



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 378 SCANNO

a cura di:

E. Miccadei¹, L. D'Alessandro¹, M. Parotto², T. Piacentini¹, A. Praturlon².

Con i contributi di:

S. Agostini³, R. Barberi¹, C. Berti¹; P. Boncio¹, D. D'Amico⁴, M. D'Andrea⁵,
E. Di Nardo¹, V. Notarmuzi¹, M. Petitta⁶, G. Rusciadelli¹, L. Sammarone⁷.

¹ Dipartimento Scienze della Terra, Università degli Studi "G. D'Annunzio" Chieti-Pescara

² Dipartimento Scienze Geologiche, Università degli Studi Roma Tre

³ Soprintendenza per i beni archeologici dell'Abruzzo - Chieti

⁴ Parco Nazionale d'Abruzzo, Lazio e Molise

⁵ ISPRA Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

⁶ Dipartimento Scienze della Terra, Università degli Studi "La Sapienza" di Roma

⁷ Corpo Forestale dello Stato - UTB di Castel di Sangro

Ente realizzatore



REGIONE ABRUZZO

Servizio Difesa del Suolo

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia:
L. SERVA

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Abruzzo: **L. DEL SORDO**

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

R. Di Stefano, A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini

Coordinamento Cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec (coord.), S. Grossi

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI SIENA – CENTRO DI GEOTECNOLOGIE

Allestimento cartografico editoriale:

B. Graziosi, D. Graziosi, M.F. Bastone

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

B. Graziosi, F. Gamberi, L. Giannetti

Allestimento cartografico per la stampa da banca dati:

A. Lucchese, M.F. Bastone

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

M.T. Lettieri – Dipartimento difesa del Suolo – Servizio Geologico D'Italia

G. D'Alessandro, A. Urbani – Regione Abruzzo

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

INDICE

I. INTRODUZIONE (<i>L. D'Alessandro & E. Miccadei</i>).....	5
II. STUDI PRECEDENTI (<i>E. Miccadei</i>).....	9
III. CENNI DI GEOMORFOLOGIA (<i>E. Miccadei, T. Piacentini & C. Berti</i>)	17
IV. INQUADRAMENTO GEOLOGICO (<i>E. Miccadei</i>).....	27
V. STRATIGRAFIA	33
1. - SUCCESSIONI PRE-OROGENICHE	
(<i>C. Berti, E. Miccadei, M. Parotto, T. Piacentini & A. Praturlon</i>).....	34
1.1. - SUCCESSIONE MESOZOICA IN FACIES DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA (A)	35
1.1.1. - <i>Calcare Massiccio (MAS)</i>	37
1.1.2. - <i>Calcari a Palaeodasyclus (CPL)</i>	39
1.1.3. - <i>unità calcareo - dolomitica (UCD)</i>	40
1.1.4. - <i>calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG)</i>	41
1.1.5. - <i>calcari a requienie, caprotine e ostreidi (RCO)</i>	42
1.1.6. - <i>calcari e marne a Salpingoporella dinarica e Charophyta (CMS)</i>	43
1.1.7. - <i>calcari ciclotemici a requienie (CIR)</i>	44
1.1.8. - <i>calcari intrabauxitici (IBX)</i>	45
1.1.9. - <i>calcari a radiolitiidi (RDT)</i>	46
1.2. - SUCCESSIONE MESOZOICA IN FACIES DI MARGINE DI PIATTAFORMA CARBONATICA (B)	47
1.2.1. - <i>unità oolitica (UOO)</i>	47
1.2.2. - <i>calcareniti a echinodermi e coralli (ECO)</i>	49
1.2.3. - <i>calcari a ellipsactinie (ELL)</i>	51
1.2.4. - <i>calcari a coralli e diceratidi (CCD)</i>	53
1.2.5. - <i>calcari a rudiste e orbitoline (RDO)</i>	53
1.3. - SUCCESSIONE MESOZOICA IN FACIES DI SCARPATA-BACINO (C) (<i>con il contributo di G. Ruscidelli</i>)	54
1.3.1. - <i>Corniola (COI)</i>	54
1.3.2. - <i>verde ammonitico - calcari e marne a posidonie (VAP)</i>	57
1.3.3. - <i>calcari bioclastici inferiori (BLI)</i>	58
1.3.4. - <i>calcareniti a radiolari e resti filamentosi (CRF)</i>	58
1.3.5. - <i>calcari diasprini detritici (CDI)</i>	59
1.3.6. - <i>maiolica detritica (MAD)</i>	60
1.3.7. - <i>calcari cristallini ad echinodermi e coralli (ECC)</i>	61
1.3.8. - <i>calcareniti e calciruditi a fucoidi (CCF)</i>	62
1.3.9. - <i>calcari bioclastici superiori (BLS)</i>	63
1.3.10. - <i>scaglia detritica (SCZ)</i>	65
1.3.11. - <i>calcari cristallini (CTN)</i>	66

1.4. – SUCCESIONE CENOZOICA IN FACIES DI RAMPA CARBONATICA E SCARPATA	68
1.4.1. - calcareniti a macroforaminiferi (CFR)	68
1.4.2. - scaglia cinerea detritica (CDZ).....	72
1.4.3. - calcari a briozoi e litotamni (CBZ)	72
1.4.4. - unità argilloso marnosa (UAM).....	77
1.5. - SCHEMA STRATIGRAFICO DELLE SUCCESIONI PRE-OROGENICHE.....	81
2. - SUCCESIONI SIN- E TARDO- OROGENICHE	
(T. Piacentini, con il contributo di E. Di Nardo)	83
2.1. - INTRODUZIONE.....	83
2.1.1. - complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese (UAP).....	85
2.1.2. - conglomerati di Le Vicenne (VNN).....	89
3. - SUCCESIONE POST-OROGENICA	
(E. Miccadei, R. Barberi, C. Berti & T. Piacentini)	92
3.1. - INTRODUZIONE	92
3.1.1. - supersistema di Aielli-Pescina (AP).....	97
3.1.2. - sistema di Ziomas (ZMS)	97
3.1.3. - sistema di Colli Bassi (SLB)	100
3.1.4. - sistema di Anversa degli Abruzzi (ANV)	106
3.1.5. - sistema della Valle del F. Gizio (VGZ).....	107
3.1.6. - sistema di Catignano (ACT).....	111
3.1.7. - sistema di Valle Majelama (AVM).....	114
3.1.8. - depositi olocenici (olo)	118
3.1.9. - Il Paleolitico dell'area del Foglio 378 "Scanno" (S. Agostini, C. Berti) ...	121
VI. TETTONICA (E. Miccadei, C. Berti, T. Piacentini)	123
1. - INTRODUZIONE	123
2. - TETTONICA PRE-OROGENICA	124
2.1. - TETTONICA GIURASSICA INFERIORE (LIAS).....	126
2.2. - TETTONICA CRETACICA, PALEOGENICA E BASSO MIOCENICA	127
3. - TETTONICA SIN-OROGENICA	129
3.1. - UNITÀ M. DELLE VITELLE.....	131
3.2. - UNITÀ M. MARCOLANO - M. FONTECCHIA - M. TRICELLA	131
3.3. - UNITÀ M. TURCHIO - MORRONE DEL DIAVOLO.....	132
3.4. - UNITÀ DI MONTAGNA GRANDE - M. MARSICANO.....	134
3.5. - UNITÀ MONTAGNA DI PRECCIA-M. GODI.....	136
3.6. - UNITÀ LA MONTAGNOLA - MONTAGNA DELLA ROVERE	138
3.7. - UNITÀ M. GENZANA - SERRA ROCCA CHIARANO.....	140
3.8. - UNITÀ DI PIETRA MAGGIORE (M. ROTELLA).....	142
3.9. - UNITÀ DI INCERTA ATTRIBUZIONE	143
3.10. - UNITÀ TERRIGENE.....	145

4. - TETTONICA POST-OROGENICA	147
5. - ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE GENERALE	151
VII. ELEMENTI DI GEOLOGIA AMBIENTALE E APPLICATA	159
1. - RISCHI	159
1.1. - PERICOLOSITÀ GEOMORFOLOGICA	
(L. D'Alessandro, E. Miccadei, T. Piacentini & C. Berti)	159
1.2. - SISMICITÀ (P. Boncio)	163
2. - RISORSE	166
2.1. - CENNI DI IDROGEOLOGIA (M. Petitta).....	166
2.2. - RISORSE MINERARIE E CAVE (C. Berti, V. Notarnuzi & T. Piacentini).....	170
2.2.1. - Bauxite	170
2.2.2. - Argille per laterizi	170
2.2.3. - Gessi	171
2.2.4. - Rocce carbonatiche	171
2.2.5. - Idrocarburi	172
2.3. - PARCHI (D. D'Amico, M. D'Andrea, E. Miccadei, L. Sammarone, con il contributo di L. Eusepi, M. Romano)	172
2.3.1. - Il Parco Nazionale d'Abruzzo, Lazio e Molise	172
2.3.2. - Il Parco Nazionale della Maiella.....	174
2.3.3. - Entità floristiche e faunistiche	174
VIII. ABSTRACT AND LEGEND.....	177
1. - ABSTRACT	177
2. - LEGEND	179
BIBLIOGRAFIA.....	187

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 378 “Scanno” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (con nota Prot. S.G.E./664/U.1 CARG del 17.02.2000 “Legge 226/99”) a seguito di Convenzione tra APAT (Agenzia per la Protezione dell’Ambiente e per i Servizi Tecnici – Dipartimento Difesa del Suolo, *Servizio Geologico d’Italia*) e Regione Abruzzo.

Il Foglio 378 “Scanno” è situato nel cuore dell’Appennino centrale (Fig. 1). Comprende il settore nord-orientale della Marsica e la parte occidentale della Valle Peligna; a nord-ovest comprende parte della Piana del Fucino, con gli abitati di Lecce nei Marsi e Gioia dei Marsi e verso nord l’abitato di Anversa degli Abruzzi; verso est è delimitato dalla valle del F. Gizio e dal Piano delle Cinque Miglia; nell’angolo sud-orientale include la Serra di Rocca Chiarano; lungo il bordo meridionale il M. Marsicano e l’abitato di Pescasseroli e infine, all’angolo sud-occidentale, l’area della Vallelonga. I principali comuni, tutti nella Provincia dell’Aquila, da nord verso sud e da ovest verso est, sono: Gioia dei Marsi, Ortona dei Marsi, Anversa degli Abruzzi, Bugnara, Introdacqua, Pettorano sul Gizio, Cansano, Villavallelonga, Ortucchio, Lecce nei Marsi, Bisegna, Villalago, Scanno, Rocca Pia, Rivisondoli, Pescasseroli, Opi, Civitella Alfedena, Villetta Barrea e Barrea. L’area comprende la parte settentrionale del territorio del Parco Nazionale d’Abruzzo, Lazio e Molise, ivi incluse le Riserve Naturali Statali di “Feudo Intramonti” e “Lago Pantaniello” (Corpo Forestale dello Stato); nel settore settentrionale sono presenti la Riserva Naturale Regionale “Monte Genzana e Alto Gizio” e quella delle “Gole del Sagittario”. Ad oriente entra una piccola porzione del Parco Nazionale della Majella.

Dal punto di vista idrografico l’area rientra in tre bacini principali: il bacino di rilievo nazionale del Liri-Garigliano e Volturno (a ovest), di cui fa parte il

bacino endoreico della Piana del Fucino, il bacino interregionale del F. Sangro (a sudest) e il bacino regionale del F. Aterno-Pescara (a nordest) (Fig. 2).

Il Foglio in esame, in riferimento alle edizioni precedenti della cartografia geologica ufficiale alla scala 1:100.000, rientra nella parte nordorientale del Foglio 152 “Sora” e nel settore nord-occidentale del Foglio 153 “Agnone”. In riferimento alla cartografia in scala 1:50.000 del Progetto CARG, confina con i fogli 368 “Avezzano”, 369 “Sulmona”, 370 “Guardiagrele”, 377 “Trasacco”, 379 “Capracotta”, 390 “Frosinone”, 391 “S. Donato Val di Comino”, 392 “Castel di Sangro”; solo i fogli 368 “Avezzano”, 369 “Sulmona” risultano stampati al momento della stesura di queste note illustrative (SGI, 2006a,c).

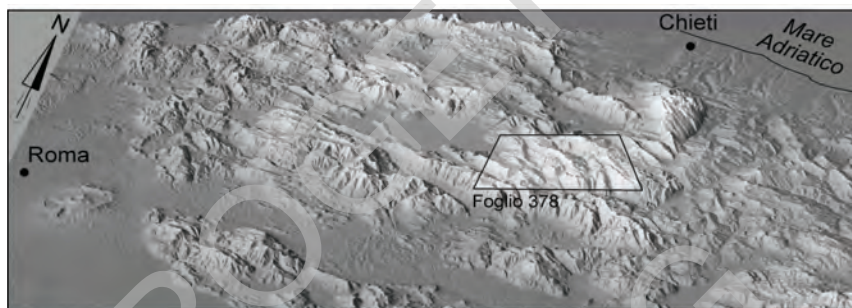


Fig. 1 - Ubicazione dell’area del Foglio 378 “Scanno” nell’Appennino Centrale (immagine rilievo ombreggiato, vista 3D da sud, da DEM passo 90m, NASA-SRTM, FARR *et alii*, 2007).

La cartografia geologica del Foglio 378 “Scanno” si basa su rilevamenti inediti in scala 1:10.000, effettuati nelle stagioni primaverili ed estive tra il 2004 e il 2007. Per quanto riguarda le successioni marine del substrato dell’area, il rilevamento ha permesso di suddividere le litologie affioranti in diverse successioni sedimentarie, sia pre-orogeniche che sin- e tardo-orogeniche. Le analisi di terreno sono state condotte seguendo il criterio lito-stratigrafico, coadiuvato dall’analisi biostratigrafica. Al fine di integrare i dati già presenti in letteratura, dai campioni prelevati durante il rilevamento sono stati effettuate e analizzate circa 1500 sezioni sottili (di cui circa 300 significative), per analisi micropaleontologica di carbonati, e quasi 200 tra lavati e sezioni sottili per nannoplancton (di cui circa 60 significative), in prevalenza nelle successioni sin- e tardo-orogeniche. Dettagli stratigrafici sono stati effettuati per le successioni post-orogeniche sia tramite lavati, sia con analisi mineralogiche. In questo modo è stato possibile effettuare un’analisi degli ambienti di sedimentazione e della loro evoluzione spazio-temporale. Ciò ha portato ad una revisione critica di alcune unità litostratigrafiche già note in letteratura e adottate nei vari fogli della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000 (Foglio 152 “Sora”, Foglio 153 “Agnone”). Le unità riportate nella legenda sono state definite e denominate

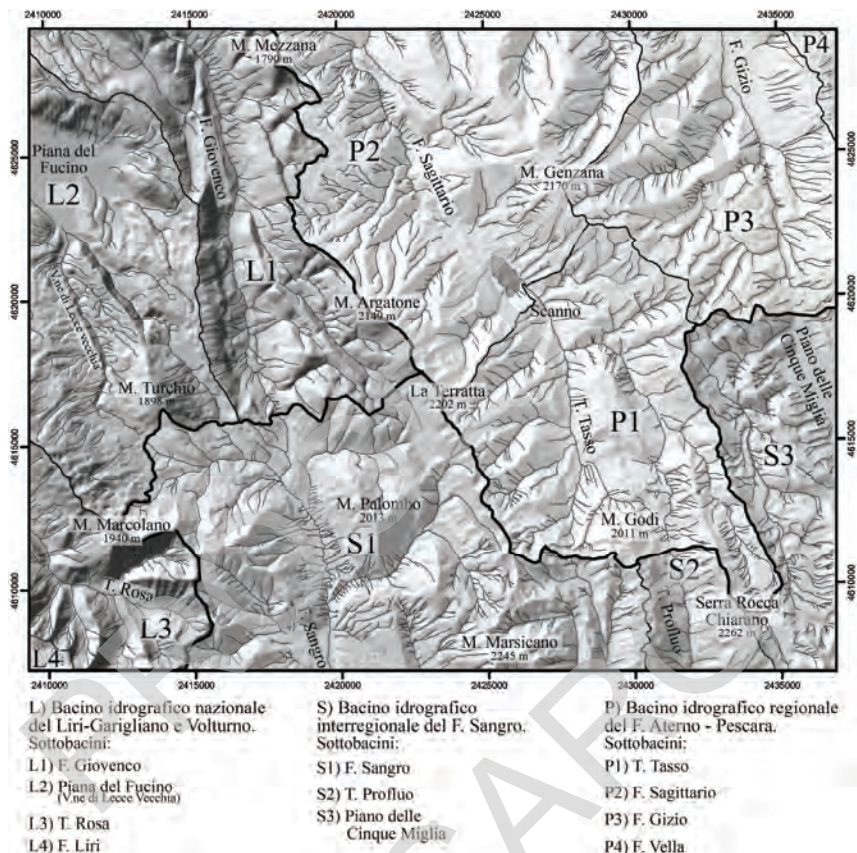


Fig. 2 – Bacini idrografici del Foglio 378 “Scanno” e relativi sottobacini.

tenendo conto della lista delle Sigle delle unità stratigrafiche (APAT, 2007).

Per le successioni pre-orogeniche è stato adottato un criterio di distinzione della legenda basato sulle facies e gli ambienti paleogeografici di appartenenza. Può accadere, in alcuni casi, che le successioni stratigrafiche riscontrate sul terreno non corrispondano alla sequenza delle unità riportate in legenda; ciò si verifica a causa delle frequenti e rapide variazioni paleogeografiche che caratterizzano l’area, particolarmente nel Mesozoico, illustrate dagli schemi stratigrafici e planimetrici riportati in carta e nel Capitolo V.

L’area del Foglio è interessata da numerosi ed estesi affioramenti riferibili a depositi di ambienti continentali: glaciali, di versante, carsici, fluviali e lacustri. Questi sono stati raggruppati nella successione post-orogenica e distinti in diversi sintemi e subsintemi col criterio delle *UBSU* (“Unità stratigrafiche a

limiti inconformi” - North American Stratigraphic Code, AA.VV., 1983), come proposto dal Servizio Geologico d’Italia (SGN, 1992, e successive modifiche e integrazioni; Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale, APAT, 2006a) e conformemente ai fogli già realizzati in Italia centrale nell’ambito del Progetto CARG. Seguendo gli indirizzi del Servizio Geologico d’Italia sono state anche rappresentate, mediante appositi simboli, le caratteristiche di *facies* dei depositi così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo nell’ambito delle diverse unità (SGN, 1996, e successive modifiche e integrazioni; Indicazioni per la rappresentazione del Quaternario continentale, APAT, 2006b).

Per confrontare, uniformare e sintetizzare le UBSU presenti nel Foglio, sono stati attribuiti i nomi dei sistemi delle successioni continentali quaternarie dell’Italia centrale definiti nei fogli limitrofi. I depositi dell’Olocene e ancora in formazione sono stati riferiti a un’unica unità.

Si ringraziano esperti dell’area che hanno contribuito al progetto permettendo di “incrociare” dati interdisciplinari; in particolare: il Prof. G. Calderoni (Laboratorio di Cronologia Radiocarbonio (C-14) e Isotopi Radiogenici - CNR di Roma), il Dott. G.P. Cavinato (Istituto Geologia ambientale e Geoingegneria - CNR di Roma), il Dott. R. Cestari (Eni S.p.A. - Divisione E&P), il Prof. B. Di Sabatino (Dipartimento di Geotecnologie per l’Ambiente ed il Territorio, Università “G. d’Annunzio” di Chieti Pescara), il Sig. M. Liberatore (Laboratorio di sezioni sottili e di nannoplancton, Dipartimento di Scienze della Terra, Università “G. d’Annunzio”, il personale del Parco Nazionale d’Abruzzo, Lazio e Molise e, infine, l’Ufficio Sistema Informativo Geografico e l’Ufficio Cave e Torbiere della Regione Abruzzo.

Uno speciale ringraziamento ai Prof. M. Parotto e Prof. A. Praturlon per la rilettura critica della cartografia e delle note illustrative e soprattutto per i continui consigli e stimoli alla ricerca, legati alla loro esperienza sull’area del Foglio 378 “Scanno”.

II - STUDI PRECEDENTI

L'Appennino centrale, particolarmente nell'area del Foglio 378 "Scanno", fino dal 1800 è stato meta di numerosi studiosi attratti dalla spettacolare evidenza delle caratteristiche geologiche dell'area, oltre che dal paesaggio suggestivo. Geologi, naturalisti, mineralisti, petrografi e paleontologi hanno attraversato un territorio aspro, impervio e inaccessibile per i mezzi del tempo; sono stati così delineati, in numerose pubblicazioni scientifiche, gli elementi principali della storia geologica di questa regione.

Tra gli studiosi attivi nel 1800 meritano menzione PILLA, ORSINI, PONZI, oltre che il Conte SPADA, AMARY e COLLEGNO, in quanto per primi delineano gli aspetti generali della stratigrafia dell'Appennino centrale.

Va ricordato MONTANI, che nel 1854 realizza una "Carta geognostica del distretto di Avezzano e sue adiacenze" in cui distingue i principali terreni affioranti nell'area marsicana; ad essa è associato un "Taglio teoretico dell'Appennino e Territorio del distretto di Avezzano e adiacenze" in cui sono ricostruiti i rapporti verticali tra i diversi terreni affioranti in superficie e la collocazione dei principali affioramenti di bauxite, detto "ferro pisolitico".

Alla fine del secolo, nel 1896, CASSETTI inizia i rilievi per la stesura del Foglio 152 "Sora" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, rilevando le tavolette Villetta Barrea, Scanno e Pescasseroli e ponendo le basi della stratigrafia e della tettonica dell'area marsicana; i suoi studi sono completati trenta anni più tardi da CREMA con la prima edizione del Foglio (R.U.G. 1928).

A partire dai primi anni del 1900 sono realizzati nell'area intensi lavori di rilevamento e sono pubblicati diversi studi geologici; il SACCO, uno tra i geologi più illustri e prolifici, compila, nel 1907, la prima Carta geologica degli Abruzzi

a scala 1:500.000 e una tavola schematica delle principali linee tettoniche a scala 1:1.000.000 (SACCO, 1907); oltre alla produzione cartografica e alla imponente messe di dati stratigrafici, risultano fondamentali le sue osservazioni di geotettonica; egli delinea una “regione abruzzese caratterizzata dalla direzione tettonica NO-SE” differenziata dalla “regione umbra” con direzione tettonica meridiana; nell’area abruzzese intuisce già la traslazione delle unità calcaree che descrive come ultrascivolamenti. Il CASSETTI (1900, 1901, 1904, 1906, 1909), a seguito di estesi rilevamenti di terreno, individua alcuni aspetti importanti della stratigrafia di questa area e descrive la presenza dei principali elementi tettonici. Al PARONA (1909, 1911, 1918, 1926) si devono, invece, i primi studi stratigrafici su base paleontologica delle successioni cretache e la descrizione delle facies a rudiste presenti nell’area del Foglio 378 “Scanno”.

Nel 1915 la necessità di descrivere gli avvenimenti verificatisi in occasione del terremoto di Avezzano e di comprenderne gli aspetti geologici, spinge studiosi, ingegneri e sismologi nell’area del Lago Fucino, prosciugato e bonificato solo quaranta anni prima (ALFANI, 1915; BARATTA, 1915; DE STEFANI, 1915; LOTTI, 1915; ODDONE, 1915).

Basandosi sui lavori di rilevamento del primo ventennio del ‘900, CREMA, insieme a BENEÒ, porta avanti studi sistematici sulle catene calcaree laziali-abruzzesi in Marsica e sui Monti Simbruini, che lo conducono alla prima pubblicazione dei fogli geologici 145 Avezzano (R.U.G., 1934) 146 Sulmona (R.U.G., 1942), 151 Alatri (R.U.G., 1939) e 152 Sora (R.U.G., 1928), e delle relative note illustrative (BENEÒ, 1943a,b); su queste basi, nel 1928, CREMA realizza delle sezioni geologiche tra la conca del Fucino e l’Alto Bacino del F. Liri e, nel 1933, un lavoro specifico sulla geologia del Parco Nazionale d’Abruzzo. PRINCIPI nel 1936 analizza, invece, l’assetto geologico dei depositi terziari del bacino di Sulmona, dell’area di Anversa degli Abruzzi e di parte della valle del F. Giovenco, in cui evidenzia un Miocene terrigeno costituito da marne, da arenarie con intercalazioni di strati conglomeratici e da conglomerati.

Parallelamente agli aspetti geologici diversi studiosi descrivono gli aspetti geografici e geomorfologici dell’area marsicana (ALMAGIÀ, 1910a), attratti soprattutto dalle “tracce glaciali” presenti alle quote più elevate (HASSERT, 1900; ALMAGIÀ, 1919, 1922; CREMA, 1919; SACCO, 1928; GORTANI, 1930, 1931; SESTINI, 1930, 1933) e dal Lago di Scanno, che viene interpretato come lago di sbarramento causato da una frana distaccatasi dal versante occidentale del M. Genzana (ALMAGIÀ, 1910b; MARINELLI, 1922; RICCARDI, 1929).

L’area del Foglio è oggetto, negli anni ‘30 e ‘40, degli studi di due rilevatori dell’Ufficio Geologico: BENEÒ e SCARSELLA. BENEÒ, a seguito di una intensa attività di rilevamento sul terreno, presenta una serie di sezioni geologiche attraverso la valle del F. Sagittario e in aree limitrofe (valle del F. Sagittario, BENEÒ, 1938; M. Morrone, BENEÒ, 1939b; valle del F. Aterno, BENEÒ, 1940), individuando il ruolo dei principali lineamenti tettonici. Seguendo i lavori della

galleria idroelettrica del lago di S. Domenico, studia in dettaglio il settore della valle del F. Sagittario compreso tra Villalago ed Anversa degli Abruzzi e la faglia de “la Difesa” sul versante del M. Genzana; su di essa individua il contatto tra le successioni argillose del fondovalle e le successioni calcaree della dorsale lungo un piano di faglia con immersione a NE. In conclusione Beneo individua un sistema di faglie longitudinali a direzione NO-SE, con immersione a SO, come principale caratteristica della tettonica dell’Appennino centrale; tra esse la faglia de “la Difesa” risulta da subito un elemento anomalo. Sempre BENEIO conduce le prime indagini su depositi continentali quaternari, nella limitrofa zona di Sulmona, dove individua due superfici riferibili a terrazzi alluvionali che identifica come “Terrazza alta” e “Terrazza bassa” di Sulmona (BENEIO, 1939a). SCARSELLA (1949) approfondisce, invece, gli studi sulle facies mesozoiche con uno studio “Sulla zona d’incontro dell’Umbria e dell’Abruzzo”, individuando nell’area marsicano-peligna una “facies di transizione” tra la “facies abruzzese” e la “facies umbra”.

Negli anni ‘50 e ‘60 un rinnovato fervore scientifico spinge nell’Appennino centrale studiosi sia italiani che stranieri. Le facies mesozoiche e, in particolare, le zone di transizione tra facies pelagiche e neritiche sono l’oggetto principale degli studi del Servizio Geologico condotti da ALBERTI (1951, 1958), MANFREDINI (1953, 1954a,b, 1956) e SCARSELLA (1957), i quali cominciano a delineare le caratteristiche del dominio paleogeografico della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. In alcuni studi di impronta strutturale, inoltre, SCARSELLA (1957) discrimina gli elementi tettonici compressivi da quelli distensivi e individua una netta sovrapposizione dei secondi sui primi, suggerendo un’evoluzione tettonica in più fasi. Tra gli studiosi stranieri va menzionato BALLY (1952, 1954): per la tesi di dottorato studia le caratteristiche geologiche e strutturali della zona tra la piana di Sulmona ed il F. Sangro.

Tra gli anni ‘60 e ‘70 il concorso di elementi favorevoli, tra cui in particolare la legge Sullo per il completamento della Carta Geologica d’Italia e il proliferare delle ricerche petrolifere, determina un forte impulso nelle ricerche geologiche sia in superficie che nel sottosuolo, che coinvolge anche l’area Marsicano-Peligna. Nel 1963, infatti, sono avviati i rilevamenti per la realizzazione della seconda edizione del Foglio 152 “Sora” sotto la direzione scientifica del Prof. B. ACCORDI e affidati a noti rilevatori: COLACICCHI, FRANCONI, PARADISI, PRATURLON, SIRNA.

Nel campo della stratigrafia si assiste a un continuo affinamento degli strumenti e dei metodi di indagine, che si riflettono in un approfondimento e aggiornamento delle conoscenze sulle successioni stratigrafiche di piattaforma carbonatica, di soglia, di transizione e di bacino. COLACICCHI (1964, 1965, 1967a,b), COLACICCHI & PRATURLON (1965a,b), CRESCENTI *et alii* (1969) e poi PRATURLON & SIRNA (1976) descrivono la facies mesozoica di soglia nell’area del Foglio e individuano, nella zona del M. Genzana, la presenza di un “solco

pelagico” interposto tra aree di piattaforma persistente. Sono inoltre analizzate le caratteristiche micropaleontologiche delle successioni con la definizione di nuove specie di alghe calcaree come la *Neoteutloporella socialis* (PRATURLON) (PRATURLON, 1964, 1966). PARADISI & SIRNA (1965) e PAROTTO (1971) descrivono, invece, le serie di piattaforma della Marsica occidentale, nella parte sud-occidentale del Foglio. Gli studi condotti in questo periodo confluiscono in due imponenti monografie relative alla Marsica orientale (COLACICCHI & PRATURLON, 1965b) e alla valle del Liri (ACCORDI *et alii*, 1969a).

Per quanto riguarda le formazioni neogeniche ACCORDI *et alii* (1969b) realizzano 39 serie stratigrafiche, tra loro correlate, in Lazio e in Abruzzo, anche sulla base di numerosi lavori condotti negli anni precedenti (DEVOTO, 1964, 1967; PIERONI, 1965; SIRNA, 1966). Gli autori descrivono una serie di contatti discordanti tra i termini cretacici e neogenici ed evidenziano articolate eteropie laterali e una netta discontinuità della sedimentazione tra il Cretacico e il Paleogene; nella Marsica tali elementi si riscontrano con particolare variabilità.

In questo periodo sono intrapresi studi di dettaglio proprio sui depositi torbiditici neogenici. Sono analizzate le caratteristiche litologiche, mineralogiche e sedimentologiche, sono ricostruiti ambienti e modalità di sedimentazione e sono individuate le aree di provenienza da N e NO (ANGELUCCI *et alii*, 1967; DEVOTO, 1969; CENTAMORE *et alii*, 1978; ANGELUCCI *et alii*, 1979; CIVITELLI *et alii*, 1979). COLACICCHI *et alii* (1967), DEVOTO (1967) e PRATURLON (1968), inoltre, descrivono, nell’area del Foglio 378, affioramenti di depositi conglomeratici-sabbioso-argillosi messiniani oligoalini, riferibili a piccoli bacini residui (Le Vicenne, Bocche Mezzana).

Nel campo della geologia strutturale e della geologia regionale risultano fondamentali, e ancora oggi basilari nei loro contenuti scientifici, i lavori di ACCORDI (1964, 1965, 1966). Quest’ultimo, tra i numerosi lavori pubblicati, nel 1966 presenta il primo tentativo di sintesi con “*La componente traslativa nella tettonica dell’Appennino laziale-abruzzese*”. Il lavoro fa propri gli elementi messi in luce dalle numerose perforazioni condotte per scopi petroliferi (Pozzo Trevi 1, DONDI *et alii*, 1966) proponendo, anche per l’area del Foglio 378, una struttura a falde sovrascorse, caratterizzate da forti raccorciamenti orizzontali.

In questo periodo si ha la prima stampa di fogli geologici a concezione moderna con la seconda edizione del Foglio 152 “Sora” e il Foglio 153 “Agnone” (SGI, 1968, 1971). PRATURLON nelle note illustrative al Foglio “Sora” (1968), descrive l’assetto stratigrafico e tettonico dell’area marsicana e illustra le differenze di facies tra le dorsali carbonatiche, sulla base di numerosi dati di dettaglio bio- e litostratigrafici. I dati raccolti favoriscono la realizzazione di lavori monografici e di sintesi sulle relazioni tra tettonica e sedimentazione e sull’evoluzione geologico-strutturale dell’Appennino centrale. In particolare ricordiamo: COLACICCHI *et alii* (1975, 1978), PAROTTO & PRATURLON (1975), CASTELLARIN *et alii* (1978), BONO *et alii* (1979) e PAROTTO (1980).

Alla fine degli anni '70 nell'area del Foglio si è chiaramente messa in luce una paleogeografia mesozoica articolata, caratterizzata da piattaforme carbonatiche e da bacini pelagici, con le relative zone di transizione. Per l'assetto tettonico è accettata l'idea di importanti traslazioni orizzontali delle strutture carbonatiche con vergenza adriatica, provando definitivamente, grazie alle perforazioni petrolifere, l'allocaltonia delle falde di sovrascorrimento.

Per quanto riguarda gli aspetti geomorfologici bisogna menzionare il DEMANGEOT che introduce nell'Appennino Centrale un approccio moderno allo studio delle relazioni tra le forme del rilievo e l'assetto geologico strutturale e allo studio della neotettonica mediante l'analisi dei depositi continentali quaternari. Le sue ricerche sono sintetizzate nella tesi "*Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*" (DEMANGEOT, 1965) e nel lavoro "*Neotectonique et dépôt quaternaires dans l'Appennin*" (DEMANGEOT, 1972); quest'ultimo in particolare analizza e descrive i principali versanti di faglia e i depositi continentali quaternari dell'area del Foglio.

Negli anni '80 e '90, proseguendo il lavoro degli studiosi precedenti, si sviluppano ricerche interdisciplinari o monotematiche che tengono conto della ricchezza dei dati geologici disponibili e dello sviluppo delle indagini con metodologie sempre più moderne. In particolare oltre al Progetto CARG, per la realizzazione della nuova cartografia nazionale alla scala 1:50.000, sono portati avanti importanti progetti finanziati dal C.N.R. (Progetti Finalizzati) o cofinanziati (Progetto CROP per lo studio della struttura geologica profonda dell'Italia; C.N.R.-E.N.E.L.-A.G.I.P.- Servizio Geologico), che danno un nuovo impulso alle ricerche geologiche.

Numerosi studi sulla stratigrafia, l'assetto strutturale, la cinematica, la neotettonica dell'area marsicana sono presentati al Congresso della Società Geologica Italiana, tenutosi a Roma nel 1986 (BALLY *et alii*, 1988; BONI *et alii*, 1988; GIRAUDI, 1988a; MOSTARDINI & MERLINI, 1988; SERVA *et alii*, 1988) e negli studi preliminari all'acquisizione del profilo CROP 11 (BECCACINI *et alii*, 1992; DAMIANI *et alii*, 1992; D'ANDREA *et alii*, 1992; MATTEI *et alii*, 1992; MICCADEI, 1992; PATACCA *et alii*, 1992b; SALVINI, 1992).

Nel campo della stratigrafia sono ricostruite le caratteristiche e la distribuzione dei principali domini paleogeografici meso-cenozoici di piattaforma, scarpata e bacino che convergono proprio nell'area marsicana (GALLI *et alii*, 1987; CIVITELLI *et alii*, 1987; ACCORDI *et alii*, 1988; DAMIANI *et alii*, 1992; D'ANDREA *et alii*, 1992). A ovest si riconosce, infatti, la *piattaforma carbonatica laziale-abruzzese* (rilievi della Marsica orientale) con il suo margine orientale (Montagna Grande) (PAROTTO & PRATURLON, 1975; ACCORDI *et alii*, 1988); a est si individua la *piattaforma carbonatica del Morrone-Pizzalto-Rotella* con lembi del suo margine occidentale (M. Arazzecca) (D'ANDREA *et alii*, 1992). Tra questi due domini si frappongono successioni in facies di scarpata-bacino, inquadrati dapprima come un "*solco pelagico*"

(COLACICCHI, 1967a; PRATURLON, 1968), successivamente come un più ampio *bacino del M. Genzana* parzialmente eliso per tettonica lungo la linea Profluo - Tasso - Sagittario (D'ANDREA *et alii*, 1992; MICCADEI, 1993). È, inoltre, analizzato e discusso il significato geodinamico delle *unconformity* delle successioni mioceniche di rampa carbonatica su quelle mesozoiche con paleogeografia articolata (CIPOLLARI & COSENTINO, 1995).

L'analisi di dettaglio delle successioni torbiditiche silicoclastiche sin-orogeniche sviluppatasi nel Neogene consente di attribuire tali successioni a diversi domini di avanfossa legati all'evoluzione e alla migrazione di un sistema orogenico *catena-avanfossa-avanpaese* (PATACCA & SCANDONE, 1989; CENTAMORE *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1992 a,b; VEZZANI & GHISSETTI, 1997; CIPOLLARI *et alii*, 1997; CIPOLLARI & COSENTINO, 1999). I depositi oligoalini messiniani sono attribuiti a "*thrust top basin*" (CIPOLLARI *et alii*, 1999a) e forniscono ulteriori vincoli geodinamici (CIPOLLARI *et alii*, 1999b).

Sono, quindi, intrapresi, in maniera sempre più approfondita, gli studi delle successioni del Quaternario continentale affioranti in tutte le conche e le valli dell'Appennino centrale e il Foglio 378 si trova in una posizione cruciale, tra la Piana del Fucino, la conca di Sulmona e l'alta valle del F. Sangro (ZARLENGA, 1987; GIRAUDI, 1988b, 1995, 1997; BOSI & MESSINA, 1990, 1992; GALADINI & MESSINA, 1993, 1994; BOSI *et alii*, 1995; CAVINATO *et alii*, 1994; D'AGOSTINO *et alii*, 1997; BOSI *et alii*, 1999; CICCACCI *et alii*, 1999; MICCADEI *et alii*, 1999). Relativamente all'area del Foglio, numerosi studi analizzano l'area del Fucino e il suo margine occidentale nell'area di Gioia dei Marsi, evidenziando successive generazioni di depositi lacustri e di versante, che registrano cospicue variazioni del livello del lago tra il Pleistocene e l'Olocene e il chiaro coinvolgimento dei depositi recenti nell'attività tettonica lungo le faglie bordiere della piana (GIRAUDI, 1988a; VITTORI *et alii*, 1991; GALADINI & MESSINA, 1994). Nella valle del F. Giovenco e nell'alta valle del F. Sangro sono descritte diverse generazioni di depositi di versante e alluvionali solo in parte interessati dall'attività tettonica lungo le faglie che bordano a SO la dorsale della Montagna Grande (BOSI & MESSINA, 1990, 1992; GALADINI & MESSINA, 1993, 1994); tra essi meritano menzione gli splendidi affioramenti delle brecce di Bisegna e dei conglomerati di Colli Alti e Colli Bassi (a NE di Pescasseroli).

Il sistematico utilizzo delle analisi geologico-strutturali integrate con le analisi stratigrafiche e con analisi di dati geofisici, d'altra parte, consente di ricostruire con sempre maggiore dettaglio la geometria e gli stili della deformazione delle unità paleogeografico-strutturali secondo un sistema di sovrascorrimenti, disarticolati e dislocati da retroscorrimenti, faglie trascorrenti e faglie dirette; è sottolineato per altro il ruolo di accavallamenti fuori sequenza e di meccanismi di rotazione differenziale tra le diverse unità strutturali lungo zone di taglio transpressive (per l'area di interesse del Foglio 378: MATTEI & MICCADEI, 1991; CRESCENZI & MICCADEI, 1992; CORRADO *et alii*, 1992;

GHISSETTI *et alii*, 1992; MATTEI *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1992a,b; MONTONE & SALVINI, 1993; MICCADEI, 1993; CORRADO *et alii*, 1996; BIGI *et alii*, 1996; MICCADEI *et alii*, 1997; VEZZANI & GHISSETTI, 1997; MICCADEI & PAROTTO, 1999). Viene analizzato, inoltre, il ruolo della tettonica estensionale nell'evoluzione della conca intermontana del Fucino e di quelle limitrofe all'area del Foglio, creando notevoli discussioni scientifiche (GALADINI & MESSINA, 1994; PICCARDI *et alii*, 1999; MOREWOOD & ROBERTS, 2000; CAVINATO *et alii*, 2002; GALADINI & MESSINA, 2004 e relative bibliografie).

Sempre negli anni '80 e '90, prendendo spunto dal lavoro di DEMANGEOT, l'area marsicana è oggetto di studi geomorfologici inerenti le forme strutturali, anche nell'ambito del Sottoprogetto Neotettonica (Progetto Finalizzato Geodinamica) (DAMIANI & PANNUZI 1980, 1982; BOSI *et alii*, 1993) e le evidenze dell'ambiente morfoclimatico glaciale e periglaciale (FEDERICI, 1979; DAMIANI & PANNUZI, 1987, 1991; GIRAUDI, 1997, 1998a,b; CINQUE *et alii*, 1990; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997); sono, inoltre, approfonditi gli aspetti relativi ai dissesti e in particolare alle caratteristiche della frana di Scanno (NICOLETTI *et alii*, 1993; D'ALESSANDRO, 1996).

L'evento sismico disastroso del 1980 in Irpinia e quello del confine laziale-abruzzese del 1984 rinnovano l'interesse per la neotettonica e la paleosismologia, anche a fini di prevenzione del rischio sismico. La Piana del Fucino, a distanza di circa 70 anni dal terremoto di Avezzano, e le aree meridionali del Foglio sono di nuovo al centro dell'attenzione della comunità scientifica (tra i numerosi lavori si citano GIRAUDI, 1988a,b; SERVA *et alii*, 1988; WESTAWAY *et alii*, 1989; CALDERONI *et alii*, 1991; GALADINI & GALLI, 1999; CASTENETTO & GALADINI, 1999; D'ADDEZIO *et alii*, 2001; PACE *et alii*, 2001, ROBERTS & MICHETTI, 2004, e relative bibliografie).

