lungo il margine nord-orientale del bacino di Norcia, ai limiti del Foglio, nei pressi del Convento dei Cappuccini e poi più a nord, fuori dai limiti del Foglio, a Casale Corzanici, nell'area delle Case Bucchi e a Casa Perla, dove costituisce la porzione apicale del conoide più antico del Fosso di Patino. Sono stati riferiti alla stessa unità da BLUMETTI & DRAMIS (1993) depositi lacustri intercettati



Fig. 55 - Brecce poligeniche litificate affioranti nell'abitato di San Pellegrino (a) e conglomerati ben organizzati e litificati a Nottoria (b) riferiti al supersintema della Conca di Norcia (NR).

in due sondaggi ai margini dell'abitato di Norcia, in corrispondenza dell'Hotel Nursia/Palatino, a profondità rispettivamente di 20 e 37 m dal piano campagna (BLUMETTI *et alii*, 1990). Gli stessi depositi lacustri sono stati attraversati in un sondaggio *downhole* realizzato nei pressi dell'edificio scolastico Battaglia a Norcia, dove a partire dalla profondità di 48 m dal p.c. si registra una significativa inversione della velocità Vs (da 700 m/s a circa 500 m/s; BINDI *et alii*, 2011).

La superficie limite superiore dell'unità è generalmente erosiva, sebbene fuori dai limiti del Foglio conservi localmente l'andamento originario della superficie del conoide; a luoghi è invece caratterizzata dalla presenza di un profondo orizzonte di alterazione e dal soprastante paleosuolo *dark reddish brown*, a sua volta coperto, nell'area subito a valle del Convento dei Cappuccini, dai sedimenti, mobilizzati dai processi di versante, di un suolo relitto fersiallitico di colore rosso che in alcuni settori si ritrova anche al tetto delle unità successive. La superficie limite inferiore, di natura erosiva sul substrato carbonatico, è stata raggiunta ad una profondità di 70 m in un sondaggio (cfr. archivio L.464) nell'area di Casa Perla, 2 km a nord dei limiti del Foglio, dove l'unità raggiunge gli spessori maggiori. Nell'area del Foglio gli spessori massimi affioranti sono di circa 30 m.

Nell'area del Convento dei Cappuccini affiorano brecce in banchi a clasti angolosi e subangolosi di apporto locale (*depositi di origine mista*, i) e conglomerati riferibili al conoide di Patino, caratterizzati da *set* moderatamente classati, con orizzonti a clasti calcarei prevalentemente centimetrici da subangolosi a subarrotondati e lenti a clasti più grossolani e *boulders* arrotondati, di riempimento di canali, matrice limoso sabbiosa, (*depositi alluvionali*, b) (Casale degli Amici, Fig. 56). I de-



Fig. 56 - Conglomerati del sintema del Convento dei Cappuccini, affioranti poco a nord di Casale degli Amici.

positi sono clasto sostenuti, da moderatamente a ben cementati, fino a litificati.

L'unità appare dislocata da tre rami subparalleli della Faglia di Norcia. In corrispondenza degli elementi tettonici l'unità affiora lungo versanti di faglia, sensibilmente arretrati e rimodellati dall'erosione. Formava un esteso conoide alluvionale allo sbocco della Valle di Patino, coalescente con un conoide di origine mista (torrentizia, da *debris-flow*), posto allo sbocco della limitrofa Valle di Capregna (fuori dal Foglio). Nell'area di Norcia le conoidi si immettevano in un'area depressa in cui si sviluppavano condizioni lacustri e/o palustri. Attualmente si conservano, dislocati dalle faglie e rimodellati dall'erosione, solo i settori apicali dei due litosomi.

La datazione K/Ar di un sottile livello vulcanico rinvenuto negli orizzonti sommitali dell'unità, in una trincea realizzata in corrispondenza dell'apice del conoide di Patino, presso Case Bucchi (a nord dei limiti del Foglio), ha restituito un'età di  $0,98 \pm 0,1$  ka (BLUMETTI & DRAMIS, 1993). I depositi lacustri intercettati in sondaggio nell'area dell'attuale Hotel Palatino a Norcia, correlabili al *sintema del Convento dei Cappuccini*, hanno fornito un'età K/Ar di  $1,24 \pm 0,2$  ka BP (BLUMETTI & DRAMIS, 1993). L'unità può essere pertanto riferita al Pleistocene inferiore *p.p.* 

PLEISTOCENE INFERIORE *p.p.* 

# 4.4.1.2. - sintema di Casali di Serravalle (NRR)

Unità di nuova istituzione, il *sintema di Casali di Serravalle* corrisponde alla 2<sup>a</sup> unità deposizionale del Pleistocene medio di CALAMITA *et alii* (1982) e a parte dei depositi alluvionali del Pleistocene medio (*terrazzo inferiore del conoide di Patino*, unità 4) di BLUMETTI & DRAMIS (1993).

Affiora ampiamente nel settore settentrionale della conca intermontana di Norcia e nella Valle del Fiume Sordo fino a Villa di Serravalle. Più a nord-est prosegue al di fuori dei limiti del Foglio fin sotto Case Bucchi, in destra idrografica del Fosso di Patino.

La superficie limite inferiore dell'unità non è mai visibile direttamente in affioramento ma è stata riconosciuta in una sezione antropica presso l'Hotel Palatino (Nursia) di Norcia (BLUMETTI *et alii*, 1990; BLUMETTI & DRAMIS, 1993) e corrisponde al passaggio, di natura erosiva, dalla successione lacustre datata al Pleistocene inferiore ai depositi alluvionali e palustri prevalentemente ghiaiosi riferibili all'unità (BLUMETTI *et alii*, 1990; BLUMETTI & DRAMIS, 1993). Nel settore apicale del conoide di Patino, fuori dai limiti del Foglio, l'unità è in contatto tettonico (BLU-METTI & DRAMIS, 1993) con i depositi del *sintema del Convento dei Cappuccini* (NRP). La superficie limite superiore generalmente corrisponde alla superficie topografica e si presenta troncata e talora coperta da suoli bruni ascrivibili al Pleistocene superiore. Nell'area di Fonte Vena (subito a nord dei limiti del Foglio) il limite superiore corrisponde al passaggio di natura erosiva, caratterizzato da discordanza angolare, ai depositi del *sintema del Piano di Santa Scolastica* (OLT). Il sintema è costituito da conglomerati clasto sostenuti ben cementati e ben organizzati, con clasti da pluricentimetrici a pluridecimetrici da subarrotondati ad arrotondati e lenti a *boulders* pluridecimetrici, mobilizzati da correnti trattive di elevata energia e depositati in un ambiente di canale nell'ambito del grande conoide torrentizio di Patino; nella porzione superiore dell'unità sono inoltre presenti argille siltose, silt argillosi e siltiti laminate di colore rosso, giallastro e grigio, che talora raggiungono spessori di alcuni metri; le siltiti sono ricche di minerali vulcanici, conservano livelli vulcanici primari e comprendono diversi orizzonti pedogenizzati e sono riferibili a ripetuti eventi di esondazione e di sedimentazione in ambienti alluvionali di intercanale, intervallati da prolungati periodi di esposizione agli agenti atmosferici, in cui i depositi di esondazione venivano interessati da intensa alterazione e da pedogenesi (*depositi alluvionali*, b). Nei settori più prossimi ai versanti, subito fuori dai limiti del Foglio, tali siltiti si alternano ad orizzonti di ghiaie subangolose (Fig. 57a sondaggio casa Battaglia) di apporto dagli affluenti in destra idrografica del F. Sordo.

Sebbene i depositi dell'unità siano profondamente dissecati e rimodellati dall'erosione, localmente, nel settore a nord-est dell'abitato di Norcia, conservano l'andamento dell'originaria superficie deposizionale del conoide del Fosso di Patino. Lo spessore affiorante supera i 100 m.

La datazione <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar di un orizzonte vulcanico primario rinvenuto in sondaggio nella porzione superiore dell'unità ha restituito un'età isocrona di 570 ± 10 ka (Tab. 3, Fig. 57a). Una seconda datazione <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar è stata effettuata su un orizzonte vulcanico intercalato in sedimenti alluvionali rinvenuti in un sondaggio, realizzato per la ricostruzione dell'Hotel Salicone, che ha attraversato la porzione più profonda della stessa successione. L'età isocrona in questo caso è di 606 ± 18 ka (Tab. 3, Fig. 57b). Pertanto, considerando i rapporti con le altre unità e le due datazioni, il *sintema di Casali di Serravalle* è riferibile alla prima parte del Pleistocene medio.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* 

# 4.4.2. - sintema di Savelli (VEI)

Il sintema di Savelli è un'unità di nuova istituzione che corrisponde solo in parte ai depositi alluvionali del Pleistocene medio di BLUMETTI & DRAMIS (1993) e all'unità 3, riferita al Pleistocene medio finale, di COLTORTI et alii (1989). Affiora nell'area dei Cappuccini, allo sbocco della Valle di Capregna nella conca di Norcia, dove forma il relitto di un conoide alluvionale. Affiora inoltre in lembi isolati dall'erosione, da riferire ad una fase deposizionale del conoide di Patino, nell'area di Madonna delle Grazie, a est dell'area industriale di Norcia e in una stretta dorsale collinare in prossimità delle sorgenti del Torbidone, a nord del Poggio Valaccone. Sono inoltre correlabili a questa unità, in base ai rapporti di incassamento con i con-



Fig. 57 - Stratigrafie di due sondaggi eseguiti per la ricostruzione post crisi sismica 2016-2017 tra Casali di Serravalle e Norcia, nell'area di affioramento del sintema di Casali di Serravalle: a) sondaggio casa Battaglia; b) sondaggio Hotel Salicone. I sondaggi hanno attraversato una successione lacustre o palustre, alla base, e alluvionale alla sommità. Sono indicate le date  ${}^{40}Ar/{}^{59}Ar$ ottenute su due orizzonti vulcanici primari intercalati nei sedimenti.

glomerati del *supersintema della conca di Norcia* (NR), i depositi diffusamente affioranti fra Nottoria e Savelli, nel settore meridionale della conca.

Nel settore settentrionale l'unità affiora nel *footwall* di alcuni segmenti sintetici del sistema di faglie attive ed è delimitata superiormente da una superficie di natura erosiva che corrisponde alla superficie topografica. Fra Madonna delle Grazie e Madonna Bella (in prossimità di Norcia) è delimitata ad ovest da una scarpata di faglia sintetica in parte corrispondente al contatto tettonico con le ghiaie del *sintema del Piano di S. Scolastica* (OLT), mentre ad est è caratterizzata dalla presenza di un paleosuolo limoso argilloso di spessore metrico e colore 2,5 YR 2,5/2 (*very dusky red*), e dalla copertura, con contatto di natura erosiva (Fig. 58, sezione di case Salvatori), di ghiaie alluvionali pedogenizzate riferibili al successivo *sintema del Piano di Santa Scolastica* (OLT). Nel settore meridionale del bacino, a nord di San Marco, si conserva estesamente l'originaria superficie deposizionale dell'unità, solo modestamente interessata da troncatura erosiva. Lo spessore massimo affiorante dei depositi del sintema è di circa 25 m.

I depositi del sintema di Savelli sono costituiti da ghiaie da subangolose a subarrotondate, a clasti centimetrici e pluricentimetrici, con matrice limoso sabbiosa, clasto sostenute, organizzate in orizzonti discretamente classati, alternate ad orizzonti di limi sabbiosi di colore chiaro o con tracce di pedogenesi più o meno spinta, coperte da un paleosuolo limoso argilloso (fra 2,5 YR 3/4 dark reddish brown e 2,5 YR 2,5/2, very dusky red, Fig. 58); fra Savelli e Nottoria il sintema di Savelli è rappresentato da conglomerati ben cementati con clasti arrotondati e subarrotondati, da centimetrici a decimetrici, ben organizzati in orizzonti discretamente classati, con scarsa matrice limoso sabbiosa di colore chiaro, alternate ad orizzonti di limi sabbiosi (depositi alluvionali, b). L'unità comprende inoltre limi e limi argillosi rossastri (2,5 YR 4/6, red), con sparsi clasti silicei, riferibili a sedimenti di suoli (coltri eluvio-colluviali, b<sub>2</sub>) sviluppati al tetto dei depositi alluvionali nel settore settentrionale del bacino di Norcia e argille e argille siltose decarbonatate, con scheletro siliceo, ad aggregazione prismatica, contenenti orizzonti vulcanoclastici alterati, all'interno di una successione di detriti nell'area di Forca Piana, a est di Poggio Valaccone, scarsamente visibile attualmente ma accuratamente descritta in BLUMETTI et alii (1990) (prodotti eluviali/alteriti, b<sub>6</sub>). Sono stati inoltre riferiti al sintema di Savelli esigui affioramenti di detriti a clasti angolosi generalmente eterometrici in matrice terrosa di colore bruno rossastro, affioranti nell'area della Costa di Cascia, e brecce da cementate a litificate in banconi anche metrici, da suborizzontali a inclinati contro-monte affioranti nell'area di Popoli (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>).

Nel settore meridionale l'unità forma un piccolo conoide alluvionale allo sbocco del Fosso Renacce (a nord di Nottoria) ed estesi terrazzi alluvionali fra Nottoria (a partire dalla confluenza della Valle con il Fosso Renacce) e Savelli.

La datazione di un orizzonte piroclastico contenuto all'interno delle alteriti ri-



Fig. 58 - Sezione nei pressi di Case Salvatori, in località Madonna Bella. a) paleosuolo lisciviato limoso argilloso 2,5 YR 2,5/2 (very dusky red) sviluppato alla sommità dei depositi del sintema di Savelli (Pleistocene medio p.p.); b) contatto erosivo; c) ghiaie alluvionali di spessore non cartografabile riferibili al sintema del Piano di Santa Scolastica; d) suolo limoso ghiaioso 2,5 YR 3/6 (dark red); e) suolo agrario.

ferite al sintema ha fornito un'età K/Ar di  $0,3 \pm 0,2$  ka (BLUMETTI *et alii*, 1990). Inoltre la datazione di un *tephra* rinvenuto a Nottoria, in località La Fontaccia, all'interno di un suolo fersiallitico, nella parte sommitale di un deposito di conoide alluvionale, ha restituito un'età K/Ar di  $0,23 \pm 0,03$  ka (COLTORTI *et alii*, 1989).

Poiché gli affioramenti oggetto della datazione non sono più visibili e i depositi del *sintema di Savelli* dell'area di Nottoria potrebbero sia identificarsi, sia essere successivi all'orizzonte datato, la datazione non rappresenta purtroppo un sicuro riferimento cronologico.

Una ricerca condotta da CALZONI (1921) nell'area di Norcia, sulla superficie del terrazzo alluvionale riferibile al sintema, sospeso di pochi metri in destra del Torbidone, nei pressi di Poggio Valaccone, ha messo in luce la presenza di numerosi resti di industria primitiva; lo studio di circa 200 manufatti litici in selce, a carattere omogeneo, costituiti principalmente da raschiatoi, grattatoi e punte su scheggia, oltre a dischi e lame, ha consentito all'autore di riferire la stazione del Torbidone al Paleolitico medio, in particolare ad uno dei livelli del Musteriano medio. In conclusione l'unità nel suo insieme è riferibile, anche in base ai rapporti con le altre unità, alla seconda parte del Pleistocene medio.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* 

### 4.4.3. - sintema del Piano di Santa Scolastica (OLT)

Il sintema del Piano di Santa Scolastica è stato appositamente istituito per designare essenzialmente i depositi del Pleistocene superiore affioranti all'interno del bacino di Norcia che, seppur di significato stratigrafico simile, non sono in diretta connessione con quelli di uguale età affioranti in altre aree del Foglio 337 ed assumono precipui rapporti, di parziale incassamento e sovrapposizione con i depositi più antichi, in relazione all'attività del sistema di faglie di Norcia. I depositi cartografati in questa unità nel lavoro di CALAMITA *et alii* (1982) rientrano prevalentemente nella 2<sup>a</sup> unità deposizionale e in quello di BLUMETTI & DRAMIS (1993) sono riferiti al *terrazzo inferiore di Patino* (unità 4).

Nell'area del centro abitato di Norcia la disponibilità di molti dati di sondaggio ha permesso di ottenere i necessari vincoli cronologici per distinguere nella parte superiore del sintema il *subsintema di Norcia* (OLT<sub>1</sub>). Altrove è stato cartografato il sintema indistinto.

Il *sintema del Piano di Santa Scolastica* affiora ampiamente in tutto il bacino di Norcia: nell'area del conoide di Patino, nell'area di Grotti, lungo i versanti nordorientale e sud-occidentale, nell'area di San Pellegrino e poi più a sud fino a Savelli, nella valle del torrente La Pescia e nella zona di Nottoria.

L'unità è delimitata superiormente da una superficie deposizionale, dove a luoghi si sviluppano suoli bruno rossicci di modesto spessore. La superficie limite inferiore, raramente visibile in affioramento, corrisponde ad un contatto di natura erosiva con i depositi delle unità precedenti. Nell'area di Madonna delle Grazie - Madonna Bella, a est di Norcia, il passaggio erosivo dal *sintema di Savelli* (VEI) al *sintema del Piano di Santa Scolastica* (OLT) è marcato dalla presenza del paleosuolo *very dusky red* precedentemente descritto (vedi § 3.2, Fig. 58).

L'unità è costituita da depositi riferibili a diverse facies sedimentarie: ghiaie, ghiaie sabbiose, ghiaie limose e conglomerati clasto sostenuti, ben organizzati in strati e orizzonti a stratificazione piano parallela, mediamente classati, generalmente ben cementati, con clasti arrotondati e subarrotondati embriciati, lenti a *boulders* pluridecimetrici, con poca matrice ghiaioso-limosa e sporadici sottili orizzonti di limi sabbiosi (*depositi alluvionali*, b; Fig. 59); diamicton e diamictiti a clasti calcarei angolosi centimetrici, con frequenti clasti decimetrici, in matrice limoso sabbiosa, talora costituita da sedimenti di suoli (*depositi di origine mista*, i; Fig. 60); detriti a clasti angolosi, prevalentemente fini, da massivi a stratificati, con tessitura variabile (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>); diamicton molto eterometrici, caotici (*depositi di* 



Fig. 59 - Conglomerati del sintema del Piano di Santa Scolastica (OLT) nell'area di Fonte Vena.



Fig. 60 - Diamictiti prodotte da fenomeni di trasporto in massa in località Casciolino.

frana,  $a_1$ ). Lo spessore massimo affiorante dei deposti del sintema è di circa 30 m.

I depositi del *sintema del Piano di Santa Scolastica* presentano nella generalità dei casi morfologie ben conservate. Corrispondono principalmente al piano alluvionale del torrente La Pescia, che si estende fra l'abitato di Savelli e la zona industriale di Norcia (Piano di Santa Scolastica), con un'inclinazione verso NO inferiore a 2° (3%) e a estesi conoidi alluvionali e di origine mista (torrentizi e di *debris flow*) che si sviluppano allo sbocco dei valloni del versante nord-orientale della conca, a partire dal conoide di Patino e fino al conoide di San Pellegrino, solo moderatamente reincisi e rimodellati. Lungo i versanti sono stati riferiti al sintema diamictiti prodotte da trasporto in massa (Fig. 60).

La datazione dei paleosuoli intercalati nella successione ha fornito età AMS di 43229 +/-1064 BC e 45066 +/-1953 BC (Tab. 2), oltre ad alcuni risultati al di sopra dei limiti del metodo. La sedimentazione dei depositi dell'unità può essere prevalentemente attribuita alle fasi climatiche fredde ed aride del Pleistocene superiore; tuttavia non è possibile escludere la presenza nell'unità di depositi riferibili all'ultima parte del Pleistocene medio.

PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE

# 4.4.3.1. - subsintema di Norcia (OLT<sub>1</sub>)

Unità di nuova istituzione, il *subsintema di Norcia* corrisponde in parte al conoide di Patino dell'Ultimo Massimo Glaciale di GALLI *et alii* (2018).

Depositi riferiti a questa unità sono stati distinti soltanto nell'area dell'abitato di Norcia, grazie agli studi paleosismologici (GALLI *et alii*, 2018, *cum bibl*.) e alle numerose perforazioni effettuate nell'abitato dopo gli eventi sismici del 2016-2017, che hanno permesso di ottenere ulteriori vincoli cronologici.

L'unità è delimitata superiormente dalla superficie topografica. La superficie limite inferiore corrisponde all'appoggio su un paleosuolo argilloso limoso di colore 5YR 2,5/3 (*dark reddish brown*) e spessore metrico che ha restituito età <sup>14</sup>C comprese fra 38839 +/-583 e 33586 +/-539 anni BP (Tab. 2) e che dovrebbe corrispondere al paleosuolo di circa 30000 anni descritto in GALLI *et alii* (2018). Lungo le faglie sintetiche ed antitetiche del sistema di Norcia è delimitata da scarpate di faglia. I depositi alluvionali raggiungono uno spessore massimo di 25 m.

Il *subsintema di Norcia*, rappresentato da facies alluvionali o di origine mista (torrentizie e di *debris flow*) e da detriti di falda, è costituito da: ghiaie calcaree poligeniche a luoghi cementate, discretamente organizzate in set classati, con clasti da centimetrici a decimetrici da subarrotondati a subangolosi, lenti di *boulders* arrotondati, matrice da limoso sabbiosa a sabbioso limosa, con orizzonti di limi ghiaiosi talora pedogenizzati (*depositi alluvionali*, b) e con paleosuoli intercalati; diamicton a clasti calcarei angolosi centimetrici, con frequenti clasti decimetrici, in matrice limoso sabbiosa, talora costituita da sedimenti di suoli (*depositi di origine mista: di debris flow e/o torrentizi e/o di valanga*, i); detriti a clasti calcarei angolosi generalmente fini, con rari blocchi, in matrice terrosa di colore bruno rossastro, da addensati a debolmente cementati (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>); depositi di colore bruno-giallastro, massivi, costituiti in prevalenza da silt decalcificati non cementati (*depositi eolici*, d).

L'unità si sviluppa prevalentemente nel settore distale del conoide polifasico di Patino di cui, nonostante ripetuti interventi antropici all'interno del centro storico di Norcia, rispecchia sostanzialmente l'originaria superficie deposizionale.

Numerose datazioni <sup>14</sup>C ottenute nel corso del rilevamento del Foglio 337 "Norcia" (Tab. 2) o in studi precedenti (GALLI *et alii*, 2018, *cum bibl.*) permettono l'attribuzione dei depositi del *subsintema di Norcia* (OLT<sub>1</sub>) all'ultima parte del Pleistocene superiore (LGM).

PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.* 

### 4.5. - CONCA INTERMONTANA DI CASCIA

La conca intermontana di Cascia, ubicata ad ovest dello spartiacque appenninico, è compresa all'interno del bacino idrografico del Fiume Corno, a sua volta appartenente al ben più esteso bacino del Fiume Tevere. Si tratta di una depressione di origine tettonica (LOTTI, 1926; DAMIANI, 1975; CALAMITA *et alii*, 1979, 1982, 1994b, 1995; COLTORTI *et alii*, 1989) di circa 5 km di lunghezza e 3 km di larghezza, allungata pressappoco in direzione ONO-ESE. In questa depressione, molto articolata al suo interno e dal perimetro abbastanza irregolare, sono andati progressivamente a confluire elevati spessori di depositi continentali, le cui caratteristiche saranno descritte in dettaglio nei paragrafi successivi.

Sotto il profilo fisiografico la parte più depressa della conca si colloca a quote topografiche comprese tra 600 e 800 m s.l.m., corrispondenti alle aree collinari prossime al centro abitato di Cascia. La porzione più depressa della conca è attraversata dall'asta principale del Fiume Corno che, con un *pattern* di tipo meandriforme, ne lambisce il bordo nord-occidentale. A valle del centro storico di Cascia il Fiume Corno riceve, in destra, il contributo del reticolo idrografico secondario, che percorre la depressione con una direzione pressappoco comparabile con quella dell'asse maggiore della conca. Si tratta, comunque, di corsi d'acqua temporanei, caratterizzati da lunghi periodi di siccità dell'alveo, durante i quali la circolazione idrica superficiale scompare quasi totalmente, per concentrarsi prevalentemente all'interno dei depositi di subalveo.

Il fondo della conca è stretto e profondamente incassato nei rilievi circostanti, che raggiungono quote superiori agli 800 - 1.000 m s.l.m., assumendo i connotati tipici della montagna centro-appenninica. Nel complesso la conca è delimitata dai seguenti rilievi montuosi: a nord dalle alture che uniscono M. Sassa (1.131 m s.l.m.) al centro abitato di S. Giorgio (915 m s.l.m.); ad est dalla dorsale che da S. Giorgio

prosegue in direzione NNO-SSE raggiungendo le massime elevazioni in corrispondenza del M. Cerreto (947 m s.l.m.), M. Frenfano (1.092 m s.l.m.), M. Sassatelli (1.151 m s.l.m.) e M. Valle Migora (1.330 m s.l.m.); a sud dall'allineamento M. Pizzo (1.438 m s.l.m.) - M. Valle Migora: ad ovest dall'allineamento M. Sassa -M. Meraviglia (1.392 m) - M. Pizzo, con orientazione NNO-SSE. Le sommità di questi rilievi, spesso subpianeggianti o lievemente ondulate, in netto contrasto con i ripidi versanti sottostanti, rappresentano i lembi residuali di una antica "superficie di spianamento sommitale" a debole energia del rilievo o "paleosuperficie" degli Auctt. (DEMANGEOT, 1965; DESPLANQUES, 1969; CALAMITA et alii, 1979, 1982, 1994b, 1999; CENTAMORE et alii, 1980; AMBROSETTI et alii, 1982b; CICCACCI et alii, 1985; COLTORTI et alii, 1989, 1996; DRAMIS et alii, 1991; BLUMETTI & DRA-MIS, 1993; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; GENTILI & PAMBIANCHI, 1999; COL-TORTI & PIERUCCINI, 2000, 2002; ARINGOLI et alii, 2012, 2014; GENTILI et alii, 2017). Detta "paleosuperficie" è stata successivamente, dislocata e frammentata a diverse quote a seguito delle fasi più rilevanti della tettonica estensionale, probabilmente manifestatesi a partire dal Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (CALAMITA et alii, 1994b; LAVECCHIA et alii, 1994), in concomitanza del sollevamento dell'area (vedi VI, § 4). Il sistema di Cascia è costituito da faglie dirette a direzione prevalentemente appenninica, con componente transtensiva secondo alcuni Autori (CALAMITA et alii, 1995; BONCIO et alii, 2004b) (vedi VI). Questi elementi distensivi hanno controllato nel tempo la disposizione e la genesi delle diverse unità continentali quaternarie depostesi nel bacino di Cascia, costituite essenzialmente da sedimenti di conoide, piana alluvionale, fluvio-lacustri e in minor misura da coltri eluvio-colluviali e depositi detritici di versante. La tettonica estensionale è proseguita per tutto il Quaternario, come evidenziato dalla dislocazione dei sedimenti lacustri medio-pleistocenici presenti prevalentemente nelle parti più depresse della conca di Cascia (CALAMITA et alii, 1982; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; GALLI et alii, 2020; REGIONE UMBRIA, 2014), nonché dei detriti stratificati di versante del Pleistocene superiore e dei depositi colluviali olocenici affioranti presso Manigi, in corrispondenza del bordo orientale del medesimo bacino (GALLI et alii, 2020).

L'evidenza di una tettonica attiva è peraltro comprovata dai dati sismologici riguardanti il bacino di Cascia e le aree ad esso limitrofe (ROVIDA *et alii*, 2021) (vedi VII). Anche la distribuzione areale dei depositi di versante è in gran parte condizionata dalla presenza dei principali elementi tettonici distensivi. La già elevata produzione di detriti, avvenuta in conseguenza della penecontemporanea attività tettonica, ha subito un ulteriore incremento durante condizioni climatiche freddoaride, come quelle verificatesi nel corso delle fasi fredde pleistoceniche. In questo contesto climatico, caratterizzato da un ambiente periglaciale favorevole al crioclastismo, si sono formati i detriti stratificati di versante che, con giaciture variabili, si rinvengono soprattutto alla base dei versanti che costituiscono la valle del F. Corno.

#### 4.5.1. - sintema di Colmotino (UCL)

Unità di nuova istituzione, il *sintema di Colmotino* corrisponde in parte alla 1<sup>a</sup> unità deposizionale del Pleistocene medio iniziale di CALAMITA *et alii* (1982), in parte alla 2<sup>a</sup> unità deposizionale del Pleistocene medio di COLTORTI *et alii* (1989) e all'Unità continentale inferiore An<sub>1</sub> del Bacino di Cascia del Pliocene superiore? - Pleistocene inferiore di REGIONE UMBRIA (2014).

L'unità affiora in corrispondenza della superficie sommitale relitta, scolpita sul substrato carbonatico, che si estende in località Colmotino, a quote comprese tra 825 e 940 m s.l.m. Le principali esposizioni si hanno in prossimità di Colmotino e lungo la strada sterrata che dal centro abitato omonimo conduce, procedendo verso nord, alla Fonte della Vita (tratto superiore della valle di Palmaiolo).

Inferiormente l'unità poggia in discordanza sul substrato carbonatico mesozoico. La superficie limite superiore, prevalentemente erosiva, corrisponde a quella topografica quando questa non è ricoperta, come tra Manigi e Monte Minco, da *coltri colluviali* ( $b_{7b}$ ) ed *eluvio-colluviali* ( $b_{2b}$ ). Nei pressi di Colmotino essa è invece caratterizzata dalla presenza di uno spesso paleosuolo fersiallitico rubefatto, con orizzonte inferiore petrocalcico evoluto a spese dei sottostanti materiali ghiaiosi con sottili livelli e lenti sabbiose, ascrivibile al Pleistocene medio (Coltorti *et alii*, 1989). Nell'area del Foglio lo spessore massimo affiorante è di circa 60 m.

Si tratta prevalentemente di ghiaie grossolane, raramente blocchi, con sottili intercalazioni sabbiose e argillose (*depositi di conoide alluvionale*, *b*). Le ghiaie sono costituite da clasti calcarei da pluricentimetrici a pluridecimetrici in matrice sabbiosa a luoghi abbondante. I clasti, riferibili alle varie unità meso-cenozoiche della locale successione Umbro-Marchigiana, mostrano un grado di arrotondamento variabile da subarrotondato ad arrotondato. Complessivamente questi depositi mostrano una scarsa organizzazione interna. Subordinatamente sono presenti conglomerati, anch'essi poco organizzati, con matrice sabbiosa, contraddistinti da clasti da subangolosi a subarrotondati.

I depositi, molto probabilmente disarticolati dalla tettonica distensiva pleistocenica (REGIONE UMBRIA, 2014), sono dissecati dal reticolo idrografico attuale e rimodellati dai fenomeni di dilavamento ad opera delle acque di ruscellamento diffuso. In base alle loro caratteristiche sedimentologiche e geomorfologiche questi depositi sono ascrivibili ad un ambiente sedimentario di conoide alluvionale prossimale.

All'interno del paleosuolo fersiallitico, individuato alla sommità di questa unità presso Colmotino, COLTORTI *et alii* (1987, 1989) hanno identificato dei materiali piroclastici, la cui analisi mineralogica ha rilevato l'esistenza di abbondante sanidino con subordinati cristalli di biotite, granato e pirosseni augitici. Sono, inoltre, presenti granuli di ossidi di ferro, frammenti sedimentari carbonatici e silicei, frammenti di pomice e rare particelle vetrose. La datazione K/Ar di questi materiali ha restituito un'età di  $280 \pm 3$  ka. I problemi di affidabilità del metodo isotopico K/Ar, le caratte-

ristiche del materiale datato e il sospetto che si tratti di sedimenti rielaborati e alterati, inducono ad accogliere con la dovuta cautela tale determinazione cronologica. A ciò va aggiunto che la datazione <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar eseguita da STOPPA & VILLA (1991) su livelli vulcanoclastici intercalati nei depositi fluvio-lacustri del *sintema di Cascia* (UCS), relativamente più giovani, ha fornito un'età di 400  $\pm$  10 ka. Pertanto, non avendo a disposizione degli elementi certi per valutare l'età di questi depositi, si possono solo avanzare delle considerazioni di carattere morfologico e stratigrafico. Difatti, in base ai rapporti morfostratigrafici con le altre unità continentali e alla sua posizione altimetrica sulla superficie sommitale più elevata, l'unità può essere considerata la più antica del bacino di Cascia. Secondo quanto precedentemente esposto e avvalendosi di correlazioni con depositi analoghi affioranti nei bacini limitrofi, si può propendere per un'età del corpo sedimentario riferibile ad un generico Pleistocene inferiore *p.p.* 

Pleistocene inferiore p.p.

### 4.5.2. - sintema di Maltignano (UMI)

Unità di nuova istituzione, il *sintema di Maltignano* corrisponde in parte alla 1<sup>a</sup> unità deposizionale del Pleistocene medio iniziale di CALAMITA *et alii* (1982), in parte alla 2<sup>a</sup> unità deposizionale del Pleistocene medio di COLTORTI *et alii* (1989) e all'Unità continentale inferiore An<sub>2</sub> del Bacino di Cascia del Pleistocene inferiore - Pleistocene medio di REGIONE UMBRIA (2014).

L'unità affiora principalmente, a quote comprese tra 880 e 730 m s.l.m., nella valle di Maltignano, tra Colle di Gubbiano, Tazzo e Monte Minco, in località Collezzano e Casale Belvedere (a SO di Cascia), dove dà luogo a corpi sedimentari terrazzati, fortemente sospesi sui fondivalle attuali. Piccoli affioramenti si rinvengono nei pressi della località La Statura (a SO di Serviglio).

Inferiormente l'unità poggia in discordanza sul substrato carbonatico meso-cenozoico, mentre la superficie limite superiore, di natura erosiva, coincide con l'attuale piano topografico. Nell'area tra Tazzo e Monte Minco essa è frequentemente ricoperta da una spessa *coltre eluvio-colluviale* ( $b_{2b}$ ). A differenza dell'unità continentale più antica, confinata sulla superficie sommitale di Colmotino, questa unità si rinviene prevalentemente all'interno delle valli di Maltignano e di Palmaiolo, dove mostra rapporti d'incassamento con il *sintema di Colmotino* (UCL). Lo spessore complessivo dell'intero sintema è di circa 100 m.

L'unità è costituita in buona parte da depositi riconducibili principalmente ad un ambiente sedimentario di conoide alluvionale ed in minor misura di piana alluvionale (*depositi alluvionali*, *b*), rappresentati prevalentemente da conglomerati e da ghiaie (talora blocchi) e subordinatamente da limi argillosi e limi sabbioso-argillosi.

Le principali esposizioni della litofacies conglomeratica si hanno presso Tazzo e sul tornante della strada Maltignano-Tazzo, lungo la Strada Provinciale 473 (a est

di Maltignano), ove danno luogo a spettacolari pareti subverticali di circa 100 m di altezza, a monte della località Santa Trinità (Fig. 61) e in corrispondenza delle scarpate che sovrastano la Strada Regionale 471 "Monteleonina", che congiunge Cascia con Monteleone di Spoleto.

Si tratta della litofacies più diffusa, costituita da conglomerati, da poco a ben cementati, solitamente disposti in strati da spessi a molto spessi (dai 3 ai 5 m), con giacitura prevalentemente suborizzontale. I clasti sono formati da ghiaie calcaree eterometriche (da centimetriche a pluricentimetriche) costituite da litotipi appartenenti alle successioni locali. Essi sono generalmente di forma da sferica a discoidale ed hanno un grado di arrotondamento variabile da subangoloso a subarrotondato. Complessivamente la



Fig. 61 - Depositi conglomeratici del sintema di Maltignano affioranti a monte della località Santa Trinità.

tessitura è a supporto di clasti, con matrice ghiaioso-sabbiosa e sabbioso-limosa da subordinata ad abbondante. Nell'insieme il deposito si presenta moderatamente classato. Talora si osservano strutture sedimentarie, come canali, stratificazioni incrociate ad alto angolo (*foreset*) di tipo planare, isorientazioni ed embricature dei ciottoli. Localmente sono visibili lenti ed intercalazioni sabbioso-ghiaiose.

Lungo la strada che da Maltignano conduce a Tazzo, è interessante notare dei banchi conglomeratici inclinati di circa 30° verso valle (giacitura 270/30) (Fig. 62). Se escludiamo una loro originaria clinostratificazione o un basculamento connesso a processi gravitativi, tale assetto probabilmente può essere ricondotto a cause tettoniche, considerata la vicinanza dei conglomerati alla faglia diretta, a direzione appenninica, che disloca la formazione della *Maiolica* su cui essi sono disposti.

Le ghiaie, e in alcuni casi i blocchi, si rinvengono sulla superficie di spianamento sommitale del Colle di Gubbiano, ad ovest di Monte Minco, in località Collezzano, Casale Belvedere (Fig. 63), Casali Sant'Antonio (tratto finale della Valle Piemonte), Serviglio e nei dintorni della località La Statura. Si tratta di depositi moderatamente classati, clasto-sostenuti in matrice prevalentemente sabbiosa e sabbioso-limosa, formati da elementi sostanzialmente carbonatici, da centimetrici a pluricentimetrici e da subangolosi a subarrotondati.

I limi argillosi e limi sabbioso-argillosi, meno diffusi della precedente litofacies, affiorano essenzialmente sulla superficie di spianamento sommitale del Colle di



Fig. 62 - Conglomerati del sintema di Maltignano vistosamente inclinati lungo la strada Maltignano-Tazzo.



Fig. 63 - Ghiaie e blocchi del sintema di Maltignano, affioranti in località Casale Belvedere, lungo le scarpate che costeggiano la Strada Regionale 471 "Monteleonina".

Gubbiano e in modesti affioramenti a nord di Tazzo e di F.te Valle. Tali depositi si rinvengono sia nella porzione superiore dell'unità e sia intercalati, a varie altezze stratigrafiche, ai conglomerati.

Fanno parte di questo sintema anche i depositi massivi, affioranti presso Casali Sant'Antonio, costituiti da ghiaie e blocchi calcarei a spigoli vivi, immersi in una matrice sabbioso-limosa. Le modalità di messa in posto di questi corpi detritici sono riconducibili a meccanismi da trasporto in massa (*depositi da debris flow*,  $b_4$ ).

Analogamente all'unità stratigrafica più antica (UCL), anche i depositi appartenenti a questo sintema con ogni probabilità sono stati interessati dalla tettonica estensionale pleistocenica. Inoltre, essi sono intensamente dissecati dal reticolo idrografico attuale e rimodellati dai processi morfogenetici di versante dovuti al dilavamento e in minor misura alla gravità. Le caratteristiche sedimentologiche e geomorfologiche dei depositi in questione consentono una loro attribuzione ad un ambiente sedimentario essenzialmente di conoide alluvionale, con facies prevalentemente grossolane di canale che, in posizione più distale passano a facies di piana alluvionale, caratterizzate da alternanze di sedimenti grossolani di canale con depositi più fini di tracimazione fluviale. Localmente sono presenti corpi detritici connessi a processi deposizionali da *debris flow*.

Non si hanno elementi diretti per valutare l'età dei depositi appartenenti a questa unità sintemica che, in base a considerazioni di carattere morfostratigrafico, può essere ascritta ad un generico Pleistocene inferiore *p.p.* 

PLEISTOCENE INFERIORE *p.p.* 

## 4.5.3. - sintema di Cascia (UCS)

Il *sintema di Cascia* è un'unità di nuova istituzione; corrisponde alla 2<sup>a</sup> unità deposizionale del Pleistocene medio di CALAMITA *et alii* (1982), alla 3<sup>a</sup> unità deposizionale del Pleistocene medio finale di COLTORTI *et alii* (1989) e all'Unità continentale superiore An<sub>1</sub> del Bacino di Cascia del Pleistocene medio di REGIONE UMBRIA (2014).

Il sintema, costituito prevalentemente da depositi fluviali e lacustri, affiora all'interno delle valli principali che dissecano la conca di Cascia, a quote comprese approssimativamente tra i 600 ed i 750 m s.l.m. Le principali esposizioni si hanno nella valle di Maltignano (nelle località Gubbiano, Piano Acuti, Le Fontanelle), presso Casali Macirillo e tra Cascia e Sciedi. Nell'unità sono state incluse anche le brecce stratificate di versante, situate in corrispondenza dell'estremità orientale della conca di Cascia, alle pendici del versante sud-occidentale del M. Sassatelli (in località S. Nicola e dintorni).

Il limite inferiore del sintema è rappresentato da una superficie d'erosione, che lo pone inferiormente a diretto contatto con il substrato carbonatico meso-cenozoico, mentre lateralmente l'unità è incassata sia nei litotipi carbonatici del substrato sia nel *sintema di Maltignano* (UMI). Alla sommità il sintema è delimitato da un'ampia superficie erosiva, coincidente con l'attuale piano topografico, modellata nei depositi fluviali e lacustri. Tale superficie, ben espressa tra Maltignano e il Cimitero di Cascia, dove assume un andamento suborizzontale, rappresenta la superficie sommitale altimetricamente più bassa all'interno del bacino di Cascia.

La porzione superiore delle brecce stratificate di versante è, invece, alterata da un paleosuolo (fersiallitico), caratterizzato, alla sua base, da un orizzonte biancastro di accumulo di carbonati (orizzonte petrocalcico), prodotto dall'intensa decarbonatazione della parte superiore del profilo pedogenetico (REGIONE UMBRIA, 2014). Lo spessore massimo dell'intera unità sintemica può raggiungere i 130÷150 m.

Come prima accennato, il sintema comprende sedimenti in prevalenza lacustri e depositi fluviali (*depositi lacustri*, e; *depositi alluvionali*, b), entrambi affioranti all'interno delle valli principali della conca di Cascia e brecce stratificate di versante (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>), ubicate alle pendici del versante sud-occidentale del M. Sassatelli.

I depositi prevalentemente lacustri (*depositi lacustri*, e) affiorano in maggior parte in destra della valle di Maltignano (in particolare presso Casale Gubbiano, Casale delle Maestre Pie, Le Fontanelle, Pié della Selva), nella zona residenziale di Cascia e tra il Cimitero di Cascia e Sciedi (Fig. 64). Essi sono costituiti da alternanze



Fig. 64 - Limi argillosi lacustri del sintema di Cascia, affioranti in prossimità della strada che conduce alla frazione di Sciedi.

di limi argillosi, sabbie fini e marne argillose laminate di ambiente lacustre, organizzate in strati di spessore decimetrico (dai 10 ai 50 cm circa) e da subordinati livelli di materia organica e lenti ghiaiose di riempimento di paleocanali fluviali. Ouesti ultimi sono abbastanza evidenti in località Casale delle Maestre Pie e nei dintorni di Casale Padule. Nei sedimenti limoso-argillosi e marnosi è evidente una stratificazione piano-parallela, mentre in quelli sabbiosi, ricchi di minerali femici, si osserva anche una stratificazione incrociata. Nei livelli più argillosi sono spesso presenti frammenti di ostracodi d'acqua dolce appartenenti ai generi Candona sp. JUV, Potamocypris sp. JUV, Candona angulata Muller 1980 e Ilyocipris bradyi SARS 1890. Inoltre, con una certa frequenza si rinvengono gusci di gasteropodi dulcicoli appartenenti ai generi Bithinia cf B. leachi (SHEPPARD), Lymnea stagnalis LIN-NAEUS 1758 e dubitativamente alla famiglia Planorbidae, nonché frustoli vegetali e ogooni di Characee (REGIONE UMBRIA, 2014). Gli ostracodi, i molluschi e i resti vegetali riconosciuti indicano un ambiente di acque stagnanti, o debolmente correnti, e ricco di vegetazione, essenzialmente riconducibile ad una palude (REGIONE UM-BRIA, 2014). Le ostracofaune e le malacofaune rinvenute, comunque, non consentono nessuna determinazione di età relativa.

All'interno di questa litofacies si rinvengono intercalazioni vulcanoclastiche (Fig. 65), distribuite su più livelli suborizzontali di spessore da decimetrico a pluridecimetrico (lv). Si tratta di litotipi di colore grigio scuro massivi e litoidi, composti da ceneri fini e grossolane ricche di minerali femici, con a luoghi clasti milcarbonatici. limetrici Secondo STOPPA & VILLA (1991) l'associazione mineralogica è la medesima di quella delle piroclastiti affioranti meno di 40 km verso ovest, tra Massa Martana ed Acquasparta (BROZZETTI & STOPPA, 1995). In particolare queste ultime, costituite principalmente da sanidino, diopside, olivina, flogopite e sfene, condividono anche la stessa età  $(390 \pm 10)$ ka) con le vulcanoclastiti di Cascia, la cui datazione con il metodo <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ha restituito un'età di 400 ± 10 ka (Stoppa & Villa, 1991).



Fig. 65 - Livello vulcanoclastico, scompaginato dalle arature, intercalato all'interno dei depositi lacustri del sintema di Cascia, affioranti in prossimità della strada che conduce alla frazione di Sciedi.

I depositi appartenenti a questa litofacies sono stati interessati da una tettonica estensionale post Pleistocene medio, come riscontrato da CALAMITA *et alii* (1982), da BROZZETTI & LAVECCHIA (1994) e recentemente da GALLI *et alii* (2020) nell'area di Padule, dove questi ultimi Autori individuano alcune faglie dirette secondarie, orientate ONO-ESE, che dislocano i depositi lacustri secondo strutture a domino. Inoltre, in località Gubbiano (ad est della Zona Artigianale Padule) sono stati osservati strati inclinati, sistemi di fratturazione e faglie inverse (REGIONE UMBRIA, 2014), che confermano, in accordo con CALAMITA *et alii* (1982), un'attività tettonica recente con episodi anche compressivi.

I depositi fluviali (*depositi fluviali*, b) affiorano in maggior parte presso Piano Acuti (Fig. 66), nella valle di Maltignano, presso Casali Macirillo, a nord di Sciedi e nella zona residenziale di Cascia e dintorni. Questa litofacies, contraddistinta da una granulometria più grossolana rispetto alla precedente, è presente prevalentemente a letto e a tetto dell'unità in questione. I contatti con i depositi lacustri sono essenzialmente di carattere erosivo. Essa è costituita da ghiaie calcaree in matrice limoso-sab-



Fig. 66 - Conglomerati appartenenti al sintema di Cascia, affioranti presso Piano Acuti. Nella frazione meno grossolana del corpo sedimentario, si osserva una laminazione incrociata, caratterizzata da foreset, con giacitura 290/30, che indicano una paleocorrente diretta verso ovest (sinistra della figura).

biosa, talvolta abbondante, e conglomerati. Questi ultimi sono formati da ghiaie calcaree eterometriche da ben a moderatamente cementate, organizzate in strati decimetrici. I clasti, di forma sferica e discoidale, hanno un grado di arrotondamento variabile da subangoloso a subarrotondato, con rari elementi spigolosi. Complessivamente la tessitura varia da *clast supported*, con scarsa matrice limoso-argillosa, ad *open-work*, dove i vuoti sono parzialmente riempiti da cemento carbonatico. Talora sono presenti strutture sedimentarie trattive, quali *foreset* ed embricature dei clasti.

Presso Cascia, alla base dell'edificio scolastico omnicomprensivo, affiorano strati ghiaiosi a luoghi debolmente cementati, caratterizzati da elementi generalmente subangolosi, con matrice limoso-sabbiosa a luoghi abbondante e con una rara organizzazione interna (Fig. 67). Le ghiaie, generalmente *clast supported*, talvolta sono addensate al punto tale da generare pareti verticali. Alle ghiaie s'intercalano, a varie altezze stratigrafiche, livelli e lenti fino a circa 10 cm di spessore di limi ocra con fessurazione verticale prismatica. Questi depositi passano verso l'alto ai limi argillosi della litofacies lacustre.

Le brecce stratificate di versante (detriti di falda, a<sub>3</sub>) sono contraddistinte da



Fig. 67 - Corpo ghiaioso affiorante alla base dell'edificio scolastico omnicomprensivo di Cascia.

strati formati da clasti calcarei angolosi, monogenici, con dimensione compresa tra 1 e 3 cm e tessitura generalmente *clast supported*, alternati a strati con caratteristiche analoghe ma con elementi di minori dimensioni (in gran parte millimetriche). Gli strati, di spessore decimetrico, hanno giaciture molto variabili ( $300/25 \div 40/32$ ) e, comunque, non concordanti con quella del versante su cui poggiano. A luoghi sono presenti intercalazioni centimetriche, costituite da clasti spigolosi millimetrici a supporto di matrice limosa (giacitura 160/32). Negli orizzonti più cementati si osservano patine di alterazione, e sottili veli di concrezioni carbonatiche. Alla sommità le brecce sono alterate da un paleosuolo caratterizzato da un'intensa decarbonatazione nella parte alta del profilo pedologico e dalla presenza di un orizzonte biancastro di accumulo di carbonati nella porzione più bassa (REGIONE UMBRIA, 2014).

Dopo una fase deposizionale fluviale, caratterizzata da depositi grossolani di genesi fluviale, nel settore più depresso della conca di Cascia si è instaurato un bacino lacustre in conseguenza dello stabilirsi di condizioni di endoreicità. La sedimentazione lacustre all'interno di questo bacino, non è stata, ovunque continua, come testimoniato dalla presenza, a varie altezze stratigrafiche, di ghiaie fluviali progressivamente più frequenti in prossimità dei versanti e delle scarpate di faglia che delimitano il settore meridionale della conca. Questi depositi fluviali, particolarmente abbondanti alla sommità del sintema, testimoniano la chiusura del bacino lacustre, molto probabilmente avvenuta per l'apertura di una soglia nel settore settentrionale della conca di Cascia (LOTTI, 1926). La causa di tale apertura è da imputare ad un forte incremento dell'erosione fluviale lineare da parte di un corso d'acqua con andamento analogo a quello odierno del Fiume Corno, in conseguenza del rapido e generalizzato sollevamento dell'Appennino e della contemporanea fase tettonica estensionale. I depositi lacustri e fluviali, sono stati successivamente dissecati dal reticolo idrografico che, a seguito del suo progressivo approfondimento, ha originato le strette incisioni vallive che attualmente caratterizzano la conca di Cascia.

Le brecce stratificate di versante si sono formate alla base dei rilievi carbonatici o in piccoli avvallamenti, dove grandi quantità di frammenti crioclastici davano luogo a falde detritiche. La loro origine è verosimilmente legata ad intensi processi di gelifrazione, di ruscellamento diffuso e di soliflusso in un ambiente freddo-arido contraddistinto da versanti quasi completamente denudati della vegetazione e del suolo e diffusamente tettonizzati (COLTORTI *et alii*, 1979, 1983; DRAMIS, 1984; COLTORTI & DRAMIS 1987, 1988, 1995).

In base alla presenza di livelli vulcanoclastici intercalati nei depositi lacustri datati radiometricamente a  $400 \pm 10$  ka (STOPPA & VILLA, 1991) e ai rapporti morfostratigrafici con le altre unità, è possibile riferire questi sedimenti al Pleistocene medio. Al medesimo periodo può essere ricondotta la formazione delle brecce stratificate di versante. Infatti, le giaciture discordanti con quella del versante, il grado d'alterazione e di decarbonatazione e le caratteristiche pedogenetiche del paleosuolo sviluppatosi sulle brecce, fanno propendere per una loro formazione durante una fase freddo-arida precedente l'ultima glaciazione. Pertanto, la loro età può essere riferita al Pleistocene medio.

PLEISTOCENE MEDIO

### 4.5.4. - sintema di S. Anatolia (UNL)

Unità di nuova istituzione, il *sintema di S. Anatolia* corrisponde solo in parte alla 4<sup>a</sup> unità deposizionale del Pleistocene superiore di CALAMITA *et alii* (1982) e di COLTORTI *et alii* (1989) e ai depositi alluvionali terrazzati (Unità  $An_4$ ) del Pleistocene medio *p.p.* - superiore di REGIONE UMBRIA (2014).

L'unità affiora prevalentemente lungo la valle del Fiume Corno, dove dà luogo ad isolati lembi di depositi alluvionali terrazzati. Questi si rinvengono a nord del centro storico di Cascia (lungo la strada regionale per Roccaporena), a nord del Cimitero di Cascia (località Lo Schioppo Fig. 68) e tra S. Anatolia e il km 17 della strada Cascia-Serravalle. A tale unità appartengono, inoltre, i coevi detriti stratificati di versante affioranti, con una discreta continuità, lungo il bordo orientale del bacino



Fig. 68 - Ghiaie fluviali del sintema di S. Anatolia (UNL), affioranti in località Lo Schioppo, a nord del Cimitero di Cascia. Il deposito, costituito da blocchi e ghiaie calcaree ben arrotondate, poggia attraverso una superficie erosiva su litotipi appartenenti alla formazione della Scaglia Rossa, molto fratturata ed alterata.

di Cascia, a Manigi e a NO e SE di tale località, nonché a SE del M. Frènfano.

Nel complesso l'unità poggia in discordanza su una superficie erosiva scolpita nel substrato carbonatico meso-cenozoico, mentre la superficie limite superiore, leggermente rimodellata dagli agenti esogeni, è parzialmente coincidente con l'originaria superficie deposizionale. Negli affioramenti di Manigi, la superficie limite inferiore è in parte scolpita su depositi più antichi costituiti dalle brecce stratificate di versante del *sintema di Cascia*. Lo spessore del sintema varia tra i 5 e i 30 m.

L'unità sintemica comprende i depositi alluvionali (*depositi alluvionali*, b) e i detriti stratificati di versante (*detriti di falda*,  $a_3$ ) confinati nella valle del Fiume Corno, nonché i detriti stratificati di versante (*detriti di falda*,  $a_3$ ) affioranti a Manigi e a NO e SE di tale località, nonché a SE del M. Frènfano.

I depositi alluvionali, terrazzati, disposti tra circa 600 e 630 m di quota s.l.m., sono prevalentemente costituiti da ghiaie calcaree eterometriche e blocchi, anche di 80-100 cm di diametro, in matrice sabbiosa. Mentre le ghiaie sono ben arrotondate, i blocchi, presenti nella parte basale del deposito, mostrano un grado di arrotondamento leggermente minore e un accenno di embricatura. Nell'affioramento a nord di Cascia, a valle della strada che conduce a Roccaporena, le ghiaie sono sormontate da conglomerati fluviali con giacitura suborizzontale.

I detriti stratificati di versante sono contraddistinti da giacitura dei singoli strati concordante con quella del pendio su cui poggiano. Questi depositi detritici sono caratterizzati da un'alternanza di elementi clastici grossolani (ghiaie da centimetriche a decimetriche e talora blocchi) con elementi a granulometria relativamente più fine (ghiaie minute). Nel complesso i detriti, formati da clasti calcarei, angolosi e monogenici, mostrano una tessitura da *partially open-work* ad *open-work*. La matrice, generalmente scarsa o nulla, è di natura sabbiosa. A luoghi sono presenti sottili intercalazioni, contraddistinte da elementi di dimensioni millimetriche e da una matrice sabbiosa più abbondante. Presso la cava di Manigi, i detriti stratificati di versante, debolmente cementati e con intercalati dei paleosuoli, sono dislocati da una serie di faglie dirette che, interessando anche i soprastanti depositi colluviali di età moderna, comprovano un'attività tettonica recente (GALLI *et alii*, 2020).

L'attuale superficie sommitale dei depositi alluvionali terrazzati è generalmente ubicata a quote variabili sul fondovalle del Fiume Corno da circa 15 a 20 m. Pertanto, essi rappresentano i lembi relitti di un'antica piana alluvionale profondamente incassata nel substrato carbonatico. I detriti stratificati di versante, analogamente alla generazione detritica più antica (UCS<sub>a3</sub>), si sono accumulati, in un ambiente freddoarido, alla base di versanti più o meno completamente privi della copertura vegetale e del suolo; in tali condizioni i litotipi del substrato erano intensamente soggetti a gelifrazione e i processi di versante assumevano un ruolo determinante (COLTORTI *et alii*, 1979, 1983; DRAMIS, 1984; COLTORTI & DRAMIS 1987, 1988, 1995).

Non disponendo di elementi certi per un inquadramento cronologico, l'età dei sedimenti alluvionali può essere solo ipotizzata in base a valutazioni di ordine mor-

fostratigrafico. Pertanto, in considerazione della loro quota di affioramento rispetto al fondovalle attuale e dei rapporti con le altre unità più antiche, si può supporre per i depositi in questione un'età riferibile al Pleistocene superiore. Alla stessa età può essere ricondotta la formazione dei detriti stratificati di versante, la cui deposizione, è avvenuta in un periodo più freddo e più arido di quello attuale, riferibile all'ultima fase fredda del Pleistocene.

PLEISTOCENE SUPERIORE

#### 4.6. - Conca Intermontana di Leonessa - Ramo di Terzone

La depressione di Terzone costituisce la diramazione settentrionale del bacino di Leonessa (ISPRA, in stampa a, b; FUBELLI et alii, 2008). Il bacino di Leonessa è uno dei più estesi bacini intermontani dell'Appennino centrale. Si sviluppa nell'ambito di 4 Fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000: il F. 337 "Norcia", il F. 336 "Spoleto" (ISPRA, 2011), il F. 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a) e il F. 347 "Rieti" (ISPRA, in stampa b). La superficie coperta da depositi quaternari supera i 60 km<sup>2</sup>. L'evoluzione del bacino intermontano è stata principalmente guidata dall'attività della Faglia di Leonessa (SCARSELLA, 1951; BOSI, 1987; MICHETTI & SERVA, 1990). Questo sistema bordiero, costituito da segmenti subparalleli con direzione prevalente ONO-ESE, immersione verso NE e rigetto complessivo stimato dell'ordine dei 1000 m (SCARSELLA, 1951; BOSI, 1987; MICHETTI & SERVA, 1990; ISPRA, in stampa a), si sviluppa pochi km a sud dei limiti del Foglio 337 Norcia, lungo i versanti sud-occidentali del bacino intermontano, fra il M. Cambio e il M. Tilia, con una lunghezza complessiva di 12-20 km (Cello et alii, 1997; FUBELLI et alii, 2009). Secondo alcuni Autori la Faglia di Leonessa presenta evidenze geomorfologiche e stratigrafiche di attività, con *slip-rates* compresi tra 0,1 e 0,4 mm/anno (MICHETTI & SERVA, 1990; ROBERTS & MICHETTI, 2004) ed è ritenuta capace di produrre fagliazione superficiale significativa con tempi di ritorno di alcune migliaia di anni (MICHETTI & SERVA, 1990). FUBELLI et alii (2009) la considerano invece non più attiva dal Pleistocene superiore. Lungo il bordo settentrionale della conca di Leonessa è inoltre presente una faglia antitetica (Faglia di Monteleone, FUBELLI et alii, 2008, cum bibl.).

Il ramo di Terzone si estende per circa 8 km in senso N-S, a partire dalla località Villa San Silvestro, con un'ampiezza compresa fra 1 e 4 km nel settore centrale. All'altezza di Terzone si diparte un ramo minore, la valle di Trimezzo, che termina in prossimità dell'omonimo abitato. L'estensione complessiva dei depositi quaternari in quest'area è di circa 15 km<sup>2</sup>. Si sviluppa in corrispondenza di una complessa zona di faglia.

Relativamente ai sistemi di faglia che hanno condizionato l'evoluzione del Ramo di Terzone, in letteratura sono note le interpretazioni di CALAMITA *et alii* (1995), che individuano sostanzialmente due sistemi di faglie con cinematica da normale a transtensiva e quella di CELLO *et alii* (1997) che riconducono l'evoluzione quaternaria a due sistemi di faglie parallele di direzione N-S con cinematica trascorrente. I rilevamenti effettuati per la realizzazione del Foglio hanno, invece, portato all'individuazione in questo settore di almeno tre sistemi di faglia: il sistema di Chiavano, il sistema di Boragine e il sistema di Terzone a cinematica prevalentemente distensiva (vedi VI, § 4).

La GE.MI.NA. nel 1962 ha effettuato uno studio per il possibile sfruttamento dei banchi di lignite intercalati nei depositi di riempimento del bacino di Leonessa, che ha riguardato parzialmente anche il ramo di Terzone. Nell'ambito dello studio sono stati realizzati alcuni sondaggi profondi e studi analitici nei depositi del bacino principale giungendo ad indagare uno spessore di circa 230 m, senza raggiungere il substrato. Lo studio ha permesso di ricostruire una successione tipo (Fig. 69) costituita da depositi lacustri ed alluvionali riconducibili a quattro diversi complessi, fra i quali quello affiorante anche nel ramo di Terzone (complesso c), costituito da argille, sabbie e prevalenti ghiaie alluvionali.

Pozzi realizzati per scopi idrici nel ramo di Terzone, nelle località Buda e la Moletta hanno attraversato i depositi di riempimento per oltre 200 m, anche in questo caso senza raggiungere il substrato.

FUBELLI *et alii* (2008) hanno definito con buona approssimazione la scansione temporale e le condizioni ambientali degli eventi erosivi e deposizionali che hanno contraddistinto l'evoluzione geologico-geomorfologica del bacino di Leonessa, riferendo i depositi affioranti a diverse unità a limiti inconformi. In particolare secondo tali Autori il *sintema di Leonessa*, riferibile al Pleistocene medio, rappresenta il corpo sedimentario di maggiore spessore tra quelli affioranti ed è costituito da facies alluvionali riconducibili al conoide del Fosso Tascino e a facies lacustri sviluppate nel settore orientale del bacino, quindi anche nella Valle del Fosso Veticone e in tutto il ramo di Terzone. Il successivo *sintema di Terzone*, ancora riferibile al Pleistocene medio, poggia sul *sintema di Leonessa* attraverso una superficie di erosione osservata nell'area di Villa Bigioni (nel limitrofo F. 347 "Rieti"; ISPRA, in stampa, b) ha spessori non superiori ai 5 m, è costituito da argille, sabbie e ghiaie alluvionali profondamente alterate e con orizzonti vulcanici e affiora ampiamente, secondo gli Autori, proprio nel ramo di Terzone.

### 4.6.1. - sintema di Leonessa (LEO)

Il *sintema di Leonessa* è stato istituito per la prima volta da FUBELLI *et alii* (2008), per indicare i depositi della principale fase di riempimento del bacino di Leonessa, costituiti da sedimenti di conoide alluvionale e da depositi lacustri. L'unità è cartografata nei Fogli 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a) e 347 "Rieti" (ISPRA, in stampa b) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Corrisponde solo parzialmente ai depositi



Fig. 69 - Successione tipo del bacino di Leonessa, ricostruita da dati di sondaggio (ridisegnata da GE.MI.NA., 1962).

riferiti al sintema di Casale Giannantoni (GNT) nel F. 336 "Spoleto" (ISPRA, 2011).

Nell'ambito del F. 337 "Norcia" il *sintema di Leonessa* affiora nella depressione di Terzone, fra il bordo meridionale del Foglio e l'abitato di Chiavano (PG) e nella parte terminale della valle di Trimezzo. L'area di affioramento del sintema differisce in maniera sostanziale rispetto a quanto riportato nel lavoro di FUBELLI *et alii* (2008), che riferiscono la porzione sommitale della successione affiorante nell'area di Terzone ad un'unità più recente (*sintema di Terzone*).

Il sintema di Leonessa è delimitato alla base da una superficie di natura erosiva visibile in affioramento solo nella vicina conca di Leonessa, nei pressi di Colle della Torre (F. 336 "Spoleto", ISPRA, 2011), che pone a contatto i depositi conglomeratici del sintema con i depositi lacustri del sottostante sintema di Villa Pulcini (FUBELLI et alii, 2008; ISPRA, in stampa b). È stata identificata anche in alcuni sondaggi profondi effettuati dalla GE.MI.NA. (1962) e corrisponde al brusco cambiamento di facies riscontrato, nei settori centrali del bacino di Leonessa, intorno a 70 m di profondità, che segna il passaggio da un *complesso b* lacustre al soprastante *com*plesso c prevalentemente alluvionale (GE.MI.NA., 1962; Fig. 69). La superficie limite superiore è rappresentata dalla superficie topografica e coincide in parte con la superficie deposizionale dei conoidi. Nel corso del rilevamento è stato possibile osservare, in uno scavo a Terzone, la presenza di una faglia che disloca depositi di conoide alluvionale (Fig. 70), con un rigetto di circa 1,5 m. La faglia, immergente a sud, ha direzione N80, antitetica rispetto alla faglia di Terzone e trasversale rispetto alla faglia di Chiavano (vedi VI, § 4), che sebbene mai visibile in sezione determina scarpate trasversali rispetto alla direzione di flusso del conoide.

Nell'ambito del Foglio 337 "Norcia" il *sintema di Leonessa* è costituito prevalentemente da ghiaie, ghiaie sabbiose, ghiaie limose, limi con intercalazioni ghiaiose e limi argillosi di conoide e di piana alluvionale (*depositi alluvionali*, b) e da un esi-



Fig. 70 - A destra, sezione nei depositi alluvionali del sintema di Leonessa a Terzone interessati da piani di faglia a diversa orientazione; a) andosuolo; b) tephra; c) depositi alluvionali con cineriti rimaneggiate. A sinistra, particolare degli orizzonti campionati per la datazione  ${}^{40}Ar/{}^{59}Ar$ .

guo lembo di limi e argille lacustri (*depositi lacustri*, e<sub>2</sub>). La stratigrafia di tre sondaggi a carotaggio continuo eseguiti per scopi di civile interesse nell'area della Moletta (LEA - SOCIETÀ AGRICOLA S.R.L., 2010), a profondità variabili dai 15 ai 18 m, ha evidenziato la presenza di intercalazioni di sabbie limose e di argille grigio scure, ricche di sostanza organica da riferire ad ambienti alluvionali e palustri. Al sintema sono stati inoltre attribuiti depositi in facies di versante, rappresentati da detriti molto alterati, con clasti angolosi centimetrici e subcentimetrici prevalentemente silicei, talvolta con *cortex* di alterazione ben sviluppato, immersi in una matrice limoso sabbiosa di colore ocraceo (*detriti di falda*, a<sub>3</sub>). Nella porzione superiore dell'unità, caratterizzata da una marcata alterazione, sono stati rinvenuti orizzonti vulcanici sia primari che risedimentati ed andosuoli ben sviluppati (Fig. 71).