Negli ultimi anni l'area del Foglio 378 "Scanno" è oggetto sia di studi di dettaglio, sia di studi di sintesi in diverse tematiche di ricerca, in particolar modo sugli aspetti stratigrafici (GLIOZZI, 1999, GLIOZZI *et alii*, 2002; MANCINELLI *et alii*, 2003; CIVITELLI & BRANDANO, 2005; COSENTINO *et alii*, 2005), sulla geologia del Quaternario (GALADINI & MESSINA, 2004; GIRAUDI, 2004, 2005; COLTORTI & PIERUCCINI, 2006), sulla geologia strutturale (AGOSTA & AYDIN, 2006), sull'evoluzione del rilievo (D'AGOSTINO *et alii*, 2001; BARTOLINI *et alii*, 2003; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003b; ASCIONE *et alii*, 2008), sugli aspetti idrogeologici (BONI & RUISI, 2005). Da ultimo la descrizione e la sintesi bibliografica delle principali unità tettoniche dell'area rientrano nella carta geologica dell'Abruzzo (VEZZANI & GHISSETTI, 1998) e nell'ampia sintesi sulla geologia dell'Appennino meridionale presentata nell'ambito dei risultati del Progetto CROP (PAROTTO & PRATURLON, 2004; PATACCA & SCANDONE, 2004, 2007 e relativa bibliografia).

PROGETTO
CARG

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'analisi dei lineamenti fisiografici e geomorfologici essenziali del Foglio 378 "Scanno" è stata eseguita facendo riferimento ai criteri indicati dal Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia (GNGFG, 1994) e dalla Guida al Rilevamento della Carta geomorfologica d'Italia, 1:50.000 (SGN, 1994). Essa ha avuto lo scopo di fornire un primo contributo allo studio dell'evoluzione geomorfologica dell'area.

L'**orografia** è articolata, con una quota minima di circa 470 m (valle del F. Sagittario), una quota massima di 2262 m (Serra di Rocca Chiarano) e una quota media ponderata pari a circa di 1430 m (elaboata da DEM NASA-SRTM), molto elevata nel contesto dell'Italia centrale (GUZZETTI & REICHENBACH, 1994). I rilievi sono disposti in una serie di dorsali allungate secondo le direzioni comprese fra NO-SE e N-S, con quote variabili tra 1800 m e oltre 2200 m, separate da profonde valli fluviali; solo nell'area nordoccidentale e in quella orientale si individuano aree pianeggianti (Fig. 2). La continuità delle dorsali è frequentemente interrotta dalla presenza di valli secondarie, orientate sia parallelamente sia trasversalmente alle valli principali. La distribuzione delle acclività è sviluppata secondo fasce ad andamento compreso tra NO-SE, N-S e NE-SO; ad ampie aree subpianeggianti nei settori occidentali e orientali si affiancano aree con forti acclività (oltre il 200%) nel settore centrale, particolarmente lungo la valle del F. Sagittario.

Nei settori sudoccidentali i rilievi presentano quote superiori a 1800 m (M. Turchio, 1898 m; M. Marcolano, 1940 m). Muovendosi verso nordest, le quote sono comprese intorno ai 1400-1600 m con il Colle Arienzo (1461 m), il Colle Bernardo (1505 m) e il Morrone del Diavolo (1602 m). Nel settore centrale la

dorsale della Montagna Grande presenta quote variabili tra 1700 m, verso nord, e 2300 m, verso sud, con i rilievi di M. Mezzana (1791 m), M. Miglio (1711 m), Rosa Pinnola (1809 m), M. Argatone (2149 m), la Terratta (2202 m) e M. Marsicano (2245 m). Nel settore orientale, infine, la dorsale del M. Genzana - Serra Rocca Chiarano è caratterizzata da una successione di quinte con quote tra 2000 m e 2300 m (M. Genzana, 2170 m; Serra Sparvera, 1998 m; Serra Le Gravare, 2143 m; Serra Rocca Chiarano, 2262 m); ad essa si affiancano la Montagna di Preccia (1773 m) e di M. Godi (2011 m). All'estremità nordorientale la Pietra Maggiore (1605 m) costituisce la propaggine settentrionale del M. Rotella, posto poco a est dell'area del Foglio.

I suddetti rilievi sono solcati, e in alcuni casi profondamente incisi, dalle valli dei corsi d'acqua principali e dei loro affluenti. La valle del F. Giovenco si sviluppa da sud verso nord, da una quota di 1377 m, in corrispondenza del valico con la valle del F. Sangro, fino a quota 860 m, al margine del Foglio, nella gola posta a ovest di Ortona dei Marsi. La valle del F. Sagittario scorre dall'area del Lago di Scanno verso nord, in una profonda gola, con quote che variano da 900 m a meno di 500 m in corrispondenza di Anversa degli Abruzzi. Verso sud la valle del T. Tasso risale dal Lago di Scanno (923 m) fino al M. Godi. Ancora più a sud il T. Profluo scende in direzione meridiana dal Passo Godi (1542 m) verso il F. Sangro. Più a est infine la valle del F. Gizio scorre in direzione nord dal Piano delle Cinque Miglia verso la Conca di Sulmona, da oltre 1200 m a 500 m (Fig. 2).

Si distinguono, infine, al margine del Foglio sia verso est che verso ovest, aree con morfologie più dolci o pianeggianti, costituite dalle piane maggiori. La Piana del Fucino è posta, a quote intorno a 700 m debolmente digradanti verso NO, il Piano delle Cinque Miglia è a quote di poco inferiori a 1300 m.

L'**idrografia** è contraddistinta da un reticolo ben sviluppato, organizzato in tre bacini idrografici principali: il bacino di rilievo nazionale del Liri-Garigliano e Volturno (di cui fa parte il bacino endoreico della Piana del Fucino), il bacino interregionale del F. Sangro (che include l'area endoreica del Piano delle Cinque Miglia) e il bacino regionale del F. Aterno-Pescara. Nel primo confluiscono i corsi d'acqua del settore nordoccidentale del Foglio, ovvero il F. Giovenco, il Torrente Rosa e i torrenti a sud di Lecce nei Marsi. Nel bacino del F. Sangro hanno recapito i corsi del settore meridionale del Foglio, tra i quali il T. Profluo e i torrenti di Val Rapino e Val Ciavolara. Nel bacino dell'Aterno-Pescara confluiscono i corsi del T. Tasso-F. Sagittario e del F. Gizio. L'area è, quindi, attraversata dallo spartiacque principale che separa il versante adriatico dell'Appennino da quello tirrenico e comprende parte dell'area endoreica della Piana del Fucino; lo spartiacque principale corre in corrispondenza della dorsale della Montagna Grande e del Morrone del Diavolo.

Il *pattern* del reticolo idrografico è in prevalenza di tipo angolato, con due direzioni preferenziali, NNO-SSE e NE-SO, connesse ai principali elementi

tettonici che caratterizzano l'area; lungo alcune delle valli principali (T. Profluo, parte del F. Sangro, affluenti di sinistra del F. Gizio) assume un andamento a traliccio, legato alla forte acclività dei versanti calcarei e all'affioramento di litotipi argilloso arenacei nella parte bassa delle valli. Nell'area di M. Genzana si osservano elementi di un *pattern* radiale connesso alla terminazione verso nord della dorsale, in corrispondenza della valle del F. Sagittario.

Nel Foglio sono presenti anche alcuni bacini lacustri. Il principale è il Lago di Scanno, il più grande lago naturale d'Abruzzo (area di circa 1 km²), dopo il prosciugamento del Lago Fucino; è un lago di sbarramento originatosi dopo l'ostruzione del T. Tasso da parte della frana di Scanno distaccatasi dal M. Rava, sul versante occidentale del M. Genzana (ALMAGIÀ, 1910b; MARINELLI, 1922; RICCARDI, 1929; Fig. 3). Oltre questo, nell'area di Villalago sono presenti numerosi altri piccoli bacini chiusi, tra i quali solo il Lago Pio contiene uno specchio d'acqua permanente. Altre piccole depressioni chiuse sono presenti in alta quota nelle aree di circo glaciale; al loro interno sono spesso ubicati piccoli bacini lacustri perenni o stagionali. Tra essi il Lago Pantaniello, un invaso naturale morenico, originatosi fra cordoni di un apparato morenico alla base del versante orientale di Serra le Gravare (Fig. 4) (GIRAUDI, 2001).

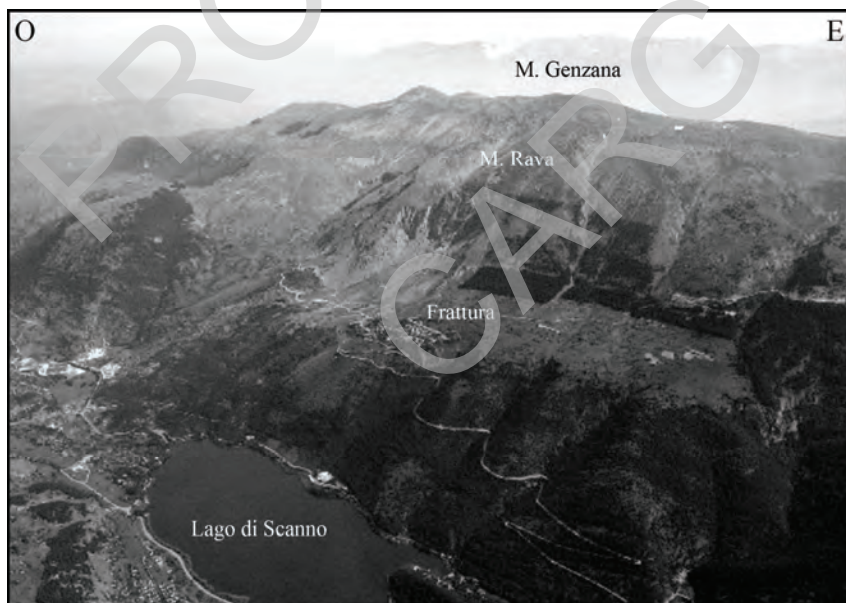


Fig. 3 – Lago di Scanno. Lago di sbarramento per frana, originato a causa dell'ostruzione del T. Tasso da parte della frana di Scanno, distaccatasi dal M. Rava sul versante occidentale del M. Genzana.

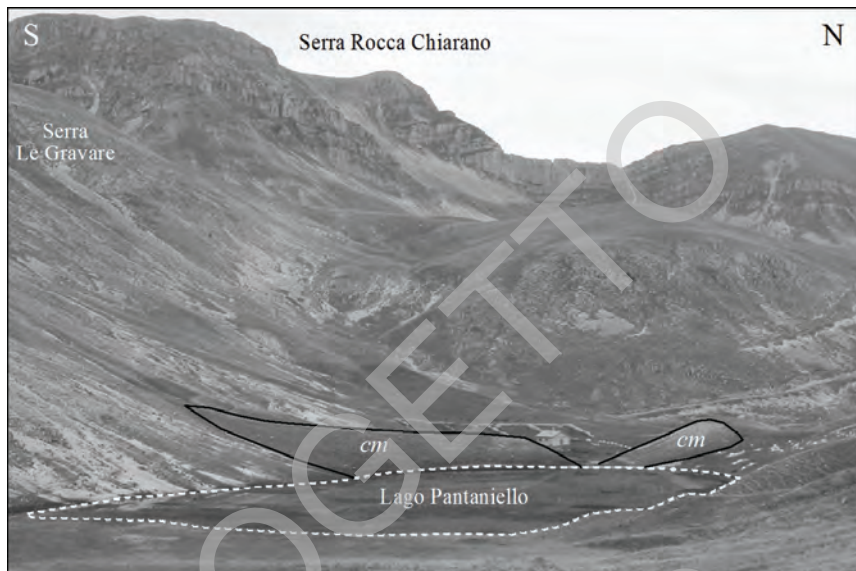


Fig. 4 – Lago Pantaniello. Lago morenico, ubicato fra i cordoni di un apparato morenico (*cm*) alla base del versante orientale di Serra Rocca Chiarano e Serra Le Gravare.

L'assetto **morfostrutturale** generale, evidenziato dal rilevamento, è caratterizzato da dorsali anticlinali e dorsali da *thrust* (M. Genzana, Montagna Grande), da valli di linea di faglia (valli del F. Giovenco, del F. Sangro, del T. Tasso) e valli trasversali (valle del F. Sagittario); queste sono condizionate dal ruolo passivo della struttura nel modellamento del rilievo; recano, infatti, l'impronta dell'erosione selettiva sulle successioni calcaree meso-cenozoiche e su quelle argilloso-arenacee neogeniche, disposte in un complesso assetto tettonico, con piani di accavallamento e faglie trascorrenti. A tali forme si affiancano dorsali monoclinali fagliate, impostate in litotipi calcarei (rilievi della Marsica occidentale), e conche tettoniche occupate da depositi continentali quaternari (Piana del Fucino e Piano delle Cinque Miglia); esse sono bordate da scarpate e versanti di faglia sviluppatasi lungo sistemi di faglie dirette a direzione prevalentemente NO-SE; tali forme sono il risultato del ruolo attivo della tettonica nel modellamento del rilievo, che risulta prevalente nei settori occidentale e orientale del Foglio.

La presenza di lembi di superfici a debole energia di rilievo a diversi livelli, già individuate da DEMANGEOT (1965) per i settori più settentrionali, è stata riconosciuta da diversi autori nell'area del Foglio e nelle aree limitrofe (BOSI *et alii*, 1996; BASILI *et alii*, 1999; COLTORTI & PIERUCCINI, 2000; GALADINI *et alii*, 2003; ASCIONE *et alii*, 2007). Tali elementi, unitamente alla disposizione dei

depositi continentali sui versanti vallivi, indicano successive fasi di approfondimento del reticolo idrografico sin dal Pliocene superiore, quando già parte del rilievo doveva essere sviluppato (ASCIONE *et alii*, 2008).

Le principali **forme** rilevate nel Foglio sono legate a un'ampia gamma di fattori; oltre alle forme strutturali sono state rilevate quelle di versante dovute alla gravità, quelle dovute alle acque correnti superficiali, quelle carsiche, le glaciali e crionivali, le superfici relitte e le forme di origine antropica.

Le **forme strutturali** rilevate sono sia quelle legate alla tettonica (scarpate di faglia e versanti di faglia) sia quelle connesse al ruolo passivo della struttura (creste, versanti strutturali, *flat-iron*, scarpate di linea di faglia). Le prime sono diffuse nei settori occidentali e orientali del Foglio, ove sono riconoscibili scarpate e versanti di faglia, legati al ruolo attivo della tettonica in corrispondenza delle principali faglie normali a direzione prevalente NO-SE, che bordano la Piana del Fucino e la valle del F. Gizio. Versanti di faglia, caratterizzati da faccette triangolari e trapezoidali, si individuano sui rilievi posti ad est di Gioia dei Marsi e Casali d'Aschi, su Colle Truscino, M. Civitella e M. Serrone. Lungo i loro versanti sudoccidentali sono evidenti "nastrini" di faglia (*scarplets*) che testimoniano un'attività tettonica recente delle faglie (Fig. 5) che ha prodotto estese fasce di cataclasi (VITTORI *et alii*, 1991; AGOSTA & AYDIN, 2006; AGOSTA *et alii*, 2007). Il versante del M. Serrone è meglio conosciuto dagli abitanti come "La Panna" a causa della fascia bianca che caratterizza la base della scarpata di faglia.

Elementi simili sono presenti anche sulla Pietra Maggiore all'estremità nordorientale del Foglio e trovano un più ampio sviluppo verso SSE nel versante del M. Rotella (GIRAUDI, 1987; MICCADEI & PAROTTO, 1999).



Fig. 5 - M. Civitella (1310 m s.l.m.); sullo sfondo M. Parasano, ubicato nel Foglio 369 al limite con il Foglio 378. a) Il versante è interessato da un "nastrino" di faglia (*scarplet*), una scarpata di faglia a direzione NO-SE. b) Particolare della scarpata di faglia messa a nudo in corrispondenza di un fosso di erosione concentrata.

Nella zona del Fucino alcuni elementi morfostrutturali hanno mostrato segni di riattivazione anche in occasione del terremoto del 1915, e sono stati oggetto di approfonditi studi dal punto di vista paleosismologico e neotettonico (GIRAUDI, 1988a,b; SERVA *et alii*, 1988; MICHETTI *et alii*, 1996; CASTENETTO & GALADINI, 1999; GALADINI & GALLI, 1999; ROBERTS & MICHETTI, 2004).

Tra le forme a influenza strutturale legate alla morfoselezione, evidenti sono le scarpate di linea di faglia, che si sviluppano lungo i sistemi di faglie, con direzione variabile da NNO-SSE a N-S, al contatto tra litotipi argilloso-arenacei della successione sin-orogena e litotipi calcarei (BOSI *et alii*, 1993; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003b). Queste forme bordano le dorsali carbonatiche della Montagna Grande, del M. Genzana e di alcune dorsali minori. I versanti strutturali e i *flat-iron* si individuano in prevalenza sui fianchi orientali delle dorsali carbonatiche in corrispondenza del tetto delle successioni calcaree pre-orogeniche. Su tali successioni, caratterizzate da stratificazioni e alternanze di livelli più o meno competenti, l'azione della morfoselezione dà luogo ad ampi versanti a gradoni. La sommità dei rilievi è caratterizzata in molti casi da creste; solo in alcune porzioni della dorsale della Montagna Grande e del M. Genzana le aree sommitali presentano una forma a debole energia di rilievo. Scarpate di degradazione con influenza strutturale, si osservano nella parte bassa delle valli del F. Giovenco, del F. Sangro, del T. Tasso e del F. Gizio e sono dovute al contrasto litologico tra breccie e conglomerati quaternari e litotipi pelitico-arenacei sin-orogenici.

Le forme di versante dovute alla gravità sono riferibili a falde e coni di detrito, oltre che a fenomeni franosi di diversa tipologia e dimensione. I primi coprono vaste aree alla base dei versanti carbonatici e sono in gran parte legati alla degradazione dei versanti durante le fasi fredde pleistoceniche. Forme ancora attive sono nelle aree di alta quota, alla base delle principali scarpate in roccia, all'interno dei circhi glaciali (Montagna Grande, M. Marsicano, Serra Rocca Chiarano, per citare solo i settori più rappresentativi) e in corrispondenza dei versanti impostati su fasce di cataclasi o su rocce intensamente fratturate, dove le abbondanti precipitazioni, piovose e nevose, e le oscillazioni delle temperature contribuiscono a una notevole produzione detritica (Fig. 6).

I fenomeni franosi presentano una diffusione alquanto eterogenea connessa con le varie condizioni strutturali, geomorfologiche, climatiche e vegetazionali (D'ALESSANDRO *et alii*, 2003a). Sono riferibili a tipologie variabili e presentano un diverso stato di attività, come evidenziato anche dalle analisi e dai censimenti condotti nell'ambito del Progetto IFFI (REGIONE ABRUZZO - APAT, 2005; D'ALESSANDRO *et alii*, 2007). Le frane in roccia, riferibili a crolli, ribaltamenti e scorrimenti, sono spesso correlate all'elevata fratturazione e alla presenza di discontinuità nell'ammasso roccioso carbonatico, riferibili a piani di strato e a faglie. Queste condizioni lito-strutturali, in concomitanza con altri fattori favorevoli, quali processi crioclastici intensi, intense e prolungate precipitazioni

piovose, rapido scioglimento delle nevi, sismi, possono determinare condizioni critiche di innesco. Frane di dimensioni variabili, coinvolgono tutti i versanti carbonatici ad elevata acclività, con pareti in roccia più o meno estese (Fig. 7). Lungo i principali versanti di faglia sono, inoltre, state rilevate forme riconducibili a deformazioni gravitative profonde di versante (CRESCENTI *et alii*, 1987; GALADINI, 2006). Scorrimenti, colamenti e movimenti lenti coinvolgono, nella parte bassa delle valli principali, i versanti impostati nei litotipi argillosi e argilloso-arenacei delle successioni torbiditiche post-orogéniche.

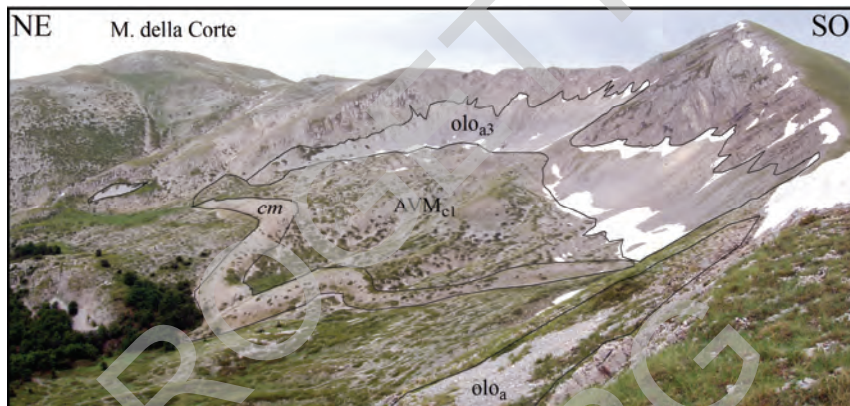


Fig. 6 – Monte della Corte (2182 m s.l.m.). Nella parte alta, la degradazione delle scarpate in roccia di un circo glaciale ha determinato l'accumulo di un'ampia falda di detrito e di numerosi coni (olo_{a3}); nella parte bassa i detriti di versante si sovrappongono anche a depositi morenici sparsi riferibili all'ultima fase glaciale (AVM_{c1}); un evidente cordone morenico (cm) sovrapposto ad essi registra una delle fasi di stazionamento del ghiacciaio prima del definitivo ritiro.

La frana di Scanno, ubicata sul versante occidentale del M. Genzana in corrispondenza del M. Rava, va ricordata come una delle più interessanti presenti nel territorio indagato, nota fino dagli inizi del secolo scorso per aver sbarrato la valle del T. Tasso, provocando la formazione del Lago di Scanno (ALMAGIÀ, 1910b; MARINELLI, 1922; RICCARDI, 1929). L'area di distacco è ubicata lungo il sistema di faglie che borda il versante occidentale del M. Genzana (Fig. 3), dove la roccia è diffusamente interessata da piani di discontinuità legati a stratificazioni disposte a franapoggio e a giunti di fratturazione. La frana ha una estensione areale di $2,6 \text{ km}^2$ e un volume di oltre 90 milioni di metri cubi e i materiali coinvolti nel movimento sono costituiti da calcari cretaceo-paleogenici affioranti sul versante di M. Rava (*calcareniti e calciruditi a fucoidi* CCF, *scaglia detritica* SCZ e *calcareniti a macroforaminiferi* CFR) e subordinatamente da argille e arenarie mioceniche affioranti sul fondovalle (*complesso torbiditico altomiocenico*, UAP) e inglobate

durante il movimento della frana (NICOLETTI *et alii*, 1993). L'accumulo della frana, che costituisce, quindi, lo sbarramento del lago, è soggetto a una parziale infiltrazione da parte delle acque del lago stesso; non si individua infatti un vero e proprio emissario ma una serie di sorgenti nell'area di Villalago.



Fig. 7 – Area di vetta del Monte Marsicano (2252 m s.l.m.). Frana di crollo dalla parete in roccia sul versante nord del rilievo (olo_{a1}); in tratteggio bianco è evidenziata una superficie di distacco recente (s).

Nell'area a monte della corona sono presenti una serie di trincee che indicano la connessione tra fenomeni di deformazione gravitativa profonda e la frana; le dimensioni e le caratteristiche della frana, quali la forma a T, la superficie accidentata, la presenza di rilievi e depressioni trasversali, la preservazione della successione geometrica dei terreni coinvolti, sono quelle tipiche di una *rock-slide avalanche* (NICOLETTI *et alii*, 1993; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003a; BIANCHI FASANI *et alii*, 2004, 2007; SCARASCIA *et alii*, 2006). Nell'area di corona vi sono chiare evidenze di una accentuata degradazione, con la formazione di una serie di coni di detrito. Per quanto riguarda l'attribuzione temporale della frana, la maggior parte degli autori l'ha definita genericamente post glaciale; le cronache dello storico romano Tito Livio indicano che il lago doveva già essere presente nel 217 a.C. (PRATURLON, 1968; NICOLETTI *et alii*, 1993); inoltre, alcuni livelli di suolo presenti nei depositi alluvionali al di sopra del corpo di frana sono stati datati, mediante analisi radiometriche, a 12.800 anni dal presente (BIANCHI FASANI *et alii*, 2004; SCARASCIA *et alii*, 2006). Questo potrebbe confinare la formazione del Lago di Scanno tra la parte alta del Pleistocene superiore e l'inizio dell'Olocene.

Le **forme dovute alle acque correnti superficiali**, sia erosive che di accumulo, sono ben rappresentate nell'area del Foglio.

Le valli fluviali hanno generalmente un profilo a V, e in alcuni casi assumono il carattere di forre, come nelle Gole del Sagittario, nel tratto del F. Gizio tra Rocca Pia e Pettorano sul Gizio, nel Vallone di Lecce Vecchia, nella valle del T. La Tana e nel F. Giovenco presso Ortona dei Marsi. Alcune di queste forre presentano chiare evidenze di fenomeni di sovrainposizione, documentata laddove i corsi d'acqua, che corrono in corrispondenza del contatto tra successioni calcaree pre-orogeniche e successioni arenaceo-pelitiche sin-orogeniche, incidono profondamente le strutture carbonatiche (valle del F. Giovenco presso Ortona, Gole del Sagittario). Poco ad est di Anversa degli Abruzzi, al margine settentrionale del Foglio, è presente una forma di erosione di tipo calanchivo impostata sui litotipi argillosi delle successioni torbiditiche sin-orogeniche, coperti, nella parte alta, da una estesa coltre di depositi di versante. Questa forma è soggetta a una rapidissima evoluzione dovuta all'azione erosiva delle acque di ruscellamento superficiale e al connesso sviluppo di frane di scorrimento e colamento (D'ALESSANDRO, 1996).

Le forme di accumulo più diffuse sono le conoidi alluvionali o di origine mista, che caratterizzano le poche aree pianeggianti presenti; grandi conoidi sono presenti nell'area di Lecce nei Marsi, della valle del F. Gizio e del Piano delle Cinque Miglia, alla base dei principali versanti strutturali; altre sono ubicate a Pescasseroli, a Bocca di Pantano e lungo i versanti delle valli fluviali principali e di quelle affluenti. Sono, inoltre, stati rilevati terrazzi fluviali distribuiti in modo non omogeneo lungo le valli principali nell'area del Foglio; essi sono ben sviluppati solo nelle valli del F. Sangro e del F. Gizio e sono organizzati in diversi ordini costituiti dai depositi dei diversi sintemi della successione post-orogenica, riferibili all'intervallo tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene superiore. Lungo il F. Sangro sono stati distinti almeno tre ordini di terrazzi, oltre alla piana alluvionale olocenica, disposti ad altezze progressivamente decrescenti sul fondovalle attuale (da oltre 200 m a circa 60 m). Anche nella valle del F. Gizio sono stati distinti tre ordini ad altezze di circa 70 m, 35 m e 10 m sul fondovalle attuale.

Le **forme carsiche**, epigee ed ipogee, caratterizzano diffusamente il paesaggio di alta quota, testimoniando la complessità dell'evoluzione geomorfologica dell'area del Foglio; si individuano in modo particolare in alcuni settori, come, per esempio, nell'area compresa tra M. Marcolano e Lecce nei Marsi (a ovest), sulla dorsale della Montagna di Godi e nella zona tra M. Mezzana e Rosa Pinnola (nel settore centrale) e su Pietra Maggiore (a nord-est). A quote comprese tra i 1500 m e i 1800 m, sono presenti campi carsici, con doline di varie forme e dimensioni, inghiottitoi, e depressioni a contorno complesso tipo uvala. Planimetria, orientazione e distribuzione di queste forme sono spesso influenzate dai lineamenti strutturali che interessano il substrato

carbonatico; in molti casi, infatti, si allineano in direzione NO-SE e NE-SO parallelamente agli elementi tettonici principali (M. Miglio, Campora delle Rose). Occorre citare, tra le forme, almeno in parte influenzate dal carsismo, le forre incise nelle successioni carbonatiche, come le Gole del Sagittario e le gole a ovest di Ortona dei Marsi. Da segnalare, infine, una serie di cavità carsiche ipogee di diversa tipologia e dimensione, particolarmente nel settore occidentale, a sud di Lecce nei Marsi (Grotta dei Mandrilli).

Le **forme glaciali e crionivali**, erosive e deposizionali, sono il risultato dell'impronta lasciata dalle fasi fredde pleistoceniche sul modellamento del rilievo dell'area del Foglio; esse sono ben evidenti in tutte le aree più elevate dei rilievi principali, come, ad esempio, su Montagna Grande, M. Genzana e Serra Rocca Chiarano. Proprio lungo le creste delle dorsali più elevate, alla sommità dei versanti esposti a nord e a nordest, sono presenti numerosi circhi glaciali, frequenti nei rilievi intorno a Pescasseroli, lungo la Terratta (Fig. 6), sul M. Marsicano, sul M. Genzana e alla Serra di Rocca Chiarano. Alcuni di essi sono disposti in ordini successivi, possibile risultato del modellamento nelle diverse fasi glaciali pleistoceniche (CINQUE *et alii*, 1990).

Forme deposizionali, riferibili a cordoni morenici, si rilevano sui versanti nordorientali della Serra della Terratta, del M. Marsicano, del M. del Campitello e della dorsale di Serra Rocca Chiarano e nell'alta Valle del T. Tasso. Esse sono localizzate all'interno di alcuni dei maggiori circhi glaciali, dove sono frequentemente mascherate dai depositi di versante (Fig. 6); si sono generate prevalentemente nell'ultima fase fredda e in alcuni casi permettono di riconoscere diverse fasi di arretramento e avanzamento dei fronti glaciali (DAMIANI & PANNUZI, 1987, 1991; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1989, 1992; CINQUE *et alii*, 1990; GIRAUDI, 1997, 1998a, 2001, 2003; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997). Sul versante orientale di Serra Rocca Chiarano e M. Marsicano sono stati rilevati *rock glacier* (GIRAUDI, 2002). Sempre nelle aree di alta quota (Montagna Grande, Serra Rocca Chiarano) sono presenti forme e depositi attribuiti ad un ambiente crionivale, quali *patterned ground* e depositi a blocchi tipo *block slopes* (CHELLI *et alii*, 2006).

Sono, infine, da menzionare le **forme antropiche**, che, nonostante nel Foglio interessino un'area prevalentemente montana, danno, localmente, una impronta netta alle caratteristiche del paesaggio. Oltre ai centri abitati e alla rete viaria principale e secondaria, sono da segnalare un lago artificiale (Lago di San Domenico) posto lungo le Gole del Sagittario poco a nord di Villalago, alcuni impianti sciistici, nell'area a SO di Scanno (M. Rotondo) e ad ovest di Pescasseroli (M. delle Vitelle), e numerose cave, sia attive che inattive, più ampiamente descritte nel paragrafo relativo agli *Elementi di geologia ambientale e applicata*.

IV. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio 378 "Scanno" ricade nel settore assiale della parte centrale dell'Appennino. Questo settore di orogene appenninico si è strutturato durante il Neogene, secondo una geometria ad archi che riflette una complessa e dibattuta struttura profonda. La strutturazione di un sistema a falde tettoniche a vergenza nordorientale ha determinato la sovrapposizione di domini paleogeografici meso-cenozoici di piattaforma carbonatica e bacino, articolati longitudinalmente e trasversalmente alla catena, e la formazione dei cunei di depositi silicoclastici sin-orogenici di avanfossa (CIPOLLARI *et alii* 1997; CAVINATO & DE CELLES, 1999; BARCHI *et alii* 2001; PAROTTO *et alii*, 2003; ELTER *et alii*, 2003; LAVECCHIA *et alii*, 2004; PATACCA & SCANDONE, 2007).

A partire già dal Miocene e per tutto il Pleistocene, l'orogene è stato sottoposto a un processo di sollevamento regionale che ha determinato le fasi più importanti della morfogenesi, dal margine tirrenico della catena appenninica ai settori pedemontani adriatici (DEMANGEOT, 1965; AMBROSETTI *et alii*, 1982; DRAMIS, 1993; OLLIER, 1999; D'AGOSTINO *et alii*, 2001; BARTOLINI *et alii*, 2003; PIZZI, 2003; ASCIONE *et alii*, 2008; D'ALESSANDRO *et alii*, 2008; DELLA SETA *et alii*, 2008). Questo processo generalizzato, connesso ad una tettonica prevalentemente distensiva, ha determinato lo sprofondamento di interi settori di catena lungo sistemi di faglie dirette, creando, a partire dal Pliocene superiore, numerosi bacini intermontani (bacino tiberino, bacino reatino-cicolano, piana del Fucino, conca dell'Aquila, conca di Sulmona etc.), colmati da successioni di depositi continentali (CAVINATO, 1993; BOSI *et alii*, 1995; MICCADEI *et alii*, 1999; BRANCACCIO *et alii*, 2001; GALADINI & MESSINA, 2004).

L'area del Foglio rappresenta un settore chiave per la comprensione della deformazione tettonica, in quanto vi si verifica la convergenza tra mondi paleogeografici meso-cenozoici diversi (Fig. 8). Si distinguono, infatti, domini caratterizzati da successioni litostratigrafiche, sviluppatasi dal Triassico al Miocene, che riflettono gli effetti di una articolata tettonica sin-sedimentaria e di una grande variabilità degli ambienti deposizionali di piattaforma carbonatica, di margine, di scarpata-bacino e di successiva rampa carbonatica (COLACICCHI, 1967b; PRATURLON, 1968; PAROTTO & PRATURLON, 1975; ACCORDI *et alii*, 1988; D'ANDREA *et alii*, 1992; CENTAMORE *et alii*, 2006a,b,c,d). Particolarmente eterogenei risultano i termini paleogenico-miocenici in facies di rampa carbonatica e scarpata (COLACICCHI, 1967b; ACCORDI *et alii*, 1969b; SGROSSO, 1992b; CIVITELLI & BRANDANO, 2005).

Un così complesso assetto stratigrafico, con variazioni di facies, lacune, trasgressioni e, a luoghi, brusche variazioni di spessore dei sedimenti, è anche testimonianza di una forte attività *tettonica pre-orogena* che si manifesta maggiormente nella zona di raccordo tra ambienti paleogeografici diversi (COLACICCHI, 1967a; PRATURLON, 1968; PAROTTO & PRATURLON, 1975; ACCORDI *et alii*, 1988; D'ANDREA *et alii*, 1992; PATACCA & SCANDONE, 2007). L'area in esame è da tempo oggetto di discussione riguardo la presenza di ipotetici corridoi o solchi pelagici che colleghino i settori settentrionali dell'Appennino a quelli meridionali; a Nord dell'area si apre, infatti, il settore abruzzese del bacino umbro-marchigiano, e verso sud iniziano gli affioramenti delle litologie del bacino molisano (CLERMONTÈ, 1969; RENAUD *et alii*, 1990; VEZZANI *et alii*, 2004; PATACCA & SCANDONE 2008).

Considerando la simmetria paleogeografica, che non muta anche se si interpretano separatamente i dati giurassici e cretaci, una *prima ipotesi* conservativa sembra riconoscere nella zona la presenza di un leggero solco o di un piccolo golfo mesozoico (PAROTTO & PRATURLON, 1975), obliterato dalla tettonica successiva e che lascia pressoché integre le facies fondamentali, come suggerito nel classico lavoro di COLACICCHI (1967b). L'area è abbastanza vicina all'avampaese e l'ipotesi di raccorciamenti limitati è sempre da tener presente, anche se la comparsa locale di facies pelagiche schiette di tipo umbro suggerirebbe paleogeografie ben più ampie (SGROSSO, 1988, 1992a) di quelle attualmente osservabili sul terreno. Una *seconda ipotesi*, meno conservativa, fa supporre che nell'area siano presenti solo tracce di un bacino scomparso, o quanto meno di un settore significativo della prosecuzione meridionale del bacino umbro-marchigiano. Le soglie giurassiche contrapposte ai margini delle aree di piattaforma carbonatica sono ben distinte, e una di fronte all'altra (Montagna Grande, Monte Arazzecca, COLACICCHI & PRATURLON, 1965a,b, D'ANDREA *et alii*, 1992), ma la scarpata-bacino intermedia del massiccio Genzana-Greco è ancora oggi di difficile attribuzione ad una di esse. Se collegata paleogeograficamente alle successioni di margine affioranti sulla Montagna Grande,

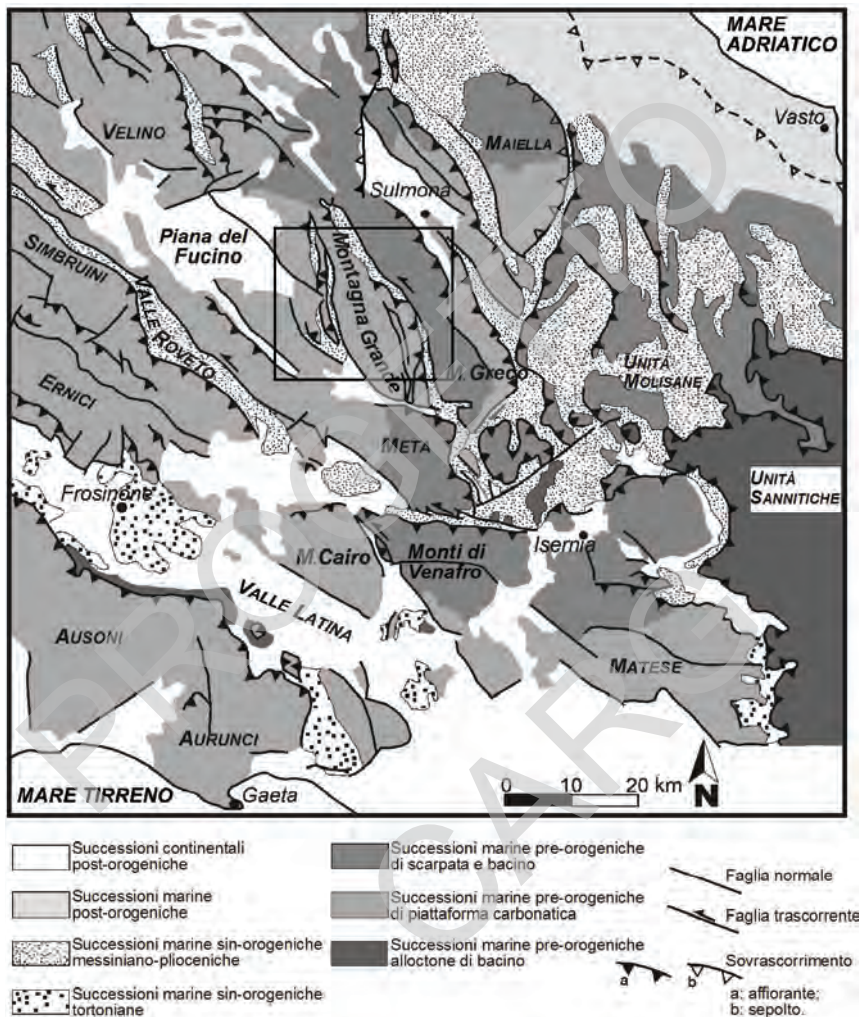


Fig. 8 - Schema strutturale dell'Appennino centrale (modificato da Modello strutturale d'Italia, BIGI *et alii*, 1992); il riquadro nero indica l'area del Foglio 378 "Scanno".

(come appare nel Foglio 152 "Sora"), il motivo tettonico di maggior rilievo nell'area, la linea di sutura del bacino ipotizzato, verrebbe logicamente a decorrere in direzione N-S lungo la congiungente Roccaraso-Sulmona, separando così le strutture di soglia e piattaforma carbonatica del M. Arazecca - M. Rotella dalla struttura del M. Genzana - M. Greco. Se invece si ritiene quest'ultima correlata al mondo

esterno delle piattaforme carbonatiche (Morrone-Pizzalto-Rotella), come ipotizzato da D'ANDREA *et alii* (1992), allora la linea tettonica di maggior rilievo risulta più spostata verso ovest e potrebbe essere individuata nella congiungente Anversa degli Abruzzi-Villetta Barrea.

L'attribuzione del dominio di scarpata-bacino del Genzana-Greco ad un dominio paleogeografico piuttosto che ad un altro, è oggetto di discussione scientifica tra gli Autori e solo con il rilevamento dei fogli confinanti 377 "Trasacco", 391 "S. Donato Val di Comino", ed il confronto con i dati di linee sismiche profonde (CROP11), si potrà valutare la posizione del possibile bacino in un quadro più ampio di geologia regionale.

Più in dettaglio nell'ambito dell'area del Foglio in esame si individuano settori che si sono evoluti in ambienti diversi e tempi diversi. Muovendosi idealmente secondo una diagonale SO-NE, perpendicolarmente alle principali dorsali, si possono distinguere quattro settori omogenei.

Nel settore *sudoccidentale* (Marsica occidentale, M. Marcolano, M. Turchio) affiorano depositi di piattaforma carbonatica interna e di retromargine con età variabile dal Giurassico superiore al Cretacico superiore; su di essi poggiano in discordanza, a diversi livelli dal Cretacico superiore al Cretacico inferiore, termini miocenici di rampa carbonatica (PARADISI & SIRNA, 1965; COLACICCHI, 1967b; PAROTTO, 1971; ACCORDI *et alii*, 1988; CIVITELLI & BRANDANO, 2005).

Nel settore *centrale* (Montagna Grande, Monte Marsicano) si sviluppano successioni costituite da litofacies liassiche in facies di piattaforma, seguite da litofacies di piattaforma, di margine di piattaforma e scarpata prossimale che sono riferibili a un periodo esteso dal Giurassico al Cretacico inferiore. La disposizione delle diverse litofacies indica una paleogeografia complessa e articolata con un marcato spostamento delle facies verso ovest in corrispondenza della Piana del Fucino (COLACICCHI & PRATURLON, 1965a,b; COLACICCHI, 1967b; PRATURLON, 1968; ACCORDI *et alii*, 1988; D'ANDREA *et alii*, 1992; DAMIANI *et alii*, 1992).

Nel settore *orientale* (Monte Genzana, Serra Rocca Chiarano), sopra termini in facies di piattaforma riferibili al Calcare massiccio, a facies dolomitiche ed a Calcari a *Palaeodasyclus*, affiora una successione giurassico-cretacica in facies di scarpata-bacino cui segue una successione paleogenico-miocenica in facies di rampa distale o scarpata (COLACICCHI, 1964, 1965; CIVITELLI *et alii*, 1987; GALLI *et alii*, 1987; D'ANDREA *et alii*, 1992).

Nell'estremità *nordorientale* dell'area del Foglio infine (Pietra Maggiore - M. Rotella) si rilevano nuovamente successioni carbonatiche costituite da termini appartenenti ad ambienti di piattaforma e soglia più esterni (D'ANDREA *et alii*, 1992; MICCADEI & PAROTTO, 1999).

Per comprendere l'evoluzione neogenica di questi settori, e il loro coinvolgimento nell'orogenesi appenninica, particolare importanza rivestono le

successioni torbiditiche silicoclastiche sin-orogeniche. Allo stato attuale delle conoscenze, i problemi di attribuzione stratigrafica e di collocazione strutturale dei depositi terrigeni affioranti nell'area marsicano-peligna, non permettono una valutazione univoca dell'estensione areale e della paleogeografia dei domini di avanfossa neogenici e lasciano aperte diverse ipotesi nella definizione della scansione temporale delle diverse fasi di accavallamento avvenute in questo settore.

In base ai dati presenti in letteratura queste successioni si sono deposte nel Neogene, nell'area compresa tra la Marsica nordorientale e la Valle Peligna, e si inquadrano in un settore complesso dal punto di vista cinematico e geodinamico, dando adito a interpretazioni diverse a seconda dei differenti autori (PATACCA *et alii*, 1992a,b; CORRADO *et alii*, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997).

L'area di studio si colloca nella fascia di transizione tra due domini di avanfossa che hanno interessato l'Appennino centro orientale e che si sono succeduti nel tempo:

- il dominio Valle Roveto - Valle del Salto - Gran Sasso - Marsica, attivo nel Messiniano inferiore - Messiniano superiore "evento a gessi" (CIPOLLARI *et alii*, 1997; CIPOLLARI *et alii*, 1999b)
- il dominio Queglia - Morrone - Porrara - Scontrone, attivo nel Messiniano superiore ("lago-mare") - Pliocene inferiore *p.p.* (PATACCA *et alii*, 1992a,b; CIPOLLARI *et alii*, 1999b).

I depositi terrigeni *sin e tardo-orogenici* affioranti nell'area in esame sono oggetto, quindi, di un ampio dibattito scientifico perchè marcatamente differenziati e in rapporti di natura tettonica (CORRADO *et alii*, 1996). I depositi che affiorano lungo le valli tra Montagna Grande e M. Genzana, presentano caratteristiche analoghe a quelli affioranti nel settore occidentale (valli del F. Sangro e del F. Giovenco) e si riferiscono al Messiniano pre-evaporitico (PATACCA *et alii*, 1992b; CIPOLLARI *et alii*, 1999b); quelli che affiorano nella porzione settentrionale della valle del F. Sagittario (Anversa degli Abruzzi) si riferiscono all'intervallo evaporitico e post-evaporitico del Messiniano (PATACCA *et alii*, 1992b; CORRADO *et alii*, 1996, CIPOLLARI *et alii*, 1997).

I contatti tra le successioni silicoclastiche e le strutture carbonatiche mesozoiche sono tettonici e orientati prevalentemente in direzione da NO-SE a N-S (PRATURLON, 1968; MATTEI & MICCADEI, 1991; CORRADO *et alii*, 1992; CRESCENZI & MICCADEI, 1992; MICCADEI, 1992, 1993; CORRADO *et alii*, 1996; MICCADEI & PAROTTO, 1999; PACE *et alii*, 2001).

I principali elementi tettonici, noti da tempo in letteratura, si presentano con stili deformativi e direzioni strutturali differenti; i più noti sono:

- Linea Alto Sangro-Giovenco (PRATURLON, 1968; CORRADO *et alii*, 1992);
- Linea Profluo-Tasso-Sagittario (PRATURLON, 1968; MICCADEI, 1993);
- faglie del Monte Genzana o della Difesa (BENEO, 1938; PRATURLON, 1968; MICCADEI, 1993);

- faglie della Vallelonga (PARADISI & SIRNA, 1965; PRATURLON, 1968);
- faglie della Piana del Fucino (GIRAUDI, 1988a,b; VITTORI *et alii*, 1991; GALADINI & MESSINA, 1994; AGOSTA & AYDIN, 2006);
- faglie della valle del F.Gizio (MICCADEI & PAROTTO, 1999);
- faglie del Piano delle Cinque Miglia e del M. Rotella (CALDERONI *et alii*, 1991; MICCADEI & PAROTTO, 1999).

In questo complesso quadro tettonico l'emersione dell'area in esame ha avuto inizio (anche tenendo conto delle precedenti fasi tettoniche pre-orogeniche) nel Miocene superiore, nei settori più occidentali del Foglio, mentre in quelli più orientali si raggiunge un completo e definitivo assetto continentale, probabilmente, nel Pliocene superiore. Al sollevamento generalizzato si accompagna, successivamente, un'evidente attività tettonica distensiva *post-orogenica*, caratterizzata da sistemi di faglie normali e transtensive ad alto angolo, con inclinazione variabili da 50° a 75°. Le principali faglie, orientate prevalentemente in direzione appenninica, delimitano quasi tutte i bordi orientali delle depressioni intermontane e sono responsabili dei caratteri odierni del paesaggio. L'assetto geologico della Marsica nordorientale e della regione Peligna è, quindi, ulteriormente complicato dalla tettonica estensionale che determina nell'area la formazione della Piana del Fucino e del Piano delle Cinque Miglia, ubicati ai margini settentrionali dell'area del Foglio, e della Conca di Pescasseroli, al margine meridionale.

L'evoluzione sedimentaria e tettonica *pre- e sin-orogenica* di queste aree, quindi, prosegue e completa il suo corso, dopo l'emersione della catena, con la messa in posto della successione continentale *post-orogenica* e delle strutture tettoniche nel Quaternario. L'evoluzione geologica sedimentaria *post-orogenica* è riferibile, infatti, a diversi ambienti continentali che variano e si ripetono nel tempo passando da ambienti carsici, ad ambienti di versante, da ambienti fluviali a lacustri e infine a glaciali. Le elevate quote medie che caratterizzano l'area di studio la rendono, infatti, particolarmente sensibile, anche, alle minime variazioni climatiche (DAMIANI & PANNUZI, 1987, 1991; BOSI & MESSINA, 1990; 1992; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1989, 1992; GIRAUDI, 1997, 1998a,b, 2005; CICCACCI *et alii*, 1999; MICCADEI *et alii*, 1999).

L'attività geologica e dinamica in quest'area è tutt'ora in atto, e non si è naturalmente conclusa, come dimostra l'intensa sismicità regionale che nel secolo scorso si è espressa attraverso importanti eventi sismici: il terremoto del 1915 del Fucino, il terremoto di San Donato Val di Comino del 1984 e il terremoto dell'Aquila del 2009.

V - STRATIGRAFIA

L'area del Foglio 378 "Scanno" presenta una stratigrafia molto complessa che si articola in diversi tipi di successioni secondo le paleogeografie succedutesi nel Mesozoico e nel Cenozoico.

Il quadro stratigrafico emerso dai rilevamenti effettuati si è ulteriormente complicato rispetto alle conoscenze precedenti e rappresenta solo l'inizio di una rilettura dei dati noti in letteratura. Un nuovo quadro esaustivo della stratigrafia dell'Appennino centrale, nell'ambito della cartografia CARG, si potrà definire solo dopo la realizzazione dei fogli limitrofi 377 "Trasacco", 379 "Capracotta", 390 "Frosinone", 391 "S. Donato Val di Comino", 392 "Castel di Sangro" e dal confronto e dalla rilettura di quelli già realizzati più a nord.

Per questo motivo, ai fini di una migliore comprensione della stratigrafia, le successioni sono state distinte sia secondo la loro evoluzione rispetto alla formazione dell'orogene, sia secondo gli ambienti paleogeografici di appartenenza. In legenda sono state, quindi, distinte:

- *successioni pre-orogeniche meso-cenozoiche*: costituite da litologie calcareo-silico-marnose, riferibili a diversi ambienti paleogeografici di piattaforma carbonatica, di margine, di scarpata-bacino e di rampa carbonatica;
- *successioni sin- e tardo-orogeniche neogeniche*: costituite da litologie pelitiche arenacee riferibili ad ambienti di avanfossa e da litologie conglomeratiche di bacini satellite;
- *successione post-orogenica del Quaternario continentale*: costituita da depositi clastici molto eterogenei riferibili a diversi ambienti morfogenetici, da quello glaciale, a quello di versante, a quello carsico, a quello fluviale e, infine, a quello lacustre.

I rilevamenti sul terreno delle diverse successioni sedimentarie sono stati condotti seguendo il criterio litostratigrafico e le analisi di *facies*, coadiuvate sempre dall'analisi biostratigrafica.

Le analisi biostratigrafiche delle successioni pre-orogeniche meso-cenozoiche e di quelle sin- e tardo-orogeniche neogeniche sono state condotte mediante l'analisi di diversi gruppi di microfossili (alghe calcaree, foraminiferi bentonici, foraminiferi planctonici, radiolari, tintinnidi) nelle successioni calcaree meso-cenozoiche e nelle successioni terrigene del Miocene medio-Pliocene inferiore, in circa 1500 sezioni sottili, di cui circa 300 significative (per le successioni calcaree), e quasi 200 tra lavati e sezioni sottili per nannoplancton, di cui circa 60 significative (nelle successioni terrigene sin- e tardo-orogeniche); sono stati, inoltre, analizzati i livelli ricchi di macrofossili (poriferi, celenterati idrozoi e antozoi, briozoi, brachiopodi, molluschi tra cui gasteropodi, lamellibranchi e cefalopodi ammonoidei, ed infine echinodermi) delle facies giurassiche e cretache di piattaforma carbonatica e di margine.

Per la biostratigrafia delle successioni carbonatiche mesozoiche ci si è avvalsi di schemi biostratigrafici e cronostratigrafici di riferimento confrontabili con quelli utilizzati per i Fogli 359 "L'Aquila", 360 "Torre dei Passeri", 361 "Chieti", 368 "Avezzano", 369 "Sulmona" (CENTAMORE *et alii*, 2006 a,b,c,d, rispettivamente a pag. 21, pag. 25, pag. 25, pag. 27; AA.VV., *in stampa*, pag. 17). Sono, inoltre, stati utilizzati i noti schemi di CHIOCCHINI & MANCINELLI (1977,1978) e i successivi aggiornamenti di CHIOCCHINI *et alii* (1994). Per il Paleogene si è fatto riferimento ai macroforaminiferi (BERGGREN *et alii*, 1995; CAHUZAC & POIGNANT, 1997; SERRA KIEL *et alii*, 1998a,b) e ai foraminiferi planctonici (CENTAMORE & MICARELLI, 1991). Per il Miocene e il Pliocene sono stati utilizzati foraminiferi planctonici (MICARELLI & POTETTI, 1985) e nannofossili calcarei (RIO *et alii*, 1990; FORNACIARI *et alii*, 1996; RAFFI *et alii*, 2006, 2003). Nella descrizione delle diverse unità, i fossili, e le relative indicazioni specifiche, sono stati elencati in ordine per *phylum*; per i più significativi dal punto di vista biostratigrafico sono state indicate le età di riferimento.

1. - SUCCESSIONI PRE-OROGENICHE

Le successioni carbonatiche pre-orogeniche costituiscono i rilievi e le dorsali di tutta l'area del Foglio e fanno riferimento a mondi paleogeografici meso-cenozoici diversi.

Nel settore occidentale si individuano le successioni della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e nel settore centrale le successioni del margine orientale e della scarpata prossimale di tale piattaforma; all'estremità nordorientale sono presenti successioni di piattaforma carbonatica e margine

legati alle strutture del M. Morrone e del M. Rotella, più estesamente affioranti a est del Foglio. Tra queste, nel settore centro-orientale del Foglio si interpongono le successioni di ambiente pelagico e di scarpata rappresentato dalla struttura M. Genzana-Serra Rocca Chiarano.

I rilevamenti effettuati hanno consentito di riconoscere e di definire le formazioni che costituiscono le diverse successioni secondo i criteri indicati dalle norme APAT e in base al confronto e alla correlazione con le aree limitrofe (Foglio 368 “Avezzano”, Foglio 369 “Sulmona”; SGI, 2006a,c).

In relazione alla complessità delle variazioni paleogeografiche, nella legenda e nella descrizione della stratigrafia è stato adottato un criterio di distinzione basato sulle facies e sugli ambienti paleogeografici di appartenenza.

Per il Mesozoico sono state distinte:

- A - *Facies di piattaforma carbonatica interna*;
- B - *Facies di margine di piattaforma carbonatica*;
- C - *Facies di scarpata-bacino*.

La distribuzione attuale di tali facies nell’area del Foglio è illustrata nello schema di figura 9 (riportato anche in carta), che rappresenta quindi una chiave di lettura della legenda e delle unità cartografate nella carta geologica. Le successioni stratigrafiche affioranti nei diversi settori del Foglio e i complessi rapporti tra le diverse facies, sia longitudinalmente alle strutture, da S a N, sia trasversalmente, da O a E, sono discussi nei paragrafi che seguono e sintetizzati nello *schema stratigrafico delle successioni pre-orogeniche* a corollario della carta (§1.5, Fig. 37).

Per il Cenozoico le unità rilevate fanno riferimento, complessivamente, a *facies di rampa carbonatica e scarpata*, che presentano tuttavia una forte eterogeneità sia nei rapporti di sovrapposizione con le successioni mesozoiche, sia nella successione dei termini paleogenici e miocenici separati da discordanze, sia nei passaggi laterali tra unità calcarenitiche e conglomeratiche.

Per ciascuna facies sono descritte le diverse unità dalle più antiche alle più recenti; sono, inoltre, illustrate le principali serie stratigrafiche, i rapporti di sovrapposizione tra le unità e i rapporti di eteropia tra le diverse facies che si sviluppano da O a E e da S a N.

1.1. - SUCCESSIONE MESOZOICA IN FACIES DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA (A)

La successione in facies di piattaforma carbonatica interna affiora estesamente e con buona continuità nel settore sudoccidentale e nell’estremità nordorientale dell’area e localmente nel settore centrale (Fig. 9); nel settore centrale, inoltre, le unità di piattaforma carbonatica riferibili al Giurassico inferiore affiorano alla base delle successioni in facies di margine e di scarpata.

Nell'area del Foglio sono stati individuati termini che vanno dal Giurassico al Cretacico superiore e, dal più antico al più recente, sono:

- *Calcare Massiccio* (MAS);
- *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL);
- *unità calcareo dolomitica* (UCD);
- *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG);
- *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (RCO);
- *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e Charophyta* (CMS);
- *calcari ciclotemici a requienie* (CIR);
- *calcari intrabauxitici* (IBX);
- *calcari a radiolitidi* (RDT).

In alcune di queste unità sono state distinte litofacies caratteristiche, identificate da una lettera a pedice secondo i criteri indicati dalle norme APAT.

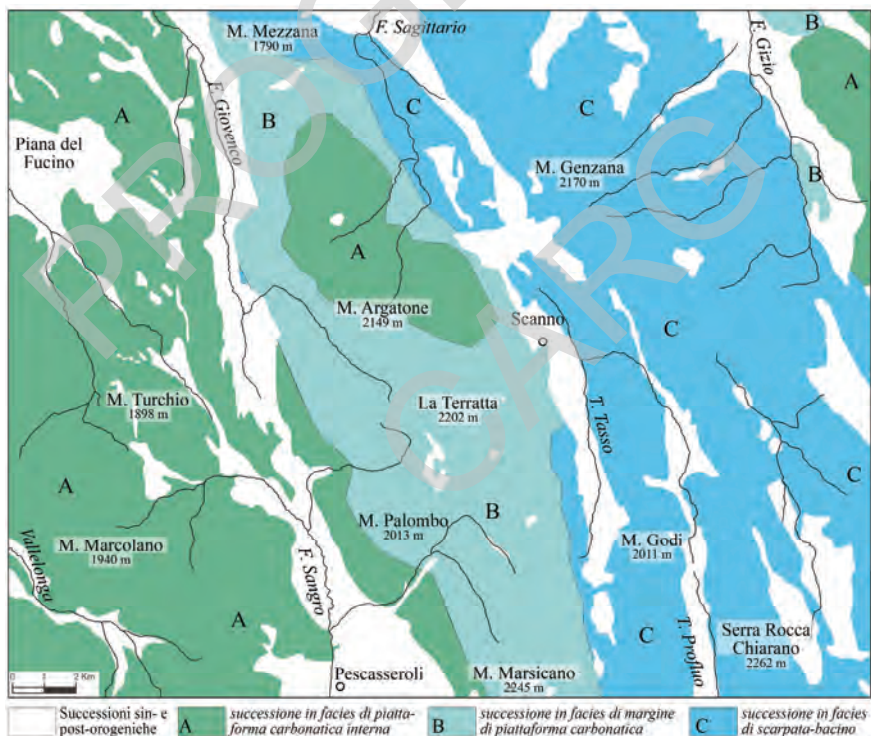


Fig. 9 - Schema di distribuzione attuale delle successioni pre-orogeniche mesozoiche (A, B, C).

Nel settore sudoccidentale (Fig. 10) e nell'estremità nordorientale affiora una successione monotona in facies di piattaforma carbonatica con termini dal Giurassico medio (*unità calcareo dolomitica*, UCD) al Cretacico superiore (*calcari a radiolitidi*, RDT), solo localmente in eteropia con termini in facies di margine (estremità NO e NE del Foglio). La successione si interrompe sempre nel Cretacico con un contatto trasgressivo con la successione cenozoica; tale contatto, in particolare, si verifica su diversi termini, dai *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (RCO) ai *calcari a radiolitidi* (RDT), con una lacuna di diversa ampiezza.

Nel settore centrale, sulla dorsale della Montagna Grande, si osservano termini in facies di piattaforma riferibili al Giurassico superiore e al Cretacico inferiore in eteropia con le più diffuse facies di margine di piattaforma. Le unità di piattaforma carbonatica più antiche affiorano invece alla base delle successioni in facies di margine nel settore centro meridionale, nell'area del M. Marsicano (*Calcari a Palaeodasycladus*, CPL; *Calcare Massiccio*, MAS), e alla base della successione di scarpata-bacino, sulla dorsale del M. Genzana e della Montagna di Godi (*Calcare Massiccio*, MAS).

1.1.1. - *Calcare Massiccio* (MAS)

Tale unità affiora nella terminazione settentrionale della dorsale del M. Genzana e in limitati affioramenti sul versante SO di M. Palombo e M. Marsicano è caratterizzata da una *litofacies dolomitizzata* (MAS_b).

Questa è composta da calcari dolomitici e dolomie grigio scure e grigio giallastre, stratificate, a tratti vacuolari e cariate; l'aspetto è generalmente saccaroido con evidenti segni di ricristallizzazione. Si osservano strati calcarei non dolomitizzati costituiti da calcari micritici e calcareniti con gasteropodi.

Nel settore settentrionale (La Difesa - Serra Rufigno), la parte alta è costituita da dolomie grigio giallastre in strati metrici o massive, con rari noduli di selce scura, soprattutto verso il tetto dell'unità, anch'essi con evidenti tracce di ricristallizzazione, come già segnalato da COLACICCHI (1967a,b), CIVITELLI *et alii* (1987) e GALLI *et alii* (1987); tale intervallo presenta caratteristiche simili alle dolomie o unità di Filetino affioranti più a ovest nei Monti Simbruini (PRATURLON, 1968, DAMIANI, 1977). Le dolomie sono nell'insieme sterili, a causa della profonda ricristallizzazione o contengono rare ammoniti alla sommità (*Phylloceras cylindricum* SOW.).

In questo settore il limite superiore è segnato dalla rapida comparsa di livelli micritici con ammoniti intercalati a livelli dolomitizzati che caratterizzano la *Corniola* (COI_a). Tale litofacies si correla verso nord con la litofacies dolomitizzata del *Calcare Massiccio* del Foglio 369 "Sulmona" (SGI, 2006c). Nei settori meridionali il limite è segnato dal passaggio alla litofacies dolomitizzata dei *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL).

Lo spessore massimo affiorante è variabile da circa 300 m (La Difesa) a circa 700-800 m (M. Marsicano). L'età è riferibile al Giurassico inferiore *p.p.* e nella parte bassa è stata attribuita al Triassico superiore per la presenza di *Diplopora* sp. (BENEO, 1938; CRESCENTI, 1969).

1.1.2. - *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL)

I *Calcari a Palaeodasycladus* affiorano con potenti spessori nel settore meridionale del Foglio, lungo i versanti di M. Pietra Gentile, M. Palombo, M. Marsicano e M. Godi. Nell'area della Serra Sparvera e localmente nel settore orientale del foglio, affiora la parte alta della formazione.

Sono costituiti da calcari micritici a tessitura *mudstone* e *wackestone*, di colore nocciola e avana, regolarmente stratificati in strati decimetrici, con livelli ricchi di alghe calcaree.

Al tetto e nella parte media della formazione, si intercalano calcareniti di colore nocciola, a tessitura *grainstone* e *packstone*, a intra e bioclasti, con foraminiferi bentonici, in strati spessi 40-80 cm. A circa 80-100 m dal tetto (Prato Rosso) è presente un livello di alcuni decimetri costituito da calcari dolomitici grigi, finemente fogliettati, contenenti foglie e resti di piante superiori (conifere e cicadee) e piccoli molluschi, che testimoniano un episodio di emersione con l'instaurarsi di un ambiente lagunare. Sempre nella parte alta livelli arrossati e di *hard ground* confermano un ambiente di acqua bassa con fenomeni di emersione.

Nella parte bassa sono presenti calcari micritici a tessitura *wackestone* e calcareniti a tessitura *packstone* e *grainstone* in strati metrici. Frequenti sono le intercalazioni di marne calcaree e marne argillose verdastre. A luoghi si intercalano alla regolare stratificazione, livelli dolomitizzati e livelli di breccia sin-sedimentaria poligenica ed eterometrica.

Nella parte bassa della formazione sono presenti spessori variabili di dolomie saccaroidi grigie, ben stratificate, a luoghi cariate, alternate a calcari micritici dolomitizzati legati a una dolomitizzazione secondaria. Nell'area di Serra Sparvera si osservano solo sporadiche intercalazioni dolomitiche.

Nella parte calcarea si rinvencono alghe tra cui frequenti oncoidi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) (comune nelle facies di piattaforma del Giurassico inferiore) e *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA, a luoghi abbondante, un livello ricco di foglie e resti di piante superiori, foraminiferi bentonici tra cui *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL) (nella parte mediana dell'unità) e frequenti textularidi; tra i macrofossili vi sono brachiopodi e gasteropodi e, nella parte alta, vi sono livelli ricchi in lamellibranchi ("livello a *Lithiotis*"), che non presentano, tuttavia, una evidente continuità laterale.

Nella parte alta si osserva un rapido aumento dei livelli calcarenitici; il limite superiore è brusco e localmente è segnato da orizzonti arrossati, *hard*

grounds e strati ossidati. Ciò testimonia una fase di emersione che segna il passaggio, con un limite inconforme, a facies di margine nel settore centrale (*calcareniti a echinodermi e coralli*, ECO) o a facies di scarpata nel settore orientale (*calcarei bioclastici inferiori*, BLI, o *superiori*, BLS). Il limite inferiore è dato dal passaggio al *Calcarea Massiccio* (MAS) dolomitizzato, ma non è ben osservabile nell'area del Foglio; affiora solo nella zona di M. Palombo in un settore intensamente tettonizzato e cataclasato dove sono obliterate le caratteristiche delle litofacies a contatto, entrambe dolomitizzate.

Lo spessore massimo osservato è variabile fino a oltre 600 m (L'Atessa, M. Palombo, in un log descritto già da COLACICCHI, 1967b); nell'area di Serra Sparvera gli spessori sono più ridotti e non superano i 100 m. L'età è definita sulla base della presenza della presenza di *Palaeadasycladus mediterraneus* PIA e di *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL) nella parte mediana dell'unità ed è riferibile al Giurassico inferiore *p.p.* (Sinemuriano *p.p.* - Toarciano *p.p.*)

1.1.3. - unità calcareo - dolomitica (UCD)

Affiora nel settore occidentale (Casali d'Aschi) e nell'estremità nordorientale del Foglio (Pietra Maggiore) sui versanti occidentali dei rilievi. Nel settore centrale (Rosa Pinnola, Villalago) affiora, in eteropia con i coevi termini in facies di margine. Alcuni piccoli affioramenti sono presenti nel settore centro-meridionale, sul versante ovest di M. Palombo

L'unità è costituita da alternanze di calcari micritici nocciola chiaro e bianchi, a tessitura *mudstone* e *packstone* con lamine e *fenestrate* di calcite, calcareniti intraclastiche nocciola, a tessitura *grainstone* e *packstone*, e calcari oolitici nocciola scuro o grigi, a tessitura *grainstone* talora con ooliti rotte e rigenerate; tali litofacies sono frequentemente disposte in ciclotemi *fining upward* di spessore metrico. Localmente, nella parte mediana della formazione, si intercalano calcari micritici ad oncoidi e a più livelli, particolarmente nel settore centrale, si intercalano calciruditi a tessitura *rudstone*.

Il contenuto fossilifero è costituito da alghe calcaree (tra cui *Cayeuxia* sp., *Salpingoporella annulata* CAROZZI, diffuse in tutta l'unità; *Clypeina jurassica* FAVRE e *Neoteutloporella socialis* (PRATURLON), nella parte superiore, riferibili alla parte alta del Giurassico superiore), da foraminiferi bentonici (tra cui miliolidi) e, nei livelli oolitici e calcarenitici, trocoline e *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, riferibile al Giurassico medio-superiore, presente in tutta l'unità; tra i macrofossili vi sono gasteropodi interi e in frammenti, tra cui nerinee.

Nei settori sudoccidentale e nordorientale gli intervalli calcarenitici sono subordinati o localmente assenti e prevalgono gli intervalli micritici riferibili ad ambienti di piattaforma carbonatica. Verso l'alto si ha il passaggio ai *calcarei ciclotemici a gasteropodi* (CCG) segnato dalla scomparsa di alghe calcaree giurassiche (*Clypeina jurassica* FAVRE, *Neoteutloporella socialis*

(PRATURLON)). Nel settore centrale sono abbondanti gli intervalli calcarenitici, calciruditi e oolitici a testimonianza di una più stretta connessione con le aree di margine; nella parte bassa e nella parte alta divengono via via prevalenti le facies oolitiche grigie ad ooliti rotte e rigenerate, a tessitura *grainstone*, segnando l'eteropia laterale con i termini riferibili alla *litofacies oolitica* dei *calcari a ellipsactinie* (ELL_a); localmente nella parte alta si osserva un rapido aumento delle calciruditi bioclastiche a coralli e idrozoi, che segnano il passaggio verticale ai *calcari a ellipsactinie* (ELL) (Villalago). Lo spessore osservato è di diverse centinaia di metri, fino a circa 500 m.

Le alghe calcaree presenti consentono di attribuire l'età al Giurassico medio *p.p.* - Giurassico superiore (Bajociano *p.p.* - Titoniano).

1.1.4. - *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG)

I *calcari ciclotemici a gasteropodi* affiorano sui versanti occidentali dei rilievi nel settore occidentale e nel settore nordorientale del Foglio; si rinvencono, inoltre, nel settore centrale (tra M. Argatone e Campora delle Rose) in eteropia con le coeve unità in facies di margine di piattaforma e scarpata.

Sono costituiti da alternanze di calcari micritici e calcareniti. I calcari micritici sono *wackestone* nocciola biancastri, con punti e lamine di calcite, con livelli ricchi in gasteropodi, disposti in strati da medi a spessi (40-80 cm), con livelli dolomitizzati; le calcareniti sono *grainstone* e *packstone* intraclastici di colore nocciola alternati a calcari oolitici grigi, a tessitura *grainstone* e *packstone*, localmente con ooliti rotte e rigenerate, disposti in strati e livelli da centimetrici a decimetrici. Tali alternanze sono spesso disposte in cicli a scala da decimetrica a metrica, separati da un contatto erosivo. Si intercalano livelli di micriti con gasteropodi e livelli ricchi di oncoidi. Nel settore centrale prevale la componente calcarenitica a testimoniare una diretta connessione con le aree di margine, mentre nei settori occidentale e nordorientale prevale la componente micritica e la componente calcarenitica può divenire assente.

L'associazione paleontologica è costituita, oltre ai gasteropodi fra cui frequenti nerinee, da alghe calcaree, tra cui *Salpingoporella annulata* CAROZZI (che si sviluppa fino al Barremiano), alghe tipo *Cayeuxia* e oncoidi talora molto abbondanti, e foraminiferi bentonici, tra cui cuneoline primitive, miliolidi e textularidi e, nei livelli calcarenitici del settore centrale, *Protopenneroplis* sp. e frequenti trocoline neocomiane, tra cui *Trocholina odukpaniensis* DESSAUVAGE e *Trocholina cf. campanella*, *Trocholina delphiniensis* ARNAUD-VANNEAU nella parte bassa e mediana dell'unità. Il limite inferiore è segnato dal contatto con l'unità *calcareo-dolomitica* (UCD) determinato dalla scomparsa delle alghe giurassiche, che nel settore centrale corrisponde a un progressivo incremento della frazione micritica a testimonianza di un ampliamento delle facies di piattaforma carbonatica; il limite superiore è graduale e sfumato dal punto di

vista litologico ed è segnato dalla comparsa di livelli a requenie e caprotine dei *calcari a requenie, caprotine e ostreidi* (RCO). Nel settore centrale si ha un passaggio eteropico alle facies di scarpata dei *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* (ECC), con la probabile interposizione di limitati intervalli in facies di margine sulle scarpate rocciose del versante occidentale delle Gole del F. Sagittario, non rilevabili a causa della loro inaccessibilità.

Lo spessore complessivo è valutabile intorno a 400 m. Sulla base del contenuto fossilifero in alghe e foraminiferi bentonici, l'età è riferibile al Cretacico inferiore (Berriasiano - Barremiano *p.p.*).

1.1.5. - *calcari a requenie, caprotine e ostreidi* (RCO)

I *calcari a requenie, caprotine e ostreidi* affiorano diffusamente nel settore occidentale del Foglio.

Sono calcari micritici biancastri e nocciola chiaro ben stratificati (20-50 cm), a tessitura *mudstone* e *wackestone*, spesso a *fenestrate*, localmente interessati da vene di calcite o da spalmature verdastre. Sono alternati a calcareniti nocciola intraclastiche a tessitura *grainstone* disposti in strati spessi 20-100 cm. Alcuni intervalli sono disposti in ciclotemi *fining upward* di spessore metrico. A diverse altezze si intercalano livelli dolomitizzati.

Nel settore nordoccidentale, a nord dell'allineamento Aschi-Colle Truscino affiorano livelli organogeni o bioclastici a tessitura *rudstone* ricchi in fauna a ostreidi, caprotine (Fig. 11) e più raramente requenie, che divengono via via più frequenti verso nord. A luoghi nella parte alta si intercalano livelli di calcareniti oolitiche grigie a tessitura *grainstone* e *packstone*, con ooliti rotte e rigenerate.

Il contenuto fossilifero è costituito, per quanto riguarda i microfossili, da rapidionine, miliolidi, cuneoline primitive (*Cuneolina laurenti* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO) e *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA (nella parte alta dell'unità), che caratterizzano l'intervallo (Barremiano - Aptiano); tra i macrofossili sono presenti abbondanti resti di molluschi, gasteropodi tra cui nerinee (*Nerinea (Ptygmatis) prefleuriaui* DELPEY, *Aptixiella davy* BLANCHENHORN, *A. schicki* FRAAS; COLACICCHI, 1967b), requenie, caprotine (Fig. 11) e ostreidi molto frequenti in livelli caratteristici. La sempre maggiore abbondanza di macroforaminiferi riferibili ad ambiente di margine, testimonia un progressivo passaggio da zone di piattaforma a zone di più alta energia in contesto di retroscogliera.

Il limite superiore è dato dal passaggio a *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e Charophyta* (CMS); nel settore NO tuttavia la parte alta si spinge più in alto nell'Aptiano ed è eteropica ai *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e Charophyta* a causa del passaggio a facies di più alta energia.

Il limite superiore è definito dal contatto inconforme che segna la trasgressione delle unità mioceniche (CBZ₃) (M. Civitella). Il limite inferiore è

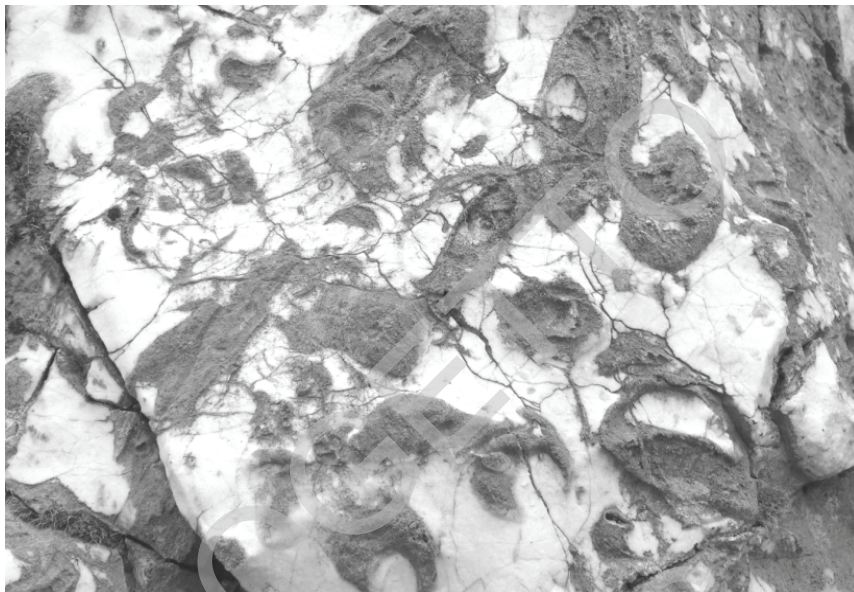


Fig. 11 - Loc. Le Vicenne (1090 m s.l.m.). Calcari micritici bianchi ricchi in *caprotine*.

dato dal passaggio ai *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG). Lo spessore massimo affiorante è valutabile in circa 150-200 m.

L'associazione fossilifera, per la presenza di cuneoline primitive e *D. hahounerensis*, indica un'età riferibile al Cretacico inferiore (Barremiano *p.p.* - Aptiano inferiore *p.p.*).

1.1.6. - *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e Charophyta* (CMS)

Si rinvencono in tutto il settore occidentale con buona continuità ma spessori ridotti; sono presenti in un esiguo affioramento di difficile interpretazione nel settore centrale (P.ta Cerreto).

Sono costituiti da calcari micritici avana, a tessitura *mudstone* e *wackestone* a intraclasti e *pellets*, ricchi in alghe calcaree (*Salpingoporella dinarica* RADOIČIĆ), fittamente stratificati in strati decimetrici. Verso l'alto sono presenti livelli di calcari arrossati, di calcari marnosi e di calcari dolomitici; talora si intercalano livelli di brecciole. Il contenuto fossilifero è costituito anche da foraminiferi bentonici tra cui miliolidi, *Orbitolina* sp., *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI, cuneoline (*Cuneolina laurenti* SARTONI & CRESCENTI, *C. scarsellai* DE CASTRO) e *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA.

Lo spessore non supera in genere alcune decine di metri. I limiti inferiore e

superiore sono definiti rispettivamente dalla comparsa e dalla scomparsa dei livelli ricchi in *Salpingoporella dinarica*. Nel settore nordoccidentale del Foglio, l'unità è eteropica con la facies di alta energia dei *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (RCO), evidenziando un progressivo passaggio da ambienti di piattaforma interna a ambienti di retroscogliera.

Un livello di ridotta estensione e continuità laterale, si osserva anche nel settore centrale (P.ta Cerreto), dove calcareniti e calcari micritici ricchi in alghe calcaree (*Salpingoporella dinarica* RADOIČIĆ) e in cuneoline sono in contatto discordante su facies di margine del Giurassico superiore; si verifica, quindi, una interruzione della sedimentazione in facies di margine, che lascia il posto a depositi forse risedimentati provenienti da ambienti di laguna; nei settori contigui, verso E, si passa bruscamente a facies di scarpata prossimale con i *calcari bioclastici superiori* (BLS) e i *calcari cristallini* (CTN).

L'età, sulla base del contenuto in alghe calcaree e foraminiferi, è riferita al Cretacico inferiore (Aptiano *p.p.*).

1.1.7. - *calcari ciclotemici a requienie* (CIR)

Affiorano diffusamente su tutti i rilievi del settore sudoccidentale dell'area del Foglio ed in particolare nelle porzioni di alta quota (M. Marcolano, Rocca Genovese, M. Turchio).

Si tratta di una successione monotona di calcari micritici a tessitura *mudstone* e *wackestone*, di colore nocciola o biancastro, ben stratificati, in strati medi (20-50 cm); si intercalano calcareniti *grainstone* intraclastiche a peloidi; alcuni intervalli sono organizzati in successioni di ciclotemi *fining-upward*; localmente si intercalano calciruditi ad orbitoline. A più livelli, soprattutto nella parte alta sono presenti orizzonti di calcari micritici biancastri a tessitura *floatstone*, ricchi in piccole *requienie* (Fig. 12). Nella parte alta divengono prevalenti calcari micritici *mudstone* e *wackestone* con strutture da disseccamento, anch'essi disposti in ciclotemi *fining upward*, con livelli arrossati al tetto, che indicano superfici di esposizione subaerea. Gli affioramenti presenti sul versante ovest di M. Palombo sono costituiti da calcareniti e calcari micritici con frammenti di rudiste primitive e rare cuneoline.

L'associazione paleontologica è costituita da alghe calcaree e foraminiferi bentonici: cuneoline, miliolidi, *Praechrysalidina* cf. *infracretacea* LUPERTO-SINNI, *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA, nella parte bassa dell'unità, che indicano un'età a partire dall'Aptiano e *Cuneolina pavonia parva* HENSON, nella parte alta, che indica un'età almeno albiana.

Il limite inferiore è segnato da un passaggio graduale, mentre al tetto è presente un livello costituito da calcari arrossati e carsificati, livelli argillosi verdastri e rossi o localmente da lenti di bauxiti di spessore metrico (ba, 1° Orizzonte Bauxitico); tali livelli sono ben visibili nell'area tra il M. Fontecchia e

il M. Turchio. Lo spessore è variabile fino a 200-250 m.

L'età è riferibile, in base al contenuto in foraminiferi, alla parte alta del Cretacico inferiore (Aptiano *p.p.*- Albiano).



Fig. 12 – C.le Biferno (1380 m s.l.m.). Particolare di un livello di calcari ricco in piccole requenie, ben evidenti in superficie di erosione.

1.1.8. - calcari intrabauxitici (IBX)

Si rinvencono in limitati affioramenti nelle aree di vetta dei rilievi di Rocca Genovese, M. delle Vitelle e a nord di M. Turchio.

Sono costituiti da una successione monotona di calcari micritici biancastri, a tessitura *mudstone* e *wackestone-packstone* a bio-intraclasti e foraminiferi bentonici. Si intercalano livelli marnosi e, nella parte bassa, livelli di conglomerati e brecciole a clasti neri in strati decimetrici.

Il contenuto fossilifero è dato da foraminiferi bentonici tra cui alveoline, crisalidine e rapidionine; in particolare *Sellialveolina viallii* COLALONGO, *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY e *Cisalveolina lehneri* REICHEL indicano un'età cenomaniana mancante della parte inferiore del piano.

Al tetto sono talora presenti livelli di calcari micritici e calcari marnosi verdognoli e arrossati e crostoni tipo *hard ground* e solo localmente si ritrovano piccole sacche di bauxiti che possono essere correlabili con il 2° *Orizzonte Bauxitico* distinto nei Fogli geologici 368 "Avezzano" e 369 "Sulmona" (SGI, 2006a,c). La base è segnata dal 1° *Orizzonte Bauxitico* (ba). Lo spessore è modesto e oscilla tra 50 m e 100 m. L'età è riferibile al Cretacico superiore *p.p.* (Cenomaniano *p.p.*). Al 1° *Orizzonte Bauxitico* è associata, dunque, una lacuna stratigrafica che va dal tetto dell'Albiano alla parte bassa del Cenomaniano.

1.1.9. - calcari a radiolitidi (RDT)

I calcari a radiolitidi affiorano nel settore sudoccidentale nelle aree di vetta dei rilievi di M. Ceraso e M. delle Vitelle. Sono state distinte una *litofacies micritica* (RDT_a) e una *litofacies detritica* (RDT_b).

La *litofacies micritica* (RDT_a) caratterizza in maniera prevalente l'unità ed è costituita da calcari micritici *mudstone-wackestone* e calcareniti *packstone*, di colore nocciola biancastro, in strati di spessore decimetrico, organizzati in successioni cicliche. Si intercalano, a differenti altezze, calcareniti *grainstone* e calciruditi bioclastiche *floatstone*, con orizzonti a nerinee (Fig. 13) e ricchi di rudiste (radiolitidi), talora in posizione di vita.