*Morfologia e paleogeografia.* I depositi del *sintema di Leonessa* che affiorano diffusamente nel ramo di Terzone del bacino sono riferibili prevalentemente ad antichi conoidi alluvionali provenienti dalla Valle di Ruzzo - Piano Viano, dalla Valle di Corvatello e dalla Valle di Trimezzo. I depositi in facies di bassa energia (argille e limi con intercalazioni di ghiaie), riferibili ad ambiente di piana alluvionale caratterizzata da scarso drenaggio, si depositavano invece a monte dello sbarramento esercitato dai citati conoidi alluvionali. Nel settore più meridionale dell'area, al passaggio con il Foglio



Fig. 71 - Sezione di Sala nella porzione superiore del sintema di Leonessa. Depositi argillosi, limosi e sabbiosi ricchi di materiale vulcanico risedimentato, con intercalazioni di orizzonti vulcanoclastici primari. A destra, in alto, particolare della sezione: c) alternanze di sabbie vulcaniche e limi sabbiosi ocracei laminati; b) orizzonte di circa 50 cm di limi argillosi omogenei con sabbia vulcanica e clastini di selce, con base erosiva; a) orizzonte tufaceo di colore grigio scuro, spessore affiorante circa 1 m. A destra, in basso, particolare degli orizzonti vulcanoclastici campionati per la datazione  ${}^{40}Ar/{}^{39}Ar$ .



348 "Antrodoco", doveva insinuarsi un ramo di un lago che si sviluppava in tutto il settore orientale della conca di Leonessa per effetto dello sbarramento del deflusso esercitato dal grande conoide alluvionale del Fiume Tascino (ISPRA, in stampa, a).

All'interno dei depositi di conoide alluvionale, nell'area di Villa Massi (conca di Leonessa), sono stati rinvenuti frammenti di molari di *Mammuthus* (mammuthus) cfr. M. (M.) *trogontherii* (POHLIG), presente in Italia nel Galeriano (Pleistocene medio parte bassa) (FUBELLI *et alii*, 2008 *cum bibl.*). Le analisi paleomagnetiche eseguite sulla successione lacustre affiorante nella sezione della Fornace di Volciano, poco fuori dai limiti del Foglio, hanno evidenziato valori di polarità magnetica variabile da inversa, alla base, a normale nella parte alta (FUBELLI *et alii*, 2008). Tali dati permettono di riferire l'unità alla fine del Pleistocene inferiore (Calabriano *p.p.*) e alla parte basale del Pleistocene medio. Le età <sup>40</sup>/Ar/<sup>39</sup>Ar (Tab. 3) comprese fra 614 ± 12 ka e 527 ± 60 ka di un *tephra* rinvenuto nello scavo di Terzone (Fig. 70) e di 551 ± 2 ka, ottenuta su un *tephra* individuato nella porzione sommitale dell'unità nei pressi di Sala, subito a sud del limite meridionale del Foglio 337 "Norcia" (Fig. 71) confermano l'attribuzione della parte sommitale dell'unità al Pleistocene medio basale.

Pleistocene inferiore p.p. (Calabriano p.p.) - Pleistocene medio p.p.

## 4.7. - Unità del Bacino del Fiume Velino - Valle San Rufo

Nel settore meridionale il Foglio 337 "Norcia" comprende una piccola porzione del bacino idrografico del Fiume Velino, che si sviluppa poi ampiamente all'interno del Foglio 348 "Antrodoco". In particolare fanno parte del bacino del Velino la terminazione settentrionale del piccolo bacino di Cittareale e la Valle di San Rufo, fra le dorsali montuose di Monte Pizzuto- Monte Rota e i rilievi di Peschi dell'Aquila e M. Pizzo, ai piedi dei quali, nella Valle di Capodacqua, sono presenti le sorgenti principali del Fiume Velino.

I depositi quaternari affioranti nell'area sono costituiti prevalentemente da depositi alluvionali del Pleistocene superiore e dell'Olocene e da modestissimi lembi di depositi più antichi, solo dubitativamente riferibili, in assenza di elementi di datazione, al Pleistocene medio.

### 4.7.1. - sintema di Casale Giannantoni (GNT)

Unità riconosciuta da CARRARA *et alii* (1993) per indicare una successione fluviolacustre contenente orizzonti vulcanoclastici riferiti all'attività esplosiva degli apparati peritirrenici laziali. Il corrispondente sintema, nei cui orizzonti sommitali è presente un *tephra* di età <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar di circa 430 ka (COSENTINO *et alii*, 2014), è rappresentato nei fogli 358 "Pescorocchiano" (ISPRA, 2010b), 357 "Cittaducale" (APAT, 2008), 347 "Rieti" (ISPRA, in stampa b) e 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a).

Nel Foglio 337 "Norcia" l'unità affiora in modestissimi lembi lungo i versanti occidentali della Valle di S. Rufo, dove poggia direttamente sul substrato carbonatico.

La superficie limite superiore del sintema è in quest'area di natura erosiva ed è rappresentata dalla superficie topografica e localmente dal contatto erosivo con i successivi depositi del Pleistocene superiore (SRI, *sintema di Rieti*). Lo spessore conservato non supera i 20 m.

I depositi riferiti al *sintema di Casale Giannantoni* sono costituiti da brecce calcaree, in strati di spessore compreso fra 20 e 40 cm, clastosostenute, con matrice limosa di colore rosato, o in strati a struttura *open work*, clasti angolosi generalmente pluricentimetrici fino a decimetrici, ben cementate (cemento interstiziale), clinostratificate (Fig. 72) e da conglomerati poligenici mal stratificati, mal classati, clasto sostenuti, con matrice sabbioso limosa rosata, clasti da subangolosi a subarrotondati, ben cementati (*detriti di falda*,  $a_3$ ). I depositi sono stati riferiti al sintema soltanto in base a considerazioni morfostratigrafiche e alla correlazione con i depositi del limitrofo Foglio 348 "Antrodoco". Rappresentano un relitto di antiche falde detritiche che si sviluppavano ai piedi dei versanti occidentali della Valle San Rufo e sono dubitativamente riferiti al Pleistocene medio.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* 



Fig. 72 - Brecce clinostratificate del sintema di Casale Giannantoni (detriti di falda,  $GNT_{a3}$ ) affioranti in località Madonna di Capo d'Acqua (Cittareale, RI).

# 4.8. - Unità Ubiquitarie del Bacino del Fiume Velino e della Conca di Leonessa

### 4.8.1. - sintema di Rieti (SRI)

Il *sintema di Rieti* è un'unità a carattere ubiquitario cartografata nei Fogli 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a), 347 "Rieti" (ISPRA, in stampa b), 357 "Cittaducale" (COSENTINO *et alii*, 2014) e 358 "Pescorocchiano" (CENTAMORE & DRAMIS, 2010) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

I depositi riferiti al *sintema di Rieti* nel F. 337 "Norcia" affiorano nelle aree di Terzone e di Cittareale, dove poggiano con contatto erosivo sulle formazioni del substrato carbonatico e terrigeno e sulle unità più antiche, principalmente il *sintema di Leonessa* nell'area di Terzone. La superficie limite superiore corriponde alla superficie topografica o al passaggio ai depositi olocenici. Può avere carattere erosivo o corrispondere al *top* deposizionale dell'unità, frequentemente ben conservato.

Il *sintema di Rieti* comprende depositi riferibili a diverse facies sedimentarie. Le facies gravitative sono rappresentate da detriti a clasti angolosi a granulometria minuta, da subcentimetrici fino a pluricentimetrici, generalmente calcarei ma a luoghi costituiti prevalentemente da selce, in matrice terrosa di colore bruno rossastro (*detriti di falda*,  $a_3$ ) e da depositi eterometrici a clasti angolosi in abbondante matrice limosa, da sciolti ad addensati (*depositi di versante*, a) (Fig. 73). Nelle zone di Ter-



Fig. 73 - Depositi di versante eterometrici in abbondante matrice limosa del sintema di Rieti  $(SRI_a)$  affioranti in Valle San Rufo, a nord di Cittareale.
zone e Chiavano sono ampiamente sviluppati depositi alluvionali ghiaiosi e ghiaioso - sabbiosi con clasti da subarrotondati a subangolosi generalmente minuti e argille limose e limi argillosi con orizzonti ricchi di sostanza organica riferibili ad ambienti alluvionali di bassa energia (piana di esondazione e *swamps* d'intercanale), alternati a sottili orizzonti di ghiaie con clasti di selce (*depositi alluvionali*, b). Nella parte alta della Valle di San Rufo, nella zona di Cittareale, i depositi riferiti al *sintema di Rieti* sono costituiti da ghiaie da subangolose a subarrotondate, con blocchi metrici e abbondante matrice limoso argillosa e da *diamicton* limoso argillosi con sparsi clasti calcarei (*depositi di origine mista*, i). Questi depositi passano più a sud a ghiaie centimetriche e pluricentimetriche arrotondate, con orizzonti a clasti pluridecimetrici e abbondante matrice limosa caratterizzati, a partire dalla zona di Collenasso, allo sbocco della Valle di San Rufo nella Piana di Santa Giusta, dalla presenza di limi di esondazione di spessore non cartografabile (*depositi alluvionali*, b).



Fig. 74 - Superficie sommitale dei depositi alluvionali terrazzati riferiti al sintema di Rieti  $(SRI_k)$ nella Valle di San Rufo (Cittareale).

L'unità conserva estesamente le originarie morfologie (conoidi e piane alluvionali, coni e falde detritiche). Costituisce i piccoli conoidi alluvionali che si sviluppano sul fianco destro della Valle di San Rufo, i terrazzi alluvionali intravallivi (Fig. 74) e le piane di esondazione all'uscita della stessa valle nella Piana di Santa Giusta. Nel ramo settentrionale del bacino di Leonessa il sintema di Rieti forma lembi di superfici terrazzate articolati in due diversi ordini, incassati all'interno dell'ampio conoide del Pleistocene medio di Terzone e più a monte, fra Chiavano e Buda, una piana alluvionale sostanzialmente indissecata caratterizzata ancora oggi da difficoltà di drenaggio per la presenza, immediatamente a valle, dello sbarramento rappresentato dal grande conoide di Terzone e secondo alcuni

Autori (CELLO *et alii*, 1997) per effetto della attività tettonica del sistema di faglie che interessa l'area.

Sulla base dei rapporti con i depositi olocenici e dei rapporti di incassamento con le unità più antiche i depositi di questa unità sono genericamente riferibili al Pleistocene superiore.

La datazione al <sup>14</sup>C di un orizzonte di argilla organica campionato a poco più di un metro di profondità nell'area dei Prati di Trognano (FP37, Tab. 2) ha restituito un'età di circa  $8584 \pm 55$  BP. Considerando che la datazione si riferisce a depositi olocenici di esiguo spessore, non cartografabili, la datazione conferma indirettamente l'attribuzione al Pleistocene superiore dei depositi del *sintema di Rieti* cartografati in quest'area.

PLEISTOCENE SUPERIORE

## 4.9. - DEPOSITI CONTINENTALI NON DISTINTI IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Il raggruppamento include depositi privi di formali connotazioni stratigrafiche, nello specifico i litosomi costituiti dai travertini affioranti nella conca di Cascia, dai prodotti di alterazione e dai depositi colluviali, difficilmente correlabili alle altre unità e la cui evoluzione abbraccia un lungo intervallo temporale, oltre ai depositi olocenici ancora in formazione, comuni a tutte le aree del Foglio.

# 4.9.1. - prodotto eluviale (alterite) (b<sub>6</sub>)

Si rinviene sulle spianate sommitali dei rilievi e su tutte quelle superfici suborizzontali preservate, per un significativo intervallo di tempo, dai fenomeni erosivi, dove ha avuto modo di manifestarsi e svilupparsi il processo pedogenetico.

Si tratta prevalentemente di limi argillosi, debolmente ghiaiosi, accumulatisi in posto a seguito della degradazione chimico-fisica della porzione superiore sia delle formazioni del substrato sia delle unità continentali. Talvolta possono rappresentare il prodotto residuale della dissoluzione delle rocce carbonatiche del substrato o dei conglomerati e delle ghiaie calcaree appartenenti ai depositi quaternari, come ad esempio nel caso di Colmotino. In quest'ultima località COLTORTI *et alii* (1989) hanno riconosciuto un paleosuolo fersiallitico, evolutosi a spese delle ghiaie calcaree del *sintema di Colmotino* e caratterizzato da una spinta lisciviazione dei carbonati, un forte arricchimento in argilla, quarzo e silice, nonché da un'intensa rubefazione.

I prodotti eluviali localmente possono raggiungere uno spessore intorno ai 5 m. PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* - OLOCENE

# 4.9.2. - coltre eluvio-colluviale (**b**<sub>2b</sub>)

È diffusa sui versanti caratterizzati da una modesta acclività, dove la commistione tra i prodotti eluviali, accumulatisi in posto, e i sedimenti colluviali, trasportati prevalentemente per ruscellamento diffuso, rende difficoltosa la loro distinzione in carta (Fig. 75).



Fig. 75 - Coltre eluvio-colluviale (b2b) presso Atri.

Affiorano anche sui ripiani erosionali sospesi, ammantano superfici esposte a fenomeni di erosione e di alterazione del substrato a partire dai primi sollevamenti tettonici del Pleistocene e costituiscono il riempimento di antiche superfici erosionali poste a quota comprese tra 1.000 e 1.200 (in località Varoni).

Nel complesso si tratta di sedimenti limoso-sabbiosi e subordinatamente limosoargillosi, da massivi a grossolanamente stratificati, con subordinati e sparsi clasti carbonatici e silicei, da bruno a bruno-rossastri. Possono raggiungere spessori anche superiori ai 5 m.

Pleistocene medio p.p. - Olocene

# 4.9.3. - *deposito colluviale* (**b**<sub>7b</sub>)

Questi depositi sono abbastanza estesi. La loro presenza si riscontra principalmente alla base dei versanti che degradano verso le spianate sommitali dei rilievi, oppure in corrispondenza di avvallamenti o vallecole a fondo piatto o concavo, sospese rispetto all'attuale reticolo idrografico. Essi sono prevalentemente rappresentati da sedimenti limoso-sabbiosi e subordinatamente limoso-argillosi, da massivi a grossolanamente stratificati, contenenti clasti sparsi eterometrici di varia natura. In alcuni casi, all'interno di questi depositi si osservano livelli caratterizzati da un allineamento di clasti.

Lo spessore, quasi sempre di alcuni metri, tende comunque progressivamente a diminuire procedendo verso i bordi delle vallecole o il tratto inferiore dei versanti.

PLEISTOCENE SUPERIORE (?) - OLOCENE

# 4.9.4. - travertino $(\mathbf{f_1})$

Una placca di travertino affiora, a circa 800 m s.l.m., ad est della località S. Madonna Avvocata, in sinistra della valle di Palmaiolo (Fig. 76). Si tratta di depositi travertinosi giallognoli massivi e compatti, ben cementati, in facies microermale e subordinatamente fitoclastica. Localmente si osservano concrezioni di travertino fitoermale su muschio.

Il deposito, ubicato in corrispondenza del gruppo di Sorgenti dell'Avvocata, è in alcuni settori ancora in formazione.

La placca travertinosa, con uno spessore tra i 5 e i 10 m, poggia sui conglomerati del *sintema di Maltignano* (UMI).



PLEISTOCENE SUPERIORE (?) - OLOCENE

Fig. 76 - Travertino ( $f_1$ ) affiorante, in corrispondenza delle Sorgenti dell'Avvocata, ad est della località S. Madonna Avvocata.

# 4.9.5. - depositi olocenici

Unità ubiquitaria a carattere informale cartografata diffusamente in tutti i fogli limitrofi della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

L'unità affiora estesamente in tutto il Foglio in corrispondenza degli alvei e delle piane di esondazione dei fiumi Sordo, Corno e Velino e dei rispettivi affluenti. Include inoltre i depositi di versante e i detriti di falda attualmente in formazione alla base dei versanti che bordano le diverse conche intermontane, oltre alle coltri eluvio-colluviali presenti principalmente nelle aree di raccordo fra i versanti e le piane alluvionali, all'interno di aree depresse e al fondo di vallecole.

La superficie limite superiore dell'unità rispecchia la morfologia dei depositi alluvionali e di versante attualmente in formazione. La superficie limite inferiore corrisponde al contatto, prevalentemente di natura erosiva, con le unità più antiche.

OLOCENE

# depositi alluvionali (**b**, **b**<sub>n</sub>)

Ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie, a luoghi con presenza di blocchi anche di grosse dimensioni, delle golene e degli alvei attuali; ghiaie eterometriche (più raramente blocchi), generalmente calcaree, da subarrotondate ad arrotondate, con matrice sabbiosa o limosa, di riempimento di canali; sabbie, limi ghiaiosi e limi argillosi spesso con laminazione piano-parallela di esondazione fluviale. A luoghi i depositi risultano modestamente terrazzati sul fondovalle attuale. Formano inoltre conoidi alluvionali poco estese.

Si tratta in generale di alternanze verticali e laterali di depositi grossolani (ghiaie e più raramente blocchi) e fini (prevalentemente limi e sabbie combinati in proporzioni diverse).

Le aree di affioramento più significative sono quelle delle piane alluvionali dei fiumi Corno, Sordo e Tronto.

In particolare, i depositi affioranti nella piana alluvionale del Fiume Corno (Fig. 77) sono costituiti da ghiaie calcaree eterometriche, da subarrotondate ad arrotondate, generalmente in matrice sabbiosa, di riempimento di canale, passanti lateralmente e



Fig. 77 - Depositi alluvionali terrazzati affioranti lungo le sponde dell'alveo del Fiume Corno.

186

verticalmente, con contatto netto, a sabbie limose e limi argilloso-sabbiosi di tracimazione fluviale. Questi ultimi presentano spesso una laminazione piano-parallela, come nel caso dei depositi affioranti nell'area sottostante il muraglione che delimita a nord il centro storico di Cascia. La superficie sommitale che sottende tali depositi rappresenta in più casi il letto di esondazione odierno dei corsi d'acqua, il cui alveo è tuttora in fase d'approfondimento. Il Fiume Corno attualmente incide e terrazza la sua piana alluvionale, che risulta così sospesa di  $3 \div 4$  m sul *talweg* attuale, lungo il quale affiorano ghiaie calcaree arrotondate, da medie a grossolane, e più raramente da blocchi. Questi sedimenti sono organizzati in barre longitudinali in formazione costituite da ghiaie grossolane, passanti sottocorrente a ghiaie medie e minute e a sabbie grossolane (Fig. 78).



Fig. 78 - Depositi alluvionali attuali lungo il talweg del Fiume Corno.

Nell'area pianeggiante sita in località Padule di Cascia, contraddistinta da una falda idrica subaffiorante, sono stati in precedenza descritti depositi di ambiente palustre, formati da alternanze di limi, sabbie fini, argille torbose e torbe argillose (RE-GIONE UMBRIA, 2014). Dato che nell'area in questione affiorano in superficie sedimenti di natura alluvionale, si è ritenuto opportuno privilegiare, nel Foglio geologico, la loro rappresentazione. Lo spessore presunto è dell'ordine di diversi metri.

# depositi lacustri e palustri (e)

Limi e argille, a luoghi debolmente sabbiosi, limi e sabbie.

A Piano Piccolo includono depositi torbosi fino a 1 metro di spessore (LIPPI-BONCAMBI, 1950a).

# depositi palustri (e<sub>3</sub>)

Limi e argille scure, localmente laminati. Gli affioramenti più estesi sono localizzati nelle aree dei Prati di Trognano, nella conca di Terzone, e nelle depressioni tettoniche di Scai e Torrita dove la deposizione di questi sedimenti è collegata a ristagni d'acqua favoriti da fattori sia naturali che antropici.

### paludi attuali (e<sub>5</sub>)

Limi e argille con significativa componente organica dell'area acquitrinosa delle Marcite, nella parte inferiore della Piana di Santa Scolastica.

# *depositi di* debris-flow (**b**<sub>4</sub>)

Diamicton da carbonatici a carbonatici e arenacei (bacino del Tronto) con abbondante matrice limoso sabbiosa o limoso argillosa.

# depositi di origine mista (di debris flow e/o torrentizi e/o di valanga (i)

Ghiaie e sabbie carbonatiche e carbonatiche ed arenacee (bacino del Tronto), in assetto caotico, con abbondante matrice limoso sabbiosa o limoso argillosa e con blocchi anche superiori al metro.

Affiorano diffusamente lungo la fascia pedemontana in destra e sinistra orografica del F. Tronto nella zona compresa tra Pescara del Tronto e Arquata del Tronto. In sinistra orografica sono presenti alla base del versante del M. Vettore dove costituiscono i depositi di piccoli canali di deflusso che trasportano a valle materiale della estesa coltre detritica ( $a_3$ ). In destra orografica l'area di alimentazione è costituita da ampi settori collinari soggetti a estesi fenomeni franosi alla cui base si rinvengono corpi a ventaglio costituiti essenzialmente da blocchi arenacei in abbondante matrice sabbiosa. Hanno spessori variabili tra 2 e 6 m.

### coltri eluvio-colluviali (b<sub>2a</sub>)

Sedimenti limoso-argillosi, da massivi a grossolanamente stratificati, con subordinati clasti sparsi carbonatici e silicei, da bruno a bruno rossastri; argille siltoso-sabbiose di colore giallastro prive di strutture interne, con ciottoli allineati carbonatici e subordinatamente arenacei (bacino del Tronto); ghiaie in abbondante matrice limoso-sabbiosa di colore marrone scuro.

Nell'area a nord di Norcia, nel settore compreso tra gli *splay* sintetico e antitetico presenti all'*hangingwall* della faglia di Norcia, ghiaie sciolte, da massive a grosso-lanamente stratificate, in abbondante matrice limoso-sabbiosa, con abbondanti resti di laterizi.

## *depositi colluviali* (**b**<sub>7a</sub>)

In generale si tratta di depositi argilloso-limoso-sabbiosi, spesso costituiti da sedimenti di suoli bruno-rossastri, con intercalazioni di livelli detritici, da poco a moderatamente consistenti, di colore marrone scuro.

Affiorano principalmente al piede dei versanti, dove spesso formano modeste fasce di raccordo con i fondivalle attuali oppure all'interno di vallecole a conca o a fondo piatto di limitata estensione.

# detriti di falda $(a_3)$

Depositi costituiti da clasti carbonatici o da clasti carbonatici e arenacei (bacino del Tronto) prevalentemente grossolani, a spigoli vivi e con matrice scarsa o assente, talora a grossi blocchi. In corrispondenza del versante orientale del M. Vettore e nell'area dei colli di Arquata i blocchi raggiungono le dimensioni di diversi m<sup>3</sup> favoriti dalla sovrapposizione di banchi arenacei su strati a componente argillosa.

# depositi di versante (a)

Si tratta generalmente di depositi costituiti da clasti eterometrici, prevalentemente monogenici, angolosi, non classati, generalmente in matrice sabbioso-limosa, con tessitura da clasto sostenuta a matrice sostenuta (Fig. 79). Nel bacino del Tronto i depositi sono costituiti da clasti prevalentemente arenacei e talora includono blocchi fino a 1 m di diametro o anche più grandi. La genesi di questi depositi, la cui composizione rispecchia quella delle rocce affioranti sul versante su cui poggiano, è dovuta sia alla gravità sia all'acqua di ruscellamento superficiale. Si rinvengono alla base di versanti acclivi e spesso in corrispondenza dei principali lineamenti tettonici, dove danno luogo a fasce detritiche strette e allungate parallelamente al pendio.



Fig. 79 - Depositi di versante (a) presso Casali di Gubbiano.

# depositi di frana (a<sub>1</sub>)

Nel settore occidentale del Foglio i depositi di frana sono poco diffusi. Essi sono costituiti prevalentemente da depositi clastici costituiti generalmente da blocchi eterometrici, in assetto caotico, con tessitura variabile da clasto sostenuta a matrice sostenuta di natura limoso-argillosa, la cui composizione riflette quella degli ammassi rocciosi dai quali si sono distaccati. Lungo il versante di Costa Carbonara (area ad ovest de' Il Laghetto di Piano Piccolo), limi sabbiosi con abbondante ghiaia e grossi blocchi prevalentemente in superficie e sulla fronte, abbastanza ripida, formano gli esigui lobi riconducibili a fenomeni di colamento, favoriti da processi di gelo e di-sgelo (Fig. 80).



Fig. 80 - Piccolo corpo di frana da colamento (indicato dalla freccia), generatosi a spese della coltre colluviale affiorante lungo il versante di Costa Carbonara (bordo occidentale del settore meridionale di Piano Piccolo).

Nell'area del bacino del Fiume Tronto i depositi di frana sono costituiti da pezzame litoide eterometrico in matrice limoso-argillosa prevalente. Derivano da processi di trasporto in massa che interessano prevalentemente i terreni delle differenti associazioni litologiche della *formazione della Laga*, oltre che le relative coltri di alterazione e/o i depositi detritico-colluviali che bordano le fasce pedemontane.

L'età dei fenomeni franosi è assai incerta e varia; non si esclude che la maggior parte di essi si sia verificata in concomitanza di eventi sismici di elevata intensità.

# *depositi antropici e discariche* (**h**, **h**<sub>1</sub>)

Si tratta di depositi eterometrici di varia natura e in genere sciolti, utilizzati, in particolare, nella realizzazione di rilevati e terrapieni. Includono i materiali di riempimento di alcune cave.

Questi depositi hanno spessori variabili, dell'ordine di qualche metro.

I principali depositi antropici affiorano in corrispondenza della zona di espansione urbana di Cascia, lungo la strada che conduce al centro storico e che prosegue per Leonessa e a tergo di muri di contenimento.

Depositi antropici con spessori anche superiori ai 15 m sono presenti intorno alla cinta muraria di Norcia e con spessori anche maggiori di 30 m in corrispondenza dei rilevati stradali lungo la Statale Picena che collega Norcia ad Ascoli.

Nel settore meridionale di Piano Grande di Castelluccio, in località Casaletto Carbonara, è presente un rilevato antropico ad andamento lineare, costituito da elementi delle unità carbonatiche affioranti nell'area, prevalentemente centimetrici e più raramente decimetrici fino alla dimensione dei blocchi, a spigoli vivi. La tessitura del deposito è a sostegno di clasti, con matrice limo-sabbioso-argillosa. Dispersi sulla sua superficie si rinvengono abbondanti frammenti ceramici, e nel settore SE, sono visibili quelli che sembrano essere i resti di una struttura muraria di sostegno in pietra a secco (Fig. 81). La superficie del rilevato antropico, posta circa a quota 1.279 m s.l.m., si presenta piuttosto irregolare. L'opera divide in due settori, posti a quote diverse, il Piano Grande, elevandosi di circa 6-7 m di quota rispetto all'ampio settore ubicato a nord e di circa 2 m nei confronti del restante lembo di piana situato a sud.



Fig. 81 - Resti di una struttura muraria di sostegno in pietra a secco, situata in corrispondenza del bordo sud-occidentale del rilevato antropico, che attraversa diagonalmente il Piano Grande nella sua porzione più meridionale.

# VI - TETTONICA

Questo capitolo ripercorre le fasi tettoniche che hanno determinato l'assetto strutturale dell'area, descrivendo le principali morfostrutture e paleofaglie prodotte nelle fasi pre-orogeniche (Giurassico inferiore e Miocene superiore) nel Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino, le caratteristiche delle unità tettoniche e dei sovrascorrimenti legati alla strutturazione neogenica della catena sia nel dominio carbonatico che in quello silicoclastico della Laga e infine, i sistemi di faglie dirette generate nel regime distensivo quaternario ancora attivo che interessano l'intera area del Foglio.

Per quanto riguarda la paleogeografia giurassica, sono state individuate nel Foglio diverse Piattaforme Carbonatiche Pelagiche (PCP) nelle aree di M. Tolentino, M. Boragine, Chiavano, C.ale Rencine-Pozzoni, M. Sassatelli, Popoli-Ocricchio e M. Ventosola.

La tettonica distensiva miocenica che ha disarticolato il substrato carbonatico, legata alla flessurazione dell'avampaese (SCISCIANI, 2009, *cum bibl.*), ha le maggiori evidenze nelle aree di: M. Pizzuto-M. Prato e Roccasalli, Selva Rotonda-M. Pizzo-Cittareale, M. Vetica-M. Ventosola e M. Forciglietta.

Per quanto riguarda l'assetto determinato dalla fase tettonica compressiva sono state individuate le seguenti unità tettoniche (Fig. 82), dalla più interna alla più esterna: unità Monte Palloroso-Monte Tolentino, delimitata al letto dal sovrascorrimento del Monte Tolentino; unità Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni, delimitata al letto dal sovrascorrimento del M. Pozzoni (Pozzoni *thrust* in SCISCIANI, 2009); unità Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini, delimitata al letto dal *thrust* frontale dell'OAMS. Il settore più esterno, posto al letto dell'OAMS è stato distinto in questo Foglio come unità Cittareale-Arquata del Tronto costituita in gran parte dalla *formazione della Laga*, ma che comprende anche formazioni terziarie della successione umbro-marchigiano-sabina.



Fig. 82 - Schema tettonico del Foglio.

Infine, la tettonica distensiva quaternaria ha generato le conche intermontane e determinato l'attuale assetto dell'area del Foglio.

Gli elementi di tettonica del Dominio della Laga, pur essendo regionalmente connessi con quelli afferenti al Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino, saranno trattati in un paragrafo a parte.

# 1. - TETTONICA DISTENSIVA E STRUTTURE GIURASSICHE

La distribuzione degli affioramenti di *Calcare Massiccio* nell'area del Foglio 337 "Norcia", oltre ad essere determinata dalla tettonica compressiva orogenetica,



Fig. 83 - Distribuzione delle PCP nel Foglio. 1) M. Tolentino;
2) M. Boragine; 3) Chiavano; 4) C.ale Rencine-M. Pozzoni;
5) M. Sassatelli; 6) Popoli-Ocricchio;7) M. Ventosola.



Fig. 84 - Tipologie di PCP (da SANTANTONIO (1994) e SANTANTONIO & CARMINATI (2011) mod.): 1) PCP sensu stricto, sul top di horst a morfologia piana; 2) cresta di blocchi ruotati con morfologia a rampa; 3) morfologia "a cuspide" con aree deposizionali molto ristrette; a) gruppo del Bugarone; b) depositi di bacino; MAS) Calcare Massiccio. riflette l'assetto determinato dalla tettonica distensiva del Giurassico inferiore che determinò la frammentazione "paleopiattaforma" della (vedi IV). I rapporti stratigrafici tra il Calcare Massiccio e i depositi sovrastanti, le caratteristiche di questi ultimi e ulteriori evidenze di terreno quale la silicizzazione del Calcare Massiccio (DI BUCCI et alii, 1994) hanno permesso di individuare porzioni di PCP (Fig. 83) con geometrie ed evoluzione differenti nel corso del Giurassico. Le PCP sono state descritte in base alla classificazione di SANTANTO-NIO (1994) e SANTANTONIO & CARMINATI (2011) (Fig. 84). Le considerazioni fornite in questa sede potrebbero costituire la base di partenza per successivi studi di maggior dettaglio che consentirebbero una migliore definizione della paleogeografia giurassica dell'area.

# La struttura di Monte Tolentino

Le evidenze di una PCP sono state descritte primariamente in CAPOTORTI & CHIARINI (in stampa) dove è stata individuata e nominata la PCP di Monte Tolentino; infatti nel contiguo Foglio 348 "Antrodoco", quasi al contatto con il presente Foglio, è esposta la successione del *top* della PCP che è paraconcordante sul *Calcare Massiccio*; essa è caratterizzata dal *gruppo del Bugarone* per il Pliensbachiano *p.p.* -Toarciano inferiore mentre verso l'alto si passa alle tipiche formazioni di bacino del Giurassico Medio e Superiore, benché con spessori ridotti. Per questa struttura è stata ipotizzata una geometria riconducibile ad una PCP di tipo 2 (Fig. 85), che passa gradualmente al bacino con apertura del cuneo sedimentario verso i quadranti nord-occidentali, dove il *gruppo del Bugarone* è sostituito lateralmente e verticalmente dalla *Corniola* e dal *Rosso Ammonitico* passante a sua volta alle *Marne di Monte Serrone*. La continuità di questa successione verso nord, è interrotta dal sistema di faglie dirette che interessano l'area di P.zo Lo Schioppo, nella quale, malgrado la fratturazione sia intensa, sono stati osservati limitati affioramenti di *Corniola* e di *Rosso Ammonitico*.

Alla stessa PCP è riferita la successione esposta tra Monte Tolentino e il vallone di Curcumunno alle pendici di C.le del Segretario (limite sud-ovest del Foglio), in cui la *Corniola* ha uno spessore massimo dell'ordine dei 50 m e alla base ha caratteri assimilabili a quelli tipici del *gruppo del Bugarone (mudstone/wackestone* marroncino-rosato, con rari resti di echinodermi e foraminiferi bentonici). Inoltre, le sovrastanti *Marne di Monte Serrone* sono caratterizzate dall'assetto caotico dei depositi costituiti da marne e marne fogliettate da rosse a verdastro-giallastre, contenenti porzioni di strati calcarei e calcareo-marnosi notevolmente deformati e piegati, alcuni dei quali riferibili alla *Corniola*. Il resto della successione giurassica è rappresentato dai *Calcari e Marne a Posidonia* (60-70 m di spessore), dai *Calcari Diasprigni* (~100 m) e dalla *Maiolica* (>200 m). Queste evidenze sono consistenti con la geometria a rampa del tipo 2 di PCP con *top* immergente verso i quadranti nord-occidentali, con ispessimento della successione, e che creava le condizioni per lo sviluppo di fenomeni di scivolamento gravitativo (*slumping*) sinsedimentario.



Fig. 85 - Ricostruzione (non in scala) del sistema PCP-bacino dell'area di Monte Tolentino attraverso le diverse situazioni rilevate. Le colonne 1 e 2 sono relative a Vallone di Curcumunno e quindi al top della PCP con geometria a rampa; le colonne 3 e 4 sono relative rispettivamente a Monte Tolentino (onlap della COK<sub>n</sub> sulla paleoscarpata) e a Monte Cornillo (olistolite di MAS immerso nella COK<sub>n</sub>).

Spostandosi verso sud e sud-est lungo i crinali di M. Cornillo, M. Cuornesco e M. Tolentino, affiora estesamente la litofacies della *corniola detritica con megabrecce* (COK<sub>a</sub>) in appoggio discordante sul *Calcare Massiccio*. In particolare il limitato affioramento di *Calcare Massiccio* sulla cima di M. Cornillo, notevolmente silicizzato in superficie, è interpretato come un olistolite immerso nei depositi bacinali. Nell'area sono stati, inoltre, osservati numerosi altri olistoliti di dimensioni minori e non cartografabili. La successione sovrastante non è visibile a causa del sovrascorrimento del Monte Tolentino. Quanto oggi osservabile suggerisce che questo settore rappresenti il bacino antistante la PCP del Tolentino in cui si accumulavano i depositi della *corniola detritica* e gli olistoliti che si generavano dalla paleoscarpata che bordava lo stesso alto. Una parte di quest'ultima potrebbe essere rappresentata dal *Calcare Massiccio* di Monte Tolentino, ricoperto in *onlap* dalla COK<sub>a</sub>.

L'assetto stratigrafico rilevato suggerisce, infine, che questa PCP sia stata definitivamente sepolta con la sedimentazione dei *Calcari e Marne a Posidonia*.

## La struttura di Monte Boragine

La PCP di Monte Boragine è una struttura articolata che affiora a cavallo dei Fogli 337 "Norcia" e 348 "Antrodoco", studiata approfonditamente da ROMANO (1995a). È una gradinata paleotettonica costituita da più blocchi ribassati progressivamente verso nord, la cui porzione più rialzata sede della successione condensata affiora nel Foglio 348 "Antrodoco".

Nel Foglio 337 "Norcia" la PCP si estende in direzione N-S e NNE-SSO dal bordo meridionale del Foglio fino alla Valle di Trimezzo, comprendendo i rilievi di M. Coromano, M. S. Venanzio, il Sasso e M. Lepre. Il versante tra Terzone e M. Lepre coincide con la paleoscarpata che delimitava la PCP ad ovest ed è caratterizzato dalla presenza di appoggi discontinui di *Corniola* in plaghe talora cartografabili (Tessenara) sul *Calcare Massiccio*. Quest'ultimo è caratterizzato da superfici silicizzate, immergenti a ovest, tipiche delle paleoscarpate giurassiche.

L'appoggio della *Corniola* in *onlap* sul *Calcare Massiccio*, presenta un andamento sinuoso molto irregolare, anche in senso est-ovest. Tale appoggio determina variazioni laterali di spessore della *Corniola*, che da pochi metri passa a 50 m all'altezza di M. Coromano fino a 250-300 m procedendo verso nord. Il contatto inconforme irregolare e la notevole variazione di spessore testimoniano una paleoscarpata molto articolata e instabile, per cui le due formazioni si alternano variamente in pianta.

Procedendo da sud verso nord è possibile osservare la variazione di spessore anche delle altre formazioni della successione giurassica (*Marne di Monte Serrone*, *Calcari e Marne a Posidonia e Calcari Diasprigni*) ancora legato al progressivo riempimento dei vari blocchi della gradinata.

Al bordo meridionale del Foglio, in corrispondenza delle pendici occidentali del M. Coromano, è possibile vedere uno dei più spettacolari affioramenti della paleo-

scarpata occidentale della PCP. Qui i sedimenti della *Corniola* e delle *Marne di Monte Serrone* si appoggiano in *onlap* in un'estesa nicchia della paeoscarpata che, nella sua porzione orientata NO-SE è stata ripresa dalla tettonica distensiva miocenica *pre-thrusting* (vedi § 2).

### La struttura di Chiavano

Gli affioramenti riferibili alla PCP di Chiavano sono stati attribuiti al "Pozzoni Plateau" da SCISCIANI (2009) che nella sua ricostruzione riferisce alla stessa paleostruttura anche le successioni esposte più a est sul M. Pozzoni e C.ale Rencine. Quanto osservato nel corso del rilevamento non permette di confermare questa ricostruzione perciò Chiavano e M. Pozzoni sono riferiti a paleostrutture differenti (Fig. 86).



Fig. 86 - Ricostruzione (non in scala) dell'assetto delle strutture giurassiche di Chiavano e C.ale Rencine-M. Pozzoni e loro rapporti con gli elementi tettonici compressivi (thrust del Pozzoni) e le faglie distensive quaternarie.

La successione che identifica il *top* della PCP di Chiavano affiora nell'area compresa tra Forca di Chiavano e Villa San Silvestro; il suo spessore, per l' intervallo compreso tra il *Calcare Massiccio* e la *Maiolica* appare minimo nei dintorni di Forca di Chiavano, dove i depositi relativi sono stati tutti cartografati come *gruppo del Bugarone*. Peraltro in quest'area, i termini di tale sucessione sono mal conservati a causa dell'elevata tettonizzazione. Verso sud, dai dintorni di Chiavano fino a Villa San Silvestro, la successione, ottimamente esposta, si ispessisce e sono stati riferiti al *gruppo del Bugarone* solo i depositi del Giurassico inferiore (per uno spessore di 10-20 m). Questi sono in contatto paraconcordante sul *Calcare Massiccio* il cui tetto è rappresentato dalle facies del *membro del calcare massiccio B* per uno spessore massimo di una decina di metri. Sopra il *gruppo del Bugarone* è stato possibile distinguere le tipiche formazioni della successione bacinale, *Calcari e Marne a Posidonia* e *Calcari Diasprigni* con uno spessore complessivo di 30-50 m, fino alla *Maiolica* (150-180 m). A sud di Villa San Silvestro la successione si ispessisce ulteriormente e la *Corniola* e le *Marne di Monte Serrone* sostituiscono il *gruppo del Bugarone* anche nella sua parte inferiore. La variabilità di facies osservata nei depositi giurassici documenta un passaggio graduale da aree più rilevate con tassi di sedimentazione ridotti (*top* della PCP) verso aree con condizioni più schiettamente bacinali spostandosi da nord verso sud e sud-ovest (da Forca di Chiavano a Villa San Silvestro), compatibilmente con una PCP di tipo 2 immergente verso il quadrante sud-occidentale.

Come prima accennato, a differenza di quanto appena descritto, a nord e nordest di Forca di Chiavano la presenza di sovrascorrimenti e faglie dirette rende più problematica l'osservazione dei depositi giurassici. Nonostante ciò, la presenza di una probabile paleoscarpata immergente verso nord-est come margine più acclive della PCP è ipotizzata per la presenza di una successione con le tipiche formazioni di bacino, che per quanto intensamente fagliata, si estende dalla parte superiore della *Corniola* fino alla *Maiolica*. Per la parte inferiore di questa successione (*Corniola* e *Marne di Monte Serrone*) è stato ricostruito un rapporto stratigrafico inconforme sul *Calcare Massiccio* da ricondursi all'*onlap* dei depositi di bacino sulla paleoscarpata. Questo tratto di paleoscarpata si trova attualmente al letto di un sovrascorrimento minore, interno all'unità tettonica UTNP (vedi § 3) che ha invece al suo tetto il *top* della PCP con i depositi del *gruppo del Bugarone* (Fig. 86).

#### La struttura di C.ale Rencine-M. Pozzoni

Nelle aree di C.ale Rencine-F.te Torrato e di Valle Migòra-M. Pozzoni, affiora una successione costituita dal Calcare Massiccio su cui poggia il gruppo del Bugarone, rappresentato da termini riferibili ai calcari nodulari dell'Infernaccio e che include anche spessori non cartografabili di Rosso Ammonitico di età Pliensbachiano p.p.-Toarciano p.p. Nell'area del M. Pozzoni sono stati attribuiti al gruppo del Bugarone anche calcari micritici nodulari nocciola con ossidi e sparse ooliti, probabilmente riferibili al Bajociano. I deposti del gruppo del Bugarone sono distribuiti in lembi discontinui nell'area di C.ale Rencine-F.te Torrato, mentre affiorano più estesamente nell'area Valle Migòra-M. Pozzoni. Sia il Calcare Massiccio che il gruppo del Bugarone sono ricoperti, in discordanza angolare, dai Calcari e Marne a Posidonia. Benché queste due aree siano separate tra loro, in quanto costituiscono due klippen delimitati alla base dal Pozzoni thrust (un sovrascorrimento a basso angolo che mette a contatto la successione giurassica con quella cretacica), l'analisi di facies e dei rapporti stratigrafici suggeriscono che possano essere riferiti ad un'unica PCP di cui affiora la successione del top al bordo verso la paleoscarpata (Valle Migòra-M. Pozzoni) e un tratto della paleoscarpata stessa (C.ale Rencine-F.te Torrato), principalmente non deposizionale, se non in nicchie molto ristrette dove si sono preservati gli esigui spessori del gruppo del Bugarone (Fig. 86).

# La struttura del M. Sassatelli

Nell'area di M. Sassatelli sono stati rinvenuti affioramenti di *Calcare Massiccio* molto discontinui, per effetto della tettonica compressiva e distensiva recente (vedi § 3 e 4), ma significativi ai fini della possibile individuazione di porzioni di PCP. In quest'area, tra le Sorgenti dell'Avvocata e F.te Frenfano, è stato individuato un contatto inconforme tra il *Calcare Massiccio* e la *Corniola* (all'interno della quale sono presenti clasti anche decimetrici di *Calcare Massiccio*). Localmente tra le due formazioni si rinvengono termini del *gruppo del Bugarone*. Anche in questo caso, l'assetto stratigrafico suggerisce che questo settore possa essere riferito ad un margine di PCP, ricoperto già dalla *Corniola*. Alcune faglie presenti nell'area, ad esempio quella che borda a NO M. Sassatelli, potrebbero essersi impostate in corrispondenza di una paleoscarpata giurassica.

### La struttura di Popoli-Ocricchio

Al bordo occidentale della conca di Norcia, ad ovest di Popoli, affiora una struttura interpretata come una PCP di Tipo 1. La successione, dal basso verso l'alto, è composta dal *Calcare Massiccio* che passa, tramite un contatto paraconcordante (*drowning unconformity*), al gruppo del Bugarone, costituito da biomicriti nocciola, prive di selce, a struttura nodulare, in strati di 50-70 cm di spessore delimitati da superfici irregolari, con sporadiche intercalazioni di calcari bioclastici a granulometria molto fine. Questi depositi raggiungono lo spessore complessivo di 35 m e sono riferibili all'intervallo Pliensbachiano *p.p.*- Bajociano inferiore *p.p.* Sul gruppo poggiano in contatto stratigrafico concordante depositi riferibili al *membro a Saccocoma* e *aptici* dei *Calcari Diasprigni*, per uno spessore di circa 10 m, passanti poi alla formazione della *Maiolica*. In quest'area il gruppo del Bugarone raggiunge gli spessori massimi riconosciuti nel Foglio.

Nella zona di Ocricchio questa struttura è delimitata verso sud da una faglia diretta che presenta all'*hangingwall* una successione bacinale con spessori ridotti costituita da *Corniola, Marne di Monte Serrone* e *Calcari e Marne a Posidonia* passanti ai *Calcari Diasprigni* caratterizzati da spessori tipici della formazione. In base a queste caratteristiche la successione è stata interpretata come un gradino ribassato adiacente alla PCP di Popoli, completamente livellato solo a partire dal Bajociano p.p.

# Le PCP del Monte Ventosola

Sui versanti ovest, sud ed est di M. Ventosola, sono presenti tre diverse strutture riconducibili a tre PCP di dimensioni ridotte, con geometria e storia evolutiva differente, separate tra loro da stretti bassi strutturali.

a) A nord di Fosso dell'Inferno (versante ovest del M. Ventosola) la successione, dal basso verso l'alto, è composta dal *Calcare Massiccio* che passa tramite un contatto paraconcordante (*drowning unconformity*) al gruppo del Bugarone, costituito da biomicriti nocciola con ammoniti, echinodermi e aptici, per uno spessore di circa 20 m. Il gruppo è rappresentato nella sua interezza da depositi riferibili all'intervallo Pliensbachiano *p.p.*-Titoniano inferiore, con il tipico *hiatus* che si estende dal Bajociano inferiore *p.p.* al Kimmeridgiano inferiore *p.p.* (BAR-TOLINI & CECCA, 1999, *cum bibl.*). Sia il *Calcare Massiccio* che il *gruppo del Bugarone* sono ricoperti dalla *Maiolica*. Poco a sud, tra F.sso dell'Inferno e Costa Iovine, sul *Calcare Massiccio* è stato rinvenuto un lembo dello spessore di pochi metri riferibile al *gruppo del Bugarone*. Entrambi sono ricoperti in *onlap* dai *Calcari Diasprigni* che, con evidente geometria a *pinch-out*, colmano il dislivello della paleoscarpata e raggiungono il bordo della PCP. La *Maiolica* ricopre definitivamente sia i depositi bacinali che quelli di PCP. Questo è uno dei due casi nel Foglio, in cui la PCP persiste fino al Titoniano inferiore.

- b) Data la geometria questa struttura è stata interpretata come una PCP di Tipo 1 di piccole dimensioni, bordata da paleoscarpate molto ripide, su cui poggiano in *onlap* i depositi della successione bacinale che raggiungono e sigillano l'alto giurassico tra la fine del Titoniano inferiore e l'inizio del Titoniano superiore. Visto l'andamento estremamente rettilineo di tali paleoscarpate, non si esclude la possibilità che i margini della PCP siano stati riutilizzati in successive fasi distensive *pre-thrusting*.
- c) A sud del M. Ventosola, è preservata in maniera spettacolare una paleoscarpata giurassica di *Calcare Massiccio*, a luoghi silicizzata, su cui poggiano in *onlap* i *Calcari e Marne a Posidonia* ed i *Calcari Diasprigni*. Al *top* della PCP affiora un piccolo lembo del gruppo del Bugarone riferibile all'intervallo Pliensbachiano *p.p.* Bajociano *p.p.* ricoperto con contatto inconforme dai depositi del Titoniano inferiore dei *Calcari Diasprigni*.
- d) La porzione inferiore della successione bacinale antistante la paleoscarpata, affiorante più ad est tra il M. Ventosola ed il M. Serrone e costituita della *Corniola*, è caratterizzata dalla presenza di megabrecce ed olistoliti di *Calcare Massiccio* (si veda anche COSENTINO *et alii*, 1982).
- e) Ad est del M. Ventosola, si osservano affioramenti discontinui, separati da faglie quaternarie, di depositi del *gruppo del Bugarone* (biomicriti nocciola riferibili all'intervallo Pliensbachiano *p.p.*- Bajociano *p.p.*) che poggiano in contatto inconforme e leggermente discordante sul *Calcare Massiccio*. Appena a sud, si può osservare l'*onlap* dei *Calcari e Marne a Posidonia* sul *Calcare Massiccio* in corrispondenza della paleoscarpata giurassica che delimitava questa porzione di PCP, il cui ricoprimento è avvenuto nel corso del Bajociano.

## 2. - TETTONICA DISTENSIVA MIOCENICA PRE-THRUSTING

In diverse aree del F. 337 "Norcia" sono state individuate faglie che indicano una fase tettonica distensiva *pre-thrusting*. Gli elementi che fanno propendere per

questa ipotesi sono molteplici e legati sia alla geometria di queste faglie che alle loro caratteristiche intrinseche. Infatti, questi piani di faglia sono generalmente ricristallizzati e ossidati, presentano evidenze di fenomeni di *buttressing* (dovuti alla successiva fase tettonica compressiva mio-pliocenica) e sono caratterizzati da andamento ed inclinazione molto irregolari, per fenomeni di successiva traslazione e *tilting*. Inoltre, a tali piani si associa spesso un rigetto che varia notevolmente anche a brevi distanze planimetriche, caratteristica non coerente con le geometrie note per la tettonica compressiva mio-pliocenica e per quella distensiva plio-quaternaria. Un'ultima caratteristica fondamentale è che queste faglie si interrompono all'altezza dei sovrascorrimenti mentre sono spesso riprese e/o tagliate dalle faglie dirette quaternarie.

# Area M. Pizzuto-M. Prato e Roccasalli

Nell'area compresa tra l'allineamento M. Pizzuto-M. Prato e Roccasalli, i rilevamenti effettuati per questo Foglio confermano in parte i dati di letteratura disponibili (CALAMITA et alii, 1995; ALBERTI et alii, 1996; SCISCIANI, 2009; DI DOMENICA et alii, 2012) a riguardo della presenza, sia alla mesoscala sia a scala maggiore, di chiari indizi di una fase tettonica distensiva pre-orogenica, riferibile al Miocene medio-superiore. Nel dettaglio la fase tettonica miocenica avrebbe prodotto nell'area in oggetto faglie normali ad andamento prevalentemente appenninico o circa meridiano e individuato, in alcuni settori, paleo-strutture a blocchi alternativamente rialzati e/o ribassati. Nell'area citata ci sono evidenze che i piani di faglia di Roccasalli siano stati dislocati dai thrust attivatisi nel Messiniano superiore-Pliocene inferiore, che li hanno trascinati passivamente nell'hangingwall dell'OAMS stessa (SCISCIANI, 2009). Il modesto rigetto che in alcuni casi attualmente queste faglie normali mostrano in corrispondenza dei piani di thrust sarebbe imputabile agli effetti della tettonica distensiva quaternaria. Secondo quanto evidenziato da ALBERTI et alii (1996) e SCISCIANI (2009), gli effetti della tettonica miocenica sono evidenti nell'area in oggetto anche nel footwall dell'OAMS, dove si ha la presenza di alti strutturali nella successione oligo-miocenica del Dominio della Laga.

La faglia Roccasalli-Manorovella-F.ca di Valle-M. Alvagnano si sarebbe messa in posto nel Miocene come faglia diretta che ribassava la *Scaglia Cinerea* a SO e sarebbe poi stata ruotata con immersione a NE nella fase compressiva. Ci sono, inoltre, evidenze di un locale riutilizzo all'inizio della fase compressiva come faglia di trascinamento, che rendono al momento quasi impossibile un'univoca interpretazione in chiave cinematica.

Sintetizzando i dati di campagna e di letteratura, la struttura della dorsale M. Prato-M. Pizzuto potrebbe essere efficacemente descritta come un alto strutturale formatosi prima della fase compressiva, ipotesi già evidenziata nel lavoro di DI DOMENICA *et alii* (2012). Pur essendo in accordo con questi Autori sulla presenza di eventi deformativi *pre-thrusting* la cartografia realizzata per il Foglio è so-

stanzialmente differente, in quanto si ritiene che i piani delle faglie mioceniche siano stati riutilizzati durante le fasi compressiva e distensiva. Alla stessa fase deformativa dell'*hangingwall* sembra attribuibile la faglia orientata N155 che disloca il limite *Maiolica-Calcari Diasprigni* lungo il piccolo altopiano tra M. Prato e M. Pizzuto e sembrerebbe essere stata riattivata principalmente come faglia di trascinamento durante la compressione e poi riutilizzata nella fase distensiva *post-thrusting*.

### Area Selva Rotonda-M. Pizzo-Cittareale

Nella zona compresa tra Cittareale e Fonte di Selva Rotonda, all'*hangingwall* del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini, sono stati riscontrati particolari affioramenti di depositi più giovani tettonicamente soprastanti a formazioni più antiche (*younger on older*). Questi rapporti sono stati interpretati come evidenze di faglie mioceniche, variamente ruotate durante la successiva fase compressiva. L'andamento di queste faglie è tipicamente molto irregolare. In particolare al M. Pizzo si osservano due affioramenti del *membro calciruditico-calcarenitico* (SCZ<sub>2</sub>) della *scaglia detritica*, di età terziaria, poggianti tramite piani immergenti a NNE sia sulla porzione cretacica della *Scaglia Rossa (membro calcilutitico di Bacugno* SAA<sub>4</sub>) che sulla *Scaglia Bianca*. Poco a monte di Costa della Madonna, depositi del *membro calcilutitico-calcarenitico* (SAA<sub>6</sub>) poggiano, tramite un piano tettonico immergente a nord sulla successione *Marne a Fucoidi, Scaglia Bianca, Scaglia Rossa (membro calcilutitico di Bacugno* SAA<sub>4</sub>).

Tra F.te dell'Acera e F.te di Selva Rotonda, affiora una successione, compresa tra le *Marne a Fucoidi* e la *Scaglia Rossa*, variamente articolata al suo interno, che poggia sulla *Maiolica* tramite un piano pendente verso est. Questa sovrapposizione di tipo *younger on older* e con giacitura anomala è stata attribuita ad una fase tettonica miocenica *pre-thrusting*, successivamente ruotata durante la compressione. Anche l'evidente nastrino che taglia in senso appenninico il versante de La Speluca è stato interpretato come faglia miocenica, in quanto mette a contatto la successione sopra menzionata con la *Maiolica* e verso sud-est si interrompe sul sovrascorrimento della stessa *Maiolica* sulle *Marne a Fucoidi (splay* interno all'unità tettonica Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini, si veda § 3).

Al *footwall* del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini, la faglia di Cittareale si estende, con andamento circa meridiano, da F.te Pisciarello a nord fino al limite meridionale del Foglio alle pendici occidentali del M. Tito, entrando nelle aree del F 348 "Antrodoco". Per la maggior parte della sua lunghezza la faglia non ha un piano tettonico ben visibile ma il suo andamento è deducibile in quanto mette a contatto la parte basale delle *marne con Cerrogna* ad est con la *formazione della Laga* ad ovest. Il rigetto stimato potrebbe essere superiore ai 500 m.

La faglia si interrompe in corrispondenza di F.te Pisciarello, sulla faglia del M. Caciaro, ad andamento NE-SO, che mette a contatto per un lungo tratto le *marne con*  *Cerrogna* a sud e la *scaglia cinerea detritica* a nord. Poiché entrambe non dislocano il fascio di sovascorrimenti dell'OAMS, ma sono confinate nel suo *footwall*, sono state interpretate come mioceniche *pre-thrusting*. La faglia del M. Caciaro potrebbe anche essere interpretabile come un trasferimento della faglia di Cittareale che delimitava l'*horst* miocenico che poi ha influenzato la succesiva fase compressiva (vedi § 3).

Alla presenza della faglia miocenica di Cittareale si attribuisce il formarsi, per fenomeni di *buttressing*, del retro-scorrimento della *scaglia cinerea detritica* sull'*unità spongolitica* visibile a nord-est di Cittareale.

#### Area M. Vetica-M. Ventosola

Il bordo orientale della piana di Norcia, oltre ad essere interessato da un'evidente fagliazione quaternaria (vedi § 4), responsabile della genesi del bacino intermontano, presenta lungo le pendici occidentali del M. Vetica e del M. Ventosola un'importante fagliazione miocenica *pre-thrusting*. Questa si è impostata sui precedenti lineamenti tettonici giurassici, come risulta dalla presenza su queste dorsali delle PCP descritte nel paragrafo precedente. Le faglie mioceniche risultano in parte riprese e in parte tagliate dal sistema estensionale quaternario.

La faglia miocenica principale, attualmente osservabile tra C. Coccia e C.letto Amici, si rinviene a monte delle faglie quaternarie con andamento irregolare ma generalmente appenninico e presenta all'*hangingwall* la *Scaglia Rossa* e al *footwall* la successione giurassico medio-superiore/cretacica affiorante sul versante occidentale del M. Vetica. La prosecuzione verso sud-ovest di questa faglia è osservabile in un piccolo tratto nella porzione inferiore del versante di Costa Iovine, dove mette a contatto ancora la *Scaglia Rossa* all'*hangingwall* e il *Calcare Massiccio* della PCP ad ovest del M. Ventosola al *footwall*.

Le due faglie dirette, immergenti a ovest, che si sviluppano da M. Castello a S. Pellegrino hanno probabilmente una prima fase di attività nel Miocene, come testimoniato dal loro andamento irregolare e dalla variazione dei rigetti lungo il loro corso, non spiegabile con la sola cinematica distensiva *post-thrusting*. Questa ipotesi spiegherebbe la presenza del *Calcare Massiccio* sottostante la PCP all'*hangingwall* e di *Calcare Massiccio* sottostante la successione bacinale al *footwall* della faglia a sud del M. Ventosola.

La fase distensiva miocenica, già riconosciuta da alcuni Autori (PIZZI & SCI-SCIANI, 2000; DI DOMENICA *et alii*, 2014), consente una differente stima dei rigetti quaternari della faglia rispetto a quella di altri Autori che li indicano nell'ordine del migliaio di metri o anche superiore per il solo Quaternario (CALAMITA *et alii*, 1994b, 1995; BARCHI *et alii*, 2000); pertanto i rigetti stratigrafici attualmente visibili vanno calcolati tenendo conto della tettonica polifasica. Dai dati derivanti dal rilevamento, la presenza della faglia miocenica permette di sottrarre all'azione della tettonica distensiva post-orogenesi una parte consistente del rigetto (almeno 400 m) lungo la scarpata orientale che borda il bacino.

## Area M. Forciglietta

Infine, tra le faglie a probabile attività miocenica va annoverata la faglia che borda a est il Piano Piccolo di Castelluccio, responsabile, durante il suo riutilizzo nella fase tettonica distensiva quaternaria, della formazione del bacino intermontano omonimo (vedi § 4, STENDARDI *et alii*, 2020). Tale faglia si sviluppa maggiormente nel Foglio 325 "Visso" ed è osservabile in affioramento nel Foglio 337 "Norcia" a nord di M. Forciglietta.

# Area M. Coromano

Al bordo meridionale del Foglio, in corrispondenza della base del versante occidentale del M. Coromano si osserva per un lungo tratto un piano di faglia (Fig. 87) ad andamento molto irregolare (mediamente N160 e immersione ad ovest) che si imposta lungo la paleoscarpata giurassica del bordo occidentale della PCP del M. Boragine, tagliandola in parte. La faglia mette a contatto il *Calcare Massiccio* della paleoscarpata e le formazioni in *onlap* su di essa (*Corniola* e *Marne di Monte Serrone*) con la successione cretacica costitita da *Maiolica*, *Marne a Fucoidi* e *Scaglia* 



Fig. 87 - Contatto tra il Calcare Massiccio (MAS) della paleoscarpata giurassica e le Marne a Fucoidi (FUC) tramite la paleofaglia miocenica con piano ad andamento irregolare (base del versante occidentale del M. Coromano).

*Bianca*. Questa faglia è stata considerata come miocenica *pre-thrusting* e costituisce la diretta prosecuzione della faglia miocenica riconosciuta nel limitrofo Foglio 348 "Antrodoco" (ISPRA, in stampa a) nell'area del M. Boragine. Nel suo tratto più a nord la scarpata formata dalla paleofaglia costituisce un gradino morfologico (Fig. 88) sul quale poggiano le brecce del *sintema di Leonessa* e i depositi di versante.

Poco a sud-ovest di tale paleofaglia passa un ulteriore elemento tettonico sepolto (faglia del Boragine, vedi § 4), ad attività quaternaria che si è a sua volta impostato sui sistemi di rottura giurassici e miocenici.



Fig. 88 - Scarpata morfologica costutuita dalla paleofaglia miocenica sulla quale poggiano le brecce del sintema di Leonessa, alla base del versante occidentale del M. Coromano.

### 3. - TETTONICA COMPRESSIVA NEOGENICA

Nel Foglio sono state riconosciute tre unità tettoniche al tetto dell'OAMS (vedi IV, § 2) nei Monti Reatini e Sibillini, che sono descritte di seguito e un'unità al letto dell'OAMS (unità Cittareale-Arquata del Tronto), costituita principalmente dai depositi del Dominio della Laga e in parte dalle formazioni terziarie del Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino, che sarà descritta nel paragrafo 5.

### 3.1. - UNITÀ TETTONICHE DEI MONTI REATINI E SIBILLINI

### 3.1.1. - Unità Monte Palloroso-Monte Tolentino

Questa unità affiora solo nella parte sudoccidentale del Foglio. Essa è composta da una successione che si estende dal *Calcare Massiccio* alla *Scaglia Rossa* cenozoica. Le condizioni di affioramento non hanno permesso di misurare direttamente la superficie di sovrascorrimento basale, (sovrascorrimento del Monte Tolentino) per la quale è ricostruita una direzione circa meridiana (tra N340 e N20) e immersione verso i quadranti occidentali con inclinazione variabile.

Seguendo lo sviluppo da sud a nord dell'unità tettonica, si osserva la variabilità delle unità litostratgrafiche che ne compongono il tetto: infatti, a sud, l'hangingwall è composto principalmente dal Calcare Massiccio che passa poco a nord alla corniola detritica con megabrecce ( $COK_a$ ), in contatto discordante sul primo. Procedendo ancora verso nord, dalla  $COK_a$  si passa alla Maiolica a causa di una faglia anti-appenninica che si sviluppa tra Casale Torlonia e M. Cornillo. Tuttavia, tale faglia non disloca il thrust: questo induce ad attribuirne l'origine ad una precedente fase tettonica compressiva, benché non siano stati osservati elementi certi per l'individuazione di tale fase. Lungo tutto questo tratto, il letto è rappresentato estesamente dalla Scaglia Rossa cenozoica e in misura minore da scaglia variegata e Scaglia Cinerea.

Ancora poco a nord, una *tear-fault* con andamento ONO-ESE e impostata circa in corrispondenza della paleofaglia appena descritta, raccorda due parti del piano di sovrascorrimento con senso di trascinamento sinistro, essendo la parte settentrionale arretrata. Da questo punto in poi, l'unità tettonica è composta in affioramento dai termini della successione cretacico-paleogenica (dalla *Maiolica* alla *Scaglia Rossa*) coinvolti in due anticlinali maggiori con immersione assiale verso nord, e piani assiali ad andamento NNE-SSO, fianco orientale rovesciato e raccordate da una sinclinale. Il sovrascorrimento in superficie diventa meno evidente andando da sud verso nord; il suo rigetto è in gran parte riassorbito alla base dalla deformazione plastica e trasferito ai termini superiori della successione stratigrafica. Verso nord, l'unità tettonica è infatti delimitata dal sovrascorrimento della *Scaglia Rossa* cenozoica sulla scaglia variegata.

Verso nord l'unità tettonica del M. Palloroso è interrotta dalla faglia diretta ad andamento NO-SE, che si sviluppa sui versanti meridionali di M. Iavalone e M. Pizzo.

Come ben evidente a sud nel contiguo Foglio 348 "Antrodoco", questa unità tettonica è gradualmente ribassata verso ovest da faglie dirette con direzione appenninica. Nell'ambito del presente Foglio, ciò è osservabile solo limitatamente allo spigolo sudoccidentale (area di P.zo lo Schioppo), dove è sviluppata una vasta zona cataclastica nell'ambito della quale sono stati misurati diversi piani con giacitura 230/40, 220/50, 210/53, 205/60 che mettono a contatto il *Calcare Massiccio*, al *footwall*, con la successione di rampa carbonatica pelagica, all'*hangingwall*, qui rappresentata da lembi di *Corniola*, *Rosso Ammonitico* e di *Calcari e Marne a Posidonia*.

Il sovrascorrimento del Monte Tolentino e il suo letto sono essenzialmente in rapporto di *footwall-flat*. Il letto è rappresentato dal fianco occidentale (*back-limb*) della macroanticlinale dell'unità tettonica del Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni i cui termini più recenti, come prima accennato, sono rappresentati in affioramenti poco estesi dalla *scaglia variegata* e dalla *Scaglia Cinerea* sui versanti di M. Tolentino e M. Cuornesco che costituiscono il nucleo di blande *dragfold*. Sul versante meridionale del M. Cuornesco, alla mesoscala, si osservano *splay* minori di *Scaglia Bianca* (non cartografabili) tra *l'hangingwall* e il *footwall* del sovrascorrimento.

Le evidenze di superficie suggeriscono che l'assetto dell'unità tettonica del M. Palloroso-M. Tolentino sia influenzato dalla paleogeografia, soprattutto dalla presenza della PCP del Monte Tolentino generata dalla tettonica giurassica e descritta nel paragrafo 1. Ciò comporta che il rigetto stratigrafico del sovrascorrimento sia massimo in corrispondenza dell'affioramento dell'alto strutturale giurassico mentre la diminuzione verso nord del rigetto stesso può essere legata principalmente all'immersione verso nord-ovest del *top* del *Calcare Massiccio* (concordante con la successione soprastante) e alla presenza faglie sinsedimentarie. È ipotizzabile altresì, un più repentino approfondimento del *Calcare Massiccio* verso nord per la presenza di un ulteriore bordo della PCP (paleoscarpata) orientato in senso circa meridiano, oggi completamente sepolto. Alla sua presenza potrebbe essere ricondotto lo sviluppo di faglie in successive fasi tettoniche come quella che mette a contatto la *Maiolica* e la *corniola detritica*. Inoltre, la paleoscarpata può aver agito come sblocco per una deformazione differenziale in fase compressiva testimoniato dalla *tear-fault* che interessa il sovrascorrimento subito a nord del M. Cornillo.

## 3.1.2. - Unità Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni

Questa unità (UTNP di seguito) caratterizza ampi settori del Foglio estendendosi con continuità in senso meridiano dal bordo SO, versante est del M. Tolentino, fino

a quello NO e N. Gli affioramenti più orientali dell'unità costituiscono diversi lembi isolati, (da sud a nord) a Croce del Monte, C.ale Rencine-F.te Torrato, Valle Migòra-M. Pozzoni, M. Caefischi-M.Mattone, C.le Cappelletta, Poggio Valaccone e M. Vetica. I lembi di Croce del Monte e M. Vetica costituiscono parti di strutture più ampie ben esposte nei Fogli contigui (CALAMITA *et alii*, 1995; PIERANTONI *et alii*, 2005; Foglio 348 "Antrodoco", in stampa a).

L'UTNP è caratterizzata dalle successioni di piattaforma carbonatica, bacino pelagico e piattoforma carbonatica pelagica. In generale tale successione è esposta in una macroanticlinale di *hangingwall* asimmetrica con asse orientato N-S (nell'area meridionale del Foglio) e NNE-SSO (in quella centro-settentrionale) e vergenza orientale, che tende al rovesciamento sul fronte. Il piano di *thrust* con il quale questa unità va a sovrascorrere sulla sottostante unità Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini è orientato anch'esso NNE-SSO, debolmente inclinato e immergente a ONO, tende cioè ad assumere un andamento parallelo alla direzione del *thrust* Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini (SCISCIANI, 2009). In generale, si può osservare che la variazione delle formazioni al tetto del sovrascorrimento dell'UTNP, lungo la sua estensione, è innanzitutto determinata dalla paleogeografia ereditata dal Giurassico, poiché il *thrust* "trasporta" le PCP di Chiavano e di C.ale Rencine-M. Pozzoni.

Partendo dal bordo meridionale del Foglio, a sud di Terzone l'unità tettonica in oggetto è esposta limitatamente ed è rappresentata dalla *Corniola* (immergente verso est) che sulla sommità di Croce del Monte costituisce un "*klippe*" separato tramite un piano a basso angolo dalla successione *Maiolica-Scaglia Rossa* della sottostante unità tettonica. Il piano di *thrust* è dislocato da una serie di faglie dirette che lo ribassano di poche decine di metri verso est. Verso ovest, il piano di sovrascorrimento è ribassato al di sotto dei depositi quaternari della conca di Leonessa-ramo di Terzone dal sistema di faglie Chiavano. Questo sistema delimita l'UTNP a est lungo tutta la valle di Chiavano, fino all'omonima Forca. Spostandosi più a nord, è possibile invece seguire nuovamente il piano di sovrascorrimento, benché esso sia discontinuo in quanto tagliato dai sistemi di faglie dirette che delimitano le conche di Cascia e Norcia, determinando l'isolamento dei *klippen* di C.ale Rencine-F.te Torrato, Valle Migora-M.te Pozzoni.

Il sovrascorrimento basale di tale unità è osservabile fino a Piediripa, seppur ancora dislocato da un ulteriore sistema di faglie dirette sul bordo sud-occidentale della conca di Norcia. Nell'area di M. Sassatelli gli affioramenti di questa unità tettonica sono delimitati da un sistema di faglie dirette con direzione antiappenninica. Dal bordo meridionale della piana di Norcia fino al limite settentrionale del Foglio, l'UTNP è rappresentata dal *klippe* di C.le Cappelletta, e dalle strutture di Poggio Valaccone, di S. Pellegrino e del M. Vetica. I primi tre si trovano all'*hangingwall* del sistema di faglie dirette quaternare della piana di Norcia, mentre al M. Vetica la porzione dell'UTNP affiora, rialzata, al suo *footwall*. Ad eccezione di Poggio Valaccone, dove non si osserva il piano di *thrust*  basale, le strutture suddette sono delimitate da un piano a basso angolo immergente verso ovest. Poco a nord di S. Pellegrino, lungo la strada S.S. 685 è ben osservabile il *thrust* con strutture plicative strizzate di tipo *chevron* che interessano sia la *Scaglia Rossa* al *footwall* che i *Calcari Diasprigni* all'*hangingwall* (Fig. 89). Al M. Vetica affiora l'anticlinale del sovrascorrimento, dislocato da alcune faglie dirette, con il *forelimb* ribaltato verso est. L'*hangingwall* del *thrust* è formato dai termini del Giurassico medio-superiore e del Cretacico inferiore, mentre il *footwall* è costituito dalla *Scaglia Rossa*.

Infine, la macroanticlinale che caratterizza questa unità tettonica è ulteriormente deformata al suo interno da pieghe di raggio minore che si sono formate maggiormente nella successione che va dalla *Maiolica* alla *Scaglia Cinerea*. A nord di Chiavano, fino a Serviglio, si susseguono da ovest a est, una anticlinale e una sinclinale con asse orientato NNO-SSE. La continuità verso nord di queste strutture è interrotta dal sistema di faglie appenniniche che borda la conca di Cascia. Sul versante set-



Fig. 89 - Sovrascorrimento dei Calcari Diasprigni (CDU) dell'UTNP sulla Scaglia Rossa cretacica (SAA<sub>4</sub>) dell'UCBS, osservabile lungo la strada S.S. 685 poco a nord di S. Pellegrino.

tentrionale di M. Meraviglia fin quasi a Cascia la successione è interessata da una serie di anticlinali coricate (con al nucleo la *Scaglia Bianca*) e sinclinali di raccordo a vergenza nord-orientale, con *forelimb* rovesciato, e asse orientato NO-SE. Sulla cima di M. Meraviglia questo motivo strutturale è esasperato dallo sviluppo di una faglia inversa che determina la sovrapposizione della *Scaglia Rossa* sulla *scaglia variegata* e la *Scaglia Cinerea*. I termini della successione così deformata sono interessati da ulteriori mesopieghe (Fig. 90).



Fig. 90 - Strutture deformative sulla cima di M. Meraviglia.

Nella zona tra Cascia, Atri e Logna, l'anticlinale interessa la *Scaglia Rossa* e la *scaglia cinerea detritica*, caratterizzate da numerose pieghe minori, dalle quali è possibile desumere una vergenza orientale della struttura principale.

# 3.1.3. - Unità Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini

L'Unità Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini (UCBS) è la più bassa geometricamente e la più orientale delle unità carbonatiche del Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino ed è delimitata al letto dal sovrascorrimento Olevano-Antro-doco-M.ti Sibillini (OAMS) (CALAMITA & DEIANA, 1995).

L'unità è costituita da una successione che va dal *Calcare Massiccio* alla *Scaglia Cinerea*, coinvolta in una grande piega anticlinale con asse ad andamento principale NNE-SSO, asimmetrica e a vergenza orientale (CALAMITA & DEIANA, 1988; DEIANA

& PIALLI, 1994; PIERANTONI *et alii*, 2005; CALAMITA *et alii*, 2012). La successione del fianco orientale della piega (*fore-limb*) è caratterizzata al suo interno da strutture plicative minori (Fig. 91) e tende a verticalizzarsi o più spesso a rovesciarsi in prossimità dell'OAMS con modalità e caratteristiche differenti lungo tutto il suo sviluppo.

Nella porzione meridionale del Foglio il *fore-limb* è interessato da uno *splay* interno che porta la *Maiolica* a sovrascorrere, ribaltandosi, sulle *Marne a Fucoidi*, nell'area tra F.te dell'Acera e il versante a est di Fraonara; mentre nell'area tra La Forca e Monte Oro il rovesciamento al fronte di questo *splay* si verifica all'altezza delle *Marne a Fucoidi* e della *Scaglia Bianca*, ed il sovrascorrimento è obliterato da una faglia successiva. Ad est dello *splay*, l'anticlinale frontale, che interessa una successione compresa tra le *Marne a Fucoidi* e la *scaglia cinerea detritica*, si ribalta e sovrascorre attraverso due *splay* esterni sui termini miocenici (*unità spongolitica* e *marne con Cerrogna*); questi ultimi a loro volta, sovrascorrimento della *scaglia cinerea detritica* sull'*unità spongolitica* e sulle *marne con Cerrogna* è considerato il *thrust* frontale dell'OAMS (DEIANA *et alii*, 1995), anche in accordo col contiguo F 348 "Antrodoco" (CAPOTORTI & CHIARINI, in stampa). In questo contesto le unità carbonatiche e silicoclastiche mioceniche sono considerate di letto ed appartenengono all'unità Cittareale-Arquata del Tronto.



Fig. 91 - Affioramento di Scaglia Bianca caratterizzata da pieghe a chevron che evolvono a pieghe concentriche, a nord di M. Pizzo.

Nel settore compreso tra I Peschi dell'Aquila (sorgenti del F. Velino), M. Prato e Terracino, l'UCBS è caratterizzata da una successione che va dal Giurassico medio all'Oligocene, che sovrascorre sulle formazioni terziarie della successione umbromarchigiano-sabina e sulla formazione della Laga, attraverso un piano a basso angolo di inclinazione generalmente immergente a 290-300. L'unità è caratterizzata in questo settore dalla presenza di un raddoppio interno della successione mesozoica, che porta le formazioni della Maiolica e delle Marne a Fucoidi, in genere a polarità normale, a sovrascorrere sulla successione cenozoica (scaglia detritica, scaglia variegata e Scaglia Cinerea) a stratificazione rovesciata. Nell'area tra M. Prato e M. Pizzuto, come viene anche definito nel paragrafo 2, il thrust basale dell'OAMS risulta chiaramente ripiegato a causa della presenza di un alto strutturale miocenico nel footwall (ALBERTI et alii, 1996; DI DOMENICA et alii, 2012), in corrispondenza del quale nelle fasi tardive della compressione si sviluppa un'anticlinale nella quale, di conseguenza l'unità spongolitica, situata al suo nucleo, affiora sino a quota circa 1.800 m s.l.m. L'asse dell'anticlinale è orientato in direzione circa N-S, leggermente trasversale a quella dei piani di thrust e coincide approssimativamente con la linea di cresta. Sul fianco orientale dell'anticlinale il sovrastante piano di thrust dell'OAMS immerge verso i quadranti orientali (foreland dipping), tanto che l'unità spongolitica di footwall affiora in finestra tettonica lungo il versante ESE della struttura di M. Pizzuto. Inoltre, lo sviluppo di quest'anticlinale di footwall porta l'unità delle marne con Cerrogna del front-limb a sovrascorrere sulla formazione della Laga, nell'area di Roccasalli e Terracino all'interno dell'unità Cittareale-Arquata del Tronto.

Nell'area compresa tra il Poggio di Terracino e la vecchia omonima cava situata a nord dell'abitato, la successione rovescia che va dalla *scaglia detritica* cenozoica alla *Scaglia Cinerea* risulta coinvolta in una tettonica gravitativa antica che ne ha causato la frammentazione in almeno altri due corpi minori. Tale deformazione ha l'effetto di ribassare di 50-70 m la successione cenozoica e il relativo contatto sulle *marne con Cerrogna*.

Nell'area compresa tra Scoglio Pecorino, M. Cimamonte e M. Utero la successione meso-cenozoica dell'UCBS viene sovrascorsa da un ulteriore *splay* interno costituito dalla formazione della *Corniola* (in seguito "*thrust* di Scoglio Pecorino"), che per lunghi tratti ricopre completamente lo *splay* più esterno lungo un piano con direzione media N20 sub-orizzontale o con inclinazione attorno ai 20° verso ONO. Come sarà meglio definito nel paragrafo 4, a ovest della cresta M. Utero-M. Moraie, lungo il versante che degrada verso F.te della Pecora e da qui in direzione SE, il *thrust* di Scoglio Pecorino è dislocato da faglie distensive quaternarie, in parte riconducibili al sistema del fianco orientale della conca di Norcia. In questa area la faglia antiappenninica tra Pescia e F.te le Trocche mette a contatto la *Maiolica* all'*hangingwall* sia con la *Corniola* che con una successione *Scaglia Bianca-Marne a Fucoidi* al *footwall*, in precedenza ribassata da una

paleofaglia distensiva miocenica. Quest'ultimo contatto, apparentemente incongruente, è spiegabile con un precedente sovrascorrimento della *Maiolica* sulle altre formazioni giurassiche e cretaciche, a sua volta impostatosi sulla paleofaglia distensiva *pre-thrusting*.

Da quanto detto sopra, si può dedurre che il *thrust* di Scoglio Pecorino sia l'ultimo ad essersi nucleato in quanto sembra ricoprire tutte le strutture compressive pre-esistenti. Ad ulteriore riprova, poco a est di Scoglio Pecorino il *thrust* omonimo e il *thrust* frontale dell'OAMS convergono, per cui alla base del versante sud di M. Utero affiora un unico *thrust* che porta la *Corniola* a sovrascorrere direttamente sulle *marne con Cerrogna*.

Più a est del M. Utero, tra il F.so dei Cupelli e C.le Forcella si individuano nuovamente i due *splay* principali. Il più alto è caratterizzato dalla *Corniola* che a M. Ciambella sovrascorre sulla successione, verticale o rovescia, che va dalla *Corniola* alla *Scaglia Cinerea* (con l'interposizione di un piccolo *thrust* tra *scaglia detritica* e *Scaglia Cinerea*); quest'ultima sovrascorre a sua volta sulle *marne con Cerrogna* per mezzo del *thrust* frontale dell'OAMS. All'interno dello *splay* superiore, lungo il versante meridionale di M. Ciambella, è presente una scaglia tettonica di *Calcari e Marne a Posidonia*, interposta tra la *Corniola* e la *Maiolica*.

Proseguendo verso nord, da Capodacqua alla strada per Forca di Presta si individuano fino a tre *splay* dell'OAMS, orientati SO-NE. La subunità strutturale più alta è costituita dalla successione dalla *Corniola* alla *Maiolica*, nelle subunità intermedie affiora invece la successione dalla *Maiolica* alla *scaglia variegata*.

In questo settore è ben apprezzabile lo sviluppo dell'anticlinale frontale della struttura con asse arcuato, orientato SO-NE nella porzione meridionale e N-S nella porzione settentrionale, dove la successione si verticalizza e si rovescia nelle subunità strutturali inferiori, avvicinandosi al *thrust* frontale dell'OAMS. All'interno di questi *splay* principali si rinvengono molteplici elisioni e/o assottigliamenti nella successione stratigrafica, e a luoghi ripetizioni (non cartografabili), che evidenziano scaglie tettoniche minori che interrompono la successione a più livelli.

Tra F.te Le Troccole e la strada per Forca di Presta l'anticlinale e il *thrust* frontale sono dislocati dal sistema di faglie dirette di Castelluccio-M. Vettoretto (si veda anche STENDARDI *et alii*, 2020). Nonostante l'estesa copertura detritica che oblitera la maggior parte delle strutture tettoniche, è stato possibile, basandosi sulla geometria dell'anticlinale e del piano di sovrascorrimento affiorante poco a valle della strada di Forca di Presta, ipotizzare un rigetto del *thrust* principale di ca. 250 m verso SO generato dalla faglia bordiera del piano di Castelluccio, mentre un rigetto minore, dell'ordine di 50 m è stato attribuito alla faglia di M. Vettoretto (vedi § 4).

Il nucleo e il fianco occidentale della macroanticlinale, con piano assiale SO-NE, sono ben osservabili nel quadrante sud-occidentale del Foglio. Qui i termini affioranti più antichi sono costituiti dal *Calcare Massiccio* e dalla *Corniola* esposti nei dintorni di Terzone. Verso NE il nucleo è costituito dalla sola Corniola, a causa dell'assetto ereditato della paleogeografia (vedi § 1).

In generale il fianco occidentale della macroanticlinale dell'UCBS, è caratterizzato da pieghe minori la cui continuità è interrotta da diversi sistemi di faglie normali (vedi § 4). In particolare nelle aree di Croce del Monte (al bordo meridionale del Foglio) e M. Pozzoni-M. Sassatelli si evidenzia una serie di anticlinali e sinclinali molto strette con fianchi rovesci, a volte con sviluppo di faglie inverse, nella successione al *footwall* del sovrascorrimento della sovrastante UTNP. Ulteriori sistemi di pieghe minori si osservano nella successione costituita dai *Calcari Diasprigni* alle *Marne a Fucoidi*, lungo la parte alta della Valle di Maltignano.

Infine, il *back-limb* è caratterizzato da due *splay* interni. Il primo è visibile a Forca di Chiavano e porta i termini del Giurassico inferiore sulla *Maiolica*. Il secondo si osserva al bordo meridionale della piana di Norcia, tra Savelli e San Marco, dove la successione mesozoica è raddoppiata per sovrapposizione dell'insieme *Calcari Diasprigni-Maiolica* su *Maiolica-Marne a Fucoidi-Scaglia Bianca*. Questo raddoppio è individuato da una piega-faglia con strati rovesci. Secondo CALAMITA *et alii* (1995), invece, questo *thrust* (denominato T3) individua la base dell'UTNP.

# 4. - TETTONICA POST-OROGENETICA NEL DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-SABINO

L'area del Foglio 337 "Norcia" è diffusamente interessata da evidenze di deformazioni legate alla tettonica estensionale post-orogenica quaternaria. L'estensione tuttora in corso è confermata dagli indicatori cinematici così come dai meccanismi focali dei terremoti (BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; BONCIO & LAVECCHIA, 2000; PIZZI *et alii*, 2017, *cum bibl*.; GALADINI *et alii*, 2018, *cum bibl*.).

I sistemi di faglia collegati alla fase estensionale, che interessano sia il substrato che i depositi quaternari, hanno tre orientazioni prevalenti, (N)NO-(S)SE, maggiormente diffuse, ONO-ESE, N-S.

La cinematica osservata lungo queste faglie indica caratteri principalmente distensivi, anche se per alcuni di questi sistemi sono segnalati indicatori di tipo transtensivo (faglie Cascia e Norcia, transtensive sinistre in BONCIO *et alii*, 2004b, *cum bibl.*); secondo alcuni Autori (CELLO *et alii*, 1997) invece le deformazioni quaternarie risultano dominate da un regime trascorrente.

I principali sistemi, che presentano importanti evidenze di attività quaternaria, hanno determinato la formazione ed evoluzione delle conche intermontane presenti nell'area del Foglio.

## Il sistema di Norcia

Uno dei sistemi di faglie più significativo per l'area del Foglio è il sistema di Norcia molto studiato in letteratura (GORI *et alii*, 2019, *cum bibl*.). Secondo i vari

Autori esso si sviluppa tra Preci (località fuori Foglio) e Cittareale per una lunghezza complessiva di 31 km ed è composto da quattro segmenti principali *en échelon*, con *step over* destro (BARCHI *et alii*, 2000, *cum bibl.*). I più settentrionali (segmenti di Preci e Campi) si sviluppano fuori dai limiti del Foglio; gli altri due segmenti corrispondono a quelli di Norcia-Nottoria e di Monte Alvagnano. La lunghezza di ciascun segmento varia da 3 a 13 km. La direzione media è N160 e l'inclinazione varia da 50° a 75° verso OSO.

Il segmento di Norcia è responsabile della formazione ed evoluzione della conca di Norcia, localizzata al suo hangingwall (CALAMITA & PIZZI, 1992; CALAMITA et alii, 1999, 2000; BOHM et alii, 2011), si sviluppa lungo il versante orientale del bacino con direzione da N145 a N165 e immersione verso OSO. Questo segmento, insieme a quello di Campi, che si estende fuori dall'area del Foglio, presenta notevole evidenza morfologica e costituisce il segmento al quale da sempre sono stati attribuiti i maggiori segni di attività recente, rappresentati dal versante di faglia rettilineo e a faccette triangolari e trapezoidali (BLUMETTI et alii, 1993), espressione geomorfologica di lungo termine della faglia. Nonostante l'evidente espressione morfologica, il piano di faglia affiora in pochi punti; solo localmente si osservano esposizioni nel bedrock lungo le pendici sud-occidentali di Costa Iovine. L'ubicazione della faglia, seppure con qualche incertezza, è desumibile principalmente dai rapporti geometrici delle unità di substrato e dal contatto tra detriti di diverse generazioni; frequentemente è invece obliterato dagli stessi. In letteratura sono segnalati rigetti per questo segmento di circa 1000 m (CALAMITA et alii, 1982, 1994b, 1995; PIZZI et alii, 2002) anche se, come descritto nel paragrafo 2, lungo le pendici occidentali del M. Vetica e del M. Ventosola a monte della faglia quaternaria è stata riconosciuta una faglia miocenica principale, per la quale è stato calcolato un rigetto stratigrafico di circa 400 m, valore che deve essere sottratto dalla precedente valutazione del rigetto ritenuto solo quaternario.

Questo segmento è formato da due tratti ad andamento diverso, come riconosciuto anche da GALLI *et alii* (2018). Il tratto più settentrionale, che si sviluppa dall'area di Case Perla (località fuori Foglio) a Costa Iovine con direzione media N145, disloca i depositi del Pleistocene inferiore e medio (BLUMETTI *et alii*, 1993; BLUMETTI, 1995) dell'apice del conoide di Patino, in gran parte fuori dai limiti del Foglio. Nell'area tra Costa Iovine e San Pellegrino sono state dedotte due importanti faglie NNE-SSO comprese tra il tratto settentrionale e quello meridionale. Il tratto più meridionale, che si sviluppa da C.se Casciolino a F.te della Pecora con direzione media N160, è mascherato da depositi di conoide e da detriti tra San Pellegrino e Nottoria. La sua prosecuzione è stata individuata verso sud-est fino alla frazione di San Giovanni, e viene messa in evidenza dalla dislocazione del *thrust* di Scoglio Pecorino.

La sequenza sismica del 2016/2017 ha prodotto rotture di superficie, fessure aperte e gradini all'apice dei conoidi alluvionali del Pleistocene superiore allo sbocco della Valle Capregna e a sud di Case Coccia (nel tratto settentrionale) e allo sbocco della

Valle Canapine nella frazione di San Pellegrino (nel tratto meridionale), generalmente in corrispondenza delle tracce rappresentate in carta.

Il segmento di Norcia ha due importanti *splay*, uno sintetico e uno antitetico (GALLI *et alii*, 2018), posti circa 2 km ad ovest della faglia principale, nei pressi dell'abitato di Norcia. La faglia sintetica (Fig. 92), immergente a ovest, caratterizzata da particolare risalto morfologico, dà luogo a scarpate alte oltre 20 m.

La faglia antitetica, di cui non è visibile il piano, limita ad est l'*horst* su cui sorge l'abitato di Norcia e si associa ad una scarpata di 12-15 m di altezza. Entrambe le scarpate verso sud si rastremano e scompaiono nella piana di Santa Scolastica. Indagini paleosismologiche (GALLI *et alii*, 2005, 2018; vedi VII) hanno permesso di identificare lungo queste faglie gli effetti di ripetuti eventi di fagliazione avvenuti in epoca storica.

Lungo il margine occidentale del bacino, in letteratura è infine segnalata una faglia diretta, di scarsa evidenza morfologica, anch'essa caratterizzata da attività recente (BLUMETTI, 1995; CELLO *et alii*, 1998; BORRE *et alii*, 2003), interpretata come principale *splay* antitetico della faglia bordiera orientale (BOHM *et alii*, 2011; GORI *et alii*, 2019). Si ritiene che il bacino nella sua impostazione iniziale abbia avuto



Fig. 92 - Via di Patino: faglia sintetica che disloca i depositi del conoide di Patino del Pleistocene superiore  $(OLT_1)$ .

una geometria di *half-graben* per poi evolvere in un vero *graben* (CELLO *et alii*, 1998; BOHM *et alii*, 2011). Lo scavo di due trincee paleosismologiche nell'area di Misciano, a sud di C.ale Regoli, ha consentito il riconoscimento della dislocazione cosismica di colluvi di epoca post romana (CELLO *et alii*, 1998).

# Il sistema di Cascia

Il sistema di Cascia è composto da faglie principali dirette, disposte in fasce di deformazione con direzione prevalentemente ONO-ESE (faglie Logna-Pozzoni, Colmotino-Valle di Maltignano e Monte Meraviglia-Chiavano, in CALAMITA et alii, 1995; faglie principali - CF - e secondarie di Cascia, in GALLI et alii, 2020), talora con componente transtensiva (CALAMITA et alii, 1995; BONCIO et alii, 2004b). Queste faglie, scomponendo l'edificio strutturale determinato dalla fase tettonica compressiva, hanno dato luogo ad un assetto morfostrutturale caratterizzato da blocchi ribassati che hanno consentito l'impostazione del bacino di Cascia, il quale si estende parallelamente alle faglie bordiere. Queste faglie normali ad alto angolo coniugate, immergenti a ENE nel margine sudoccidentale della conca e a OSO nel margine opposto, nel loro insieme determinano una configurazione simmetrica (CALAMITA et alii, 1995). La faglia bordiera che si estende da Maltignano a C.ale Rencine, con andamento da N110 a N130 nel tratto terminale sudorientale, è caratterizzata da un rigetto quaternario dell'ordine dei 150 m, come desumibile dalla dislocazione del thrust del Pozzoni. La faglia bordiera che si sviluppa da M. Frenfano a Manigi e si interrompe sulla faglia diretta a est di M. Sassatelli a direzione antiappeninica, presenta il piano ben esposto con direzione N130 e immersione di 60° a SO. Data la complessità strutturale di questo settore, legata sia alla paleogeografia giurassica che alla presenza del sovrascorrimento tra l'UTNP e UCBS (vedi § 3), non è possibile definire con precisione i rigetti. Infatti, dalla cima di M. Frenfano verso sudest lungo la faglia all'hanginwall è sempre presente la Maiolica, mentre al footwall si passa dalla Maiolica al Calcare Massiccio. Questo passaggio è riconducibile alla presenza di una precedente paleofaglia giurassica, per cui i rigetti quaternari potrebbero essere molto limitati (da poche decine di metri a massimo qualche centinaio di metri).

In letteratura al sistema di faglie di Cascia sono associati rigetti complessivi variabili, da circa 800 m (CALAMITA *et alii*, 1995) a circa 500 m (GALLI *et alii*, 2020). Tenendo conto degli affioramenti del substrato all'interno della conca, dello spessore dei depositi e dei valori dei rigetti delle singole faglie del bordo nord-occidentale, si ritiene che i rigetti complessivi calcolabili risultano inferiori a quelli della letteratura (inferiore ai 400 m).

## Sistema di M. Alvagnano-M. Pizzuto-M. Laghetto

Il sistema di M. Alvagnano-M. Pizzuto-M. Laghetto è composto da un fascio di faglie principali con cinematica diretta, a direzione appenninica. Nell'area del M.
Alvagnano esse determinano la formazione di un *horst*, scomponendo l'edificio strutturale della successione giurassica che va dalla *Corniola* ai *Calcari Diasprigni*. Le faglie immergenti a NE presentano un rigetto stratigrafico complessivo di circa 600 m, quelle immergenti a SO di circa 500 m. Nella prosecuzione verso sud-est, nell'area di M. Pizzuto-M. Laghetto, le faglie dislocano la successione cretacico-terziaria con rigetti via via inferiori fino a valori minori di 100 m in corrispondenza della dislocazione dell'OAMS. In quest'area la ricostruzione della cinematica risulta complicata dalla presenza di strutture compressive e distensive *pre-thrusting* (vedi § 2), in parte riprese e/o tagliate dalle faglie dislocasive quaternarie.

In gran parte della letteratura le due faglie immergenti a SO costituiscono il "segmento di M. Alvagnano" associato al sistema di Norcia (CALAMITA *et alii*, 1982; BLUMETTI, 1995; PIZZI, 1992; BARCHI *et alii*, 2000; GALADINI & GALLI, 2000; GALLI *et alii*, 2020); secondo GALLI *et alii* (2020) questo segmento sarebbe composto da 3 subsegmenti (Castel Santa Maria, Monte Alvagnano e Costa delle Cavalle) (vedi VII). Per BONCIO *et alii* (2004b) il segmento del M. Alvagnano è, invece, associato al sistema di Cascia. Dato l'assetto strutturale ricostruito per il Foglio, non sono stati individuati elementi dirimenti per consentire l'attribuzione di questo sistema a quello di Norcia o di Cascia.

Lungo alcuni di questi piani di faglia sono stati rinvenuti indicatori di tettonica attiva (BLUMETTI, 1995; GALLI *et alii*, 2020, *cum bibl.*; vedi VII), in particolare lungo la faglia di M. Alvagnano (versante sud-occidentale), la faglia di M. della Croce (subsegmento Costa delle Cavalle per GALLI *et alii*, 2020) e la faglia M. Prato e M. Laghetto.

## Area M. Sassatelli-M. Pozzoni-Castel S. Maria

Nell'area di M. Sassatelli-M. Pozzoni-Castel S. Maria una serie di faglie dirette a diversa orientazione disarticola le unità al tetto (principalmente rappresentate dal *Calcare Massiccio*) e al letto del *thrust* del Pozzoni (vedi § 3).

Al M. Sassatelli si osservano faglie dirette orientate in senso NE-SO e immergenti verso ovest, che bordano un "blocco" di *Calcare Massiccio* esteso in direzione anti-appeninica. La faglia nord-occidentale in superficie interessa l'unità tettonica di Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni, mette a contatto il *Calcare Massiccio* con la successione bacinale giurassica. Come descritto in precedenza (vedi § 1) nell'area sussistono evidenze di contatti inconformi tra il *Calcare Massiccio* e la successione bacinale, permettendo di ipotizzare che la faglia nord-occidentale del M. Sassatelli sia impostata su un precedente elemento giurassico. La faglia ad est della cima di M. Sassatelli, ben evidente per l'elevata fratturazione del *Calcare Massiccio*, rappresenta la separazione tra l'UTNP a ovest e l'UCBS a est; infatti, sia il *Calcare Massiccio* che le formazioni cretaciche mostrano tipiche deformazioni di tipo compressivo suggerendo che la faglia diretta si sia impostata su un precedente elemento compressivo. Analogamente la faglia antitetica ad ovest di M. Caefischi, a direzione circa N15, ribassa l'UTNP ad est.

La faglia di Castel S. Maria, a direzione appennica (variabile da N145 a N165), immersione a OSO e inclinazione media di 60°, mette a contatto l'UTNP a ovest dall'UCBS a est per la gran parte del suo decorso. Lungo questa faglia sono state rinvenute evidenze di attività quaternaria (BLUMETTI, 1995), nello specifico una scarpata di faglia nel *bedrock*, interessata da monitoraggio dagli inizi degli anni 2000 (STEMBERK *et alii*, 2019).

Le faglie sopradescritte si collocano tra quelle attribuite al sistema di Norcia e quelle attribuite al sistema di Cascia. Inoltre, secondo CALAMITA *et alii* (1995) le faglie anti-appenniniche rappresenterebbero la prosecuzione settentrionale del sistema di Chiavano. Nel corso dei rilevamenti non sono stati riscontrati elementi decisivi per l'attribuzione delle faglie dell'area M. Sassatelli-M. Pozzoni-Castel S. Maria ai diversi sistemi.

### I sistemi di Chiavano, Boragine e Terzone

Nella conca di Leonessa-ramo di Terzone, CALAMITA et alii (1995) hanno individuato due sistemi: uno costituito dalla faglia del M. Boragine, con prevalente cinematica *dip-slip* e uno dalla Faglia di San Vito, entrambe con direzione media NNO-SSE e appartenenti al fascio di faglie normali quaternarie Cascia-M. Boragine. Secondo questi Autori le due strutture, mascherate dai depositi quaternari, convergono in prossimità dell'abitato di Terzone per poi assumere direzione N-S fino a Chiavano, dove proseguono nel sistema di M. Sassatelli - Chiavano, di direzione fra N-S e N20 e cinematica da trastensiva a trascorrente sinistra, che rappresenta il raccordo fra il Sistema di M. Boragine e il più settentrionale sistema estensionale della depressione tettonica di Cascia (vedi V, § 4.4). Secondo CELLO et alii (1997) invece la zona depressa di Terzone è delimitata, sia ad ovest che ad est, da due sistemi di faglie subparallele (Chiavano fault zone) di direzione N-S e cinematica trascorrente sinistra, che hanno condizionato l'evoluzione quaternaria di questo settore. Al sistema occidentale, in particolare, è riferita la dislocazione dell'asse vallivo principale (Fosso Veticone) per circa 1,5 km in senso N-S (CELLO et alii, 1997), mentre la faglia orientale, secondo tali Autori, si estende a nord fino al bacino di Norcia, dove faglie minori ad essa associate, ad andamento NO-SE, mostrano evidenze di dislocazione di depositi di versante e di depositi piroclastici del Pleistocene superiore (BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994).

I rilevamenti svolti per il Foglio hanno, invece, permesso di individuare almeno tre sistemi di faglie nella conca di Leonessa-ramo di Terzone, due dei quali hanno più ampio sviluppo a nord (sistema di Chiavano) e a sud (sistema di Boragine), mentre il terzo (sistema di Terzone) appare limitato alla valle di Trimezzo, che si sviluppa a nord-est di Terzone.

Il sistema di Chiavano, più occidentale, si sviluppa in senso circa meridiano e con immersione verso ovest, dal bordo sud-orientale della Conca di Cascia (S. Trinità) attraverso la valle di Chiavano, per entrare nel ramo di Terzone. CALAMITA *et alii* (1995) ne hanno descritto le caratteristiche principali sul piano di faglia esposto poco a nord di Chiavano ricostruendo una cinematica transtensiva sinistra; in base ai rilevamenti effettuati, invece, è stata attribuita una cinematica prevalentemente distensiva. Il sistema di Chiavano è tagliato da diverse faglie circa E-O, e a nord è interrotto dal sistema di Cascia all'altezza di S. Trinità. Lungo l'omonima valle, la faglia di Chiavano rappresenta l'elemento principale di separazione tra l'unità tettonica di Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni e quella del Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini (si veda anche CALAMITA *et alii*, 1995).

Il sistema del Boragine, che nel Foglio si individua nella valle a sud-est di Terzone, è stato oggetto di numerosi studi e interpretazioni (PIERANTONI et alii, 1995; CALAMITA et alii, 1995; ALBERTI et alii, 1996; MAZZOLI et alii, 2005; DI DOMENICA et alii, 2012; CALAMITA et alii, 2012; TURTÙ et alii, 2013), che attribuiscono l'attività distensiva alle fasi sia post che pre-thrusting. La porzione ricadente nell'area del Foglio costituisce la prosecuzione verso NO del sistema che si sviluppa più estesamente e con maggiore evidenza nel contiguo Foglio 348 "Antrodoco" (CAPOTORTI & CHIARINI, in stampa), dove è costituito da un fascio di faglie a direzione appenninica SO immergenti, riferibili alle tre differenti fasi tettoniche giurassica, miocenica e quaternaria. Il piano della faglia quaternaria non è direttamente osservabile nel Foglio, ma la prosecuzione fino a Terzone è indicata soprattutto dalle differenti successioni affioranti ai due lati della valle di Corvatello e dalla presenza di una porzione dell'UTNP a Croce del Monte che non si rinviene ad est della valle. Al limite sud del Foglio, si evidenzia inoltre che la faglia quaternaria del M. Boragine si imposta poco a sud-ovest (hangingwall) della faglia miocenica (vedi § 2) e con andamento più rettilineo rispetto a quest'ultima.

Il sistema di Terzone, a direzione antiappenninica, è stato dedotto da considerazioni stratigrafiche e stratimetriche effettuate nella successione del substrato. Ciò sembra avvalorato da evidenze di terreno sui depositi quaternari rappresentate da una faglia antitetica con direzione N100 e immergente a sud, che disloca depositi del Pleistocene medio (vedi V, § 6.1).

### Il sistema estensionale del Monte Vettore

Il sistema estensionale del Monte Vettore è considerato responsabile del *main-shock* ( $M_w$  6.5 del 30 Ottobre 2016) della sequenza sismica di Amatrice-Norcia del 2016-2017 (CHIARALUCE *et alii*, 2017; SCOGNAMIGLIO *et alii*, 2018). È costituito da due faglie principali, la faglia bordiera del Piano di Castelluccio (FPC) e la faglia del Monte Vettoretto (FMV), e da numerose faglie ad esse coniugate (vedi VII).

La Faglia bordiera del Piano di Castelluccio (FPC) è lunga oltre 10 km (POR-RECA et alii, 2020), e solo la terminazione meridionale, orientata NO-SE, ricade nel Foglio 337 "Norcia". L'attività tettonica quaternaria della FPC è responsabile della formazione della conca intermontana del Piano di Castelluccio. Il piano di faglia non è chiaramente osservabile sul terreno, anche a causa della locale presenza di una copertura detritica quaternaria; tuttavia il suo andamento è evidenziato da una fascia deformata caratterizzata da numerosi piani coniugati. Nell'area di Forca di Presta la FPC taglia, obliquamente rispetto all'asse, una sinclinale formata dalla successione cretacica e cenozoica, con al nucleo la VAS, che rappresenta il suo tetto; al letto della FCP invece affiora essenzialmente la successione giurassica, fino alla *Maiolica*. Il massimo rigetto stratigrafico della FCP è quindi superiore ai 500 m, in quanto pone a contatto la *Scaglia Rossa* cretacica (SAA<sub>4</sub>) e i *Calcari e Marne a Posidonia* lungo la strada di Forca di Presta.

Il massimo rigetto post-orogenico, invece, è stato valutato tenendo conto della dislocazione dell'OAMS, calcolata in base alla geometria del piano di sovrascorrimento e a vincoli ricavati dalla geometria dell'anticlinale di tetto dell'OAMS; tale rigetto è stato calcolato in ca. 250 m (STENDARDI *et alii*, 2020), valore congruente con lo spessore del riempimento quaternario della conca di Castelluccio (DI NEZZA *et alii*, 2018).

La *Faglia del M. Vettoretto* (FMV) è orientata NNO-SSE, e affiora lungo il versante orientale della dorsale M. Vettore - M. Vettoretto, della quale solo la porzione meridionale ricade nel Foglio 337 "Norcia". Il piano di faglia è molto evidente per via della rottura morfologica che caratterizza il suddetto versante del M. Vettoretto, e affiora poco a monte della strada che da Arquata del Tronto conduce al valico di Forca di Presta. La FMV è l'elemento tettonico che ha mostrato le maggiori evidenze di riattivazione durante l'evento sismico del 30 ottobre 2016 (M<sub>w</sub> 6.5), con un rigetto cosismico che nell'area del Foglio è di circa 80 cm, ma più a nord supera i 2 m (BROZZETTI *et alii*, 2019). La FMV nell'area del Foglio pone a contatto la *Corniola* al letto con le *Marne di Monte Serrone* e i *Calcari e Marne a Posidonia* al tetto, mostrando quindi un rigetto stratigrafico abbastanza limitato, di alcune decine di metri, prodotto dall'attività di numerosi piani di faglia secondari coniugati. Il rigetto post-orogenico della FMV lungo l'OAMS è calcolato in ca. 50 m a nord di M. Forciglietta (in località Sasso Tagliato-Forca di Presta) (STENDARDI *et alii*, 2020).

Verso SSE, la presenza della faglia è in parte obliterata da estese coltri di depositi continentali e la sua prosecuzione è stata ipotizzata fino alla valle del Tronto, con un rigetto in diminuzione fino a 30 m calcolato in corrispondenza del paese di Vezzano all'interno dei depositi silicoclastici della *formazione della Laga*.

Una lunga controversia scientifica ha avuto come oggetto i rapporti di intersezione tra il sistema estensionale del Monte Vettore con l'OAMS, con ripercussioni sulla determinazione del rigetto presunto delle faglie dirette (BONINI *et alii*, 2016; CHIARALUCE *et alii*, 2017; BUTTINELLI *et alii*, 2021; BROZZETTI *et alii*, 2019). Questa diatriba e le differenti interpretazioni sono dovute al fatto che lungo tutto il versante, da Capodacqua al M. Vettoretto, gli affioramenti di substrato, e quindi anche i rapporti tra le faglie, sono obliterati da una spessa coltre di depositi quaternari. Inoltre, anche i metodi geofisici non hanno una risoluzione abbastanza elevata da permettere di osservare rigetti inferiori a 150/200 m (BUTTINELLI *et alii*, 2021; STENDARDI *et alii*, 2020). Alcuni Autori (e.g., LAVECCHIA, 1985; LAVECCHIA *et alii*, 1994, 2016; PIERANTONI *et alii*, 2005) ipotizzano che le faglie dirette taglino l'OAMS, con rigetti variabili da ~ 300 m (BROZZETTI *et alii*, 2019) a oltre 1 km (PORRECA *et alii*, 2020). Altri Autori ipotizzano invece che le faglie dirette taglino in superficie solo il tetto dell'OAMS (e.g., BALLY *et alii*, 1988; CALAMITA *et alii*, 1994b; DI DOMENICA *et alii*, 2012) e che scollino in profondità lungo il piano del sovrascorrimento (BONINI *et alii*, 2016; PIZZI *et alii*, 2017; SCOGNAMIGLIO *et alii*, 2018).

I dati emersi dal rilevamento effettuato per il Foglio 337 "Norcia" suggeriscono una terza ipotesi, ovvero che le faglie dirette del sistema estensionale del Monte Vettore sia tagliano l'OAMS, ma con rigetti limitati (max 250 m), sia che la FMV possa altresì scollare sul piano di sovrascorrimento dove la geometria dello stesso è congruente con una inversione negativa (STENDARDI *et alii*, 2020). Inoltre, è ipotizzato che una quota parte del rigetto stratigrafico attribuito a tali faglie sarebbe invece dovuto a precedenti fasi estensionali pre-orogeniche (STEN-DARDI *et alii*, 2020). Tali ipotesi sono confermate anche dal modello geologico elaborato da BUTTINELLI *et alii* (2021).

# 5. - TETTONICA COMPRESSIVA E DISTENSIVA POST-OROGENETICA NEL DOMINIO LAGA

(a cura di: M. Cesarano, M.L. Putignano)

Nel settore orientale del Foglio, a letto dell'OAMS è presente l'unità Cittareale-Arquata del Tronto costituita in gran parte dalla *formazione della Laga*, ma che comprende al suo interno anche formazioni terziarie della successione umbro-marchigiano-sabina (Fig. 82).

# 5.1. - IL BACINO DELLA LAGA NEL CONTESTO GEOLOGICO-STRUTTURALE DELL'APPENNINO CENTRALE

Il Bacino della Laga rappresenta un ampio dominio di avanfossa dell'Appennino Centrale formatosi sul fronte della catena durante il Miocene superiore e colmato da circa 3.000 m di depositi silicoclastici (RICCI LUCCHI, 1986).

Attualmente esso rappresenta l'elemento tettonico (*Unità di Cittareale-Arquata del Tronto*) più basso della pila tettonica che caratterizza questo settore di catena. Su di esso si sovrappongono le unità del Gran Sasso *Auctt*. derivanti dalla deformazione dei domini di piattaforma carbonatica Abruzzese-Laziale *Auctt*.

In posizione geometricamente più elevata e sovrapposto ad entrambi gli elementi appena descritti, ritroviamo le unità dei M.ti Sibillini, organizzate in più scaglie e costituite dalle successioni pelagiche del Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino (Fig. 93a). Il piano tettonico che limita l'elemento tettonico dei M.ti Sibillini mostra, a grande scala, una forma arcuata con una orientazione NNO-SSE nella sua porzione frontale e NNE-SSO nella sua prosecuzione sud-orientale. Quest'ultimo tratto rappresenta uno degli elementi strutturali più dibattuti nella letteratura geologica di questo settore di Appennino. Esso infatti rappresenta, a scala regionale, l'elemento di separazione tra l'arco Appenninico Settentrionale e quello Centrale, denominato



Fig. 93 - a) Schema tettonico semplificato mostrante i principali elementi strutturali presenti nel settore compreso tra i M.ti Sibillini, il Gran Sasso e le aree più esterne di catena (modificato da BIGI et alii, 2011). Legenda: 1) formazione di Cellino; 2) formazione della Laga indifferenziata; 3) unità Umbro-Marchigiano-Sabine indifferenziate; 4) successioni carbonatiche del Gran Sasso; 5) thrust principale; 6) thrust secondario; 7) traccia di anticlinale; 8) traccia di sinclinale; 9) faglia; 10) traccia di sezione geologica; 11) ubicazione del pozzo per ricerca di idrocarburi (Varoni1); b) Stratigrafia schematica del Pozzo Varoni 1 (modificato da BIGI et alii, 2013), l'ubicazione è mostrata in Fig. 93a; c) Sezione geologica del settore compreso tra il margine dei M.ti Sibillini e la zona di Teramo (modificato da BIGI et alii, 2011), la traccia è mostrata in Fig. 93a.

all'inizio della sua individuazione come Linea Ancona-Anzio (MIGLIORINI 1950; CASTELLARIN *et alii*, 1978 e successivamente come Linea Olevano-Antrodoco (SALVINI & VITTORI, 1984).

Tale elemento non ben individuabile sul terreno per tutta la sua lunghezza rappresenta un'antica struttura di separazione tra domini paleogeografici differenti, presente a partire dal Giurassico e che riattivatasi più volte nel corso del tempo ha fortemente condizionato l'evoluzione tettonica di questo settore di catena (KOOP-MAN, 1983; CALAMITA et alii, 1987; TAVARNELLI et alii, 2004; SATOLLI & CALAMITA, 2008; CALAMITA et alii, 2009; DI DOMENICA et alii, 2012). Durante le fasi compressive mioceniche essa riveste il ruolo di margine tettonicamente attivo del bacino di avanfossa della Laga (GHISETTI & VEZZANI, 1997; CAVINATO & DE CELLES, 1999; PATACCA et alii, 2008; BILLI & TIBERTI, 2009; BARCHI, 2010). La sua attività controlla infatti la sedimentazione di tutto l'intervallo pre-evaporitico, caratterizzato da una tipica sequenza di tipo fining-upward (CENTAMORE et alii, 1991a; MILLI et alii, 2007), e uno spessore complessivo di circa tremila metri, di cui solo il primo migliaio di metri viene intercettato dal Pozzo Varoni 1 (Fig. 93b) (BIGI et alii, 2013; PORRECA et alii 2018). La migrazione del fronte delle deformazioni verso i quadranti orientali produce durante il Messiniano l'incorporamento nei domini di catena del settore occidentale bacino della Laga che prosegue la sua evoluzione come bacino di tipo thrust-top alloggiato sulle coltri alloctone (CIPOLLARI et alii, 1999; ARTONI, 2003; COSENTINO et alii, 2010; PATACCA et alii, 1990).

Il suo depocentro principale si sposta progressivamente verso i settori adriatici accomodando dapprima l'intervallo evaporitico e post-evaporitico del Messiniano superiore (MARINI *et alii*, 2011; 2015; MILLI *et alii*, 2007; RICCI LUCCHI *et alii*, 2002; ROVERI et *alii*, 2001) e successivamente nei settori ancora più esterni la successione pliocenica della *formazione di Cellino* (CENTAMORE *et alii*, 1991a; MILLI *et alii*, 2007).

Durante il Pliocene inferiore, nei settori più interni, si assiste alla riattivazione transpressiva in fuori-sequenza (BILLI & TIBERTI, 2009; CAVINATO & DE CELLES, 1999; CORRADO, 1995; MATTEI *et alii*, 1995; PAROTTO & PRATURLON, 1975; SANI *et alii*, 2004) del fronte del Gran Sasso e dei M.ti Sibillini, riattivazione che avviene probabilmente non in modo sincrono e che produce nei settori sud-orientali del Bacino della Laga, posti a ridosso della zona di raccordo tra i due lineamenti, strutture d'interferenza e rotazione di blocchi (CALAMITA *et alii*, 1991). In questo settore infatti le strutture tettoniche ad orientazione meridiana della Laga mostrano un progressivo cambio di orientazione avvicinandosi al fronte del Gran Sasso, assumendo una orientazione circa E-O.

L'attività di questi due fronti condiziona anche le deformazioni nei settori più esterni, dove le unità della Laga già interessate da piegamenti ad ampio raggio evolvono in alcuni casi ad anticlinali di rampa connesse all'attività di *thrust* fuori sequenza (anticlinale del Gorzano-Acquasanta e Montagna dei Fiori) (Fig. 93a, c) che si radicano in profondità su un piano tettonico di importanza regionale, rappresentato dal *Thrust* di Teramo (BIGI *et alii*, 2011). Nella zona frontale di questo si osserva la sovrapposizione dei termini superiori della *formazione della Laga* sulla *formazione di Cellino* (Fig. 93a, c).

Durante il Pleistocene inferiore si assiste ad un cambio del regime geodinamico e si stabilisce in questo settore un nuovo campo di stress, tuttora attivo (GALADINI & GALLI 2000; CAVAZZA *et alii*, 2004; ROVIDA *et alii*, 2016), governato da un asse di massima estensione orientato NE-SO (DI BUCCI & MAZZOLI, 2002) che agisce su strutture di neoformazione o riattivando le precedenti strutture compressive. Generalmente l'estensione tende ad agire su faglie orientate NO-SE e ONO-ESE. I lineamenti orientati NE-SO e NNE-SSO, corrispondenti alle rampe laterali dei *thrust* attivi durante le fasi compressive, rappresentano oggetto di discussione tra gli Autori. Esse infatti secondo alcuni costituiscono una barriera strutturale alla propagazione laterale delle faglie NO-SE (PIZZI & GALADINI, 2009; CHIARALUCE *et alii*, 2017) e che potrebbero eventualmente riattivarsi in futuro (PIZZI *et alii*, 2017). Secondo altri Autori invece, esse sarebbero già state interessate da inversione tettonica riattivandosi come faglie dirette oblique sinistre (LAVECCHIA *et alii*, 1984; CHIARA-LUCE *et alii*, 2003; ALBERTI, 2006; PIERANTONI *et alii*, 2005; MAZZOLI *et alii*, 2005; TORTORICI *et alii*, 2019).

Il terremoto di Amatrice del 24 Agosto 2016 ( $M_w$ 6), viene proprio a localizzarsi nella zona di intersezione tra il fronte NNE dei Monti Sibillini e l'insieme delle faglie dirette NO-SE immergenti a SO, rappresentate dalle Faglie del M. Vettore e di M. Gorzano.

5.2. - Principali strutture tettoniche dell'unità di Cittareale-Arquata del Tronto

I rilievi di dettaglio effettuati per la realizzazione del Foglio hanno consentito, per l'unità terrigena della *formazione della Laga* (qui rappresentata esclusivamente dal *membro del Lago di Campotosto* ( $LAG_4$ ), l'acquisizione e l'elaborazione statistica di un elevato numero di dati strutturali distribuiti omogeneamente su tutta l'area di affioramento. Gli elementi alla meso scala presi in considerazione sono quelli classici del rilevamento geologico-strutturale: piani di strato con relativa polarità, assi e piani assiali di strutture plicative, sistemi di fratturazione e piani di faglia con indicatori cinematici. L'analisi di tutti questi elementi ha permesso di evidenziare gli stili deformativi caratteristici di questa unità e gli assi principali di deformazione.

### 5.2.1. - Strutture compressive

Le principali strutture compressive presenti in questo settore sono connesse all'attività transpressiva mio-pliocenica del fronte orientale dei M.ti Sibillini (Fig. 94) che con una orientazione NNE-SSO produce la sovrapposizione dell'unità Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini (vedi § 3.1.3), sull'*Unità di Cittareale-Arquata del Tronto*, costituita prevalentemente dalle *marne con Cerrogna, argille a Orbulina* e dai depositi della formazione della Laga. Tale contatto, ben osservabile sul terreno, mostra un andamento alquanto ondulato, imputabile sia a locali variazioni di inclinazione del piano tettonico che ad una sua successiva disarticolazione ad opera di faglie estensionali a medio-alto angolo. In corrispondenza del contatto tettonico è possibile identificare una zona di deformazione ampia circa 1,5 km, compresa tra Arquata del Tronto e Roccasalli, in cui le porzioni arenacee inferiori (FL1) del membro LAG<sub>4</sub> risultano molto deformate. Tali deformazioni si esplicano attraverso lo sviluppo di pieghe asimmetriche verso ESE, osservabili alla mesoscala e da numerosi piani inversi che si localizzano frequentemente sui fianchi rovesci delle strutture plicative. In rari casi sono inoltre stati osservati locali fenomeni di *backthrust* come accade nel settore di Spelonga.

Lungo i piani di strato sono a volte presenti fibre di calcite che evidenziano uno scorrimento interstratale, connesso alle fasi di piegamento, con orientazioni com-



Fig. 94 - Schema stratigrafico-strutturale del settore orientale del Foglio.

prese tra N40°E e N70°E. I dati giaciturali presenti nella fascia di deformazione (Fig. 95a) evidenziano un generalizzato parallelismo tra gli elementi tettonici e il fronte dei Sibillini. Nelle aree poste ad est e a sud della fascia di deformazione le giaciture mostrano invece orientazioni preferenziali che si dispongono rispettivamente in direzione N-S e NO-SE (Fig. 95b, c).

Le strutture compressive in alcuni casi appaiono dislocate in pianta da piani di taglio subverticali orientati circa NE-SO, con cinematiche non definibili che per orientazione possono essere interpretate come *tear faults* che accomodano spostamenti differenziali all'interno del blocco di tetto del sovrascorrimento (*cfr.* settore compreso tra Collemoresco e Scai, al bordo meridionale del Foglio nei dintorni di Varoni, in Fig. 94).

Alla scala dell'intero settore in oggetto, l'area di fondovalle del Fiume Tronto, rappresenta il nucleo di un ampio sinclinorio orientato N-S in cui sono rimasti preservati i termini più alti del *membro del Lago di Campotosto* (LAG<sub>4</sub>). Tale struttura, anche se disarticolata dall'attività di piani estensionali ad alto angolo, risulta continua per ampi tratti (Fig. 94).

Tutte le strutture compressive finora descritte sono riconducibili ad un campo di stress regionale orientato NE-SO come già proposto da vari Autori (CALAMITA *et alii*, 1991; LAVECCHIA, 1985), che ha agito in questo settore di catena a partire dal



Fig. 95 - Diagrammi di densità delle misure di strato nel membro  $LAG_4$  della formazione della Laga affiorante in corrispondenza del fronte dei M.ti Sibillini (a), nel settore orientale tra Colle e S. Angelo (b), nel settore meridionale compreso tra Torrita, Saletta e Amatrice (c).

Miocene superiore, contemporaneamente alla deposizione della *formazione della Laga*. Le differenti orientazioni riscontrate nei diversi settori non sono imputabili a variazioni del campo di stress regionale durante lo sviluppo della catena, ma sono presumibilmente il risultato dell'interazione tra quest'ultimo e l'orientazione di importanti paleostrutture poste sia sui margini del bacino che al suo interno.

La dorsale di M. Caciaro-M. Rota-M. Tito, nei pressi di Cittareale, è stata oggetto di rilevamento da parte dell'ISPRA (F. Capotorti e C. Muraro); poiché dal punto di vista strutturale appartiene all'*Unità di Cittareale-Arquata del Tronto* il suo assetto è brevemente descritto in questa parte. Questa dorsale costituisce, un'antiforme orientata N-S variamente ripiegata al suo interno (Fig. 96), e formata dai termini carbonatici paleogenici e neogenici (*membro calciruditico-calcarenitico* della *scaglia detritica, scaglia variegata, scaglia cinerea detritica, unità spongolitica, marne con Cerrogna*) e dai termini emipelagici dell'*unità argilloso-marnosa.* Essa è delimitata verso ovest dalla faglia diretta miocenica di Cittareale, mentre sul fianco orientale è rimasto preservato il passaggio stratigrafico, orientato N-S, tra i depositi della *formazione della Laga*, le *argille a Orbulina* e le sottostanti *marne con Cerrogna*. In limitate porzioni, l'anticlinale tende a verticalizzarsi sul bordo orientale portando le *marne con Cerrogna* a sovrapporsi tettonicamente all'*unità argilloso-marnosa*. Sul versante occidentale della dorsale M. Caciaro-M. Rota è



Fig. 96 - Pieghe a grande scala nella successione miocenica (principalmente costituita dalle marne con Cerrogna) affiorante nel versante meridionale di M. Caciaro.

stato osservato un limitato retroscorrimento della *scaglia cinerea detritica* sull'*unità spongolitica*, interpretabile come un effetto di *buttressing* lungo la paleofaglia di Cittareale durante la compressione pliocenica. Il passaggio stratigrafico tra le *marne con Cerrogna* e le *argille a Orbulina*, non osservabile in nessun altro settore del Foglio, scompare al di sotto del fronte dei Sibillini orientato NNE-SSO.

### 5.2.2. - Strutture estensionali

A partire dal Pleistocene inferiore, alle strutture finora descritte, si sovraimpone una tettonica estensionale che oltre a generare strutture di neoformazione, riattiva in transtensione diversi piani tettonici compressivi. Le strutture estensionali si concentrano in quattro principali famiglie: NNO-SSE, NO-SE, ONO-ESE e NNE-SSO (Fig. 97a). Le prime tre famiglie sono quelle maggiormente rappresentate, più continue ed evidenti sul terreno mentre, quelle appartenenti agli ultimi due gruppi sono meno rappresentate e più discontinue. I rari indicatori cinematici preservati su alcuni piani, mettono in evidenza una estensione orientata NE-SO (Fig. 97b), compatibile con il campo tensionale che ha interessato tutta la catena Appenninica, a partire dal Pleistocene inferiore.



Fig. 97 - a) Diagramma a rosa relativo ai piani di faglia osservati nel settore di affioramento membro  $LAG_4$  della formazione della Laga; b) orientazione degli indicatori cinematici sui piani di faglia estensionali.

Al primo gruppo appartengono le faglie ad orientazione NNO-SSE, presenti nei pressi di Amatrice, denominate da VIGNAROLI *et alii* (2019) "*Amatrice Fault System*". Tali strutture, attive, secondo gli Autori, già a partire dal Pleistocene inferiore, corrono per una lunghezza di circa 8 km tra il bordo meridionale del Foglio e la località Saletta. La *master fault* non è mai osservabile in affioramento poiché sepolta dai depositi di fondovalle del Fiume Tronto, tuttavia lungo le sue sponde orientali sono presenti una serie di piani di faglia minori immergenti verso ovest

interpretabili come strutture antitetiche associate al lineamento principale.

Al secondo gruppo appartengono le faglie di Saletta-S. Angelo che si sviluppano, all'interno del Foglio per una lunghezza di 5 km e rappresentano la porzione terminale del sistema di "*Faglie del Gorzano Auctt.*". La struttura principale di questo importante sistema con giacitura circa 240/60, e che si estende, al di fuori del Foglio, per una lunghezza di circa 30 km, mostra rigetti massimi stimati compresi tra 1.300 m (FESTA, 1999) e 1.500 m (BACHETTI et alii, 1990). Essa sarebbe stata attiva già a partire da circa 1.5 Ma (AMBROSETTI et alii, 1982a, b; CINQUE et alii, 1993; D'AGO-STINO et alii, 2001), invertendo un antico piano di *thrust* (BALLY et alii, 1988).

Alla terza famiglia appartiene la *faglia di Grisciano-Colle* che ribassa verso NNE con una direzione circa N 100E. Tale struttura intercetta il piano di sovrapposizione dei Monti Sibillini (OAMS) dislocandolo di poche decine di metri.

L'ultima famiglia è caratterizzata da faglie orientate NNE-SSO, poste in corrispondenza del settore nord-orientale del Foglio. Il lineamento principale, presente nel Fosso del Rio Pianella, corrisponde alla Faglia di Pretare-Piedilama di TORTORICI *et alii* (2019), interpretata dagli Autori come un antico piano compressivo riattivato in estensione durante il Quaternario. La sua riattivazione avrebbe determinato dislocazioni verticali dell'ordine di 0,4 mm/a negli ultimi 125 ka, interessando anche i depositi Pleistocenici presenti in quest'area. I rilievi effettuati per la realizzazione del Foglio, hanno evidenziato esclusivamente la presenza di strutture minori sintetiche al piano compressivo principale, affioranti, per limitati tratti, nel settore in sinistra del Fosso del Rio Pianella. Questi piani, che mostrano chiari indizi di estensione verso i quadranti occidentali, dislocano di circa una decina di metri i depositi di frana (MTI<sub>a1</sub>) del Pleistocene superiore.

Nella zona di Accumoli è infine presente una importante struttura ENE-OSO (Faglia Accumoli - Fonte Campo), non riconducibile per orientazione a nessuna delle principali famiglie descritte in precedenza, ma la cui attività mostra importanti evidenze sul terreno. Questa struttura, caratterizzata da un piano a medio-alto angolo immergente a NE, disloca di alcune decine di metri sia l'OAMS che uno dei fronti di accavallamento interno alla *formazione della Laga* (Fig. 94).

### 5.3. - Relazioni geometriche tra le unità

I principali elementi tettonici e i rapporti geometrici tra le unità presenti in questo settore sono ben evidenziati nelle due sezioni geologiche a corredo del Foglio (Fig. 98). In particolare la sezione A-A' attraversa con direzione NE-SO la porzione meridionale dell'area in oggetto ed intercetta, nella parte iniziale, i rilievi carbonatici tra Collenasso e M. Rota, separati dalla depressione morfostrutturale di Cittareale in cui è rimasta preservata la porzione arenacea inferiore (FL1) del *membro del Lago di Campotosto* (LAG<sub>4</sub>). Il margine occidentale di questa depressione costi-



tuisce la porzione più meridionale del fronte di accavallamento delle unità carbonatiche Umbro-Marchigiane-Sabine sulla Laga. In quest'ultima sono riconoscibili da SO a NE una stretta sinclinale seguita da una blanda anticlinale orientate NNE-SSO. Il fianco occidentale della sinclinale si rovescia in corrispondenza del fronte di accavallamento mettendo a giorno le sottostanti argille a Orbulina (UAM<sub>3</sub>) che appaiano estremamente tettonizzate. 11 margine orientale della depressione è invece rappresentato da una faglia ad alto angolo orientata NNO-SSE di età miocenica e cinematica non definibile (vedi § 2). Questa struttura insieme al lineamento posto circa 4 km a nord-ovest lungo la congiungente l'abitato di Torrita e località Forcelle. delimita un elemento strutturale, rappresentato dalla dorsale del M. Caciaro-M. Rota-M. Tito precedentemente descritta, che mostra alcune peculiarità che lo contraddistinguono rispetto agli altri settori del margine



occidentale del bacino. Tale elemento, orientato N-S, si dispone obliquamente rispetto al fronte NNE-SSO dei Sibillini e mostra un assetto giaciturale, anch'esso ad orientazione meridiana. Il fianco orientale di questo elemento rappresenta inoltre l'unica area all'interno del Foglio in cui è osservabile il passaggio stratigrafico tra marne con Cerrogna (CRR), argille a Orbulina (UAM<sub>3</sub>) e le porzioni arenacee basali del membro del Lago di Campotosto (LAG<sub>4</sub>). In tutti gli altri settori del Foglio i rapporti tra queste successioni risultano essere sempre di natura tettonica.

I caratteri finora decritti permettono di interpretare la dorsale del M. Rota come un alto strutturale già presente all'interno del bacino durante la sua deposizione e di collocarlo, come proposto da BIGI *et alii* (2009), nel *footwall* del sovrascorrimento regionale dei M.ti Sibillini strutturalmente connesso al Dominio del Gran Sasso (CALAMITA *et alii*, 1991; FESTA, 1999; BIGI *et alii*, 1999; MAZZOLI *et alii*, 2005).

Proseguendo verso NE si attraversa tutta la porzione arenacea basale che immerge costantemente verso i quadranti nord-orientali definendo a grande scala, il fianco occidentale del sinclinorio. La successione, in quest'area, risulta dislocata sia da piani inversi, orientati NNE-SSO con rigetti dell'ordine del centinaio di metri, che da piani diretti ad alto angolo orientati all'incirca N-S.

Nel settore compreso tra Torrita e il Lago Scandarello (L.S. in Fig. 94) la porzione arenacea inferiore (FL1) del membro  $LAG_4$  passa con continuità a quella arenaceo-pelitica intermedia (FL2), deformata da un treno di blande pieghe orientate NNO-SSE. In prossimità del Fiume Tronto la deformazione compressiva diventa più spinta, le pieghe diventano asimmetriche verso NE e vengono disarticolate da piani inversi che producono numerosi raddoppi della serie. Tali strutture, ben osservabili in affioramento lungo le sponde del Lago Scandarello scompaiono improvvisamente in corrispondenza del Fiume Tronto, dove si localizzano le faglie estensionali NNO-SSE, appartenenti all'*Amatrice Fault System* (VIGNAROLI *et alii*, 2019).

Proseguendo lungo il versante occidentale del M. Gorzano si incontra la porzione arenacea inferiore della successione (FL1), immergente mediamente verso le zone di fondovalle del Tronto e definendo il fianco orientale del sinclinorio. Tutto il versante è inoltre interessato da faglie NO-SE, appartenenti al sistema di *faglie del Gorzano Auctt.* Queste strutture ribassano a gradinata verso il Fiume Tronto, mettendo a contatto la porzione inferiore del membro LAG<sub>4</sub> con quella superiore.

Nel complesso l'attività combinata dei due sistemi di faglie finora descritti (*Amatrice Fault System* e il sistema di *faglie del Gorzano*) ha contribuito a determinare il basso strutturale che ospita *il sintema di Amatrice*.