A più livelli si intercalano calcareniti *grainstone* e *packstone* e calciruditi bioclastiche *rudstone* in strati spessi o banconi metrici, localmente con strutture legate a fluitazione riferibili alla *litofacies detritica* (RDT_b). I bioclasti sono costituiti da grandi frammenti di rudiste e frammenti di bivalvi. Lo spessore osservato non supera alcune decine di metri.

Il contenuto fossilifero è costituito, oltre ai frammenti di rudiste, tra cui abbondanti radiolitidi, da coralli, frammenti di bivalvi, foraminiferi bentonici (cuneoline, tra cui *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *C. spp.*, miliolidi, cisalveoline, tra cui *Cisalveolina fallax* REICHEL, nella parte bassa, e *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS) e alghe calcaree, associazione caratteristica dell'intervallo Turoniano - Santoniano).

Il limite inferiore è segnato dalla presenza di lenti e orizzonti bauxitici; il limite superiore è un contatto erosivo definito dalla trasgressione della successione cenozoica (CBZ₃). Lo spessore affiorante è variabile da pochi metri a oltre 300 m.

L'età della formazione è riferibile, per la presenza di *Cisalveolina fallax* e *Dicyclina schlumbergeri*, al Cretacico superiore (Turoniano - Santoniano).

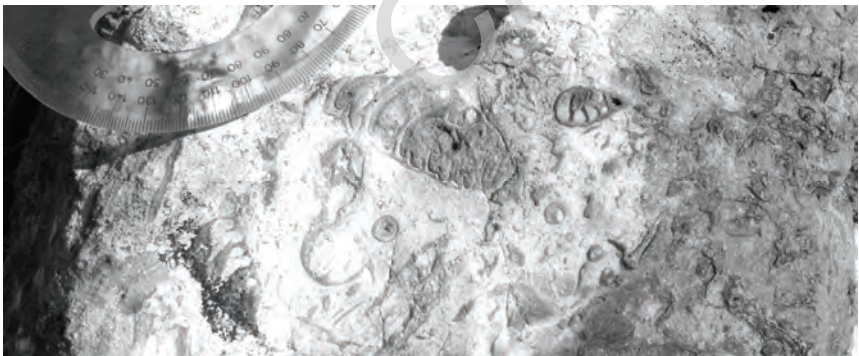


Fig. 13 – M. delle Vitelle (1800 m s.l.m.). Particolare di un livello di *floatstone* ricco in gasteropodi, tra cui nerinee, nei calcari a radiolitidi in *litofacies micritica* (RDT_a).

1.2. - SUCCESSIONE MESOZOICA IN FACIES DI MARGINE DI PIATTAFORMA CARBONATICA (B)

Nell'area del Foglio i termini in facies di margine di piattaforma affiorano prevalentemente nel settore centrale lungo tutta la dorsale della Montagna Grande, dal M. Mezzana a nord al M. Marsicano a sud (Fig. 9); in alcuni tratti della dorsale tuttavia si riscontrano delle eteropie con termini in facies di piattaforma carbonatica del Giurassico superiore - Cretacico inferiore (Rosa Pinnola); nel settore settentrionale (M. Mezzana) e verso est si individuano, infine, contatti erosivi ed eteropie con termini in facies di scarpata prossimale.

Tali aspetti sono evidenziati nello schema dei rapporti stratigrafici della dorsale della Montagna Grande (Fig. 14).

Limitati affioramenti di facies di margine si individuano anche allo spigolo NE del Foglio con termini riferibili al Cretacico inferiore.

Le unità riferibili alle facies di piattaforma sono le seguenti:

- *unità oolitica* (UOO);
- *calcareniti a echinodermi e coralli* (ECO);
- *calcari a ellipsactinie* (ELL);
- *calcari a coralli e diceratidi* (CCD);
- *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO).

Le successioni in facies di margine di piattaforma sono interrotte verso l'alto da un passaggio graduale a unità riferibili a facies di scarpata prossimale del Cretacico inferiore o superiore o, in alcuni casi, da un contatto erosivo con i termini in facies di scarpata o direttamente con la successione cenozoica; in questo caso il contatto si verifica su diverse unità e in alcuni casi direttamente su termini del Giurassico medio (Monte Marsicano).

Si evidenzia, in sintesi, una paleogeografia molto articolata delle aree di margine di piattaforma, con importanti fasi di erosione, che hanno portato all'elisione di intere porzioni di successioni, e con la presenza di aree che potrebbero aver funzionato da *by pass* tra l'area di piattaforma e la scarpata per lunghi intervalli di tempo, o potrebbero essere state interessate da fenomeni di tettonica sin-sedimentaria.

1.2.1. - *unità oolitica* (UOO)

L'*unità oolitica* affiora con estensione e spessori non elevati nel versante occidentale della dorsale della Montagna Grande, nella zona del Mezzana a nord, nella zona tra M. Pietra Gentile, M. Palombo e M. Campitello a sud.

È costituita da calcareniti oolitiche a tessitura *grainstone* ben sciacquate, localmente porose, disposte in strati pluridecimetrici o in bancate metriche. Si intercalano calcareniti e calciruditi oolitiche e bioclastiche a tessitura *grainstone*

e *rudstone*, con frammenti di echinodermi e articoli di crinoidi di dimensione fino a centimetrica.

Il limite inferiore non è ben osservabile; nel settore settentrionale questa è l'unità più antica affiorante alla base della successione del M. Mezzana; nel settore meridionale il contatto con i sottostanti *Calcarei a Palaeodasycladus* è in gran parte coperto da detrito e coltri eluvio-colluviali (Fig. 15). Il limite superiore è invece segnato da un passaggio graduale, dovuto alla riduzione dei livelli oolitici e all'aumento dei livelli bioclastici, alla *calcareniti a echinodermi e coralli* (ECO); con la parte bassa di essi, l'unità oolitica si presenta in eteropia laterale verso i settori settentrionali e meridionali.

Gli spessori massimi affioranti raggiungono oltre 200 m; l'estensione temporale rientra nel Giurassico medio *p.p.* (Aaleniano *p.p.* - Bajociano *p.p.*) essenzialmente in base alle relazioni con le unità inferiore e superiore, data l'assenza di vincoli biostratigrafici certi.

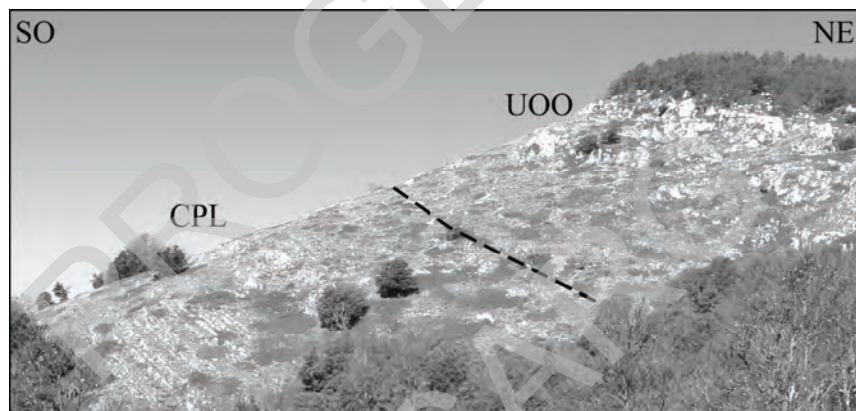


Fig. 15 – Loc. Coppa della Genzana (1700 m s.l.m. presso C.le Macerone). Area del limite tra *Calcarei a Palaeodasycladus* (CPL) e unità oolitica (UOO).

1.2.2. - *calcareniti a echinodermi e coralli* (ECO)

Le *calcareniti a echinodermi e coralli* affiorano alla base del versante occidentale della Montagna Grande, in genere con ampia estensione e spessori elevati. Modesti affioramenti si individuano nello spigolo NE del Foglio.

Sono costituite da calcareniti a tessitura *grainstone* intra e bioclastiche spesso marcatamente porose e calcareniti oolitiche *grainstone*; si intercalano calciruditi bioclastiche a matrice micritica, a tessitura *rudstone*, poco elaborate e ricche in frammenti di echinodermi tra cui, in particolare, articoli di crinoidi ed echinidi; sono disposti in strati spessi o mal stratificati. Il litotipo principale è alternato a calcareniti a tessitura *packstone* e *wackestone* e a spesse lenti di calcari organogeni in assetto massivo, ricche in coralli ed echinodermi, che

formano bioerme di piccole - medie dimensioni (*patch-reef*).

Il contenuto fossilifero è costituito da macrofossili: coralli (interi e in frammenti, Fig. 16), idrozoi, bivalvi, crinoidi ed echinidi; tra i microfossili si individuano *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK e frequente *Trocholina* sp. che indicano genericamente un intervallo Giurassico medio-superiore.

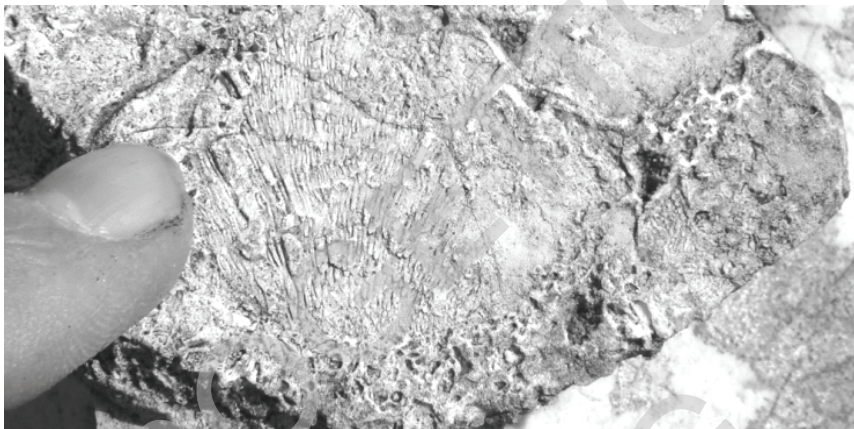


Fig. 16 - M. Mezzana (1500 m s.l.m.). Particolare di un corallo nelle calcareniti a echinodermi e coralli (ECO).

Il limite inferiore è segnato dal contatto erosivo paraconcordante sugli ultimi termini micritici e calcarenitici dei *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL). Localmente la parte bassa è eteropica con l'unità oolitica (UOO). Il limite superiore è estremamente articolato nei diversi settori nella dorsale della Montagna Grande, in virtù della estrema variabilità della stratigrafia del Giurassico superiore. Nei settore nord (M. Mezzana) e sud (M. del Campitello) il limite superiore è segnato dalla comparsa di calcari bioclastici a *Ellipsactinia* sp. (ELL); nel settore centrale (Monti Preziosi - La Terratta) si ha un passaggio graduale ma rapido ai calcari oolitici grigi, litofacies dei *calcari a ellipsactinie* (ELL_a); all'estremità sud (M. Marsicano) si ha, infine, un contatto inconforme direttamente con livelli riferibili a *calcari bioclastici superiori* (BLS) e *calcari cristallini* (CTN), indicando la mancanza di tutta la successione a partire dal Giurassico medio fino almeno a tutto il Cretacico inferiore (Fig. 14).

Lo spessore è variabile e non è osservabile nella sua estensione massima, per motivi stratigrafici o tettonici. Nel settore centrale raggiunge un valore di almeno 600 m; gli spessori si riducono notevolmente verso nord (250-350 m) e verso sud (200-250 m) sia per la presenza dell'unità oolitica (UOO), sia per i contatti erosivi con i termini in facies di scarpata. L'età è riferibile al Giurassico medio *p.p.* - superiore *p.p.* (Bajociano *p.p.* - Oxfordiano *p.p.*).

1.2.3. - calcari a ellipsactinie (ELL)

I calcari a ellipsactinie affiorano diffusamente nella parte sommitale e lungo il versante orientale della dorsale della Montagna Grande (M. Mezzana, M. Miglio, M. Rotondo, M. del Campitello); nel settore centrale sono caratterizzati da una *litofacies oolitica* (ELL_a) (M. Argatone, La Terratta). Modesti affioramenti sono presenti nel settore NE del Foglio.

L'unità è costituita da calcareniti di colore biancastro intra e bioclastiche a tessitura *grainstone* e *packstone* e calciruditi da bianche a nocciola chiaro a tessitura *rudstone* ricche in idrozoi (tra cui frequente *Ellipsactinia* sp., Fig. 17), coralli, gasteropodi (tra cui nerinee) e crinoidi. Sono disposti in strati spessi o mal stratificati.

In eteropia laterale, nella zona di M. Argatone e La Terratta, si individuano calcari ben stratificati in strati decimetrici costituiti da una alternanza di oospariti bianche e oospariti grigie a tessitura *grainstone*, con ooliti rotte e rigenerate, calcareniti intraclastiche (tessitura *packstone* e *grainstone*) e calcari micritici nocciola chiaro, riferibili alla *litofacies oolitica* (ELL_a) (Fig. 18).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da idrozoi (tra cui *Ellipsactinia* sp.), antozoi, briozoi, gasteropodi (frequenti le nerinee), echinidi e crinoidi; nella zona di Terraegna si individuano livelli ricchi in macrofossili tra cui *Cryptoplocus* sp., *Cylindrobullina* sp., *Plesiodiceras* sp., *Plesiodiceras* cf. *muensteri* e *Aptyxiella* sp. riferibili all'Oxfordiano; tra i microfossili sono presenti *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK (noti in associazione tra Oxfordiano superiore e Titoniano inferiore). Nella *litofacies oolitica* (ELL_a) vi sono rari foraminiferi bentonici, tipo textularidi e rare alghe inglobate nelle ooliti, tra cui *Clypeina jurassica* FAVRE (Kimmeridgiano superiore - Titoniano).

Il limite inferiore è segnato dal passaggio alle calcareniti a echinodermi e coralli (ECO) con la graduale scomparsa, dal basso verso l'alto, delle calcareniti porose e la comparsa dei livelli di ooliti grigie o dei livelli a *Ellipsactinia* sp. Il limite superiore è segnato da un passaggio a termini in facies di scarpata, o graduale, a calcari cristallini a echinodermi e coralli (ECC), o discordante, a calcari cristallini (CTN). Solo nel settore NE il limite superiore determina il passaggio a facies di margine del Cretacico inferiore (CCD). Nella zona del M. Argatone si ha una complessa eteropia tra i calcari a ellipsactinie (ELL) e la *litofacies oolitica* (ELL_a), fra cui si interpongono intervalli riferibili a facies di piattaforma carbonatica dell'unità calcareo-dolomitica (UCD) (Fig. 14).

Lo spessore è variabile fino a 500-600 m. L'età è riferibile al Giurassico superiore *p.p.* (Oxfordiano *p.p.* - Titoniano *p.p.*).

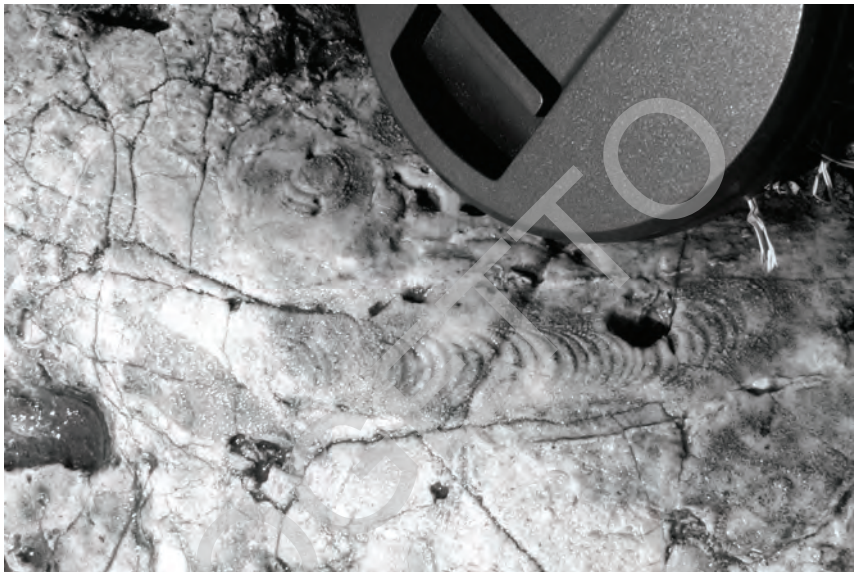


Fig. 17 - M. Mezzana (1700 m s.l.m.). Particolare di *Ellipsactinia* sp.



Fig. 18 - La Terratta (2208 m s.l.m.). Particolare di un livello della *litofacies oolitica* (ELL_o).

1.2.4. - *calcari a coralli e diceratidi* (CCD)

Sono stati rinvenuti in un'area molto limitata all'estremità nordorientale del Foglio; potrebbero essere presenti con estensione limitata anche sul versante occidentale delle Gole del Sagittario, non accessibile per la presenza di ampie scarpate in roccia a forte acclività, dove si osserva un passaggio da facies di piattaforma (*calcari ciclotemici a gasteropodi*, CCG) alla sommità del versante, a facies di scarpata prossimale (*calcari cristallini a echinodermi e coralli*, ECC) sul fondovalle.

La litologia è costituita da calcareniti e calciruditi bioclastiche, mal stratificate, di colore biancastro, talora cristalline, a tessitura *grainstone* e *rudstone*. Il contenuto fossilifero è costituito da frammenti di coralli, gasteropodi e idrozoi; sono presenti livelli ricchi di gasteropodi e diceratidi.

Il limite inferiore è rappresentato dal passaggio con i *calcari ad ellipsactinie* (ELL) mentre quello superiore dal passaggio con i *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO), definito per la comparsa dei primi livelli a orbitoline.

Lo spessore è modesto e non raggiunge i 100 m. L'età, non precisamente valutabile per la modesta entità dell'affioramento, dovrebbe corrispondere al Neocomiano (Berriasiano - Barremiano *p.p.*) essenzialmente sulla base del confronto con le unità sovrastanti e sottostanti.

1.2.5. - *calcari a rudiste e orbitoline* (RDO)

Affiorano con un'estensione limitata nel settore NE del Foglio.

Sono costituiti da calcareniti e calciruditi *grainstone* e *rudstone* bioclastiche biancastre, disposte in strati spessi; si intercalano livelli bioclastici con frammenti di rudiste.

Il contenuto fossilifero è costituito essenzialmente da macroforaminiferi, tra cui molto frequenti le orbitoline; tra i macrofossili sono presenti frammenti di coralli, bivalvi, rudiste ed echinodermi.

Il limite inferiore è segnato dal passaggio a facies di margine dei calcari a coralli e diceratidi (CCD) o a facies di piattaforma dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG). Il limite superiore è determinato dal passaggio a termini in facies di scarpata (*calcari cristallini*, CTN).

Lo spessore è variabile intorno a 100 m. L'età è riferibile al Cretacico inferiore *p.p.* - superiore *p.p.* (Barremiano superiore - Cenomaniano *p.p.*)

1.3. - SUCCESSIONE MESOZOICA IN FACIES DI SCARPATA-BACINO (C) (con il contributo di G. Rusciadelli)

La facies di scarpata-bacino affiora in tutto il settore centrale e orientale e presenta successioni molto eterogenee riferibili a contesti di scarpata distale e bacino più a est e ad ambienti di scarpata prossimale verso ovest.

Lungo la dorsale del M. Genzana si sviluppa una serie di scarpata distale, con intervalli francamente pelagici, dalla *Corniola* alla *scaglia detritica* e con intercalazioni detritiche più frequenti verso i settori sudorientali (Fig. 19).

Sulle dorsali minori lungo le valli dei torrenti Prof fluo e Tasso e del F. Sagittario (Montagna di Godi, Serra Pantanella, Valle Cupa, Montagna di Preccia, Montagna della Rovere) affiorano successioni molto eterogenee costituite da termini ricchi in intercalazioni detritiche, in livelli conglomeratici e di corpi di megabrecce, riferibili a facies di scarpata prossimale caratterizzate da rapide variazioni ed eteropie laterali, testimoni di una paleogeografia molto articolata.

La successione è costituita dalle seguenti formazioni:

- *Corniola* (COI);
- *verde ammonitico-calcarei e marne a posidonie* (VAP);
- *calcarei bioclastici inferiori* (BLI);
- *calcarei diasprini detritici* (CDI);
- *calcareniti a radiolari e resti filamentosi* (CRF);
- *maiolica detritica* (MAD);
- *calcarei cristallini a echinodermi e coralli* (ECC);
- *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF);
- *calcarei bioclastici superiori* (BLS);
- *scaglia detritica* (SCZ);
- *calcarei cristallini* (CTN).

1.3.1. - *Corniola* (COI)

La *Corniola* affiora nella terminazione settentrionale della dorsale del M. Genzana, in particolare nella zona di M. Cona e della Serra Rufigno; affioramenti di minore estensione sono presenti anche nei valloni a NE di M. Genzana.

L'unità risulta composta da calcari micritici a tessitura *mudstone* e *wackestone* di colore grigio, di natura radiolaritica e spongolitica, in strati da 20 a 60 cm; possono presentare intercalazioni di calcari marnosi fetidi di colore avana, di livelli dolomitici e di selce in lenti o noduli (Fig. 20). All'interno della formazione sono state osservate intercalazioni di calciruditi e calcareniti in banchi gradati e corpi lenticolari canalizzati di spessore da metrico a plurimetrico, costituiti da *grainstone*, *packstone* e *rudstone* a peloidi, ooidi e

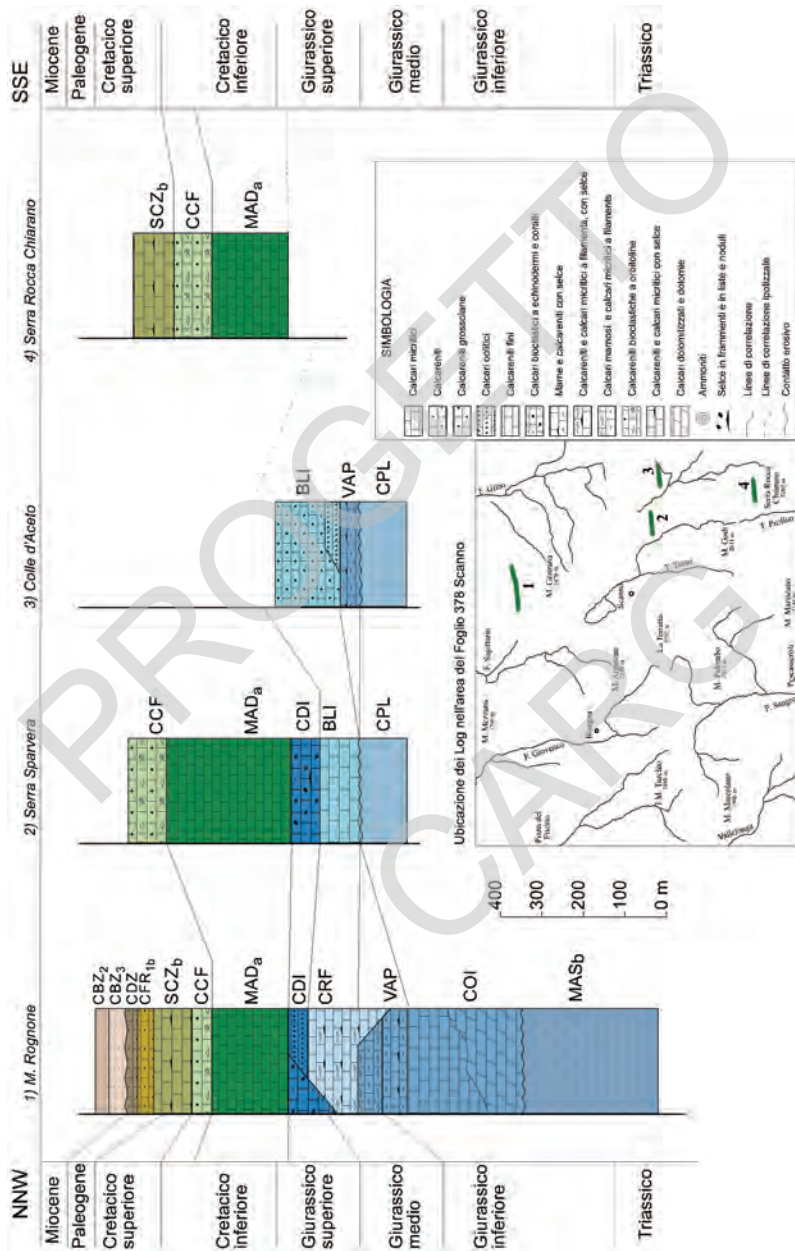


Fig. 19 - Schema dei rapporti stratigrafici delle facies di scarpata e bacino (C); in colore sfumato i termini in facies piattaforma carbonatica (A) o le unità cenozoiche di rampa carbonatica.

litoclasti policromi; presenti rari bioclasti costituiti da alghe verdi, foraminiferi bentonici ed echinodermi.

Nella parte bassa della formazione si individua, in alcuni casi (Vallone S. Margherita, Pettorano sul Gizio, Serra Rufigno), una litofacies dolomitizzata di spessore variabile, costituita da dolomie cristalline e calcari dolomitizzati grigi ben stratificati in strati da decimetrici a pluridecimetrici, con lenti di selce desilicizzata e livelli di dolomie cariate, cui si intercalano livelli e lenti non dolomitizzati (COI_a); il limite superiore della litofacies si presenta sfumato, con una progressiva diminuzione del grado di dolomitizzazione, e mostra geometria irregolare, suggerendo una origine per dolomitizzazione secondaria.

Nella parte alta si individuano (Serra Rufigno) conglomerati calcarei a matrice marnosa ben stratificati, che passano a microconglomerati poligenici a matrice marnosa ben stratificati e ricchi in selce, intercalati a spessi banchi di calcareniti oolitiche con frammenti di coralli e crinoidi, provenienti da aree di margine di piattaforma (*calcareniti a echinodermi e coralli*, ECO). Al tetto dell'unità aumentano rapidamente le intercalazioni marnose grigie, ricche in brachiopodi e ammoniti, a scapito dei calcari micritici, che segnano il passaggio alla formazione sovrastante.

Il contenuto fossilifero è costituito, nei livelli micritici, da radiolari, *Globochaete alpina* LOMBARD, foraminiferi, tra cui *Agerina martana* (FARINACCI), nodosariidi, *Siphovalvulina* sp., e resti di poriferi (spicole di spugne). Nei livelli grossolani risedimentati si riconoscono macrofossili tra cui resti di poriferi (spicole), idrozoi, gusci di bivalvi e frammenti di gasteropodi ed echinodermi; tra i microfossili sono presenti alghe calcaree tra cui *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA, e foraminiferi bentonici (*Amijiella amiji* (HENSON) e rara *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL)), risedimentati da aree di piattaforma carbonatica (*Calcari a Palaeodasycladus*, CPL); nei livelli conglomeratici della Serra Rufigno e nelle intercalazioni marnose al tetto sono presenti frequenti brachiopodi silicizzati in gran parte riferibili a *Stolmorhynchia clesiana* (LEPSIUS) (COLACICCHI, 1967b; GALLI *et alii*, 1987).



Fig. 20 - M. Cona (1694 m s.l.m.). Calcari micritici con intercalazioni di selce in liste e noduli.

Il limite superiore è definito dal passaggio graduale all'unità *verde ammonitico - calcari e marne a posidonie* (VAP), messo in luce dal rapido aumento delle intercalazioni marnose. Il limite inferiore è segnato dal passaggio alla *litofacies dolomitizzata* del *Calcare Massiccio* (MAS_b) ed è in genere graduale e sfumato poiché pone a contatto litofacies dolomitizzate riferibili a due formazioni diverse.

Lo spessore è 200-300 m. L'età è riferibile al Giurassico inferiore (Sinemuriano *p.p.* - Toarciano *p.p.*), indicata dalla presenza di radiolari e spicole di spugna, caratteristici di quest'intervallo, e da *Agerina martana* (FARINACCI).

1.3.2. - *verde ammonitico - calcari e marne a posidonie* (VAP)

La formazione affiora nel settore NE del Foglio, nell'area della Serra Rufigno al di sopra della *Corniola* e nel settore orientale al di sopra delle facies di piattaforma carbonatica dei *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL).

La formazione è costituita da alternanze di calcari marnosi, argille e marne sottilmente stratificate e bioturbate, con intercalazioni di calcareniti e calciruditi a tessitura *grainstone*, *packstone* e *rudstone*, in strati medi e spessi, con ooliti, foraminiferi bentonici e frammenti di coralli, echinidi e crinoidi, e calcari micritici *wackestone* e *mudstone* con resti di *filaments*. Nella parte mediana prevalgono i livelli calcarenitici e calciruditi con corpi canalizzati plurimetrici. Nella parte alta prevalgono calcari micritici e calcari marnosi sottilmente stratificati, con intercalazioni più rare di calcareniti a tessitura *packstone* in strati decimetrici, con *filaments* e resti di echinodermi.

Il contenuto fossilifero nei livelli micritici è costituito da radiolari, da *Globochaete alpina* LOMBARD, da foraminiferi (*Agerina martana* (FARINACCI), *Siphovalvulina* sp.) e da molluschi, brachiopodi e ammoniti, in livelli presenti nella parte bassa e nella parte alta; nei livelli risedimentati la componente bioclastica è costituita da resti di alghe calcaree e da foraminiferi bentonici, tra cui miliolidi, e da resti di idrozoi ed echinodermi (COLACICCHI, 1967b; GALLI *et alii*, 1987).

Il limite inferiore è segnato dall'aumento della frazione argillosa rispetto alla sottostante *Corniola* (COI); in alcuni casi corrisponde a livelli argillosi nerastri contenenti piccoli frammenti di ammoniti (M. Cona). Sui *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL) il limite è definito dalla comparsa dei livelli micritici pelagici, che testimoniano l'annegamento dell'ambiente di piattaforma. Il limite superiore è definito dall'aumento dei livelli calcarenitici risedimentati, sopra i livelli micritici e marnosi affioranti nella parte alta, e segna il passaggio ai *calcari bioclastici inferiori* (BLI) o alle *calcareniti a radiolari e resti filamentosi* (CRF). Lo spessore è variabile fino a un massimo di circa 100 m. L'unità è riferibile a parte del Giurassico inferiore e medio, (Toarciano *p.p.* - Bajociano *p.p.*).

1.3.3. - *calcari bioclastici inferiori* (BLI)

Tale unità affiora nell'area della Serra Sparvera e di Bocche di Chiarano e nel settore meridionale, nell'area di M. Godi, con estensione piuttosto limitata.

È costituita da calcareniti e calciruditi bioclastiche di colore avana, a tessitura *grainstone-packstone* e *rudstone*, mal stratificati o in strati da medi a spessi; si intercalano calcari marnosi verdastri e calcareniti oolitiche. Localmente è presente selce di colore grigio in noduli o frammenti angolosi. Nella parte alta sono presenti corpi lenticolari canalizzati di calcari detritici a tessitura *rudstone*, con gradazione diretta o inversa. I bioclasti risedimentati sono costituiti da alghe calcaree (tra cui *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, riferibile almeno al Kimmeridgiano - Titoniano), foraminiferi bentonici (frequenti trocoline, *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Kurnubia* sp.), celenterati, tra cui coralli (nella parte bassa), ellipsactinie (nella parte alta) e *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (Calloviano - Kimmeridgiano); presenti, infine, resti di macrofossili e in particolare frammenti di gasteropodi (nerinee).

I limiti inferiore e superiore sono sfumati. Il limite inferiore è segnato dall'aumento dei livelli calcarenitici risedimentati sopra i livelli marnosi del *verde ammonitico* (VAP). Nel settore meridionale questa unità è direttamente sovrapposta in contatto discordante ai *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL); lateralmente è in parziale eteropia con *calcari diasprini detritici* (CDI) e *calcareniti a radiolari e resti filamentosi* (CRF). Il limite superiore segna il passaggio ai *calcari diasprini detritici* (CDI) con l'aumento dei livelli selciferi e talora direttamente alla *maiolica detritica* (MAD) con la comparsa di livelli micritici bianchi. Nell'area di M. Godi il limite è con i *calcari cristallini a echinodermi e coralli* (ECC). L'unità è eteropica con le *calcareniti a radiolari e resti filamentosi* (CRF) e parzialmente con i *calcari diasprini detritici* (CDI).

Lo spessore affiorante è variabile da alcune decine di metri a un massimo di oltre 200 m. L'unità copre un intervallo temporale che si estende in parte del Giurassico medio e superiore (Bajociano *p.p.* - Titoniano *p.p.*), vincolato solo in parte da fossili risedimentati, ma è variabile in relazione ai passaggi eteropici e alla geometria delle altre unità giurassiche.

1.3.4. - *calcareniti a radiolari e resti filamentosi* (CRF)

Le *calcareniti a radiolari e resti filamentosi* affiorano nel settore settentrionale dell'area del Foglio, nella parte nord della dorsale di M. Genzana.

L'unità è rappresentata da una sequenza torbiditica carbonatica di calcareniti e calciruditi a tessitura *packstone*, *grainstone* e *rudstone* in strati spessi e lenti, alternati a calcari micritici a tessitura *mudstone* e *wackestone* in strati sottili a lamellibranchi pelagici (*filaments*), calcari selciferi grigio chiari a radiolari e liste e noduli di selce. Si individuano sequenze ben stratificate, con strutture laminari e debolmente ondulate che possono corrispondere a ambienti

di scarpata distale. Si intercalano livelli di spessore da decimetrico a metrico, formati da calcareniti e calciruditi bioclastiche a cemento spatico o raramente con matrice micritica, ricche in frammenti di idrozoi, coralli e crinoidi; hanno geometria lenticolare e generalmente scarsa continuità laterale (Fig. 21). Tali facies detritiche rappresentano episodi di *debris flows* o facies più prossimali nella sequenza torbidity.

Il contenuto fossilifero è costituito, oltre ai resti di lamellibranchi pelagici (*filaments*), da molluschi ammonioidei e *Saccocoma* sp., presente nella parte alta e riferibile al Kimmeridgiano finale - Titoniano iniziale; nelle calcareniti risedimentate vi sono alghe (*Tubiphytes morronensis* CRESCENTI), foraminiferi bentonici (*Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK), idrozoi ed echinodermi.

Il limite inferiore con il *verde ammonitico* (VAP) è segnato dalla diminuzione della componente marnosa e dall'incremento dei livelli detritici. Il limite superiore è il passaggio a diversi termini della successione in facies di scarpata. Questa unità ha, infatti, una estensione temporale variabile ed è parzialmente eteropica con *calcari diasprini detritici* (CDI), *calcari bioclastici inferiori* (BLI), *verde ammonitico - calcari e marne a posidonie* (VAP).

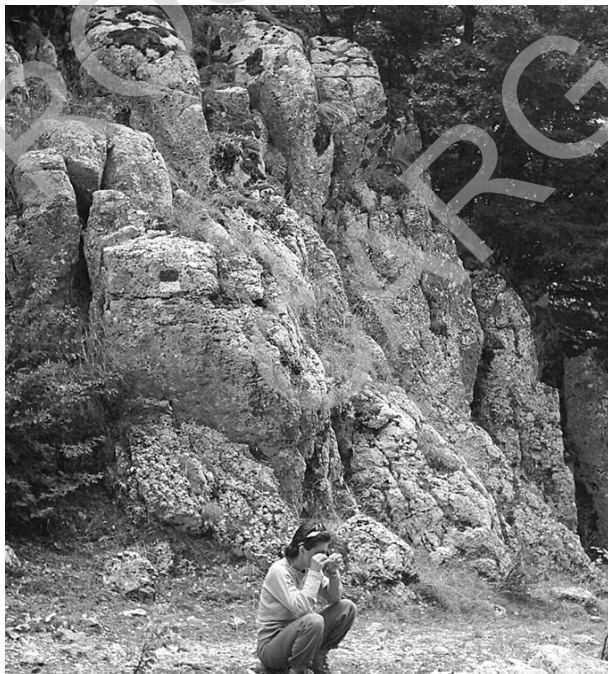


Fig. 21 - Loc. Vallone di Cavallo Morto (1500 m s.l.m.). Intercalazioni detritiche di spessore metrico nelle calcareniti a radiolari e resti filamentosi (CRF)

Lo spessore dell'unità è variabile fino a un massimo di 300-350 m. Anche l'estensione temporale dell'unità è variabile nelle diverse aree di affioramento, in un intervallo compreso nel Giurassico medio-superiore (Aaleniano *p.p.* - Titoniano *p.p.*) per il contenuto fossilifero dei livelli risedimentati e per la presenza, verso il tetto dell'unità, di livelli a *Saccocoma* sp..

1.3.5. - *calcarei diasprini detritici* (CDI)

L'area di affioramento è nel settore settentrionale del Foglio, nella parte nord della dorsale di M. Genzana.

Si tratta di calcari selciferi e micritici a tessitura *mudstone* e *wackestone*, con selce varicolore in lenti e noduli e intercalazioni di calcareniti bioclastiche a ooliti a tessitura *packstone* e *grainstone*; sono disposti in strati da centimetrici a decimetrici. Nella parte alta aumentano gli strati calcarenitici bioclastici e si intercalano calciruditi intra e bioclastiche grossolane, in strati spessi o in bancate plurimetriche, e bancate di breccie calcaree bioclastiche con abbondante selce in frammenti, schegge o anche noduli sferici di dimensione decimetrica.

Il contenuto fossilifero è costituito, nei livelli fini, da radiolari, resti di poriferi (spicole), molluschi, tra cui rare ammoniti e aptici, *Saccocoma* sp., e nei livelli detritici da alghe (*Tubiphytes morronensis* CRESCENTI), foraminiferi bentonici, tra cui miliolidi, valvulinidi e *Protopeneroptis striata* WEYNSCHENK, da idrozoi, coralli, ellipsactinie ed echinodermi.

Il limite inferiore è graduale e segnato dall'aumento della selce e dalla riduzione delle litofacies detritiche che caratterizzano *calcareniti a radiolari e resti filamentosi* (CRF) e *calcarei bioclastici inferiori* (BLI). Tali unità sono anche in rapporti di parziale eteropia muovendosi longitudinalmente alla dorsale del M. Genzana - Serra Rocca Chiarano. Il limite superiore con la *maiolica detritica* (MAD) è marcato dalla terminazione delle lenti e bancate plurimetriche che caratterizzano la parte alta dell'unità.

Lo spessore osservato è variabile da circa 100 m a 200 m, localmente inferiore. L'intervallo temporale è molto variabile ed è compreso nel Giurassico medio e superiore; in genere è riferibile al Kimmeridgiano *p.p.* - Titoniano *p.p.*, (per il contenuto fossilifero sia dei livelli micritici che dei livelli risedimentati), ma localmente si sviluppa a partire dal Calloviano (sette settentrionale), in parziale eteropia con le *calcareniti a radiolari e resti filamentosi* (CRF).

1.3.6. - *maiolica detritica* (MAD)

La *maiolica detritica* affiora nel settore centro orientale, in continuità stratigrafica su diverse unità del Giurassico superiore (*calcareniti a radiolari e resti filamentosi*, CRF; *calcarei diasprini detritici*, CDI; *calcarei bioclastici inferiori*, BLI). Sono state riconosciute litofacies micritiche con intercalazioni

calcarenitiche riferibili alla *litofacies micritico calcarenitica* (MAD_a) già definita nelle aree a nord del Foglio 378 (Foglio 369 “Sulmona”, SGI, 2006c).

La litologia è costituita da calcari micritici a tessitura *mudstone* di colore bianco, a tipica frattura concoide, ben stratificati (in strati di 5-30 cm); si intercalano frequenti calcareniti a tessitura *packstone* bioclastici di colore nocciola in strati decimetrici; sono presenti livelli di selce da bianca a grigia in noduli, in liste o in strati sottili. Localmente si intercalano livelli calcarenitici grossolani di colore grigio - nocciola, in strati decimetrici.

Il contenuto fossilifero è costituito essenzialmente da radiolari e calpionellidi nei livelli micritici; nelle calcareniti risedimentate sono presenti alghe (*Tubiphytes morronensis* CRESCENTI), foraminiferi bentonici (*Protopenneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK) nella parte bassa), idrozoi e antozoi.

Il limite inferiore è graduale ed è definito dalla rapida diminuzione dei livelli detritici delle unità giurassiche e dalla comparsa dei caratteristici calcari micritici bianchi. Verso l'alto, viceversa, la comparsa di livelli marnosi scuri intercalati a potenti livelli detritici segnano il passaggio alle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF).

Lo spessore è variabile intorno a 200 m; la presenza di calpionellidi e il contenuto dei livelli risedimentati indica un'età riferibile al tetto del Giurassico inferiore ed al Neocomiano (Titoniano *p.p.* - Barremiano).

1.3.7. - calcari cristallini ad echinodermi e coralli (ECC)

I *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* costituiscono l'ossatura della parte settentrionale della dorsale della Montagna Grande e affiorano diffusamente su M. Mezzana e lungo le Gole del Sagittario.

Si tratta di calcareniti e calciruditi bioclastiche (Fig. 22) a tessitura *grainstone*, *packstone* e *rudstone*, con intercalazioni di calcari saccaroidi biancastri, in banchi da decimetrici a metrici, a luoghi a stratificazione indistinta, prevalenti nella parte bassa. Si intercalano livelli di breccie calcaree eterometriche a clasti angolosi e subangolosi, con matrice calcarenitica.

Nella parte alta, particolarmente nel settore settentrionale, si individuano calcareniti con intercalazioni di calcari micritici pelagici biancastri a tessitura *mudstone*, con radiolari e calpionellidi; questi sono stati distinti in un *membro calcarenitico* (ECC₁) con intercalazioni micritiche definito nel Foglio 369 “Sulmona” (SGI, 2006c).

I bioclasti sono costituiti da resti di alghe calcaree (*Tubiphytes morronensis* CRESCENTI) e foraminiferi bentonici (*Protopenneroplis ultragranulata* (GORBACHIK)); molto abbondanti i resti di macrofossili rappresentati in prevalenza da stromatoporoidi, da idrozoi, da *Sphaeractinia* sp., da frammenti, anche grossolani, di coralli, da bivalvi e da echinodermi; calpionellidi e resti di piccole ammoniti sono presenti nei livelli micritici.

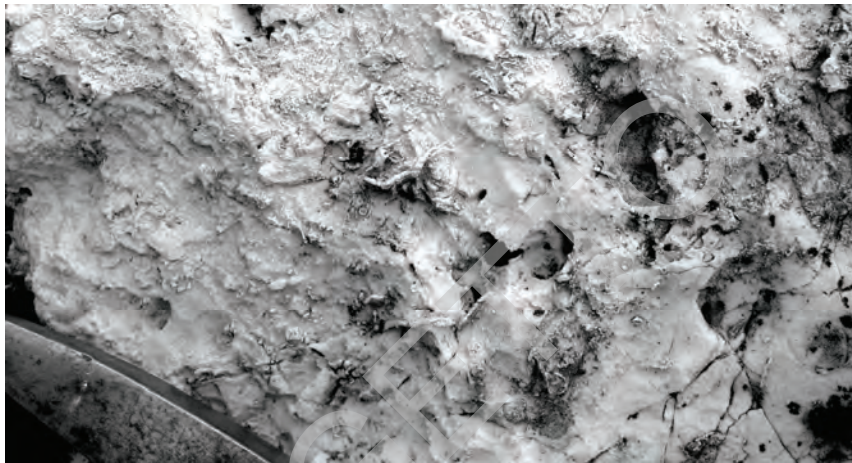


Fig. 22 – Loc. Serra di Panecaldo (1680 m s.l.m.). Particolare di un calcirudite bioclastica.

Il limite superiore è costituito da un passaggio graduale ai *calcari bioclastici superiori* (BLS) oppure da un contatto erosivo con i *calcari cristallini* (CTN). Il limite inferiore è segnato dal passaggio ai *calcari a ellipsactinie* (ELL), in genere graduale, che testimonia un progressivo mutamento verso facies di scarpata prossimale. Nella zona delle Gole del F. Sagittario tale unità presenta rapporti di eteropia con i *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG) che evidenzia il passaggio a facies di piattaforma interna muovendosi verso SO (Fig. 14). Lo spessore è variabile e può raggiungere i 400-500 m. L'età dell'unità è riferibile al tetto del Giurassico e parte del Cretacico inferiore (Titoniano *p.p.*- Barremiano), mentre per il membro calcarenitico l'attribuzione è incerta ma riferibile alla parte alta del Neocomiano (?Hauteriviano - ?Barremiano).

1.3.8. - calcareniti e calciruditi a fucoidi (CCF)

L'area di affioramento comprende il versante ovest e l'area sommitale della dorsale del M. Genzana, in continuità sopra la *maiolica detritica* (MAD); affioramenti di minore estensione sono nel settore SE del Foglio.

Si tratta di calcareniti *packstone* e calcari micritici *wackestone* da grigio-nerastri (base della formazione) a biancastri a grigio-avana (tetto della formazione) ricchi in foraminiferi planctonici, con lenti e noduli di selce grigio rosata; localmente sono presenti livelli marnosi a fucoidi; tali elementi sono intercalati a calciruditi e calcareniti *rudstone* e *packstone* (di tipo *debris flow* e *grain flow*), stratificati o disposti in spesse bancate caratterizzate da foraminiferi bentonici tra cui in particolare orbitoline, talora molto abbondanti (Fosso delle

Bregnera; Fig. 23). Nella parte bassa e mediana, ai livelli micritici possono intercalarsi livelli di argille e marne verdastre di spessore millimetrico e centimetrico. Sono riconoscibili fenomeni di *slumping* (Piana di Malvasione).

Nella parte detritica si rinvengono foraminiferi bentonici, tra cui frequente *Orbitolina* sp.; tra i macrofossili, abbondanti soprattutto nella parte alta, sono presenti frammenti di coralli (Fig. 24), briozoi, molluschi (bivalvi) ed echinodermi. Nella frazione micritica sono presenti foraminiferi planctonici, tra cui *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI) e *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI) (nella parte bassa, riferibile all'Aptiano-Albiano), *R. appenninica* (RENZ) (nella parte alta, riferibile al Cenomaniano), *Globigerinelloides* sp. (COLACICCHI, 1967b).

Lo spessore varia tra 100 m e 200 m. L'età è riferibile al Cretacico inferiore-superiore (Aptiano - Cenomaniano *p.p.*).



Fig. 23 - Loc. Fosso delle Bregnera. Si osserva una potente bancata calciruditica con clasti fino a decimetrici, per uno spessore di circa 2-2,5 m.

1.3.9. - calcari bioclastici superiori (BLS)

Affiorano essenzialmente lungo le valli del F. Sagittario e del T. Profluo (Montagna di Godi) e sul versante orientale del M. Marsicano.

Sono costituiti da calcareniti e calciruditi essenzialmente bioclastiche di colore biancastro con granulometria variabile. I livelli calciruditici (Fig. 25) presentano tessitura *rudstone*. I livelli calcarenitici presentano tessitura *grainstone* e hanno aspetto cristallino poroso. Tali litotipi sono mal stratificati o disposti in strati di spessore da decimetrico a metrico. Localmente si intercalano calcari micritici *wackestone*. Nel settore meridionale (Montagna di Godi) si intercalano corpi di megabrecce di dimensione fino a decametrica e superiore, costituiti in prevalenza da *Calcari a Palaeodasyclus* (CPL).



Fig. 24 - Loc. Ovile Genzana (1890 m s.l.m.). Resti di coralli osservabili in superficie di erosione nei livelli detritici delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF).

La componente biogena dei clasti, spesso preponderante, è costituita da foraminiferi bentonici: orbitoline (*Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC)) e cuneoline (*Cuneolina pavonia parva* HENSON) riferibili all'Albiano e al Cenomaniano; nei livelli o nella matrice micritici sono presenti foraminiferi bentonici tra cui rotalipore, ticinelle e planomaline (in particolare *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Hedbergella cretacea* (D'ORBIGNY) e *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), associazione che caratterizza l'Aptiano superiore - Albiano); tra i macrofossili sono presenti prevalentemente molluschi (gasteropodi, ostreidi e frammenti di rudiste) unitamente a frammenti di echinidi e articoli di crinoidi.

Inferiormente l'unità è in continuità con le più antiche facies di scarpata prossimale delle *calcari cristallini a echinodermi e coralli* (ECC), mentre nel settore del M. Marsicano poggia in discordanza sui termini in facies di margine del Giurassico medio (*calcareniti a echinodermi e coralli*, ECO), evidenziando un'ampia lacuna sedimentaria. Nell'area di Montagna di Godi poggia in discordanza, con un contatto estremamente irregolare, direttamente su termini liassici dolomitizzati in facies di piattaforma (MAS_b); anche in questo caso si ha un'importante lacuna sedimentaria che copre il Giurassico medio-superiore e i Cretacico inferiore. Il limite superiore è dato dal passaggio in continuità con i *calcari cristallini* (CTN), anche se localmente possono osservarsi intervalli lacunososi; localmente si ha un contatto discordante direttamente con i *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ) di rampa carbonatica del Miocene (Villalago), con un'importante lacuna sedimentaria (Fig. 14).

Lo spessore è variabile intorno a 100 m. L'età è riferibile alla parte alta del Cretacico inferiore e alla parte bassa del Cretacico superiore (Aptiano - Cenomaniano *p.p.*).

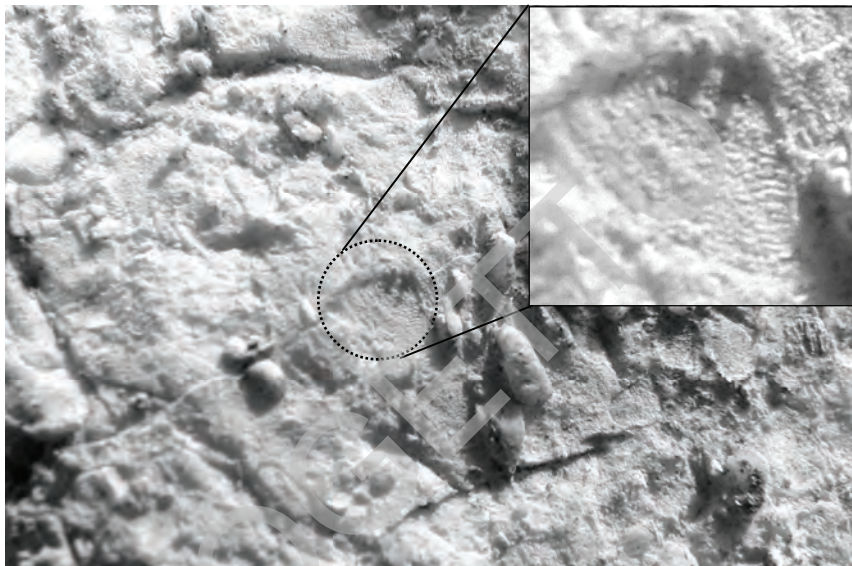


Fig. 25 - Loc. La Canala (1095 m s.l.m., presso Villalago). Livelli di calciruditi bioclastiche a orbitoline dei *calcarei bioclastici superiori* (BLS); in alto a destra un particolare di *Orbitolina* sp.

1.3.10. - scaglia detritica (SCZ)

Questa unità si osserva in continuità stratigrafica sulle *calcareniti* e *calciruditi a fucoidi* (CCF) nella parte alta e nel versante occidentale del M. Genzana e verso SE su tutta la dorsale di Serra Rocca Chiarano; è rappresentata da una *litofacies calcarenitico-calciruditea* (SCZ_a) (solo localmente nel settore NE, Rocca Pia, C.le Martinello) e da una più frequente *litofacies calcarenitico micritica* (SCZ_b).

La litofacies calcarenitico micritica (SCZ_b) è costituita da alternanze di calcari micritici a tessitura *mudstone* e *wackestone* a foraminiferi planctonici (globotruncanidi) e calcareniti a tessitura *packstone* e *grainstone* intra-biostatiche, di color bianco, rosato o nocciola, ben stratificate, in strati da medi a spessi. Si intercalano livelli millimetrici o centimetrici di argille e marne argillose, liste e noduli di selce grigiastra e calcareniti fini (*wackestone*, *packstone* e *grainstone*) da avana rosate a biancastre ricristallizzate, contenenti, fra l'altro, frammenti di coralli e gasteropodi.

La litofacies *calcarenitico-calciruditea* (SCZ_a) è costituita da calcareniti *packstone* e rari calcari micritici *wackestone* biancastri a planctonici, alternati a lenti e spesse bancate di calcareniti e calciruditi *packstone* e *rudstone* bioclastici biancastri a clasti centimetrici arrotondati (Fig. 26), a luoghi ricristallizzati, in bancate e lenti di spessore metrico. Rari sono i livelli e i noduli di selce.

Il contenuto fossilifero, nella frazione bioclastica, è costituito da orbitoidi, tra cui *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK (nella parte sommitale dell'unità, attribuibile al Maastrichtiano), da frammenti rimaneggiati di coralli, gasteropodi, radiolitidi, echinodermi. Nella porzione micritica sono presenti foraminiferi planctonici (globotruncanidi), tra cui *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) e *G. contusa* (CUSHMAN) riferibili al Campaniano e al Maastrichtiano. Localmente nella parte alta (M. Genzana) si osservano piccoli globorotalidi e, negli intervalli detritici, alghe (*Ethelia alba* (PFENDER) e macroforaminiferi (piccoli nummulitidi e discocyclinidi) che indicano il passaggio al Paleocene (COLACICCHI, 1967b).

Il limite superiore è segnato dal contatto inconforme di diversi termini della successione cenozoica. Lo spessore varia da poche decine di metri a oltre 200 m. L'età è riferibile al Cretacico superiore (Cenomaniano *p.p.* - Maastrichtiano); localmente (M. Genzana) si estende a parte del Paleogene (Paleocene *p.p.*).



Fig. 26 - Colle Martinello (1452 m s.l.m., presso Rocca Pia). Particolare dei livelli conglomeratici nella *litofacies calcarenitico-calciruditica* (SCZ_a) della *scaglia detritica*.

1.3.11. - *calcari cristallini* (CTN)

I *calcari cristallini* affiorano diffusamente lungo tutta la valle del F. Sagittario, sul versante orientale del M. Mezzana e verso sud lungo la valle del T. Tasso; limitati affioramenti sono presenti nell'estremità nordorientale e nordoccidentale e nell'area di vetta del M. Marsicano. Sulla Montagna di Godi, infine, sono caratterizzati dalla presenza di megabrecce a elementi giurassici. Dal punto di vista litologico sono state distinte una *litofacies saccaroide* (CTN_a) e una *litofacies calciruditica* (CTN_d).

La *litofacies saccharoide* (CTN_a) è costituita da calcari detritici e calcareniti bianchi a tessitura *grainstone* e *packstone*, calcari granulari pseudo-saccaroidi in strati o bancate, con intercalazioni di breccie calcaree e livelli micritici. Contengono rari orbitoidi, tra cui *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), riferibile al Maastrichtiano, nei termini superiori, ed abbondanti frammenti di rudiste. Lo spessore è variabile fino a un massimo di oltre 200 m.

La *litofacies calciruditea* (CTN_d) è costituita da calciruditi e breccie calcaree grossolane bioclastiche di colore biancastro, a matrice calcarenitica o micritica e cemento spatico, con tessitura *rudstone*; sono disposte in strati spessi o bancate metriche. Si intercalano calcareniti e rari livelli micritici di spessore centimetrico e decimetrico. I granuli sono essenzialmente di natura bioclastica, costituiti in prevalenza da frammenti di rudiste; la granulometria è più grossolana verso ovest, a ridosso della Montagna Grande, e diviene via via più fine verso est, nei rilievi posti lungo le valli del T. Tasso e del F. Sagittario.

Nella zona di La Montagnola affiorano calcareniti bioclastiche e breccie calcaree a tessitura *rudstone*, con megabreccie a elementi fino a decametrici e oltre, di unità giurassiche (in prevalenza *Calcari a Palaodasycladus*, CPL)

Il contenuto fossilifero, oltre ai frammenti di rudiste, è dato da macroforaminiferi tra cui, nella parte alta dell'unità, *Orbitoides* sp., *Orbitoides* cf. *media* (D'ARCHIAC), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK e *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK, un'associazione riferibile al Maastrichtiano; dove la matrice micritica diviene più abbondante (Gole del Sagittario, Montagna di Preccia) sono presenti foraminiferi planctonici globotruncanidi tra cui *Globotruncana renzi* GANDOLFI, *G. convexa* SANDIDGE, *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *G. contusa* (CUSHMAN) che complessivamente coprono l'intervallo dal Santoniano al Maastrichtiano (COLACICCHI, 1967b). Nell'area di Scanno e Montagna di Preccia la parte alta dell'unità contiene, oltre a frammenti di rudiste nei livelli ruditici, globorotalidi nei livelli micritici che indicano un'età paleocenica.

L'unità nel suo complesso si sviluppa da O verso E in contatto discordante sopra i termini in facies di margine del Giurassico con una netta evoluzione verso ambienti di avanscogliera e scarpata prossimale (Fig. 14); verso E, invece, si trova in appoggio, con un passaggio graduale o discordante, sui termini del Cretacico inferiore in facies di scarpata dei *calcari bioclastici superiori* (BLS) (Gole del F. Sagittario, Valle Orsara). Il limite superiore è segnato da un contatto discordante con i termini della successione cenozoica, *calcari a macroforaminiferi* (CFR) o *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ), o direttamente con i termini dell'unità *argilloso marnosa* (*marni a Cylindrites*, UAM₂) (Montagna di Preccia, versante ovest).

Lo spessore è variabile da poche decine di metri fino a 300 m. L'età è riferibile al Cretacico superiore - Paleogene (Cenomaniano - Paleocene *p.p.*).

1.4. - SUCCESSIONE CENOZOICA IN FACIES DI RAMPA CARBONATICA E SCARPATA

Per i sedimenti calcarei del Cenozoico la suddivisione in tre facies adottata nel Mesozoico non può essere mantenuta. I termini rilevati nell'area del Foglio hanno una distribuzione frammentaria con facies variabili anche in affioramenti posti a distanza esigua; nel complesso possono essere riferibili a un ambiente di rampa carbonatica, che verso i settori nord orientali passa a ambienti di scarpata (Gole del F. Sagittario, M. Genzana); la sequenza dei diversi termini e litofacies può variare sia verticalmente che lateralmente con grande rapidità mediante discordanze e brusche eteropie laterali. La variabilità delle serie stratigrafiche riconosciute in diversi settori dell'area del Foglio, spesso anche a distanze modeste, testimonia un'estrema articolazione del contesto paleogeografico in cui avveniva la deposizione (ACCORDI *et alii*, 1969b; ACCORDI *et alii*, 1988; DAMIANI *et alii*, 1992; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995; CIVITELLI & BRANDANO, 2005).

La successione cenozoica è stata suddivisa in quattro unità principali a loro volta distinte in diversi membri:

- *calcareniti a macroforaminiferi* (CFR):
 - calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR₁);
 - calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR₂);
- *scaglia cinerea detritica* (CDZ);
- *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ):
 - calcareniti a punti rossi* (CBZ₂);
 - calcareniti a briozoi* (CBZ₃);
- *unità argilloso marnosa* (UAM);
 - marne a Cyndrites* (UAM₂);
 - argille a Orbulina* (UAM₃).

Occorre osservare che le unità mioceniche dei *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ) affiorano in tutta l'area del Foglio, se pure con spessori modesti, mentre le unità paleogeniche affiorano solo nel settore centro orientale e non si rinvengono nel settore occidentale; a ovest dell'allineamento valle del F. Giovenco - valle del F. Sangro le unità mioceniche sono trasgressive direttamente sui termini cretaci in facies di piattaforma. L'ultima unità (UAM) comprende i termini argilloso marnosi che poggiano sul tetto della successione carbonatica e precedono l'inizio del coinvolgimento dell'area nella strutturazione dell'orogene.

1.4.1. - *calcareniti a macroforaminiferi* (CFR)

Le *calcareniti a macroforaminiferi* affiorano lungo i versanti orientali o sulla cresta dei rilievi lungo la valle del F. Sagittario e del T. Tasso (M. Genzana, M. Mezzana, Valico dello Scalone, Montagna di Godi) e con limitata

estensione nell'area di vetta del M. Marsicano. Gli affioramenti sono in genere modesti a causa del ridotto spessore dei depositi, sempre nell'ordine dei metri o delle decine di metri. Sulla base del contenuto fossilifero e delle caratteristiche delle litofacies sono stati distinti due membri:

- *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR₁);
- *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR₂).

I limiti inferiore e superiore sono sempre segnati da contatti erosivi paraconcordanzi rispettivamente con termini della successione mesozoica (facies di margine o scarpata) e con termini oligo-miocenici della successione cenozoica. Anche il limite tra i due membri è definito da un limite inconforme.

calcareniti a nummuliti e discocycline (CFR₁)

Le *calcareniti a nummuliti e discocycline* sono costituite da una *litofacies conglomeratica con megabreccie* (CFR_{1a}) e una *litofacies calcarenitica* (CFR_{1b}).

La *litofacies conglomeratica con megabreccie* (CFR_{1a}) affiora nel settore meridionale (Montagna di Godi) e localmente nel settore settentrionale (Anversa degli Abruzzi).

È costituita da conglomerati e brecciole calcarei, da bianco ad avana, a tessitura *rudstone*, con clasti da subangolosi a subarrotondati in matrice calcarenitica e micritica, con foraminiferi planctonici (globigerinidi e globorotalidi) (Fig. 27). Si intercalano calcareniti bioclastiche *grainstone* e *packstone*, ricche in macroforaminiferi (alveolinidi, nummulitidi, discocyclinidi, lepidocyclinidi) e frammenti di echinidi, e calcareniti fini o calcari micritici con foraminiferi planctonici e con rari denti di pesce (Fig. 28). Nell'area di Montagna di Godi sono presenti corpi di megabreccie a elementi giurassici evidenziati sia a livello macroscopico, per la presenza di blocchi sino a decametrici di *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL), sia a livello microscopico, per la presenza di frammenti di calcari con alghe in una matrice calcarenitica a macroforaminiferi (Montagna di Godi, Fig. 29).

Affiora in maniera discontinua con spessore di poche decine di metri, che solo localmente può superare i 100 m (Montagna di Godi). L'età è riferibile al Paleogene e l'intervallo temporale comprende sicuramente la parte medio alta dell'Eocene e si estende a parte dell'Oligocene.

La *litofacies calcarenitica* (CFR_{1b}) si rinviene in prossimità dell'area di vetta del M. Genzana, lungo la dorsale di Castrovalva, sul versante est del M. Mezzana e in limitati affioramenti sulla Serra Pantanella e sul M. Marsicano.

È caratterizzata da calcareniti bioclastiche a tessitura *packstone* e raramente *grainstone*, da biancastre a rosate, in strati medio spessi (30-100 cm), con livelli ricchi in macroforaminiferi; si intercalano calciruditi *rudstone* in strati spessi, calcareniti fini *packstone* (talora prevalenti) e calcari micritici *wackestone* in



Fig. 27 - Anversa degli Abruzzi. Affioramento della *litofacies conglomeratica* delle *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR_{1a}), costituita da clasti centimetrici e decimetrici da subangolosi a subarrotondati in matrice calcarenitica.

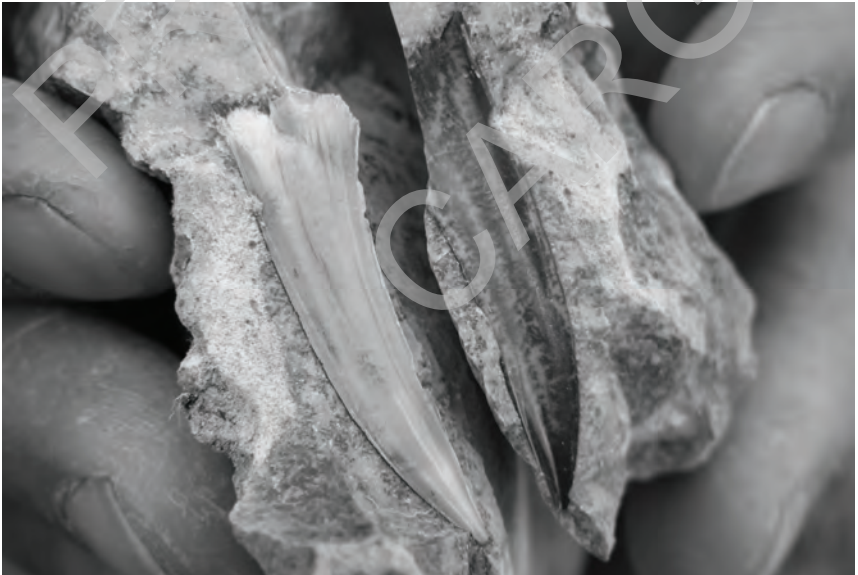


Fig. 28 - Anversa degli Abruzzi. Particolare di un dente di pesce nelle intercalazioni calcarenitico micritiche della *litofacies conglomeratica* delle *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR_{1a}).

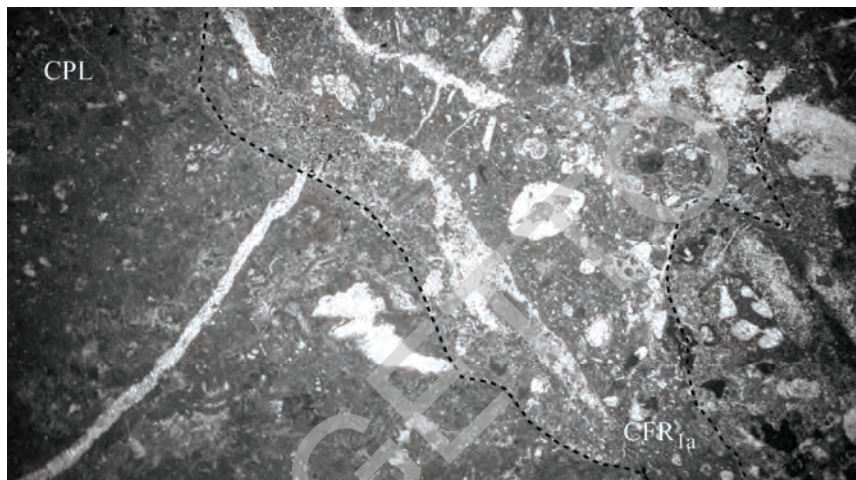


Fig. 29 – Montagna di Godi (1880 m s.l.m.). Particolare in sezione sottile di clasti di *Calcarei a Palaeodasycladus* (CPL) in una matrice calcarenitica con macroforaminiferi e foraminiferi planctonici, nella *litofacies conglomeratica* delle calcareniti a nummuliti e discocycline (CFR_{1a}).

strati sottili, con foraminiferi planctonici; sono presenti, infine, livelli di calcareniti e brecciole a clasti neri.

L'associazione paleontologica è costituita da alghe rosse, alveolinidi, nummulitidi, discocyclinidi, lepidocyclinidi, frammenti di echinidi; nelle frazioni micritiche sono presenti globigerinidi e globorotalidi.

Lo spessore è variabile, da pochi metri a circa 100 m. Complessivamente tale unità è da riferire a un ambiente di rampa carbonatica (CFR_{1b}) e scarpata (CFR_{1a}) caratterizzate da una paleogeografia molto articolata. L'età è riferibile al Paleogene *p.p.* (Eocene *p.p.* - Oligocene inferiore *p.p.*).

calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₂)

Le calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₂) affiorano in maniera limitata nel settore centrale del Foglio, nella zona di Anversa degli Abruzzi e Castrovalva e in un esiguo affioramento su M. Marsicano.

Sono costituite da calcareniti bio-intraclastiche di colore grigio e biancastro a tessitura *packstone* e *grainstone*, ben stratificate, con livelli e spesse bancate di calcareniti *grainstone* e calciruditi *rudstone* bioclastiche grossolane ricche in macroforaminiferi disposti in maniera fluitata che spesso assumono importanza litogenetica (Fig. 30). Il contenuto fossilifero è costituito da briozoi (nella parte alta), miogypsinidi (*Heterostegina* sp., *Operculina* sp.), lepidocyclinidi (*Lepidocyclina* sp., *Nephrolepidina* sp.), amphisteginidi (*Amphistegina* sp.).

Il limite inferiore è segnato da un contatto netto, di natura erosiva, con il membro inferiore; il limite superiore è definito da un contatto erosivo paraconcordante con le *calcareniti a punti rossi* (CBZ₂) (Fig. 31). Anche in questo caso l'ambiente è da riferire ad un contesto di rampa e scarpata.

Lo spessore è variabile, da pochi metri a circa 100 m. L'unità si sviluppa tra il Paleogene e il Neogene e l'età è riferibile all'intervallo Oligocene superiore - Miocene inferiore.

1.4.2.- *scaglia cinerea detritica* (CDZ)

Nel versante orientale e meridionale del M. Genzana, sopra i calcari a macroforaminiferi, sono presenti calcari micritici bianchi a tessitura *mudstone*, tipo scaglia, a luoghi marnosi, con stratificazione centimetrica fitta e regolare. Si intercalano livelli da centimetrici a decimetrici di calcareniti e calciruditi cristalline e microcristalline bioclastiche, e livelli di selce. Alla base si riscontrano bancate massicce di un conglomerato poligenico a ciottoli da sub-arrotondati a sub-angolosi in strati metrici, per uno spessore fino a 10 m, che segnano il limite con l'unità sottostante.

Il contenuto fossilifero è costituito da foraminiferi planctonici (globigerinidi e globorotalidi) e, nei livelli calcarenitici e calciruditici, da nummulitidi tra cui *Nummulites* sp.

L'ambiente è di scarpata e il limite superiore è un passaggio brusco che segna il passaggio a facies di rampa carbonatica dei *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ). Tale unità è sovrapposta e parzialmente eteropica con le *calcareniti a nummuliti e discocycline* (*litofacies calcarenitica*, CFR_{1a}).

Lo spessore è ridotto, nell'ordine dei 30-50 m. L'età è riferibile al Paleogene *p.p.* (Eocene *p.p.*).

1.4.3.- *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ)

I *calcari a briozoi e litotamni* affiorano prevalentemente lungo i versanti orientali dei rilievi, estesamente nel settore occidentale e in misura minore nel settore centrale (valle del F. Tasso e del F. Sagittario) e nel settore orientale (M. Genzana, Rocca Pia, Serra Rocca Chiarano). Segnano il passaggio ad un generale ambiente di rampa carbonatica in tutta l'area e, sulla base di caratteristiche litologiche e contenuto fossilifero, sono stati riconosciuti e distinti due membri:

- *calcareniti a punti rossi* (CBZ₂);
- *calcareniti a briozoi* (CBZ₃).

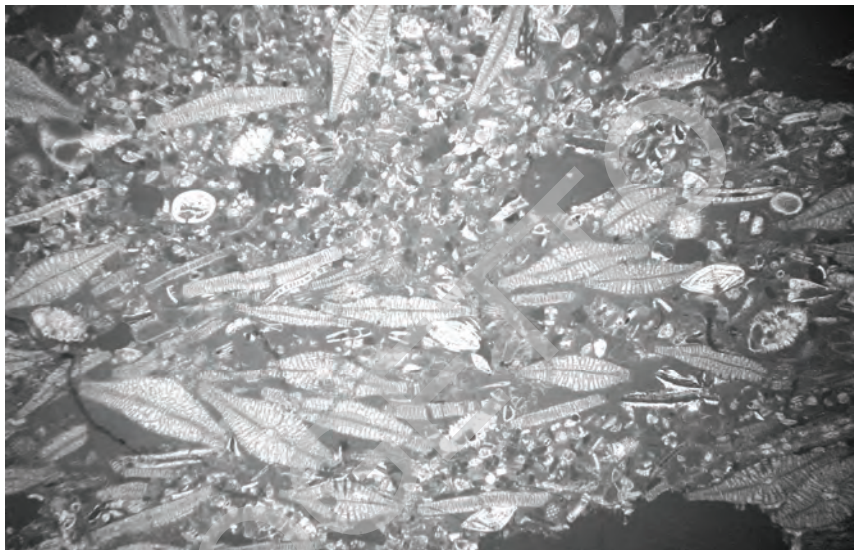


Fig. 30 - Anversa degli Abruzzi. Particolare in sezione sottile (4x) delle calcareniti a *miogypsinae* e *lepidocyclinae* (CFR₂) con i macroforaminiferi disposti in maniera isoorientata.

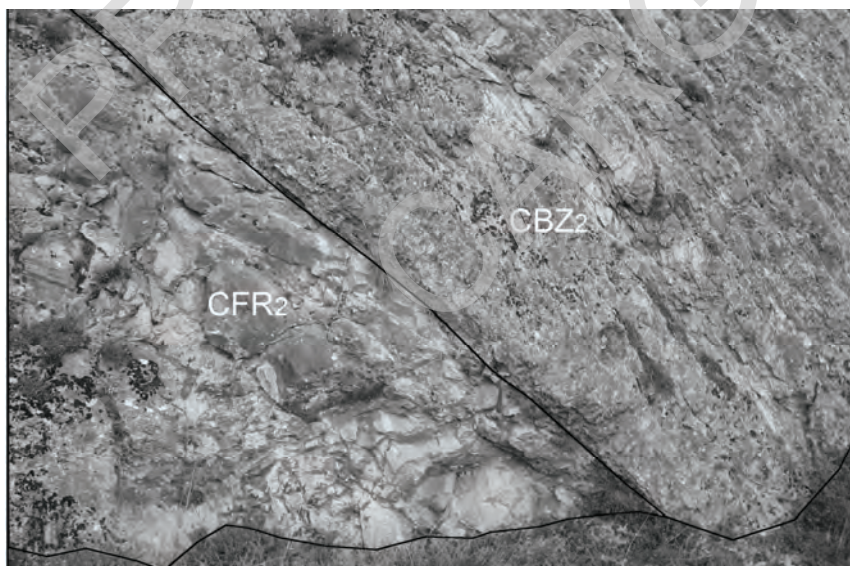


Fig. 31 - Anversa degli Abruzzi. Particolare del limite tra calcareniti a *miogypsinae* e *lepidocyclinae* (CFR₂) e calcareniti a punti rossi (CBZ₂).

calcareniti a punti rossi (CBZ₂)

Le *calcareniti a punti rossi* affiorano prevalentemente nel settore centrale.

Sono costituite da calcareniti bioclastiche a tessitura *packstone*, marnosi e calcari micritici *wackestone* con foraminiferi planctonici. Il contenuto fossilifero è costituito da rari litotamni, briozoi, foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Elphidium* sp.), foraminiferi planctonici (globigerinidi, tra cui *Globigerinoides* sp.), ditrupe, bivalvi (pectinidi), frammenti di echinidi e denti di pesce.

Il limite inferiore è segnato da un contatto paraconcordanza sui termini più antichi della successione cenozoica (*calcareniti a macroforaminiferi*, CFR, o *scaglia cinerea detritica*, CDZ). Lateralmente questo membro è parzialmente eteropico delle *calcareniti a briozoi* (CBZ₃). Il limite superiore è segnato dal passaggio all'*unità argilloso marnosa* (UAM) (Castrovalva); in alcuni casi al tetto è presente un livello calcarenitico ricco di ossidi e glauconite, che segna il limite superiore del membro. Lo spessore è variabile da pochi metri a circa 100 m. L'età è riferibile al Miocene medio.

calcareniti a briozoi (CBZ₃)

Le *calcareniti a briozoi* affiorano estesamente nel settore occidentale, direttamente in trasgressione sulla successione cretacea in facies di piattaforma carbonatica; nel settore centrale e orientale sono meno diffuse e poggiano su termini paleogenici in facies di scarpata.

Sono costituite da calcareniti bioclastiche grossolane *grainstone* e *packstone*, da grigio-verdognole a bianche e avana, e da calcareniti organogene a briozoi; sono mal stratificate in strati spessi o, nella parte alta, ben stratificate in strati da decimetrici a metrici (Fig. 32). I bioclasti sono costituiti prevalentemente da litotamni, briozoi, macroforaminiferi bentonici, frammenti di bivalvi. Si intercalano livelli marnosi a foraminiferi planctonici (globigerinidi) e livelli di calcareniti a macroforaminiferi con *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp. e *Miogypsina* sp. Nel settore occidentale si intercalano livelli ricchi di litotamni di dimensione fino a decimetrica (Fig. 33).

Nell'area a sud di Montagna di Godi (La Montagnola) si ha una facies conglomeratica costituita da clasti eterometrici, anche molto grossolani (fino a dimensioni plurimetriche), da mediamente a ben arrotondati, poligenici ma talora costituiti in gran parte da elementi di *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL); sono ben cementati e con una matrice calcarea marnosa ricca in foraminiferi planctonici tra cui globoquadrine e orbuline primitive (Fig. 34).

Al tetto dell'unità è presente un livello calcarenitico, marnoso o conglomeratico ricco di ossidi e glauconite spesso con aspetto nodulare, con uno spessore da pochi decimetri a 10 m, che costituisce la *litofacies delle calcareniti a glauconite* (CBZ_{3a}); questa segna il limite superiore del membro e più in

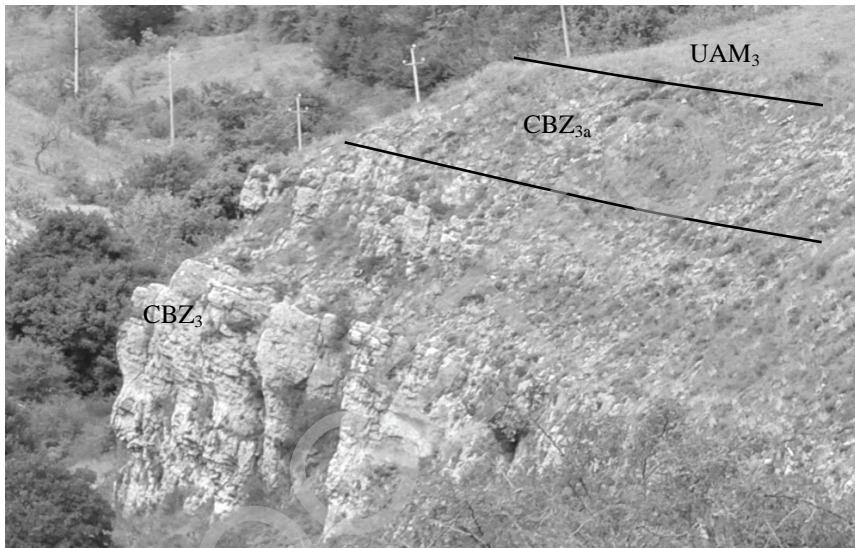


Fig. 32 – Fosso d'Aschi (1000 m s.l.m.). *Calcareniti a briozi* (CBZ₃) disposti in strati spessi; nella parte alta un livello calcarenitico marnoso con glauconite segna il passaggio alle *argille a Orbulina* (UAM₃).

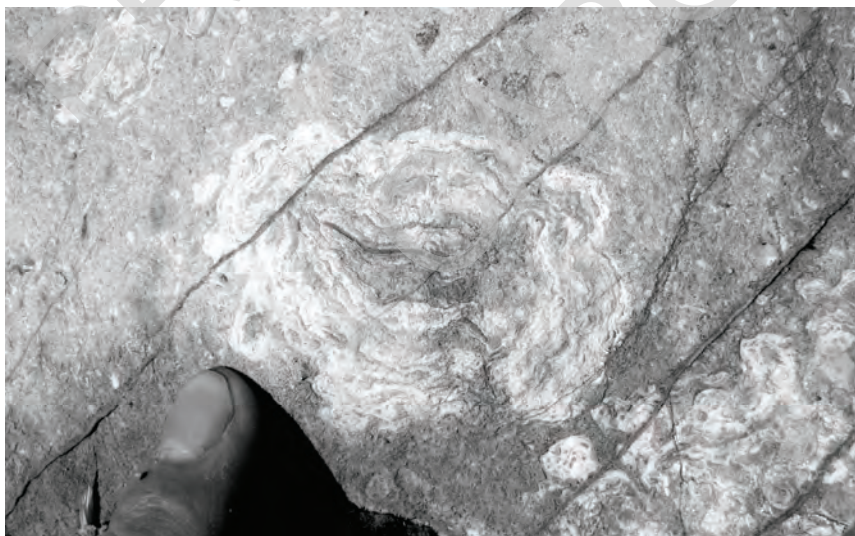


Fig. 33 - A nord di M. Civitella (Ortona dei Marsi). *Calcareniti a briozi* (CBZ₃); particolare delle calcareniti bioclastiche a grandi litotamni.

generale il tetto della successione schiettamente carbonatica, particolarmente nel settore occidentale del Foglio. Nel settore centrale presenta spessori ridotti in generale non cartografabili e spesso tale livello si interpone nel contatto discordante delle *argille a Orbulina* (UAM₃) sui *calcari cristallini* (CTN) (Ponte delle Scalette, Montagna di Preccia, versante ovest).

L'associazione paleontologica è ricca di alghe tra cui molto abbondanti i litotamni (Fig. 33); tra i microfossili sono presenti macroforaminiferi (*Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp., *Elphidium* sp., textularidi, miliolidi, rotalidi, Fig. 35) e foraminiferi planctonici (globigerinidi, tra cui *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *G. trilobus* (REUSS), *Globoquadrina* sp.); i macrofossili sono rappresentati da frequenti briozoi, da coralli, bivalvi, echinidi, denti di pesce.

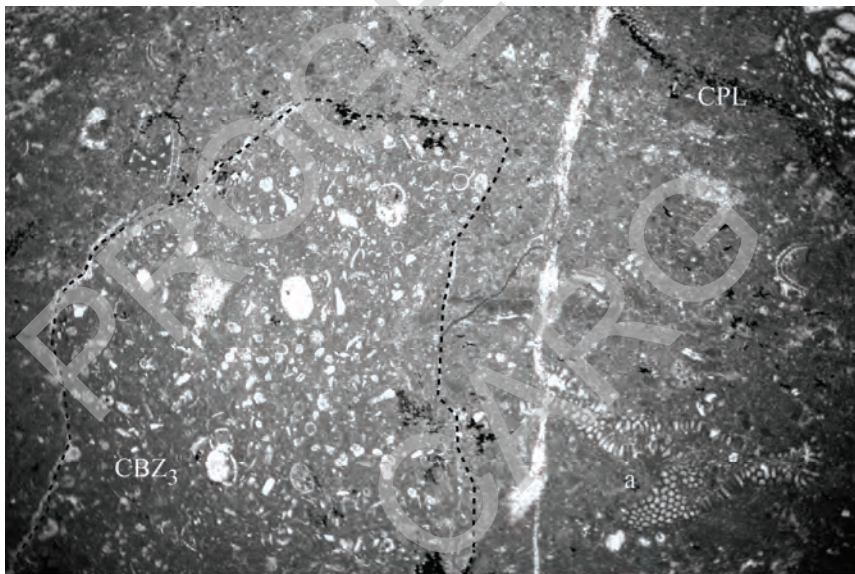


Fig. 34 - Montagna di Godi (1900 m s.l.m.). Particolare in sezione sottile (15x) della litofacies conglomeratica a clasti di *Calcarei a Palaeodasycladus* (CPL) con alghe calcaree (a) in matrice micritica marnosa a foraminiferi planctonici, riferibile alle *calcareni briozoi* (CBZ₃).

Il limite inferiore è costituito da un contatto netto erosivo, spesso visibile all'interno di uno stesso strato, con una superficie irregolare e ondulata con la presenza di piccoli filoncelli (Fig. 35); alla base si individua frequentemente un livello ricchissimo in briozoi. Lateralmente questo membro è parzialmente eteropico delle *calcareni a punti rossi* (CBZ₂). Nei settori occidentali il limite inconforme si sviluppa su termini diversi della facies di piattaforma carbonatica,

dal Cretacico inferiore (*calcari a requienie, caprotine e ostreidi*, RCO) al Cretacico superiore (*calcari a radiolitidi*, RDT); nel settore centrale l'appoggio è su termini delle facies di scarpata mesozoiche (*calcari cristallini*, CTN) o cenozoiche (*calcari a macroforaminiferi*, CFR). Tale limite è riferibile in generale all'ampia trasgressione miocenica che caratterizza l'Appennino centrale (CIPOLLARI & COSENTINO, 1995).