La sezione B-B' (Fig. 98), attraversa il settore nord-orientale del Foglio e si sviluppa con direzione E-O dal rilievo carbonatico di M. Forciglietta, posto nel blocco di tetto del fronte del M.ti Sibillini, fino a Picco di Macina posto in destra del Fosso della Pianella, piccolo affluente del Fiume Tronto. Il contatto tra le unità carbonatiche e la *formazione della Laga* avviene alla base del versante orientale

del M. Forciglietta ad opera di un lineamento estensionale orientato NNO-SSE (faglia del Vettoretto, vedi § 4) che ribassa di alcune decine di metri verso monte il fronte di accavallamento dei Sibillini. Proseguendo verso est si attraversa la porzione intermedia arenaceo - pelitica (FL2), che appare in giacitura rovescia e molto inclinata verso ovest. In corrispondenza del Fosso della Pianella, coperto dai depositi di fondovalle, è presente un piano tettonico compressivo che determina la sovrapposizione della porzione arenacea - pelitica (FL2) su quella pelitico - arenacea superiore (FL3), elemento che si segue con buona continuità lungo tutto il fondovalle del Tronto fino ad Accumoli. Proseguendo sul versante occidentale di Picco di Macina viene intercettato un lineamento inverso ad orientazione meridiana che delimita una ulteriore scaglia tettonica della formazione della Laga, che preserva al suo interno un'anticlinale con il fianco verticalizzato verso est. Nell'insieme, la porzione di sezione finora descritta, mostra i motivi strutturali ricorrenti lungo tutto il settore a ridosso del fronte di accavallamento dei Sibillini, caratterizzato da pieghe asimmetriche con fianchi rovesci frequentemente troncati da piani inversi che producono numerosi raddoppi della serie.

La restante parte della sezione attraversa la porzione pelitico-arenacea superiore (FL3) del membro  $LAG_4$ , qui deformata da blande pieghe orientate NNE-SSO, le quali rappresentano a loro volta il motivo ricorrente del settore posto in destra del Fiume Tronto, che a differenza di quello in sinistra risulta sempre molto meno deformato.

232

# VII SISMICITÀ E STRUTTURE SISMOGENICHE (a cura di: A.M. Blumetti, V. Comerci, P. Galli)

## 1. - INTRODUZIONE

La sismicità italiana, tra le più elevate del Mediterraneo, è in gran parte allineata lungo l'asse dell'Appennino. I terremoti più distruttivi sono generati da grandi faglie distensive orientate parallelamente alla catena ed affioranti, in genere, al bordo orientale dei bacini continentali intramontani che si sono sviluppati durante il Quaternario nel blocco ribassato delle faglie stesse. Queste sono organizzate in sistemi lunghi anche oltre 30 km, composti da più segmenti contermini, ciascuno in grado di rilasciare nel tempo terremoti commisurati alle proprie dimensioni, ma periodicamente suscettibili di attivarsi penecontemporaneamente lungo tutto il sistema, generando così eventi catastrofici. È questo il caso specifico del sistema di faglie di Norcia (NFS in Fig. 99), composto da diversi segmenti che hanno rilasciato singolarmente nel tempo terremoti di magnitudo modesta o moderata, ma che talvolta si sono attivati a gruppi (p.e., nel 1328, 1599, 1730, 1859, 1979; 6<M<sub>w</sub><6.5) o anche tutti insieme, come accaduto il 14 Gennaio del 1703, quando uno dei più distruttivi eventi della storia sismica italiana (M<sub>w</sub> 6,9, I<sub>o</sub> XI MCS) rase al suolo decine di località nursine.

Di fatto, l'area del Foglio è attraversata, lambita o sottesa da tre grandi sistemi di faglie normali, attive e in grado di generare terremoti di  $M_w>6,5$ : il sistema di Norcia, del M. Vettore e dei Monti della Laga (NFS, MVFS, LFS in Fig. 99). Tutte possono essere considerate faglie capaci, inteso nell'accezione ingegneristica di faglie in grado di dislocare la superficie (e.g., *capable fault*. IAEA, 2010). Recenti dati GPS (D'AGOSTINO, 2014; DEVOTI *et alii*, 2017) permettono di quantificare il



Fig. 99 - Distribuzione degli epicentri dei terremoti riportati nel catalogo parametrico dei terremoti italiani (raggio proporzionale alla magnitudo; parametri CPTI15, 2019; mod. da GALLI et alii, 2020). I meccanismi focali si riferiscono ai quattro eventi di maggiore energia della sequenza del 2016. Il riquadro delimita l'area del Foglio Norcia. In blu è l'espressione superficiale della struttura sismogenica di Norcia (NFS; MAF, faglie del M. Alvagnano), estesa all'incirca tra l'alto corso del Fiume Velino a sud ed il Nera a nord, con in verde le faglie del sistema di Cascia (CF). In rosso è l'espressione superficiale della struttura sismogenica del M. Vettore (MVFS), mentre in nero è quella dei Monti della Laga (LFS). I sistemi di faglie di Norcia e del M. Vettore sono responsabili di tutta la sismicità riportata in figura, ad eccezione dei due eventi distruttivi del 1639 e del 24 Agosto 2016, attribuibili alla faglia del Gorzano (linea blu puntinata), terminazione cieca settentrionale della faglia dei Monti della Laga.

rateo corrente dell'estensione ~NE-SO nel settore interessato dal sistema di faglie di Norcia e del Monte Vettore (NFS e MVFS in Fig. 99) a circa 3,3 mm/a, uno dei più elevati dell'Appennino.

Da quanto accennato consegue che il territorio ricadente nel Foglio 337 "Norcia" è caratterizzato da un elevato grado di sismicità. Esso è stato storicamente sede di terremoti distruttivi che hanno raggiunto Intensità XI MCS. È uno dei settori dell'Appennino maggiormente attivi sismicamente, in termini di energia rilasciata, di massime intensità risentite e di frequenza di accadimento di terremoti di grande magnitudo (M<sub>w</sub>>6). Osservando la Fig. 99 è possibile comprendere quanti e quali eventi distruttivi abbiano avuto la loro area epicentrale all'interno dei limiti del Foglio e quanti altri, seppur con epicentro esterno, abbiano potuto generare effetti distruttivi nei paesi situati all'interno del Foglio.

In Fig. 100 viene riportato uno stralcio del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15 v3.0; ROVIDA *et alii*, 2021) in cui sono riportati gli epicentri di eventi sismici con magnitudo  $\geq$  4.0 avvenuti dal 1000 al 2019. Il catalogo sismico per quest'area è molto ricco di informazioni, anche grazie alla presenza di importanti centri culturali ricchi di storia, come Norcia (PG).

Il terremoto più forte è quello avvenuto in Valnerina il 14 Gennaio 1703, di Intensità XI e Magnitudo stimata circa 7. Altri 5 eventi hanno raggiunto Magnitudo 6 (nel 1599, 1639, 1646, 1730 e 2016). Poco a nord del Foglio sono localizzati due eventi che hanno raggiunto Magnitudo 6,5 nel 1328 e nel 2016. I centri abitati presenti nel Foglio hanno risentito, nel tempo, anche degli effetti dello scuotimento provocato da terremoti con epicentro esterno al Foglio. Nel Database Macrosismico Italiano (DBMI15 v3.0; LOCATI *et alii*, 2021), che riporta gli eventi sismici con intensità massima  $\geq$  5 avvenuti dal 1000 al 2019, sono catalogati ben 114 eventi che sono stati avvertiti o che hanno provocato danni a Norcia. La distribuzione temporale e l'Intensità di tali eventi è mostrata in Fig. 101. Grazie alle numerose fonti storiche e ai risultati di numerosi studi archeosismologici e paleosismologici condotti nell'area, è possibile affermare che Norcia sia stata colpita da effetti  $\geq$  VIII grado MCS (Mercalli- Cancani-Sieberg) almeno dieci volte in epoca storica (Tab. 4).



Fig. 100 - Sismicità storica nell'area del Foglio 337 "Norcia". Fonte dei dati: Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15 v3.0; ROVIDA et alii, 2021), in cui sono riportati gli eventi sismici con magnitudo  $\geq$  4.0 avvenuti dal 1000 al 2019. Nell'area del Foglio il terremoto più forte è quello avvenuto in Valnerina il 14 Gennaio 1703, di Intensità XI e Magnitudo stimata intorno a 7.



Fig. 101 - Distribuzione nel tempo dei terremoti risentiti a Norcia (PG) ed Amatrice (RI) e loro Intensità. Dal 1900 il catalogo è più ricco di informazioni. Da Database Macrosismico Italiano (DBMI15 v3.0; LOCATI et alii, 2021).

Tab. 4 - Norcia, catalogo sismico di sito dei terremoti con effetti di  $I_{\geq}$ VII grado MCS.  $I_o$ , intensità epicentrale; D, distanza epicentrale in km;  $M_{wo}$  magnitudo momento/macrosismica equivalente. I valori di  $M_w$  per i terremoti del 99 a.C. e del 443 d.C. sono inferiti in base alla lunghezza delle sorgenti che li hanno generati (GALLI et alii, 2018; 2019a); i rispettivi valori di  $I_s$  (tra parentesi) sono mutuati da analoghi storici. A destra, a titolo esemplificativo, si mostra la curva dell'hazard sismico di Norcia costruita a partire dal catalogo macrosismico di sito (modificato da DBMI16, 2016), integrato con i possibili risentimenti attenuati al sito tramite la legge di Blake (1941) a partire dal catalogo CPTI15 (2016), modificato.

Anno	m	g	Mw	Io MCS	D(km)	Is MCS	currue di herrand
-99			6.9	11	0	(10)	
1703	1	14	6.8	11	13	10	
1328	12	1	6.4	10	9	9.5	
443			6.7	11	5	(9)	
1730	5	12	5.8	8.5	5	9	100
1859	8	22	5.6	8.5	4	8.5	
2016	10	30	6.6	11	5	8.5	
1719	6	27	5.0	7.5	12	8	999
1879	2	23	4.9	7	5	8	
1979	9	19	5.9	8.5	8	8	
1599	11	6	5.8	8.5	10	7	
1639	10	7	6.3	10	22	7	
1815	9	з	5.1	7.5	5	7	Intensità di sito (MCS)

Altri 5 eventi hanno raggiunto Magnitudo 6. Poco a nord del Foglio, 2 eventi hanno raggiunto Magnitudo 6,5, tra cui quello del 20/10/2016.

Ad Amatrice (RI), invece, i terremoti catalogati sono 84, dei quali, i maggiormente distruttivi sono stati i due eventi recenti del 24/08/2016 (Intensità X) e del 30/10/2016 (Intensità XI) e quello del 07/10/1639 (Intensità IX-X).

In Fig. 102 viene riportato uno stralcio della Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale, elaborata da INGV nel 2004 (STUCCHI *et alii*, 2004), con l'indicazione dell'area occupata dal Foglio 337 "Norcia" (tale mappa è attualmente in fase di rielaborazione ma la nuova versione non è ancora disponibile). Il territorio





del Foglio ricade quasi totalmente in un'area in cui l'accelerazione del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (per terreni rigidi) è stata stimata essere 0,250-0,275 g, da considerarsi, quindi, a pericolosità elevata.

Per quanto riguarda le sorgenti sismogeniche, secondo quanto riportato nel DISS (*Database of Individual Seismogenic Sources; DISS Working Group*, 2018; accesso Aprile 2021), il Foglio è attraversato dalla *Composite Seismogenic Source* Colfiorito-Campotosto, un sistema tettonico distensivo avente direzione appenninica e immersione verso sudovest (Fig. 103), che sarebbe responsabile della maggior parte degli eventi avvenuti nell'area. A tale sistema appartiene la faglia Norcia-Cittareale a cui è attribuito (da BLUMETTI, 1995 e da CELLO *et alii*, 1998) il terremoto del 14 Gennaio 1703. La Fig. 103 riporta anche le faglie attive e capaci mappate nel Catalogo ITHACA, per molte delle quali è nota l'attività durante l'Olocene e in tempi storici.

A poche ore dal terremoto del 24 Agosto, applicando la tecnica dell'Interferometria Differenziale a immagini del satellite giapponese ALOS 2, CNR e INGV hanno misurato con accuratezza centimetrica i movimenti permanenti del suolo sismo-indotti (http://irea.cnr.it/index.php?option=com\_k2&view=item&id=754:terremoto-di-amatrice). In particolare, è stato evidenziato un tipico abbassamento del suolo a forma di cucchiaio che si estende per circa 20 km in direzione appenninica ed ha un valore massimo di circa 20 centimetri in corrispondenza dell'area di Accumoli (Fig. 104).

Successivamente, le analisi condotte sempre da CNR-IREA e INGV (coordinati dal Dipartimento della Protezione Civile e con il supporto dell'Agenzia Spaziale Italiana - ASI) su immagini Copernicus Sentinel 1-A e 1-B e COSMO-SkyMed di ASI, che hanno confermato la deformazione, hanno consentito anche di stimare le



Fig. 103 - Nel Database of Individual Seismogenic Sources (DISS Working Group, 2018; accesso Aprile 2021) il Foglio è attraversato dalla Composite Seismogenic Source Colfiorito-Campotosto, un sistema tettonico distensivo, avente direzione appenninica e immersione verso sudovest, responsabile della maggior parte degli eventi avvenuti nell'area. Le faglie, rappresentate in vari colori in funzione dell'età dell'ultima attivazione, sono derivate dal Catalogo ITHACA (ITaly HAzard from CApable faults; http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/viewer/).



Fig. 104 - Mappa della deformazione rispetto alla LOS (linea di vista del satellite) ottenuta elaborando, con la tecnica dell'Interferometria Differenziale, le immagini radar del satellite ALOS 2 acquisite il 09/09/2015 (pre-evento) ed il 24/08/2016 (post-evento); l'abbassamento (allontanamento dal radar) raggiunge circa 20 centimetri in corrispondenza di Accumoli (http://irea.cnr.it/images/stories/news/alta%20ris.jpg).

componenti verticali ed E-O degli spostamenti (Fig. 105). In particolare, le analisi mostrano spostamenti verso ovest fino a circa 16 cm.

Anche a seguito degli eventi del 26 Ottobre e del 30 Ottobre sono state analizzate le deformazioni cosismiche tramite interferometria differenziale. La Fig. 106 mostra le deformazioni indotte dall'evento del 30 Ottobre, rilevate tramite elaborazioni eseguite da



Fig. 105 - In alto sono riportate le due mappe di deformazione co-sismica (nelle linee di vista del radar) ottenute, da orbite ascendenti e discendenti, con la tecnica dell'Interferometria SAR Differenziale, a partire dai dati radar Sentinel-1A e 1B acquisiti il 15/08/2016 e 21/08/2016 (immagini pre-evento) ed il 27/08/2016 (immagini post-evento); in basso sono mostrate le mappe delle componenti verticale ed estovest dello spostamento del terreno, ottenute sfruttando congiuntamente i passaggi ascendenti (sudnord) e discendenti (nord-sud). La linea blu rappresenta la traccia in superficie della faglia (http://irea.cnr.it/images/stories/news/FiguraESA\_mod.jpg).





Fig. 106 - In alto sono riportate le due mappe di deformazione co-sismica (nelle linee di vista del radar), ottenute da orbite ascendenti (A) e discendenti (B) con la tecnica dell'interferometria radar differenziale, a partire dai dati radar Sentinel-1 acquisiti il 26/10/2016 (immagini pre-evento) ed il 01/11/2016 (immagini post-evento); in basso sono mostrate le mappe delle componenti est-ovest (C) e verticale (D) delle deformazioni superficiali, ottenute sfruttando congiuntamente i passaggi ascendenti (sud-nord) e discendenti (nord-sud) (http://irea.cnr.it/images/stories/news/Sentinel1\_results\_terremoto\_30\_10\_16.jpg).

CNR-IREA (http://irea.cnr.it/index.php?option=com\_k2&view=item&id=761:nuovirisultati-sul-terremoto-del-30-ottobre-2016-ottenuti-dai-radar-dei-satelliti-sentinel-1&Itemid=86) su immagini Sentinel-1. In particolare, è stato rilevato uno spostamento verso est, nell'area intorno a Montegallo, di entità fino a 40 cm e verso ovest, nell'area intorno a Norcia, fino a circa 30 cm. Inoltre, gli abbassamenti verticali sono stati di almeno 60 cm nell'area di Castelluccio, mentre nell'area di Norcia si è verificato un sollevamento verticale di circa 12 cm.

2. - SISMICITÀ STORICA (a cura di: A.M. Blumetti, P. Galli)

L'analisi della sismicità storica nel Foglio 337 "Norcia" mostra che l'area più colpita da terremoti forti e distruttivi è soprattutto quella del bacino di Norcia, denominata nei cataloghi sismici (es. CPTI) Valnerina.

Il principale terremoto che ha colpito l'area del Foglio è senza dubbio quello del 14 Gennaio 1703 (Intensità I<sub>0</sub> XI e Magnitudo  $M_w$  6,92;- CPTI15v3 - ROVIDA

*et alii*, 2021), ma nel Dicembre 1328 (il giorno 1 secondo il CPTI15, il giorno 4 secondo il CFTI5Med - GUIDOBONI *et alii*, 2018) anche un altro terremoto di Intensità I<sub>0</sub> X e Magnitudo M<sub>w</sub> 6,49 ha avuto epicentro in Valnerina (ROVIDA *et alii*, 2019). Con la stessa localizzazione, il CPTI15 riporta altri eventi disastrosi (in ordine decrescente di Magnitudo M<sub>w</sub> ed M<sub>e</sub>) nel 1599 (Intensità I<sub>0</sub> IX e Magnitudo M<sub>w</sub> 6,07), 1730 (Intensità I<sub>0</sub> IX e Magnitudo M<sub>w</sub> 6,04), 1979 (Intensità I<sub>0</sub> VIII-IX e Magnitudo M<sub>w</sub> 5,83), 1859 (Intensità I<sub>0</sub> VIII-IX e Magnitudo M<sub>w</sub> 5,73), 27 Giugno 1719 (I<sub>0</sub> VIII MCS; M<sub>w</sub> 5,6) e 1879 (Intensità I<sub>0</sub> VIII e Magnitudo M<sub>w</sub> 5,59).

Un terremoto di intensità  $I_0$  IX-X e Magnitudo  $M_w$  6,21 ha colpito il distretto sismico di Amatrice nel 1639 (CPTI15) nella parte orientale del Foglio, che ha caratteristiche tettoniche diverse, pur essendo contiguo al distretto sismico di Norcia. Secondo il CFTI5Med, si tratta, in realtà, di due eventi avvenuti l'8 ed il 15 Ottobre, entrambi con  $I_0$  X e Magnitudo  $M_e$  rispettivamente 6,1 e 6,2.

Gli eventi di maggior importanza vengono di seguito descritti singolarmente, in ordine cronologico.

### 99 a.C.

L'evento più antico riconducibile a Norcia è quello convenzionalmente riportato al 99 a.C., ricordato poiché distrusse un edificio sacro, verosimilmente un tempio: *Nursiae aedes sacra terrae motu disiecta* (Iulius Obsequens, IV-V sec. AD). Come tutti i forti terremoti appenninici, anche questo fu risentito e ricordato a Roma, dove le lance di Marte oscillarono nella Regia (Aulo Gellio, II sec. AD, AULO GELLIO, 1967). Come si vedrà, analisi paleosismologiche hanno dimostrato che questo evento fu generato proprio dal sistema di faglie di Norcia (NFS in Fig. 99).

In realtà, a Norcia non si è mai trovata traccia archeologica di questo evento, non fosse altro perché le strutture di epoca romana sono quasi tutte state obliterate ed inglobate dalla Norcia Medievale e Moderna. Tuttavia, recenti indagini in territorio di Cascia, a 17 km da Norcia, hanno permesso di scoprire una serie di edifici ed un tempio completamente distrutti, crollati in situ e ricostruiti in un intervallo temporale strettamente coincidente al 99 a.C. (COARELLI & DIOSONO, 2009). In particolare, le evidenze si riferiscono al complesso sacro di Villa San Silvestro, dove l'intero alzato del tempio principale, compresi epistilio e tetto, furono radicalmente e velocemente ricostruiti dopo il crollo, tanto che per le basi del portico si utilizzarono lastre molto più irregolari di quelle originariamente impiegate e si elevò tutta la quota dell'area interrando in parte le precedenti strutture danneggiate. Anche le strutture del tempio A furono oggetto di un totale rifacimento avvenuto in tutta fretta ed in maniera approssimativa. Il terreno venne liberato solo in parte dai crolli, alzando il livello di calpestio di circa 30 cm ed interrando parte del podio del tempio, su cui si eressero i nuovi ambienti. Anche in questo caso, si utilizzarono lastre piatte irregolari come basi delle colonne, mentre alcune delle basi superstiti vennero inglobate nelle nuove murature (DIOSONO, 2020; GALLI, 2020).

## 443 d.C.

Questo terremoto, riportato con epicentro a Roma nei cataloghi sismici (GUI-DOBONI *et alii*, 2019), molto probabilmente fu generato dallo stesso sistema di faglie responsabile della sequenza del 2016 (MVFS in Fig. 99), come dimostrato dalle analisi paleosismologiche più avanti descritte. Di fatto, nel 443 d.C., due importanti e indipendenti fonti (Fasti Vindobonenses Posteriores, IV-VII sec.; Paulo Diacono, VIII sec.) riportano il grave danneggiamento avvenuto a Roma a seguito di un terremoto (nei primi si ricorda che "*Maximo et Paterio consulibus terrae motus factus est Romae et ceciderunt statuae et portica nova*"), con il crollo parziale di alcune chiese e di monumenti, non ultimo il Colosseo (chiese di San Paolo f.m. e San Pietro in Vincoli, Teatro di Pompeo, portici di Largo Argentina, domus di Palazzo Valentini, edifici nei pressi di San Clemente; GALLI & MOLIN, 2014). È altresì interessante che nello stesso anno, un'altra fonte primaria (Annales Ravennates, VI sec.) ubicata in tutt'altro osservatorio (Ravenna, a circa 180 km dalla faglia del Monte Vettore) menziona un terremoto che fu risentito durante la notte in città, proprio come accaduto nel 2016.

Anche in questo caso, analisi archeosismologiche hanno permesso di circostanziare l'entità degli effetti, almeno nel già menzionato sito di Villa San Silvestro, presso Cascia. Lo stesso complesso di edifici ricostruito dopo il terremoto del 99 a.C., fu nuovamente colpito da un evento traumatico nel V secolo d.C., che provocò la caduta delle colonne del porticato, rinvenute in posizione di crollo primario sui livelli di abbandono. In particolare, i materiali ceramici datanti contenuti nelle stratigrafie dei crolli sono compresi tra IV e V secolo d.C., mentre quelli sopra il crollo partono dalla seconda metà del V secolo, così come alcune tombe che tagliano lo strato di crollo, contenenti materiali databili tra V e VI secolo d.C. (DIOSONO, 2020; GALLI, 2020). Si può dire che nel 443 le onde sismiche ebbero gioco facile a Villa San Silvestro, abbattendosi su un edificato vecchio di cinque secoli, in gran parte abbandonato e depredato, in pessime condizioni di manutenzione e quindi ad elevatissima vulnerabilità sismica.

### 1 (4) Dicembre 1328

A partire dall'evento del 443, le fonti storiche rimangono silenti per 900 anni, sino all'inizio del XIV secolo, quando un terremoto devastante colpì alcuni centri della regione Nursina, con effetti gravi tra Visso e Spoleto. Il terremoto del Dicembre (il 1 Dicembre secondo CPTI15 v3.0, mentre il 4 Dicembre secondo il CFTI5Med) 1328 (Intensità I<sub>0</sub> X e Magnitudo M<sub>w</sub> 6,49; ROVIDA *et alii*, 2021) viene così descritto: "... furono grandissimi terremuotigli per le contrade de Norsia, quale fecero cadere grande quantità di case e molti Castelli e montagne ..." (Archivio Storico Italiano, 1850). L'epicentro formalmente cade poco fuori i contorni del Foglio Norcia, ma i suoi effetti furono catastrofici a Preci, a Visso e specialmente a Norcia, dove le fonti riportano un numero spropositato di morti: "Nel detto anno MCCCXXVIII a l'entrante dicembre fuoro diversi tremuoti ne la Marcha ne le contrade di Norcia per modo che quasi la magior parte de la città di Norcia subisso et caddono le mura de la terra et le torri case et palazzi et chiese et de la detta rovina perché fu subita et di notte moriro più di V mila persone. Et per simile modo rovino uno castello presso a Norcia che si chiama le Precchie che non rimase persona ne animale vivo. Et per simile modo il castello di Montesanto et parte di Monte San Martino et di Cerreto et del castello di Visso" (VILLANI, XIV sec.). Questo passo è riportato in GUIDOBONI & COMASTRI (2005). GUIDOBONI & COMASTRI (2005) e GUIDOBONI et alii (2019) localizzano l'epicentro del terremoto nella conca di Preci. Villani riporta quindi più di 5.000 vittime, verosimilmente tra Norcia e le ville limitrofe, compresa Preci, dove secondo Villani, morirono tutti gli abitanti. La distribuzione degli effetti macrosismici è mostrata in Fig. 107, congiuntamente ai segmenti di faglia del sistema di Norcia che, si può ipotizzare, originarono il terremoto (in rosso).

### 6 Novembre 1599

L'evento del 6 Novembre 1599 (Intensità  $I_0$  IX e Magnitudo M<sub>w</sub> 6,07; ROVIDA *et alii*, 2021), secondo CPTI15 ebbe epicentro in Valnerina, ma la localizzazione è, più precisamente, nel bacino di Cascia; colpì con maggior intensità (IX) gli abitati di Cascia (PG) e Chiavano (poco a sud di Cascia, nella valle che porta a Terzone), e fu risentito a Norcia con Intensità  $I_s$  VIII.

Questo forte terremoto è stato studiato e rivalutato di recente, raddoppiando i punti di osservazione e migliorando le intensità assegnate, portandole a 43 (GALLI *et alii*, 2020). Diversamente dal 1328, questo evento è centrato nella zona di Cascia (Fig. 107), per la quale le percentuali di vittime e di crolli hanno consentito di stimare una I<sub>s</sub> MCS tra VIII e IX. La concentrazione delle massime intensità nel blocco di tetto delle faglie di Cascia (CF in Fig. 99 e 107) lascia poi presupporre che le stesse siano all'origine del terremoto. La scossa principale del 6 Novembre causò una cinquantina di vittime e la distruzione di molti edifici e luoghi di culto a Cascia e nelle frazioni circostanti. Come già detto, alcuni insediamenti rurali furono talmente danneggiati da essere abbandonati per sempre. Il terremoto fu avvertito in una vasta area dell'Italia centrale, a Perugia, Spoleto, L'Aquila, Ancona, Pesaro, e nell'intero Piceno e in Romagna, mentre la sua eco giunse persino tra le pagine delle cronache coeve d'oltralpe. A Roma, infine, fu inteso distintamente, ma senza provocare danno alcuno.

### 8 Ottobre 1639

L'area dell'alto Tronto, intorno ad Amatrice, fu la regione sorgente di un importante periodo sismico nel secondo quarto del XVII secolo. Infatti, un terremoto di intensità  $I_0$  IX-X e Magnitudo  $M_w$  6,21 colpì il distretto sismico di Amatrice nel 1639 (CPTI15) nella parte orientale del Foglio, che ha caratteristiche tettoniche diverse, pur essendo contiguo al distretto sismico di Norcia. Secondo il CFTI5Med, si tratta, in realtà, di due eventi avvenuti l'8 ed il 15 Ottobre, entrambi con  $I_0 X$  e Magnitudo M<sub>e</sub> rispettivamente 6,1 e 6,2. I terremoti distrussero molte Ville di Amatrice (I<sub>s</sub> IX-X MCS: Cantone, Casale, Colle Basso, Collemoresco, Corva, Filetto, Forcelle, La Rocca, Roccasalli, San Giorgio, San Martino, Scai, and Torrita), causando gravissimi danni ad Amatrice stessa (IX MCS) ed Accumoli (VIII-IX MCS) (TIBERI, 1639). Risentimenti si ebbero in diverse città dell'Appennino centrale, tra cui L'Aquila, Ascoli Piceno e Rieti, ma non a Roma (CASTELLI *et alii*, 2002). A Norcia, gli effetti furono sicuramente modesti (GALLI *et alii*, 2016).

Il 26 Aprile 1646, nuovamente, una forte scossa colpì le località amatriciane, causando ulteriori distruzioni a Scai e Torrita (IX MCS) e, se possibile, ad Amatrice.

Nel complesso, queste sequenze ebbero un impatto molto minore rispetto all'evento del 24 Agosto 2016, con effetti importanti confinati nel bacino di Amatrice (Fig. 107). Secondo CASTELLI *et alii* (2002) il terremoto del 1639 non è associabile *tout court* alla faglia dei Monti della Laga (*sensu* GALADINI & GALLI, 2000), capace



Fig. 107 - Distribuzione delle più alte intensità macrosismiche ( $I_s \ge 8 MCS$ ) relative ai maggiori terremoti della regione circostante il Foglio 337 "Norcia". In nero le principali faglie ad attività tardo pleistocenica-olocenica. In rosso i segmenti di faglia verosimilmente attivatisi volta per volta in ognuno dei terremoti riportati. Al Sistema di faglie di Norcia (NFS) sono attribuibili tutti gli eventi, ad eccezione della sequenza sismica del 2016, generata dal sistema di faglie del M. Vettore (MVFS). Il 14 Gennaio 1703 è probabile che l'intero sistema di faglie di Norcia si sia attivato penecontemporaneamente, generando un terremoto di  $M_w$  6,9, seguito a breve da un altro di  $M_w$  6,6 originato dal sistema di faglie dell'alta valle dell'Aterno (AFS; L'Aquila, 2 Febbraio). (cf e maf, faglie di Cascia e del M. Alvagnano; CFS, sistema di faglie di Colfiorito; LFS, sistema di faglie dei Monti della Laga. (modificato da GALLI et alii, 2020).

di ben più forti terremoti ( $M_w$  6,5: GALADINI & GALLI, 2003), ma ad una struttura sepolta sulla sua prosecuzione a NO (linea blu puntinata in Fig. 99), la stessa che ha generato *p.p.* l'evento del 24 Agosto 2016 (GALLI *et alii*, 2016; LAVECCHIA *et alii*, 2016).

# 14 Gennaio 1703

Il terremoto del 14 Gennaio 1703 (Intensità  $I_0$  XI e Magnitudo  $M_w$  6,92; ROVIDA *et alii*, 2021), preceduto sin dall'Ottobre dell'anno prima da scosse moderate, è uno degli eventi più grandi e catastrofici mai avvenuti in Italia. Esso fa parte di una sequenza sismica di molti eventi che colpirono l'Italia Centrale da Camerino (MC) a Roma. Tra di essi, una violenta scossa ebbe epicentro nell'area di Cittareale (RI) il 16 Gennaio (Intensità  $I_0$  VIII e Magnitudo  $M_e$  6; GUIDOBONI *et alii*, 2019) ed un'altra scossa particolarmente distruttiva ebbe epicentro a L'Aquila il 2 Febbraio 1703 (Intensità  $I_0$  X e Magnitudo  $M_w$  6,67; ROVIDA *et alii*, 2021).

A proposito dell'evento del 14 Gennaio, il commissario apostolico De Carolis, nella sua relazione del 25 Febbraio 1703, riferisce che Norcia fu pressoché rasa al suolo. Le vittime nella sola Norcia furono 800 (su una popolazione di 2800 abitanti) mentre contando anche le 51 "ville" del circondario furono 2000 (su una popolazione di 7000). Egli riferisce anche che "... *Qui, (a Norcia) in molti luoghi si osservano tracce di fratture*" (op. cit. p. 15). Anche GRIMALDI (1703) scrive, a proposito delle campagne di Norcia: "*da un contadino ... sapemmo ... che si aprì un abisso e le case sono state per così dire inghiottite da esso*" (op. cit. p. 8-9). Tali passi, che riguardano gli effetti ambientali, sono ripresi da BLUMETTI (1995), che li riporta integralmente in appendice. Sempre riguardo agli effetti sull'ambiente naturale, BAGLIVI (1710) descrive per i dintorni di Norcia fenditure nel terreno con fuoriuscita di zolfo e bitume. BLUMETTI (1995) localizza almeno alcune di tali fratture poco ad est delle mura della città, alla base di una scarpata di faglia in conglomerati del Pleistocene medio. Successive analisi paleosismologiche hanno confermato questa attribuzione (GALADINI & GALLI, 2003).

BARATTA (1901) riporta che durante tale terremoto "... *il Monte Alvagnano fu* sconvolto per una lunghezza di oltre 1500 passi e per una larghezza di 32 palmi circa" e che la stessa cosa successe nelle vicinanze di Cittareale, "ai confini del regno". Entrambe le fratture sono descritte più o meno allo stesso modo in numerose fonti coeve all'evento (GRIMALDI, 1703, rispettivamente p. 35 e p.15; DE CAROLIS, 1703, rispettivamente p. 15 e p. 2).

Come detto, è un evento multiplo, composto da due scosse principali avvenute il 14 Gennaio e il 2 Febbraio, la prima con epicentro in area Nursina ( $M_w$  6,92), la seconda in area Aquilana ( $M_w$  6,67). La distribuzione delle massime intensità macrosismiche, le descrizioni coeve delle rotture superficiali e le numerosissime trincee paleosismologiche aperte nel tempo consentono di stabilire che il primo evento fu generato dall'attivazione penecontemporanea dell'intero sistema di faglie di Norcia

(in blu in Fig. 99), seguito il 2 Febbraio dall'attivazione dell'intero sistema di faglie dell'Alta valle dell'Aterno (visibile solo in parte nelle Fig. 99 e 107; GALLI *et alii*, 2011). In Fig. 107 è rappresentata la distribuzione delle massime intensità relative ai due eventi, i cui effetti è estremamente difficile separare, specialmente nelle aree intermedie, che cumularono maggiormente il danneggiamento. Di certo, il 14 Gennaio gran parte degli abitati tra il Nera ed il Velino furono quasi distrutti (X MCS) o rasi al suolo (p.e., Cittareale XI MCS, con la morte di 500 dei 1000 abitanti). Norcia stessa subì effetti del X grado MCS, col crollo di gran parte delle mura e torri, chiese e abitazioni e la morte di 800 persone solo *intra moenia*. Un aspetto interessante riportato dalle fonti storiche è quello relativo all'apertura di faglie di Norcia successivamente investigati da analisi paleosismologiche (GALLI *et alii*, 2005, 2018, 2020). BAGLIVI (1710) ne nomina diverse nelle campagne intorno a Norcia e lungo i versanti del M. Alvagnano, per una lunghezza di oltre 2 km (DE CAROLIS, 1703; BAGLIVI, 1710), e più a sud, per altri 2 km verso Cittareale.

## 27 Giugno 1719

La scossa del 27 Giugno 1719 ( $I_0$  VIII MCS,  $M_w$  5,6; ROVIDA *et alii*, 2021), accadde alle 6:30 GMT circa e fu seguita da una replica la mattina del giorno seguente: colpì l'alta Valnerina. Secondo GUIDOBONI *et alii* (2018), la natura delle fonti reperite non permette di avere il quadro preciso degli effetti delle scosse. Una breve e generica descrizione è fornita dalla lettera di Cocchi, scritta il 28 Giugno da Cascia: il medico specifica solamente che negli edifici di Cascia e Norcia si aprirono profonde fenditure. I centri di Castelvecchio, Croce, Preci, Saccovescio, Sant'Eutizio e Todiano (Tuturano), secondo Cocchi, erano stati atterrati o erano in rovina. Secondo fonti giornalistiche alcune case di Norcia crollarono e ci furono molti morti in città e nel contado.

# 12 Maggio 1730

Questo terremoto (Intensità  $I_0$  IX e Magnitudo  $M_w$  6,04; ROVIDA *et alii*, 2021) distrusse completamente Norcia ( $I_s$  IX) ed ebbe effetti distruttivi su altri 100 paesi dell'Umbria Meridionale) e delle confinanti zone del Lazio. Cascia soffrì Intensità  $I_s$  VIII così come Leonessa, ed Amatrice (GUIDOBONI *et alii*, 2019).

Nel 1719, ma soprattutto nel 1730 (Fig. 107) altri due forti terremoti colpirono la regione nursina, rispettivamente con  $M_w$  5,6 and  $M_w$  6,0. I danni a Norcia furono gravi (VIII e IX MCS, con 200 vittime nel 1730), sebbene è probabile che gli effetti si cumularono l'un l'altro e con i danni del 1703, non ancora riparati. La distribuzione degli effetti maggiori sembrerebbe concentrarsi prevalentemente nel blocco di tetto delle faglie di Norcia-Nottoria (Fig. 99 e 107), probabili responsabili della scossa del 1730.

#### 22 Agosto 1859

La scossa del 22 Agosto 1859, avvenuta alle ore 12:32 GMT (Intensità I<sub>0</sub> VIII-IX e Magnitudo M<sub>w</sub> 5,73; ROVIDA *et alii*, 2021), ebbe effetti disastrosi a Norcia e nei vicini villaggi di Campi, Capo del Colle, Casali di Serravalle e Sant'Angelo (GUIDOBONI *et alii*, 2018), causando la morte di 101 persone sotto le macerie. La scossa causò lievi danni a Cascia, il cui unico edificio seriamente danneggiato fu il convento dei Francescani, che, già in cattivo stato, divenne in parte inabitabile, e qualche danno a Visso.

In questo caso, le località con danni più gravi si concentrano nel blocco di tetto della faglia di Campi (Fig. 99 e 107), alla cui rottura potrebbe essere ascritto questo terremoto.

#### 23 Febbraio 1879

La scossa del 23 Febbraio 1879 (Intensità  $I_0$  VIII e Magnitudo  $M_w$  5,59; ROVIDA *et alii*, 2021), delle ore 18:30 GMT, colpì l'area tra Norcia, Cascia e Serravalle. Essa causò gravi fessurazioni negli edifici di Cascia e danni diffusi negli edifici di Norcia. Varie repliche furono avvertite fino al 28 Febbraio (GUIDOBONI *et alii*, 2018).

### 19 Settembre 1979

La scossa principale (Intensità  $I_0$  VIII-IX e Magnitudo  $M_w$  5,83) avvenne il 19 Settembre alle ore 21:36 GMT ca. e fu seguita da numerose repliche, di cui alcune molto violente. La zona più colpita fu l'area appenninica umbra della Valnerina e le aree limitrofe delle Marche e del Lazio. Alcuni piccoli centri montani (Castel Santa Maria, Chiavano, Civita, Trimezzo) subirono estese distruzioni; altre 40 località circa, fra cui Cascia e Norcia, subirono gravi danni e crolli parziali di edifici. Danni notevoli subì anche il patrimonio storico artistico: molti edifici monumentali dell'area colpita furono gravemente danneggiati. La perdita più importante fu il crollo pressoché totale della chiesa rinascimentale della Madonna della Neve, situata a poca distanza dal paese di Castel Santa Maria nel comune di Cascia.

Notevoli furono gli effetti ambientali prodotti dal sisma: davanti alla chiesa della Madonna della Neve si formò una profonda spaccatura ed altre fratture si formarono nei pressi di Castel Santa Maria (BLUMETTI, 1995), che fu totalmente distrutto dal sisma e ricostruito poco più a valle, in un'area ritenuta più sicura.

In particolare, lungo la dorsale ove era ubicato il vecchio abitato si formarono profonde fratture con direzione NO-SE, lunghe oltre 100 metri, ed in prossimità del luogo dove il paese è stato ricostruito il terreno fu dislocato di un paio di centimetri con esposizione in superficie del nastrino di faglia (BLUMETTI, 1995). Piccole rotture sono state osservate anche lungo il versante occidentale del M. Alvagnano (MARSAN & CERONE, 1980; BLUMETTI, 1995), lungo la faglia che borda il versante, verosimilmente nella stessa posizione in cui si creò la profonda e lunga voragine formatasi durante l'evento del 14 Febbraio 1703 (BLUMETTI, 1995). Un'altra frattura, lunga

alcune decine di metri e aperta alcuni centimetri, si formò nello stesso sito ove già si era avuta fratturazione cosismica nel 1703 e cioè poco ad est delle mura della città di Norcia, alla base di una scarpata di faglia in conglomerati del Pleistocene medio (BLUMETTI, 1995).

Queste informazioni, unite alla distribuzione delle massime intensità nel blocco di tetto delle faglie del M. Alvagnano (Fig. 107), così come per il terremoto del 1599, inducono a credere che quelle furono all'origine dell'evento.

#### 24 Agosto-30 Ottobre 2016

La sequenza del 2016 è stata caratterizzata da diversi eventi di elevata energia, tre dei quali di  $M_w \ge 6$  (Fig. 99). Per quanto minore dell'evento principale del 30 Ottobre ( $M_w$  6.5), fu invece il terremoto del 24 Agosto ( $M_w$  6.2) a provocare tutte le vittime ed i feriti, nonché gran parte delle distruzioni, almeno nelle località meridionali dell'area mesosismica. Purtroppo, oltre ad essere avvenuto nel pieno della notte e senza essere stato preceduto da alcuna scossa, questo terremoto ha avuto come epicentro una regione popolata da decine e decine di località caratterizzate da un'edilizia di pessima qualità, in genere muratura in ciottoli arenacei con leganti scadenti, tetti spingenti in cemento e pochissimi adeguamenti antisismici a norma. Un'edilizia spesso risalente alla ricostruzione post terremoto 1639 o 1703, accomunata da un'altissima vulnerabilità, ivi compresi gli edifici costruiti o restaurati nel secolo scorso.

Nell'area epicentrale del 24 Agosto, i danni più gravi si sono distribuiti in direzione NNO-SSE, nel blocco di tetto della struttura sismogenica del M. Vettore, con una propagazione maggiore verso NO, in direzione di Visso. I livelli massimi di danneggiamento ( $I_s \ge X MCS$ ) sono stati attribuiti ad alcune località distribuite in destra della valle del Tronto, ad eccezione di Pescara del Tronto, in sinistra. Pressoché rasi al suolo (X-XI MCS) sono stati il centro storico di Amatrice, Pescara del Tronto e Petrana, frazione di Amatrice. Distrutti quasi completamente (X MCS) Illica, Casale, Saletta e Crognale, tutte frazioni di Amatrice. In parte distrutti (IX-X MCS) San Lorenzo e Flaviano, Sant'Angelo, Rio e (IX MCS) Sommati e Faizzone, sempre frazioni di Amatrice. Nel complesso, a questa prima scossa è stata assegnata un'intensità epicentrale I<sub>0</sub> = X MCS (GALLI et alii, 2016). I danni e i crolli sono grandemente aumentati prima con la scossa del 26 Ottobre (M<sub>w</sub> 6,1; RCMT, 2016), ma soprattutto con quella del 30 Ottobre (M<sub>w</sub> 6,5; RCMT, 2016). L'evento del 26 Ottobre, avvenuto nei pressi di Visso, ha causato l'insorgere di danni gravi (sino a VII MCS) nell'area tra Castelsantangelo sul Nera e Camerino, precedentemente interessata da danneggiamento lieve o assente, con effetti gravissimi in insediamenti isolati. Quello del 30 Ottobre ha invece causato un'ulteriore estensione del danneggiamento lungo faglia in direzione NNO, specialmente nelle valli tra Ussita, Visso e Castelsantangelo sul Nera, ed un forte aggravamento degli effetti anche in direzione NNE, verso Tolentino. Ma lo scuotimento prolungato, generato dalla rottura estesa degli oltre 30 km del sistema di faglie M. Vettore - M. Bove, ha altresì comportato la distruzione totale di tutte quelle località ubicate tra Amatrice e Arquata del Tronto, i cui edifici avevano già riportato danni gravi nella scossa di Agosto, perdendo ormai ogni residua resistenza strutturale. Illica, Petrana, Saletta e Pescara del Tronto sono state letteralmente rase al suolo (XI grado MCS), così come il centro storico di Amatrice e Tino, Villanova, Rocchetta, Casale, Rio, Sant'Angelo, Sommati, Pretare, Nocria (X-XI MCS), oltre a Grisciano, San Giovanni, Cascello, Cossito, Faizzone, Retrosi, San Lorenzo e Flaviano, Arquata del Tronto, Capodacqua, Piedilama, Tufo e Casavecchia Alta (X MCS). Un livello di distruzione raggiunto solo in epoca recente nei terremoti di Avezzano e dell'Irpinia e che ha comportato l'assegnazione di un'intensità epicentrale I<sub>0</sub> = XI MCS (GALLI *et alii*, 2017; Fig. 107).

A rompersi in profondità, inizialmente il 24 Agosto e poi il 26 Ottobre, sono stati i due estremi meridionale e settentrionale della struttura del M. Vettore, in entrambi i casi con indiscutibili evidenze di fagliazione di superficie. Più evidenti e con un rigetto verticale fino a 30 cm quelle legate al primo evento (segmento di faglia del Cordone del Vettore e segmento del M. Vettoretto), più discontinue e a tratti elusive quelle del 26 Ottobre (segmento di M. Bove Sud). Il terremoto del 30 Ottobre è stato invece generato dallo scorrimento di tutta la faglia, con un meccanismo focale identico a quello degli eventi precedenti, i.e., normale su un piano orientato circa N155 e pendente in profondità meno di 50° verso OSO (Fig. 99). In questa occasione, l'intero sistema di faglie del M. Vettore, sintetiche e antitetiche comprese, ha dato luogo a imponenti effetti di fagliazione di superficie, rimobilizzando anche i tratti già rotti nei precedenti eventi, ma stavolta con rigetti verticali eccedenti anche due metri lungo il cordone del Vettore, e via via rastremantisi a nord e a sud per oltre 30 km di lunghezza, grossomodo tra le Valli del Tronto a sud e oltre quella dell'Ussita a nord (Fig. 99).

La complessità della sequenza del 2016 risiede anche nel fatto che il terremoto del 24 Agosto è stato in realtà generato dalla rottura penecontemporanea di due segmenti di faglia contigui, appartenenti però a sistemi diversi: quello più meridionale del M. Vettore e quello posto a nord del sistema di faglie dei M.ti della Laga (BA-CHETTI *et alii*, 1990; GALADINI & GALLI, 2000; GALADINI & MESSINA, 2001; BONCIO *et alii*, 2004a). Questa circostanza è testimoniata indiscutibilmente dai dati interferometrici relativi all'evento del 24 Agosto (GSI, 2016), i quali mostrano due aree di subsidenza cosismica: una con abbassamento di 18 cm a ridosso della faglia del M. Vettore (Piana di Castelluccio di Norcia) e l'altra di 20 cm nei pressi di Illica (Fig. 106), ovvero nel blocco di tetto della faglia che prosegue a nord quelle del sistema dei M.ti della Laga.

Tuttavia, diversamente da quanto accaduto lungo il segmento del M. Vettore, il segmento di Amatrice non ha prodotto rotture in superficie. Questa osservazione è in accordo con gli studi precedenti che avevano evidenziato da un lato una marcata

attività tardo pleistocenica ed olocenica lungo i 20 km corrispondenti ai segmenti meridionali del sistema dei M.ti della Laga (in nero in Fig. 99), capaci di rompere in superficie con terremoti di  $M_w \ge 6,5$  (GALADINI & GALLI, 2003), e dall'altro una minore attività lungo il segmento settentrionale (faglia di Amatrice), privo di evidenze superficiali e quindi non associabile a terremoti di tale energia (GALADINI & GALLI, 2000). A questo si aggiunga, come sopra accennato, l'esistenza del precedente storico del terremoto dell'8 Ottobre 1639 ( $M_w$  6,0) che causò danni gravissimi a molte frazioni di Amatrice oltre che ad Amatrice stessa e, in misura minore, ad Accumoli. Di fatto, analizzando l'estensione e l'entità del danneggiamento, queste non sono paragonabili a quelle del 24 Agosto 2016, lasciando ipotizzare che nel 1639 ad attivarsi fu solo il segmento più settentrionale della faglia dei M.ti della Laga (p.e., la faglia di Amatrice), ma non quello meridionale del M. Vettore.

# 3. - STRUTTURE SISMOGENICHE DEL FOGLIO NORCIA (a cura di: P. Galli)

### 3.1. - Il sistema di faglie del Monte Vettore

Come anticipato nell'introduzione di questa sezione, il Foglio 337 "Norcia" è attraversato da gran parte del sistema di faglie di Norcia, mentre è solo lambito dalla terminazione meridionale di quello del M. Vettore, sia dalla faglia principale immergente a O, che dall'antitetica del M. Serra, immergente verso E, la stessa che provocò la fagliazione cosismica della galleria San Benedetto, lungo la Strada Statale 685 (GALLI *et alii*, 2019a).

Le evidenze in superficie del MVFS si estendono per circa 30 km, con una direzione media N165, e sono costituite da numerosi segmenti di faglia lunghi 1-3 km, disposti en echelon, oltre a diversi rami sintetici e antitetici affioranti nel blocco di tetto (GALLI et alii, 2019b; Fig. 99). A ragione dell'evidente scarpata di faglia in roccia lungo il versante occidentale del M. Redentore, sopra il Piano Grande di Castelluccio (Cordone del Vettore), CALAMITA et alii (1992a) ipotizzarono che il MVFS potesse essere una struttura attiva. A fine anni '90, una prima campagna paleosismologica (GALLI & GALADINI, 1999; GALADINI & GALLI, 2003) aveva consentito di riconoscere non solo l'attività olocenica della faglia, ma anche di identificare alcuni paleoterremoti tardo-olocenici riconducibili a una magnitudo molto simile a quella poi effettivamente misurata nel 2016 (M<sub>w</sub> 6,5), l'ultimo dei quali occorso prima dell'intervallo 240-480 AD. A seguito degli estesi fenomeni di fagliazione osservati nel 2016 lungo le faglie del M. Vettore, è stato possibile eseguire una nuova campagna di indagini paleosismologiche mirate che ha consentito di definire meglio quanto già scoperto a suo tempo, sia per quanto concerne il numero di eventi individuati, che dell'intervallo cronologico all'interno del quale essi avvennero (GALLI *et alii*, 2019b). Incrociando le evidenze raccolte in sei trincee ed ancorandosi a numerose datazioni <sup>14</sup>C, l'evento precedente a quello del 2016 è stato collocato in un intervallo cronologico tra il quarto e il quinto secolo AD. Prima di questo, sono stati identificati altri quattro paleoterremoti simili ai primi due, avvenuti tra 4000 e 9000 anni BP e quindi con un intervallo di ricorrenza di ca. 1800 anni. Il penultimo terremoto, avvenuto in epoca tardoromana, è quello già descritto del 443. Gli altri, tutti preistorici, avvennero ca. 3,8 ka BP, 5,6 ka BP, 7,4 ka BP e 9 ka BP.

### 3.2. - Il sistema di faglie di Norcia

Per quanto invece riguarda il NFS, il primo che ne riportò su carta, tra Preci e Nottoria, la traccia tra i calcari mesozoici ed i depositi quaternari continentali fu Scarsella (REGIO UFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1941). CALAMITA *et alii* (1994b) stimarono ad oltre 1 km il rigetto plio-quaternario delle formazioni meso-cenozoiche precedentemente piegate e sovrascorse. In base a quanto emerso nell'ambito del rilevamento del Foglio i rigetti calcolati per l'attività quaternaria sono di gran lunga inferiori a causa della tettonica *pre-thrusting*. Secondo GALADINI & GALLI (2000), il NFS è composto, oltre che dalle faglie Preci-Nottoria, anche dalle faglie di Cascia e del M. Alvagnano (Fig. 99), per una lunghezza totale di ca. 30 km (Fig. 108A).

L'evoluzione e la tettonica quaternaria dell'area interessata dal NFS è stata studiata da diversi Autori nel tempo (p.e., CALAMITA *et alii*, 1982, 1994b, 1995; BLUMETTI *et alii*, 1993; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994; CELLO & TONDI, 2000; GALLI *et alii*, 2005, 2018). L'elemento morfologico principale che ne suggerisce l'attività nel Pleistocene è una lunga scarpata in roccia, scolpita sui versanti carbonatici orientali dei bacini di Norcia e Campi (Fig. 99), associata a imponenti faccette triangolari e valli-a-calice (BLUMETTI & DRAMIS, 1993). La scarpata separa una paleosuperficie sommitale erosiva, a bassa energia, scolpita nel substrato carbonatico (DESPLANQUES, 1969; CALA-MITA *et alii*, 1982; COLTORTI *et alii*, 1989; BLUMETTI & DRAMIS, 1993; GENTILI & PAMBIANCHI, 1999; COLTORTI *&* PIERUCCINI, 2000), visibile a ~1.700 m s.l.m. nel blocco di letto del NFS, ribassata a ~1.000 m s.l.m. nel blocco di tetto e ancora più in basso nei bacini di Norcia e Cascia (~700 m) (GALLI *et alii*, 2019b, 2020).

L'attività a lungo periodo della faglia quaternaria è stata inferita dalla presenza diffusa di brecce di versante del Pleistocene inferiore fagliate lungo i versanti dei segmenti di Preci-Campi, di Norcia-Nottoria e del M. Alvagnano, e di depositi alluvionali del tardo Pleistocene inferiore dislocati da faglie secondarie nel bacino di Norcia (GALLI *et alii*, 2018, *cum bibl*.). Il bacino di Norcia è colmato da alternanze di depositi fluvio-lacustri (argille, sabbie e ghiaie con livelli vulcanoclastici e paleosuoli, che hanno restituito età di 1,24 e 0,98 Ma; BLUMETTI & DRAMIS, 1993), ricoperti da ghiaie alimentate dai conoidi coalescenti del Pleistocene medio e superiore. L'attività olocenica del NFS è stata definita tramite lo scavo di 10 trincee pa-



Fig. 108 - A) Modello digitale del terreno (DTM) dell'area attraversata dal sistema di faglie di Norcia. Da nord, i segmenti di Preci-Campi (PC), Norcia-Nottoria (NN) e Castel S.Maria-M. Alvagnano-Costa delle Cavalle (MA). A tratteggio sottile, la possibile antitetica del bacino di Norcia. In giallo puntinato, il riempimento quaternario del bacino, impilato nel blocco di tetto delle faglie. I 4 stereogrammi a sinistra mostrano i piani e le relative strie (frecce nere), oltre che il contouring degli assi P (blu) e T (rosso); quello in alto a destra racchiude tutte le misure. PV, Poggio Valaccone; SP, Piana di Santa Scolastica; Ts, sorgente Torbidone. B) DTM da dati LiDAR a 1 m della porzione distale del conoide di Patino, interessato dalle faglie sintetica e antitetica (in nero; in rosso, rotture cosismiche del 30 Ottobre 2016). In puntinato giallo la superficie sommitale del conoide polifasico riferibile prevalentemente all'Ultimo Massimo Glaciale (UMG). In verde, ciglio erosivo del terrazzo; a, centro medievale di Norcia; b-c, espansione del XX-XXI sec. Le stelle gialle evidenziano paleosuoli troncati dalle ghiaie dell'UMG e relativa età <sup>14</sup>C calibrata e approssimata (post 29-32 ka). I segnaposto indicano affioramenti di faglie in ghiaie (direzione/inclinazione). T1-10, trincee paleosismologiche; frecce arancioni, profili di resistività elettrica (ERT).
leosismologiche (Fig. 108B-109; GALLI *et alii*, 2005; 2018) nelle quali sono stati riconosciuti e datati diversi episodi di fagliazione. Le trincee sono state aperte tra il 2003 ed il 2017 lungo due faglie dissecanti il blocco di tetto della faglia bordiera di Norcia, una sintetica ed una antitetica che modellano un lungo e stretto *graben* che isola ad ovest il nucleo storico di Norcia (Fig. 108B-109). Le datazioni di paleosuoli rinvenuti a diversi livelli nelle ghiaie fagliate del conoide polifasico di Patino (Fig. 108B) ed i risultati delle trincee hanno permesso di valutare che lo *slip-rate* della faglia negli ultimi 20 ka è > 1,2 mm/a.

Incrociando poi i dati provenienti da ciascuna trincea (T1-10 in Fig. 108B), è stato possibile delineare la successione degli eventi paleosismici avvenuti negli ultimi trentamila anni, ma più in dettaglio quella dell'Olocene medio-superiore (i.e., gli ultimi 8.000 anni). In particolare, grazie alle numerose datazioni AMS e alla determinazione di molti frammenti ceramici utilizzati come termini *ante* e *post quem* per gli episodi di fagliazione, è stato possibile individuare inequivocabilmente il gradino di faglia formatosi nel 1703 (Fig. 110) e, soprattutto, quello precedente, originatosi durante un terremoto datato tra primo e secondo secolo a.C. Quest'ultimo, considerabile un predecessore e gemello del 1703, anche in termini di energia liberata, è coevo e quindi identificabile al già descritto terremoto nominato da Giulio Ossequente nel 99 a.C. per aver distrutto a Norcia il tempio sacro, lo stesso che a Roma indusse i senatori a chiedere al console Marco Antonio di fare sacrifici a Giove e Marte. Un evento precedente è stato poi riconosciuto e datato nelle trincee al principio del Bronzo Medio, in un lasso di tempo precedente 3.600-3.800 anni



Fig. 109 - Veduta guardando verso sud la Piana di Norcia. In primo piano, innevata, la superficie sommitale del conoide polifasico di Patino (Pleistocene medio-superiore), dislocata e sospesa di ca. 25 m sulla piana dalla faglia sintetica di Patino. A destra, il versante di faglia dell'antitetica di Norcia e la paleosuperficie sommitale scolpita sulla dorsale carbonatica tra i bacini di Norcia e Cascia.



Fig. 110 - Veduta parziale della parete di una delle dieci trincee paleosismologiche aperte attraverso la faglia di Norcia (reticolo di 1 m). Si noti al centro il piano di faglia subverticale tra le ghiaie del conoide dell'UMG a sinistra e i colluvi tardolocenici e storici a destra. Questa faglia, in epoca storica, ha causato sia il terremoto del 1703 che quello del 99 a.C.

BP. Nel complesso, tenendo presente qualche *hiatus* sedimentario e la presenza di un altro evento ben databile intorno a 7500 anni BP, la ricorrenza per questa classe di magnitudo di terremoti sulla faglia di Norcia è stata stimata intorno a 1800 anni.

Così come a Norcia, anche i bordi del bacino del Pleistocene inferiore-medio di Cascia sono sviluppati lungo faglie NNO-SSE che ne hanno guidato l'apertura, sprofondando di centinaia di metri la già menzionata paleosuperficie sommitale, qui affiorante a ca. 1100 m s.l.m. nel blocco di letto della faglia orientale (GALLI *et alii*, 2020, *cum bibl.*). Quest'ultima è costituita da due segmenti (CF in Fig. 99) che presentano entrambi lembi discontinui di scarpate di faglia in roccia. Insieme a faglie parallele secondarie, queste faglie hanno ribassato verso SO di 500 m una coppia di paleosuperfici sommitali scolpite nei carbonati marini della dorsale tra Norcia e Cascia. In base a quanto emerso nell'ambito del rilevamento del Foglio, le evidenze stratigrafiche della successione carbonatica indicano rigetti inferiori per l'attività estensionale *post-thrusting*.

L'attività post UMG ed olocenica di queste faglie è testimoniata chiaramente nel segmento meridionale dalla fagliazione di depositi ghiaiosi di versante/conoide intercalati a paleosuoli, tutti databili tra 28 ka BP e l'epoca storica (Fig. 111). Analisi paleosismologiche effettuate nella porzione sommitale di una parete di cava hanno permesso di individuare e datare diversi eventi di fagliazione post UMG, ivi compreso uno compatibile col terremoto del 1703 (GALLI *et alii*, 2020).

Le stesse evidenze di attività si riscontrano sulle tre faglie N145 del M. Alvagnano (Castel Santa Maria, M. Alvagnano, Costa delle Cavalle; Fig. 99-108), che costituiscono la terminazione meridionale del NFS (GALADINI & GALLI, 2000). Anche qui, l'attività a lungo termine delle faglie è suggerita dal rigetto di ca. 400 m della paleosuperficie sommitale che, in questo caso, eguaglia il rigetto geologico



Fig. 111 - Veduta della Cava in località Manigi dopo i crolli del terremoto del 2016. La parete a monte della cava ha esposto la faglia antitetica nel blocco di tetto del sistema principale di Cascia ove questa disloca depositi di versante e di conoide inframmezzati a paleosuoli databili tra 28-8 ka BP. La faglia è subparallela alla fotografia (ONO-ESE) ed immerge di ca. 60° dentro il piano della stessa, tra i calcari mesozoici (in basso) e i depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale-Olocene (in alto). A <sup>3</sup>/<sub>4</sub> dell'immagine, a destra, la faglia disloca anche depositi subaffioranti di epoca moderna (terremoto del 1703: GALLI et alii, 2020).

delle unità carbonatiche meso-cenozoiche del M. Alvagnano, a testimonianza che la faglia ha accumulato il suo rigetto nel corso del Quaternario (GALLI *et alii*, 2020). La buona esposizione e conservazione dei versanti e delle scarpate di faglia in roccia ha inoltre consentito di stimare, tramite profili topografici seriali ad alta risoluzione, un rigetto di 18-24 m della superficie regolarizzata possibilmente dopo 30-27 ka, suggerendo uno *slip-rate* di 0.8 mm/a nel post UMG. Infine, l'esposizione di potenti coltri di depositi di versante fagliati e trascinati sui liscioni carbonatici nel blocco di tetto della faglia, ha permesso di effettuare ulteriori datazioni <sup>14</sup>C ed accertare l'attivazione delle faglie del M. Alvagnano più volte nel corso dell'Olocene ed in particolare nel 1703 (GALLI *et alii*, 2020). Questo dato è avvalorato dai racconti storici di quel terremoto che descrivono la rottura di oltre 2 km del versante del M. Alvagnano (FRANCESCHINI, 1703) e più a sud di quello di Costa delle Cavalle, verso Cittareale (BAGLIVI, 1710). È importante ricordare che deboli rotture lungo le faglie del M. Alvagnano sono state osservate anche a seguito del terremoto del 1979 (MAR-SAN & CERONE, 1980; BLUMETTI, 1995).

Nel complesso, esistono prove convincenti di attività tardo pleistocenica-olocenica sia delle faglie di Cascia che di quelle del M. Alvagnano (CF e MAF in Fig. 99), le quali complessivamente bordano l'area mesosismica dei terremoti del 1599 e del 1979 (Fig. 107). Considerando solo i tratti con evidenze certe di attività post UMG (segmento sud di Cascia e MAF), la sorgente sismica equivalente potrebbe raggiungere ca. 13 km in superficie, compatibile con un evento di  $M_w$  5,9-6,2 (GALLI *et alii*, 2008), simile alla magnitudo stimabile per il 1599 ( $M_w$  6,0 ± 0,4) e il 1979 ( $M_w$  5,8).

In conclusione, i dati geologici avallano la possibilità che il NFS si possa rompere nel suo insieme, da Preci a Cittareale per oltre 30 km, generando terremoti devastanti come il 1703 ( $M_w$  6,9), associati ad importante fagliazione di superficie, ma anche con l'attivazione di segmenti singoli o raggruppati, come nei casi del 1599 e 1979 a sud, e quelli del 1328, 1730 e 1859 a nord, producendo, in queste occasioni, terremoti di magnitudo in genere inferiori a  $M_w$  6,4 e modeste rotture di superficie, non riconoscibili alla scala degli affioramenti.

#### 4. - LA SEQUENZA SISMICA DEL 2016-2017

(a cura di: V. Comerci)

La sequenza sismica è iniziata alle ore 01:36 UTC del 24 Agosto 2016 con un evento di magnitudo momento  $M_w$  6,0, con epicentro ad Accumoli (RI), che non è stato anticipato da alcun *foreshock*. Nello stesso giorno ha fatto seguito un evento di  $M_w$  5,4, con epicentro nel territorio di Norcia (PG). Il 26 Ottobre, altri due terremoti di magnitudo  $M_w$  5,4 e 5,9 sono avvenuti, rispettivamente, a Castelsantangelo sul Nera e ad Ussita, in provincia di Macerata. L'evento più forte della sequenza, che ha raggiunto  $M_w$  6,5, è avvenuto il 30 Ottobre, a Norcia (PG). Considerando anche gli eventi di più bassa magnitudo, nell'area epicentrale, che si estende per circa 80 km di lunghezza, in direzione appenninica, e 20-25 di larghezza (nelle regioni Lazio, Abruzzo, Umbria e Marche), fino al 31 Gennaio 2017, sono stati registrati più di 52.000 eventi (GRUPPO DI LAVORO INGV, 2017), di cui 9 con magnitudo >=5,0, 59 con magnitudo tra 4,0 e 5,0, e quasi 1.000 eventi di magnitudo compresa tra 3,0 e 4,0 (Fig. 112).

Gli ipocentri della sequenza individuati dalla Rete Sismica Nazionale dell'INGV sono stati, in generale, molto superficiali; secondo IMPROTA *et alii* (2019), gli ipocentri dei tre principali eventi (del 24 Agosto, 26 Ottobre e 30 Ottobre 2016) hanno avuto profondità rispettivamente di 4,5, 5,6 e 6,7 km. Anche per questo motivo, oltre ai suddetti motivi e ai fenomeni di amplificazione sismica locale, gli eventi sismici hanno provocato forti danneggiamenti.