L'ambiente è schiettamente riferibile a una rampa carbonatica. Lo spessore è variabile, da pochi metri a circa 150 m. L'età è riferibile al Miocene medio.



Fig. 35 - M. Civitella (1275 m s.l.m.). Particolare in sezione sottile (8x) del limite inferiore delle calcareniti a briozoi (CBZ₃) con i calcari a *requienie, caprotine e ostreidi* (RCO); si osserva il limite erosivo netto in corrispondenza di un filoncello di calcari a macroforaminiferi e briozoi (CBZ₃) nei calcari cretatici (RCO).

1.4.4.- unità argilloso marnosa (UAM)

Questa unità comprende gli ultimi termini della successione pre-orogena, segna la chiusura definitiva della sedimentazione carbonatica pre-orogena e il passaggio alla successione torbiditica sin-orogena; il limite inferiore è generalmente paraconcordante e caratterizzato da una interruzione della sedimentazione o da un forte rallentamento della sedimentazione evidenziato anche dalla presenza di livelli di *calcareniti a glauconite* (CBZ₃) al tetto delle unità sottostanti; il limite superiore è segnato dal brusco aumento dei termini arenaceo pelitici che caratterizzano la successione sin-orogena.

Sono stati rilevati e distinti due membri, conformemente a quanto riscontrato nelle aree limitrofe, in rapporti di sovrapposizione e di parziale eteropia laterale:

- *marne a Cyllindrites* (UAM₂);
- *argille a Orbulina* (UAM₃).

marne a Cyllindrites (UAM₂)

Affiorano in lembi generalmente limitati nell'area di Castrovalva e Anversa degli Abruzzi nel settore centrale del Foglio.

Sono costituite da calcareniti bioclastiche fini, talora porose, e calcari marnosi a tessitura *packstone* e *wackestone*, mal stratificati o disposti in strati di spessore metrico, passanti verso l'alto a marne e marne calcaree ricche in glauconite e tracce fossili (*Cyllindrites*).

Alla base è presente frequentemente un sottile livello conglomeratico o arenaceo ricco di glauconite che segna il passaggio brusco con contatto inconforme ai *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ).

Contengono frammenti di alghe corallinacee, abbondanti frammenti di echinidi, briozoi, brachiopodi e bivalvi (pectinidi e ostreidi). I livelli fini sono ricchi in foraminiferi planctonici (globigerinidi tra cui *Globigerina* sp., *Orbulina* sp., *Globigerinoides* sp., *G. trilobus* (REUSS)); i livelli calcarenitici contengono rari foraminiferi bentonici.

Lo spessore osservato è variabile da pochi metri a oltre 50 m. L'età è riferibile al Miocene superiore *p.p.*

argille a Orbulina (UAM₃)

Affiorano in lembi limitati e spesso in contatto tettonico sia con i termini più antichi della successione carbonatica pre-orogena, sia con i termini della successione terrigena sin-orogena. Si rinvencono in particolare nell'area di Aschi, nell'area di Anversa e Castrovalva e lungo tutta la valle del F. Sagittario e del T. Tasso.

Sono costituite da calcari marnosi bianco-avana e marne calcaree grigio-avana a tessitura *wackestone*, con intercalazioni di marne grigiastre e sottili livelli argillosi grigio-plumbei; sono organizzate in strati centimetrici e decimetrici. Nella parte alta divengono via via prevalenti i termini francamente argillosi.

Il limite inferiore è segnato, frequentemente, da una calcarenite ricca in glauconite con rari ciottoli calcarei, che indica, in genere, il passaggio alle *calcareniti a briozoi* (CBZ); nel settore centrale, tuttavia, il limite inferiore è estremamente articolato e tale unità poggia in contatto discordante su termini diversi della successione mesozoica e cenozoica: su termini in facies di scarpata del Paleocene (*scaglia detritica*, SCZ_a, presso Prato Piano; *calcari cristallini*,

CTN_d, sul versante ovest di Montagna di Preccia, Fig. 36), sulle megabrecce a elementi liassici dei *calcarei a briozoi e litotamni* (CBZ) e localmente, infine, direttamente su termini giurassici della facies di margine. Tale complessità conferma come fino al Miocene superiore l'area doveva aver mantenuto la paleogeografia molto articolata che caratterizzava il Paleogene. Il limite superiore è difficilmente osservabile se non nell'area di Castrovalva dove è segnato da un passaggio graduale ma rapido ai termini argilloso-arenacei della successione sin-orogena (UAP). Lo spessore è generalmente modesto, nell'ordine di 10-20 m.

L'associazione paleontologica, sulla base delle analisi effettuate, è costituita, oltre che da ditrupe, da una notevole abbondanza di foraminiferi planctonici e bentonici e di nannoplancton, che si differenziano in parte tra il settore occidentale e il settore orientale. Nel settore orientale (valle del T. Tasso - F. Sagittario) il contenuto in foraminiferi planctonici è costituito da: *Orbulina universa* (D'ORBIGNY), *O. suturalis* (BRÖNNIMANN), *Globigerina falconensis* (BLOW), *Globigerinoides obliquus* (BOLLI), *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY), *G. scitula* (BRADY), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. immaturus* LEROY, *G. conglobatus* (BRADY). I foraminiferi bentonici sono: *Cibicoides pseudoungerianus* (CUSHMAN). I nannofossili calcarei sono rappresentati da: *Discoaster brouweri* (TAN), *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *D. cf. bellus*, *D. intercalaris*, *D. pentaradiatus* (TAN), *D. cf. surculus*; *Sphenolithus abies* DEFLANDRE, *S. neoabies* BUKRY & BRAMLETTE; *Coccolithus pelagicus* (WALLICH); *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER); *Scyphosphaera* spp.; *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL); *A. delicatus* GARTNER & BUKRY; *Helicosphaera carteri* (WALLICH) group.

Nel settore occidentale (alta valle del F. Sangro) i foraminiferi planctonici presenti sono: *Orbulina universa* (D'ORBIGNY), *O. suturalis* (BRÖNNIMANN), *O. bilobata* (D'ORBIGNY), *Globorotalia praemenardii* (CUSHMAN & STAINFORTH), *G. obesa* BOLLI, *G. scitula* (BRADY), *Globigerinoides obliquus* (BOLLI). I bentonici rinvenuti sono: *Cibicides pachiderma* (RZEHA), *Robulus* sp., *Planulina wuellerstorfi* (SCHWAGER), *P. ariminensis* (D'ORBIGNY), *Siphonina reticulata* (CZJZEK). Si individua, inoltre, una ricca associazione a nannofossili calcarei costituita da: *Sphenolithus abies* DEFLANDRE, *S. moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *Discoaster* spp., *Discoaster cf. bollii*, *D. cf. brouweri*, *D. cf. icarus*, *D. cf. intercalaris*, *D. cf. pansus-icarus*, *D. pentaradiatus* (TAN), *D. variabilis* gr., *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE); *Helicosphaera carteri* (WALLICH) group.

L'età è riferibile al Miocene medio *p.p.* - Miocene superiore *p.p.* In particolare i risultati delle analisi micropaleontologiche condotte mostrano una possibile diacronia da ovest verso est. A ovest, nell'alta valle del F. Sangro, l'età è riferibile al Serravalliano superiore - Tortonianiano *p.p.*; a est, nella valle del F. Sagittario e del T. Tasso, l'età è riferibile al Messiniano pre-evaporitico.



Fig. 36 – Montagna di Preccia, versante ovest (1220 m s.l.m.). Trasgressione con contatto paraconcordante delle *argille a Orbulina* (UAM₃) sui *calcari cristallini* (CTN_a) riferibili al Paleocene.

1.5. – SCHEMA STRATIGRAFICO DELLE SUCCESIONI PRE-OROGENICHE

Le successioni descritte sono distribuite in maniera peculiare nell'area del Foglio e i rapporti di correlazione individuati mediante i log stratigrafici di sintesi descritti nei paragrafi precedenti possono essere riassunti in uno schema stratigrafico delle successioni pre-orogeniche (Fig. 37).

Nel settore occidentale si individuano termini in facies di piattaforma dal Giurassico superiore al Cretacico inferiore, noti in letteratura come Formazione di Morrone di Pacentro (CRESCENTI *et alii*, 1969). Su di essi giacciono in trasgressione, dopo un'ampia lacuna stratigrafica, litotipi calcarenitici di rampa carbonatica riferibili al Miocene medio dei *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ₃) (ACCORDI *et alii*, 1969b; ACCORDI *et alii*, 1988; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995; CIVITELLI & BRANDANO, 2005).

Nella dorsale della Montagna Grande (settoro centrale), dopo le unità liassiche di piattaforma carbonatica, si individuano termini relativi a facies di margine della piattaforma laziale-abruzzese, per il Giurassico medio e superiore, con spessori variabili da N a S e da O a E; a queste, verso ovest, sono eteropiche facies di retroscogliera e di piattaforma che si estendono fino al Cretacico inferiore; verso est, invece, sulle facies di margine giacciono, in genere, in contatto erosivo, termini in facies di avanscogliera e scarpata prossimale, con intervalli conglomeratici e di megabrecce, riferibili ad un ampio intervallo dal Cretacico inferiore al Paleogene, con contatti erosivi che evidenziano più o meno ampie elisioni della successione: fino a tutto l'intervallo Giurassico superiore - Cretacico superiore nel settore meridionale (M. Marsicano) e progressivamente minore verso nord, dove localmente sembra osservarsi una continuità di sedimentazione.

Anche in questo caso sui termini cretacici, o localmente direttamente sui termini giurassici, giacciono in contatto inconforme facies di scarpata e rampa carbonatica ricchi in macroforaminiferi riferibili al Paleogene e al Miocene; in questo intervallo si individuano diverse lacune stratigrafiche di ampiezza variabile, alla base dell'Eocene, probabilmente nell'Oligocene e, quindi, nel Miocene inferiore. Si evidenzia una marcata discontinuità della sedimentazione e un contesto paleogeografico di scarpata molto articolata che evolve in rampa carbonatica. Tale articolata stratigrafia è da mettere in relazione all'ampia trasgressione miocenica che caratterizza l'Appennino centrale (CIPOLLARI & COSENTINO, 1995 e relativa bibliografia).

Il settore orientale è caratterizzato da una successione di scarpata-bacino che comprende termini dalla parte inferiore del Giurassico al Neogene.

Nel settore nordorientale, infine, affiorano in maniera limitata facies di piattaforma e margine riferibili al Giurassico superiore e al Cretacico inferiore più estesamente affioranti nell'area orientale e riferibili alla piattaforma del Morrone-Pizzalto-Rotella (MICCADEI & PAROTTO, 1999).

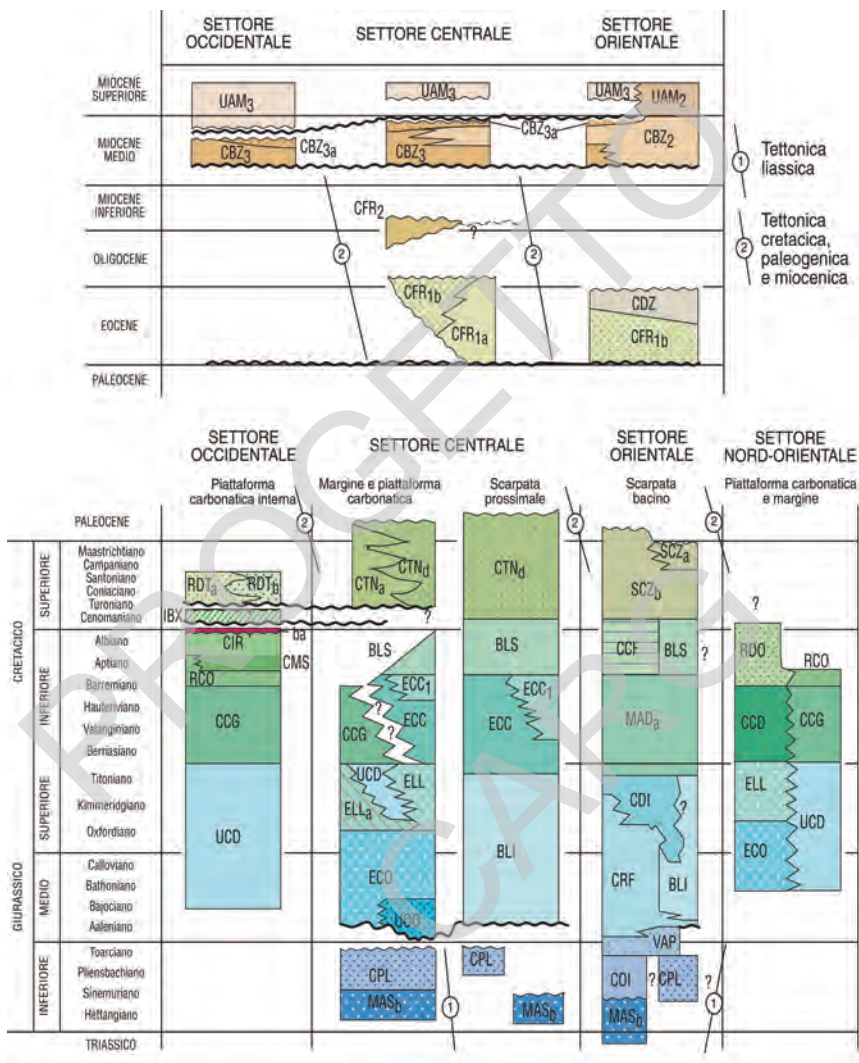


Fig. 37 - Schema stratigrafico delle successioni carbonatiche pre-orogeniche del Foglio 378 "Scanno"; le successioni cenozoiche sono nella parte alta, le successioni mesozoiche nella parte bassa. In questo schema sono inseriti anche gli elementi tettonici che verranno discussi successivamente nel paragrafo di tettonica pre-orogenica.

2. - SUCCESSIONI SIN- E TARDO-OROGENICHE

2.1. – INTRODUZIONE

I depositi delle successioni sin-orogenica e tardo-orogenica sono costituiti da unità di natura pelitico-arenacea e conglomeratica in complessi rapporti tettonici e stratigrafici con i termini delle successioni pre-orogeniche e post-orogenica. Tali unità affiorano ampiamente lungo le principali valli dell'area del Foglio (valli dei fiumi Giovenco, Sangro e Sagittario e valli dei torrenti Proflo e Tasso); si rinvencono, inoltre, in aree limitate lungo la valle del F. Gizio (Rocca Pia) e sulla dorsale M. Genzana - Serra Rocca Chiarano. I depositi conglomeratici della successione tardo-orogenica affiorano, invece, in lembi sulla dorsale del M. Mezzana e nell'area compresa tra la Piana del Fucino, la valle del F. Giovenco e il M. Turchio.

I rilievi effettuati consentono una distinzione dei depositi in due unità:

- *complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese* (UAP);
- *conglomerati di Le Vicenne* (VNN).

Il *complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese*, costituito dall'unità arenaceo pelitica, è stato definito nei Fogli geologici 359, 360, 368, 369 (SGI, 2006a,b,c,d) e comprende i termini riferibili a un contesto geodinamico di avanfossa, sviluppatasi nelle aree di catena, tra il Lazio e l'Abruzzo, durante le fasi di strutturazione dell'orogene. I *conglomerati di Le Vicenne* comprendono i depositi conglomeratici in rapporti di discordanza angolare su diversi termini delle successioni pre-orogeniche e si sono sedimentati nelle fasi tardive dell'orogenesi.

L'attribuzione stratigrafica di tali termini riveste, come illustrato nella parte introduttiva, un'importanza nodale nella definizione dell'estensione dei domini di avanfossa, sviluppatasi durante la genesi della catena appenninica centro-orientale e nella scansione temporale della formazione dell'orogene ed è stata oggetto, in passato, di numerose e approfondite indagini stratigrafiche.

Già nell'ambito degli studi condotti per la realizzazione del Foglio 152 "Sora" i depositi argilloso-arenacei, ma soprattutto i depositi conglomeratici discordanti sulle successioni pre-orogeniche (Le Vicenne, Bocche Mezzana), sono stati analizzati in dettaglio; questi ultimi sono definiti come depositi conglomeratici-sabbioso-argillosi messiniani oligoalini, riferibili a piccoli bacini residui, mediante l'analisi di faune a molluschi e ostracodi (COLACICCHI *et alii*, 1967; DEVOTO, 1967; PRATURLON, 1968).

Successivamente l'ausilio della biostratigrafia a nannofossili calcarei ha consentito di affinare le attribuzioni stratigrafiche dei depositi sin-orogenici. Per il settore compreso nel Foglio, le uniche indicazioni stratigrafiche riguardano i depositi terrigeni affioranti nella valle del F. Sagittario presso il paese di Anversa degli Abruzzi; qui affiorano peliti grigio scure fetide con

livelli contenenti gesso in frammenti cui si intercalano livelli di gessi cristallini (attribuiti al Messiniano superiore evaporitico) che passano a una successione pelitica (attribuita al Messiniano superiore post evaporitico; PATACCA *et alii*, 1992b); tale affioramento è però in rapporti tettonici non chiari con le successioni pelitico-arenacee e arenaceo-pelitiche affioranti sia verso est a ridosso del Monte Genzana, sia verso ovest e verso sud nella valle del F. Sagittario e del T. Profluo, attribuite dubitativamente, queste ultime, al Messiniano pre-evaporitico. Nel settore più a est i depositi silico-clastici di avanfossa nell'area del Monte Rotella sono riferiti all'intervallo post-evaporitico Messiniano superiore *p.p.* (Iago mare)-Pliocene inferiore *p.p.* (PATACCA *et alii*, 1992b; GHISSETTI *et alii*, 1993; CIPOLLARI *et alii*, 1997).

Anche i depositi conglomeratici tardo-orogenici (Le Vicenne) sono stati analizzati in dettaglio e attribuiti a depositi di "*thrust top basin*" del Messiniano, fase "Iago-mare" successiva all'evento a gessi (CIPOLLARI *et alii*, 1999a, GLIOZZI, 1999), in discordanza angolare sulle successioni pre-orogeniche indicando come l'area marsicana fosse, in questa fase, già coinvolta nella strutturazione della catena mentre i settori più orientali permanevano in contesto di avanfossa (CIPOLLARI *et alii*, 1999b).

Tali considerazioni hanno portato gli autori a separare i depositi sin-orogenici presenti in tutto il Foglio da quelli di Anversa degli Abruzzi riferendoli a domini di avanfossa differenti e diacroni, rispettivamente del Messiniano inferiore - Messiniano superiore "evento a gessi" (Valle Roveto - Valle del Salto - Gran Sasso - Marsica; CIPOLLARI *et alii*, 1997) e del Messiniano superiore "Iago-mare" - Pliocene inferiore (Queglia - Morrone - Porrara - Scontrone; PATACCA *et alii*, 1992a,b). Nell'area di Anversa degli Abruzzi depositi sin-orogenici riferibili ai due intervalli temporali sarebbero accostati per cause tettoniche legate al coinvolgimento dell'area in una intensa tettonica trascorrente, come suggerito da indagini paleogeotermiche condotte sulla materia organica presente nei sedimenti (CORRADO *et alii*, 1996).

In questo quadro l'attribuzione stratigrafica delle unità e delle diverse litofacies distinte nell'ambito del rilevamento si è basata sull'analisi micropaleontologica di foraminiferi e nannofossili calcarei in circa 100 tra lavati e *smear slide*. I risultati delle analisi condotte nell'ambito del rilevamento sono stati confrontati con le indicazioni e le analisi fornite dalla letteratura per l'area del Foglio e per le aree limitrofe (PATACCA *et alii*, 1992a,b; CIPOLLARI *et alii*, 1993; CIPOLLARI & COSENTINO, 1999; CIPOLLARI *et alii*, 1999a,b; GLIOZZI, 1999; COSENTINO *et alii*, 2003; SGI, 2006a,c). Sulla base di tale confronto si è cercato di definire gli intervalli temporali di deposizione delle diverse unità, tra il Miocene superiore e il Pliocene basale, riferendosi all'evento evaporitico del Messiniano al fine di fornire una nuova base di dati per la comprensione dell'evoluzione geodinamica dell'area.

2.1.1. - complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese (UAP)

Comprende un'unità arenaceo pelitica affiorante in tutta l'area del Foglio, lungo le valli principali. Le caratteristiche litostratigrafiche dei depositi sono generalmente omogenee, ma si differenziano sostanzialmente in alcune zone. È stato quindi possibile suddividere l'unità in diverse litofacies:

- associazione arenaceo pelitica I (UAP_a);
- associazione arenaceo pelitica II (UAP_d);
- associazione gessarenitica (UAP_f).

associazione arenaceo pelitica I (UAP_a)

È l'associazione più diffusa in tutta l'area ed affiora lungo il fondovalle delle valli dei fiumi Giovenco, Sangro e, in parte, Sagittario e delle valli dei torrenti Profluo e Tasso.

Nel settore occidentale è costituita da un'alternanza di argilla siltosa grigiastra, a luoghi sottilmente laminata ed organizzata in strati centimetrici, e sabbia argillosa giallastra debolmente o mediamente cementata. A diverse altezze si rinvengono intercalazioni centimetriche di arenarie gialle-avana (T. Vandra, F. Giovenco), a granulometria medio-grossolana, mediamente cementate, sottilmente stratificate e con rare intercalazioni millimetriche di argilla grigia, a luoghi organizzate in lamine convolute (F. Sangro). Nella valle del F. Giovenco, nella parte alta dell'unità si individuano banconi metrici di arenaria calcarea ben cementata, di colore variabile da avana a giallo scuro, a granulometria da medio-fine a medio-grossolana. Il rapporto S/A è generalmente $\ll 1$ in facies prevalentemente D₂ (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972). In alcuni affioramenti lungo il T. La Tana (Lecce nei Marsi) si intercalano lenti di conglomerati eterometrici poligenici, interessati da evidenti impronte di pressione, testimoni del coinvolgimento nella deformazione sinorogenica. Il contenuto fossilifero è costituito essenzialmente da nannoplancton e da rarissimi foraminiferi planctonici. Il contenuto in nannoplancton è costituito da *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *D. brouweri* (TAN), *D. cf. intercalaris*, *D. asymmetricus* GARTNER; *Lithostromation perdurum* DEFLANDRE; *Sphenolithus abies* DEFLANDRE e *S. neoabies* BUKRY & BRAMLETTE; *Helicosphaera carteri* gr., *H. cf. sellii*; *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL); *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD). Sono presenti, inoltre, forme cretatiche e paleogeniche rimaneggiate.

Nel settore orientale l'associazione è costituita da argilla grigio-azzurra passante verso l'alto sia ad argilla marnosa avana (Rocca Pia) e grigio-verdastra (T. Tasso), che ad argilla siltosa grigia sottilmente stratificata a cui si intercala una sottile alternanza di argilla scura e arenaria giallo-ocra debolmente cementata. Localmente si rinvengono intercalazioni calcarenitiche e arenacee da

poco a ben cementate (T. Tasso, T. Profluo) e rari livelli carboniosi di spessore millimetrico (Rocca Pia). Il rapporto S/A è, in genere, < 1 e prevalgono facies D₂ e D₃. Il contenuto fossilifero è costituito essenzialmente da nannoplancton: *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *D. pentaradiatus* (TAN), *D. brouweri* (TAN), *D. intercalaris* BUKRY, *D. cf. bellus*, *D. cf. bollii*, *D. spp.*; *Sphenolithus abies* DEFLANDRE e *S. neoabies* BUKRY & BRAMLETTE, *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL), *A. delicatus* GARTNER & BUKRY, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Scyphosphaera spp.*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER); *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN); rarissimi *Sphenolithus spp.* Sono presenti forme cretache e paleogeniche rimaneggiate (tra cui *Nannoconus*, *Ericsonia sp.*, *Cyclicargolithus spp.*).

Il limite inferiore con l'unità *argilloso marnosa* (UAM) non è mai osservabile chiaramente sul terreno; il limite superiore è segnato dal contatto erosivo con le diverse unità della *successione post-orogena* del Quaternario continentale.

Gli spessori osservabili sono difficilmente valutabili per la deformazione subita dai depositi ma sembrano attestarsi intorno a 400-500 m. L'età di questa unità è riferibile al Miocene superiore *p.p.* I risultati delle analisi micropaleontologiche suggeriscono una possibile diacronia; ad ovest (valle del F. Giovenco) i depositi sono riferibili al Messiniano *p.p.*, mentre ad est (valle del T. Tasso) i depositi sembrano svilupparsi a partire dal Tortonian superiore.

associazione arenaceo pelitica II (UAP_d)

Questa associazione affiora unicamente nel settore settentrionale della valle del F. Sagittario nell'area di Anversa degli Abruzzi.

È costituita da arenarie grigie o avana, compatte, in strati decimetrici; si intercalano a più livelli argille grigio-azzurre sottilmente stratificate, argille limose e sabbiose.

Anche in questo caso il limite inferiore con l'unità *argilloso marnosa* (UAM) non è mai osservabile chiaramente sul terreno; solo nell'area di Anversa degli Abruzzi è stato possibile osservare un passaggio graduale dalle *argille a Orbulina* (UAM₃), segnato dall'aumento rapido di arenarie; il limite superiore è segnato dal contatto erosivo con le diverse unità della successione post-orogena del Quaternario continentale.

Lo spessore massimo osservato è di circa 200 m. L'età di questa unità è riferibile al Miocene superiore *p.p.* (Messiniano inferiore pre-evaporitico).

associazione gessarenitica (UAP_f)

Questa unità affiora nel settore settentrionale del Foglio, nei pressi di Anversa degli Abruzzi, sul versante orientale della valle del F. Sagittario.

Dal punto di vista litologico si tratta di un'alternanza di argilla plumbea ed

argilla debolmente siltosa grigia, fetida e ben stratificata, caratterizzata a luoghi da una laminazione incrociata; sono frequenti le intercalazioni millimetriche di gesso alabastrino (Fig. 38). Localmente si rinvencono inclusi carboniosi anche di dimensioni centimetriche. Verso l'alto si passa a un'alternanza di argilla siltosa grigia ed arenaria giallo-ocra, laminate e con lenti di gessarenite giallastra da fine a grossolana (Fig. 39).

Al suo interno presenta intercalazioni di spessore metrico o decametrico (per uno spessore fino a 30 m) costituite di gessi cristallini, con cristalli da millimetrici a centimetrici, e di gessarenite compatta di colore bianco-avana a granulometria medio-fine (Figg. 40, 41).

Il contenuto fossilifero è costituito essenzialmente da nannoplancton e rarissimi foraminiferi planctonici. Le analisi micropaleontologiche sul nannoplancton hanno indicato la presenza di: *Discoaster intercalaris* BUKRY, *D. cf. bollii*, *D. cf. exilis*, *D. cf. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Sphenolithus abies* DEFLANDRE e *S. neobies* BUKRY & BRAMLETTE, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Helicosphaera cf. sellii*, *Scyphosphaera* spp.

Lo spessore misurato è di circa 200 m ma la intensa tettonica che interessa l'area di affioramento non consente una precisa valutazione degli spessori reali.

L'età di questa unità è riferibile al Miocene superiore *p.p.* I risultati delle analisi indicano un'attribuzione al Messiniano *p.p.* evaporitico.



Fig. 38 - Loc. Caccavone (600 m s.l.m., presso Anversa degli Abruzzi). Particolare dell'argilla plumbea fetida, organizzata in strati centimetrici, con lamine millimetriche di gesso bianco, appartenente all'associazione gessarenitica (UAP₇).

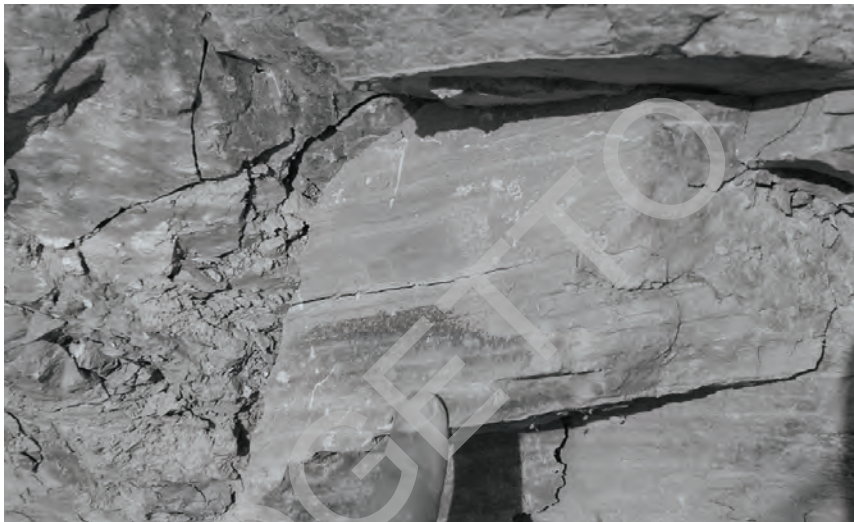


Fig. 39 - Loc. Caccavone (650 m s.l.m., presso Anversa degli Abruzzi). Particolare dell'alternanza millimetrica di argilla siltosa ed arenaria, appartenente al *complesso torbidiitico altomiocenico laziale- abruzzese, associazione gessarenitica* (UAP₁).



Fig. 40 - Loc. Caccavone (700 m s.l.m., presso Anversa degli Abruzzi). Bancone decametrico di gessi cristallini.



Fig. 41 - Loc. Caccavone (600 m s.l.m., presso Anversa degli Abruzzi). Particolare del gesso cristallino intercalato nella litofacies UAP_r.

2.1.2. - conglomerati di *Le Vicenne* (VNN)

Questa unità comprende diversi depositi di natura essenzialmente conglomeratica (con rare intercalazioni sabbiose, limose o argillose), di estensione limitata, in contatto erosivo con discordanza angolare su diversi termini delle successioni carbonatiche pre-orogeniche. Tali depositi si rinvennero nel settore nordoccidentale dell'area del Foglio (*Le Vicenne* presso Aschi, Bocca Mezzana, M. Turchio).

Dal punto di vista litologico si individuano alternanze di conglomerati poligenici e arenarie calcaree, con intercalazioni di livelli argilloso-sabbiosi. I conglomerati sono eterometrici, da millimetrici a decimetrici, generalmente ben classati (nell'area di *Le Vicenne*), da mediamente a ben cementati, disposti in strati e banchi di spessore fino a qualche metro (Fig. 42); la matrice, da scarsa ad abbondante, è di natura calcarenitica o argilloso marnosa (Bocca Mezzana). I clasti sono principalmente di natura calcarea (*Le Vicenne*) e subordinatamente calcarenitica ed arenitica (Bocca Mezzana) e sono provenienti dalle serie locali (successione pre-orogenica mesozoica di piattaforma carbonatica, RCO, CCG; successione cenozoica di rampa carbonatica, CBZ₃); a luoghi si individuano clasti di pietra paesina (Bocca Mezzana), estranei alle serie locali e di provenienza da settori tirrenici; sono da sub-arrotondati ad arrotondati, a luoghi sub-angolosi, localmente embricati (Bocca Mezzana) (Fig. 43). Le arenarie

calceree sono da mediamente a ben cementate, fino a calcareniti compatte (Le Vicenne). A diverse altezze sono presenti intercalazioni centimetriche e decimetriche di argilla debolmente siltosa grigio-verdastra (Bocca Mezzana), argilla siltosa grigia con livelli millimetrici di sabbia giallastra ed argilla bruna (Le Vicenne).

Il limite inferiore è costituito da un contatto erosivo con discordanza angolare su vari termini della successione pre-orogonica. Il limite superiore è costituito dal contatto erosivo discordante con le coperture di depositi olocenici.

Il massimo spessore misurato è di 20 m (Bocca Mezzana).

Il contenuto fossilifero è costituito da ostracodi oligoalini, nannoplancton, foraminiferi planctonici e bentonici e bivalvi. Le analisi condotte nell'ambito del progetto hanno mostrato un contenuto in nannoplancton costituito da *Sphenolithus abies* DEFLANDRE e *S. moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *Discoaster* spp. (spesso in cattivo stato di conservazione), tra cui *D. cf. bollii* e *D. cf. intercalaris*, *D. cf. surculus*, *D. brouweri* (TAN), *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE; si individuano inoltre forme rimaneggiate (riferibili a Cretacico, Paleogene e Neogene). Il contenuto in foraminiferi è costituito essenzialmente da forme alto-mioceniche rimaneggiate.

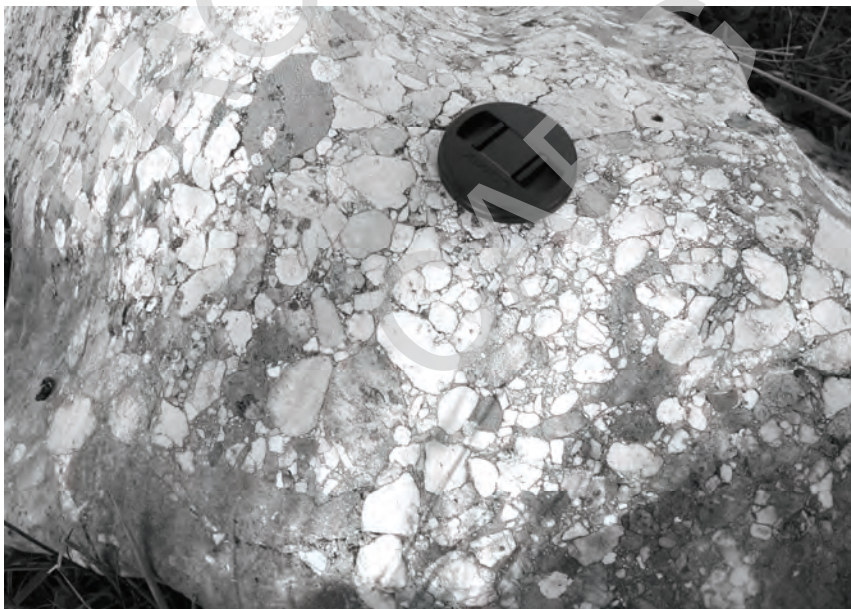


Fig. 42 - Loc. Le Vicenne (1120 m s.l.m.). Banco di conglomerati, caratterizzati da clasti centimetrici, prevalentemente calcarei, clasto-sostenuti e cementati, scarsa matrice calcarenitica, appartenente ai conglomerati di Le Vicenne (VNN).



Fig. 43 - Loc. Bocca Mezzana (1500 m s.l.m.). Banco conglomeratico costituito da clasti di natura calcarea, calcarenitica, arenitica.

Il contenuto in bivalvi e ostracofaune oligoaline, per il quale si fa riferimento a studi specifici condotti nell'area del Foglio (COLACICCHI *et alii*, 1967; CIPOLLARI *et alii*, 1999b; GLIOZZI, 1999), è costituito da: *Candona* cf. *C. venusta* ZALANYI; *C. sp.*, *Cyprideis* aff. *C. tuberculata* MEHES, *C. agrigentina* DECIMA, *C. sp.*, *Leptocythere praebaquana* LIVENTAL, *L. idonea* MALDEMSTAM *et alii*, *L. multituberculata* LIVENTAL, *L. propinqua* LIVENTAL, *Loxoconcha* cf. *L. ludica* OLTEANU, *L. djaffarovi*, *L. eichwaldii* LIVENTAL, *L. muellerii* MEHES, *L. sp.*, *Mutilus albilans* RUGG., *Tyrrhenocythere pontica* LIVENTAL, *T. ruggierii* DEVOTO, *Maetra* sp., *Melanoides curvicosta* DESHAYES, *Melanopsis fusulatina* SACCO, *Saccoia fontannesi* Capellini, *Theodoxus mutinensis* D'ANCONA, *Cardium* cf. *soceni* JEKELIUS, *Dreissena rostriformis* DESHAYES, *Limnocardiiidae* indet., *Limnocardium subodessae* SINZOW.

L'età è riferibile al Miocene superiore *p.p.* Le analisi micropaleontologiche condotte sui nannofossili calcarei indicano un'età riferibile al Messiniano pre-evaporitico mentre gli studi condotti su ostracofaune oligoaline e bivalvi (CIPOLLARI *et alii*, 1999b; GLIOZZI, 1999) indicano un'età Messiniano post-evaporitico.

3. - SUCCESSIONE POST-OROGENICA

3.1. – INTRODUZIONE

I depositi continentali della successione post-orogena affiorano principalmente lungo le valli dei fiumi Giovenco, Sangro, Sagittario e Gizio e dei torrenti Profluo e Tasso, nella Piana del Fucino, nella Piana di Pescasseroli e nel Piano delle Cinque Miglia; sono anche diffusi in vaste zone di alta montagna e lungo i versanti dei rilievi. Essi sono riferibili ad ambienti fluviale, di conoide alluvionale, di versante, glaciale e periglaciale.

I depositi fluviali e di conoide sono organizzati in diversi ordini di terrazzi, disposti a diverse altezze sul fondo delle valli principali. La correlazione tra i depositi dei diversi terrazzi, eseguita procedendo dai depositi attuali a quelli più antichi, tiene conto soprattutto della continuità fisica dei depositi e della continuità delle forme terrazzate, unitamente all'altezza dei depositi sul fondovalle, alla presenza e allo stato di evoluzione dei suoli alla sommità dei terrazzi.

La ricostruzione dei rapporti intercorrenti tra i depositi ha consentito di definire una cronologia relativa degli eventi deposizionali ed erosivi che hanno caratterizzato ciascuna delle diverse valli. Tuttavia la presenza nell'area del Foglio di porzioni di bacini isolati tra loro, non permette una correlazione diretta tra i depositi delle valli attigue; inoltre, per quanto riguarda i depositi più antichi, le valli presentano notevoli differenze per numero, quote ed estensione dei depositi terrazzati.

L'età dei depositi è stata dedotta da datazioni radiometriche, dal ritrovamento di faune a vertebrati e di manufatti nell'area del Foglio e in zone limitrofe e dalla correlazione con i depositi affioranti nei fogli confinanti (RADMILLI, 1965, 1977, 1984; LEUCI & SCORZIELLO, 1974; KOTSAKIS *et alii*, 1978; GIRAUDI, 1988b, 1997, 1998a,b, 1999; CALDERONI *et alii*, 1991; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1989, 1992; ESU *et alii*, 1992; CAVINATO & MICCADEI, 1995; BLUMETTI *et alii*, 1997; CARRARA, 1999; GALADINI *et alii*, 1999a,b; MICCADEI *et alii*, 1999; GIRAUDI, 2001). I dati raccolti sono sintetizzati nello schema cronostratigrafico di correlazione dei depositi (Fig. 44) e negli schemi morfolitostatigrafici (Figg. 45,46).

Gli elementi rilevati hanno portato alla definizione di diverse unità riferibili a supersintemi, sintemi, subsintemi e unità informali. In particolare sono stati distinti sei sintemi, quattro dei quali racchiusi in un supersintema, ai quali si aggiungono i depositi olocenici; essi sono elencati di seguito dal più antico al più recente:

- SUPERSINTEMA DI AIELLI-PESCINA (AP):

- *sintema di Ziomas (ZMS)*
 - depositi di versante (ZMS_a)
 - depositi alluvionali (ZMS_b)

- *sintema di Colli Bassi (SLB)*
 - depositi di versante (SLB_a)
 - depositi alluvionali (SLB_b)

- *sintema di Anversa degli Abruzzi (ANV)*
 - depositi alluvionali (ANV_b)

- *sintema della Valle del F. Gizio (VGZ)*
 - depositi di versante (VGZ_a)
 - depositi alluvionali (VGZ_b)

- *sintema di Catignano (ACT)*
 - depositi di versante (ACT_a)
 - depositi alluvionali (ACT_b)
 - till indifferenziato (ACT_{c1})

- *sintema di Valle Majelama (AVM)*
 - depositi di versante (AVM_a)
 - depositi di frana (AVM_{a1})
 - depositi alluvionali (AVM_b)
 - till indifferenziato (AVM_{c1})
 - depositi di origine mista (AVM_i)

- *depositi olocenici (olo)*
 - depositi di versante (olo_a)
 - depositi di frana (olo_{a1})
 - detriti di falda (olo_{a3})
 - depositi alluvionali (olo_b)
 - coltre eluvio colluviale (olo_{b2})
 - prodotti eluviali (alterite) (olo_{b6})
 - depositi crionivali (olo_{c7})
 - depositi lacustri e palustri (olo_e)
 - depositi antropici (olo_h)
 - depositi di origine mista (olo_i)

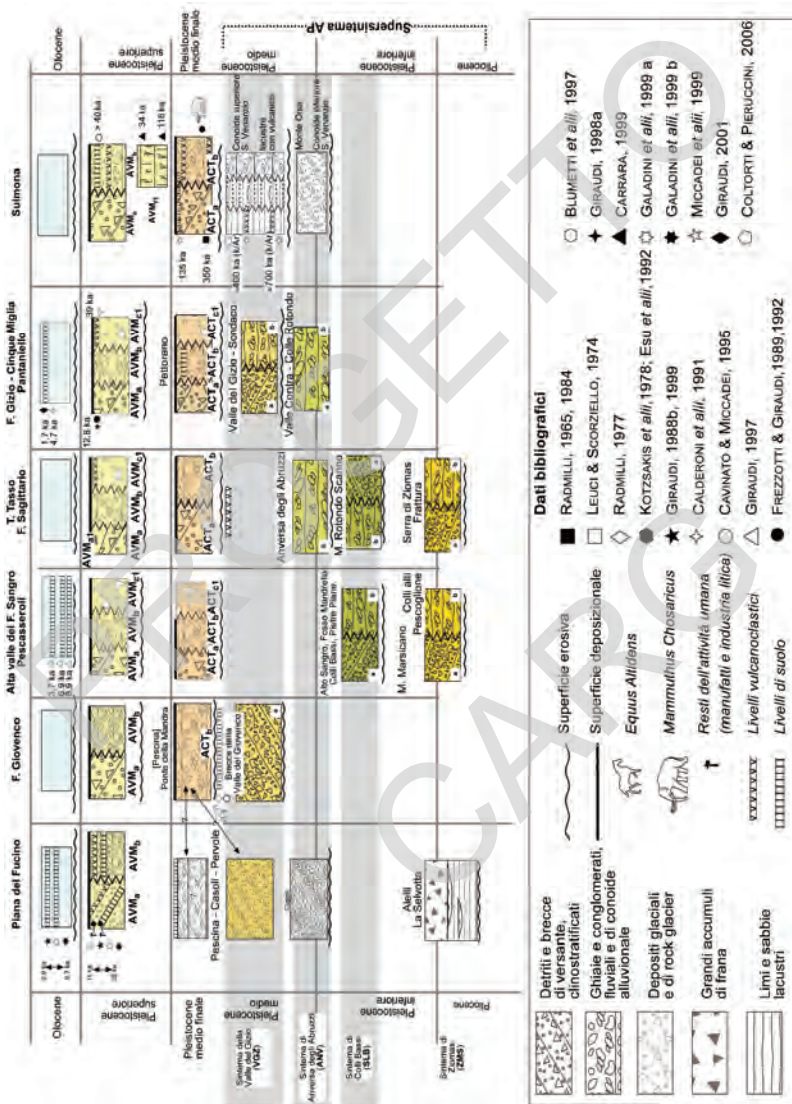


Fig. 44 - Schema stratigrafico della successione post-orogena. Alcune unità della piana del Fucino e della conca di Sulmona affiorano al di fuori dell'area del Foglio e sono riportate su fondo bianco nello schema; le unità riportate su fondo colorato affiorano nell'area del Foglio.

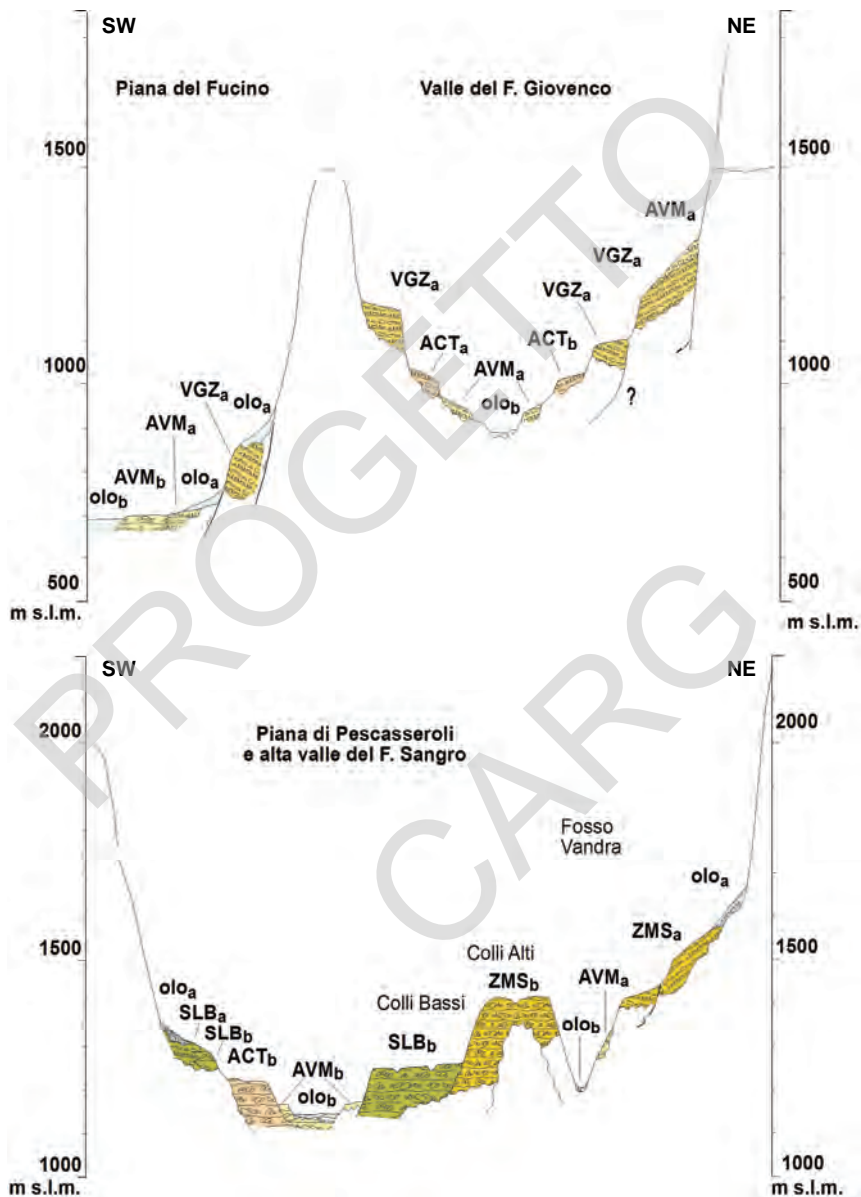


Fig. 45 – Schema morfototografico della successione post-orogenica nella Piana del Fucino, nelle valli del F. Giovenco e del F. Sangro.

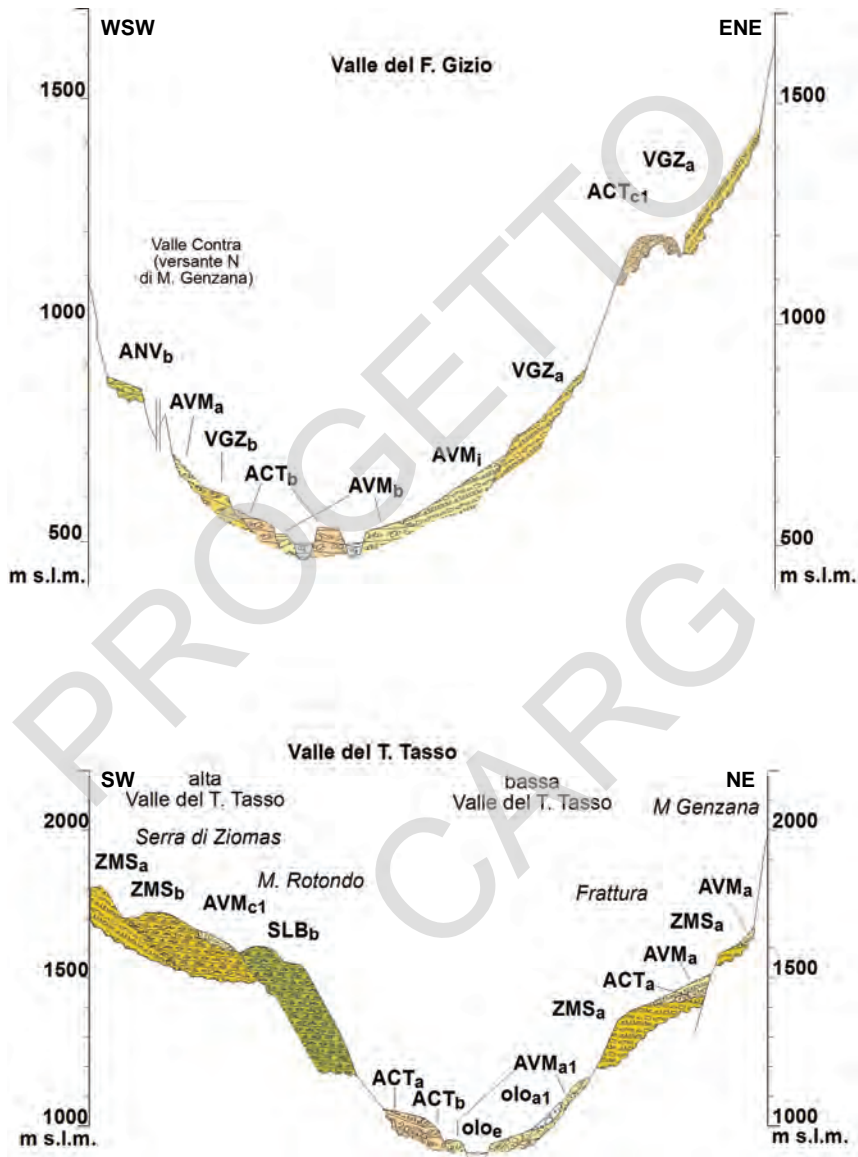


Fig. 46 – Schema morfologico-stratigrafico della successione post-orogena nelle valli del T. Tasso e del F. Gizio.

3.1.1. - *supersintema di Aielli-Pescina* (AP)

Il *supersintema di Aielli-Pescina* comprende i depositi continentali più antichi costituiti da depositi di versante e alluvionali estesamente affioranti sui versanti delle valli attuali, ad altezze variabili sul fondovalle attuale. In base alle correlazioni effettuate tra i depositi affioranti sono stati distinti quattro sintemi:

- *sintema di Ziomas* (ZMS);
- *sintema di Colli Bassi* (SLB);
- *sintema di Anversa degli Abruzzi* (ANV);
- *sintema della Valle del F. Gizio* (VGZ).

In base agli elementi cronologici rilevati e a correlazioni morfostratigrafiche con i depositi del *sintema di Catignano* (ACT) l'età di tutto il *supersintema* comprende un ampio intervallo temporale tra il Pliocene superiore *p.p.* e il Pleistocene medio *p.p.*

3.1.2. - *sintema di Ziomas* (ZMS)

I depositi di questo sintema affiorano nella zona compresa tra la valle del T. Tasso e l'alta valle del F. Sagittario, in particolare tra Serra di Ziomas e gli abitati di Scanno e Frattura, e nel Vallone delle Masserie; si rinvengono, inoltre, nella zona dell'alta valle del F. Sangro, lungo il bordo orientale della piana di Pescasseroli in località Colli Alti, lungo i versanti di M. Palombo di M. Marsicano, e nella zona de La Cicerana. Si tratta di depositi di versante e di depositi alluvionali. Questi ultimi sono noti in letteratura col nome di conglomerati di Colli Alti o Formazione di Pescasseroli (GALADINI & MESSINA, 1993).

La base dei depositi è costituita da una superficie erosiva, discordante sui depositi pre- e sin-orogenesi, da poco inclinata per i depositi alluvionali, a molto inclinata per i depositi di versante; è osservabile nella zona di Pescasseroli, a Fosso Vandra, a Serra di Ziomas, a Frattura di Scanno e a M. Marsicano.

Il limite superiore è dato dal contatto erosivo con i depositi più giovani, incassati nei depositi del sintema, o da una superficie erosa e modellata, spesso con evidenti forme legate al carsismo, localmente testimoniata dalla presenza di terre rosse; a luoghi il limite superiore è marcato da livelli vulcanoclastici misti a materiale di suolo (Serra di Ziomas, Frattura). Questi tuttavia, in gran parte rimaneggiati e alterati, non forniscono indicazioni cronologiche significative.

In base ai rapporti stratigrafici con gli altri sintemi, si ritiene che i depositi del *sintema di Ziomas* siano i più antichi tra quelli affioranti nel Foglio. Le quote di affioramento sempre molto elevate, le altezze sui fondovalle di diverse centinaia di metri, l'assetto morfostratigrafico non correlabile alla forma dei versanti e dei bacini attuali, sono tutti elementi che indicano un'età paragonabile a quella dei depositi più antichi delle aree circostanti. L'età è stata riferita quindi al Pliocene superiore *p.p.* (?) - Pleistocene inferiore *p.p.*

depositi di versante (ZMS_a)

I depositi di versante sono costituiti da breccie eterometriche, a clasti prevalentemente calcarei, rosate e rossastre, sempre ben cementate, generalmente con una scarsa quantità di matrice; sono organizzate in strati spessi da 10-20 cm a 1-2 m, con stratificazione pianoparallela e incrociata a basso angolo; inoltre sono presenti strati e corpi marcatamente lenticolari ricchi di matrice limo-sabbiosa calcarea, caotici e massivi, in facies di *debris-flow*, spessi da 1 m a 3-4 m (Serra di Ziomas, Frattura, Scanno, Vallone delle Masserie, M. Marsicano, M. Palombo) (Figg. 47, 48). Passano lateralmente ai depositi alluvionali dello stesso sistema (ZMS_b) (M. Marsicano-F.so Vandra, Serra di Ziomas). La litologia dei clasti varia nelle diverse aree: nella zona di Frattura di Scanno sono costituiti prevalentemente da calcari detritici avana con frammenti di echinodermi, coralli e rudiste, calcareniti e calciruditi a macroforaminiferi, calcari micritici rosati tipo scaglia; al M. Marsicano i clasti sono formati principalmente da dolomie, calcari dolomitizzati e calcari con alghe dasycladacee.

Le quote di affioramento variano da 1500 m a 1780 m circa a sud di Serra di Ziomas, da circa 1200 m a 1375 m nella zona di Frattura, da 1150 m a 1200 m nella zona di Scanno, da 1275 m a 1400 m a Vallone delle Masserie, da circa 1300 m a 1800 m a M. Marsicano e da 1375 m a 1400 m circa a M. Palombo. Le altezze sul fondovalle sono di circa 350-400 m a Frattura, di 75-125 m a Vallone delle Masserie e di 250-300 m lungo il versante del M. Marsicano e M Palombo. Lo spessore dei depositi varia da 30 m a 150 m nella zona di Frattura, è di circa 70-80 m a Scanno, di circa 80-100 m a Serra di Ziomas e varia da 10-20 m a 80-130 m nella zona di M. Marsicano e di M. Palombo.

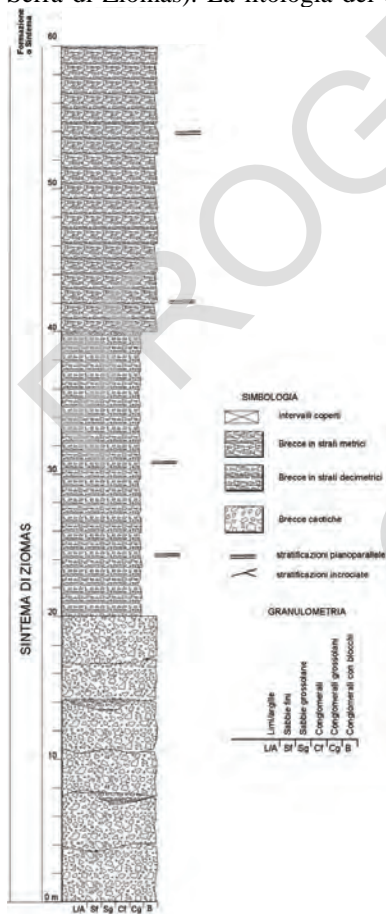


Fig. 47a - Frattura (1175 m s.l.m.). Log stratigrafico delle breccie affioranti a valle del paese.



Fig. 47b - Frattura (1175 m s.l.m.). Particolare delle breccie eterometriche con blocchi calcarei di dimensione metrica nella parte bassa del deposito.



a



b

Fig. 48 - a) Loc. Serra di Ziomas (1610 m s.l.m.). Breccie eterometriche e ben stratificate. b) M. Marsicano (1550 m s.l.m.). Contatto delle breccie del *sintema di Ziomas* sulle facies dolomitizzate liassiche del substrato (MASb).

depositi fluviali e di conoide alluvionale (ZMS_b)

Questi depositi sono costituiti da conglomerati eterometrici, con clasti di dimensioni comprese tra 1-2 cm e 15-20 cm, da subangolosi a subarrotondati, localmente con lenti più grossolane e clasti fino a 50-60 cm (Colli Alti, M. Marsicano, Fonte Ciarliera, La Cicerana) (Figg. 49, 50); in prossimità del contatto con il substrato carbonatico si intercalano lenti di breccie caotiche, con blocchi da 50 cm a oltre 1 m, ricche in matrice, in facies di *debris flow* (Serra di Ziomas). Sono organizzati in strati ben definiti il cui spessore varia da 5-10 cm, dove le granulometrie sono più minute, ad oltre 1 m in corrispondenza delle granulometrie medie e grossolane, con stratificazione pianoparallela o incrociata a basso angolo; sono frequenti le strutture sedimentarie a clasti embricati e le tessiture *open work*. A Serra di Ziomas le granulometrie diminuiscono spostandosi verso nord, passando contemporaneamente da facies più prossimali a facies più distali. Nella zona di Colli Alti le granulometrie diminuiscono spostandosi da nord verso sud e da est verso ovest, passando da facies di versante (ZMS_a) a facies di conoide prossimale (area settentrionale dei Colli Alti, versante sinistro del Fosso Vandra), quindi a facies di conoide distale e a facies fluviali. Le litologie dei clasti, nella zona di Ziomas, sono prevalentemente detritiche, con frammenti di echinidi, ellipsactinie, coralli, gasteropodi e anche clasti detritici a frammenti di rudiste; nella zona della valle del F. Sangro le litologie dei clasti sono riferibili a calcari micritici e detritici scuri, con alghe dasycladacee e macroforaminiferi, a calcari detritici con frammenti di echinodermi, crinoidi e coralli, a calcari oolitici e, spostandosi verso ovest nell'alta valle del F. Sangro, a calcari micritici biancastri.

Le quote di affioramento variano da 1500 m a 1700 m a Serra di Ziomas, da 1200 m a 1350 m a est di Pescasseroli per salire fino a 1470 m nella parte a nord dei Colli Alti, e da circa 1560 m a 1620 m a La Cicerana. Le altezze sul fondovalle sono di circa 400 m a Serra di Ziomas, di 250-300 m a Pescasseroli, e di circa 300 m a La Cicerana. Lo spessore è di 100-120 m a Serra di Ziomas, di circa 40-50 m nella zona de La Cicerana, mentre nella zona di Colli Alti varia da 50-70 m a nordest, a circa 100-130 m spostandosi a ovest verso Pescasseroli.

3.1.3. - *sintema di Colli Bassi* (SLB)

Questo sintema comprende depositi affioranti nell'alta valle del F. Sangro, a nord dell'abitato di Pescasseroli, quelli della zona di Colli Bassi e i depositi affioranti nella valle del T. Tasso nei pressi di Scanno e nella zona di M. Rotondo. Sono costituiti da breccie di versante e da conglomerati fluviali e di conoide alluvionale. Anche questi depositi sono noti in letteratura come formazione di Pescasseroli (GALADINI & MESSINA, 1993).

Il limite inferiore è costituito dal contatto discordante ed erosivo sui depositi terrigeni e sul substrato carbonatico e dal contatto erosivo sui depositi

del *sintema di Ziomas*, nei quali sono incassati. Il tetto dei depositi è eroso e rielaborato e il limite superiore corrisponde al contatto erosivo con i depositi più recenti, costituiti da detriti e da terre rosse miste a ciottoli, ubicate al fondo delle numerose vallecole e visibili in affioramento in una piccola cava al margine settentrionale dei Colli Bassi.

I rapporti stratigrafici con i depositi dei sintemi più antichi e con quelli dei sintemi più giovani, affioranti nell'area del Foglio e nei bacini limitrofi di Sulmona e del Fucino, permettono di attribuire il *sintema di Colli Bassi* al Pleistocene inferiore *p.p.*.

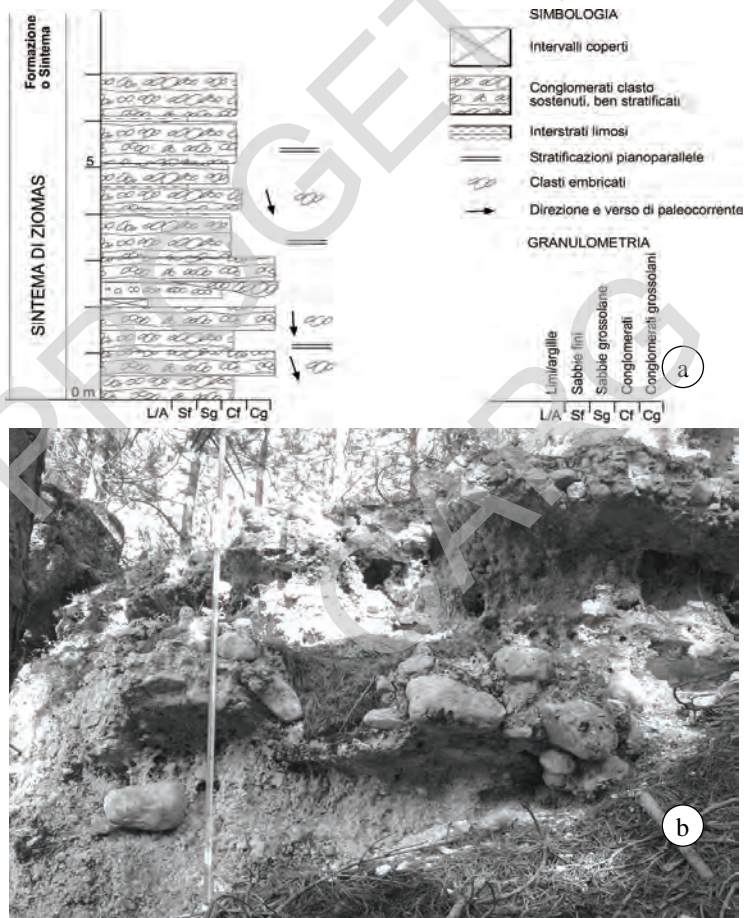


Fig. 49 - Loc. Frontoni, Colli Alti (1380 m s.l.m.). a) Log stratigrafico dei conglomerati alluvionali del *sintema di Ziomas* (ZMS_t). b) Particolare dei conglomerati con livelli a grossi ciottoli.

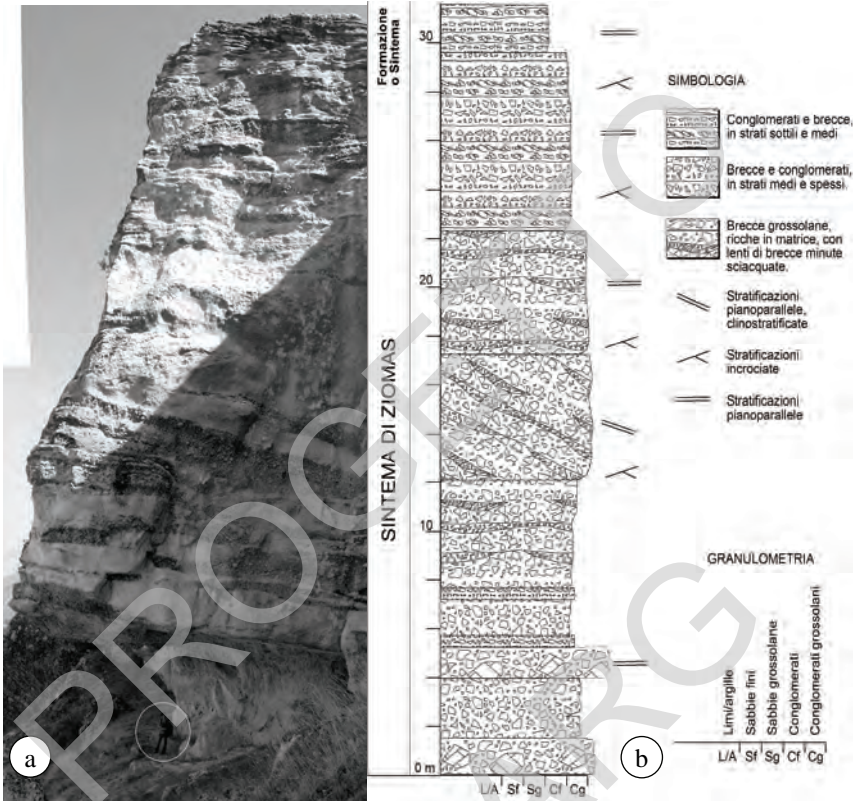


Fig. 50 - Loc. Serra di Ziomas (1600 m s.l.m.). a) Conglomerati e breccie con corpi lenticolari e stratificazioni pianoparallele e incrociate, riferibili al *sintema di Ziomas* (ZMS_b). b) Log stratigrafico dell'affioramento.

depositi di versante (SLB_a)

Sono formati da breccie eterometriche, generalmente molto grossolane, con blocchi fino al metro di diametro, mal stratificate, e da subordinate breccie regolarmente stratificate, con clasti da centimetrici a decimetrici, che affiorano prevalentemente lungo la valle del F. Sangro e, nella zona di Pescasseroli e di Scanno, come lenti intercalate ai depositi alluvionali in vicinanza del substrato carbonatico. Passano lateralmente, ai conglomerati dei depositi alluvionali dello stesso sintema (SLB_b) (Loc. Vallone Sfondato, Fosso della Mandrella) (Fig. 51). Le quote di affioramento, nell'alta valle del F. Sangro, sono comprese tra i 1300 m e i 1350 m. Le altezze sul fondovalle sono di circa 100-150 m. Lo spessore è di 30-40 m.

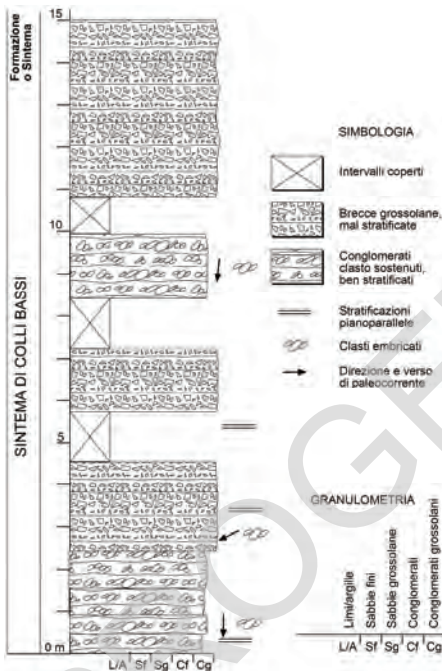


Fig. 51- Loc. Vallone Sfondato, alta valle del F. Sangro (1350 m s.l.m.). Log stratigrafico dei depositi del *sintema di Colli Bassi*, nel quale si alternano breccie di versante (SLB_b) e depositi alluvionali (SLB_a).

strati da centimetrici a decimetrici e stratificazione pianoparallela e incrociata a basso angolo, con frequenti clasti embricati e tessitura tipo *open work* (Figg. 52, 53). Nella zona di Scanno, le embricature indicano paleocorrenti con versi di apporto sia concordanti che contrari al verso di scorrimento attuale del T. Tasso, ad indicare apporti di conoidi alluvionali laterali alla valle, che si aprivano sia verso nord che verso sud; nella zona della valle del F. Sangro e di Pescasseroli, le embricature indicano paleocorrenti concordanti con l'attuale scorrimento del F. Sangro.

Le litologie dei clasti, nella zona di Scanno, sono riferibili a litotipi prevalentemente calcarenitici e calciruditici, con frammenti di echinidi, ellipsactinie, coralli, gasteropodi. Nella valle del F. Sangro le litologie dei clasti variano da nord a sud: nelle località Lo Spineto e Selvaglione Freddo, a est delle Sorgenti del F. Sangro, sono abbondanti i clasti di calcari grigi miocenici con litotami, ditrupe e macroforaminiferi; nella zona del Fosso della Mandrella

depositi alluvionali (SLB_a)

Questi depositi sono formati da conglomerati eterometrici con ciottoli di dimensione da 1-2 cm a 10-15 cm, con lenti e livelli a clasti fino a 30-40 cm; sono presenti livelli limo-sabbiosi discontinui e, in prossimità del substrato carbonatico, lenti di breccie grossolane e caotiche, con clasti anche superiori al metro di diametro (loc. La Prata a sud di Scanno, Fosso della Mandrella); comprendono, inoltre, calcareniti, sabbie e limi calcarei che affiorano nell'alta valle del F. Sangro e, in livelli molto cementati e ricchi di laminazioni, intercalati ai conglomerati della valle del F. Tasso (S. Leonardo, Scanno); localmente si intercala un orizzonte spesso 5-6 m formato da conglomerati caotici immersi in matrice limo-sabbiosa calcarea biancastra (Fosso della Mandrella, a nord di Pescasseroli). I depositi

sono frequenti i clasti ruditici con frammenti di echinodermi e coralli, i clasti oolitici e i clasti micritici scuri con alghe dasycladacee; spostandosi a sud, verso Pescasseroli, oltre ai clasti biodetritici con echinodermi e coralli e quelli oolitici, sono pure frequenti clasti micritici biancastri, con requenie. Nella zona di Colli Bassi i clasti hanno litologie riferibili a calcari micritici e detritici scuri, con alghe dasycladacee e *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) (*Calcari a Palaeodasycladus*, CPL), a calcari detritici con frammenti di echinodermi, crinoidi e coralli, a calcari oolitici; spostandosi verso ovest, nell'alta valle del F. Sangro, sono presenti clasti di calcari micritici biancastri con miliolidi e calcari bioruditici con frammenti di rudiste (loc. Bellaveduta).

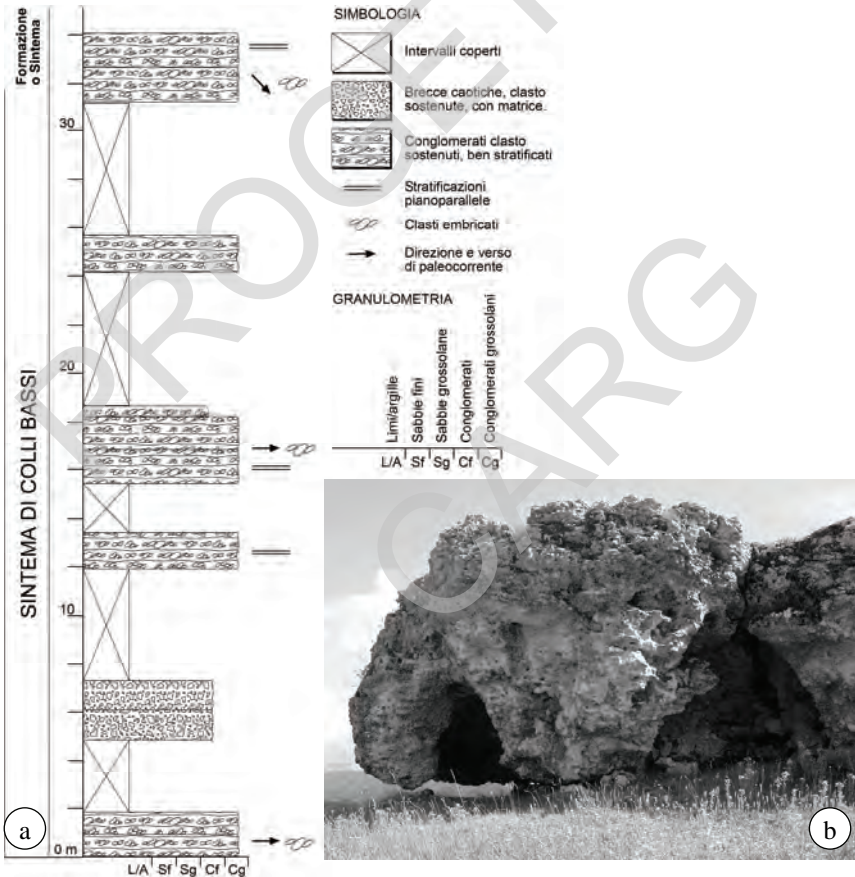


Fig. 52 - Loc. Colli Bassi (1240 m s.l.m.). a) Log stratigrafico dei conglomerati e del livello di breccie affioranti (sistema di Colli Bassi, SLB_b). b) Particolare dei livelli conglomeratici.

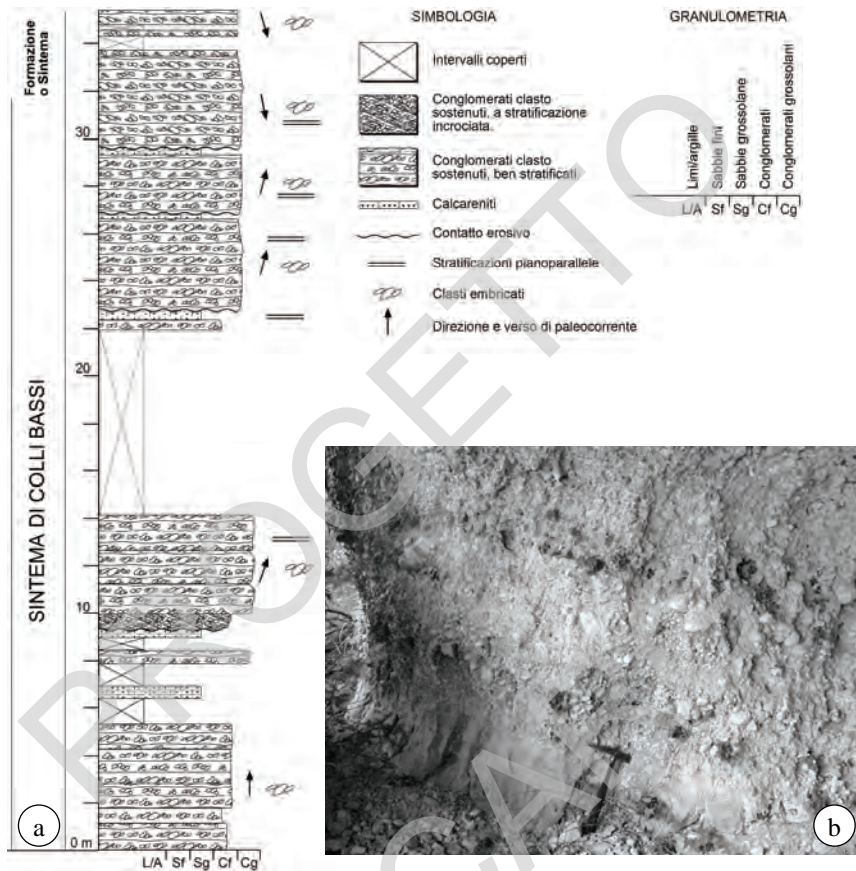


Fig. 53 - Scanno. a) Log litostratigrafico nei conglomerati alluvionali del *sistema di Colli Bassi* (SLB_b). b) Dettaglio delle facies conglomeratiche; alla base dell'affioramento, in corrispondenza del martello, i conglomerati poggiano su livelli calcarenitici.

Le quote di affioramento variano da 1300 m a 1390 m nell'alta valle del F. Sangro, da 1150 a 1250 m ai Colli Bassi, da circa 1275 m a 1600 m a M. Rotondo. Le altezze sul fondovalle variano da 150 a 200 m nella valle del F. Sangro e a Pescasseroli, mentre sono di oltre 300 m a M. Rotondo.

Lo spessore varia, nella valle del F. Sangro, da 20-30 m a nord (Lo Spineto, Selvaglione Freddo), a circa 70-80 m al Fosso della Mandrella e a nord di Pescasseroli; nella zona di Colli Bassi lo spessore affiorante aumenta spostandosi da est ad ovest, da circa 50 m (Pietrepiane) a circa 100 m nella zona di Pescasseroli; a sud di Scanno, a M. Rotondo, raggiunge i 250-300 m.

3.1.4. - *sintema di Anversa degli Abruzzi (ANV)*

Questo sintema comprende depositi affioranti ad Anversa degli Abruzzi e nella Valle Contra, a nord del M. Genzana. Si tratta di piccoli lembi isolati riferibili a conoidi alluvionali, che, per assetto morfologico e litostratigrafico, si collocano stratigraficamente tra il *sintema della valle del Gizio (VGZ)* e il *sintema di Colli Bassi (SLB)* e, sulla base della collocazione morfostratigrafica e cronologica, si ritengono correlabili con il *sintema di Madonna della Strada (SMV, Foglio 358 "Pescocochiano", ISPRA, in stampa)*. Il limite inferiore è dato dall'appoggio erosivo sulle successioni pre- e sin-orogeniche, il limite superiore è erosivo e coincide con il contatto con i depositi più recenti.

I depositi di questo sintema sono correlabili con quelli più antichi della successione affiorante nella Conca di Sulmona, alle Gole di S. Venanzio e a M. Orsa (MICCADEI *et alii*, 1999). La loro età è stata attribuita al Pleistocene inferiore *p.p.*- medio *p.p.*

depositi alluvionali (ANV_b)

Sono formati da conglomerati e brecce, con clasti da centimetrici a decimetrici, da ben arrotondati a sub-arrotondati a subangolosi, organizzati in strati e bancate spessi da 20-30 cm a 2-3 m, con sottili livelletti argillosi interstrato e con lenti a grossi clasti di 20-30 cm di diametro. Affiorano a quote di circa 575 m ad Anversa e di oltre 900 m a Valle Contra, a sud di Introdacqua, con altezze sul fondovalle, rispettivamente, di 75-100 m ad Anversa e di circa 200 m a Valle Contra (Fig. 54). Lo spessore è di 30-40 m.

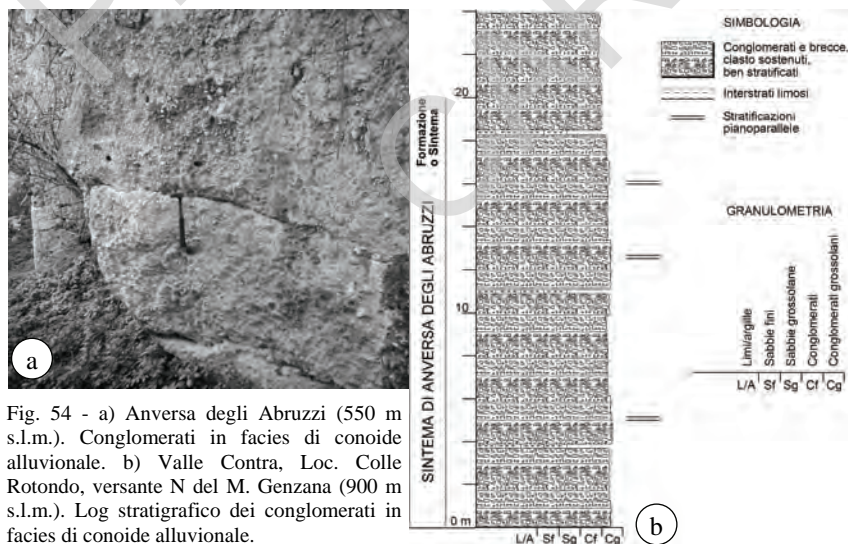


Fig. 54 - a) Anversa degli Abruzzi (550 m s.l.m.). Conglomerati in facies di conoide alluvionale. b) Valle Contra, Loc. Colle Rotondo, versante N del M. Genzana (900 m s.l.m.). Log stratigrafico dei conglomerati in facies di conoide alluvionale.

3.1.5. - *sintema della Valle del F. Gizio (VGZ)*

Questo sintema è costituito principalmente da breccie di versante, che caratterizzano la valle del F. Gizio da Pettorano sul Gizio fino a sud di Rocca Pia, la valle del F. Giovenco, da Ortona dei Marsi fino a sud di Bisegna, e il versante orientale del Fucino; inoltre, altri lembi di breccie affiorano nelle valli dei versanti orientale e settentrionale di M. Genzana. Questi depositi sono stati accomunati, per la similitudine delle litofacies delle breccie, sempre arrossate, per le quote e per le altezze sul fondovalle dei fiumi Gizio e Giovenco. Alcuni affioramenti sono stati già studiati in passato e sono noti in letteratura come “breccie di Bisegna” (BOSI & MESSINA, 1990, 1992). Solo in una piccola area a nord di Pettorano sul Gizio, allo sbocco della Valle Lavoza, affiorano depositi alluvionali.

Il limite inferiore dell'unità è costituito dal contatto erosivo e discordante sui depositi delle successioni pre- e sin-orogeniche, inoltre, nella zona di spartiacque tra la valle del F. Giovenco e l'alta valle del F. Sangro, i depositi sono incassati, come quote, in quelli del *sintema di Colli Bassi* (SLB). La parte superiore dei depositi è sempre erosa, tuttavia nelle diverse valli essi conservano una buona continuità fisica e il limite superiore coincide, a volte, con il contatto con i depositi più recenti. Lungo la valle del F. Gizio l'erosione è minore verso sud, nella zona di Rocca Pia, qui dove la valle è meno profonda la continuità dei depositi è più evidente, mentre, spostandosi verso nord, nella zona di Pettorano sul Gizio e risalendo i valloni che solcano il versante orientale di M. Genzana (Valle Lavoza, Vallone S. Margherita, Valle Reia, Valle Contra), le breccie affiorano in lembi discontinui.

Nella zona della valle del F. Giovenco, i depositi del sintema precedono depositi nei quali sono stati trovati i resti attribuiti a *Equus altidens* Linneo e riferibili alla parte alta del Pleistocene medio (BLUMETTI *et alii*, 1997); nella zona delle valli dei fiumi Sagittario e Gizio, questi depositi sono correlabili con i depositi lacustri e con quelli della conoide superiore di S. Venanzio della successione affiorante nella Conca di Sulmona (MICCADEI *et alii*, 1999; SGI, 2006c). L'età è, quindi, riferibile al Pleistocene medio *p.p.*

depositi di versante (VGZ_a)

I depositi sono formati da breccie eterometriche grossolane, con clasti di 10-30 cm e con blocchi più grandi, organizzati in bancate metriche e in corpi lenticolari, e da breccie a clasti di 5-10 cm, con strati regolari spessi 30-100 cm, con stratificazione pianoparallela e incrociata. Sono frequenti livelli limoso-sabbiosi rossastri, riferibili a sedimento di suolo, spessi da pochi centimetri fino a 40-50 cm, che evidenziano discontinuità più o meno marcate nella sedimentazione (Inverse di Sondaco, Bisegna); a Casali d'Aschi la parte bassa dei depositi è caratterizzata da abbondante matrice biancastra. Le breccie sono

sempre arrossate e molto cementate; tuttavia, dove la percentuale di matrice limosa è maggiore, la cementazione è discontinua (Figg. 55, 56, 57, 58). I depositi sono generalmente clinostratificati conformemente al versante; localmente assumono giaciture contromonte (Piana del Fucino, valle del F. Giovenco) per motivi di natura tettonica o legati a fenomeni gravitativi.