I meccanismi focali sono stati generalmente di tipo distensivo, in accordo con il regime tettonico estensionale a cui è soggetta la porzione di catena appenninica coinvolta. Dall'analisi dei primi quattro mesi della sequenza, CHIARALUCE *et alii* (2017) hanno mostrato che gli eventi maggiori sono nucleati alla base di un sistema di faglie normali immergenti a sud-ovest, segmentate da strutture compressive trasversali ereditate che hanno condizionato l'interazione tra i segmenti di faglia e la distribuzione cosismica dello *slip*. Secondo CHIARALUCE *et alii* (2017), l'intero sistema di faglie normali, confinato entro i primi 8 km di profondità, è delimitato alla base da uno strato poco profondo, immergente ad est e spesso 2-3 km (in cui si sono registrati eventi minori e una serie di scosse di magnitudo intorno a 4), che probabilmente disaccoppia la crosta superiore da quella inferiore. L'approfondimento



Fig. 112 - Eventi con magnitudo  $\geq 2$  registrati dalla rete sismica nazionale dell'INGV (http://terremoti.ingv.it/) dal 24 Agosto 2016 al 31 Gennaio 2017.

verso est della base dello strato sismogenico, secondo PORRECA *et alii* (2018), è dovuto al suo coinvolgimento nella struttura compressiva dell'Appennino. Anche LA-VECCHIA *et alii* (2017) hanno raccolto evidenze preliminari sull'esistenza di una superficie di scollamento quaternaria immergente verso est, con geometria *rampflat-ramp*, che sarebbe affiorante nei Monti Simbruini e Sabini, mentre sarebbe più profonda nella zona dei Monti d'Ocre, al di sotto dell'area epicentrale del terremoto de L'Aquila del 2009.

La distribuzione dello *slip* sismico dell'evento del 24 Agosto, secondo TINTI *et alii* (2016), è stata eterogenea e caratterizzata da due zone di scorrimento poco profonde (< di 6 km) con una propagazione della rottura bilaterale (per una lunghezza totale di circa 25 km) e conseguenti effetti di direttività verso nord-nord ovest e sudest rispetto all'epicentro. La zona di scorrimento meridionale è correlabile alla porzione settentrionale del sistema di faglie dei Monti della Laga, mentre quella settentrionale alla faglia del M. Vettore (BACHETTI *et alii*, 1990; GALADINI & GALLI 2000; GALADINI & MESSINA, 2001).

Dall'analisi di dati di interferometria differenziale di immagini SAR (Synthetic Aperture Radar) ALOS2 e Sentinel-1 integrati con un modello di faglia 3-D, LA-VECCHIA *et alii* (2016) hanno ipotizzato la presenza di un sistema tettonico composto dalla parte settentrionale della faglia di M. Gorzano e dalla faglia M. Redentore-M. Vettoretto. Queste due faglie si congiungerebbero alla profondità ipocentrale di 8 km a formare un'unica faglia immergente verso ovest-sudovest. Secondo tale modello, il massimo rigetto di 80-90 cm è stato raggiunto alla profondità di 5-7 km, analogamente a quanto proposto (circa 1 m di massimo *slip* alla profondità di 7 km) da TUNG & MASTERLARK (2018a), che attribuiscono alla maggiore rigidezza delle dolomie triassiche, rispetto alle sovrastanti litologie, il controllo sulla nucleazione del terremoto del 24 Agosto.

Anche i dati di profili sismici a riflessione analizzati da PORRECA *et alii* (2018) mostrano che la sismicità è confinata nel corpo sedimentario dei carbonati e delle evaporiti e che gli eventi principali sono avvenuti alla base dello strato sismogenico (che non va oltre la profondità di 8 - 11 km), all'interno delle evaporiti triassiche. Secondo tali Autori, la geometria delle faglie sismogeniche distensive è caratterizzata da una pendenza elevata (60°-70°) in superficie, che diminuisce progressivamente fino ad essere inferiore ai 50° alle profondità ipocentrali. Tali pendenze risulterebbero maggiori di quelle dei piani di sovrascorrimento (che non superano i 40°) e pertanto confermerebbero l'attitudine delle faglie normali attive a tagliare (nel caso in questione obliquamente) l'arco compressivo della catena Appenninica.

Diversamente da quanto sostenuto da LAVECCHIA *et alii* (2016), secondo CIRELLA *et alii* (2018) l'evoluzione della rottura dell'evento di Accumoli è stata controllata dalla presenza di una struttura tettonica che ha agito come barriera geometrica e reologica e che sulla base della posizione, direzione e immersione, può essere individuata nella rampa laterale del fronte del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-

M.ti Sibillini. Questa interpretazione concorda con quanto proposto da PIZZI *et alii* (2017) e SCOGNAMIGLIO *et alii* (2018), descritto in seguito, e mostra il diverso ruolo che le strutture ereditate possono assumere in funzione del campo di *stress* vigente. Il ruolo vincolante delle strutture compressive che caratterizzano l'architettura della catena appenninica è stato messo in risalto anche da BUTTINELLI *et alii* (2021), secondo i quali la frammentazione del sistema estensionale è dovuto alla geometria irregolare delle faglie normali e delle rampe dei sovrascorrimenti, questi ultimi riattivati parzialmente in senso distensivo durante le sequenze sismiche.

Sulla base di dati geodetici (InSAR e GPS), CHELONI *et alii* (2017) hanno analizzato l'intera sequenza e proposto che i terremoti del 24 Agosto, del 26 Ottobre e del 30 Ottobre siano la conseguenza dell'attivazione sismica di quattro principali "asperità" appartenenti al sistema di faglie immergente verso sud-ovest, associato all'allineamento M. Gorzano-M. Vettore-M. Bove. Il coinvolgimento di faglie secondarie nella sequenza suggerisce una complessa interazione, nel volume crostale attivato, tra le faglie normali principali e le strutture minori con conseguente ripartizione del rilascio sismico.

Sulla base di dati di *strong motion* registrati vicino agli epicentri, PIZZI *et alii* (2017) hanno proposto che la nucleazione e la propagazione della rottura dei terremoti più forti della sequenza siano state controllate dalla segmentazione delle faglie quaternarie orientate NNO-SSE. Per questi Autori i tre eventi principali si sono generati in corrispondenza delle zone di *relay* che fanno da raccordo tra i singoli segmenti di faglia. L'evento del 24 Agosto si sarebbe generato in corrispondenza della *relay ramp* situata tra le faglie dei Monti della Laga e del Cordone del Vettore, l'evento del 26 Ottobre in corrispondenza di una *relay ramp* di importanza secondaria, contenuta all'interno del sistema di faglie M. Vettore-M. Bove, e l'evento del 30 Ottobre in una zona compresa tra la faglia che affiora alla base del M. Vettore (faglia M. Vettore-M. Bove) e quella del Cordone del Vettore, innescando una rottura multipla lungo tutte le faglie interessate già dalle scosse precedenti, compresa probabilmente anche quella dei Monti della Laga.

La zona *relay* tra il sistema di faglie M. Vettore-M. Bove e il Cordone del Vettore corrisponderebbe alla rampa trasversale del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini, più profonda e ad alto angolo, ereditata dalla fase compressiva appenninica mio-pliocenica. Tale struttura avrebbe agito come barriera alla propagazione della rottura dei primi due eventi, definendo un'area di grande concentrazione di *stress*, fino a originare la rottura dell'evento del 30 Ottobre che avrebbe attraversato la barriera stessa. Gli Autori hanno anche suggerito che la giovane faglia del Cordone del Vettore abbia iniziato a tagliare la barriera del *thrust* OAMS e a mettere in connessione i due sistemi di faglie maggiormente strutturati del M. Vettore-M. Bove e dei Monti della Laga. L'evidenza che lo *slip* cumulato cosismico mostri un massimo in corrispondenza della faglia del Cordone del Vettore (sia da dati di inversione dello scorrimento che da dati di rottura superficiale), sug-

gerisce che questa stia crescendo più rapidamente delle faglie adiacenti.

SCOGNAMIGLIO et alii (2018) hanno studiato la propagazione della rottura del terremoto del 30 Ottobre attraverso l'analisi di sismogrammi e dati GPS ottenuti da dense reti locali. La struttura sismogenica è risultata costituita da una faglia principale, appartenente al sistema M. Vettore-M. Bove, avente direzione N155 e immersione 47° a sud-ovest e da una faglia secondaria orientata N210 e immergente 36° a nord-ovest. La rottura cosismica sarebbe iniziata lungo il sistema M. Vettore-M. Bove e si sarebbe propagata su entrambi i piani di faglia con velocità simile e con rigetti massimi entrambi di circa 3 m. La rottura cosismica si sarebbe poi propagata verso sud-est, rompendo nuovamente la stessa porzione di faglia che si era attivata il 24 Agosto. Nel complesso, dal modello di rottura ricostruito deriva che il 30 Ottobre si sarebbero attivati tre differenti sistemi di faglia, compresa, per inversione cinematica, la porzione profonda della locale rampa di sovrascorrimento dell'OAMS, vergente a nord-nordest. L'articolata interazione tra i piani di sovrascorrimento mio-pliocenici e le faglie normali sintetiche e antitetiche orientate NNO-SSE che delimitano i bacini di Norcia e Castelluccio, è documentata anche da dati strutturali (PIERANTONI et alii, 2013; VILLANI et alii, 2018b) e da indagini geofisiche (VILLANI et alii, 2019). Dopo aver rilocalizzato con maggiore precisione gli oltre 10.500 aftershock degli eventi principali di Amatrice, Visso e Norcia, IM-PROTA et alii (2019) hanno ricostruito la complessa e segmentata architettura delle faglie principali e subordinate, vincolando i modelli di rottura. I dati sismici mostrano la riattivazione e l'inversione cinematica di una struttura listrica immergente verso O-NO, riferibile al sovrascorrimento OAMS, che ha controllato la segmentazione delle faglie normali sismogeniche. La ripartizione spaziale degli aftershock evidenzia che la rampa laterale di tale sovrascorrimento abbia controllato in modo duale la propagazione della rottura, agendo prima da barriera per gli eventi del 24 Agosto e del 26 Ottobre e poi da asperità per l'evento del 30 Ottobre (come già osservato da PIZZI et alii, 2017 e SCOGNAMIGLIO et alii, 2018). IMPROTA et alii (2019) hanno ipotizzato anche che il terremoto del 26 Ottobre abbia riattivato la parte profonda del thrust preesistente, essendo orientata in modo favorevole allo scorrimento. La distribuzione degli aftershock mostra, inoltre, che gli eventi di Amatrice di M., 5,4 e quello principale di Norcia hanno rotto due distinte faglie antitetiche a 3-4 km di distanza, indicando, quindi, che nella modellizzazione del terremoto di Norcia siano da considerare sia la struttura trasversale del thrust OAMS che la sua faglia antitetica. BUTTINELLI et alii (2021), analizzando oltre 190 linee sismiche, centinaia di analisi gravimetriche, la sismicità della sequenza e la geologia in 3D, hanno potuto osservare che molte delle faglie distensive pre-thrusting risultano decapitate e trasportate passivamente lungo le superfici dei thrust. In particolare, secondo tali Autori, la faglia del Vettore taglierebbe il thrust OAMS con rigetti inferiori alla risoluzione della sismica. Il terremoto del 30 Ottobre si sarebbe generato per inversione tettonica di tale thrust e avrebbe poi rimobilizzato la più superficiale faglia del Vettore. Anche il terremoto del 24 Agosto sarebbe nucleato con analogo meccanismo, lungo il *thrust*, più meridionale, dell'Acquasanta. Tali Autori, in definitiva, mettono in evidenza l'importanza avuta dall'orientazione delle strutture in funzione del campo di *stress*, come osservato anche da CIRELLA *et alii* (2018).

L'evento di magnitudo M<sub>w</sub> 6,5 è stato analizzato sulla base di dati InSAR, GPS, sismologici e geologici da BIGNAMI et alii (2019), i quali hanno rilevato che la superficie affetta da deformazione cosismica si estende per più di 1.000 km<sup>2</sup>, per un volume coinvolto di circa 6.000 km<sup>3</sup>, e che la sismicità si è ampiamente distribuita nell'hangingwall del sistema di faglia principale e delle sue faglie antitetiche coniugate, al di sopra di uno strato evaporitico che agisce da limite inferiore, inibendo l'attivazione sismica di volumi maggiori. Il volume di roccia ribassato (fino a 100 cm nel depocentro) è risultato 7,5 volte quello sollevato e la componente verticale dello spostamento è stata maggiore di quella orizzontale, coerentemente con la direzione di massimo sforzo litostatico. Il movimento cosismico registrato richiede la presenza di un volume equivalente disponibile in profondità in grado di assorbirlo. Tale squilibrio volumetrico può essere interpretato come l'evidenza della presenza nella crosta superiore fragile di un volume dilatato, risultato delle microfratture generatesi durante il periodo intersismico (DOGLIONI et alii, 2011), il cui collasso gravitazionale avrebbe generato il terremoto, secondo il meccanismo dei graviquake proposto da DOGLIONI et alii (2015).

Sulla base di dati di terreno, distribuzione degli *aftershock*, dati GPS e InSAR, CHELONI *et alii* (2019b) hanno proposto l'attivazione simultanea della faglia principale del M. Vettore-M. Bove e di almeno due faglie secondarie antitetiche, secondo uno stile tettonico tipo *half-graben*, come modello del processo di rottura del terremoto del 30 Ottobre. Tale modello risulta coerente con gli effetti di deformazione e di fagliazione superficiali cosismiche indotte dall'evento.

Anche secondo CINTI *et alii* (2019) il *pattern* di rotture in superficie del 2016 è correlato al movimento cosismico generato lungo i piani di immersione ad alto angolo delle faglie sismogeniche. Infine, PORECA *et alii* (2020) hanno presentato un modello geologico 3D dell'area tra la piana di Castelluccio e l'affioramento del *thrust* OAMS, basato su 14 sezioni geologiche profonde fino a 3 km, che mostra la relazione tra le faglie normali che si sono attivate e il sovrascorrimento OAMS. Secondo gli Autori il sistema di faglie sismogeniche distensive continua nel *footwall* del *thrust* dislocandolo.

La sequenza sismica è proseguita anche nel 2017, con quattro eventi avvenuti il 18 Gennaio, con epicentri a Montereale, Capitignano, Pizzoli e Cagnano Amiterno, tutti in provincia de L'Aquila, rispettivamente di  $M_w$  5,1, 5,5, 5,4 e 5,0 (Fig. 112). Sulla base di dati geodetici, sismologici e geologici, CHELONI *et alii* (2019a) hanno individuato nel segmento meridionale del sistema di faglie distensive dei Monti della Laga e, in particolare, nella faglia di Campotosto, la struttura responsabile della sequenza, caratterizzata da uno *slip* medio di circa 40 cm avvenuto ad una profondità inferiore ai 5 km. Secondo BUTTINELLI *et alii* (2021), invece, le strutture distensive sismogeniche sarebbero decapitate dal *thrust* dell'Acquasanta, in quanto si tratta di faglie normali ereditate e riattivate. FALCUCCI *et alii* (2018) hanno analizzato dati geologici, geomorfologici, aerofotografici, geodetici (DInSAR e GPS) e di sismicità storica per stimare quanta parte della faglia di Campotosto si sia attivata durante le sequenze del 2009 e del 2016-2017. Il momento sismico residuale del *gap* sismico di Campotosto corrisponderebbe, secondo tali Autori, ad un terremoto di  $M_w$  6,4-6,6.

#### 4.1. - Il ruolo dei fluidi nell'attivazione degli eventi sismici della sequenza

Vari Autori hanno analizzato il ruolo della diffusione dei fluidi nell'attivazione degli eventi sismici della sequenza. ALBANO *et alii* (2019), usando i dati preliminari del terremoto del 24 Agosto hanno sviluppato un modello numerico per valutare in modo speditivo il contributo della pressione di poro al rilascio degli *aftershock*, dopo l'evento principale. I risultati della simulazione mostrano che sulla base di informazioni preliminari post sismiche sia possibile sviluppare un modello in grado di descrivere approssimativamente, ma rapidamente, l'evoluzione temporale delle condizioni di sovrappressione, che rappresentano un meccanismo cruciale nella formazione degli *aftershock*. WALTERS *et alii* (2018) suggeriscono che la migrazione dei fluidi, controllata dalla complessità del sistema di strutture tettoniche, abbia determinato il *timing* della sequenza dei terremoti principali.

Secondo CHIARABBA *et alii* (2018), gli eventi del 24 Agosto e del 30 Ottobre sono avvenuti su faglie riattivate da alte pressioni di poro nel *footwall*, come indicato dalle anomalie positive di Vp/Vs. La porzione di faglia che ha generato il terremoto di Norcia, infatti, è stata inclusa nel volume di roccia caratterizzato da sovrappressioni. TUNG & MASTERLARCK (2018b) hanno osservato che dopo il terremoto del 24 Agosto gli *aftershock* hanno migrato gradualmente verso l'ipocentro del terremoto del 26 Ottobre a una velocità di 0,4 km al giorno, presumibilmente con il propagarsi del fronte delle pressioni di poro fluire sia orizzontalmente che verticalmente verso l'ipocentro del 26 Ottobre, destabilizzando il volume di roccia intorno. Gran parte degli *aftershock* si sarebbero concentrati nelle zone di depressurizzazione cosismica dove i fluidi convergono e, pertanto, è presumibile che lo *stress* poroelastico abbia contribuito alla nucleazione del terremoto del 26 Ottobre e determinato il periodo intersismico a partire dal terremoto del 26 Agosto.

Più in generale, la relazione tra variazioni idrogeologiche e idrogeochimiche e la sequenza sismica del Centro Italia è stata descritta da molti Autori (si veda ad esempio BARBERIO *et alii*, 2017; CHECCUCCI *et alii*, 2017; DE LUCA *et alii*, 2018; PETITTA *et alii*, 2018; ROSEN *et alii*, 2018; MASTRORILLO *et alii*, 2019; VALIGI *et alii*,

262

2019, 2020; DI MATTEO *et alii*, 2020), alcuni dei quali hanno proposto anche l'individuazione di potenziali precursori sismici.

### 4.2. - FAGLIAZIONE SUPERFICIALE PRODOTTA DAGLI EVENTI SISMICI DELLA SEQUENZA

In occasione dell'evento del 24 Agosto ( $M_w$  6,0), lungo il versante occidentale del M. Vettore si sono verificate rotture del terreno (Fig. 113) che sono state interpretate come fagliazione superficiale (LIVIO *et alii*, 2016; PUCCI *et alii*, 2017; BROZ-ZETTI *et alii*, 2019). Le caratteristiche di tali rotture superficiali, aventi un rigetto medio di circa 13 cm (localmente aumentato da movimenti gravitativi superficiali) e una lunghezza complessiva di 5,2 km (5,8 km secondo BROZZETTI *et alii*, 2019),

concordano, tra l'altro, con le curve di regressione empiriche (e.g. WELLS, 2015) tra Magnitudo e parametri di rottura.

La complessa e spettacolare fagliazione superficiale prodotta dall'evento del 30 Ottobre 2016 (Fig. 114) è stata descritta e studiata da diversi Autori.

Il gruppo di lavoro Open EMERGEO, composto da 130 persone appartenenti a 25 enti di riuniversità cerca е europei, successivamente all'evento del 30 Ottobre, ha mappato alla scala 1:25.000 tutti gli effetti di fagliazione superficiale cosismici, sulla base di 11.000 fotografie prese da elicottero e più di 7.000 misure di terreno. È stato delineato un complesso pattern di rotture superficiali allineate lungo il sistema di faglie del M. Vettore-M. Bove per circa 28 km. È stato individuato un sistema principale avente una direzione compresa tra N135° e N160° e immersione verso sud-ovest, e un sistema subordinato con direzione compresa tra N320° e N345° e im-



Fig. 113 - Rottura superficiale indotta dal terremoto del 24/08/2016 sul M. Vettoretto, in corrispondenza di una evidente superficie di faglia orientata NNO - SSE e immergente a SO.

mersione verso nord-est. Sono state rilevate tutte le caratteristiche geometriche e cinematiche delle rotture del sistema di faglie attivatosi. Considerando tutte le rotture, nel complesso la fagliazione superficiale ha raggiunto una lunghezza di 46 km e interessato un'area estesa più di 400 km<sup>2</sup> (si veda CIVICO *et alii*, 2018 e VILLANI *et alii*, 2018a). Un'ulteriore mappatura degli effetti di fagliazione superficiale indotta



Fig. 114 - Rigetto cosismico della faglia presente lungo il versante occidentale del M. Vettore. Il nastro di faglia bianco è stato esumato dagli eventi del 24 Agosto (fino a oltre 20 cm) e del 30 Ottobre 2016 (fino a un massimo di oltre 200 cm).

dai tre eventi del 24 Agosto, 26 Ottobre e 30 Ottobre 2016 è stata eseguita da GORI *et alii* (2019).

Dall'analisi della fagliazione superficiale indotta dall'evento di Norcia, VILLANI *et alii* (2018a) hanno rilevato un maggiore scorrimento lungo poche faglie principali, con conseguente asimmetria lungo la direzione del sistema di rotture e un maggiore gradiente verso sudest. Lungo la faglia del Cordone del Vettore, lunga circa 5 km, si sarebbe verificato circa il 40% di tutto lo scorrimento cosismico osservato. Gli stessi Autori attribuiscono la causa di tale *pattern* all'eterogeneità dello *slip* in profondità e alla segmentazione del sistema di faglie M. Vettore-M. Bove, dovuto al-l'interazione tra sovrascorrimenti ereditati e adiacenti faglie normali.

Secondo DI NACCIO et alii (2019), invece, sulla base di analisi geologiche, geomorfologiche e di stabilità, le fratture cosismiche sono distribuite lungo le aree più instabili del versante occidentale del M. Vettore, e possono essere parzialmente attribuibili a movimenti gravitativi, compattazione e fratture secondarie indotti dallo scuotimento. Anche DELORME et alii (2020), sulla base di dati ottici satellitari a risoluzione inferiore al metro, InSAR, GPS, osservazioni di terreno e del modello di rottura da questi derivato, hanno analizzato le deformazioni avvenute in superficie lungo la rottura superficiale e nel suo intorno, concludendo che processi gravitativi hanno localmente interferito con i processi tettonici, comunque dominanti. WILKINSON et alii (2017), avendo ubicato ricevitori GNSS nel footwall e nell'hangingwall del sistema di faglie M. Vettore-M. Bove dopo l'evento del 24 Agosto, hanno potuto osservare un chiaro legame spazio-temporale tra i loro dati registrati il 30 Ottobre e i dati InSAR, GPS regionali, di sismicità e di rottura superficiale. Tali dati mostrano che le rotture superficiali osservate sono dovute alla propagazione in superficie dello scorrimento avvenuto in profondità. Lo scorrimento in superficie ha cessato entro 6-8 secondi dal momento in cui ha originato il terremoto, indicando che il principale meccanismo di rottura non può consistere in fenomeni gravitativi. WEDMORE et alii (2019) hanno realizzato rilievi LiDAR terrestri prima e dopo il terremoto del 30 Ottobre e hanno potuto constatare con precisione centimetrica che il movimento verticale è avvenuto essenzialmente lungo la faglia (per l'86%), mentre quello orizzontale è distribuito in una fascia larga circa 8 m con circa il 50% del movimento avvenuto al di fuori del piano di faglia. Anche PEROUSE et alii (2018) giungono alla conclusione che la rottura in superficie del 30 Ottobre sia il risultato dello scorrimento sismico in profondità. Dall'analisi fotogrammetrica e geodetica lungo una porzione di 6 km del sistema di faglie del M. Vettore, tali Autori hanno misurato una traslazione orizzontale del footwall verso E-NE di oltre 40 cm e un suo sollevamento di oltre 10 cm, mentre una traslazione orizzontale dell'hangingwall verso nord-ovest, parallelamente al piano di faglia, di oltre 25 cm e una sua subsidenza di oltre 115 cm. Il massimo rigetto cosismico è stato rilevato vicino lo Scoglio dell'Aquila sia per il terremoto del 24 Agosto ( $22 \pm$ 4 cm) che del 20 Ottobre (184  $\pm$  6 cm).

Sulla base di analisi paleosismologiche, CINTI *et alii* (2019) hanno anche riconosciuto sette eventi di magnitudo analoga a quella del 30 Ottobre 2016 (o superiore) negli ultimi 22.000 anni, con un tempo di ricorrenza medio di 3.360-3.640 anni, mentre negli ultimi 4.000 anni l'intervallo di ricorrenza sarebbe stato più corto e pari a 1.220-1.970 anni. Il sistema di faglie studiato mostra l'inizio dell'attività nel Pleistocene medio-superiore e uno *slip rate* di 0,26-0,38 mm/anno lungo la faglia principale nella porzione centrale del sistema di faglie M. Vettore-M. Bove. Analogamente, GALLI *et alii* (2019b), sempre a seguito di analisi paleosismologiche, hanno determinato un tempo di ritorno pari a circa 1.800 anni e individuato nel terremoto del 443 AD il probabile precedente evento di magnitudo comparabile (o forse anche più forte). Le rotture in superficie indotte dagli eventi del 24 Agosto e del 30 Ottobre, che si sono verificate in parte lungo la stessa scarpata cosismica (PEROUSE *et alii*, 2018; WALTERS *et alii*, 2018), hanno avuto un rigetto massimo, rispettivamente, superiore a 28 cm e 210 cm (CIVICO *et alii*, 2018; VILLANI *et alii*, 2018b; BROZZETTI *et alii*, 2019).

# VIII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA E IDROGEOLOGIA

#### 1. - FENOMENI FRANOSI

(a cura di: E. Di Luzio, V. Fiano, P.M. Guarino)

Nell'area del Foglio 337 "Norcia", sono stati rilevati e mappati numerosi fenomeni franosi, caratterizzati da una distribuzione disomogenea nei differenti ambiti fisiografici del Foglio. Come previsto dalle Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale (Quaderno 2 serie III e successivi aggiornamenti), nella carta geologica sono stati riportati solo i depositi di frana di spessore ed estensione areale significativi, cartografabili alla scala 1:50.000. Tali fenomeni sono stati differenziati, sulla base dell'età, in depositi di frana e depositi di frana antichi, questi ultimi attribuiti ai sintemi riconosciuti nelle diverse aree (OLT<sub>a1</sub>, MTI<sub>a1</sub>).

Le frane presenti nell'area del Foglio 337 "Norcia" sono riconducibili a varie tipologie dei sistemi di classificazione più utilizzati (VARNES, 1978; CRUDEN & VAR-NES, 1996; HUNGR *et alii*, 2001, 2014) e, nel territorio in esame, si diversificano per tipo e frequenza in ragione di alcuni fattori predisponenti quali l'acclività dei versanti, l'energia di rilievo, le condizioni tettonico-strutturali, lo stato di alterazione e di fratturazione delle rocce, le caratteristiche di permeabilità e, in modo particolare, la litologia delle formazioni affioranti. Tra i principali fattori d'innesco di tali movimenti franosi vanno sicuramente annoverate le sollecitazioni dinamiche prodotte dagli eventi sismici (*e.g.* MARTINO *et alii*, 2019) e l'andamento delle precipitazioni atmosferiche.

Facendo riferimento ai fenomeni di dissesto di origine gravitativa più rappresentativi, di seguito si riporta una rassegna sintetica delle principali frane ricadenti nei diversi settori del Foglio. Nel settore orientale del Foglio entro la successione torbiditica della *formazione della Laga*, nei rilievi in sinistra idrografica del Fiume Tronto prevalgono i termini più arenacei, che danno origine a dorsali montuose, la cui incisione, ad opera dei corsi d'acqua, determina la presenza di strette valli dal profilo trasversale a "V", bordate da versanti da molto acclivi fino a subverticali. Al contrario, sul fianco destro del medesimo fiume, e in particolare nel settore meridionale del Foglio, prevalgono i litotipi più francamente pelitici e di conseguenza i rilievi sono contraddistinti da versanti generalmente meno acclivi.

Nelle litologie a prevalente componente pelitica i cinematismi più diffusi sono i colamenti, gli scorrimenti rotazionali e rototraslazionali e quelli di tipo complesso. Nei litotipi arenacei prevalgono, invece, i crolli, i ribaltamenti e gli scorrimenti planari di blocchi rocciosi, a luoghi anche di notevoli dimensioni.

Vasti corpi di colamento sono presenti nelle aree di Poggio D'Api, Illica, Poggio Casoli, San Capone e Monte l'Inversaturo, impostati generalmente nella successione a componente essenzialmente pelitica. Nelle stesse aree si osservano anche processi di scorrimento che, in funzione dell'assetto strutturale, in particolar modo riguardo la disposizione della stratificazione rispetto all'andamento del versante (CACCIUNI *et alii*, 1995), possono assumere carattere sia planare che rotazionale. A luoghi gli scorrimenti evolvono, nei settori di fondovalle, in colamenti estremamente lenti. Nel complesso l'evoluzione dei suddetti colamenti è controllata dalle pendenze del substrato stabile e dalle variazioni stagionali delle pressioni interstiziali. I corpi di accumulo di ciascuna colata, variamente sviluppati, possono divenire coalescenti, dando origine a bacini franosi complessi (come ad esempio nelle località di Illica e Poggio d'Api), che raggiungono estensioni areali ragguardevoli, anche di diversi km<sup>2</sup>, caratterizzati da una tendenza evolutiva, in senso spaziale, alla retrogressione e a un generale ampliamento di entrambi i margini laterali.

Le ripide pareti vallive, che si impostano sui livelli più francamente arenacei della successione della Laga, sono interessate, invece, da diffusi fenomeni di scivolamento planare o scorrimento di cunei rocciosi, di crollo e ribaltamento di blocchi (*toppling*). Laddove la spaziatura delle discontinuità tettonico-strutturali e lo spessore della stratificazione sono maggiori, il volume dei blocchi mobilizzati aumenta e alimenta estesi corpi di "deposito di versante e detrito di falda a grossi blocchi" (a, a<sub>3</sub>), come nelle aree di Arquata del Tronto e Trisungo. Di contro, nei luoghi in cui la componente lapidea risulta interessata da intensa fratturazione, si assiste alla formazione di detriti di versante a granulometria più fine (a). Nel caso in cui gli accumuli di frana di crollo/ribaltamento o di scorrimento si vadano a sovrapporre ai corpi di colamento, può accadere che i singoli massi o gruppi di blocchi rocciosi vengano trasportati passivamente anche per lunghe distanze dall'area di origine. Sempre nella sponda destra del Tronto, a sud di Grisciano, sono stati osservati fenomeni di colamento e scivolamento di limitata estensione che hanno coinvolto depositi di versante detritici e detritico-colluviali (a). Una annotazione particolare merita l'enorme accumulo di frana antica di Pretare e Piedilama, a nord del comune di Arquata del Tronto (MTI<sub>a1</sub>), in gran parte esterno al Foglio, ad eccezione della porzione su cui sono ubicati gli abitati sopra citati. Il deposito è composto da un numero elevato di blocchi carbonatici di dimensioni variabili da pochi m<sup>3</sup> fino a centinaia di m<sup>3</sup>, immersi in una matrice sabbioso-ghiaiosa. TORTORICI *et alii* (2019) interpretano la frana di Pretare-Piedilama come il risultato di processi di *debris-flow* avvenuti nel corso del Pleistocene superiore. Tuttavia, in base alle caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche dei depositi ed ai parametri morfometrici dell'area di accumulo, nonché per evidenze di *run-up* sui versanti circostanti, la frana di Pretare-Piedilama potrebbe essersi generata in seguito al distacco ed al collasso di una grande massa di materiale carbonatico dal versante sud-orientale del M. Vettore, successivamente propagatasi nel fondovalle attraverso un meccanismo di *rock-avalanche* (e.g. HUNGR *et alii*, 2001).

A valle dell'abitato di Piedilama la valanga detritica appare rimaneggiata e coinvolta in processi di mobilizzazione successivi alla fase originale di accumulo, probabilmente riconducibili a flussi granulari ad alta concentrazione e notevole mobilità, con meccanismi di trasporto e messa in posto ascrivibili a eventi di *debris flow*.

Il settore centro-occidentale del Foglio 337 "Norcia" presenta, a sua volta, proprie peculiarità relative alle forme del paesaggio, ai processi di modellamento prevalenti ed al ruolo dei fenomeni franosi, in conseguenza del fatto che, a differenza del settore orientale del Foglio, in quest'area il substrato geologico è costituito dalle unità calcareo-silico-marnose meso-cenozoiche della successione umbro-marchigiana, che in corrispondenza del fronte orientale dei M.ti Sibillini, sovrascorre, verso est, sulle unità torbiditiche messiniane di avanfossa della formazione della Laga. In questo settore, infatti, il territorio ad ovest del tratto meridionale della catena dei M.ti Sibillini è caratterizzato da una morfologia molto articolata, con dorsali montuose contraddistinte prevalentemente da aree sommitali con dislivelli topografici piuttosto modesti e a luoghi tabulari o da linee di cresta abbastanza smussate e valli piuttosto incise (F. Sordo, F. Corno, torrente La Pescia). Molto caratteristiche appaiono le conche intermontane della Piana di S. Scolastica e del Piano Grande di Castelluccio, di cui solo il settore più meridionale ricade nel Foglio, separate tra di loro dalla dorsale M. Valle Sirica (1.714 m) - M. Ventosola (1.718 m). All'interno di questo settore le frane sono poco diffuse e poco rilevanti dal punto di vista della superficie interessata e degli effetti sul territorio, ad eccezione dei movimenti franosi in località Valaccone e lungo la valle del torrente La Pescia.

Il primo, ubicato nella porzione centrale del Piano di S. Scolastica, a sud della zona industriale di Norcia, consiste in una frana antica posta sul versante NO del Poggio Valaccone. Il movimento franoso coinvolge depositi clastici poggianti sulla *Maiolica*. Alla base del corpo di frana è segnalata la linea sorgiva del Torbidone. Il dissesto si presenta in condizioni di stabilità ed è caratterizzato da vegetazione d'alto fusto e attraversato da un antico sentiero poderale.

In sinistra orografica del torrente La Pescia, in località Colli Bianchi, si osservano diverse frane, tra le quali spiccano due estesi movimenti gravitativi lungo il versante nord-orientale del M. Alvagnano. Le frane cartografate sono riconducibili per lo più a scivolamenti rotazionali/traslativi quiescenti; esse si sviluppano prevalentemente in corrispondenza di una faglia che ribassa verso NE la successione di M. Alvagnano, creando un gradino morfologico in corrispondenza del quale vengono a giorno numerose sorgenti, tra cui F.te Orlano, F.te dell'Orso e F.te Sorriento.

In corrispondenza delle principali scarpate in roccia si osservano crolli e ribaltamenti localizzati, non cartografabili alla scala del Foglio. A Nottoria fenomeni di crollo e ribaltamento hanno interessato ripetutamente la parete in conglomerati fluviali aggettante sulle case; la parete è stata parzialmente interessata da interventi di protezione con reti e cavi in aderenza. Crolli e ribaltamenti di blocchi si sono verificati anche in occasione della crisi sismica del 2016-2017.

Infine si segnalano le colate rapide di fango e/o detrito che negli anni 2012 e 2015, in concomitanza di eventi piovosi intensi verificatisi nel periodo estivo, hanno interessato le frazioni di San Pellegrino, Nottoria e l'area allo sbocco del Fosso Capregnole (COMUNE DI NORCIA, 2019).

I movimenti gravitativi appaiono maggiormente diffusi lungo i ripidi versanti orientali della dorsale dei M.ti Sibillini, in corrispondenza della fascia di rilievi, disposta in direzione NNE-SSO, che si sviluppa da M. Prato (1.811 m) a M. Forciglietta (1.641 m), passando per M. La Croce (1.530 m), M. Ciambella (1.431 m) e M. Macchialta (1.751 m). Questa fascia corrisponde alla porzione più avanzata del fronte di sovrascorrimento della successione umbro-marchigiana sui depositi torbiditici messiniani, dove le unità risultano fortemente deformate, piegate e tettonizzate. L'intensa fratturazione delle rocce, unitamente all'elevata energia del rilievo, favoriscono i processi erosivi e i movimenti gravitativi di massa. Da Colleposta, procedendo in direzione nord-est, i fenomeni principali che si incontrano sono di seguito riportati, facendo riferimento alle località da essi maggiormente interessate.

- Frazione di Villanova (a monte della strada di collegamento con Accumoli, in direzione del Santuario di S. Giovanni). In questa località sono stati riscontrati crolli e colate di detrito con fronti di dimensioni superiori al centinaio di metri e con il distacco anche di megablocchi che si spingono verso valle per alcune decine di metri invadendo le aree sottostanti. In quest'area, i litotipi calcareomarnosi delle formazioni della *Scaglia Rossa*, *Scaglia Bianca*, *Marne a Fucoidi* e *Maiolica* si rinvengono in successione rovesciata con strati fortemente inclinati. L'origine dei fenomeni è da ricercarsi nell'assetto strutturale della successione, che vede l'area in oggetto compresa tra il fronte rovescio dell'anticlinale di rampa ed alcune linee tettoniche antiappenniniche che portano in affioramento in finestra le *marne con Cerrogna*.
- Pescara del Tronto (AP), settore medio-inferiore del M. Macchialta. Nell'area, oggetto di studi di approfondimento effettuati da ISPRA per il Dipartimento di

Protezione Civile (AMANTI *et alii*, 2017), sono state individuate le seguenti tipologie di movimenti franosi: 1) frane di crollo e/o ribaltamento; 2) frane di scorrimento; 3) *rock-avalanche*; 4) colate di detrito.

- I crolli e/o ribaltamenti risultano localizzati e hanno subito un incremento a seguito degli eventi sismici del 2016-2017. Essi hanno parzialmente interessato la porzione litoide del travertino, caratterizzato da fratture e cavità, affiorante lungo la scarpata soprastante la SS 4 Salaria e in quella in destra idrografica del Rio Cavone, mobilizzando blocchi di dimensioni da metriche a decametriche, che si sono accumulati alla base del pendio. Frane della stessa tipologia si sono manifestate anche lungo le scarpate che sovrastano la SS 4 e la SP 129, modellate nei litotipi, da fratturati a molto fratturati, appartenenti essenzialmente all'associazione arenaceo-pelitica I (LAG<sub>4d</sub>) ed in corrispondenza delle pareti rocciose carbonatiche affioranti a nord di Pescara del Tronto.
- Le frane di scorrimento, diverse delle quali innescate dagli eventi sismici del 2016-2017, hanno uno spessore da metrico a plurimetrico. Esse sono localizzate prevalentemente lungo il versante che sovrasta la SS 4 e in corrispondenza della scarpata in destra del Rio Cavone, interessando sia gli ammassi rocciosi arenaceo-pelitici (LAG<sub>4d</sub>), sia i litotipi travertinosi. Riguardo quest'ultimi, è interessante notare che i movimenti iniziali si sono impostati sulla litofacies dei travertini semicoerenti, il cui repentino cedimento ha richiamato i soprastanti corpi litoidi secondo traiettorie compatibili con scorrimenti di tipo traslativo.
- I fenomeni di *rock avalanche* sono testimoniati dall'accumulo di frana antica, di spessore pluridecametrico (MTI<sub>a1</sub>), affiorante nella parte settentrionale dell'abitato di Pescara del Tronto. Il corpo di frana, ormai stabilizzato e sospeso sul fondovalle, è costituito da elementi eterogenei (appartenenti alle formazioni carbonatiche affioranti sul versante sud-orientale del M. Macchialta), eterometrici (anche blocchi plurimetrici) e a spigoli vivi, con tessitura da *matrix* a *clast supported*.
- Il versante sud-orientale del M. Macchialta è, inoltre, interessato da numerose colate di detrito/debris flow (i) antiche e recenti, generalmente non cartografabili alla scala del Foglio. Le colate più recenti sono prevalentemente concentrate lungo le principali linee d'impluvio localizzate a monte di Pescara del Tronto. Le aree sorgenti hanno un'elevata pendenza, sono scarsamente vegetate e contraddistinte dalla presenza di detrito sciolto; le aree di accumulo, sono caratterizzate da pendenze più basse, generalmente comprese tra i 900 e gli 800 m di quota s.l.m. I depositi, di spessore metrico, sono formati da più colate detritiche sovrapposte e coalescenti, costituite da ghiaie e blocchi poligenici carbonatici subangolosi con scarsa matrice.
- Vezzano, settore inferiore del versante orientale di M. Pellicciara. Sono presenti depositi di frana antica (MTI<sub>a1</sub>), che si estendono da quota 950 m s.l.m. fino alla S.S. 4 Salaria (650 m s.l.m. circa), costituiti da blocchi di brecce di versante, eterometrici, di dimensioni variabili fino a diversi metri cubi, con clasti etero-

metrici, fortemente cementati, costituiti dalle formazioni carbonatiche della successione bacinale umbro-marchigiana, da centimetrici a decimetrici, a spigoli vivi e diverso grado di smussamento e tessitura *open work*. Lo spessore del deposito risulta molto variabile, da pochi metri a circa 29 metri. Localmente, in affioramento e nelle sequenze campionate durante perforazioni geognostiche (CHIESSI *et alii*, 2020), appaiono maggiormente evidenti le caratteristiche deposizionali legate a meccanismi di messa in posto a seguito di più eventi da *debris flow*. Nel complesso, si tratta di un deposito relitto, inattivo.

- M. Forciglietta, versante nord-orientale, località Fonte Cappella e Sorgente Gagliola. Sono presenti depositi di frana molto estesi, di lunghezza anche superiore al chilometro, originati da frane di scorrimento che hanno mobilizzato i depositi di detrito di falda.

Le frane di Vezzano, Pescara del Tronto e Pretare-Piedilama, sono state oggetto di uno studio di approfondimento effettuato da ISPRA per l'aggiornamento dello studio di Micozonazione sismica di Livello 3 del Comune di Arquata del Tronto (AP); per ulteriori approfondimenti si rimanda a tale studio (CHIESSI *et alii*, 2020).

## 2. - IDROGEOLOGIA

(a cura di: C. Di Salvo, L. Martarelli, A. Pietrosante)

L'area compresa nel Foglio 337 "Norcia" ricopre due distinti domini idrografici e idrogeologici, aventi caratteristiche molto diverse in termini di produttività idrogeologica e di direzione dei deflussi superficiali e sotterranei: un settore occidentale, dove prevalgono le unità carbonatiche dei Monti Reatini e Sibillini, ed un settore orientale, dove è predominante la *formazione della Laga* (Fig. 115). La porzione occidentale è drenata dai fiumi Nera e Corno, affluenti del Tevere, mentre la porzione orientale è drenata dal Fiume Tronto. Di particolare interesse è la fascia di transizione tra i due domini, dove sono presenti le principali manifestazioni sorgentizie della zona. Verranno di seguito illustrate le caratteristiche idrologiche ed idrogeologiche dei due domini; saranno inoltre elencati e descritti i complessi idrogeologici, le principali strutture idrogeologiche, le principali direzioni di deflusso sotterraneo e le sorgenti dell'area di studio. Le sorgenti sono state ubicate in carta sulla base della cartografia IGM Serie 25 DB della Carta Topografica d'Italia (scala 1:25.000).

# 2.1. - Studi idrogeologici di riferimento

Tra i primi studi idrogeologici che hanno interessato l'area del Foglio 337 "Norcia", anche se in modo non specifico, GIULIANO & SCIOTTI (1974, 1981) pubblicano





i risultati di una ricerca sulla pianificazione e la gestione delle risorse idriche nell'area del bacino idrografico del Fiume Tevere. La cartografia idrogeologica alla scala 1:200.000 descrive le unità idrogeologiche, la circolazione idrica e le potenzialità idriche dell'area d'indagine. In seguito, BONI & BONO (1982) hanno calcolato l'infiltrazione efficace media annua sugli affioramenti carbonatici del Lazio, Umbria, Marche, Abruzzo e Campania. Quindi, BONI et alii (1986) hanno pubblicato lo Schema idrogeologico dell'Italia centrale, che comprende una cartografia idrogeologica ed una cartografia idrologica alla scala 1:500.000 ed una carta dei bilanci idrologici e delle risorse idriche sotterranee alla scala 1:1.000.000. Inoltre, BONI & PETITTA (1994) hanno calcolato l'infiltrazione efficace e le portate lineari in alcuni bacini dell'Italia centrale. Un contributo allo studio degli acquiferi carsici dell'Appennino centrale viene dato da BONI (2000) e lo stesso BONI (2007) ha valutato le risorse idriche sotterranee dell'Appennino centrale in termini di ubicazione e utilizzo. Più recentemente, BALDONI et alii (2008) hanno redatto una cartografia idrogeologica del territorio della Regione Umbria. Infine, ulteriori dati idrogeologici, quali la portata media, sono stati pubblicati nella documentazione disponibile degli enti gestori della risorsa idrica delle tre regioni che occupano il Foglio, nonché in altre pubblicazioni scientifiche e in cartografia di letteratura (e.g. REGIONE LAZIO, 2004; REGIONE UMBRIA, 2007; CELICO, 2011; CAPELLI et alii, 2012; REGIONE MARCHE, 2014).

# 2.2. - Evoluzione strutturale e quadro idrogeologico regionale

A scala regionale, tre principali fasi tettoniche hanno stabilito i rapporti di giacitura fra domini con differenti caratteri idrogeologici, definendo i limiti attuali delle strutture idrogeologiche (BONI *et alii*, 1986,1988).

- La tettonica del Giurassico inferiore ha portato alla differenziazione di due principali domini di sedimentazione: pelagico carbonatico-silico-marnoso e di piattaforma carbonatica subsidente.
- Nel Miocene superiore il dominio di piattaforma carbonatica si è smembrato in blocchi, separati da profondi solchi riempiti da sedimenti torbiditici. La successione pelagica è stata invece deformata con una sequenza di pieghe che hanno prodotto ampie depressioni separate da dorsali allungate. Tutti questi motivi hanno probabilmente concorso allo sviluppo, all'interno dell'arco umbro-marchigiano-sabino, di falde locali sospese.
- Nella fase tettonica plio-pleistocenica di sollevamento ed emersione della catena il carattere distensivo ha creato profonde depressioni ai margini e all'interno delle dorsali carbonatiche che sono state colmate da depositi prevalentemente alluvionali.

L'assetto idrogeologico delle aree delle dorsali carbonatiche appenniniche è ca-

ratterizzato da estesi acquiferi, la cui permeabilità è molto elevata per fessurazione e carsismo (*e.g.* PETITTA, 2006). Questi acquiferi, i più importanti dell'Appennino, sono estesi per diverse centinaia di km<sup>2</sup> e alimentano sorgenti basali ubicate nelle zone più depresse, dove l'acquifero è tamponato da sedimenti a permeabilità più bassa, costituiti dai depositi terrigeni torbiditici tardo-miocenici o dai sedimenti plio-quaternari di riempimento delle valli fluviali e delle depressioni tettoniche intermontane.

I sedimenti quaternari, costituiti da depositi di versante, depositi alluvionali e sedimenti lacustri e/o palustri, presentano una permeabilità variabile in funzione della granulometria e comunque inferiore a quella degli acquiferi carbonatici, in alcuni casi consentono travasi sotterranei dalle falde degli acquiferi regionali negli acquiferi porosi multistrato.

I terreni carbonatici affioranti hanno ruolo di aree di ricarica delle risorse idriche disponibili nei diversi domini idrogeologici.

## 2.3. - INFORMAZIONI DI CARATTERE TERMO-PLUVIOMETRICO

Dall'analisi dei dati termometrici e pluviometrici nell'intorno dell'area di studio (stazioni Regione Umbria in località Norcia, Serravalle di Norcia, Forsivo e Cascia; Regione Marche in Arquata del Tronto; Regione Lazio in Amatrice; periodo complessivo approssimativo 1951-2019; elaborazioni inedite ISPRA), è stato possibile definire che i mesi in cui si ha la temperatura atmosferica media più bassa sono gennaio-febbraio (circa 0÷2°C), i mesi più caldi sono luglio-agosto (temperatura media circa 17÷20°C) e le temperature medie annue sono di 10÷12°C. È stato possibile anche calcolare l'intervallo di variabilità delle precipitazioni medie annue (1000 mm, con valori tra circa 850÷1250 mm alle diverse quote s.l.m.). Le precipitazioni medie mensili hanno avuto valori massimi assoluti e relativi, rispettivamente, nei mesi di novembre-dicembre (circa 100÷130 mm) e aprile-maggio (circa 40÷80 mm) e gennaio-febbraio (circa 40÷60 mm).

## 2.4. - Dominio a prevalenza di terreni calcarei e calcareo-marnosi

Il dominio idrogeologico occidentale è interessato dalla presenza delle unità carbonatiche dei Monti Sibillini e Reatini, costituite dalle unità della successione Umbro-Marchigiano-Sabina. Questa zona è drenata dai fiumi Nera e Corno; il Fiume Nera è un tributario di sinistra del Fiume Tevere, che riceve a sua volta in sinistra idrografica le acque dei fiumi Corno e Velino. Il Fiume Sordo ed il Torrente Valle Lunga, affluenti di destra del Corno, interessano, con i loro fossi tributari, la parte occidentale del Foglio 337 "Norcia". In particolare, il Fiume Sordo ha origine dalla Piana di Norcia, ha regime perenne ed è interessato da incrementi di portata dovuti a sorgenti di subalveo. Il T. Valle Lunga è un corso d'acqua a carattere stagionale e con portate idriche limitate anche nel periodo invernale, probabilmente poiché il suo alveo poggia direttamente sui terreni delle unità carbonatiche, ad elevato coefficiente d'infiltrazione (aree di ricarica). Nel complesso tutte queste acque sfociano nel Mar Tirreno. I fiumi Nera e Corno rappresentano sorgenti lineari che drenano la struttura carbonatica, con una portata regolare. Un lembo dell'area di studio, a sud, è invece drenata dal Fiume Velino, affluente di sinistra del Fiume Nera più a valle del Fiume Corno, che nasce a nord di Cittareale, alle falde del Monte Pizzuto a quota 1.667 m. s.l.m., e corre al margine tra il dominio idrogeologico carbonatico ed il dominio silicoclastico. Le strutture carbonatiche presentano generalmente un alto grado di permeabilità per fratturazione e carsismo. A questo proposito, il carsismo ipogeo è poco diffuso, come testimoniato dalle poche grotte ufficialmente catastate, mentre sono ampiamente presenti tracce di processi carsici superficiali (soprattutto karren e doline), in particolare nelle aree dove affiorano i calcari massivi del Giurassico inferiore. Laddove non sono interrotte da interstrati marnosi le strutture carbonatiche possono ospitare acquiferi di notevole volume. Spesso la presenza di orizzonti marnosi determina la sovrapposizione di più acquiferi separati da aquicludi a bassa permeabilità.

Al loro interno è possibile distinguere:

- un settore più interno, limitato verso est dall'allineamento Monte Vetica-Monte Frenfano-Monte Cornillo, in cui prevalgono facies legate ad una sedimentazione di bacino pelagico. La successione è costituita da calcari prevalentemente biomicritici alternati a formazioni marnose e silico-marnose. Lo spessore delle formazioni ha una certa variabilità laterale anche in considerazione del paleoambiente in cui si sono deposte, caratterizzato da alti e bassi strutturali all'interno del dominio pelagico.
- un settore più esterno, limitato verso est dal fronte principale del sovrascorrimento dell'arco umbro-marchigiano-sabino, con terreni in facies di transizione bacino-piattaforma in cui si rinvengono ancora i termini presenti nel settore più interno e sono inoltre presenti intercalazioni di lenti o strati regolari di calcareniti, brecce o calcari detritico-organogeni provenienti in parte dagli alti-strutturali ed in parte dalla piattaforma carbonatica (PIERANTONI *et alii*, 2013a). All'interno di questo dominio è inoltre presente la piana endoreica di origine tettonica interessata da carsismo di Castelluccio di Norcia (Piano Grande), tra Norcia e Arquata del Tronto, ai piedi del Monte Vettore e al margine nord del Foglio. Questa piana è sede delle principali forme carsiche epigee dell'area di studio e costituisce un bacino endoreico caratterizzato dalla presenza del Fosso dei Mergani e dell'omonimo inghiottitoio, al margine SO della piana stessa. Le formazioni car-

bonatiche presenti nel suo substrato sono sede di infiltrazione e drenaggio idrico lungo percorsi sotterranei.

A livello regionale, la circolazione nelle unità carbonatiche è sostenuta dalle dolomie triassiche. La frequenza degli intervalli marnosi o marnoso-calcarei e la stratificazione relativamente sottile della successione di ambiente pelagico conferiscono all'insieme dei corpi rocciosi una relativa duttilità. Gli effetti della tettonica compressiva e distensiva hanno contribuito a rompere la continuità laterale delle unità a bassa permeabilità intercalate tra le formazioni calcaree. Tale assetto stratigrafico-tettonico, da un lato conferisce alle unità affioranti nel settore dei Monti Sibillini e Reatini un alto grado di permeabilità per fratturazione e carsismo (permeabilità secondaria), dall'altro la presenza di orizzonti marnosi a bassa permeabilità determina la sovrapposizione di acquiferi che ospitano numerose ma modeste falde sospese. Nel complesso, ove affiorano le unità carbonatiche dei Monti Sibillini, risulta predominante il drenaggio verticale che si realizza preferenzialmente lungo i lineamenti ereditati dalla tettonica distensiva e che trova recapito nelle formazioni calcaree più profonde della paleo-piattaforma del Giurassico inferiore. Queste ultime, rappresentate nell'area del Foglio 337 "Norcia" dal Calcare Massiccio, si trovano al nucleo delle anticlinali, al di sotto della successione umbromarchigiana (BONI et alii, 1986; CAPELLI et alii, 2012; CELICO, 1983). Nelle località di Monte Castello, ad est di San Pellegrino, Monte Sassatelli, Buda, Monte Tolentino, il Sasso, il Calcare Massiccio è presente anche in affioramento. Tra il settore più interno e quello più esterno del Dominio Umbro-Marchigiano-Sabino esiste una certa differenza dei caratteri idrogeologici dovuta alla presenza, in quest'ultimo, di estesi orizzonti calcareo-detritici a granulometria variabile che ne aumentano la permeabilità.

L'infiltrazione efficace media annua per il dominio carbonatico pelagico della successione umbro-marchigiana è stimata in 500÷700 mm/anno mentre il ruscellamento rappresenta mediamente il 15% delle precipitazioni (BONI *et alii*, 1986).

#### 2.5. - DOMINIO A PREVALENZA DI TERRENI DELLA FORMAZIONE DELLA LAGA

I terreni della *formazione della Laga* sono caratterizzati da alternanze di areniti, peliti e peliti arenacee e pertanto non sono mai sede di acquiferi importanti, ma piuttosto tendono a supportare una circolazione sub-superficiale, contenuta nelle porzioni arenitiche della formazione stessa e nelle coltri di alterazione. Per tale motivo sono presenti: a) aree di ruscellamento diffuso in cui la circolazione superficiale assume un carattere stagionale; b) ruscelli alimentati da acque infiltrate a poca distanza; c) ristagni d'acqua dove la morfologia superficiale non consente il deflusso. Ne sono un esempio le aree del Lago Secco (localizzato ad est di Accumoli, vicino al confine tra Lazio e Marche) ed il Piano dei Pantani (a nord-ovest di Accumoli, nel punto di confine tra Marche, Lazio e Abruzzo). Nell'area compresa tra Accumoli, Illica e Poggio d'Api, sono da segnalare due fasce drenate da fossi minori e caratterizzate da risorgenze, deflusso superficiale concentrato (CENTAMORE *et alii*, 1991a) e ristagno di piccoli laghetti (zona ZPS Lago Secco).

Le precipitazioni efficaci alimentano quindi falde locali molto superficiali e discontinue il cui andamento è legato alla topografia. Sono presenti diverse aree con risorgive e fontanili, posizionate a ridosso dei limiti litologici o al margine delle coperture quaternarie permeabili.

A livello regionale, la successione silicoclastica, insieme alle unità marnose e marnoso-calcaree del Miocene (unità spongolitica, SPT; marne con Cerrogna, CRR; argille a Orbulina UAM<sub>2</sub>), assumono il ruolo di aquiclude per gli acquiferi carbonatici e di livello impermeabile di base per le falde ospitate nei depositi continentali del Pliocene-Quaternario (GALDENZI et alii, 2010; FUSARI et alii, 2017). Tuttavia, nella suddivisione in complessi, si è scelto di tenere distinti i termini in cui è presente una non trascurabile componente calcarea da quelli con una componente francamente emipelagica e torbiditica. Questa zona è drenata dal Fiume Tronto e dai suoi corsi d'acqua tributari di monte, che nasce dal versante occidentale dei Monti della Laga, al confine tra Abruzzo e Lazio, in corrispondenza della Cima della Laghetta (quota: 1.900 m s.l.m.) e sfocia nel Mar Adriatico. Il Bacino del Fiume Tronto presenta una netta differenziazione, in termini di densità di drenaggio, tra il suo alto corso e il suo basso corso; il passaggio può essere individuato in corrispondenza del paese di Trisungo (posto ad E di Arguata del Tronto e tra Piedilama e Pescara del Tronto). Escludendo motivi litologici, questa differenza sembrerebbe dovuta a motivi morfologici; infatti, la porzione alta del bacino corrisponde ad una conca intermontana, incastonata tra i rilievi dei Sibillini ad ovest e i rilievi del Gorzano ad est, e presenta un drenaggio omogeneamente distribuito dai rilievi verso il Fiume Tronto. La zona del basso corso è invece caratterizzata da una serie di rilievi e valli che corrono sia parallelamente che ortogonalmente al suo corso, determinando una frammentazione del drenaggio, che nel complesso risulta meno sviluppato. Pertanto, nel Foglio il bacino è stato suddiviso in una porzione a monte (Alto Bacino del Tronto) e una a valle (Basso Bacino del Tronto). Il Tronto e i suoi tributari hanno una portata irregolare con un possibile limitato e variabile flusso in alveo anche nei mesi di magra estiva a causa della bassa permeabilità del substrato che drenano e del prevalente apporto da parte delle precipitazioni e dello scioglimento della neve. L'infiltrazione efficace media annua per i terreni della formazione della Laga è inferiore a 100 mm/anno. Il ruscellamento rappresenta mediamente più del 50% delle precipitazioni (BONI et alii, 1986).

Parte delle acque del bacino del Tronto vengono incanalate nel collettore canale di gronda occidentale dei Monti della Laga, che corre a una quota di circa 1.350 metri e contribuisce ad alimentare l'invaso di Campotosto. La portata del Tronto viene inoltre alterata a causa delle consistenti derivazioni a scopo idroelettrico operate durante il suo percorso. Una prima derivazione è presente a monte di Amatrice, dove il Tronto viene fatto confluire nel bacino di Scandarello. Il lago Scandarello, che alimenta l'omonima centrale, è un bacino artificiale ottenuto principalmente mediante lo sbarramento del rio Scandarello nel 1924. La superficie del bacino è di 48.5 ettari, con oltre 10 km di sponde ed una profondità media di 30 m (ARTA, 2003).

#### 2.6. - DESCRIZIONE DEI COMPLESSI IDROGEOLOGICI

Le varie unità geologiche affioranti nei due domini idrogeologici sono state associate in gruppi a comportamento omogeneo per quanto riguarda l'infiltrazione efficace e la circolazione idrica sotterranea. È stata quindi effettuata una distinzione in complessi idrogeologici sulla base del grado di permeabilità relativa e di altre caratteristiche idrogeologiche secondo quanto previsto dalle linee guida di ISPRA (2018). Comunque, anche altre considerazioni, quali lo stato dei litotipi e la loro estensione, continuità e produttività, hanno necessariamente contribuito a stabilire in pratica tale classificazione. Nella Fig. 115, a fianco di ciascun complesso idrogeologico, è stata inserita la classe di permeabilità relativa secondo la seguente classificazione: alta (AP), media (MP), scarsa (SP), bassissima (BP).

I complessi idrogeologici che raggruppano i depositi di copertura plio-pleistocenici ed olocenici, hanno una funzione prevalente di recapito della risorsa idrica sotterranea nonché di interfaccia tra acque superficiali e sotterranee. Inoltre svolgono un ruolo importante nei processi idrodinamici che coinvolgono le acque superficiali ma hanno una limitata funzione di stoccaggio. I complessi con funzione di acquiferi, costituiti dai depositi meso-cenozoici, costituiscono invece il principale serbatoio delle riserve regolatrici e permanenti a scala regionale.

I terreni sono stati pertanto raggruppati nei seguenti complessi idrogeologici (dall'alto verso il basso) per ciascuno dei quali vengono riportati i principali caratteri idrogeologici (BONI *et alii*, 1986; CAPELLI *et alii*, 2012; CELICO, 1983; CONTE *et alii*, 2018):

- 1 Complesso dei depositi misti di copertura: in questo complesso sono stati riuniti tutti quei depositi continentali post-orogenesi caratterizzati da notevole eterogeneità granulometrica e quindi da una permeabilità variabile (Quaternario; spessore totale fino ad alcune centinaia di metri). Il complesso ospita falde a superficie libera di estensione e produttività variabile in funzione delle caratteristiche granulometriche dei sedimenti e della geometria dei corpi sedimentari. Comprende le alluvioni, i depositi lacustri e palustri, i depositi residuali della dissoluzione dei carbonati (terre rosse). L'IE è in genere limitata. Permeabilità relativa scarsa- SP.
- 2 Complesso dei depositi grossolani di copertura: in questo complesso sono

stati riuniti i sedimenti continentali a granulometria grossolana post-orogenesi (Pleistocene inferiore-Olocene; spessore totale da pochi metri ad un massimo di circa 100 m). Questi depositi si presentano in rapporti geometrici variabili, sia tra loro sia con le unità a granulometria mista. Il complesso comprende pertanto i detriti di falda, i depositi dei conoidi di deiezione, le alluvioni ciot-tolose terrazzate, che possono avere nel dettaglio permeabilità variabile ed ospitare acquiferi di importanza locale. L'IE è variabile tra 300 e 500 mm/anno. Permeabilità relativa alta- AP.

- 3 Complesso dei depositi arenaceo-pelitici: terreni appartenenti al membro del Lago di Campotosto della formazione della Laga (alternanza di arenarie, arenarie pelitiche, peliti arenacee; Miocene superiore p.p.; LAG<sub>4</sub>) e marne-argillose del Miocene pre-torbiditico (unità argilloso-marnosa, UAM<sub>3</sub>; Miocene medio-superiore p.p.). Lo spessore totale è di oltre 1500 m. Questi litotipi svolgono sia un ruolo di tamponamento laterale della falda di base delle unità idrogeologiche carbonatiche, sia un ruolo di aquiclude basale attraverso il piano di sovrascorrimento principale che sovrappone le unità carbonatiche ai depositi terrigeni. Questo complesso può ospitare acquiferi sospesi di importanza locale negli orizzonti maggiormente permeabili. L'IE è generalmente inferiore a 200 mm/anno, ma può raggiungere i 200-300 mm/anno nei termini più permeabili (CONTE et alii, 2018). Permeabilità relativa scarsa- SP.
- 4 Complesso calcarenitico marnoso: in questo complesso sono stati riuniti i termini miocenici che segnano il passaggio tra la sedimentazione carbonatica e quella terrigena (Miocene p.p.; spessore totale 300-500 m). Si tratta di marne e marne-calcaree scagliose (marne con Cerrogna, CRR) e marne, marne calcaree e calcareniti (unità spongolitica, SPT). Le facies presentano caratteri sedimentari variabili e possono avere caratteri idrogeologici anche piuttosto differenti all'interno di questo complesso, soprattutto in funzione della rilevanza della componente calcarea. Laddove tale componente risulti significativa, l'infiltrazione efficace media annua è stimata in 200÷300 mm/anno. Permeabilità relativa media- MP.
- 5 Complesso superiore delle marne pelagiche: marne e marne calcareo-argillose della formazione della *Scaglia Cinerea* (SCC) e della *scaglia variegata* (VAS). Nel Foglio 337 "Norcia" affiora solo in piccoli lembi discontinui spesso in stratificazione rovescia al fronte del sovrascorrimento dell'arco umbro-marchigiano (Eocene medio-Miocene inferiore *p.p.*; spessore totale 300-500 m). In queste circostanze, questo complesso può assumere la funzione di *aquiclude* sia per tamponamento laterale che basale insieme ai complessi stratigraficamente sovrastanti. I litotipi a più elevata permeabilità possono ospitare limitati acquiferi di importanza locale. L'IE è stimabile in 200-300 mm/anno, ma nei termini più marnosi è inferiore a 200 mm/anno.

Permeabilità relativa scarsa- SP.

- 6 Complesso superiore dei calcari pelagici: questo complesso comprende i calcari marnosi rossi, bianchi o rosati, più o meno scagliosi, appartenenti alle formazioni della *Scaglia Bianca* (SBI) e della *Scaglia Rossa* (SAA) con le equivalenti unità detritiche o intercalazioni di strati e banchi di calcari detritici (Cretacico superiore-Eocene medio; spessore totale 250-400 m). Le caratteristiche idrogeologiche di questo complesso sono analoghe al sottostante "complesso inferiore dei calcari pelagici". La distinzione tra un complesso superiore ed un complesso inferiore è reso necessario dalla presenza dell'intervallo a bassa permeabilità delle *Marne a Fucoidi* (FUC) che si interpone con una certa regolarità tra i due complessi calcarei. Può anche ospitare acquiferi di importanza locale, sospesi sui suddetti terreni marnosi. L'IE è compresa tra 500 e 600 mm/anno. Permeabilità relativa alta- AP.
- 7 Complesso intermedio delle marne pelagiche: sono rappresentate in questo complesso esclusivamente le marne argillose e le marne calcaree conosciute in letteratura come *Marne a Fucoidi* (Cretacico inferiore *p.p.*; FUC). Il complesso, per le sue caratteristiche intrinseche e per il fatto di avere una certa continuità laterale, può assumere funzione di *aquiclude* nonostante gli spessori esigui con i quali si presenta. Inoltre le *Marne a Fucoidi* assumono rilevanza anche come possibile livello di scollamento del piano di *thrust*. Permeabilità relativa bassissima- BP.
- 8 Complesso inferiore dei calcari pelagici: raggruppa i calcari pelagici biomicritici della formazione della *Maiolica* (MAI), dei *Calcari Diasprigni* (CDU) e dei *Calcari e Marne a Posidonia* (POD). Si tratta prevalentemente di calcari ben stratificati a stratificazione sottile e con intercalazioni di selce grigia aventi permeabilità secondaria alta per fratturazione e subordinatamente per carsismo (Giurassico medio *p.p.*-Cretacico inferiore *p.p.*; potenza totale 450-750 m). Questo complesso ospita falde sospese, limitate ai settori in cui il complesso basale delle marne pelagiche tampona con continuità alla base agendo da *aquiclude*. Dove ciò non accade il complesso drena verso il basso recapitando le acque di infiltrazione nel "complesso calcareo basale". L'IE nei termini carbonatici è superiore ai 600 mm/anno e può arrivare agli 800-900 mm/anno. Permeabilità relativa alta- AP.
- 9 Complesso basale delle marne pelagiche: in questo complesso sono stati accorpati i calcari marnosi e le marne argillose della formazione delle Marne di Monte Serrone (RSN) e le marne del Rosso Ammonitico (RSA), di età Giurassico inferiore p.p. Data la loro posizione stratigrafica, la loro buona continuità laterale e gli spessori non trascurabili (da alcune decine ad oltre 100 metri) questo complesso rappresenta l'aquiclude basale per i sovrastanti acquiferi dei calcari pelagici. La parte superiore marnoso-argillosa della Corniola (COI) contribuisce a questa funzione di acquiclude. Permeabilità

relativa bassissima- BP.

- 10 Complesso calcareo basale: il complesso raggruppa i calcari di piattaforma carbonatica della formazione del Calcare Massiccio (MAS) e i calcari pelagici della parte inferiore della Corniola (COI) e della corniola detritica (COK) (Giurassico inferiore *p.p.*; spessore totale 550-750 m). Il comportamento del complesso è prevalentemente rigido e fragile ed ha subito, a causa delle vicende tettoniche, un processo di frammentazione con creazione di un reticolo di fratturazione uniformemente distribuito e di un carsismo discretamente diffuso. Ospita un acquifero regionale basale di elevata produttività. Nella Fig. 115, le aree in cui affiora l'una o l'altra delle formazioni sono stati distinte con una simbologia leggermente differente ed in Legenda è stata aggiunta la sigla "CM" per indicare il Calcare Massiccio, "Co" per indicare la Corniola. Questa parziale distinzione viene utilizzata per mettere in evidenza un differente comportamento nei confronti della infiltrazione efficace e quindi del ruscellamento da parte delle due formazioni. Nella Corniola la componente marnosa all'interno dei calcari pelagici consente un ruscellamento maggiore del 10% con conseguente sviluppo di un reticolo di drenaggio piuttosto inciso mentre nel Calcare Massiccio il ruscellamento è stimato in meno dell'1% delle precipitazioni (BONI et alii, 1986) e divengono predominanti i processi di infiltrazione preferenziale delle acque meteoriche, con successiva dissoluzione chimica dei calcari e con sviluppo di un reticolo carsico sotterraneo molto esteso e ramificato che viene rialimentato dai complessi stratigraficamente sovrastanti. In ogni caso entrambe le formazioni sono ottimi acquiferi e il fatto che siano stratigraficamente sovrapposte consente di raggrupparle in un unico complesso. L'IE è superiore ai 600 mm/anno e può raggiungere gli 800-1000 mm/anno. Permeabilità relativa alta- AP.
- 11 Complesso dolomitico: dolomie massive che si rinvengono raramente carsificate e quasi sempre tettonizzate. Il complesso ha spessori significativi al di sotto della successione umbro-marchigiana (*Dolomia Principale*, DPR, Triassico superiore, spessore approssimativo 150 m). Si differenziano dai carbonati sovrastanti per il comportamento simile a quello delle rocce con permeabilità interstiziale anche a causa dei processi di ricristallizzazione con suturazione delle fratture che il complesso ha subito (CELICO, 1983). Questi caratteri conferiscono al complesso un'elevata capacità di immagazzinamento ed una bassa permeabilità d'insieme. È presente in affioramento appena al di fuori del Foglio 337 "Norcia"; tale complesso ha importanza a livello regionale poiché rappresenta il livello a bassa permeabilità che sostiene i grandi acquiferi calcarei basali. L'IE media annua in genere è inferiore ai 200 mm e raggiunge i 200-400 mm per permeabilità secondaria. Permeabilità relativa scarsa- SP.

# 2.7. - Strutture idrogeologiche, direzioni di deflusso sotterraneo e principali sorgenti

Il territorio del Foglio 337 "Norcia" interessa una parte delle tre seguenti strutture idrogeologiche (*sensu* BONI *et alii*, 1986) definite a scala regionale (*e.g.*, BONI *et alii*, 1986; BALDONI *et alii*, 2008; CAPELLI *et alii*, 2012): a) Monti Tolentino-Cavogna, b) Monte Bove e c) Unità dei Monti della Laga. Queste idrostrutture complesse possono essere suddivise nelle idrostrutture di dettaglio riportate più avanti nel testo.

Nel settore occidentale del Foglio, a prevalenza di litotipi calcarei, il deflusso sotterraneo nei reticoli carsici e nelle microfratture si dirige dalle zone più elevate (allineamento Monte Utero, Monte Boragine) verso la periferia delle idrostrutture, in corrispondenza dei limiti di permeabilità posti alla base dei rilievi, dove si verifica, generalmente per motivi tettonici, il contatto con litotipi meno permeabili. Le direzioni di deflusso sotterraneo sono dirette principalmente verso ovest, recapitando le acque verso i fiumi Corno e Nera. Parte del deflusso è invece diretto verso est, in corrispondenza del contatto con i litotipi meno permeabili marnoso-argillosi del Miocene superiore e dei depositi plio-quaternari; tale deflusso alimenta una serie di importanti sorgenti poste al margine della struttura (sorgenti n. 10, 11, 15-20, 25-31 in Fig. 115). Il contrasto di permeabilità tra dominio carbonatico e dominio terrigeno determina, infatti, una soglia di trabocco per le acque che circolano nei carbonati. Tra Pescara del Tronto e Cittareale, lungo il fronte di sovrascorrimento principale, al margine tra il dominio dei complessi acquiferi calcarei (Scaglia Bianca o Scaglia Rossa, Maiolica, Calcare Massiccio e Corniola) e dominio dei complessi calcareo-marnosi e flyschoidi, si verifica pertanto l'emergenza di sorgenti anche di notevole portata come le sorgenti Capodacqua e Pescara d'Arquata (rispettivamente 360 e 263 l/s, sorgenti 10 e 11 in Fig. 115), che vengono captate per rifornire il sistema acquedottistico dell'Ambito Territoriale Ottimale ATO 5 Marche Sud - Ascoli Piceno. Le due sorgenti si trovano alla base di un versante carbonatico, caratterizzato da una pendenza molto elevata, che degrada verso l'area della valle del Fiume Tronto, dove i depositi terrigeni miocenici, maggiormente erodibili, generano una morfologia più dolce. Le portate di esubero della sorgente Pescara d'Arquata e delle "sorgenti basse" (n. 33 e 34) danno origine a monte del ponte sulla via Salaria Vecchia, al Fosso Cavone. La sorgente Capodacqua ha subito una fortissima riduzione di portata (CELICO, 2011), passando da una media di circa 637 l/s (1960-1978) a una media di 360 l/s (1980-2010). Bisogna però specificare che i dati 1960-1978 sono relativi ad una misura di tutta la portata, mentre dal 1980 in poi corrispondono alla sola portata prelevata. Nonostante ciò, il trend di diminuzione è marcato ed evidente anche se si considera soltanto la portata captata, che è scesa da 425 l/s (1980) a 247 l/s (2010). Nella fascia più occidentale del Foglio 337 "Norcia" sono presenti sorgenti di portata compresa tra 1 e 10 l/s (sorgenti n. 1-3-4-5-6), poste laddove il complesso inferiore dei calcari pelagici (*Maiolica*) viene tamponato dal contatto con il complesso intermedio delle marne pelagiche (*Marne a Fucoidi*) e i depositi misti di copertura. Le ipotesi di circolazione idrica sotterranea qui descritte e già note dalla letteratura sono state confermate da NANNI *et alii* (2020), in cui sono riportati i risultati di uno studio tramite traccianti artificiali sull'intera area del Massiccio dei Monti Sibillini.



Fig. 116 - Schema delle strutture idrogeologiche di dettaglio e delle principali direzioni di deflusso sotterraneo del settore a prevalenza di litotipi calcarei del Foglio 337 "Norcia".

Restando nell'ambito del settore a prevalenza di litotipi calcarei del Foglio 337 "Norcia", è possibile distinguere le strutture idrogeologiche di dettaglio di seguito descritte e riportate in Fig. 116.

## Idrostruttura di M.Boragine-M.Torrato

L'idrostruttura di M.Boragine-M.Torrato (parte dell'unità complessa dei Monti Tolentino-Cavogna di CAPELLI *et alii*, 2012, e BALDONI *et alii*, 2008) è situata al margine S del territorio esaminato. Le sorgenti alimentate da questa struttura sono in genere allineate lungo le fasce di affioramento di terreni marnoso-calcarei delle *Marne a Fucoidi* (FUC) o delle *Marne di Monte Serrone* (RSN), che svolgono funzione di *aquitard* o *aquiclude*. Le sorgenti alimentate da questa idrostruttura sono distribuite in un relativamente ampio intervallo di quote piuttosto elevate (in genere oltre i 1.000 m s.l.m.). Quelle ricadenti nel Foglio hanno portata complessiva di circa 50-60 l/s. L'infiltrazione efficace media annua, calcolata dalla portata totale delle sorgenti da essa alimentate, è di circa 100-200 mm/a (CONTE *et alii*, 2018). *Idrostruttura di M.Tolentino-M.Pizzo* 

L'idrostruttura di M.Tolentino-M.Pizzo (parte dell'unità idrogeologica complessa dei Monti Tolentino-Cavogna di CAPELLI *et alii*, 2012, e BALDONI *et alii*, 2008) è situata al vertice SO del territorio considerato. Le sorgenti che hanno recapito nell'ambito del Foglio 337 "Norcia" (ed anche nei Fogli 336 "Spoleto", 348 "Antrodoco" e 347 "Rieti") erogano portate valutabili tra 5-10 l/s (*e.g.* CAPELLI *et alii*, 2012; CONTE *el alii*, 2018). Tali sorgenti scaturiscono per il sostegno operato dalle *Marne a Fucoidi* (FUC) sull'acquifero residente nell'idrostruttura e sono distribuite in quote nell'intorno dei 700-1.000 m s.l.m. L'infiltrazione efficace media annua, calcolata dalla portata totale delle sorgenti da essa alimentate, è inferiore a 100 mm/a. Un acquifero sospeso (sub-idrostruttura di M. Canestro) è stato individuato in quota nell'ambito dell'idrostruttura (CONTE *et alii*, 2018).

### Idrostruttura di Colle dell'Acera-M.Cavogna

L'idrostruttura di Colle dell'Acera-M.Cavogna (parte dell'unità idrogeologica complessa dei Monti Tolentino-Cavogna di CAPELLI *et alii*, 2012; BALDONI *et alii*, 2008) occupa il settore NO del territorio considerato. Le principali sorgenti che hanno recapito nell'ambito del Foglio 337 "Norcia" sono le sorgenti di subalveo del Fiume Sordo e del Corno (L1 e L2 in Fig. 115; sorgenti lineari poste a quote tra circa 620 e 500 m s.l.m.). Tali sorgenti corrispondono ad ingenti incrementi di portata in alveo (3000 e 1500 l/s, rispettivamente) e rappresentano il drenaggio superficiale degli acquiferi carbonatici (*e.g.* CAPELLI *et alii*, 2012; BALDONI *et alii*, 2008; BONI *et alii*, 1986). Alcune sorgenti minori scaturiscono per il sostegno operato dalle *Marne a Fucoidi* (FUC) sull'acquifero residente nell'idrostruttura e sono di-stribuite a quote nell'intorno dei 500-700 m s.l.m.

# Idrostruttura di Valle Lunga (Piana di Vallelunga)

Fa parte dell'unità complessa dei Monti Tolentino-Cavogna di CAPELLI *et alii* (2012) e BALDONI *et alii* (2008), ricade in un'area a SO nell'area in studio, dove è presente la Piana di Terzone-S. Paolo. Nel Foglio 337 "Norcia" non ricadono sorgenti alimentate da questa idrostruttura e le limitate risorse idriche sotterranne sono residenti nella falda superficiale della piana di Terzone-S. Paolo. Tale idrostruttura ha comunque nel complesso una limitata potenzialità idrica (circa 5 l/s in totale). L'infiltrazione efficace media annua, calcolata dalla portata totale delle sorgenti da essa alimentate, è inferiore a 100 mm/a (CONTE *el alii*, 2018).

### Idrostruttura di Monte Vetica - Monte Moricone

L'idrostruttura di Monte Vetica - Monte Moricone (parte dell'unità idrogeologica

complessa di Monte Bove di CAPELLI *et alii*, 2012; BALDONI *et alii*, 2008) ricade nel Foglio 337 "Norcia" per la sola terminazione SE. Il settore dei rilievi carbonatici che ricadono nell'ambito del Foglio ha funzione di prevalente area di ricarica. Le principali risorse idriche alimentate da questa idrostruttura sono localizzate a N, nel Foglio 325 "Visso".

# Idrostruttura di Piano Grande - M. delle Prata - Alta Valnerina

L'idrostruttura di Piano Grande - M. delle Prata - Alta Valnerina (parte dell'unità idrogeologica complessa di Monte Bove di CAPELLI *et alii*, 2012; BALDONI *et alii*, 2008) ricade nel Foglio Norcia per la sola terminazione SE di una porzione della Piana di Castelluccio. La Piana di Castelluccio è una piana endoreica di origine tettonica interessata da carsismo dalla quale si ha ricarica e quindi infiltrazione e drenaggio di notevole risorsa idrica verso l'area dell'alta Valnerina (NANNI *et alii*, 2020). Subordinatamente, parte delle acque di infiltrazione della suddetta piana raggiungono anche il versante NE della Piana di Norcia attraverso percorsi sotterranei.

# Idrostruttura di Monte Utero - Piana di Norcia

È parte dell'unità idrogeologica complessa di Monte Bove (CAPELLI *et alii*, 2012; BALDONI *et alii*, 2008) e ricade quasi completamente nel Foglio 337 "Norcia". Il settore dei rilievi carbonatici nell'intorno di M.Utero ha funzione prevalentemente di area di ricarica. Le principali risorse idriche sono localizzate nel settore della Piana di Norcia o verso la valle del Fiume Tronto. Le sorgenti di quest'ultimo settore (tra le più importanti vi è la citata sorgente Capodacqua del Tronto) hanno una portata media annua complessiva di circa 400-800 l/s, ma hanno subito diminuzioni di portata di varia entità per gli effetti dovuti al sisma 2016-17 (*e.g.* PETITTA *et alii*, 2018).

#### La Piana di Norcia (Santa Scolastica)

La Piana di Norcia è costituita da sedimenti lacustri/palustri e di conoide posti a quote dell'ordine dei 570-650 m s.l.m. e di spessore complessivo di alcune centinaia di metri. L'area della Piana di Norcia ha risentito delle variazioni idrogeologiche indotte dal sisma dell'Italia centrale del 2016-2017 (PETITTA *et alii*, 2018). I depositi della piana sono sede di un acquifero freatico con quote piezometriche comprese tra 570 e i 620 m s.l.m. (luglio 2020) che, rispetto a prima del sisma, sono incrementate di circa un metro nel settore di valle e in circa 10 m nel settore di monte, ma sono al momento in costante diminuzione. Il campo piezometrico abbozzato della Piana di Norcia rivela che le aste fluviali del Rio Torbidone e del Fiume Sordo svolgono funzione di assi di drenaggio. Tra le variazioni sismoindotte nel 2016-2017 vi è anche la ricomparsa della sorgente intermittente del Torbidone, che ha di conseguenza portato alla riapparizione anche del corso d'acqua del Rio Torbidone (*e.g.* PETITTA *et alii*, 2018). Le portate alla sorgente del Torbidone, salite per effetti cosismici fino a oltre 1,8 m<sup>3</sup>/s dal 30/10/2016 a maggio 2017, sono costantemente diminuite nel tempo (circa 0,6-0,8 m<sup>3</sup>/s tra dicembre 2017 e maggio 2018; a luglio 2020 circa 0,001 m<sup>3</sup>/s; dati inediti del Servizio Geologico d'Italia dell'ISPRA). Dalla sorgente del Rio Torbidone alla sua confluenza nel F. Sordo, all'altezza delle Sorgenti di S.Martino-Pratarelle, e più a valle lungo la Piana di Norcia si hanno complessi scambi idrici tra acque superficiali e sotterranee (tra le quote 602 e 580 m s.l.m. la Piana di Norcia è alimentata da acque sorgive del Torbidone e da acque provenienti dalla parte di monte delle risorgenze delle Marcite). Le S.ti S. Martino-Pratarelle hanno anch'esse subito un incremento di portata nel post-sisma (da circa 30 in media a 300 l/s) ed a luglio 2020 avevano una portata di circa 140 l/s. La risorgenza delle Marcite (portata media circa 0,6 m<sup>3</sup>/s prima del sisma 2016-2017), situata al margine NO della piana di Norcia presso il F. Sordo, che aveva registrato portate fino a circa 1,5 m<sup>3</sup>/s nel dopo sisma, a luglio 2020 era alimentata con portate di circa 0.7 m<sup>3</sup>/s (dati inediti del Servizio Geologico d'Italia dell'ISPRA).

# Idrostruttura di Monte Macchialta

L'idrostruttura di Monte Macchialta (parte dell'unità idrogeologica complessa di Monte Bove di CAPELLI *et alii*, 2012, e BALDONI *et alii*, 2008) ricade nel settore NE del Foglio 337 "Norcia". Le sorgenti alimentate da questa struttura sono in genere allineate lungo le fasce di affioramento di terreni marnoso-calcarei delle *Marne a Fucoidi* (FUC) o delle *Marne di Monte Serrone* (RSN), che svolgono funzione di *aquitard* o *aquiclude*. Le sorgenti alimentate da questa idrostruttura sono distribuite in un relativamente ampio intervallo di quote piuttosto elevate (in genere 850-1000 m s.l.m.). Quelle ricadenti nel Foglio hanno portata media annua complessiva di circa 300-400 l/s (tra le più importanti vi è la zona delle emergenze diffuse delle citate sorgenti di Pescara d'Arquata del Tronto, captata per l'approvvigionamento idrico di 46 comuni della Provincia di Ascoli Piceno, con un'utenza stimata di 125.000 abitanti), ma hanno subito diminuzioni di portata di varia entità per gli effetti dovuti al sisma 2016-17.

## Idrostruttura dell'Unità dei Monti della Laga

Nel settore della *formazione della Laga*, corrispondente alla porzione orientale del Foglio e ricadente nell'unità dei Monti della Laga di CAPELLI *et alii* (2012), la direzione di deflusso del gruppo del Monte Gorzano si realizza verso il corso del Fiume Tronto. Data la bassa permeabilità dei terreni che costituiscono questo settore, in questa zona sono presenti sorgenti di portata minore che non superano i 10 l/s, per lo più allineate lungo una fascia orientata NO-SE ai piedi dell'allineamento Monte Gorzano-Pizzo di Sevo-Monte Comunitore (sorgenti n. 12, 13, 14, 22, 23 Fig. 115). Le sorgenti con portata maggiore all'interno del dominio silicoclastico, sono localizzate in corrispondenza del punto di incontro tra più lineamenti di faglie o sono connesse alla presenza di livelli più permeabili a granulometria più grossolana e rivestono importanza per l'approvvigionamento idrico locale; data la loro portata, relativamente elevata nel contesto, sono spesso captate per rifornire la rete acquedottistica (*i.e.*, Sette Fonti, n. 22; Fonte Meneghella, n. 23; sorgente Caprini, n. 24).

Sono inoltre da segnalare alcune aree di interesse idrogeologico, riportate in Fig. 115, quali:

- L'area ad est del paese di Torrita, che costituisce una conca intermontana, bordata da lineamenti tettonici e drenata dal Fosso delle Prate Larghe. La bassa permeabilità del substrato favorisce il deflusso superficiale e la presenza di numerose aree di ristagno nella zona.

- Le aree di ristagno come Lago Secco e Pantani di Accumoli, già descritti in precedenza.

Nella Tab. 5 sono riportate le sorgenti presenti nell'area.

nome	N CARG	tipo sorgente	Portata media, l/s	POINT_X ED50	POINT_Y ED50	quota m s.l.m.	fonte bibliografica
Capodacqua (Loc. Capodacqua)	10	puntuale	360,00	355160	4733474	950,00	Celico, 2011
Rozzo	32	puntuale	4,00	352433	4719818	1300,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Spognale	18	puntuale	3,00	353133	4727407	950,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
	19	puntuale	3,00	353504	4726951	1225,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
	31	puntuale	1,00	348383	4719720	1075,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Il Lago	17	puntuale	0,60	352575	4727976	1230,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Sorgente Solforosa	21	puntuale	3,58	354946	4724604	875,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Capo d'acqua (Bacino del Velino)	28	puntuale	20,00	348255	4720544	1075,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Acquasanta-Perito	30	puntuale	30,00	347473	4719733	1250,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
	27	puntuale	2,00	349615	4721237	1175,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Acqua Risciana	20	puntuale	10,00	349505	4724260	1675,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012

Tab. 5 - Tabella di sintesi delle sorgenti presenti nel Foglio.
	nome	N CARG	tipo sorgente	Portata media, l/s	POINT_X ED50	POINT_Y ED50	quota m s.l.m.	fonte bibliografica
	Corvino 1	25	puntuale	1,00	349441	4721398	1200,00	Piano Regolatore Gene- rale Acquedotti (PRGA) Lazio, 2004
	Corvino 2	26	puntuale	1,00	349608	4721309	1175,00	Piano Regolatore Gene- rale Acquedotti (PRGA) Lazio, 2004
	Le Moglie	29	puntuale	3,00	348597	4720285	975,00	Piano Regolatore Gene- rale Acquedotti (PRGA) Lazio, 2004
	Canneto	1	puntuale	1,50	341166	4738779	800,00	Piano d'Ambito ATO3 Umbria
	Gli Schieri (Fonte Onelli)	5	puntuale	1,00	339463	4727296	1025,00	Piano Regolatore Regio- nale Acquedotti (PRRA), Regione Umbria, 2007
	I Prati San Marco 1	7	puntuale	0,20	348002	4730956	1150,00	Piano Regolatore Regio- nale Acquedotti (PRRA), Regione Umbria, 2007
	I Prati San Marco 2	8	puntuale	0,70	348034	4730883	1150,00	Piano Regolatore Regio- nale Acquedotti (PRRA), Regione Umbria, 2007
	La Torre	9	puntuale	0,60	350037	4731528	1250,00	Piano d'Ambito ATO3 Umbria
	Pescia	15	puntuale	18,00	349688	4726751	1173,00	Piano d'Ambito ATO3 Umbria
	Santa Maria Avvocata	3	puntuale	10,00	341130	4732066	800,00	Piano Regolatore Regio- nale Acquedotti (PRRA), Regione Umbria, 2007
	Santa Trinità	4	puntuale	1,00	342325	4729428	720,00	Piano Regolatore Regio- nale Acquedotti (PRRA), Regione Umbria, 2007
	Sorgenti di San Martino- Pratarelle	2	puntuale	150,00	344835	4739138	620,00	PETITTA <i>et alii</i> , 2018; dati inediti ISPRA
	Fonticelli	16	puntuale	4,40	352388	4727750	1300,00	Piano Regolatore Gene- rale Acquedotti (PRGA) Lazio, 2004
	Scentelle	6	puntuale	3,00	339776	4724855	1115,00	Piano Regolatore Regio- nale Acquedotti (PRRA), Regione Umbria, 2007
	Fonte Meneghella	23	puntuale	7,63	361554	4724481	1075,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
	Sette Fonti	22	puntuale	4,50	362481	4726439	1520,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012; Piano Regolatore Gene- rale Acquedotti (PRGA) Lazio, 2004

nome	N CARG	tipo sorgente	Portata media, l/s	POINT_X ED50	POINT_Y ED50	quota m s.l.m.	fonte bibliografica
Caprini	24	puntuale	30,00	363158	4723387	1215,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Pescara D'Arquata	11	puntuale	250,00	358413	4735271	900,00	DRAGONI <i>et alii</i> , 2003
Acquaviva	12	puntuale	1,00	359607	4732325	850,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Acqua Cerasa	14	puntuale	1,00	360877	4730347	1250,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Fonte Cannelli	13	puntuale	0,70	360882	4730871	1150,00	Carta Idrogeologica Lazio CAPELLI, 2012
Sorgente Bassa Superiore	33	puntuale	20,00	358301	4735127	852,00	Celico, 2011
Sorgente Bassa Inferiore	34	puntuale	6,00	358483	4735081	752,00	Celico, 2011
Forca Canepine	35	puntuale	15,00	350053	4735718	990,00	Piano Regolatore Regio- nale Acquedotti (PRRA), Regione Umbria, 2007
Incremento di portata nell'al- veo del Fiume Sordo, a monte della confluenza col fiume Corno, comprensivo del volume erogato dalle sorgenti	LI	lineare	3000,00			616-506	Boni <i>et alii</i> , 1986
Incremento di portata nell'al- veo del Fiume Corno, a monte della confluenza col fiume Sordo, comprensivo del volume erogato dalle sorgenti	L2	lineare	1500,00			620-506	Boni <i>et alii</i> , 1986
Torbidone	36	puntuale; intermit- tente	50-300	345856	4738050	620,00	PETITTA <i>et alii</i> , 2018; dati inediti ISPRA
Risorgive delle Marcite	37	diffusa	600- 800	343406	4739609	560-570	Dati inediti ISPRA

### ABSTRACT

The area of the Sheet 337 "Norcia" is part of the northern and central Apennines, including mostly carbonate deposits of the Umbria-Marche-Sabina Domain to the west and mostly siliciclastic deposits of the Laga Domain to the east. The two Domains are separated by the Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini thrust (sensu CALAMITA & DEIANA, 1995; OAMS in the rest).

Their evolution is linked to the evolution of the Adria plate, that underwent to different extensional tectonic phases during the Triassic-Paleoegene and to flexuration and compression during the Neogene apenninic orogenesis.

Starting from the Pliocene?-early Pleistocene, the northern-central Apennines underwent extensional tectonics, also responsible of the creation of the intermontane basins and of the historical and recent earthquakes and the seismic sequence of the 2016-2017, with epicentres in the area of the sheet "Norcia".

The Umbria-Marche-Sabina succession records the drowning of a huge shallow water carbonate platform (*Calcare Massiccio* - MAS; Hettangian-lower Pliensbachian *p.p.*) following the Early Jurassic rifting.

The post-drowning Jurassic succession documents pelagic sedimentation in basinal environments, with detritic input from shallower areas and the long-lasting Latium-Abruzzi carbonate platform, and on intervening intrabasinal Pelagic Carbonate Platforms (PCPs *sensu* SANTANTONIO, 1994). The sedimentary succession of the PCPs is represented by the *Gruppo del Bugarone* (BU; Pliensbachian *p.p.*-lower Tithonian).

Within the Jurassic basinal succession different lithostratigaphic units are distinguished. The base is composed by the *Corniola* (COI) and the *corniola detritica*  con megabrecce (COK<sub>a</sub>), Sinemurian *p.p.*-lower Toarcian in age and in lateral relationships. The Toarcian *p.p.* is represented by the lateral *Rosso Ammonitico* (RAS) and *Marne del Monte Serrone* (RSN), overlain by the *Calcari e Marne a Posidonia* (POD; upper Toarcian *p.p.*-lower Bajocian *p.p.*), in its turn underlying the mostly radiolaritic beds of the *Calcari Diasprigni* (CDU; lower Bajocian *p.p.*-lower Tithonian) composed of the *membro selcifero* (CDU<sub>1</sub>; lower Bajocian *p.p.*-lower Kimmeridgian) and the *membro dei calcari a Saccocoma e Aptici* (CDU<sub>2</sub>; upper Kimmeridgian-lower Tithonian).

The white Calpionellid-rich *Maiolica* (MAI; upper Tithonian-lower Aptian *p.p.*) documents the prosecution of the pelagic sedimentation and is overlain by the multicolored and bioturbated marly deposits of the of *Marne a Fucoidi* (FUC; lower Aptian *p.p.*-upper Albian *p.p.*).

Mud-to-packstones rich in planktonic foraminifers characterize the *Scaglia Bianca* (SBI; upper Albian *p.p.*- lower Turonian *p.p.*, including the biocalcarenitic litofacies SBI<sub>a</sub>) and *Scaglia Rossa* (SAA; lower Turonian *p.p.*-Lutetian *p.p.*); the latter includes the *membro calcilutitico di Bacugno* (SAA<sub>4</sub>) and the *membro calcilutitico-calcarenitico* (SAA<sub>6</sub>). Lateral to this units, mainly bioclastic limestones compose the *calcari cristallini* (CTN) and the *scaglia detritica* (SCZ; Danian *p.p.*-Lutetian *p.p.*), represented by upper member *membro calciruditico-calcarenitico* SCZ<sub>2</sub>.

Increasing clay content characterizes the *scaglia variegata* (VAS Lutetian *p.p.*-Priabonian *p.p.*) and the *Scaglia Cinerea* (Priabonian *p.p.*-Chattian), whose lateral mainly bioclastic deposits are included in the *scaglia cinerea detritica* (Lutetian *p.p.*-Chattian).

The ramp-to-basin Miocene succession is represented by the sponge-rich *unità* spongolitica (SPT, Aquitanian-Burdigalian *p.p.*), the marne con Cerrogna (CRR, Burdigalian *p.p.*-Tortonian *p.p.*). The member argille a Orbulina (UAM<sub>3</sub>, Tortonian p.p-lower Messinian *p.p.*) of the *unità* argilloso-marnosa (UAM) marks the transition to syn-orogenic sedimentation and to the foredeep siliciclastic deposits of the formazione della Laga, represented by the membro del Lago di Campotosto (LAG<sub>4</sub>, Messinian *p.p.*).

Quaternary continental successions widely occur in the whole area, mostly in the intermontane basins. They are mainly constituted of alluvial or fluvio-lacustrine deposits, organized in several cycles, ranging from the Early Pleistocene to the Holocene. Lake sedimentation was predominant during the Lower Pleistocene and in early Middle Pleistocene, associated with endorheic or semi-endorheic conditions. According to SGI prescriptions, Quaternary continental deposits were mapped distinguishing the Unconformity Bounded Stratigraphic Units and their sedimentary facies. Due to different stratigraphic architecture of each intermontane basin, continental deposits have been mapped as local units, referred to each intermontane basin (Norcia, Cascia, Leonessa-Terzone branch, Castelluccio) and river basin (Velino, Tronto). Other Quaternary continental deposits, mostly ubiquitous and Holocene in age, are not referred to any specific basin.

Sin-sedimentary extensional tectonic phases have been reconstructed from field evidences. The main phases correspond to the Early Jurassic rifting and to the middle-late Miocene flexuration preceding the fold-and-thrust tectonics.

Jurassic PCPs and related paleoescarpment are identified in the Monte Tolentino, Monte Boragine, Chiavano, C.ale Rencine-M. Pozzoni, M. Sassatelli, Popoli-Ocricchio and M. Ventosola areas by the *gruppo del Bugarone* and by the onlap of the basinal deposits on the *Calcare Massiccio* and the *gruppo del Bugarone*, leading to silification of the carbonate platform limestone.

The Miocene extensional pre-thrusting tectonics is documented by fault-planes characterized by: i) associated recrystallization and oxidation; ii) irregular attitude due to successive transportation and tilting, and buttressing (due to the Mio-Pliocene compression); iii) notable changes of the displacement along such planes, even in short distance; iv) stop on the thrust planes; v) reactivation or cut by the Quaternary extensional faulting. These characteristics are best observed in the M. Pizzuto-M. Prato, Roccasalli, Selva Rotonda-M. Pizzo-Cittareale, M. Vetica-M. Ventosola, M. Forciglietta and M. Coromano areas.

After the Neogene orogenic compression, four tectonic units can be distinguished, separated by main thrusts. Three units compose the hangingwall of the Olevano-Antrodoco-M.ti Sibillini thrust and pertain to the Umbria-Marche Sabina Domain. The inner unit to SW is the Monte Palloroso-Monte Tolentino unit, with the Monte Tolentino thrust at its base; the macro-anticline of the Monte Terminillo-Monte Nocella-Monte Pozzoni unit is at the hangingwall of the M. Pozzoni thrust and in its outer part is observed in different isolated *klippen*. Its footwall is represented by the Monte Cavallo-Monte Boragine-Monti Sibillini unit, a macro-anticline with overturned fore-limb, that to the east is bounded by the OAMS. The outer unit is at the footwall of the OAMS; for the Sheet "Norcia" is named Cittareale-Arquata del Tronto unit. It is mostly composed of the *formazione della Laga* exposed in a wide N-S trending synclinorium, with asymmetrical ESE-verging meso-faults, inverse faults, minor-thrust, and back-thrust, locally cut by tear-faults (NW-SE trending). In the innermost part, the unit is composed of a N-S trending antiform where Paleogene-Neogene carbonate units are exposed.

The post-orogenic extensional tectonics, that is still active, is represented by different fault-systems (N)NW-(S)SE, WNW-ESE and N-S trending, that cut the pre-Quaternary and the Quaternary deposits. Most of the Quaternary fault systems and faults have set along previous syn-sedimentary faults and thrust, and record historical and recent activity.

The Norcia system is represented by the Norcia-Nottoria and Monte Alvagnano segments (NNW-SSE to NW-SE trending); the former leads the evolution of the Norcia basin.

The Cascia system is composed of different WNW-ESE conjugate faults, bordering the Cascia basin.

The di M. Alvagnano-M. Pizzuto-M. Laghetto system is NW-SE trending.

In the M. Sassatelli-M. Pozzoni-Castel S. Maria area different normal faults occur, with NE-SW to NNW-SSE trend.

The Chiavano, Boragine and Terzone systems affect the Terzone branch of the Leonessa basin and are partly or completely buried by the Quaternary continental deposits. The westernmost Chiavano system develops from the Cascia basin to the Leonessa basin with N-S trend. The occurrence of the Boragine system is inferred by the different successions cropping out along the opposite slopes of the Corvatello valley. The Terzone system is inferred by a fault plane (N100 trending, dipping to the south) cutting the middle Pleistocene deposits, and by stratimetric analysis.

The Monte Vettore system is considered responsible for the mainshock (Mw 6.5, October 30, 2016) of the 2016-2017 Amatrice-Norcia seismic sequence. It is composed of two main faults (the Piano di Castelluccio Fault and the Monte Vettoretto Fault) and several minor conjugate faults, that partly cut the OAMS with maximum displacement about 250 m, and partly detach on the same thrust plane.

Further normal fault systems are distinguished in the Laga Domain, trending NNW-SSE (Amatrice Fault System in VIGNAROLI *et alii*, 2019), SW-SE (Saletta-S. Angelo area, "Faglie del Gorzano *Auctt.*"), WNW-ESE trend (Grisciano-Colle fault), and NNE-SSW trend in the north-eastern part of the study-area. Moreover, an ENE-WSW fault occurs in the Accumoli-Fonte Campo area. The latter and the Grisciano-Colle fault cut the OAMS with maximum displacement few tens of metres.

294

#### POST-OROGENESIS DEPOSITS

# QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC BASIN

Gravels, sandy gravels, and sands, locally including blocks, of the current floodplains and riverbeds; heterometric gravels (more rarely blocks), generally carbonate, subrounded to rounded, with sandy or silty matrix, of channel filling; floodplain sands, gravelly silts and clayey silts commonly with planar lamination (alluvial deposits, b; terraced alluvial deposits, b<sub>n</sub>). Silts and clays, locally weakly sandy, silts and sands (lacustrine and palustrine deposits, e). Silts and dark clays, locally laminated (palustrine deposits, e<sub>3</sub>). Silts and clays with organic component (present swamps, e5). Carbonate to carbonate-arenaceous diamicton (Tronto river drainage basin) with abundant sandy or silty-clayey matrix (debris flow deposits, b<sub>4</sub>). Chaotic carbonate and carbonate-arenaceous gravels and sands (Tronto river drainage basin) with abundant silty-sandy or silty-clayey matrix and blocks up to a metre in size (mixed origin deposits: debris flow and/or torrential and/or avalanche deposits, i). Massive to roughly stratified, brown to reddish-brown, silty-clays with scattered carbonate and siliceous clasts; massive yellowish silty-sandy clays, with carbonate and subordinate arenaceous stone-lines (Tronto river drainage basin); gravels with abundant silty-sandy matrix (eluvial-colluvial covers, b2). Clayey-silty-sandy sediments, frequently consisting of reddish-brown soil sediments, with debris levels (colluvial deposits,  $b_{7_2}$ ). Deposits consisting of mainly coarse, angular, carbonate or carbonate-arenaceous clasts (Tronto river drainage basin), with scarce or without matrix, sometimes with large blocks (scree deposits, a<sub>2</sub>). Deposits consisting of heterometric, angular, unsorted, predominantly monogenic clasts, clast- to matrix-supported, generally with sandy silty matrix; in the Tronto river drainage basin the deposits consist of predominantly arenaceous clasts locally including blocks up to 1 m in diameter (*slope deposits*, a). Chaotic, unsorted, clast- to matrix-supported deposits mainly consisting of heterometric blocks, with silty-clayey matrix (landslide deposits, a<sub>1</sub>). Heterometric, predominantly calcareous gravels with brick fragments, in a sandy silty or silty sandy matrix; waste debris from destruction of buildings (anthropic deposits, h; landfill, h1).

HOLOCENE

travertines f<sub>1</sub>

Massive, well-cemented travertine deposits, of microhermal and subordinated phytoclastic facies, locally with phytohermal concretions on musk. Thickness: 5-10 m (S. Madonna Avvocata).

**UPPER PLEISTOCENE? - HOLOCENE** 

colluvial deposits, b7b

Silty-sandy and subordinately silty-clayey sediments, massive to coarsely stratified, with scattered, heterometric and polygenic clasts and stone lines. Thickness: maximum a few metres.

**UPPER PLEISTOCENE? – HOLOCENE** 

eluvial-colluvial covers, b<sub>2b</sub>- eluvial products/alterites, b<sub>6</sub>

Massive to crudely stratified brown to reddish-brown sandy-silty and subordinately silty-clayey sediments, with scattered carbonate, siliceous and arenaceous clasts ( $b_{2b}$ ). Residual clayey, slightly gravelly silty soil resting on substrate formations or continental units ( $b_6$ ).

MIDDLE PLEISTOCENE P.P - HOLOCENE

# UBIQUITARY UNITS OF THE VELINO RIVER BASIN AND INTERMONTANE LEONESSA BASIN

#### SINTEMA DI RIETI (RTI)

Subcentimetric to pluricentimetric angular debris, mostly calcareous or locally cherty, in reddish-brown soil sediment matrix (*scree deposits*, a<sub>3</sub>). Heterometric incoherent deposits consisted of angular clasts in abundant silty matrix (*slope deposits*, a). Sandy gravels and gravels with subrounded to subangular clasts; silty clays and clayey silts with levels rich of organic matter and alternated thin gravel horizons with cherty clasts; mostly centimetric and pluricentimetric rounded matrix-filled gravels with unmappable overbank silts (*alluvial deposits*, b). Sub-angular to subrounded gravels, with metric blocks, silty-clay matrix; silty-clay diamicton with scattered calcareous clasts (*mixed origin deposits: debris flow and/or torrential and/or avalanche deposits*, i). Thickness: maximum 15 m.

UPPER PLEISTOCENE

### **VELINO RIVER BASIN UNITS**

#### SINTEMA DI CASALE GIANNANTONI (GNT)

Well cemented clinostratified carbonate breccias, consisting of 20-40 cm thick, clast-supported, with pinkish silty matrix, or open-work layers; generally pluricentimetric to decimetric angular clasts (*scree deposits*, a<sub>3</sub>). Thick-

296

ness: maximum about 20 m. MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.* 

#### INTERMONTANE LEONESSA BASIN - TERZONE BRANCH UNITS

#### SINTEMA DI LEONESSA (LEO)

Gravels, sandy gravels, silty gravels, silts with interbedded gravels and clayey silts of alluvial fan and alluvial plain environment (*alluvial deposits*, b); lacustrine silts and clays (*lacustrine deposits*, e<sub>2</sub>); altered gravels, with centimetric and subcentimetric angular mostly siliceous clasts, with ochre sandy-silty matrix (*scree deposits*, a<sub>3</sub>). At the top of the unit alterites of plurimetrical thickness (unmapped), both primary and resedimented volcanic horizons, and well-developed palaeosols are present. The <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of a volcanic horizon yielded an average age of  $551 \pm 2$  ka. The maximum outcrop thickness does not exceed 15-20 m.

LOWER PLEISTOCENE *p.p.* (CALABRIAN *p.p.*)-MIDDLE PLEISTO-CENE *p.p.* 

### INTERMONTANE CASCIA BASIN UNITS

# SINTEMA DI S. ANATOLIA (UNL)

Heterometric calcareous gravels with well-rounded clasts and sub-rounded blocks (up to 1 m in size), sandy matrix; the gravels are locally overlain by sub-horizontal bedded fluvial conglomerates (north of Cascia). The deposits are terraced and suspended on the valley- floor of the Corno river (*alluvial deposits*, b). Clinos-tratified slope debris, formed by angular, monogenic carbonate clasts, millimetre to decimetre in size, with partially open-work to open-work texture (*scree deposits*, a<sub>2</sub>). Thickness: between 5 and 30 m.

UPPER PLEISTOCENE

### SINTEMA DI CASCIA (UCS)

Alternating decimetric layers of clayey silts, fine sands, and laminated clayey marls from lacustrine and marsh environments, with subordinate levels of organic matter and gravelly lenses from fluvial paleochannels (Casale delle Maestre Pie, Casale Padule). The more clayey levels contain freshwater ostracods and gastropods, vegetable frustules and Characeae oogons. Decimetric to pluridecimetric, subhorizontal volcanoclastic horizons (lv) are interlayered at various stratigraphic heights. They are composed of fine to coarse, massive and lithoid dark grey ashes, whose  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar dating gave an age of 400 ± 10 ka (STOPPA & VILLA, 1991) (*lacustrine and palustrine deposits*, e). Calcareous gravels, with locally abundant silty-sandy matrix, and conglomerates. The latter consist of decimetric layers of well to moderately cemented heterometric carbonate gravels, with subangular to subrounded and more rarely angular clasts, spherical and discoidal in shape; the texture varies from clast supported, with clayey-silty matrix, to open-work. Tractive sedimentary structures, such as foresets and clast imbrications, locally occur. This lithofacies is mainly located at the base and top of the synthem (*alluvial deposits*, b). The maximum thickness of fluvial and lacustrine deposits is about 130-150 m. Stratified slope breccias in beds with attitude unrelated to the present slope, formed by angular, monogenic, millimetric to centimetric calcareous clasts with a clast-supported texture (*scree deposits*, a<sub>3</sub>).

MIDDLE PLEISTOCENE

### SINTEMA DI MALTIGNANO (UMI)

Poorly to well cemented conglomerates in thick to very thick beds and, more rarely, gravels and blocks. Both deposits are moderately sorted and composed of centimetric to pluridecimetric, subangular to subrounded calcareous elements, spherical to discoidal in shape. The texture is clast-supported, with subordinate to abundant gravelly-sandy and sandy-silty matrix. Channels, planar foresets, isorientations and cobble imbrications are occasionally visible. Sandy-gravel lenses and intercalations are locally present. Deposits are related to alluvial fans. In the upper portion of the unit or intercalated at various stratigraphic heights, clayey silts and sandy-clayey silts occur. The maximum thickness is approximately 100 m (*alluvial deposits*, b). Subordinate massive deposits, composed of gravels and angular calcareous blocks embedded in a sandy-silty matrix, related to mass transport mechanisms (*debris flow deposits*,  $b_4$ ).

LOWER PLEISTOCENE *p.p.* 

#### SINTEMA DI COLMOTINO (UCL)

Clast-supported, with locally abundant sandy matrix, coarse gravels and more rarely blocks consisting of pluricentimetric to pluridecimetric, subrounded to rounded calcareous clasts; thin sandy and clayey intercalations are present. Sub-ordinate, poorly organised, clast-supported, sandy matrix conglomerates consisting of subangular to subrounded calcareous elements with a sandy matrix (*alluvial deposits*, b). Thickness: maximum about 60 m.

LOWER PLEISTOCENE p.p.

#### INTERMONTANE NORCIA BASIN UNITS

### SINTEMA DEL PIANO DI SANTA SCOLASTICA (OLT)

Clast-supported, well organised gravels, sandy gravels, silty gravels and well cemented conglomerates, with moderately sorted, plane-parallel layered beds, rounded and subrounded imbricated clasts, lenses of pluridecimetric boulders, with scarce gravelly-sandy matrix and sporadic thin horizons of sandy silts (*alluvial deposits*, b). Diamicton consisting of centimetric angular calcareous clasts, with frequent decimetric clasts, with silty-sandy matrix, locally composed by soil sediments (*mixed origin deposits: debris flow and/or torrential and/or avalanche deposits*, i). Massive to stratified debris made of mainly fine angular clasts; variable texture (*scree deposits*, a<sub>3</sub>). Heterometric and chaotic diamicton (*landslide deposits*, a<sub>1</sub>). Maximum outcropping thickness: about 30 m.

MIDDLE PLEISTOCENE? - UPPER PLEISTOCENE

### subsintema di Norcia (OLT<sub>1</sub>)

Polygenic calcareous locally cemented gravels; deposits are discretely organised in graded sets of centimetric to decimetric, subrounded to subangular clasts with lenses of rounded boulders; silty-sandy to sandy-silty matrix; horizons of locally pedogenised gravelly silts (*alluvial deposits*, b). Diamicton constituted by centimetric angular calcareous clasts, with frequent decimetric clasts, with silty-sandy matrix, locally composed by soil sediments (*mixed origin deposits: debris flow and/or torrential and/or avalanche deposits*, i). Angular calcareous debris with generally fine, reddish-brown soil sediment matrix (*scree deposits*, a<sub>3</sub>). Massive, yellowishbrown deposits mainly consisting of decarbonated, uncemented silt (*aeolian deposits*, d). Maximum thickness: about 25 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

#### SINTEMA DI SAVELLI (VEI)

Clast-supported, cemented conglomerates organised in moderately sorted horizons, with subcentimetric to decimetric, subangular to subrounded clasts, with light-coloured silty-sandy matrix. Erosional bases, imbricated clasts and planar cross-beddings are present (*alluvial deposits*, b). Debris with generally heterometric, angular, calcareous clasts, with reddish-brown soil matrix; cemented to lithified breccias with thick, up to metric beds (*scree deposits*, a<sub>3</sub>). Reddish clayey-silty and silty-clayey soil sediments, with scattered siliceous clasts (*eluvial-colluvial covers*, b<sub>2</sub>). Clays and decarbonated silty clays, with siliceous skeleton, prismatic aggregation, and altered volcanoclastic horizons; one of these latter provided a K/Ar age of  $0.3 \pm 0.2$  Ma (BLUMETTI *et alii*, 1990) (*eluvial products /alterites*, b<sub>6</sub>). The maximum outcropping thickness is approximately 25 m. MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.* 

### SUPERSINTEMA DELLA CONCA DI NORCIA (NR)

Heterometric coarse or fine well cemented, moderately sorted breccia, with angular calcareous clasts and ochre-coloured silty matrix; heterometric angular gravels, with ochre-coloured silty matrix (*scree deposits*, a<sub>3</sub>). Lithified, poorly organised and poorly stratified, polygenic breccias, with metre-thick beds, angular to subrounded clasts, very coarse-grained horizons and interlayered fine gravels; predominantly reddish silty matrix (*mixed origin deposits: debris flow and/or torrential and/or avalanche deposits*, i). Well cemented clast-supported conglomerates, poorly to well organised in parallel or cross-stratified planar beds, and moderately to well sorted horizons, with angular or subangular locally imbricated clasts, ochre-coloured sandy silty matrix, with lenticular intercalations of fine silty deposits and thin clayey palaeosols (*alluvial deposits*, b). At the top locally a red (2.5 YR 4/6) or reddish-brown (2.5 YR 4/4) relict silty clay soil occurs. Thickness: from few metres to maximum 50 m.

It includes the sintema di Casali di Serravalle (NRR) and the sintema del Convento dei Cappuccini (NRP).

LOWER PLEISTOCENE p.p- MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

### SINTEMA DI CASALI DI SERRAVALLE (NRR)

Well cemented and clast-supported conglomerates with pluricentimetric to pluridecimetric, subrounded to rounded clasts and lenses of pluridecimetric boulders; close to the slopes angular clast horizons occur; red, yellowish, and grey silty clays, clayey silts, and laminated siltstones rich in volcanic minerals, up to several metres thick, with primary volcanic and pedogenised horizons (*alluvial deposits*, b). The  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar dating of a volcanic horizon yielded an age of 570 ± 10 ka. Outcropping thickness: exceeding 100 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

### SINTEMA DEL CONVENTO DEI CAPPUCCINI (NRP)

Thick bedded breccias with angular and subangular clasts (*deposits of mixed origin*, i); well-organised, clast-supported conglomerates with mainly centimetric calcareous clasts, sandy silty matrix, and well cemented to lithified horizons of rounded clasts (*alluvial deposits*, b). The maximum outcropping thickness is about 30 m.

LOWER PLEISTOCENE p.p.

#### INTERMONTANE CASTELLUCCIO BASIN UNITS

#### SINTEMA DI PIANO GRANDE (PGE)

Slightly to moderately consistent silts and clays, locally peaty; weakly sandy in peripheral areas (*lacustrine and palustrine deposits*, e). They alternate downwards with gravels, gravels and sands, clays, and sandy clays of fluvio-lacustrine environment, identified in boreholes (Ge.Mi.Na., 1962). Gravels in a sandy-silty and silty-sandy matrix passing to silty sands with gravels of alluvial fan facies of the Bonanno and Caprelli valleys (*alluvial deposits*, b). Outcropping thickness: about 20 m.

**UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE** 

#### subsintema di Piano Piccolo (PGE<sub>1</sub>)

Gravels with predominantly heterometric, subangular to subrounded carbonate clasts, poorly sorted, in a sandy-silt matrix, locally in alluvial fan facies (Le Pianacce). Deposits occur at slightly higher altitudes than the present floor of the valley (*terraced alluvial deposits*,  $b_n$ ). Thinly stratified, locally weakly cemented, clast-supported breccias composed of centimetric carbonate clasts that are mostly subangular, flattened shaped and locally arranged parallel to the stratification with scarce reddish sandy matrix (*scree deposits*,  $a_3$ ). Maximum outcrop thickness: about 10 m.

UPPER PLEISTOCENE

#### SINTEMA DI CASALETTO MOZZONI (CSZ)

Gravels with mostly carbonate, locally conglomerates, heterometric, angular to subrounded elements, with a light brown, sandy-silt to silty-sandy matrix, locally open-work (*terraced alluvial deposits*, b<sub>n</sub>). Thickness: few metres.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.* 

# SINTEMA DI QUARTUCCIOLO (SQT)

Thinly stratified, generally clast-supported conglomerates, with mostly heterometric, subrounded to subangular carbonate clasts and ochre sandy-silty and siltyclayey matrix, in places passing to clast-supported gravels with centimetric, subrounded clasts and an ochre sandy-gravelly to silty-sandy matrix (*terraced alluvial deposits*,  $b_n$ ). Metre-thick ochraceous clayey silts (*lacustrine deposits*,  $e_2$ ) occur at Piano Piccolo, near the II Laghetto locality, suspended with respect to the present floor of the valley. Thickness: more than 20 m.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.* 

#### SINTEMA DI MATELICA (MTI)

Stratified, locally well cemented, heterometric breccias and gravels with angular clasts, scarce to absent matrix. Approximately 40 m thick (scree deposits, a<sub>2</sub>). Heterometric conglomerates with calcareous and arenaceous clasts, heterometric gravels in a sandy matrix and sands; clasts are well rounded, locally imbricated and with a diameter exceeding 30 cm; cross-stratified tractive structures can also be found. Interspersed at different heights, decimetric levels of peat occur. Deposits are partially pedogenised at the top. Maximum thickness: about 10 m (terraced alluvial deposits, b<sub>n</sub>). Massive, poorly sorted deposits, composed of angular, heterometric (centimetric to pluridecimetric) calcareous clasts, in abundant sandy-silty matrix with frequent limestone blocks up to plurimetric in size. The thickness varies up to a maximum of 35 m (deposits of mixed origin: debris flow and/or torrential, i). Heterometric deposits in a silty-clayey matrix, containing arenaceous blocks more than one metre in size, deriving from mass transport processes (at Illica). Chaotic deposits with carbonate clasts and blocks varying in size from a few m<sup>3</sup> to tens of m<sup>3</sup>, immersed in a sandy-gravel matrix (at Pescara del Tronto, Vezzano and between Piedilama and Pretare). The overall thickness of these deposits varies up to a maximum of approximately 40 m (ancient landslide deposits, a1). Lithoid travertines of barrage and cascade facies; semi-coherent travertines consisting of alternating sandy silts and phytoclastic massive calcareous silty sands, with irregular clusters of micro- and phytohermal lithoid travertines. Thickness: about 10 m (tra*vertines*,  $f_1$ ).

UPPER PLEISTOCENE

### SUPERSINTEMA DELL'ALTO BACINO DEL FIUME TRONTO (TO)

This supersynthem is comprised between the basal erosional surface modelled on the formazione della Laga or on the carbonate substrate and the present topographic surface. It includes the Amatrice (AMX) and Retrosi (RTS) synthems characterized by different lithological associations and separated by unconformity boundaries. Moderately sorted, clast-supported, stratified breccias, constituted of centimetric to pluricentimetric angular carbonate clasts, with locally inverse gradation, scarce to absent matrix, low to medium degree of cementation have been attributed to the undifferentiated supersynthem. Thickness: few metres (*scree deposits*, a<sub>3</sub>).

LOWER PLEISTOCENE *p.p.* - MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.* 

#### SINTEMA DI RETROSI (RTS)

Clast supported to open-work gravels and conglomerates. Locally they may be covered by a few metres of fine sands. The conglomerates are generally massive or poorly stratified in a few metres thick lenticular layers. Total thickness of about 30-40 m. Sands with parallel and cross planar lamination, locally with centimetric levels of carbonate pebbles; maximum thickness of 10 m (*alluvial deposits*, b). Sands and gravels with centimetric-sized arenaceous clasts sometimes prevailingly in an abundant silty-clayey matrix (*slope deposits*, a). Massive silts and silty sands sometimes with scattered arenaceous clasts (*colluvial deposits*, b<sub>7</sub>). Variable thickness up to a maximum of 10 m. Massive yellowish and brownish sandy and silty-sandy sediments; maximum thickness 4-5 m (*eluvial-colluvial covers*, b<sub>7</sub>).

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.* 

#### SINTEMA DI AMATRICE (AMX)

The unit consists of different lithological associations that are partly interfingered with each other. Conglomeratic association (AMX<sub>2</sub>): conglomerates and gravels with rounded and subrounded clasts of sandstone and subordinately of limestone, in lenticular and tabular layers, of fluvial and alluvial fan facies. The fluvial deposits consist of stratified, clast supported to open-work, well-rounded to subrounded gravels and blocks, even larger than 30 cm in diameter, with poorly sorted levels and abundant sandy matrix; in places planar cross-stratification and erosional phenomena at the base of the layers are present. The beds present predominantly normal gradation and tractive current structures with imbricated clasts, attributed to streamflow-type deposition in active channels. Sandy-pelitic association (AMX<sub>b</sub>): laminated yellowish silty sands, sometimes with cross-stratification, of alluvial facies; locally pedogenised. They crop out at the top of the conglomeratic association (AMX<sub>a</sub>) and have a total thickness of 12-15 m. Sandy association (AMX<sub>c</sub>): medium-fine, massive, or badly stratified sands, sometimes graded, in places with planar laminations, of alluvial fan facies. The sands are organised in tabular lithosomes, often containing lenticular deposits, consisting of sub-angular blocks (over 40 cm in diameter) with abundant matrix; at the top, embedded in a sandy matrix, arenaceous blocks over 1-2 m in diameter occur. This association interfingers the upper part of AMX<sub>a</sub> and AMX<sub>b</sub> and has a total thickness of about 35-40 m.

LOWER PLEISTOCENE p.p.- MIDDLE PLEISTOCENE

#### FORMAZIONE DELLA LAGA (LAG)

In the area of the Sheet, the formation is represented only by the membro del Lago di Campotosto.

**Membro del Lago di Campotosto**  $(LAG_4)$ : It comprises four facies associations subdivided in relation to the sandstone/pelite ratio (A/P). Arenaceous association  $(LAG_{4c})$ : medium to coarse sandstones in medium to very thick beds, with a sharp and sometimes erosive base; A/P ratio >>1 or indefinite. Arenaceous-pelitic association I  $(LAG_{4d})$ : fine- to medium-grained sandstones, sometimes coarse-grained, in medium to thick layers, with a net basal surface sometimes strongly erosive; 3 < A/P < 10. Arenaceous-pelitic turbidites in medium to thick layers with a sharp base and tabular geometry, 1 < A/P < 3. Pelitic-arenaceous association  $(LAG_{4e})$ : thinbedded pelitic-arenaceous turbidites (TBT type), with grain sizes ranging from very fine sandstones to cross-laminated siltstones, A/P < 1. The outcrop thickness is approximately 2300 m.

MESSINIAN p.p.

PRE-OROGENESIS DEPOSITS BASIN, ESCARPMENT/SLOPE, RAMP SUCCESSION

### UNITÀ ARGILLOSO-MARNOSA (UAM)

The unit is represented only by the argille a Orbulina member.

**argille a Orbulina** (UAM<sub>3</sub>): claystones, clayey marls and grey-brown and ochreous marly clays, in thin layers or more rarely massive, with abundant planktonic foraminifera (*Orbulina* sp. and globigerinids). Sedimentary environment: hemipe-lagic basin. The thickness is in the order of few tens of metres.

TORTONIAN *p.p.* – LOWER MESSINIAN *p.p.* 

### MARNE CON CERROGNA (CRR)

Alternating fine marly calcarenites (packstone) with clayey matrix in medium beds, and marls and calcareous marls with abundant planktonic foraminifera in medium to thick layers, with intercalating medium and coarse calcarenites (grainstone/rudstone) at different heights, containing fragments of echinoderms, bivalves, bryozoans, lithotamnids and rare benthic foraminifera. At the top, the marly-clayey component prevails. Planktonic foraminifera association is characterized by *Globi*- gerinoides sp., Catapsydrax sp., Globoquadrina sp., Globorotalia siakensis, Praeorbulina sp., Orbulina bilobata, Orbulina universa. Nannofossil associations are characterized by Sphenolithus cf. disbelemnos e S. heteromorphus and abundant small-size Dictyococcites and Reticulofenestra and . Sedimentary environment: external ramp/basin. Maximum outcropping thickness estimated at 500-600 m.

BURDIGALIAN p.p. – TORTONIAN p.p.

# UNITÀ SPONGOLITICA (SPT)

In the lower portion, alternating medium to poorly stratified marls and medium to fine calcarenites, with fragments of bryozoans, remains of silicosponge, heavily silicified at places, and sponge spicules in very variable quantities. Upwards, alternating marls and poorly stratified calcarenites prevail. Planktonic foraminifera association consists of *Globoquadrina* sp., *Globorotalia* spp., *Globigerinoides* sp. e *Catapsydrax* sp. In the lower portion, frequent macroforaminifera-rich levels (Lepidocyclinidae, *Miogypsina* spp., *Miogypsinella* sp. and *Spiroclypeus* sp.), with and fragments of red algae, bryozoans, echinoderms and corals. Among the rare nannofossils *Dictyococcites*, *Reticulofenestra* e *Cyclicargolithus*, *C. floridanus/abisectus*, *Dictyococcites* bisectus, *Helicosphaera carteri*, *Triquetrorhabdulus carinatus* occur. Sedimentary environment: middle to external ramp. Thickness: 50-80 m.

AQUITANIAN – BURDIGALIAN p.p.

### SCAGLIA CINEREA DETRITICA (CDZ)

At the base, intra-bioclastic calcarenites and calcirudites (grainstone/rudstone, more rarely floatstone), with macroforaminifera and echinoderms, in medium to thick layers, with intercalations of pinkish and greenish marly levels and rare polychrome chert. Towards the top, alternating greenish-grey and havana-grey marls in medium and thin layers with dark chert and grevish wackestone containing abundant planktonic foraminifera, with intercalated bio-intraclastic calcarenites with fragments of bivalves, echinoderms and glauconite. Medium and thin layers of graded turbiditic biocalcarenites with macroforaminifera are widespread. Planktonic foraminifera association is characterized by *Globigerinatheka senni*, *Globanomalina* sp., Pseudohastigerina sp., Globigerinatheka cfr. subconglobata, Subbotina criptomphala, Turborotalia cocoaensis, Turborotalia gr. cerroazulensis, T. cfr. ampliapertura, "Globigerina" venezuelana. Biodetritic intercalations contain red algae, echinoderms, bryozoans, gastropods, corals and abundant macroforaminifera, with associated Halkyardia minima, Fabiania cassis, Gyroidinella magna, Eorupertia magna, Biarritzina sp., Neorotalia viennoti, Gavellinidae e Lagenidae. The nannofossil associations are comparable to those identified in the Scaglia Cinerea, although less abundant and poorly preserved. Sedimentary environment: basin proximal to the carbonate ramp. Thickness: about 100 m. LUTETIAN p.p. – CHATTIAN

# SCAGLIA CINEREA (SCC)

Marls, calcareous marls and subordinate micritic limestones, passing to foliated greenish-grey clayey marl in thin layers, with intercalated bioclastic calcarenites and calcirudites with macroforaminifera in metric beds. Polychrome chert in thin beds. Planktonic foraminifera association is characterized by *Pseudohastigerina* sp., *Subbotina eocaena, Chiloguembelina* sp., *S. praeturritellina, Turborotalia ampliapertura, Catapsydrax martini, Globoquadrina* sp. Biodetritic intercalations contain abundant macroforaminifera, in particular Lepidocyclinidae, *Heterostegina* sp., *Cycloclypeus* sp., *Victoriella* sp., *Neorotalia viennoti*, , red algae and bryozoans. Calcareous nannofossil associations are characterized by *Reticulofenestra hillae*, *Cyclicargolithus floridanus/bisectus, Sphenolithus predistentus, S. distentus, S. dissimilis, S. conicus, Triquetrorhabdulus carinatus, Helicosphaera carteri.* Sedimentary environment: hemipelagic basin with sediment supplies from the carbonate ramp. Thickness: from a few to about 100 m.

PRIABONIAN p.p. - CHATTIAN

# SCAGLIA VARIEGATA (VAS)

Rhythmic and regular polychrome succession of micritic limestone with planktonic foraminifera (wackestone) and marls, in thin to medium layers. Chert in lenses. Towards the top, at the transition with the Scaglia Cinerea, the marly component increases while, in the areas with more detrital successions, bioclastic intercalations with macroforaminifera increase. Planktonic foraminifera association is characterized by *Globigerinatheka* cfr. senni, Acarinina bullbrooki, Pseudohastigerina micra, Hantkenina sp., *Globigerinatheka* kugleri, Morozovella lehneri, Turborotalia pomeroli, Turborotalia cerrazulensis, Catapsydrax sp., Chiloguembelina sp. Nannofossil associations are characterized by *Clausicoccus subdistichus*, Ericsonia formosa, Cyclicargolithus floridanus, Sphenolithus radians, Discoaster barbadiensis, Reticulofenestra umbilicus, R. dictyoda, Dictyococcites bisectus, Chiasmolithus gigas, S. furcatolithoides. Sedimentary environment: pelagic basin/distal slope. Thickness: from a few to about 50 m.

LUTETIAN p.p. – PRIABONIAN p.p.

# SCAGLIA DETRITICA (SCZ)

The formation is represented exclusively by the membro calciruditico-calcarenitico  $SCZ_2$ .

**membro calciruditico-calcarenitico** (SCZ<sub>2</sub>): alternating fine calcarenites (grainstone and packstone) and subordinate whitish and brown micrites (wackestone) in medium layers. In the lower portion thickand lenticular layers of resedimented whitish crystalline grainstone and rudstone with fragments of molluscs, echinoderms and benthic foraminifera locally occur. In the upper portion rare reddish marly limestone with layers of red-brown chert, rich in planktonic foraminifera are intercalated. Planktonic foraminifera association is characterised by: *Igorina pusilla, Subbotina triangularis, Morozovella angulata, Globanomalina pseudomenardii, M. acuta, S. eocaenica, Acarinina coalingensis, M. edgari, M. gracilis, Chiloguembelina* sp.

Resedimented levels consist of biocalcarenites and biocalcirudites, with reworked clasts of both carbonate platform and pelagic basin environments, *Globoflavina sphaeroidea*, *Plumokathina* sp., *Miscellanea* sp., *Alveolina* gr. *cremae*, *A. fornasinii*, *Discocyclina* sp., *Nummulites* spp., Rotaliidae, Miliolidae, echinoderm fragments, algae. Nannofossils are badly preserved. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Thickness: 100-150 m.

DANIAN p.p. – LUTETIAN p.p.

# CALCARI CRISTALLINI (CTN)

Calcarenites and calcirudites (floatstone) in thick to very thick layers, with heterometric clasts, deriving from the margins of the carbonate platform, intrabasinal clasts and rudists fragments, benthic macroforaminifera and planktonic foraminifera; thin interlayers of marly limestone (wackestone) with planktonic foraminifera. Planktonic foraminifera association is characterised by *Globotruncana linneiana*, *G. hilli*, *G. ventricosa*, *G. stuarti*, *G. stuartiformis*, *G. arca*, *Gansserina gansseri*, *Rugoglobigerina* sp., *Racemiguembelina fructicosa*. Resedimented levels contain fragments of inoceramids, rudists, bryozoans, red algae, corals, *Hellenocyclina beotica*, *Siderolites calcitrapoides*, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., Miliolidae, Valvulinidae. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Thickness: 20-50 m.

CAMPANIAN p.p. - MAASTRICHTIAN p.p.

# SCAGLIA ROSSA (SAA)

Micritic, marly and marly limestones (wackestone/mudstone), pinkish to dark red or greyish/whitish in colour, in thin to medium layers. Calcarenites, bioclastic laminated and graded calcirudites are intercalated, in thick and very thick layers that are locally abundant and prevalent, thickening- and coarsening-upward. Chert occur in thin beds, lenses and nodules; it changes from red in the basal part to grey or polychrome towards the top. Sedimentary environment: pelagic basin. Thickness: from 300 to 450 m.

# LOWER TURONIAN p.p. - LUTETIAN p.p.

Where possible the following members have been mapped:

membro calcilutitico-calcarenitico di S. Giusta (SAA<sub>6</sub>): red to pink or even well-bedded micritic and marly greenish and whitish limestones (mudstone/wackestone), with reddish and orange chert. Abundant planktonic foraminifera. At several levels, especially in the upper part, biodetritic grainstones, rudstones and floatstones with horizons of macroforaminifera-rich breccia occur. in thick layers, often amalgamated and with an erosive base. Rare intercalations of biodetritic wackestone, often laminated, with planktonic foraminifera. In several places, a few metres from the base, breccias occur, with a prevalent matrix and rounded clasts of the Cretaceous carbonate platform. Planktonic foraminifera association is characterised by: Globanomalina cfr. compressa, G. pseudomenardii, Morozovella velascoensis, Chiloguembelina sp., M. cfr. aragonensis, Globigerinatheka senni, Acarinina bullbrooki, Truncarotaloides topilensis, Turborotalia frontosa, Hantkenina sp. The resedimented levels contain reworked fossils of Cretaceous age and remains of bryozoans, red algae, echinoderms, Discocyclina sp., Nummulites sp., Alveolina sp. Nannofossil association is dominated by Thoracosphaera, Sphenolithus and Coccolithus pelagicus. Biantholithus sparsus, Prinsius martinii, P. bisulcus, Toweius pertusus, Fasciculithus tympaniformis, Reticulofenestra hesslandii, R. bisecta also occur. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Maximum thickness is about 140 m.

DANIAN - LUTETIAN *p.p.* 

membro calcilutitico di Bacugno (SAA<sub>4</sub>): pink and red well bedded micritic limestones (mudstone/wackestone), with abundant planktonic microfauna; chert nodules, lenses and beds, red-orange and more rarely ochre and grey in colour. Locally, lenses of floatstone and calcarenites with fragments of rudiste, calcareous algae and benthic foraminifera occur. Planktonic foraminifera association is characterised by Helvetoglobotruncana helvetica, Dicarinella spp., Pithonella ovalis, Globotruncana linneiana, Globotruncanita stuarti, Pseudotextularia cfr. elegans, Radotruncana calcarata, Contusotruncana contusa, Racemiguembelina sp., Rugoglobigerina sp. In the lower portion resedimented levels contain prisms of inoceramids, fragments of rudists and echinoderms; in the upper portion Hellenocyclina beotica, Siderolites sp., Lepidorbitoides sp. and Rotalia sp., occur. Nannofossil associations are relatively abundant and diversified; the markers Quadrum gartneri Eiffellithus eximius, Micula staurophora, Broinsonia parca constricta, Uniplanarius gothicus, Reinhardtites levis, U. sissinghii, U. trifidus, Lithraphidites quadratus, *M. murus* occur. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Maximum thickness is about 130 m.

#### LOWER TURONIAN p.p. - MAASTRICHTIAN

#### SCAGLIA BIANCA (SBI)

Prevailing micritic limestones, marly limestones and subordinate very fine often laminated calcarenites, whitish in colour, in thin and medium beds, with interbedded thin greenish marly and clayey layers in the lower part. Chert occurs in centimetric layers, more frequent thin beds and nodules in the lower part, whitish, black, dark grey and hazelnut in colour. Locally in the lower and middle parts of the unit, lenses of fine to coarse biocalcarenites, calcirudites, biodetritic floatstones and pebblymudstones with fragments of rudists and orbitolinids prevail or are exclusive.

*Litofacies calcarenitica* (SBI<sub>a</sub>): biodetritic wackestone/packstone in decimetric layers, with brownish chert nodules, radiolarian mudstone and pebbly-mudstone; calcirudites (rudstone/floatstone) and bioclastic calcarenites (grainstone/packstone) with fragments of rudists, echinoderms, orbitolinids, algae and intra- and extraclastic clasts deriving from carbonate platform areas, in medium to thick beds.

The micropalaeontological content is represented by radiolarians and sponge spicules in association with *Planomalina buxtorfi*, *Rotalipora appenninica*, *Heterohelix moremani*, *Costellagerina*. *libyca*, *Praeglobotruncana stephani*, *Dicarinella algeriana*, *P. gibba*, *D. imbricata*, *Whiteinella praehelvetica*. The nannofossil associations are similar to those found in the Marne a Fucoidi with an increased abundance of *Eiffellithus turriseiffelii* and *Eprolithus floralis*. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Thickness: from 25 to 100 m, up to 150 m where the risedimeted facies prevails.

UPPER ALBIAN *p.p.* – LOWER TURONIAN *p.p.* 

### MARNE A FUCOIDI (FUC)

Thin-bedded marls, clayey marls and foliated claystones, greenish, grey and violet-red in colour, locally blackish with bioturbations (*Planolites, Chondrites* and *Zoophycos*), passing to grey and greenish marly limestones (wackestone and mudstone) with wine-coloured flames. Levels of "bituminous schists" occur ("Livello Selli" Auct.). Chert is found in thin layers, generally black or varicoloured. In the upper part of the unit, medium to thick bedded bioclastic calcarenites and calcirudites are more frequent. The microfossil association is characterised by: *Biticinella breggiensis, Macroglobigerinelloides* cfr. "*caseyi*", *Paraticinella bejaouaensis, Hedbergella* cfr. *trochoidea, Pseudoplanomalina cheniurensis, Globigerinelloides* sp., *Ticinella* sp., *Rotalipora* sp., Hetherohelicids. Resedimented levels contain orbitolinids fragments of rudists, echinoderms and porostromata. Nannofossils are abundant and diversified; among the markers *Assipetra infracretacea, A. terebro*- *dentarius*, *Rhagodiscus achlyostaurion*, *Helenea chiastia*, *Lithraphidites alatus*, *L. pseudoquadratus* and *Eiffellithus occur*. Sedimentary environment: pelagic basin with euxinic episodes and sediment supplies from the carbonate platform. Thickness: 60-150 m.

LOWER APTIAN p.p.- UPPER ALBIAN p.p.

### MAIOLICA (MAI)

White, brown and greyish micritic limestone (wackestone/mudstone), in medium to thick layers, with concoid fracture; subordinate, fine biocalcarenites (packstone/grainstone), mainly in the basal part of the unit. Pebbly mudstones with a grey matrix and multicoloured clasts also occur. Widespread whitish, greyish, and brownish chert, blackish towards the top. The microfossil content is composed of radiolarians, calpionellids and *Globochaete* sp. frequently associated with Stomiosphaeridae and rare *Saccocoma* sp. (in the lower portion). In the upper portion *Hedbergella* sp. and *Globigerinelloides blowi* occur. The biodetritic component is composed of fragments of bivalves, echinoderms, algae, colonial corals, echinoderms, *Tubiphytes morronensis, Protopeneroplis ultragranulata, Mohlerina basilensis*. Among the nannofossils, *Watznaueria, Nannoconus* and *Conusphaera mexicana* dominate; in the Tithonian, *Polycostella beckmannii* and *P. senaria* are recognised; later *N. steinmannii* appears. Sedimentary environment: pelagic basin. Thickness: 200-350 m.

UPPER TITHONIAN – LOWER APTIAN p.p.

# CALCARI DIASPRIGNI (CDU)

Cherty and radiolaritic limestones, light brown, greenish grey or polychrome in colour, in thin beds with greenish clay thin interlayers. Abundant chert in beds and nodules, in places thinly laminated and varicoloured. Bioclastic calcarenites (decimetre to metre thick) with echinoderm and coral fragments, and calcisilites are more frequent at the base and in the upper portion. The upper portion consists of well bedded whitish, greenish and light brown limestones or marly limestones and marls with grey chert, with *Saccocoma* sp. and Aptici. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Thickness: 20-200 m.

LOWER BAJOCIAN p.p. - LOWER TITHONIAN

Where possible the two members have been mapped.

**membro dei calcari a Saccocoma e aptici** (CDU<sub>2</sub>): alternating whitish and greenish well-bedded micrites, fine to coarse bioclastic calcarenites and calcisiltites in medium to thick layers, locally strongly oxidised. Thin intercalations of greenish

marls and cherty and radiolaritic limestones with polychrome chert occur. The fossiliferous content is mainly represented by *Saccocoma* sp., radiolarians, sponge spicules and Aptici, Stomiosphaeridae and rare *Lenticulina* sp.; in the bioclastic facies fragments of gastropods, echinoderms and Dasicladacee algae occur associated to *Subbdelloidina luterbacheri*, *Protopeneroplis striata*, *P*. cfr. *ultragranulata*, *?Pseudocyclammina* cfr. *lituus*, *Kurnubia* gr. *palastiniensis*, *Muranella parvissima*. The nannofossil associations diversify with the appearance of *Polycostella beckmannii* and *Conusphaera mexicana*.

UPPER KIMMERIDGIAN - LOWER TITHONIAN

**membro selcifero**  $(\text{CDU}_1)$ : light brown to greenish-grey and polychrome cherty and radiolaritic calcisilities, mainly thin-bedded and with chert nodules and beds, thickly laminated, and thin-bedded polychrome radiolarites with medium to thick interlayers of fine to very fine biocalcarenites in s. Micritic limestones (wackestone) with radiolarians and thin greenish or polychrome clay and marl interlayers also occur. The fossil content is characterised by the abundance of radiolarians and sponge spicules, with echinoderm and coral fragments. The nannofossil associations consist almost exclusively of *Watznaueria* spp.

LOWER BAJOCIAN p.p. – LOWER KIMMERIDGIAN

# CALCARI E MARNE A POSIDONIA (POD)

Limestones and marly limestones, hazel-grey in colour, densely and regularly stratified in fine to medium beds. Chert, whitish-grey in colour, is present in strips and layers. Characteristic is the occurrence of thin-shelled bivalves, in places very abundant. Intercalations of fine to coarse resedimented layers (packstone-grainstone), mainly consisting of ooids, peloids, oncoids and bioclasts, increasing in quantity and thickness towards the top. The base of the formation is characterised by interbedded clayey marls and grey and greenish claystones. The fossil content is represented by thin-shelled bivalves (*Bositra buchii, Lentilla humilis*), spicules, radiolarians and echinoderm fragments; resedimented beds contain *Protopeneroplis striata, Trocholina* sp., Miliolidae and Dasicladacee algae. The poorly preserved nannofossil associations are dominated by *Schizosphaerella*, accompanied by *Lo-tharingius* and *Watznaueria*. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Thickness: 10-250m.

UPPER TOARCIAN p.p. – LOWER BAJOCIAN p.p.

# MARNE DI MONTE SERRONE (RSN)

Thinly stratified greenish-grey and yellowish marls and calcareous marls, alternating, with increasing frequency upwards, with grainstone/packstone calcarenites and predominantly havana, hazelnut and yellowish-orange oolitic calcirudites, in medium to thick layers, with abundant bioclasts of echinoderms, corals, molluscs, brachiopods and ammonites. There are sporadic hazel-greyish slab-like micrites, locally with ammonites especially in the upper part. Chert occurs in nodules, of variable colour, generally dark. The fossil content consists of rare ammonites, fragments of echinoderms, brachiopods and corals, thin-shelled bivalves also concentric (*Bositra buchii, Lentilla humilis*), sponge spicules, radiolarians, ostracods, *Globochaete* sp., *Agerina martana, Lenticulina* sp., Textularidae and Nodosaridae. Among the nannofossils *Schizosphaerella* dominates; *Lotharingius crucicentralis, L. velatus, L. hauffii, Carinolithus superbus, Crepidolithus crassus, Discorhabdus ignotus, D. criotus and Thoracosphaera* occur. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Thickness: 40-120 m.

LOWER TOARCIAN p.p. – UPPER TOARCIAN p.p.

#### ROSSO AMMONITICO (RSA)

Marly limestones, marls and marly clays, dark red in colour, crop out exclusively at the SW edge of the Sheet (P.zo Lo Schioppo), locally interbedded also as slumps in the lateral Marne di Monte Serrone (I Sassetelli, Quarto-Curcumunno). Sedimentary environment: transitional areas between the PCPs and the pelagic basin. Thickness: about 20 m.

TOARCIAN p.p.

### CORNIOLA DETRITICA (COK)

The formation is represented exclusively by the COKa lithofacies characterised by often recrystallised detrital limestones (grainstone/rudstone) and finely bioclastic and dark grey micritic limestones (mudstone), in medium to thick layers; levels of matrix-supported breccias also occur, containing centimetric intraclasts and centimetric to metric Calcare Massiccio clasts, up to olistolites with dimensions of several m<sup>3</sup>. The fossil content is characterised by radiolarians, sponge spicules and fragments of echinoderms, benthic foraminifera (Miliolidae, Valvulinidae), *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp. and *Tubiphytes* sp. Sedimentary environment: pelagic basin, close to the structural highs and with sediment supplies from the carbonate platform. The maximum outcropping thickness is around 500 m.

SINEMURIAN p.p. – LOWER TOARCIAN p.p.

### CORNIOLA (COI)

Well bedded micritic limestones (mudstone and wackestone), in layers of 10-80 cm, grey and hazelnut in colour, containing radiolarians and sponge spicules.

Chert nodules occur, grey, black and light brown in colour. Lenses and slumping locally occur (Forca Canapine, Costa Castelluccia). The resedimented component, locally very abundant to prevalent, consists of pebbly mudstone and fine to coarse calcarenites (packstone/grainstone) and calcirudites (rudstone), with peloids, ooids, oncoids and intraclasts, and bioclastic calcarenites rich in fragments of anthozoans, hydrozoans, calcareous algae, fragments of echinoderms and molluscs. The lower portion of the formation is locally partially dolomitised and has very scarce chert. The upper portion is characterised by the presence of marly-clayey interlayers. The most common macrofossils are gastropods, bivalves (cf. Diotis), ammonites, echinoderm remains and hydrozoans. The microfossil content is typically represented by sponge spicules and radiolarians, ostracods, benthic foraminifera (Involutina liassica, Agerina martana, Paralingulina gr. tenera, Opthalmidium sp., Glomospira sp., Nodosaria sp., Lenticulina sp., Frondicularia sp., Trocholina sp., ?Ammobaculites sp., Valvulinidae), Globochaete alpina, Thaumatoporella sp., Caveuxia sp., Tubiphytes sp. and demosponges. Nannofossils (Schizosphaerella and Thoracosphaera; Mitrolithus elegans, Lotharingius barozi and Carinolithus superbus) also occur. Sedimentary environment: pelagic basin with sediment supplies from carbonate platform. Thickness: from a few tens of metres to over 500 m.

SINEMURIAN p.p. – LOWER TOARCIAN p.p.

# **GRUPPO DEL BUGARONE (BU)**

Grey, pinkish and yellowish micritic limestone (wackestone/packstone) in decimetre-thick or indistinct beds, with ammonites, bivalves, echinoderms, brachiopods, radiolarians, sponge spicules and benthic foraminifera. Sedimentary environment: top and slopes of a PCP. The maximum thickness is about 35m.

PLIENSBACHIAN p.p. - LOWER TITHONIAN

### CALCARE MASSICCIO (MAS)

Massive or metre-thick bedded limestones, white in colour, characterised by alternating grainstone/packstone/wackestone with oncoids, peloids and bioclasts and wackestone/mudstone with birdseyes, cryptalgal fenestral bindstone, organised in typical peritidal cycles. The upper part of the formation consists of grey to hazelnut packstone/wackstone with peloids, microoncoids and benthic foraminifera from the member of Calcare Massiccio B (MAS<sub>1</sub>), not mappable. Along the Jurassic palaeoescarpments the unit can be diffusely silicified, with chert in centimetric nodules. The fossil content is represented by bivalves, gastropods, echinoderm remains, benthic foraminifera (Nodosaridae and Valvulinidae), *Thaumatoporella* sp., *Cayeuxia* sp., *Tubiphytes* sp. and *Lithocodium* sp. In the upper portion the fossil content is characterised by ostracods, *Paralingulina* gr. *tenera*, *Involutina liassica*, *Agerina*  *martana*, *Frondicularia* sp., *Siphovalvulina* sp. and *Ophtalmidium* sp. Sedimentary environment: carbonate platform with variable energy from subtidal to supratidal with emersion episodes. The maximum outcropping thickness is about 400 m. HETTANGIAN – LOWER PLIENSBACHIAN *p.p.* 

314

#### BIBLIOGRAFIA

- AGNINI C., FORNACIARI E., RAFFI I., CATANZARITI R., PÄLIKE H., BACKMAN J. & RIO D. (2014) Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. Newsletters on Stratigraphy, 47 (2): 131-181.
- ALBANO M., BARBA S., SAROLI M., POLCARI M., BIGNAMI C., MORO M., STRAMONDO S. & DI BUCCI D. (2019) - Aftershock rate and pore fluid diffusion: Insights from the Amatrice-Visso-Norcia (Italy) 2016 seismic sequence. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124: 995-1015. https://doi.org/10.1029/2018JB015677.
- ALBERTI M. (2006) Spatial variations in the similarity of earthquake populations: the case of the 1997 Colfiorito-Sellano (northern Apennines, Italy) seismic sequence. Tectonophysics, 421: 231-250.
- ALBERTI M., DECANDIA F.A. & TAVARNELLI E. (1996) Modes of propagation of the compressional deformation in the Umbria-Marche Apennines. Mem. Soc. Geol. It., 51: 71-82.
- ALBOUY E., CASERO P., ESCHARD R., RUDKIEWICZ J.L. & SASSI W. (2003) Coupled structural/stratigraphic forward modelling in the Central Apennines. In: Proceedings, American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention: 11-14 May, Salt Lake City, Utah, 23-24.
- AMANTI M., CHIESSI V., D'OREFICE M., FIORENZA D. & TROCCOLI A. (2017) Valutazione della suscettibilità a fenomeni di instabilità geologici nell'area di Pescara del Tronto (Comune di Arquata del Tronto - AP), Roma, 50 pp.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982a) Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio. Publ. n. 513, C.N.R. - Progetto Finalizzato "Geodinamica": 219-223.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982b) Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio. Contributo conclusivo per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia (II), CNR - Progetto Finalizzato "Geodinamica" S.P. Neotettonica, 356: 1341-1343.
- APAT SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2003) *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. Quaderni serie III, Volume 9. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- APAT SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2008) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 357 "Cittaducale". S.EL.CA, Firenze.
- ARINGOLI D., CAVITOLO P., FARABOLLINI P., GALINDO-ZALDIVAR J., GENTILI B., GIANO S.I., LOPEZ-GAR-RIDO A.C., MATERAZZI M., NIBBI L., PEDRERA A., PAMBIANCHI G., RUANO P., RUIZ-CONSTÀN A., SANZ DE GALDEANO C., SAVELLI D., TONDI E. & TROIANI F. (2014) - Morphotectonic characterization of the quaternary intermontane basins of the Umbria-Marche Apennines (Italy). Rend. Fis. Acc. Lincei, 25 (2): 111-128. doi: 10.1007/s12210-014-0330-0.
- ARINGOLI D., FARABOLLINI P., GALINDO-ZALDIVAR J., GENTILI B., GIANO S.I., LOPEZ-GARRIDO A.C., MA-TERAZZI M., PAMBIANCHI G., PEDRERA A., RUARO P., RUIZ-CONSTA' N.A., SANZA DE GALDEANO C., SAVELLI D., TONDI E. & TROIANI F. (2012) - Morphotectonic and sedimentary infill of the Colfiorito, Norcia, Castelluccio and Leonessa basins (Central Apennines, Italy). Rend. Soc. Geol. It., 25 (2): 111-128.
- ARTA (2003) Fiume Tronto. Agenzia Regionale per la Tutela dell'Ambiente Abruzzo, 2003.
- ARTONI A. (2003) Messinian events within the tectono-stratigraphic evolution of the Southern Laga Basin (central Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It., 122: 447-465.
- ARTONI A. (2007) Growth rates and two-mode accretion in the outer orogenic wedge-foreland basin system of central Apennine (Italy). Boll. Soc. Geol. It., 126: 531-556.
- ARTONI A. (2013) The Pliocene-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. Marine and Petroleum Geology, 42: 82-106.
- AULO GELLIO (1967) Gellius Aulus, Noctes Atticae. Ed. R. Marache, Paris, IV (6): 1-2.
- BACHETTI C., BLUMETTI A.M., CALDERONI G. & RIDOLFI M. (1990) Attività neotettonica e paleosismicità nel settore meridionale dei Monti della Laga. Rend. Soc. Geol. It., 13: 9-16.

- BAGLIVI G. (1710) Historia Romani Terraemotus & Urbium adjacentium, Anno infelicissimo 1703. Opera omnia medicopratica, et anatomica: 523-533. Lyon.
- BALDANZA A., COLACICCHI R. & PARISI G. (1982) Controllo tettonico sulla deposizione dei livelli detritici nella Scaglia cretaceo-paleogenica. Rend. Soc. Geol. It., 5: 11-14.
- BALDONI T., BANZATO F., CASCONE D. & MASTRORILLO L. (2008) Redazione informatizzata della cartografia idrogeologica tematica del territorio della Regione Umbria (Responsabili Scientifici del Contratto di Ricerca, BONI C. & PETITTA M.). Regione Umbria - Dipartimento di Scienze della Terra Università degli Studi di Roma "La Sapienza". Relazione inedita con allegata cartografia idrogeologica, aprile 2008.
- BALLY B.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. Mem. Soc. Geol. It., 35 (1986): 257-310.
- BARATTA M. (1901) I terremoti d'Italia. Fratelli Bocca Ed., Torino, 950 pp.
- BARBERIO M.D., BARBIERI M., BILLI A., DOGLIONI C. & PETITTA M. (2017) Hydrogeochemical changes before and during the 2016 Amatrice-Norcia seismic sequence (central Italy). Scientific Reports, 7: 11735. doi:10.1038/s41598-017-11990-8.
- BARCHI M. (2002) Lithological and structural controls on the seismogenesis of the Umbria region: observations from seismic reflection profiles. Boll. Soc. Geol. Ital., 1 (Special Volume): 855-864.
- BARCHI M.R. (2010) The Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines: Crustal structure, style of deformation and seismicity. J. Virt. Expl., 36, Paper 11.
- BARCHI M., GALADINI F., LAVECCHIA G., MESSINA P., MICHETTI A. M., PERUZZA L., PIZZI A., TONDI E. & VITTORI E. (a cura di) (2000) - Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica. CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa daiTerremoti - Roma, 2000, 62 pp.
- BARTOCCINI P. & RETTORI R. (1991) Calcareniti oolitiche a Protopeneroplis striata nei Calcari Diasprigni successione Umbro-Marchigiana (Appennino settentrionale). Boll. Soc. Geol. It., 110: 77-83.
- BARTOLINI C. (1980) Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (Provv. di Lucca e Pistoia). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **3**: 42-60.
- BARTOLINI C. (1992) I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di geomorfologia strutturale. Pitagora ed., Bologna, 193 pp.
- BARTOLINI A., BAUMGARTNER P.O. & HUNZIKER J. (1996) Middle and Late Jurassic carbon stable isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-Marche Basin (Central Italy). Eclogae Geol. Helv., 89: 811-844.
- BARTOLINI A. & CECCA F. (1999) 20 My hiatus in the Jurassic of Umbria-Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication. Earth & Planetary Sciences, **329**: 587-595.
- BARTOLINI A., MORETTINI E., O'DOGHERTY L., SANDOVAL J., BAUMGARTNER P.O. & HUNZIKER J.C. (1997) - Carixian-Bajocian carbon isotope stratigraphy of the Umbria-Marche (central Italy) and Subbetic (Spain) areas. In: EUG 9, Abstr. Suppl. 1. Terra Nova, 9: 403.
- BASILI R. & D'AMBROGI C. (2010) Provenance of the Amatrice Basin (central Apennines) infill: implications for the long-term activity of the Mt. Gorzano fault. Rend. Online Soc. Geol. It., 11: 618-619.
- BERNARDINI F. (1969) Studio sedimentologico della serie alto-miocenica ascolana. Atti Accademia Gioenia Scienze Naturali Catania, 7: 353-394.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) From rifting to drifting: tectonic evolution of South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. Sedimentary Geology, 86: 53-76.
- BICE D.M., MONTANARI A. & RUSCIADELLI G. (2007) Earthquake-induced turbidites triggered by seal level oscillations in the Upper Cretaceous and Paleocene of Italy. Terranova, **19**: 387-392.
- BIELLA G., LAVECCHIA G., LOZEJ A., PIALLI G. & SCARASCIA S. (1981) Primi risultati di un'indagine geofisica e interpretazione geologica del Piano di S. Scolastica e del Piano Grande (Norcia, PG.). Atti I Convegno Gruppo Naz. Geof. Terra Solida: 293-308.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., CENTAMORE E., LEONE G., MOZZI M., NISIO S. & ZANCHETTA G. (2000) -

New radiometric dating of volcanic ash layers in Periadriatic basin system, Italy. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **155**: 327-340.

- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W., PIERANTONI P.P. & RIDOLFI M. (1999) - Tectonics and sedimentation within a Messinian foredeep in the central Apennines, Italy. Journal of Petroleum Geology, 22: 5-18.
- BIGI S., CALAMITA F. & PALTRINIERI W. (1995) Modi e tempi della strutturazione della catena appenninica abruzzese dal Gran Sasso alla costa adriatica. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1995/2: 77-85.
- BIGI S., CASERO P., CHIARABBA C. & DI BUCCI D. (2013) Contrasting surface active faults and deep seismogenic sources unveiled by the 2009 L'Aquila earthquake sequence (Italy). Terra Nova, 25: 21-29.
- BIGI S., CASERO P. & CIOTOLI G. (2011) Seismic interpretation of the Laga basin; constraints on the structural setting and kinematics of the central Apennines. Journal of the Geological Society, 168: 179-190.
- BIGI S. & COSTA PISANI P. (2003) The "pre-thrusting" Fiamignano normal fault. Boll. Soc. Geol. It., 122: 267-276.
- BIGI S., MILLI S., CORRADO S., CASERO P., ALDEGA L., BOTTI F., MOSCATELLI M., STANZIONE O. FALCINI F., MARINI M. & CANNATA D. (2009) - Stratigraphy, structural setting and burial history of the Messinian Laga basin in the context of Apennine foreland basin system. Journal of Mediterranean Earth Sciences, 1: 61-84.
- BIGNAMI C., VALERIO E., CARMINATI E., DOGLIONI C., TIZZANI P. & LANARI R. (2019) Volume unbalance on the 2016 Amatrice-Norcia (Central Italy) seismic sequence and insights on normal fault earthquake mechanism. Scientific reports, 9 (1): 1-13.
- BILLI A. & TIBERTI M.M. (2009) Possible causes of arc development in the Apennines, central Italy. GSA Bulletin, 121: 1409-1420.
- BINDI D., LUZI L., PAROLAI S., DI GIACOMO D. & MONACHESI G. (2011) Site effects observed in alluvial basins: the case of Norcia (Central Italy). Bull Earthquake Eng., 9:1941-1959. doi 10.1007/s10518-011-9273-3.
- BLUMETTI A.M. (1995) Neotectonic investigations and evidence of paleosismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquakes. In: SERVA L., SLEMMONS B. (ed.), Perspectives in Paleosismology, Ass. Eng. Geol., Spec. Publ., 6: 83-100.
- BLUMETTI A.M., COLTORTI M., DRAMIS F. & FARABOLLINI P. (1990) Due sezioni stratigrafiche nel Pleistocene medio della Conca di Norcia: implicazioni geomorfologiche e neotettoniche. Rend. Soc. Geol. It., 13: 17-26.
- BLUMETTI A.M. & DRAMIS F. (1993) Il Pleistocene inferiore dell'area nursina. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1992/1: 55-64.
- BLUMETTI A.M., DRAMIS F. & MICHETTI A.M. (1993) Fault-generated mountain fronts in central Apennines (central Italy): geomorphological features and seismotectonic implications. Earth Surface Processes Landforms, 18: 203-223.
- BLUMETTI A.M. & GUERRIERI L. (2007) Fault-generated mountain fronts and the identification of fault segments: implications for seismic hazard assessment. Boll. Soc. Geol. It., 126: 307-322.
- 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-Tyrrenian area during the Neogene. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 77: 41-50.
- BÖHM G., LUZI L. & GALADINI F. (2011) Tomographic depth seismic velocity model below the plain of Norcia (Italy) for site effect studies. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 52: 197-209. doi 10.4430/bgta0002.
- 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 (Geol Rundsch), 101: 1011-1031. doi 10.1007/s00531-011-0694-7.
- BONCIO P., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (2000) Architecture and seismotectonics of a regional low-

angle normal fault zone in central Italy. Tectonics, 19: 1038-1055.

- BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2000) A structural model for active extension in Central Italy. Journal of Geodynamics, 29: 233-244. doi:10.1016/S0264-3707(99)00050-2.
- BONCIO P., LAVECCHIA G., MILANA G. & ROZZI B. (2004a) Seismogenesis in central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area. Annals of Geophysics, 47: 1723-1742.
- BONCIO P., LAVECCHIA G. & PACE B. (2004b) Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy). Journal of Seismology, 8: 407-425.
- BONI C.F. (2000) Karst aquifers of the Central Apennines. Hidrogèologie, 4: 49-62.
- BONI C.F. (2007) Le imponenti risorse idriche sotterranee rinnovabili dell'Appennino centrale: quante sono, dove sono, come sono utilizzate. In: Atti del convegno "La crisi dei sistemi idrici: approvvigionamento agro-industriale e civile". VII Giornata dell'Acqua. 22 marzo 2007, Roma.
- BONI C.F. & BONO P. (1982) Prima valutazione quantitativa dell'infiltrazione efficace nei sistemi carsici della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e nei sistemi di facies pelagica umbro-marchigianosabina (Italia Centrale). Geol. Appl. e Idrogeol., 17: 427-436.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1986) *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 991-1012.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1988) Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio alla scala 1:250.000. Regione Lazio. Univ. degli Studi di Roma La Sapienza, Roma.
- BONI C.F. & PETITTA M. (1994) Sorgenti lineari e valutazione dell'infiltrazione efficace in alcuni bacini dell'Italia centrale. Quad. Geol. Appl., 1/1994: 99-113.
- BONINI L., BASILI R., BURRATO P., CANNELLI V., FRACASSI U., MAESANO F.E., MELINI D., TARABUSI G., TIBERTI M.M., VANNOLI P. & VALENSISE G. (2019) - Testing different tectonic models for the source of the Mw 6.5, 30 October 2016, Norcia earthquake (central Italy): A youthful normal fault, or negative inversion of an old thrust? Tectonics, 38: 990-1017.
- BONINI L., MAESANO F.E., BASILI R., BURRATO P., CARAFA M.M.C., FRACASSI U., KASTELIC V., TARABUSI G., TIBERTI M.M., VANNOLI P. & VALENSISE G. (2016) - *Imaging the tectonic framework of the 24 August 2016, Amatrice (central Italy) earthquake sequence: new roles for old players?* Annals Of Geophysics, 59, Fast Track 5.
- BORRE K., CACON S., CELLO G., KONTNY B., KOSTAK B., LIKKE ANDERSEN H., MORATTI G., PICCARDI L., STEMBERK J., TONDI E. & VILIMEK V. (2003) - The COST project in Italy: analysis and monitoring of seismogenic faults in the Gargano and Norcia areas (central-southern Apennines, Italy). Journal of Geodynamics, 36 (1-2): 3-18.
- BOSELLINI A. (2004) The Western passive margin of Adria and its carbonate platforms. Spec. Vol. of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 79-92.
- Bost C. (1987) Neotectonic map of Italy (scale 1:500.000). CNR Progetto Finalizzato "Geodinamica" Quad. Ric. Scie. **114** (4).
- BOUMA H.A. (1979) *Methods for the study of sedimentary structures*. R. E. Kringer Pub. Co. (Huntington, N. Y.).
- Bown P. (1998) *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Chapman and Hall; Kluwer Academic, 315 pp.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1989) Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. Marine Micropaleontology, 14 (1-3): 153-235.
- BRAMBATI A. (1969) Sedimentologia del flysch teramano (Abruzzo). Mem. Museo Tridentino St. Naturale, 17: 105-190.
- BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1994) Seismicity and related extensional stress field: the case of the Norcia Seismic Zone (Central Italy). Ann. Tectonicae, 8: 36-57.
- BROZZETTI F., BONCIO P., CIRILLO D., FERRARINI F., DE NARDIS R., TESTA A., LIBERI F. & LAVECCHIA G. (2019) - High resolution field mapping and analysis of the August-October 2016 coseismic surface

faulting (Central Italy Earthquakes): slip distribution, parameterization and comparison with global earthquakes. Tectonics, **38**: 417-439.

- BROZZETTI F. & STOPPA F. (1995) Le piroclastiti medio-pleistoceniche di Massa Martana-Acquasparta (Umbria): caratteri strutturali e vulcanologici. Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 8 (1): 95-110.
- BUTTINELLI M., PETRACCHINI L., MAESANO F.E., D'AMBROGI C., SCROCCA D., MARINO M., CAPOTORTI F., BIGI S., CAVINATO G.P., MARIUCCI M.T., MONTONE P. & DI BUCCI D. (2021) - The impact of structural complexity, fault segmentation and reactivation on seismotectonics: constraints from the upper crust of the 2016-2018 Central Italy seismic sequence area. Tectonophysics, 810: 228861. doi: 10.1016/j.tecto.2021.228861.
- CACCIUNI A., CENTAMORE E., DI STEFANO R. & DRAMIS F. (1995) Evoluzione morfotettonica della conca di Amatrice. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1995/2: 95-100.
- 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. Geol. France, 168 (2): 155-169.
- CALAMITA F. (1990) Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (central *Italy*). Ann. Tectonicae, **4**: 83-117.
- CALAMITA F., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F., MICARELLI A., PIERUCCINI U., POTETTI M. & ROMANO A. (1979) - Dati preliminari sulla Neotettonica dei fogli 132 (Norcia), 124 (Macerata, III e IV Quadrante), 115 (Città di Castello, I e II Quadrante). In: Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n. 251, Progetto Finalizzato Geodinamica: 179-215.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1991/1: 295-314.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994a) Structural styles, cronology-rates of the deformation and time space relationships in the Umbria-Marche thrust system (central Apennines, Italy). Tectonics, 13: 873-881.
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1982) Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions (Umbria-Marche Apennine). Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5: 263-276.
- CALAMITA F., COLTORTI M., FARABOLLINI P. & PIZZI A. (1994b) Le faglie normali quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. **1994/1**: 211-225.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERUCCINI P. & PIZZI A. (1999) Evoluzione strutturale e morfogenesi Plio-Quaternaria dell'Appennino Umbro-Marchigiano tra il Pedappennino Umbro e la costa Adriatica. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 125-139.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1982) Contributo alle conoscenze strutturali dell'Appennino Umbro-Marchigiano: la tettonica polifasata. Studi Geol. Cam., 7: 7-15.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) *The arcuate shape of the Umbria- Marche-Sabina Apennines (central Italy)*. Tectonophysics, **146**: 139-147.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1995) Correlazione tra gli eventi deformativi neogenico-quaternari del settore tosco-umbro-marchigiano. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1995/1: 137-152.
- CALAMITA F., DEIANA G., INVERNIZZI C. & MASTROVINCENZO S. (1987) Analisi strutturale della "linea Ancona-Anzio Auctorum" tra Cittareale e Micigliano (Rieti). Boll. Soc. Geol. It., 106: 365-375.
- CALAMITA F., DEIANA G. & PAMBIANCHI G. (1981) Considerazioni strutturali sull'area compresa tra la Conca di Cascia e la Valle del Tronto (Appennino Umbro-Marchigiano meridionale). Problemi di raccorciamento e neotettonica. Boll. Soc. Geol. It., 100: 415-422.
- CALAMITA F., DI DOMENICA A. & PACE P. (2017) Macro- and meso-scale structural criteria for identifying pre-thrusting normal faults within foreland fold-and-thrust belts: insights from the Central-Northern Apennines (Italy). Terra Nova, **30**: 50-62.
- CALAMITA F., ESESTIME P., PALTRINIERI W., SCISCIANI V. & TAVARNELLI E. (2009) Structural inheritance

of pre- and syn-orogenic normal faults on the arcuate geometry of Pliocene-Quaternary thrusts: examples from the Central and Southern Apennine Chain. Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.), **128**: 381-394. doi: 10.3301/IJG.2009.128.2.381.

- CALAMITA F., PACE P. & SATOLLI S. (2012) Coexistence of fault-propagation and fault-bend folding in curve-shaped foreland fold-and-thrust belts: examples from the Northern Apennines (Italy). Terra Nova, 24: 396-406.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1992) Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati. Studi Geol. Cam., Vol. Spec., **1992/1**: 17-25.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1994) Recent and active extensional tectonics in the southern Umbro-Marchean Apennines (central Italy). Mem. Soc. Geol. Ital. 48: 541-548.
- CALAMITA F., PIZZI A., RIDOLFI M., RUSCIADELLI G. & SCISCIANI V. (1998) Il buttressing delle faglie sinsedimentarie pre-thrusting sulla strutturazione neogenica della catena appenninica: l'esempio della M.gna dei Fiori (Appennino centrale esterno). Boll. Soc. Geol. It., 117: 725-745.
- CALAMITA F., PIZZI A., ROMANO A., ROSCIONI M., SCISCIANI V. & VECCHIONI G. (1995) La tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: una deformazione progressiva non coassiale. Studi Geol. Cam., Vol. Spec., 1995/1: 203-223.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992a) I "fasci" di faglie recenti ed attive di M. Vettore M. Bove e di M. Castello - M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano). Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1992/1: 81-95.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992b) Schema strutturale dei "fasci" di faglie recenti ed attive di M. Vettore - M. Bove e di M. Castello - M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano). Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.
- CALAMITA F., PIZZI A., SCISCIANI V., DE GIROLAMO C., COLTORTI M., PIERUCCINI P. & TURCO E. (2000) - Caratterizzazione delle faglie quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana-abruzzese. In: GALADINI F., MELETTI C., REBEZ A. (eds.), Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999). CNR, Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti: 157-169, Roma.
- CALAMITA F., SATOLLI S., SCISCIANI V., ESESTIME P. & PACE P. (2011) Contrasting styles of fault reactivation in curved orogenic belts: Examples from the Central Apennines (Italy), Geol. Soc. Am. Bull., 123: 1097-1111.
- CALZONI U. (1921) La stazione litica del "Torbidone" nell'altipiano di Norcia. In "L'Umbria Preistorica". Stab. Tip. V. Bartelli & C., Perugia.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., GIARDINI G., MARCHETTI P., PONTONI F. & POTETTI M. (1981) - Stratigraphic and structural features of the sibillini mountains. Analisi tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici delMiocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese. Il bacino della Laga tra il F. Potenza ed il T. Fiastrone. Studi Geol. Camerti, 7: 17-80.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., LEONELLI M., MICARELLI A., PESARESI A., POTETTI M., TADDEI L. & VENANZINI D. (1980) - Analisi tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 9) Il bacino della Laga tra il F. Fiastrone-T. Fiastrella ed il T. Fluvione. Studi Geol. Camerti, 6: 81-133.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. & DI LORITO L. (1986) -*Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La Geologia delle Marche".
- CAPELLI G., MASTRORILLO L., MAZZA R., PETITTA M., BALDONI T., BANZATO F., CASCONE D., DI SALVO C., LA VIGNA F., TAVIANI S. & TEOLI P. (2012) - Carta Idrogeologica del territorio della Regione Lazio scala 1:100.000 (4 fogli). Carta delle unità idrogeologiche della Regione Lazio scala 1:250.000. Sapienza Università di Roma - Università Roma Tre, S.EL.C.A. Firenze.
- CAPOTORTI F. & CHIARINI E. (a cura di) (in stampa) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 348 "Antrodoco". ISPRA Servizio Geologico d'Italia.
- CARMINATI E., GIUNCHI C., ARGNANI A., SABADINI R. & FERNANDEZ M. (1999) Plio-Quaternary vertical motion of the northern Apennines: insights from dynamic modeling. Tectonics, 18: 703-718.
- CARMINATI E. & SANTANTONIO M. (2005) Control of differential compaction on the geometry of sed-

iments onlapping paleoescarpments: insights from field geology (Central Apennines, Italy) and numerical modeling. Geology, **33**: 353-356.

- 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. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1992/1: 97-102.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la "linea Ancona-Anzio", dal Lias Medio al Pliocene, Geol. Rom., 27: 161-189.
- CASTELLI V., GALADINI F., GALLI P., MOLIN D. & STUCCHI M. (2002) Caratteristiche sismogenetiche della sorgente della Laga e relazione con il terremoto del 1639. Riassunti del 21° Convegno nazionale del GNGTS, 19-21 Novembre 2002, Roma, 13-16.
- CAVAZZA W., ROURE F. & ZIEGLER P.A. (2004) The Mediterranean area and the surrounding regions: active processes, remnants of former Tethyan oceans and related thrust belts. In: CAVAZZA W., ROURE F., SPAKMAN W., STAMPFL G.M., ZIEGLER P.A. (Eds). The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from crust to mantle: 1-29. Springer, Berlin.
- 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.
- CAVINATO G.P. & DE CELLES P.G. (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. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027b0955:EBITTBN2.3.CO;2.
- CELICO P. (1983) Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, 4 (2), Roma.
- CELICO P. (2011) Studio idrogeologico per la redazione dello S.I.A. necessario per il rinnovo della concessione di derivazione della sorgente Pescara d'Arquata (Arquata del Tronto - AP). Bozza. Università degli Studi di Napoli "Federico II".
- CELLO G., MAZZOLI S. & TONDI E. (1998) The crustal fault structure responsible for the 1703 earthquake sequence of Central Italy. Journal of Geodynamics, 26 (2-4): 443-460.
- CELLO G., MAZZOLI S., TONDI E. & TURCO E. (1997) Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy. Tectonophysics, 272: 43-68.
- CELLO G. & TONDI E. (2000) Analysis and seismic hazard in the central Apennines (Italy). Journal of Geodynamics, 29: 517-533.
- CENTAMORE E., ADAMOLI L., BERTI D., BIGI G., BIGI S., CASNEDI R., CANTALAMESSA G., FUMANTI F., MORELLI C., MICARELLI A., RIDOLFI M. & SALVUCCI R. (1991a) - Carta Geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti. In: "Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle avanfosse limitrofe". Tav. 1. Studi Geol. Cam., Vol. Spec., 1991/2.
- CENTAMORE E., BIGI S., BERTI D., MICARELLI A. & MORELLI C. (1992) Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del pescarese. Boll. Soc. Geol. It., 111: 437-447.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991b) - Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1991/2, CROP 11: 125-131.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M. & RIDOLFI M. (1990) I depositi terrigeni neogenici di avanfossa (Messiniano-Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 112: 563-568.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: risultati degli studi in corso. Mem. Soc. Geol. It., 18: 135-170.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano. Studi Geol. Cam., 1: 1- 89.

- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MICARELLI A. (1977) Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 3) Le Arenarie di Monte Vicino, un modello di conoide affogata. (Marche sett.). Studi Geol. Cam., 3: 7-56.
- CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1980) Morphotectonic characteristics of the Umbria-Marche Apennine. Studi Geol. Cam., 6: 31-35.
- CENTAMORE E. & DRAMIS F. (a cura di) (2010) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 358 "Pescorocchiano". ISPRA Servizio Geologico d'Italia (2010) S.EL.CA, Firenze.
- CENTAMORE E., FUMANTI F. & NISIO G. (2002) The Central-Northern Apennines geological evolution from Triassic to Neogene time. Boll. Soc. Geol. It., Volume Speciale, 1: 181-197.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) Stratigrafia. In: "L'ambiente fisico delle Marche", 5-58, SELCA, Firenze.
- CENTAMORE E. & ROSSI D. (2009) *Neogene-Quaternary tectonics and sedimentation in the central Apennines*. Italian Journal of Geoscience, **128**: 73-88.
- CENTAMORE E., ROSSI D. & TAVARNELLI E. (2009) Geometry and kinematics of Triassic-to-Recent structures in the Northern-Central Apennines: a review and an original working hypotesis. Italian Journal of Geoscience, **128**: 419-432.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) Adria, the African Promontory, in the Mesozoic Mediterranean Paleogeography. Earth Science Review, 15: 213-292.
- CHECCUCCI R., MASTRORILLO L. & VALIGI D. (2017) Acque sotterranee e terremoti: Alcune considerazioni sugli effetti della sismicità sulla disponibilità della risorsa idrica in Valnerina. Acque Sotter. Ital. J. Groundw., 6 (1): 75-77.
- CHELONI D., DE NOVELLIS V., ALBANO M., ANTONIOLI A., ANZIDEI M. & ATZORI S. et alii (2017) Geodetic model of the 2016 central Italy earthquake sequence inferred from InSAR and GOS data. Geophysical Research Letters, 44: 6778-6787. https://doi.org/10.1002/2017GL073580.
- CHELONI D., D'AGOSTINO N., SCOGNAMIGLIO L., TINTI E., BIGNAMI C., AVALLONE A., GIULIANI R., CAL-CATERRA S., GAMBINO P. & MATTONE M. (2019a) - Heterogeneous Behavior of the Campotosto Normal Fault (Central Italy) Imaged by InSAR GPS and Strong-Motion Data: Insights from the 18 January 2017 Events. Remote Sens. 2019, 11: 1482. doi:10.3390/rs11121482.
- CHELONI D., FALCUCCI E. & GORI S. (2019b) Half-graben rupture geometry of the 30 October 2016 MW 6.6 Mt. Vettore-Mt. Bove earthquake, central Italy. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124 (4): 4091-4118.
- CHIARABBA C., AMATO A., ANSELMI M., BACCHESCHI P., BIANCHE I., CATTANEO M., CECERE G., CHIARA-LUCE L., CIACCIO M.G., DE GREGORI P., DE LUCA G., DI BONA M., DI STEFANO R., FAENZA L., GOVONI A., IMPROTA L., LUCENTE F.P., MARCHETTI A., MARGHERITI L., MELE F., MICHELINI A., MONACHESI G., MORETTI M., PASTORI M., PIANA AGOSTINETTI N., PICCININI D., ROSSELLI P., SECCIA D. & VALOROSO L. (2009) - The 2009 L'Aquila (central Italy) MW6.3 earthquake: mail shock and aftershocks. Geophys. Res. Lett., 36, L18308. doi:10.1029/2009GL0396271.
- CHIARABBA C., DE GORI P., CATTANEO M., SPALLAROSSA D. & SEGOU M. (2018) Faults geometry and the role of fluids in the 2016-2017 Central Italy seismic sequence. Geophys. Res. Lett. 45: 6963-6971. doi.org/10.1029/2018GL077485 (2018).
- CHIARALUCE L., DI STEFANO E., TINTI E., SCOGNAMIGLIO L., MICHELE M., CASAROTTI M., CATTANEO M., DE GORI P., CHIARABBA C., MONACHESI G., LOMBARDI A., VALOROSO L., LATORRE D. & MARZORATI S. (2017) - The 2016 Central Italy seismic sequence: a first look at the mainshocks, aftershocks, and source models. Seismol. Res. Lett., 88 (3): 1-15.
- CHIARALUCE L., ELLSWORTH W.L., CHIARABBA C. & COCCO M. (2003) Imaging the complexity of an active normal fault system: the 1997 Colfiorito (central Italy) case study. J Geophys Res, 108 (B6).
- CHIESSI V., D'OREFICE M., FERRI F., FIORENZA D., GUARINO P.M., MURARO C., OLIVETTA L., PUZZILLI L.M., ROMA M., SERAFINI R. & VITALE V. (2020) - *Microzonazione sismica - Relazione Illustrativa. Aggiornamento dello Studio di MS livello 3 del Comune di Arquata del Tronto.* http://www.comune.ar-

quatadeltronto.ap.it/.

- CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI R.A., DIDASCALOU P. & POTETTI M. (2008) Microbiostratigrafia del Triassico superiore, Giurassico e Cretacico in facies di piattaforma carbonatica del Lazio centro-meridionale e Abruzzo: revisione finale. In: "Ricerche micropaleontologiche e biostratigrafiche sul Mesozoico della piattaforma carbonatica laziale - abruzzese (Italia centrale)". Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 84: 5-170.
- CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI R., MARINO M. & PICHEZZI R.M. (2018) Microfacies e microfossili delle successioni carbonatiche mesozoiche del Lazio e dell'Abruzzo (Italia centrale) - Triassico superiore-Giurassico. Mem. per servire Descr. Carta Geol. d'It., ISPRA - Dip. Serv. Geol. d'It., 18: 190 pp.
- CHIOCCHINI M., PAMPALONI M.L. & PICHEZZI R.M. (2012) Microfacies e microfossili delle successioni carbonatiche mesozoiche del Lazio e dell'Abruzzo (Italia centrale) - Cretacico. Mem. per servire Descr. Carta Geol. d'It., ISPRA - Dip. Serv. Geol. d'It., 17: 269 pp.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1978) Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III. Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretacico inferiore. Studi Geol. Cam., 4: 19-36.
- CHIOCCHINI M., MANFREDINI M., NAPPI G., PANNUZI L., TILIA ZUCCARI A. & ZATTINI N. (1975) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia F. 138 "Terni". Serv. Geol. d'It. Roma.
- CHIOCCHINI U. & CIPRIANI N. (1992) Provenance and evolution of Miocene turbidite sedimentation in the Central Apennines. Sedimentary Geology, 77: 185-195.
- CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) Geomorphological and neotectonic evolution of the Umbria-Marche ridge, northern sector. Studi Geol. Cam., 10: 7-15.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures, Annali di Geofis., 36: 249-260.
- CINTI F.R., DE MARTINI P.M., PANTOSTI D., BAIZE S., SMEDILE A., VILLANI F., CIVICO R., PUCCI S., LOMBARDI A.M., SAPIA V., PIZZIMENTI L., CACIAGLI M. & BRUNORI C.A. (2019) - 22-kyr-Long Record of Surface Faulting Along the Source of the 30 October 2016 Earthquake (Central Apennines, Italy), From Integrated Paleoseismic Data Sets. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124 (8): 9021-9048.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D., ESU D., GIROTTI O., GLIOZZI E. & PRATURLON A. (1999) Thrust-top lacustrine-lagoonal basin development in accretionary wedges: late Messinian (Lago- Mare) episode in the central Apennines (Italy). Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoccol., 151: 149-166.
- CIPRIANI A. & BOTTINI C. (2019) Early Cretaceous tectonic rejuvenation of an early Jurassic margin in the Central Apennines: The "Mt. Cosce Breccia". Sedimentary Geology, 387: 57-74. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.03.002.
- CIPRIANI A., CARATELLI M. & SANTANTONIO M. (2020) Geological mapping reveals the role of Early Jurassic rift architecture in the dispersal of calciturbidites: new insights from the Central and Northern Apennines. Basin Research, **32**: 1485-1509.
- CIPRIANI A., FABBI S., LATHUILIÈRE B. & SANTANTONIO M. (2019) A reef coral in the condensed Maiolica facies on the Mt Nerone pelagic carbonate platform (Marche Apennines): The enigma of ancient pelagic deposits. Sedimentary Geology, **385**: 45-60.
- CIRELLA A., PEZZO G. & PIATANESI A. (2018) Rupture Kinematics and Structural-Rheological Control of the 2016 Mw6.1 Amatrice (Central Italy) Earthquake From Joint Inversion of Seismic and Geodetic Data. Geophys. Res. Lett. 45 (22): 12302-12311. https://doi.org/10.1029/2018GL080894.
- CIVICO R., PUCCI S., VILLANI F., PIZZIMENTI L., DE MARTINI P.M., NAPPI R. & OPEN EMERGEO WORK-ING GROUP (2018) - Surface ruptures following the 30 October 2016 M w 6.5 Norcia earthquake, central Italy. Journal of Maps, 14: 151-160.
- CIVITA M. (1973) Proposte operative per la legenda delle carte idrogeologiche. Boll. Soc. Nat. Napoli.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1991) Ulteriori dati sui minerali pesanti e sulle litofacies di alcuni depositi terrigeni dell'Italia centrale. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1991/2: 161-166.

- COARELLI F. & DIOSONO F. (2009) Il tempio principale: architettura, fasi edilizia, committenza. In: COARELLI F., DIOSONO F., DIVUS VESPASIANUS, Il Bimillenario dei Flavi. I templi e il forum di Villa S. Silvestro. Cascia, Museo Civico di Palazzo Santi, 5 giugno-30 novembre 2009, Edizioni Quasar, Roma, 2009.
- COCCIONI R. & PREMOLI SILVA I. (2015) Revised Upper Albian- Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). Newsletters on Stratigraphy, **48** (1): 47-90.
- COLACICCHI R. (1959) Osservazioni biostratigrafiche del mio-pliocene. Boll. Soc. Geol. It., 77: 59-69.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970) Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale. Mem. Soc. Geol. Geol. It., 9: 839-874.
- COLACICCHI R. & PIALLI G. (1973) Significato paleogeografico di alcuni depositi di alta energia nella parte sommitale del Calcare Massiccio. Boll. Soc. Geol. It., 92 (Suppl. 1973/1): 173-187.
- COLTORTI M. (1981) Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene e sul Paleolitico Inferiore e Medio della regione marchigiana. Atti I Conv. Beni Culturali e Ambientali delle Marche, Paleani Ed.: 63-122.
- COLTORTI M., DELITALA M.C., DRAMIS F., FORNASERI M., NICOLETTI M. & PARIS E. (1987) K/Ar dating of piroclastite as contribution to the geomorphic evolution of Norcia and Cascia tectonic depressions (Central Italy). Abstract in Terra Cognita, 3 (2-3): 328 pp.
- COLTORTI M., DELITALA M.C., DRAMIS F., FORNASERI M. & PARIS E. (1989) Datazione al K/Ar di piroclastiti come contributo alla conoscenza dell'evoluzione geomorfologica della depressione tettonica di Norcia (Appennino Centrale, Italia). Studi Geol. Cam., 11: 77-85.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1987) Sedimentological characteristics of stratified slope waste deposits in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy) and their genetic implication. Processus et mesure de l'erosion, Ed. CNRS: 145-152, Paris.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) The significance of slope-waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennine. Z. Geomorph., N.F., Supp. Bd, 71: 59-70.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) The Chronology of Upper Pleistocene Stratified Slope-Waste Deposits in Central Italy. Permafr. Periglac. Process., 6 (3): 235-242.
- COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1979) Stratified slope-waste deposits in the Umbria-Marche Apennine. Proc. 15th Meet. "Geomorphological Survey and Mapping", Modena: 205-212.
- COLTORTI M., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1983) Stratified slope-waste deposits in the Esino River Basin, Umbria-Marche Apennines, Central Italy. Polarforschung, 53 (2): 59-66.
- COLTORTI M. & FARABOLLINI P. (1995) Quaternary evolution of the "Castelluccio di Norcia" Basin (Umbro-Marchean Apennines, central Italy). Il Quaternario, 8 (1): 149-166.
- COLTORTI M., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) Geomorphological evidence for anti-Appenine faults in the Umbro-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy. Geomorphology, 15: 33-45.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2000) A late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula: a key tool in neotectonic studies. Journal of Geodynamics, 29: 323-328.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2002) A late Lower Pliocene planation surface and mountain building of the Apennines (Italy). Studi Geol. Cam., Spec. Vol. 2002, International Workshop "Large-scale vertical movements and related gravitational processes", Camerino - Rome 21th - 26th, June 1999.
- COMUNE DI NORCIA (2004) Carta Idrogeomorfologica del Comune di Norcia. Piano Regolatore Generale, 2004.
- COMUNE DI NORCIA (2019) Carta dei fenomeni franosi del Comune di Norcia. Piano Regolatore Generale (P.R.G.) - Parte strutturale.
- CONSOLE F., MOTTI A. & PANTALONI M. (2017) L'intermittenza delle sorgenti del Torbidone nella Piana di Norcia: analisi delle fonti storiche a partire dal XIV secolo. Rend. Online Soc. Geol. It., 43: 36-56. doi: 10.3301/ROL.2017.34.
- CONTE G., MARTARELLI L., MONTI G.M., MOTTERAN G., SCALISE A.R., SERAFINI R. & SILVI A. (2018) -
*Caratteristiche idrogeologiche dell'area del Foglio 348 Antrodoco alla scala 1:50.000.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **103**: 7-60.

- COOPER J.C. & BURBI L. (1988) The geology of the central Sibillini Mountains. Mem. Soc. Geol. It., 35 (1986): 323-347.
- CORRADO S. (1995) Nuovi vincoli geometrico-cinematici all'evoluzione neogenica del tratto meridionale della linea Olevano-Antrodoco. Boll. Soc. Geol. It., 114: 245-276.
- COSENTINO D., ASTI R., NOCENTINI M., GLIOZZI E., KOTSAKIS T., MATTEI M., ESU D., SPADI M., TALLINI M., CIFELLI F., PENNACCHIONI M., CAVUOTO G. & DI FIORE V. (2017) - New insights into the onset and evolution of the central Apennine extensional intermontane basins based on the tectonically active L'Aquila Basin (Central Italy). Geological Society of America Bulletin, 129: 1314-1336.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P., MARSILI P. & SCROCCA D. (2010) Geology of the central Apennines: a regional review. J. Virt. Expl., 36, Paper 12.
- COSENTINO D., MARIOTTI G. & PAROTTO M. (1982) Megabrecce, flussotorbiditi e serie ridotte di Forca Canapine (F. 132 Norcia). Rend. Online 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-Servizio Geologico d'Italia.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1991) Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini Settentrionali (Appennino Centrale) a confronto. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1991/2: 55-61.
- CRESCENTI U. (1966) Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese. Geologica Romana, 5: 1-54.
- CRESTA S., MONECHI S. & PARISI G. (1989) Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area Umbro-Marchigiana. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 39: 182 pp.
- CRUDEN D.M. &VARNES D.J. (1996) Landslide types and processes. In: Turner AK, Schuster RL (eds.) Landslides investigation and mitigation. Transportation research board, US National Research Council. Special Report 247.
- CYR A.J., & GRANGER D.E. (2008) Dynamic equilibrium among erosion, river incision, and coastal uplift in the northern and central Apennines, Italy. Geology, **36** (2): 103-106.
- D'AGOSTINO N. (2014) *Complete seismic release of tectonic strain and earthquake recurrence in the Apennines* (*Italy*). Geophysical Research Letters, **41**, 1155-1162. https://doi.org/10.1002/2014GL059230.
- D'AGOSTINO N., JACKSON J.A., DRAMIS F. & FUNICIELLO R. (2001) Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy). Geophysical Journal International, 147: 457-497.
- DAMIANI A.V. (1975) Aspetti geomorfologici e possibile schema tettonico evolutivo dei Monti Sibillini (Appennino umbro-marchigiano). Boll. Serv. Geol. d'It., 96 (2): 231-314.
- DE CAROLIS P. (1703) Relazione generale delle ruine, e mortalità cagionate dalle scosse del Terremoto de'14. Gennaro e 2. Febbraro 1703 in Norcia, e Cascia, e loro contadi (omissis). In: Chracas, L.A., (Roma. 27 pp.).
- DE CELLES P.G. & GILES K.A. (1996) Foreland basin systems. Basin Research, 8: 105-123.
- DE LUCA G., DI CARLO G. & TALLINI M. (2018) A record of changes in the Gran Sasso groundwater before, during and after the 2016 Amatrice earthquake, central Italy. Sci. Rep. 2018, 8: 15982I.
- DE WIJKERSLOOTH P. (1934) Bau und Entwiklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas. Geol. Institut, Amsterdam.
- DEIANA G. (1979) La struttura di M. Vetica M. Macchialunga (F. Norcia) nel quadro tettonico dell'Appennino Umbro-Marchigiano meridionale. Rend. Soc. Geol. It., 2: 39-40.
- DEIANA G., DRAMIS F., LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1980) Schema geologico dell'area nursina ed eventi sismici. In: Intervento a seguito del terremoto di Norcia del 1979. Pubbl. n. 350, Progetto Finalizzato Geodinamica: 40-46.
- DEIANA G., PASQUALINI L., SALVUCCI R., STROPPA P. & TONDI E. (1995) Il sistema dei sovrascorrimenti

dei Monti Reatini: analisi geometrica e cinematica. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1995/2: 199-206.

- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) The structural provinces of the Umbria-Marchean Apennines. Mem. Soc. Geol. It., 48: 473-484.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPPELLI G. & PETTI F.M. (2002) Marne di Monte Serrone. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- DELORME A., GRANDIN R., KLINGER Y., PIERROT-DESEILLIGNY M., FEUILLET N., JACQUES E., RUPNIK E. & MORISHITA Y. (2020) - Complex deformation at shallow depth during the 30 October 2016 Mw 6.5 Norcia earthquake: interference between tectonic and gravity processes? Tectonics, 39 (2), e2019TC005596.
- DEMANGEOT J. (1965) Géomorphologie des Abruzzes adriatiques. C.N.R.S., Paris, 403 pp.
- DESPLANQUES H. (1969) *Campagnes ombriennes. Contribution a l'etude des paysages ruraux en Italie.* A. Colin, Paris, 374 pp.
- DEVOTI R., D'AGOSTINO N., SERPELLONI E., PIETRANTONIO G., RIGUZZI F., AVALLONE A., CAVALIERE A., CHELONI D., CECERE G., D'AMBROSIO C., FALCO L., SELVAGGI G., MÉTOIS M., ESPOSITO A., SEPE V., GALVANI A. & ANZIDEI M. (2017) - A Combined Velocity Field of the Mediterranean Region. Annals of Geophysics, 60 (2). https://doi.org/10.4401/ag-7059.
- DI BUCCI D., FRIELLO P., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1994) Il sistema giurassico di piattaforma carbonatica pelagica/bacino nell'area di M. Scoccioni - Castelletta (Appennino Marchigiano). Palaeopelagos, Spec. Publ. 1: 79-91.
- DI BUCCI & MAZZOLI S. (2002) Active tectonics of the Northern Apennines and Adria geodynamics: new data and a discussion. Journal of Geodynamics, **34**: 687-707.
- DI DOMENICA A., PETRICCA P., TRIPPETTA F., CARMINATI E. & CALAMITA F. (2014) Investigating fault reactivation during multiple tectonic inversions through mechanical and numerical modeling: An application to the Central-Northern Apennines of Italy. Journal of Structural Geology, **67**: 167-185.
- DI DOMENICA A., TURTÙ A., SATOLLI S. & CALAMITA F. (2012) Relationships between thrust and normal faults in curved belts: New insight in the inversion tectonics of the Central-Northern Apennines (Italy). Journal of Structural Geology, **42**: 104-117.
- DI FRANCESCO L., FABBI S., SANTANTONIO M., BIGI S. & POBLET J. (2010) Contribution of different kinematic models and a complex Jurassic stratigraphy in the construction of a forward model for the Montagna dei Fiori fault-related fold (Central Apennines, Italy). Geological Journal, 45: 489-505.
- DI GIULIO G., ERCOLI M., VASSALLO M. & PORRECA M. (2020) Investigation of the Norcia basin (Central Italy) through ambient vibration measurements and geological surveys. Engineering Geology, 267,105501. Engineer.
- DI MATTEO L., DRAGONI W., AZZARO S., PAUSELLI C., PORRECA M., BELLINA G. & CARDACI W. (2020) -Effects of earthquakes on the discharge of groundwater systems: The case of the 2016 seismic sequence in the Central Apennines, Italy. J. Hydrol. 2020, 583: 124509.
- DI NACCIO D., KASTELIC V., CARAFA M.M.C., ESPOSITO C., MILILLO P. & DI LORENZO C. (2019) Gravity versus Tectonics: the case of 2016 Amatrice and Norcia (central Italy) earthquakes surface coseismic fractures. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 124 (4): 994-1017.
- DI NEZZA M., DI FILIPPO M., FALCUCCI E., GORI S. & GALADINI F. (2018) *Rilievo gravimetrico di Piano Grande di Castelluccio di Norcia (Norcia, PG)*. Atti 37° Convegno GNGTS, Bologna 19-21 novembre 2018.
- DIOSONO F. (2020) Il vicus tardoantico: strutture abitative e produttive. In F. DIOSONO (ed.): "Villa San Silvestro di Cascia. Archeologia e storia di un abitato nella Sabina montana dalla conquista romana al Medioevo". Edizioni Quasar, Rome.
- DISS WORKING GROUP (2018) Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. http://diss.rm.ingv.it/diss/, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1.

- DOGLIONI C. (1991) A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions-possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system. Terra Nova, 3 (4): 423-434. doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00172.x.
- DOGLIONI C., BARBA S., CARMINATI E. & RIGUZZI F. (2011) Role of the brittle-ductile transition on fault activation. Phys. Earth Planet. Int., 184: 160-171.
- DOGLIONI C., CARMINATI E., PETRICCA P. & RIGUZZI F. (2015) Normal fault earthquakes or graviquakes. Scientific Reports, 5 (1): 1-12.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R., CHIESSI V., CENSI NERI P., MORRI A., ROMA M. & FALCETTI S. (2014) La conca intermontana di Oricola-Carsoli (AQ): caratteri geologici, geomorfologici e applicativi. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 91: 1-138.
- DRAGONI W., SPERANZA G. & VALIGI D. (2003) Impatto delle variazioni climatiche sui sistemi idrogeologici: il caso della sorgente Pescara d'Arquata (Appennino Umbro-Marchigiano, Italia). Geologia Tecnica e Ambientale, 3: 27-35.
- DRAMIS F. (1984) Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati. In: Il Pleistocene superiore in Italia". Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6 (2): 180-182.
- DRAMIS F. (1992) Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1992/1: 9-15.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) Deformazioni gravitative profonde nell'area di M.te Gorzano (Monti della Laga, Appennino centrale). Boll. Soc. Geol. It., 106: 265-271.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della Regione marchigiana. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1991/2: 287-293.
- ELTER P., GRASSO M., PAROTTO M. & VEZZANI L. (2003) Structural setting of the Apennine-Maghrebian thrust belt. Episodes, 26: 205-211.
- FABBI S. (2015) Geology and Jurassic paleogeography of the Mt. Primo- Mt. Castel Santa Maria ridge and neighbouring areas (Northern Apennines, Italy). Journal of Maps, 11: 645-663.
- FABBI S., CITTON P., ROMANO M. & CIPRIANI A. (2016) Detrital events within pelagic deposits of the Umbria- Marche Basin (Northern Apennines, Italy): further evidence of Early Cretaceous tectonics. Journal of Mediterranean Earth Sciences, 8: 39-52.
- FALCUCCI E., S. GORI C., BIGNAMI G. PIETRANTONIO D., MELINI M., MORO M., SAROLI M. & GALADINI F. (2018) - The Campotosto seismic gap in between the 2009 and 2016-2017 seismic sequences of central Italy and the role of inherited lithospheric faults in regional seismotectonics settings. Tectonics, 37 (8). doi:10.1029/2017TC004844.
- FARINACCI A. (1967) La serie giurassica-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana. Geologica Romana, 6: 421-480.
- FARINACCI A., MARIOTTI N., NICOSIA U., PALLINI G. & SCHIAVINOTTO F. (1981) Jurassic sediments in the Umbro-Marchean Apennines: an alternative model. In: "Rosso Ammonitico Symposium Proceedings" (A. Farinacci & S. Elmi Eds): 335-398. Edizioni Tecnoscienza, Roma.
- FERRI F., DI FILIPPO M. & DI NEZZA M. (2020) Gravity study of the Norcia intermountain basin (central Italy). Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 61: 293-308. doi 10.4430/bgta0301.
- FERRI F., DI NEZZA M. & DI FILIPPO M. (2018) Studio gravimetrico della Piana di Santa Scolastica (Norcia). In: Abstract di GNGTS 2018, Bologna, 19-21 Novembre 2018.
- FESTA A. (1999) Structural relationship between the Umbria. Lazio-Abruzzi and Marche domains in a sector extending from the Monti Sibillini thrust front to the Monte Gorzano ridge (central Apennines, Italy). Annales Tectonicae, 13 (1-2): 37-50.
- FESTA A. (2005) Geometrie e meccanismi di raccorciamento nel settore meridionale del Bacino marchigiano (Monte Gorzano, Appennino centrale). Boll. Soc. Geol. It., 124: 41-51.
- FRANCESCHINI A. (1703) Ragguaglio delle mine e precipitio causate in Cascia e ne suoi 50 castelli dal terremoto delli 14 di Gennaro del 1703. (Ms. Archivio Comunale Cascia).
- FUBELLI G., FALCUCCI E., MEI A. & DRAMIS F. (2008) Evoluzione quaternaria del bacino di Leonessa

(Rieti). Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 21 (2): 457-468.

- FUBELLI G., GORI S., FALCUCCI E., GALADINI F & MESSINA P. (2009) Geomorphic signatures of recent normal fault activity versus geological evidence of inactivity: Case studies from the central Apennines (Italy). Tectonophysics, 476 (1-2): 252-268.
- FUNICIELLO R., TOZZI M., TRIGARI A. & SCIPIONI L. (1993) Tettonica compressiva ed evoluzione cinematica dell'area di Cima Alta (Appennino Centrale, Teramo). Boll. Soc. Geol. It., 112: 615-633.
- FUSARI A., CARROLL M., FERRARO S., GIOVANNETTI R., GIUDETTI G., INVERNIZZI C., MUSSI M. & PENNISI M. (2017) - Circulation path of thermal waters within the Laga foredeep basin inferred from chemical and isotopic (δ<sup>18</sup>O, δD, <sup>3</sup>H, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) data. Applied Geochemistry, **78**: 23-34.
- GAETANI M. (2010) From Permian to Cretaceous: Adria as pivotal between extensions and rotations of Tethys and Atlantic Oceans. J. Virt. Expl., 36, Paper 6.
- GALADINI F. (1999) Pleistocene changes in the central Apennine fault kinematics: A key to decipher active tectonics in central Italy. Tectonics, 18 (5): 877-894. https://doi.org/10.1029/1999TC900020.
- GALADINI F., FALCUCCI E., GORI S., ZIMMARO P., CHELONI D. & STEWART P.S (2018) Active faulting in source region of 2016-2017 central Italy event sequence. Earthquake Spectra, 34 (4): 1557-1583.
- GALADINI F. & GALLI P. (2000) Active tectonics in the Central Apennines (Italy) a input data for seismic hazard assessment. Nat. Hazards, 22: 225-270.
- GALADINI F. & GALLI P. (2003) Paleoseismology of silent faults in the Central Appennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. Faults. Ann. Geophys., 46 (5): 815-836.
- GALADINI F., GALLI P., LESCHIUTTA I., MONACHESI G. & STUCCHI M. (1999) Active tectonics and seismicity in the area of the 1997 earthquake sequence in central Italy: a short review. Journal of Seismology, 3: 167-175.
- GALADINI F. & MESSINA P. (2001) *Plio-Quaternary changes of normal fault architecture in the central Apennines (Italy)*. Geodinamica Acta, 14: 321-344.
- GALADINI F., MESSINA P., GIACCIO B. & SPOSATO A. (2003) Early uplift history of the Abruzzi Apennines (central Italy): available geomorphological constraints. Quat. Int., 101/102: 125-135.
- GALDENZI S., COCCHIONI F., FILIPPONI G., MORICHETTI L., SCURI S., SELVAGGIO R. & COCCHIONI M. (2010) *The sulfidic thermal caves of Acquasanta Terme (central Italy)*. Journal of Cave and Karst Studies, **72** (1): 43-58.
- GALLI P. (2020) Terremoti distruttivi a Villa San Silvestro: il contributo della Paleosismologia, in F. Diosono (ed.), Villa San Silvestro di Cascia. Archeologia e storia di un abitato nella Sabina montana dalla conquista romana al Medioevo. Edizioni Quasar, Rome.
- GALLI P., CASTENETTO S. & PERONACE E. (2017) The macroseismic intensity distribution of the 30 October 2016 earthquake in Central Italy (Mw 6.6): Seismotectonic implications. Tectonics, 36: 1-13. https://doi.org/10.1002/2017tc00458.
- GALLI P. & GALADINI F. (1999) Seismotectonic framework of the 1997-98 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes. Seismological Res. Letters, **70** (4): 404-414.
- GALLI P., GALADINI F. & CALZONI F. (2005) Surface faulting in Norcia (Central Italy): a "paleoseismological perspective". Tectonophysics, 403: 117-130.
- GALLI P., GALADINI F. & PANTOSTI D. (2008) Twenty years of paleoseismology in Italy. Earth Science Review, 88: 89-117.
- GALLI P., GALDERISI A., ILARDO I., PISCITELLI S., SCIONTI V., BELLANOVA J. & CALZONI F. (2018) Holocene paleoseismology of the Norcia fault system (Central Italy). Tectonophysics, 745: 154-169.
- GALLI P., GALDERISI A., MARINELLI R., MESSINA P., PERONACE E. & POLPETTA F. (2020) A reappraisal of the 1599 earthquake in Cascia (Italian Central Apennines): Hypothesis on the seismogenic source. Tectonophysics, 774: 228-287. 10.1016/j.tecto.2019.228287.
- GALLI P., GALDERISI A., MARTINO M., SCARASCIA MUGNOZZA G. & BOZZANO F. (2019a) The coseismic faulting of the San Benedetto tunnel (2016, M<sub>W</sub> 6.6 central Italy earthquake), Tunnels and Underground Cities. Engineering and Innovation meet Archaeology, Architecture and Art - Peila, VIGGIANI & CELESTINO (Eds), Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-1-138-38865-9, 805-811.
- GALLI P., GALDERISI A., PERONACE E., GIACCIO B., HAJDAS I., MESSINA P., PILEGGI D. & POLPETTA F.

(2019b) - The Awakening of the Dormant Mount Vettore Fault (2016 Central Italy Earthquake,  $M_w$ 6.6): Peleoseismic Clues on Its Millennias Silences. Tectonics, **38** (2): 697-705. doi.org/10.1029/2018TC005326.

- GALLI P., GIACCIO B. & MESSINA P. (2010) The 2009 central Italy earthquake seen through 0.5 Myrlong tectonic history of the L'Aquila faults system. Quaternary Science Reviews, 29 (27-28): 3768-3789.
- GALLI P., GIACCIO B., MESSINA P. & PERONACE E. (2011) Paleoseismology of the L'Aquila faults (Central Italy, 2009 M<sub>w</sub> 6.3 earthquake). Clues on active fault linkage. Geophys. J. Int., 187: 1119-1134.
- GALLI P. & MOLIN D. (2014) Beyond the damage threshold: the historic earthquakes of Rome. Bull. Earthq. Eng., **12**: 1277-1306.
- GALLI P., PERONACE E., BRAMERINI F., CASTENETTO S., NASO G., CASSONE F. & PALLONE F. (2016) The MCS intensity distribution of the devastating 24 August 2016 earthquake in central Italy (M<sub>W</sub> 6.2). Annals of Geophysics, 59. doi: 10.4401/ag-7287.
- GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (2002) The Sabina Plateau in the Mesozoic palaeogeography of Central Apennines. In: BARCHI M. & CIRILLI S. (Editors). Atti del Convegno Evoluzione Geologica e Geodinamica dell'Appennino (in memoria di G. Pialli). Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 1: 561-588.
- GE.MI.NA. (GEOMINERARIA NAZIONALE) (1962) *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. A cura di AA.VV., 319 pp. ILTE, Torino.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1999) Contributo alla ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica del versante adriatico dell'Appennino umbro-marchigiano (Italia centrale). In: OROMBELLI G. "Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni, Glauco Briganti": 391-403, Genova.
- GENTILI B., PAMBIANCHI G., ARINGOLI D., MATERAZZI M. & GIACOPETTI M. (2017) Pliocene-Pleistocene geomorphological evolution of the Adriatic side of Central Italy. Geologica Carpathica, 68 (1): 6-8. doi: 10.1515/geoca-2017-0001.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., LANZA R. & VEZZANI L. (1991) La zona di taglio Rigopiano-Bussi-Rivisondoli: svincolo transpressivo al margine nord-orientale della piattaforma laziale-abruzzese. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1991/2: 215-220.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1990) Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della catena del Gran Sasso (Appennino centrale). Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. Atti del Convegno: "Neogene thrust tectonics; esempi da Alpi meridionali, Appennini e Sicilia": 37-50, Parma.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991) Thrust belt development in the central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso Chain. Tectonics, **10**: 904-919.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1997) Interfering paths of deformation and development of arcs in the foldand-thrust belt of the Central Apennines (Italy). Tectonics, 16: 523-536.
- GIACCIO B., ARIENZO I., SOTTILI G., CASTORINA F., GAETA M., NOMADE S., GALLI P. & MESSINA P. (2013) -Isotopic (Sr-Nd) and major element fingerprinting of distal tephras: An application to the Middle-Late Pleistocene markers from the Colli Albani volcano, central Italy. Quaternary Science Reviews, 67: 190-206.
- GIACCIO B., GALLI P., MESSINA P., PERONACE E., SCARDIA G., SOTTILI G., SPOSATO A., CHIARINI E., JICHA B. & SILVESTRI S. (2012) - Fault and basin depocentre migration over the last 2Ma in the L'Aquila 2009 earthquake region, central Italian Apennines. Quaternary Science Reviews, 56: 69-88.
- GIACCIO B., LEICHER N., MANNELLA G., MONACO L., REGATTIERI E., WAGNER B., ZANCHETTA G., GAETA M., MARRA F., NOMADE S., PALLADINO D.M., PEREIRA A., SCHEIDT S., SOTTILI G., WONIK T., WULF S., ZEEDEN C., ARIZTEGUI D., CAVINATO G.P., DEAN R.J., FLORINDO F., LENG M.J., MACRÌ P., NIESPOLO E., RENNE P.R., ROLF C., SADORI L., THOMAS C. & TZEDAKIS P.C. (2019) - Extending the tephra and paleoenvironmental record of the Central Mediterranean back to 430 ka: A new core from Fucino Basin, central Italy. Quaternary Science Reviews, 225: 106003.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & ZAMPI M. (1970) Studio stratigrafico e micropaleontologico del Giurassico della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno-Teramo). Mem. Soc. Geol. It., 9: 29-53.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J. & SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010) -

Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. Journal of Quaternary Science, **25** (2): 96-102.

- GILL G.A., SANTANTONIO M. & LATHUILIÈRE B. (2004) *The depth of pelagic deposits in the Tethyan Jurassic and the use of corals: an example from the Apennines.* Sedimentary Geology, **166** (3-4), 311-334.
- GIOVAGNOTTI C. (1978) *Lineamenti paleogeografici e geomorfologici dei Monti Sibillini*. Atti della Società italiana di Biogeografia, **6** (1975): 29-79.
- GIROTTI O. (1968) Note sulla stratigrafia e sulla tettonica delle formazioni mioceniche dell'area ascolana. Rend. Ac. Naz. Lincei. Cl. Sci. fis., mat. e nat., Serie 8, 44: 827-832.
- GIROTTI O. (1969) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli di Ascoli Piceno e Giulianova (II ed.), 50 pp. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli).
- GIROTTI O. & PAROTTO M. (1969) Mio-Pliocene di Ascoli Piceno. 11ª Atti Acc. Gioenia Sci. nat. in Catania, Ser. 6, Suppl. Sci. geol., Catania.
- GIULIANO G. & SCIOTTI M. (1974) Ricerca sulla pianificazione e gestione delle risorse idriche di un grande bacino idrografico: il Bacino del Tevere. Quad. IRSA-CNR, Roma, 65 pp.
- GIULIANO G. & SCIOTTI M. (1981) *Schema idrogeologico del Bacino del Tevere*. Quad. Ist. Ric. Acque, **48**: 67 pp., Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.
- GORI S., DRAMIS F., GALADINI F. & MESSINA P. (2007) The use of geomorphological markers in the footwall of active faults for kinematic evaluations: examples from the central Apennines. Boll. Soc.Geol. It., 126: 365-374.
- GORI S., MUNAFÒ I., FALCUCCI E., MORO M., SAROLI M., MALAGNINI L. & GALADINI F. (2019) Active faulting and seismotectonic in central Italy: lesson learned from the past 20 yrs of seismicity. Engineering clues. In: F. SILVESTRI, N. MORACI (Eds) "Earthquake Geotechnical Engineering for Protection and Development of Environment and Costructions". Proceedings in Earth Geosciences, 4.
- GRIMALDI F.A. (1703) De novo et ingenti in universa provincia Umbriar et Aprutii Citerioris terremou. Tipis A Sambuchi, Todi. De Carolis P., 1703. Relazione generale delle ruine, e mortalità cagionate dalle scosse del Terremotode' 14 Gennaro, e 2 Febbraro 1703 in Norcia, e Cascia, e loro contadi, compresi li Castelli delle Rocchette, e Ponte, Giurisdizione di Spoleto. Roma.
- GRUPPO DI LAVORO INGV SUL TERREMOTO IN CENTRO ITALIA. Relazione sullo stato delle conoscenze sulla sequenza sismica in centro Italia 2016-2017 (aggiornamento al 2 febbraio 2017). doi: 10.5281/ze-nodo,267984.
- GSI [Geospatial Information Authority of Japan] (2016) *The 2016 Central Italy Earthquake: Crustal deformation detected by ALOS-2 data*. http://www.gsi.go.jp/cais/topic160826-index-e.html.
- GUIDOBONI E. & COMASTRI A. (2005) Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean Area from the 11<sup>th</sup> to the 15<sup>th</sup> century. INGV-SGA, Roma-Bologna 2005, 1037 pp.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., SGATTONI G. & VALENSISE G. (2018) - CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). doi: https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., TARABUSI G., SGATTONI G., COMASTRI A., MARIOTTI D., CIUCCARELLI C., BIANCHI M.G. & VALENSISE G. (2019) - CFTI5Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area. Scientific Data 6, Article number: 80 (2019). doi:/10.1038/s41597-019-0091-9
- HUNGR O., EVANS S., BOVIS M. & HUTCHINSON J.N. (2001) A review of the classification of landslides of the flow type. Environmental and Engineering Geoscience, 7: 221-238. doi: 10.2113/gseegeosci.7.3.221.
- HUNGR O., LEROUEIL S. & PICARELLI L. (2014) *The Varnes classification of landslide types, an update*. Landslides, **11**: 167-194. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y.
- IACCARINO S. (1985) Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds), Plankton Stratigraphy - Cambridge University Press: 283-314.

- IACCARINO S. & PREMOLI SILVA I. (2005) Practical manual of Oligocene to middle Miocene planktonic foraminifera. BIOLZI M., IACCARINO S.M. & RETTORI R. (Eds), International School on Planktonic Foraminifera, Dip. Sc. Terra Perugia.
- IAEA (2010) IAEA Seismic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations, IAEA Safety Standards Series No. SSG-9, IAEA, Vienna.
- IMPROTA L., LATORRE D., MARGHERITI L., NARDI A., MARCHETTI A., LOMBARDI A.M., CASTELLO B., VIL-LAN, F., CIACCIO M.G., MELE F.M., MORETTI M. & THE BOLLETTINO SISMICO ITALIANO WORKING GROUP (2019) - Multi-segment rupture of the 2016 Amatrice-Visso-Norcia seismic sequence (central Italy) constrained by the first high-quality catalog of Early Aftershocks. Scientific Reports, 9: 6921. https://doi.org/10.1038/s41598-019-43393-2.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009a) Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000. Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Quad. serie III, Vol. 12, Fascicolo I. Modifiche ed integrazioni ai Quaderni n. 2/1996 e n. 6/1997.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009b) Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000. Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Quad. serie III, Vol. 12, Fascicolo III. Modifiche ed integrazioni al Quaderno n. 1/1992.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010a) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 349 "Gran Sasso". https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/349 GRANSASSO/Foglio.html.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010b) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 358 "Pescorocchiano". S.EL.CA, Firenze.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2011) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 336 "Spoleto". S.EL.CA, Firenze.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2018) Carta Idrogeologica d'Italia 1:50.000. Nuove linee guida al rilevamento e alla rappresentazione della Carta Idrogeologica d'Italia. Quaderni ISPRA-Servizio Geologico d'Italia, serie III, Vol. 14. Roma.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa, a) *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.* Foglio 348 Antrodoco.
- ISPRA SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa, b) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 347 Rieti.
- JAJA G. (1905) Escursione nei Sibillini (Appennino centrale). Boll. Soc. Geogr. It., 5: 444-464.
- JAURAND E. (1994) Les héritages glaciaires de l'Apennin: problèmes géomorphologiques et paléoclimatique posés par la reconstitution des paléoenvironments glaciaires de l'Italie péninsulaire. Thèse inédite. Université de Paris I Panthèon-Sorbonne, 2t., 601 pp.
- JAURAND E. (1999) Il glacialismo negli Appennini. Testimonianze geomorfologiche e riferimenti cronologici e paleoclimatici. Boll. Soc. Geogr. It., serie XII, 4: 399-432.
- JENKYNS H.C. (2010) *Geochemistry of oceanic anoxic events*. Geochem. Geophys. Geosyst., **11**: Q03004.
- KLEBELSBERG R. VON (1933-1934) Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen (3): Monti Sibillini, Zeitschrift für Gletscherkunde für Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas, 21 (1-3): 121-136.
- KOOPMAN A. (1983) Detachment tectonics in the central Apennines, Italy. Geologica Ultraiectina, 30: 1-155.
- LAVECCHIA G. (1985) Il sovrascorrimento dei M.ti Sibillini: analisi cinematica e strutturale. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 161-194.
- LAVECCHIA G., ADINOLFI G.M., DE NARDIS R., FERRARIN F., CIRILLO D., BROZZETTI F., DE MATTEIS R., FESTA G. & ZOLLO A. (2017) - Multidisciplinary inferences on a newly recognized active eastdipping extensional system in Central Italy. Terra Nova, 29: 77-89. doi: 10.1111/ter.12251.
- LAVECCHIA G., BROZZETTI F., BARCHI M., MENICHETTI M. & KELLER J.V. (1994) Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from an analysis of the Neogene to present deformations and related stress fields. GSA Bulletin, 106: 1107-1120.
- LAVECCHIA G., CASTALDO R., DE NARDIS R., DE NOVELLIS V., FERRARINI F., PEPE S., BROZZETTI F., SOLARO G., CIRILLO D., BONANO M., BONCIO P., CASU F., DE LUCA C., LANARI R., MANUNTA M.,

MANZO M., PEPE A., ZINNO I. & TIZZANI P. (2016) - Ground deformation and source geometry of the 24 August 2016 Amatrice earthquake (Central Italy) investigated through analytical and numerical modeling of DInSAR measurements and structural-geological data. Geophysical Research Letters, 43: 12-389.

- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) L'Appennino Umbro-Marchigiano: tettonica distensiva e ipotesi di sismogenesi. Boll. Soc. Geol. It., 103: 467-476.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1988) The Umbria-Marche arcuate fold belt (Italy). Tectonophysics, 146: 125-137.
- LEA SOCIETÀ AGRICOLA S.R.L. (2010) Relazione geologico-geotecnica per la realizzazione di una centralea biogas e di altre opere annesse all'impianto. Località Terzone, Comune di Leonessa (RI).
- LE BAS M.J., LE MAITRE M.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the Total alkali-silica Diagram. Journal of Petrology, 27(3): 745-750.
- LEICHER N., ZANCHETTA G., SULPIZIO R., GIACCIO B., WAGNER B., NOMADE S., FRANCKE A. & DEL CARLO P. (2016) - First tephrostratigraphic results of the DEEP site record from Lake Ohrid (Macedonia and Alania). Biogeosciences, 13: 2151-2178.
- LEONARDI R., LIPPARINI L., NICOSIA U., URSINI F. & VARAZI F. (1997) A peculiar type of Jurassic slope in the Polino area (Terni, Central Italy). Paleopelagos, 7: 145-168.
- LIPPI-BONCAMBI C. (1947a) Il fenomeno carsico nei Sibillini centro meridionali: 1. campagna 1946. Ricerca scientifica e ricostruzione, **2-3**: 217-222.
- LIPPI-BONCAMBI C. (1947b) Idrologia sotterranea dell'altipiano del Castelluccio. Annali della facoltà di Agraria, 4: 104-116.
- LIPPI-BONCAMBI C. (1948) I Monti Sibillint. Ricerche sulla morfologia e idrografia carsica. CNR (Centro di studi per la geografia fisica). Serie X, 79 pp., Bologna.
- LIPPI-BONCAMBI C. (1950a) Considerazioni pedologiche sui Monti Sibillini ed in particolare sui terreni torbosi dell'altipiano del Castelluccio di Norcia. Boll. Soc. Geol. It., 69: 26-37.
- LIPPI-BONCAMBI C. (1950b) I terreni agrari della provincia di Perugia. Foglio a scala 1:100.000 Norcia. Tipografia Porziuncola, Santa Maria deglia Angeli, Perugia.
- LIVIO F.A., MICHETTI A.M., VITTORI E., GREGORY L., WEDMORE L., PICCARDI L., TONDI E., ROBERTS G.P., BLUMETTI A.M., BONADEO L. & BRUNAMONTE F. (2016) - Surface faulting during the August 24, 2016, Central Italy earthquake (Mw 6.0): preliminary results. Annals of geophysics, 59 (5).
- LOCATI M., CAMASSI R., ROVIDA A., ERCOLANI E., BERNARDINI F., CASTELLI V., CARACCIOLO C.H., TER-TULLIANI A., ROSSI A., AZZARO R., D'AMICO S. & ANTONUCCI A. (2021) - Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 3.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). https://doi.org/10.13127/DBMI1/DBMI15.3.
- LOTTI B. (1926) Descrizione geologica dell'Umbria. Mem. Descr. Carta Geol. It., 21: 320 pp.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) Extension in the Tyrrenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics, 5: 227-245.
- MANCINI M., CAVUOTO G., PANDOLFI L., PETRONIO C., SALARI L. & SARDELLA R. (2012) Coupling basin infill history and mammal biochronology in a Pleistocene intramontane basin: The case of western L'Aquila Basin (central Apennines, Italy). Quat. Int., 267: 62-77.
- MANCINI M., VIGNAROLI G., BUCCI F., CARDINALI M., CAVINATO G.P., DI SALVO C., GIALLINI S., MOSCA-TELLI M., POLPETTA F., PUTIGNANO M.L., SANTANGELO M. & SIRIANNI P. (2019) - New stratigraphic constraints for the Quaternary source-to-sink history of the Amatrice Basin (central Apennines, Italy). Geological Journal, 9: 1-26. doi:10.1002/gj.3672.
- MANZI V., GENNARI R., HILGEN F., KRIJGSMAN W. LUGLI S., ROVERI M. & SIERRO F.J. (2013) Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. Terra Nova, 25: 315-322.
- MARCHEGIANI L., BERTOTTI G., CELLO G., DEIANI G., MAZZOLI S. & TONDI E. (1999) Pre-orogenic tectonics in the Umbria-marche sector of the Afro-Adriatic continental margin. Tectonophysics, 315: 123-143.
- MARINI M., FELLE F., MILLI S. & PATACCI M. (2016) The thick-bedded tail of turbidite thickness distribution as a proxy for flow confinement: Examples from tertiary basins of central and northern Apen-

nines (Italy). Sedimentary Geology, 341: 96-118.

- MARINI M., MILLI S. & MOSCATELLI M. (2011) Facies and architecture of the Lower Messinian turbidite lobe complexes from the Laga Basin (central Apennines, Italy). J. Mediterr. Earth Sci., 3: 45-72.
- MARINI M., MILLI S., RAVNÅS R. & MOSCATELLI M. (2015) A comparative study of confined vs. semiconfined turbidite lobes from the Lower Messinian Laga Basin (central Apennines, Italy): implications for assessment of reservoir architecture. Marine and Petrol. Geology, 63: 142-165.
- MARINO M. (2008) Lower Jurassic sedimentary facies and evolution on structural highs in the Apennines (Central Italy). In: "3° Meeting Annuale del Gruppo Italiano Carbonati (San Donato Milanese 28-30 Aprile 2008)" (G. CIARAPICA, D. MASETTI, S. NARDON & P. RONCHI Eds). Rend. Online Soc. Geol. It., 2: 129-132.
- MARINO M. & SANTANTONIO M. (2010) Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy). Sedimentary Geology, 225: 116-137.
- MARRA F., BAHAIN J.J., JICHA B., NOMADE S., PALLADINO D.M., PEREIRA A., TOLOMEI C., VOINCHET P., ANZIDEI M., AURELI D., CERULEO P., FALGUERES C., FLORINDO F., GATTA M., GHALEB B., LA ROSA M., PERETTO C., PETRONIO C., ROCCA R., ROLFO M.F., SALARI L., SMEDILE A. & TOMBRET O. (2019) - Reconstruction of the MIS 5.5, 5.3 and 5.1 coastal terraces in Latium (central Italy): a re-evaluation of the sea-level history in the mediterranean sea during the last interglacial. Quat. Int., 525: 54-77. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.001.
- MARRA F., KARNER D.B., FREDA C., GAETA M. & RENNE P. (2009) Large mafic eruptions at Alban Hills Volcanic District (Central Italy): chronostratigraphy, petrography and eruptive behavior. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 179: 217-232.
- MARSAN P. & CERONE M. (1980) Analisi degli effetti locali sui terreni. In: "Analisi del comportamento dei terreni e delle costruzioni in muratura a seguito del terremoto del Settembre 1979 in Valnerina". Pubblicazione CNR - Progetto Finalizzato "Geodinamica", **374**: 5-33.
- MARSILI P. & TOZZI M. (1991) Successione di eventi deformativi nei Monti della Laga. Il settore di Monte Gorzano (Rieti). Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1991/2: 71-78.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Trias superiore nell'Italia centrale e meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 4: 648-672.
- MARTINO S., BATTAGLIA S., D'ALESSANDRO F., DELLA SETA M., ESPOSITO C., MARTINI G., PALLONE F. & TROIANI F. (2019) - Earthquake-inducede landslide scenario obtained through the PARSIFAL approach in the municipality of Accumoli (Rieti, Italy). Bull. Earthquake Eng., 18: 5655-5673. doi:10.1007/s10518-019-00589-1.
- MASTRORILLO L., SAROLI M., VIAROLI S., BANZATO F., VALIGI D. & PETITTA M. (2019) Sustained post-seismic effects on groundwater flow in fractured carbonate aquifers in central Italy. Hydrol. Process.
- MATTEI M. (1987) Analisi geologico-strutturale della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Italia centrale). Geologica Romana, **26**: 327-347.
- MATTEI M., FUNICIELLO R. & KISSEL C. (1995) Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotations in the central Apennines, Italy. J. Geophys. Res., 100 (17): 863-17883.
- MATTEI M., FUNICIELLO R., KISSEL C. & LAI C. (1991) Rotazioni di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: analisi paleomagnetiche e di anisotropia della suscettività magnetica (AMS). Studi Geol. Camerti, Vol Spec. 1991/2: 221-229.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) Biostratigraphic synthesis of calcareous nannofossil events in the Tethyan Jurassic. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 105 (3): 343-376.
- MAZZOLI S., PIERANTONI P.P., BORRACCINI F., PALTRINIERI W. & DEIANA G. (2005) Geometry, segmentation pattern and displacement variations along a major Apennine thrust zone, central Italy. Journal of Structural Geology, 27: 1940-1953.
- MECCHIA G., MECCHIA M., PIRO M. & BARBATI M. (2003) Le grotte del Lazio i fenomeni carsici, elementi della geodiversità. Regione Lazio- collana verde dei parchi, Serie Tecnica 3: 108-111.

- MESSINA P., DRAMIS F., GALADINI F., FALCUCCI E., GORI S., MORO M., SAROLI M. & SPOSATO A. (2007) -Quaternary tectonics of the Abruzzi Apennines (Italy) inferred from integrated geomorphologicalstratigraphic data. Epitome, 2: 235-236.
- MICCADEI E., PIACENTINI T. & BARBERI R. (2002) Uplift and local tectonic subsidence in the evolution of intramontane basins: The example of the Sulmona basin (central Apennines, Italy). Studi Geol. Camerti, n. spec. 2002: 119-133.
- MICHETTI A.M. & SERVA L. (1990) New data on the seismotectonic potential of the Leonessa fault area (Rieti, central Italy) Rend. Soc. Geol. It., 13: 37-46.
- MIGLIORINI C.I. (1950) Suddivisione geografica dell'Appennino per uso geografico. Una proposta. Boll. Soc. Geol. It., **68**: 95-96.
- MILLI S., CANNATA D., MARINI M. & MOSCATELLI M. (2013) Facies and geometries of Lower Messinian Laga Basin turbidite deposits, central Apennines, Italy. In: MILLI S., BRANDANO M. (Eds), Excursion Guidebook, Post-Congress Field Trip of the XI GeoSed Congress, September 26-28, 2013. Journal of Mediter. Earth Sciences, 5: 179-225.
- MILLI S., CANNATA D. & MOSCATELLI M. (2011) Facies and geometry of channel and channel-lobe transition deposits in a confined turbidite basin (Lower Messinian Laga Formation, central Apenninies, Italy). In: Intern. Conf.: "Internal Architecture, Bedforms and Geometry of Turbidite Channels". 20-21 June 2011. The Geological Society, London.
- MILLI S., MARINI M. & MOSCATELLI M. (2019) The lower-middle Messinian turbidite deposits of the Laga Basin (central Apennines, Italy). In: VIGLIOTTI M., TROPEANO M., PASCUCCI V., RUBERTI D., SA-BATO L. (Eds), Field Trip Guide Book, 34th IAS International meeting of sedimentology - Rome 10-13 september 2019, 357-370.
- MILLI S., MOSCATELLI M., MARINI M. & STANZIONE O. (2009) The Messinian turbidites deposits of the Laga Basin, central Apennines, Italy. In: TINTERRI R., MUZZI M.P., MILLI S., MARINI M., MOSCATELLI M., STANZIONE O. (Eds), Northern and Central Apennines Turbidites, Italy. Field Trip 12, 27th Meeting, 24-28 September 2009, Alghero, Italy. ISBN: 978-88-6025-123-7, pp. 35-54.
- MILLI S., MOSCATELLI M., STANZIONE O. & FALCINI F. (2007) Sedimentology and physical stratigraphy of the Messinian turbidite deposits of the Laga Basin (central Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), 126: 255-281.
- MINISTERO DI AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO (1889) Carta Idrografica del Regno d'Italia in scala 1:100.000. Foglio n. 132 Norcia.
- MODERNI P. (1900) Osservazioni geologiche fatte nel 1899 al piede orientale della catena dei Sibillini. Boll. R. Com. Geol. d'It., **31**: 381-188.
- MODERNI P. (1904) Osservazioni fatte alle falde dell'Appennino fra il Potenza e l'Esimo (Marche). Boll. R. Com. Geol. d'It., **35**: 247-252.
- MODERNI P. (1905) Rilevamento geologico della tavoletta Norcia. Boll. R. Com. Geol. It., 36: 42-43.
- MONACO P., NOCCHI M., ORTEGA-HUERTAS M., PALOMO I., MARTINEZ F. & CHIAVINI G. (1994) Depositional trends in the Valdorbia Section (Central Italy) during the early Jurassic, as revealed by micropaleontology, sedimentology and geochemistry. Eclogae geologica Helvetica, 87: 157-233.
- MORETTINI E., SANTANTONIO M., BARTOLINI A., CECCA F., BAUMGARTNER P.O. & HUNZIKER J.C. (2002) - Carbon isotope stratigraphy and carbonate productivity during the Early-Middle Jurassic: examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy). Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 184: 251-273.
- MUTTI E. (1992) Turbidite Sandstones. Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.
- MUTTI E., NILSEN T. & RICCI LUCCHI F. (1978) Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene) east-central Italy. STANLEY D. & KELLING G. (Eds) Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Dowden Ed., 15: 210-222.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem Soc. Geol. It., 11: 161-199.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) *Turbidite facies and facies associations*. In: E. MUTTI, G.C. PAREA, F. RICCI LUCCHI, M. SAGRI, G. ZANZUCCHI, G. GHIBAUDO & S. IACCARINO (Eds): *Examples of Turbidite*

Facies Associations from Selected Formations of Northern Apennines, IX Int. Congr. I.A.S., Nice, France, Field Trip, Guidebook, A11: 21-36.

- MUTTONI G., ERBA E., KENT D.V. & BACHTADSE V. (2005) Mesozoic Alpine facies depositition as a result of past latitudinal plate motion. Nature, 2005 Mar. 3; 434 (7029): 59-63. doi: 10.1038/nature03378.
- NANNI T., VIVALDA P.M., PALPACELLI S., MARCELLINI M. & TAZIOLI A. (2020) Groundwater circulation and earthquake-related changes in hydrogeological karst environments: a case study of the Sibillini Mountains (central Italy) involving artificial tracers. Hydrogeology Journal, 28: 2409-2428.
- PACE P., SATOLLI S. & CALAMITA F. (2012) Along-strike variation of fault-related folding in a curveshaped foreland fold-and-thrust belt: a case from the Northern Apennines. Rend. Online Soc. Geol. It., 21: 44-46.
- PAREA G.C. & RICCI LUCCHI F. (1972) Resedimented evaporites in the periadriatic trough (upper Miocene, Italy). Israel J. Earth Sci., 21: 125-141.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) Geological summary of the Central Apennines. In: Structural Model of Italy (OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. Eds). Quaderni della Ricerca Scientifica, 90: 257-311.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (2004) The Southern Apennine Arc. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 33-58.
- PASSERI L. (1971) Stratigrafia e sedimentologia dei calcari giurassici di Monte Cucco (Appennino Umbro). Geol. Rom., 10: 93-130.
- PASSERI L. & VENTURI F. (2005) Timing and causes of drowning of the Calcare Massiccio platform in Northern Apennines. Boll. Soc. Geol. It., 124: 247-258.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times. Mem. Soc. Geol. It., 45: 425-451.
- PATACCA E., SCANDONE P., DI LUZIO E., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (2008) Structural architecture of the central Apennines: interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. Tectonics, 27: TC3006.
- PECCERILLO A. (2017) *Cenozoic Volcanism in the Tyrrhenian Sea Region*. In: IAVCEI, Advances in Volcanology, **2**: 400 pp. ed. Springer.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) Mesozoic Calcareous Nannofossils. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.) Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, Cambridge, 329-426.
- PEREIRA A., MONACO L., MARRA F., SÉBASTIEN N., GAETA M., LEICHER N., PALLADINO D.M., SOTTILI G., GUILLOU H., SCAO V. & GIACCIO B. (2020) - Tephrochronology of the central Mediterranean MIS 11c interglacial (~425-395 ka): New constraints from the Vico volcano and the Tiber delta, central Italy. Quaternary Science Reviews, 243: 106-470.
- PEROUSE E., BENEDETTI L., FLEURY J., RIZZA M., PULITI I., BILLANT, J. et alii (2018) Coseismic slip vectors of 24 August and 30 October 2016 earthquakes in Central Italy: Oblique slip and regional kinematic implications. Tectonics, 37. doi.org/10.1029/2018TC005083.
- PETITTA M. (2006) *Cenni di idrogeologia*. In: CENTAMORE E., CRESCENTI U. & DRAMIS F. (a cura di) "Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F.359 L'Aquila": 112-114.
- PETITTA M., MASTRORILLO L., PREZIOSI E., BANZATO F., BARBERIO M.D., BILLI A., CAMBI C., DE LUCA G., DI CARLO G. DI CURZIO D., DI SALVO C., NANNI T., PALPACELLI S., RUSI S., SAROLI M., TALLINI M., TAZIOLI A., VALIGI D., VIVALDA P. & DOGLIONI C. (2018) - Water-table and discharge changes associated with the 2016-2017 seismic sequence in central Italy: hydrogeological data and a conceptual model for fractured carbonate aquifers. Hydrogeol. J., 26: 1-18.
- PETROSINO P., JICHA B.R., MAZZEO F.C. & RUSSO ERMOLLI E. (2014) A high-resolution tephrochronological record of MIS 14-12 in the Southern Apennines (Acerno Basin, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 274: 34-50.
- PETTI F.M. (2007) Marne a Fucoidi. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007) Anidriti di Burano. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A.,

FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "*Carta Geologica d'Italia* 1:50.000. *Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VII): 382 pp.

- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007a) Rosso Ammonitico. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007b) Calcari e Marne a Posidonia. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007c) Calcari Diasprigni. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionalì (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007d) Maiolica. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007e) Scaglia Bianca. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007f) Scaglia Rossa. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007g) Scaglia Cinerea. In: CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M., FALORNI P. & MARINO M. (2007a) Calcare Massiccio. In: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007). Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1). Quad. Serv. Geol. d'It., ser.III, 7 (VI): 318 pp.
- PETTI F.M., FALORNI P. & MARINO M. (2007b) Corniola. In: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BA-LINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007). Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1). Quad. Serv. Geol. d'It., ser.III, 7 (VI): 318 pp.
- PIACENTINI T. & MICCADEI E. (2014) The role of drainage systems and intermontane basins in the Quaternary landscape of the Central Apennines chain (Italy). Rend. Fis. Acc. Lincei, 25: 139-150. doi: 10.1007/s12210-014-0312-2.
- PIERANTONI P., CENTAMORE E. & COSTA M. (2017) Geological and seismological data review of the 2009 l'Aquila seismic sequence (central Apennines, Italy): deep-seated seismogenic structures and seismic hazard. It. J. Eng. Geol. Envir., 2: 5-40.
- PIERANTONI P., DEIANA G. & GALDENZI S. (2013a) Stratigraphic and structural features of the Sibillini Mountains (Umbria-Marche Apennines, Italy). Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), 132: 497-520.
- PIERANTONI. P.P., DEIANA G. & GALDENZI S. (2013b) Geological map of the Sibillini Mountains (Umbria-Marche Apennines, Italy). Litografica Artistica Cartografica, Firenze.
- PIERANTONI P., DEIANA G., ROMANO A., PALTRINIERI W., BORRACCINI F. & MAZZOLI S. (2005) Geometrie strutturali lungo la thrust zone del fronte montuoso umbro-marchigiano-sabino. Boll. Soc. Geol. It.,

124: 395-411.

- PILLA L. (1840) Memoria che serve d'illustrazione a due spaccati geologici degli Appennini, presi alle due estremità, settentrionale e meridionale, del Regno di Napoli. "Atti della 1ª Riunione di Scien. ital. tenuta in Pisa nell'Ottobre del 1839", Nistri, Pisa.
- PIZZI A. (1992) Faglie recenti ed attive e origine delle depressioni tettoniche. Esempi dell'Appennino umbro-marchigiano. Tesi di dottorato. Università degli studi della Calabria.
- PIZZI A. (2003) Plio-Quaternary uplift rates in the outer zone of the central Apennines fold-and-thrust belt. Italy Quat. Int., 101: 229-237.
- PIZZI A., CALAMITA F., COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2002) Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge (Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 1: 923-929.
- PIZZI A., DI DOMENICA A., GALLOVIC F., LUZI L. & PUGLIA R. (2017) Fault segmentation as constrain to the occurrence of the main shocks of the 2016 central Italy seismic sequence. Tectonics, 36: 2370-2387.
- PIZZI A. & GALADINI F. (2009) Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the northern central Apennines (Italy). Tectonophysics, 476: 304-319.
- PIZZI A. & SCISCIANI V. (2000) Methods for determining the Pleistocene-Holocene component of displacement on active faults reacti-vating pre-Quaternary structures: examples from the Central Apennines (Italy). Journal of Geodynamics, 29: 445-457.
- PORRECA M., SMEDILE A., SPERANZA F., MOCHALES T., D'AJELLO CARACCIOLO F., DI GIULIO G., VASSALLO M., VILLANI F., NICOLOSI I., CARLUCCIO R., AMOROSO S., MACRÌ P., BURATTI N., DURANTE F., TALLINI M. & SAGNOTTI L. (2016) Geological reconstruction in the area of maximum co-seismic subsidence during the 2009 Mw=6.1 L'Aquila earthquake using geophysical and borehole data. Ital. J. Geosci., 135 (2): 350-362. doi: 10.3301/IJG.2015.37.
- PORRECA M., FABBRIZZI A., AZZARO S., PUCCI S., DEL RIO L., PIERANTONI P.P., GIORGETTI C., ROBERTS G.P. & BARCHI M.R. (2020) - 3D geological reconstruction of the M. Vettore seismogenetic fault system (Central Apennines, Italy): Cross-cutting relationship with the M. Sibillini thrust. Journal of Structural Geology, 131. doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103938.
- PORRECA M., MINELLI G., ERCOLI M., BROBIA A., MANCINELLI P., CRUCIANI F. & CANNATA A. (2018) -Seismic reflection profiles and subsurface geology of the area interested by the 2016-2017 earthquake sequence (Central Italy). Tectonics, 37 (4): 1116-1137.
- PREMOLI SILVA I., RETTORI R. & VERGA D. (2003) Practical manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera. RETTORI R. & VERGA D. (Eds), International School on Planktonic Foraminifera, Dip. Sc. Terra Perugia, 152 pp.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1995) Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. Palaeontographia Italica, 82: 89 pp.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (2002) Practical manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. PRE-MOLI SILVA I. & RETTORI R. (Eds), International School on Planktonic Foraminifera, Dip. Sc. Terra Perugia, 462 pp.
- PREMOLI SILVA & VERGA D. (2004) Practical manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. VERGA D. & RETTORI R. (Eds), International School on Planktonic Foraminifera, Dip. Sc. Terra Perugia, 281 pp.
- PRINCIPI P. (1911) Idrologia sotterranea della Pianura di Norcia. Boll. Soc. Geol. It., 30: 849-862.
- PUCCI S., DE MARTINI P., CIVICO R., VILLANI F., NAPPI R., RICCI T., AZZARO R., BRUNORI C., CACIAGLI M. & CINTI F. (2017) - Coseismic ruptures of the 24 August 2016, Mw 6.0 Amatrice earthquake (central Italy). Geophys. Res. Lett., 44: 2138-2147.
- RAFFI I., BACKMAN J., FORNACIARI E., PÄLIKE H., RIO D., LOURENS L. & HILGEN F. (2006) A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. Quaternary Science Reviews, 25 (23-24): 3113-3137.
- RCMT (2016) European-Mediterranean RCMT Catalog, web page: http://www.bo.ingv.it/RCMT/.

REGIO UFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA (1941) - Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio 132

"Norcia", Roma.

REGIONE LAZIO (2004) - Piano Regolatore Generale degli Acquedotti (PRGA).

- REGIONE MARCHE (2001) Carta Geomorfologica Regionale alla scala 1:10.000. https://www.regione.marche.it/Regione-Utile/Paesaggio-Territorio-Urbanistica/Cartografia/Repertorio/Cartageomorfologicaregionale10000.
- REGIONE MARCHE (2014) Piano Regolatore degli acquedotti della Regione.
- REGIONE MARCHE (2017) *Carta geologica regionale 1:10.000*. https://www.regione.marche.it/Regione-Utile/Paesaggio-Territorio-Urbanistica/Cartografia/Repertorio/Cartageologicaregionale10000.
- REGIONE UMBRIA (2006) Microzonazione sismica di Norcia I stralcio. D.G.R. n. 1966 15/12/2004. Report inedito.
- REGIONE UMBRIA (2007) Piano Regolatore Regionale degli Acquedotti (PRRA).
- REGIONE UMBRIA (2014) Cartografia geologica vettoriale della Regione Umbria, scala 1:10.000. https://www.regione.umbria.it/paesaggio-urbanistica/cartografia-geologica.
- REIMER P.J., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., RAMSEY C.B., BUCK C.E., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M. & GROOTES P.M. (2013) - *IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP*. Radiocarbon, **55** (4): 1869-1887.
- REMANE J. (1985) *Calpionellinids*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds), Plankton Stratigraphy Cambridge University Press: 555-572.
- RICCI LUCCHI F. (1973) Resedimented evaporites: indicators of slope instability and deep-basins conditions in Periadriatic Messinian (Apennines foredeep, Italy). Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenshappen. Messinian Events in the Mediterranean. Geodynamics Scientific Report n. 7 on the colloquium held in Utrecht, March 2-4: 142-149.
- RICCI LUCCHI F. (1975) Miocene paleogeography and basin analysis in Periadriatic Apennines. pp 111, reprinted from Geology of Italy. P.E.S.L., Tripoli.
- RICCI LUCCHI F. (1986) *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (eds.), Foreland basins: 105-140. Blackwell, Freiburg.
- RICCI LUCCHI F., BASSETTI M.A, MANZI V. & ROVERI M. (2002) Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica. Studi Geol. Cam., 2002/1: 127-142.
- RICCI LUCCHI F. & PAREA G.C. (1973) Cicli deposizionali (megasequenze) nelle torbiditi di conoide sottomarina: formazione della Laga (Appennino marchigiano-abruzzese). Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 104: 247-283.
- ROBERTS G.P. & MICHETTI A.M. (2004) Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy. Journal of Structural Geology, 26 (2): 339-376. doi:10.1016/S0191-8141(03)00103-2.
- ROMANO A. (1995a) Tettonica sinsedimentaria giurassica: l'esempio di M. Boragine (Appennino umbro-marchigiano meridionale). Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1995: 567-574.
- ROMANO A. (1995b) Dati a conferma della estensione dei sovrascorrimenti dell'Appennino umbromarchigiano: il klippe di Colle Cappelletta. Studi Geol. Cam., Vol. Spec. 1995: 575-579.
- ROSEN M.R., BINDA G., ARCHER C., POZZI A., MICHETTI A.M. & NOBLE P.J. (2018)- Mechanisms of earthquake-induced chemical and fluid transport to carbonate groundwater springs after earthquakes. Water Resources Research, 54: 5225-5244. https://doi.org/10.1029/2017WR022097.
- ROTH P.H. (1978) Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 44 (731): 759.
- ROVERETO G. (1923) Trattato di Geologia Morfologica: Geomorfologia, 1187 pp., Hoepli, Milano.
- ROVERI M., BASSETTI M.A. & RICCI LUCCHI F. (2001) *The Mediterranean Messinian salinity crisis: An Apennine foredeep perspective.* Sedimentary Geology, **140**: 201-214.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2016) Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). http://doi.org/10.6092/INGV IT-CPTI15.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2019) Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTII5), versione 2.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.2.

- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B., GASPERINI P. & ANTONUCCI A. (2021) Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 3.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.3.
- RUANO P., RUSTICHELLI A., GALINDO-ZALDÍVAR J., PICCARD L., RUIZ-CONSTÁN A., TONDI E., PEDRERA A.C., LÓPEZ-GARRIDO A., SANZ DE GALDEANO C. & AGOSTA F. (2012) - Anomalías gravimétricas y relleno sedimentario relacionado con la actividad de fallas: un ejemplo de los Apeninos centrales. Geo Temas, 13: 1539-1542.
- RUSCIADELLI G., D'ARGENIO B., DI SIMONE S., FERRERI V., RANDISI A. & RICCI C. (2009) Carbonate platform production and export potential recorded in upper Jurassic base-of-slope deposits (Central Apennines, Italy). In: KNELLER, B., MARTINSEN, O.J., MCCAFFREY B., (Eds), External Controls on Deep-Water Depositional Systems. SEPM, Spec. Publ. 92: 279-301.
- SACCO F. (1906) La questione neomiocenica dell'Appennino. Boll. Soc. Geol. It., 25: 65-127.
- SACCO F. (1907) Gli Abruzzi, schema geologico. Boll. Soc. Geol. It., 26: 377-460.
- SACCO F. (1931) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli di Ascoli Piceno e Giulianova, 39 pp., Libreria Prov. Stato, Roma.
- SACCO F. (1937) *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino*. Materie Prime dell'Italia e dell'Impero, 9: 433-437.
- SALVADOR A. (1994) *International Stratigraphic Guide*. The Geol. Soc. of Am., 2nd edition, pp. 214, Boulder (Colorado, USA).
- SALVINI F. (1991) Tettonica a blocchi in settori crostali superficiali: modellizzazione ed esempi da dati strutturali in Appennino centrale. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2: 237-247.
- SALVINI F. & VITTORI E. (1984) Analisi strutturale della linea Olevano-Antrodoco-Posta (Ancona-Anzio Auct.): metodologia di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 24: 337-355.
- SANI F., DEL VENTISETTE C., MONTANARI D., COLI M., NAFISSI P., PIAZZINI A. (2004) Tectonic evolution of the internal sector of the Central Apennines, Italy. Marine and Petroleum Geology, 21: 1235-1254.
- SANTANTONIO M. (1993) Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform /basin systems: examples from the italian Jurassic. Sedimentology, 40: 1039-1067.
- SANTANTONIO M. (1994) Pelagic Carbonate Platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution. AAPG Bulletin, 78 (1): 122-141.
- SANTANTONIO M. & CARMINATI E. (2011) Jurassic rifting evolution of the Apennines and Southern Alps (Italy): parallels and differences. GSA Bulletin, 123: 468-484.
- SANTANTONIO M., FABBI S. & BIGI S. (2017) Discussion on «Geological map of the partially dolomitized Jurassic succession exposed in the central sector of the Montagna dei Fiori Anticline, Central Apennines, Italy» by G. Storti, F. Balsamo & A. Koopman (2017). Italian Journal of Geosciences, 136: 312-316.
- SATOLLI S. & CALAMITA F. (2008) Differences and similarities between the central and the southern Apennines (Italy): Examining the Gran Sasso versus the Matese-Frosolone salients using paleomagnetic, geological, and structural data. J. Geophys. Res., 113, B10101.
- SATOLLI S., SPERANZA F. & CALAMITA F. (2005) Paleomagnetism of the Gran Sasso Range salient (central Apennines, Italy). Pattern of orogenic rotations due to translation of a massive carbonate indenter. Tectonics, 24, TC4019. doi:10.1029/2004TC001771.
- SCARSELLA F. (1934) Osservazioni sui terreni marnosoarenacei miocenici compresi nel F. 132 (Norcia) della Carta Geologica d'Italia. Boll. Regio Uff. Geol. d'It., 59 (4): 1-23.
- SCARSELLA F. (1947) Sulla geomorfologia dei Piani di Castelluccio e sul carsismo nei Monti Sibillini. Boll. Soc. Geol. It., 66: 28-36.
- SCARSELLA F. (1951) Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. Boll. Serv. Geol. It., 71 (1947-49): 155-165.
- SCARSELLA F. (1953) Relazione preliminare sui rilevamenti geologici fatti durante il 1953 nei fogli L'Aquila, Teramo, Civitavecchia, Ariano Irpino. Boll. Serv. Geol. D'It., 75: 795-807.

- SCISCIANI V. (2009) Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). Journal of Structural Geology, 31: 1276-1294.
- SCISCIANI V., PATRUNO S., TAVARNELLI E., CALAMITA F., PACE P. & IACOPINI D. (2019) Multi-phase reactivations and inversions of Paleozoic-Mesozoic extensional basins during the Wilson Cycle: case studies from the North Sea (UK) and Northern Apennines (Italy). Geological Society, London, 470, Special Publications "Fifty Yaers of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics", R.W. WILSON, G.A. HOUSEMAN, K.J.W. MCCAFFREY, A.G. DORÉ, S.J.H. BUITER (Eds).
- SCISCIANI V., TAVARNELLI E. & CALAMITA F. (2002) The interaction of extensional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy. Journal of Structural Geology, 24: 1-19.
- SCOGNAMIGLIO L., TINTI E., CASAROTTI E., PUCCI S., VILLANI F., COCCO M., MAGNONI F., MICHELINI A. & DREGER D. (2018) - Complex fault geometry and rupture dynamics of the Mw 6.5, 2016, October 30th central Italy earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123: 2943-2964.
- SECCHI A. (1860) *Escursione scientifica fatta a Norcia in occasione dei terremoti del 22 agosto 1859*. Atti dell'Accademia Pontificia de' Nuovi Lincei, A. **13**: 63-104.
- SEMBRONI A., MOLIN P., SOLIGO M., TUCCIMEI P., ANZALONE E., BILLI A., FRANCHINI S., RINALDI M. & TARCHINI L. (2020) - The uplift of the Adriatic flank of the Apennines since the Middle Pleistocene: new insights from the Tronto River basin and the Acquasanta Terme Travertine (central Italy). Geomorphology, 352, 106990.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAK-REVSKAYA E. (1998) - Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bull. Soc. Géol. France, 169 (2): 281-299.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1955) Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 139 "L'Aquila", Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Guida al rilevamento. Quaderni serie III, Volume 1. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SISSINGH W. (1977) Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geol. Mijnbouw, 56: 37-65.
- STALDER N.F., FELLIN M.G., CARACCIOLO L., WILFRIED WINKLER M.G., MILLI S., MOSCATELLI M. & CRI-TELLI S. (2017) - Dispersal pathways in the early Messinian Adriatic foreland and provenance of the Laga Formation (central Apennines, Italy). Sedimentary Geology, 375: 289-308.
- STAMPFLY G. M. (2005) *Plate tectonics of the Apulia-Adria microcontinent*. In: I.R. FINETTI (Ed): "CROP PROJECT deep seismic exploration of the Mediterranean and Italy": 747-766. Elsevier.
- STEMBERK J., DAL MORO G.C., STEMBERK J., BLAHŮT J., COUBAL M., KOŠŤÁK B., ZAMBRANO M. & TONDI E. (2019) - Strain monitoring of active faults in the central Apennines (Italy) during the period 2002-2017. Tectonophysics, 750: 22-35.
- STENDARDI F., CAPOTORTI F., FABBI S., RICCI V., SILVESTRI S. & BIGI S. (2020) Geological mapping of the Mt. Vettoretto - Capodacqua area (Central Apennines, Italy) and cross-cutting relationship between Mt. Sibillini thrust and M. Vettore normal faults system. Geological Fieldtrips and Maps, 12 (2.2): 22 pp.
- STOPPA F. & VILLA I.M. (1991) Primi dati cronologici del Distretto Ultra-Alcalino Umbro-Laziale. Workshop "Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale". Pisa, 12-13 giugno. Riassunti: 54 pp.
- STRAHLER A.N. (1957) Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. Transactions American Geophysical Union, 38 (6): 913-920.
- STUCCHI M., MELETTI C., MONTALDO V., AKINCI A., FACCIOLI E., GASPERINI P., MALAGNINI L. & VALEN-SISE G. (2004) - Pericolosità sismica di riferimento per il territorio nazionale MPS04 [Data set]. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). doi.org/10.13127/sh/mps04/ag.
- TAGLIAFERRO M.C. (1982) Lembo morenico presso Arquata del Tronto. Boll. Soc. Geol. It., 101 (2): 211-218.

- TAVARNELLI E., BUTLER R.W.H., DECANDIA F.A., CALAMITA F., GRASSO M., ALVAREZ W. & RENDA P. (2004) - Implications of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy. In: CRESCENTI U., D'OFFIZI S., MERLINI S. & SACCHI R. (Eds): The Geology of Italy. Soc. Geol. It., Vol. Spec.: 201-214.
- TAVARNELLI E. & PEACOCK D.C.P. (2002) Pre-thrusting mesoscopic extension in a syn-orogenic feredeep basin of the Umbria-Marche Apennines, Italy. Boll. Soc. Geol., Vol. Spec. 1: 729-737.
- TEN HAAF E. (1959) Graded beds of the Northern Apennines sedimentary structures and direction of supply. Thesis univ. Groningen.
- TIBERI C. (1639) Nuova e vera relatione del terribile, e spaventoso terremoto successo nella città della Matrice, e suo stato, con patimento ancora di Accumulo, e luoghi circonvicini, sotto li 7 del presente mese di Ottobre 1639, con la morte compassionevole di molte persone, la perdita di Bestiame d'ogni sorte, e con tutto il danno seguito fino al corrente giorno. Con ogni diligenza, e certezza descritta da Carlo Tiberii Romano, per memoria d'un caso così miserando, e lagrimevole. (pp. 3). Roma.
- TINTI E., SCOGNAMIGLIO L., MICHELINI A. & COCCO M. (2016) Slip heterogeneity and directivity of the ML 6.0, 2016, Amatrice earthquake estimated with rapid finite-fault inversion. Geophys. Res. Lett., 43. doi: 10.1002/2016GL071263.
- TONDI E. & CELLO G. (2003) Spatiotemporal evolution of the central Apennines fault system (Italy). Journal of Geodynamics, **36**: 113-128.
- TORTORICI G., ROMAGNOLI G., GRASSI S., IMPOSA S., LOMBARDO G., PANZERA F. & CATALANO S. (2019) -Quaternary negative tectonic inversion along the Sibillini Mts. thrust zone: the Arquata del Tronto case history (central Italy). Environmental Earth Sciences, 78 (37): 1-12. doi:10.1007/s12665-018-8021-2.
- TOZER R.S.J., BUTLER R.W.H., CHIAPPINI M., CORRADO S., MAZZOLI S. & SPERANZA F. (2006) Testing thrust tectonic models at mountain fronts: where has the displacement gone? J. Geol. Soc. Lon., 163: 1-14.
- TUNG S. & MASTERLARK T. (2018a) Resolving Source Geometry of the 24 August 2016 Amatrice, Central Italy, Earthquake from InSAR Data and 3D Finite-Element Modeling. Bulletin of the Seismological Society of America, 108 (2): 553-572. doi: 10.1785/0120170139.
- TUNG S. & MASTERLARK T. (2018b) Delayed poroelastic triggering of the 2016 October Visso earthquake by the August Amatrice earthquake, Italy. Geophysical Research Letters, 45: 2221-2229. https://doi.org/10.1002/2017GL076453.
- TURTU A., SATOLLI S., MANISCALCO R., CALAMITA F. & SPERANZA F. (2013) Understanding progressive arc- and strike-slip related rotations in curve-shaped orogenic belts: the case of the Olevano-Antrodoco-Sibillini thrust (northern Apennines, Italy). J Geophys Res, 118: 459-473.
- VAI G.B. (1997) *Cyclostratigraphic estimate of the Messinian stage duration*. In: MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (Eds.). Miocene stratigraphy an integrated approach: 463-476. Elsevier, Amsterdam.
- VALIGI D., FRONZI D., CAMBI C., BEDDINI G., CARDELLINI C., CHECCUCCI R., MASTRORILLO L., MIRABELLA F. & TAZIOLI A. (2020) - Earthquake-Induced Spring Discharge Modifications: The Pescara di Arquata Spring Reaction to the August-October 2016 Central Italy Earthquakes. Water 2020, 12: 767. doi:10.3390/w12030767.
- VALIGI D., MASTRORILLO L., CARDELLINI C., CHECCUCCI R., DI MATTEO L., FRONDINI F., MIRABELLA F., VIAROLI S. & VISPI I. (2019) - Springs discharge variations induced by strong earthquakes: The M<sub>W</sub> 6.5 Norcia event (Italy, 30 October 2016). Rend. Online Soc. Geol. It., 47: 141-146.
- VALLONI R., CIPRIANI N. & MORELLI C. (2002) Petrostratigraphic record of the Apennine Foredeep Basins, Italy. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 1: 455-465.
- VARNES D.J. (1978) Slope movement types and processes. In: R.L. SCHUSTER & R.J. KRIZEK (Eds) Landslides, analysis and control, Transportation Research Board. National Academy of Sciences, Special report 176: 11-33.
- VIGNAROLI G., MANCINI M., BUCCI F., CARDINALI M., CAVINATO G.P., MOSCATELLI M., PUTIGNANO M.L., SIRIANNI P., SANTANGELO M., ARDIZZONE F., COSENTINO G., DI SALVO C., FIORUCCI F., GAUDIOSI I.,

GIALLINI S., MESSINA P., PERONACE E., POLPETTA F., REICHENBACH P., SCIONTI V., SIMIONATO M. & STIGLIANO F. (2019) - *Geology of the central part of the Amatrice Basin (central Apennines, Italy).* Journal of Maps, **15** (2): 1-10. doi: 10.1080/17445647.2019.1570877.

- VILLA G.M. (1939) Sull'origine di alcuni bacini chiusi nell'Appennino Umbro Marchigiano. Riv. Geogr. Ital., 46: 182-190.
- VILLANI F., CIVICO R., PUCCI S., VIZZIMENTI L., NAPPI R., DE MARTINI P.M. & THE OPEN EMERGEO WORKING GROUP (2018a) - A database of the coseismic effects following the 30 October 2016 Norcia earthquake in Central Italy. Science Data, 5, 180049. doi.org/10.1038/sdata.2018.491.
- VILLANI F., PUCCI S., CIVICO R., DE MARTINI P.M., CINTI F.R. & PANTOSTI D. (2018b) Surface faulting of the 30 October 2016 Mw 6.5 central Italy earthquake: Detailed analysis of a complex coseismic rupture. Tectonics, 37 (10): 3378-3410. https://doi.org/10.1029/2018TC005175.
- VILLANI F. & SAPIA V. (2017) The shallow structure of a surface-rupturing fault in unconsolidated deposits from multi-scale electrical resistivity data: The 30 October 2016 M<sub>w</sub> 6.5 central Italy earthquake case study. Tectonophysics, 717: 628-644.
- VILLANI F., SAPIA V., BACCHESCHI P., CIVICO R., DI GIULIO G., VASSALLO M., MARCHETTI M. & PANTOSTI D. (2019) - Geometry and structure of a fault-bounded extensional basin by integrating geophysical surveys and seismic anisotropy across the 30 October 2016 M<sub>w</sub> 6.5 earthquake fault (central Italy): The Pian Grande di Castelluccio basin. Tectonics, 38: 26-48. https://doi.org/10.1029/2018TC005205.

VIOLA C. (1893) - Appunti geologici ed idrologici sui dintorni di Teramo. Boll. Regio Com. Geol. d'It., 24: 221-228.

VON SEIDLIZ W. (1931) - Diskordanz und Orogenese tier Gebirge am Mittelmeer. Ed. Borntraeger, Berlin.

- WALKER R.G. & MUTTI E. (1973) *Turbidite facies and facies associations*. In: G.V. MIDDLETON & A.H. BOUMA Eds. Turbidites and deepwater sedimentation. SEPM Pacif. Sec.: 119-157.
- WALTERS R.J., GREGORY L.C., WEDMORE L.N.J., CRAIG T.J., MCCAFFREY K., WILKINSON M., CHEN J., LI Z., ELLIOTT J.R., GOODALL H., IEZZIF F., LIVIO F., MICHETTI A.M., ROBERTS G. & VITTORI E. (2018) -Dual Control of fault intersections on stop-start rupture in the 2016 Central Italy Seismic sequence. Earth Planet. Sci. Lett., 500: 1-14. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.07.0430012-821X.
- WEDMORE L.N.J., GREGORY L.C., MCCAFFREY K.J.W., GOODALL H. & WALTERS R.J. (2019) Partitioned off-fault deformation in the 2016 Norcia earthquake captured by differential terrestrial laser scanning. Geophysical Research Letters, 46 (6): 3199-3205. https://doi.org/10.1029/2018GL080858.
- WELLS D. (2015) Issues and approaches for estimating Mmax for earthquake sources in the Basin and Range Province. In: W.R. LUND (Ed): Proceedings Volume, Basin and Range Province Seismic Hazards Summit III: Utah Geological Survey Miscellaneous Publication 15-5. DVD, Salt Lake City, Utah.
- WILKINSON M.W., MCCAFFREY K.J.W., JONES R.R., ROBERTS G.P., HOLDSWORTH R.E., GREGORY L.C., WALTERS R.J., WEDMORE L., GOODALL H. & IEZZI F. (2017) - Near-field fault slip of the 2016 Vettore M<sub>w</sub> 6.6 earthquake (Central Italy) measured using low-cost GNSS. Scientific Reports, 7: 4612. doi:10.1038/s41598-017-04917-w.

## Ringraziamenti

Si ringraziano i dottori Bernetti, Buratti, Chiaretti, Chinzari, Giorgetti e l'Ingegner Marconi dell'Impianto L.E.A. di Terzone per la documentazione tecnica fornita. Un ringraziamento particolare va inoltre al Signor Bianconi per aver reso possibile la campionatura del sondaggio realizzato per la ricostruzione dell'hotel Salicone (Norcia) e al Signor Zelli per aver reso accessibile la sezione ubicata all'interno della sua proprietà (località Terzone) PROGERCE