Le litologie dei clasti sono sempre riferibili alle serie locali; nella zona della valle del F. Giovenco, sul versante destro della valle, prevalgono clasti calciruditici, con frammenti di echinodermi, coralli ed ellipsactinie e, verso sud, clasti micritici scuri (probabili *Calcari a Palaeodasycladus*, Bisegna); i depositi del versante sinistro sono caratterizzati, verso sud, da clasti micritici biancastri scarsamente fossiliferi, a volte con piccole requenie, e, spostandosi a nord, da abbondanti clasti calcarei grigi con litotami, ditrupe e macroforaminiferi. Nella valle del F. Gizio i clasti sono prevalentemente riferibili, sul versante destro, a calcari micritici, con gasteropodi e alghe calcaree, delle successioni di piattaforma della cresta di Pietra Maggiore; lungo il versante sinistro i clasti sono calcarei, silicei e, raramente, marnosi, riferibili alla successione del M. Genzana.

Le quote di affioramento variano molto nella valle del F. Gizio, dove passano da 1300-1400 m a est di Rocca Pia, a 700-800 m a Pettorano sul Gizio; nella valle del F. Giovenco le quote si mantengono più costanti, variando da 1000-1100 m a Villa S. Maria e 1200-1300 m a sud di Bisegna; in corrispondenza del bordo sudorientale del Fucino le quote di affioramento sono di 700-800 m. Le altezze sul fondovalle variano nella valle del F. Gizio da 150-175 m a Rocca Pia, a 110-120 m a Pettorano sul Gizio; nella valle del F. Giovenco sono di 150-175 m, e di circa 150 m al bordo sudorientale del Fucino a Casali d'Aschi.

Lo spessore di questi depositi, nella valle del F. Gizio, varia da pochi metri a 25-30 m, nella valle del F. Giovenco da 5-10 m, degli affioramenti meno estesi, a 25-35 m dei maggiori affioramenti (Villa S. Maria, Casali di S. Maria Maddalena, S. Sebastiano e Bisegna), nella zona del Fucino raggiunge i 50-60 m a Casali d'Aschi.

depositi alluvionali (VGZ_b)

Sono costituiti da conglomerati eterometrici molto cementati, a clasti da centimetrici a decimetrici, ben arrotondati, con sottili livelli interstrato di sabbie grossolane e conglomerati fini, sempre ben cementati e arrossati; la matrice, sabbioso-limosa, è da scarsa ad abbondante. Gli strati, spessi 50-100 cm, sono divisi da livelli sabbiosi o da livelli senza matrice (tessiture *open-work*). L'altezza sul fondovalle dei depositi lungo la valle del F. Gizio è di circa 75 m. Lo spessore affiorante è di 15 - 20 m.

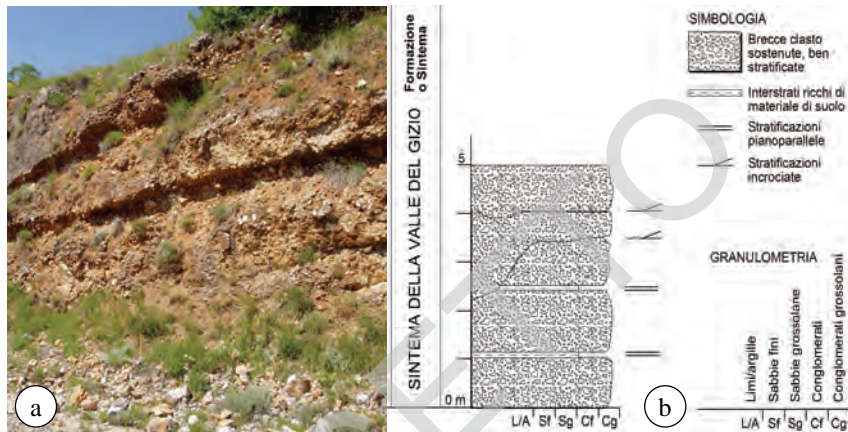


Fig. 55 - Valle del F. Gizio, Loc. Inverse di Sondaco (910 m s.l.m.). a) Breccie di versante arrostate, affioranti lungo la S.S. 17. b) Log stratigrafico delle breccie.

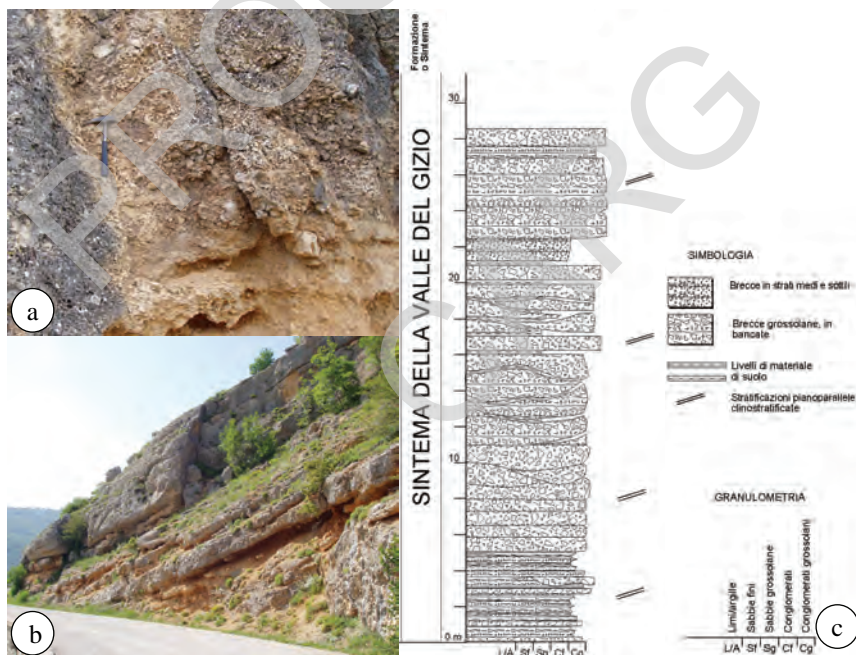


Fig. 56 - Valle del F. Giovenco. a) Casali di S. Maria (1100 m s.l.m.); particolare di un affioramento di breccie (VGZ_n). b) Bisegna (1200 m s.l.m.); affioramento delle breccie a sud del paese. c) Log stratigrafico delle breccie affioranti a sud di Bisegna.

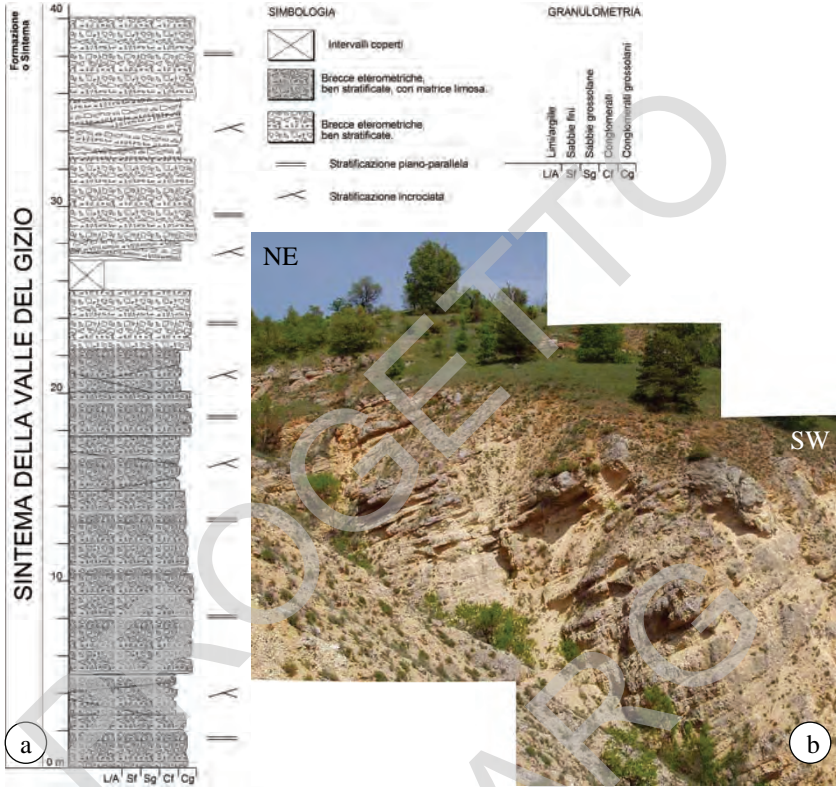


Fig. 57 - Casali d'Aschi, Loc. Le Grippe (800 m s.l.m.). a) Log stratigrafico delle breccie (VG_a). b) Breccie affioranti a est del paese.

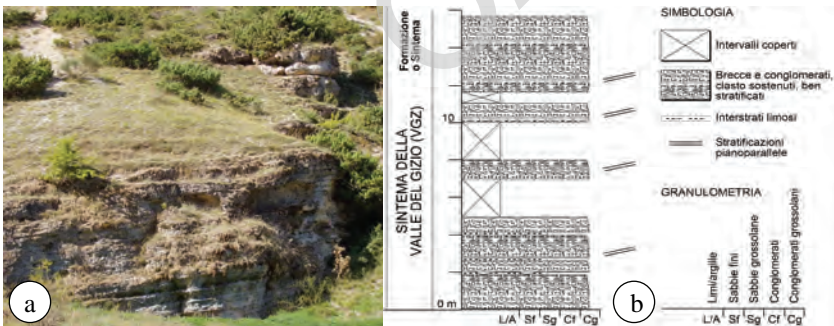


Fig. 58 - Valle Contra, Loc. Rifugio del Merlo (1070 m s.l.m.). a) Breccie di versante arrostate ben stratificate (VG_a). b) Log stratigrafico delle breccie.

3.1.6. - *sintema di Catignano* (ACT)

I depositi del *sintema di Catignano* formano numerosi lembi discontinui, generalmente con aree di affioramento modeste, fatta eccezione per le aree di Pescasseroli e della valle del F. Gizio. In alcuni casi, quindi, manca la continuità fisica tra i diversi lembi di depositi; la presenza di superfici erosive consente, tuttavia, di correlare tra loro i diversi depositi. La correlazione dei depositi affioranti in valli limitrofe è stata eseguita in base ai rapporti con i depositi degli altri sintemi, in particolare con quelli più recenti, attribuiti al *sintema di Valle Majelama* (AVM), e in base alle altezze sul fondovalle.

Il limite inferiore è generalmente costituito dal contatto erosivo e discordante sul substrato carbonatico e sui depositi terrigeni; sopra l'abitato di Frattura, le breccie del *sintema di Catignano* (ACT) poggiano sul *sintema di Ziomas* (ZMS), e lungo il contatto sono presenti sabbie-limose con livelli contenenti materiali vulcanoclastici rimaneggiati e alterati (Fig. 59).

La parte superiore dei depositi è parzialmente erosa e rimodellata, e in alcuni punti è ricoperta dai depositi più recenti; in particolare a Piano Gravare le breccie passano verso l'alto ai till del *sintema di Valle Majelama* (AVM_{c1}); solo nella valle del F. Gizio si riconosce la superficie deposizionale superiore, che verso nord si collega alla "terrazza alta" di Sulmona, nei cui depositi sono presenti livelli vulcanoclastici datati a circa 135 ka (MICCADEI *et alii*, 1999). L'età è, quindi, riferibile alla parte alta del Pleistocene medio.

depositi di versante (ACT_a)

Sono costituiti da breccie eterometriche, con clasti da centimetrici a decimetrici, regolarmente stratificate, arrossate, da scarsamente a ben cementate, e da breccie grossolane, caotiche e scarsamente cementate, formate a volte da blocchi dei sintemi più antichi. Alla base, localmente, sono presenti sabbie-limose con livelli contenenti materiali vulcanoclastici, che risultano tuttavia molto rielaborati e alterati, e non hanno fornito indicazioni cronologiche significative. Affiorano nella zona tra Frattura, Frattura vecchia, al cimitero di Villalago e sulla riva sinistra del Lago di Scanno, a Piano Gravare, a est di Serra Rocca Chiarano, lungo la valle del T. Tasso, nell'area di Pescasseroli, nell'alta valle del F. Sangro, lungo la valle del F. Giovenco e nella valle del F. Sagittario, sulla sponda occidentale del lago di S. Domenico. Lo spessore dei depositi varia da pochi metri a 15-20 m.

depositi alluvionali (ACT_b)

Questi depositi sono formati da conglomerati, a clasti di 5-20 cm, ricchi di matrice limoso-sabbiosa calcarea, in strati mal distinguibili (Pescasseroli) o regolarmente stratificati, con lenti e livelli sabbiosi e di materiale di suolo (valle del F. Gizio); localmente sono presenti limi-argillosi e sabbie sottilmente

stratificati, con livelli debolmente pedogenizzati (valle del T. Tasso, Fig. 60); nella valle del F. Giovenco sono presenti conglomerati anche molto grossolani, con blocchi fino a 50-100 cm. Le quote di affioramento sono molto variabili: a Pescasseroli affiorano con quote massime di poco superiori a 1225 m, con altezze di circa 50 m sul fondovalle; i depositi della valle del F. Gizio hanno quote di poco superiori ai 500 m e altezze sul fondovalle di 40-50 m, che aumentano sensibilmente verso nord (Foglio 369 “Sulmona”); nella valle del F. Giovenco le quote variano tra i 1000 m a nord e i 1200 m verso sud, con altezze sul fondovalle di circa 100 m; i depositi affioranti nella valle del T. Tasso, nei pressi di Scanno, hanno quote di circa 1050-1075 m, con altezze sul fondovalle di poco superiori a 100 m. Lo spessore dei depositi è di 5-15 m nella valle del F. Giovenco, 15-25 m nella valle del T. Tasso, e 30-40 m nella valle del F. Gizio e di Pescasseroli.

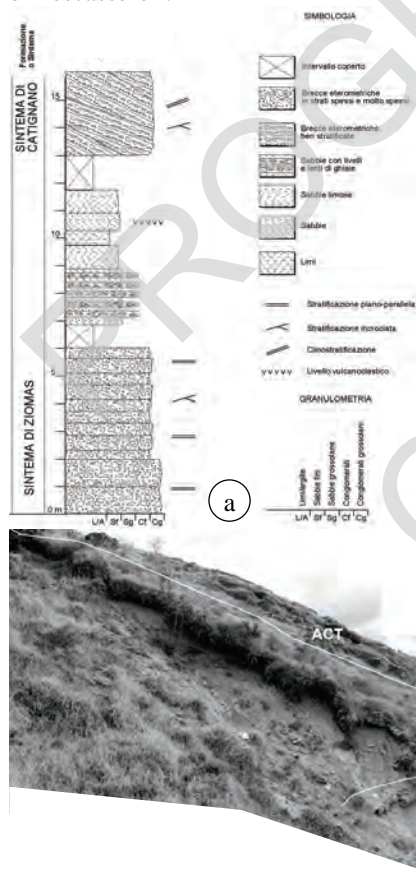


Fig. 59 - Loc. Frattura (1350 m s.l.m.). a) Log stratigrafico dei depositi del sistema di Catignano (ACT_a) in appoggio sui depositi del sistema di Zimas (ZMS_a). b) Panoramica, vista verso sud, dell'appoggio tra i depositi di versante del sistema di Catignano (ACT_a) e i depositi di versante del sistema di Zimas (ZMS_a), tra i quali affiorano livelli di materiale di suolo e livelli vulcanoclastici.



Fig. 60 - Loc. Scanno (1000 m s.l.m.). a) Conglomerati a clasti centimetrici, con livelli e lenti limo-sabbiose, riferibili ai depositi alluvionali del *sistema di Catignano* (ACT_b). b) Log stratigrafico dell'affioramento.

till indifferenziato (ACT_{c1})

Nell'alta valle del F. Gizio, nell'area di Colle Renare, affiorano depositi grossolani, con blocchi calcarei di dimensioni fino al metro ed oltre, con abbondante matrice calcarea fine, disposti in assetto caotico, con litofacies tipo till, riferibili a depositi glaciali (Fig. 61). Lo spessore è di 70-100 m.



Fig. 61 - Valle del F. Gizio, Colle Renare (1125 m s.l.m.). a) Till (ACT_{c1}) nei quali si distinguono numerosi blocchi calcarei metrici e plurimetrici. b) Particolare di uno dei blocchi.

3.1.7. - *sintema di Valle Majelama (AVM)*

I depositi del *sintema di Valle Majelama* sono costituiti da litofacies di ambiente di versante, fluviali e di conoide alluvionale, glaciali e a genesi mista. Essi affiorano diffusamente, ma non in modo uniforme; i depositi di versante e quelli fluviali e di conoide alluvionale sono maggiormente diffusi alle quote più basse, generalmente sotto i 1400 m. Diverso è il caso dei depositi glaciali, che affiorano estesamente in tutte le aree di alta montagna, e testimoniano l'ampia diffusione del glacialismo nelle dorsali montuose all'interno dell'area del Foglio.

Il limite inferiore dei depositi è erosivo e discordante sul substrato carbonatico, sui depositi terrigeni e sui depositi dei sintemi più antichi, e nel caso di AVM_{al}, è costituito dalla superficie di scorrimento della frana. Il limite superiore può essere parzialmente rimodellato o debolmente eroso e localmente re-inciso, ma è generalmente individuabile la superficie deposizionale superiore del deposito; localmente si osserva il passaggio ai depositi olocenici.

L'ampia diffusione di depositi sia di versante, sia di conoide alluvionale, sia a genesi mista, è da mettere in relazione con una elevata produttività di detrito da parte dei versanti, in un contesto di clima freddo e quindi di resistasia, verificatasi durante le oscillazioni climatiche fredde del Pleistocene superiore ed in particolare durante l'ultimo massimo glaciale. In particolare, i depositi glaciali, e le forme che li costituiscono (tra cui in particolare più generazioni di cordoni morenici), sono stati messi in relazione con le diverse fasi di stazionamento dei ghiacciai durante le fasi di ritiro nella parte alta del Pleistocene superiore dopo l'ultimo massimo glaciale (DAMIANI & PANNUZI 1987, 1991; CINQUE *et alii*, 1990; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1992; GIRAUDI, 1988b, 1995, 1998a,b, 1999, 2001, 2003; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997).

L'età è quindi riferita al Pleistocene superiore come confermato dalla presenza di industrie litiche e dall'analisi di livelli vulcanoclastici intercalati nei depositi della Piana del Fucino (RADMILLI, 1977; GIRAUDI, 1988b, 1999; GALADINI *et alii*, 1999a,b).

depositi di versante (AVM_a)

Sono formati da detriti, con clasti da centimetrici a decimetrici, regolarmente stratificati, da sciolti a parzialmente cementati, con livelli di materiale di suolo e livelli vulcanoclastici (M. Serrone, M. Parasano, valle del F. Gizio) (Fig. 62); depositi caotici a grossi blocchi di calcari e di breccie dei sintemi più antichi caratterizzano, invece, i versanti della valle del F. Giovenco; nella zona del Fucino si intercalano, inoltre, diversi orizzonti vulcanoclastici, in parte rimaneggiati, con spessore che in alcuni casi supera il metro (San Veneziano). Questi sono stati analizzati anche nelle aree della Piana del Fucino limitrofe al Foglio e hanno fornito un'età compresa tra 32 ka e 11 ka (GIRAUDI,

1988b, 1999; GALADINI *et alii*, 1999a,b). Nei livelli di materiale di suolo, inoltre, sono presenti resti di industrie litiche riferibili al Paleolitico superiore. Lo spessore affiorante varia da pochi metri a 15-20 m..

depositi di frana (AVM_{a1})

A questi depositi è attribuito l'accumulo della frana di Scanno, costituito da blocchi eterometrici con dimensioni che superano i 10 m, di calcari cretacico-paleogenici in facies di scarpata e subordinatamente da argille e arenarie mioceniche (Fig. 63). Lo spessore del deposito è molto variabile e raggiunge i 120 m nella zona centrale del corpo di frana, in prossimità dello sbarramento del Lago di Scanno. L'età, sulla base di analisi storiche e datazioni radiometriche condotte su resti di suoli nei depositi alluvionali al di sopra del corpo di frana, potrebbe essere confinata tra il Pleistocene superiore e l'inizio dell'Olocene (NICOLETTI *et alii*, 1993; BIANCHI FASANI *et alii*, 2004; SCARASCIA *et alii*, 2006).



Fig. 62 - Serrone (900 m s.l.m.). Depositi di versante stratificati (AVM_a), con una lente di materiale di suolo contenente minerali vulcanoclastici (in corrispondenza del martello).



Fig. 63 - Valle del F. Sagittario (920 m s.l.m.), a est dell'abitato di Villalago. Depositi caotici a grossi blocchi, riferibili alla frana di Scanno (AVM_{a1}).

depositi alluvionali e fluvioglaciali (AVM_b)

Sono costituiti da conglomerati eterometrici, con clasti da sub-arrotondati a molto arrotondati, con dimensioni variabili dal centimetro a 20-30 cm, con livelli di sabbie e limi, e livelli di suolo, sempre ben organizzati con stratificazioni pianoparallele, incrociate piane e concave. Localmente, nella Piana del Fucino si individuano livelli vulcanoclastici che hanno fornito un'età riferibile al Pleistocene superiore finale (GIRAUDI, 1988b, 1999; GALADINI *et alii*, 1999 a,b). Lo spessore affiorante varia da pochi metri a 20-30 m.

till indifferenziato (AVM_{c1})

Sono depositi grossolani, con blocchi anche di diversi metri di diametro, misti a matrice limo-sabbiosa, sempre con assetto caotico. Localmente sono presenti nella parte alta dei depositi livelli sabbioso-limosi in cui si intercalano livelli vulcanoclastici, con materiali molto alterati e rimaneggiati (Fig. 64; valle del T. Tasso), e livelli tipo loess costituiti anche dalla rimobilizzazione di materiali vulcanoclastici; nella zona di M. Greco, poco al di fuori dell'area del Foglio, tali depositi sono coperti da livelli torbosi datati a 12,8 ka (FREZZOTTI & GIRAUDI, 1989). Lo spessore dei depositi varia da pochi metri ad alcune decine di metri a est di Serra Rocca Chiarano.

Questi depositi affiorano generalmente a quote superiori ai 1400-1500 m. All'interno dei principali circhi glaciali (Serra Rocca Chiarano, M. Marsicano)

le forme permettono di riconoscere diversi cordoni alti fino ad alcuni metri e archi morenici riferibili a fasi di arretramento e avanzamento dei fronti glaciali (Fig. 65). Le quote di affioramento dei depositi glaciali più bassi variano, da circa 1600 m a Posta Chiarano, 1400 m nella valle del T. Profluo, 1300 m a Masseria Parenti (valle del T. Tasso), 1650 m a Ferroio di Scanno.

depositi di origine mista (AVM_i)

Si tratta di sedimenti con clasti prevalentemente carbonatici, da angolosi a sub arrotondati, fortemente eterometrici, spesso associati a matrice sabbioso-limosa debolmente arrossata, in percentuale variabile, con lenti di materiale debolmente pedogenizzato. Derivano dall'accumulo di valanghe, *debris flow*, detriti e depositi alluvionali. Sono ubicati al piede di canali che solcano i versanti principali delle dorsali carbonatiche. Lo spessore è variabile fino ad un massimo compreso tra 10 m. e 30 m.

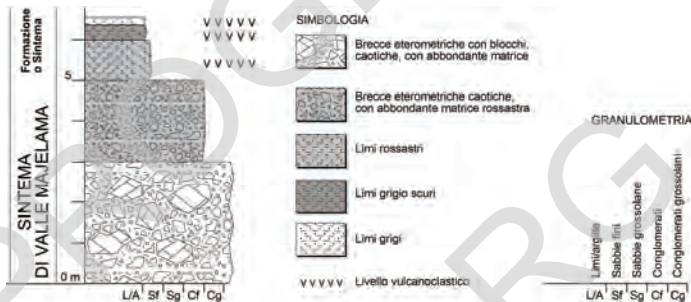


Fig. 64 - Alta valle del T. Tasso (1300 m s.l.m.). Log stratigrafico nella parte alta di depositi glaciali (AVM_{c1}). La parte superiore interessa sedimenti sabbioso-limosi in cui si intercalano livelli vulcanoclastici.



Fig. 65 - La testata della Valle di Corte (1900 m s.l.m.), a nord del M. Marsicano, è occupata da depositi glaciali (AVM_{c1}) che formano un evidente cordone morenico.

3.1.8. - *depositi olocenici* (olo)

I depositi olocenici sono rappresentati da una gran varietà di litofacies la cui deposizione è in molti casi ancora attiva. Il limite inferiore è sempre erosivo sui depositi continentali più antichi o sui depositi pre- e sin-orogenici, il limite superiore è costituito da una superficie deposizionale.

depositi di versante (olo_a)

Sono formati da detriti sciolti eterometrici, con matrice da scarsa a abbondante, soprattutto in corrispondenza delle aree di affioramento dei depositi terrigeni. Affiorano diffusamente su tutti i versanti dell'area e in corrispondenza delle rotture di pendio. Lo spessore è variabile e si stima in alcune decine di metri nelle zone di maggiore accumulo. Nell'area del Fucino si intercalano livelli di suolo, analizzati per analisi paleosismologiche, che hanno fornito età comprese tra 0,9 e 9,7 ka (GIRAUDI, 1988b, 1999; GALADINI *et alii*, 1999a,b).

depositi di frana (olo_{a1})

Questo tipo di depositi si differenzia da luogo a luogo per litologia e tessitura in relazione al tipo di substrato coinvolto nei movimenti franosi. Si tratta di depositi principalmente argilloso-limosi, quando le frane coinvolgono i depositi delle successioni terrigene sin-orogeniche, che possono contenere blocchi o frammenti calcarei se sono interessati i depositi continentali di copertura (valle del F. Giovenco, alta valle del F. Sangro, valle del T. Tasso, valle del T. Profluo); nel caso del coinvolgimento del substrato carbonatico, i depositi sono formati da grossi blocchi calcarei, con matrice più o meno abbondante (Serra Rocca Chiarano, valle del F. Giovenco, valle del F. Sagittario); dove, infine, i movimenti franosi interessano le successioni post-orogeniche, i depositi sono costituiti da blocchi di conglomerati e breccie (Serra di Ziommas, valle del T. Tasso, valle del F. Giovenco, alta valle del F. Sangro). Lo spessore è variabile in funzione dell'estensione e della tipologia della frana.

detriti di falda (olo_{a3})

Sono costituiti da detriti calcarei eterometrici, sciolti, privi di matrice e costituiscono ampie falde e coni di detrito in corrispondenza delle principali scarpate in roccia che caratterizzano la parte alta dei rilievi delle dorsali di M. Genzana - Serra Rocca Chiarano (Fig. 66) e Montagna Grande; in misura minore si osservano nel settore NE (Pietra Maggiore) e nel settore SO (M. Marcolano, M. Valle Caprara). Si individuano in particolar modo alla base delle scarpate in roccia dei circhi glaciali. Tali depositi sono sempre in appoggio sulle unità più antiche della successione post-orogenesi o delle successioni pre-orogenesi e più raramente sin-orogenesi.

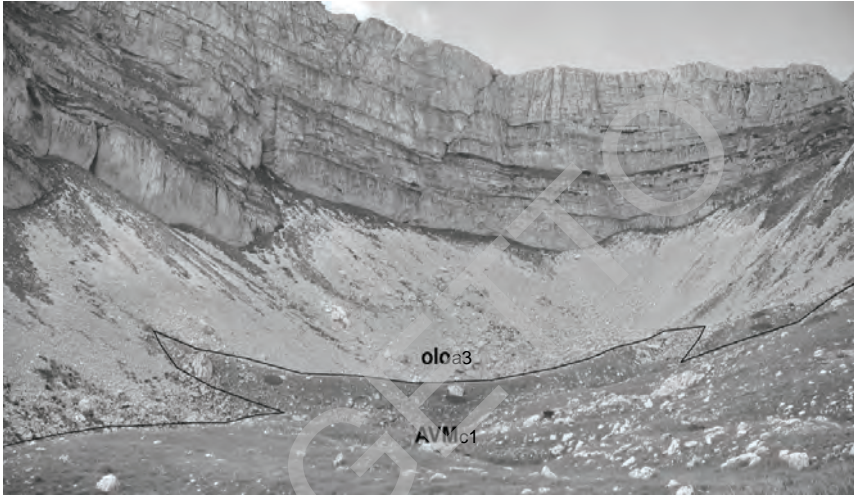


Fig. 66 - Serra Rocca Chiarano (2200 m s.l.m.), vista da est. Depositi glaciali in primo piano, riferiti al *sintema di Valle Majelama* (AVM_{c1}), sullo sfondo detriti di falda olocenici alla base delle pareti calcaree (olo_{a3}).

depositi alluvionali (olo_b)

Sono formati da ghiaie con clasti eterometrici, di dimensioni in prevalenza da centimetriche a decimetriche, da sub-angolosi ad arrotondati, con livelli di sabbie e limi-sabbiosi. Nell'area di Pescasseroli nei depositi riferibili a conoidi alluvionali si intercalano fino a tre livelli vulcanoclastici che hanno fornito età comprese tra 8,9 ka e 3,7 ka (GIRAUDI, 1997). Affiorano in corrispondenza dei fondovalle attuali e allo sbocco dei principali valloni dove formano conoidi alluvionali e conoidi a genesi mista. Lo spessore, stimato, è variabile da pochi metri fino a una decina di metri, tuttavia in alcuni casi (Gole del F. Sagittario) questi valori potrebbero essere nettamente maggiori.

coltre eluvio colluviale (olo_{b2})

Si tratta di limi, argille e sabbie, con clasti centimetrici, calcarei e arenacei, in percentuale variabile, dispersi all'interno della frazione fine. Sono diffusi nelle aree di affioramento dei depositi sin-orogenici. Sui versanti calcarei coperti da fitta vegetazione sono presenti coltri costituite da limi e argille rossastre e brune con abbondanti frammenti calcarei dispersi. Lo spessore generalmente non supera i 5-10 m. In alcuni casi si rinvencono industrie litiche rimaneggiate riferibili al Paleolitico superiore (Lecce dei Marsi; § 3.1.9).

prodotti eluviali (alterite, terre rosse) (olo_{b6})

Sono formati da limi e argille rossastre (terre rosse), con clasti calcarei centimetrici dispersi nella frazione fine, prodotto dall'alterazione delle rocce calcaree e dei conglomerati calcarei dei sistemi più antichi. Sono ubicati sul fondo di doline e di vallecole. Lo spessore non supera i 5-10 m. Anche in questo caso sono presenti industrie litiche rimaneggiate del Paleolitico superiore (area tra Ortona dei Marsi e Pescina, Lecce Vecchia, M. Genzana; § 3.1.9).

depositi crionivali (olo_{c7})

Sono costituiti da blocchi eterometrici e pietrame calcareo associati ad una percentuale variabile di matrice sabbioso-limosa. Sono stati cartografati nell'area a est di Serra Rocca Chiarano e nella zona di M. Marsicano, dove formano *rock-glacier* e cordoni allungati, con altezza di pochi metri, riferibili a nivomorene. Nell'area di M. Pietra Gentile (a SO de La Terratta) il deposito è costituito da grossi blocchi eterometrici fino a plurimetrici in assetto caotico, riferibili a *block slope* (Fig. 67). Lo spessore affiorante non supera i 5-10 m.

depositi lacustri e palustri (olo_e)

Sono limi e limi argillosi di colore scuro, con livelli e lenti sabbioso-ghiaiosi e con lenti di torba. Caratterizzano alcune conche chiuse nella zona di accumulo della frana di Scanno e piccole conche ubicate al fondo di alcuni circhi glaciali a est di Serra Rocca Chiarano (Lago Pantaniello). Analisi condotte nei depositi di riempimento di tali depressioni hanno messo in evidenza la presenza di livelli di suolo datati in un intervallo compreso tra 4,7 ka e 1,7 ka (CALDERONI *et alii*, 1991; GIRAUDI, 2001) e successivi a livelli di suolo riferibili a 12,8 ka (GIRAUDI, 1998a; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1992). Lo spessore è stimabile in alcuni metri.

depositi antropici (olo_h)

Sono costituiti da ghiaie e pietrame misto a sabbie e frammenti di materiale antropico, più o meno addensati, formati dall'accumulo di materiali di discarica, da terrapieni e rilevati. Lo spessore è in genere compreso tra 2 e 10 m.

depositi di origine mista (olo_i)

Si tratta di sedimenti costituiti da clasti prevalentemente carbonatici, angolosi o sub angolosi, fortemente eterometrici, spesso associati a matrice sabbioso-limosa in percentuale variabile, che derivano dall'accumulo di valanghe, detriti e depositi alluvionali. Sono ubicati al piede di canali che solcano i versanti principali nelle zone di alta montagna. Lo spessore, stimato, è variabile tra 5 e 20 m.



Fig. 67 – M. Pietra Gentile (1925 m s.l.m.). Depositi a blocchi eterometrici in assetto caotico riferibili a *block slope*.

3.1.9. - *Il Paleolitico dell'area del Foglio 378 "Scanno"* (S. Agostini & C. Berti)

Nel Foglio 378 "Scanno" risultano compresi, nella loro interezza o solo marginalmente, numerosi rilievi, altopiani, valli e bacini, che rendono articolato, ad una lettura geografica e morfologica, il territorio di riferimento. Non deve stupire pertanto se per questa area estesa i dati relativi alla più antica preistoria (paleolitico) siano tuttora disomogenei. Ad eccezione infatti del margine meridionale fucense, le conoscenze ad oggi acquisite derivano essenzialmente dai risultati di periodiche campagne di ricognizione, ovverosia dalla "raccolta di strumenti in superficie". Solo in anni più recenti, e per limitate aree quali la sommità del M. Genzana (CAMPETTI PONTICELLI, 1979; LUNGHINI & TIMPONE, 1979; BIETTI, 1988) e la Valle di Chiarano (MUSSI *et alii*, 1995, 2003; LUBELL *et alii*, 1999), a seguito dell'individuazione di zone con concentrazione di industrie preistoriche, sono stati condotti limitati saggi stratigrafici. È interessante comunque notare che la distribuzione dei siti del paleolitico sino ad oggi individuati permette di delineare, o comunque ipotizzare, evidenti correlazioni con il contesto geologico e morfologico, ovverosia la costante coincidenza con gli affioramenti di formazioni carbonatiche in cui sono presenti letti e/o amoni di selce, la prossimità di sorgenti e/o laghi effimeri. Riferimenti analoghi, del resto, sono stati già avanzati in alcuni dei lavori specifici o di sintesi che hanno per tema il paleolitico dell'area fucense. In questi lavori, infatti, si hanno riferimenti alle relazioni che le bande dei cacciatori dell'antico lago fucense avrebbero avuto con il territorio, rilievi e altopiani, compresi nel Foglio (RADMILLI, 1965; SPAGNOLO, 1991). Questo territorio viene considerato una delle principali aree di approvvigionamento della selce così come una

importante sede di attività legate alla caccia stagionale. In particolare, i siti dove sono state rinvenute concentrazioni di industrie con elementi riferiti al paleolitico inferiore e medio, sono ubicati a quote altimetriche ed in contesti geologico ambientali che suggeriscono una frequentazione dell'alta montagna abruzzese, in condizioni climatiche, anche se stagionali, pienamente favorevoli. Per i siti del paleolitico superiore, caratterizzati invece da una particolare e più articolata distribuzione altimetrica e geologico ambientale, l'ubicazione ed altre considerazioni, permettono da una prima analisi, di riconoscere una frequentazione legata e rappresentativa delle progressive fasi di penetrazione e ripopolamento dei territori di alta montagna, successive all'ultimo massimo glaciale. I siti del paleolitico superiore sono anche i più numerosi ed alcuni sono da considerarsi un'interessante possibilità di esplorazione di "siti all'aperto" con stratigrafie ancora ben conservate.

Di seguito verranno brevemente descritti, secondo una direttrice N-S, i siti principali ad oggi conosciuti e per i quali le raccolte di industrie preistoriche risultano consistenti per numero e tipologia, e consentono di riconoscere una, se pur non dettagliata, collocazione culturale e funzionale:

- Negli altopiani carsici tra Ortona dei Marsi e Pescina, tra quota 1000 m e 1200 m, all'interno e alla sommità di terre rosse mature, sono presenti industrie rimaneggiate riferibili al paleolitico superiore.
- Nei pressi di Lecce vecchia dei Marsi e in località Mandrilli, non lontano dagli affioramenti di bauxite, sono state rinvenute industrie mousteriane rimaneggiate associate a terre bruno nere in ampie depressioni carso-alluvionali ed ai piedi di un piccolo riparo.
- In varie località lungo la Valle di Chiarano (da Fonte Ria, Fontana Chiarano e in altri numerosi siti fino nei pressi del Lago Pantaniello) sono presenti industrie del paleolitico superiore e talora del mesolitico (AVM_{cl}).
- Nel territorio di Rocca Pia, in alcuni valloni che conducono verso gli altipiani sottostanti il M. Genzana, ed al margine settentrionale del Piano delle Cinque Miglia, in situazioni morfologiche conservative nelle zone di affioramento di formazioni carbonatiche con letti di selce, si rinvengono siti con industrie del paleolitico inferiore, medio e superiore (località Valle Gentile, Selvapiana, Prematuro, Laghi Lacore, Sant'Egidio, Madonna del Casale (AVM_i)); in più siti tra Scanno e Rocca Pia, presso Toppe Vurgo, sono state raccolte industrie del paleolitico medio. Si tratta probabilmente di elementi in parte rimaneggiati e accumulati nei depositi riferibili al *sintema di Valle Majelama* (AVM).
- Sulla dorsale del M. Genzana, tra la vetta omonima e in direzione SE fino oltre Fonte Genzana, in depositi di doline ed in situazioni morfologiche conservative, sono stati individuati oltre venti siti con industrie rimaneggiate riferibili al paleolitico medio.

VI. - TETTONICA

1. INTRODUZIONE

Il Foglio 378 “Scanno” è caratterizzato prevalentemente da uno stile tettonico di tipo “rigido” che ha portato alla formazione di monoclinali calcaree in successioni preorogeniche, separate a luoghi da stretti e lunghi “corridoi” di depositi terrigeni argillosi delle successioni sin-orogeniche. L’assetto odierno è il risultato di complessi movimenti verticali e orizzontali che vanno ad aggiungersi al già noto complesso quadro paleogeografico precedentemente descritto (Capitolo IV e V). Si riconoscono, infatti, movimenti compressivi legati sia a sovrascorrimenti che a tettonica trascorrente, con diversa direzione di trasporto. A questo tipo di tettonica se ne sovrappone una a carattere prevalentemente distensivo la cui massima manifestazione è rilevata sui bordi delle conche intermontane o delle aree vallive localizzate al margine dell’area racchiusa dal Foglio.

La complessità della tettonica, sia per quanto riguarda l’assetto geometrico che quello cinematico è, infatti, nota da tempo, e tante sono state le ipotesi di correlazione dei numerosi elementi tettonici presenti (ACCORDI 1964, COLACICCHI 1967b, PRATURLON 1968, CORRADO *et alii* 1992, MICCADEI, 1992, 1993; PATACCA *et alii*, 1992b; CORRADO *et alii*, 1996). ACCORDI già segnalava nel 1964: *“l’esistenza di movimenti anche notevoli a carattere traslativo con rovesciamenti e motivi a pieghe-faglie e faglie inverse che interessano nel loro insieme tutta la struttura della Marsica. Queste faglie sono accoppiate a faglie*

dirette che determinano rovesciamenti modesti". COLACICCHI (1967b) e PRATURLON (1968) segnalavano, successivamente, la difficoltà di correlare i piani di faglia rilevati perché aventi immersioni variabili e a volte opposte sullo stesso piano: *"è legittimo pensare che queste strutture calcaree siano delimitate da faglie inverse di immersione contraria tanto sul fianco occidentale che su quello orientale. Se così fosse è chiaro che per estrapolazione geometrica tali faglie dovrebbero incontrarsi a non rilevante profondità determinando una superficie tettonica unica e continua"*. Queste citazioni fanno già capire la notevole complessità dell'assetto strutturale dell'area e la relativa difficoltà nel descriverlo.

Per meglio caratterizzare la tettonica sono state individuate diverse unità tettono-stratigrafiche, intese come volumi rocciosi delimitati da contatti tettonici e contraddistinti da una successione stratigrafica differente da quella dei volumi adiacenti; in questa definizione le unità sono identificate, inoltre, in base al rapporto con i depositi delle successioni sin-orogeniche alto-mioceniche (MICCADEI, 1993; DELA PIERRE *et alii*, 1997). Nei paragrafi che seguono sono distinte le unità tettono-stratigrafiche riconosciute ed i diversi elementi tettonici che portano alla definizione finale dello schema strutturale di figura 68, tenendo conto anche di quanto scaturito e pubblicato nei fogli 368 "Avezzano", 369 "Sulmona" e 361 "Chieti". Nei paragrafi successivi la tettonica verrà descritta facendo riferimento alla definizione delle geometrie delle unità e alla cinematica degli elementi che le delimitano. Per quanto possibile, data la limitata estensione dell'area, si cercherà di delineare un quadro strutturale regionale. L'attività della tettonica in questo settore di orogene è stata suddivisa in pre-orogenica, sin-orogenica e post-orogenica. Questo si è reso necessario anche per definire al meglio il ruolo della tettonica nella delimitazione di alcuni settori paleogeografici che mettono in evidenza successioni differenti per litologia e ambiente, attualmente *"accostate"* nello spazio. La tettonica pre-orogenica è stata, così, suddivisa in *Tettonica giurassica inferiore (Lias)* e *Tettonica cretacea, paleogenica e basso miocenica* (precedente alla deposizione delle successioni sin- e tardo-orogeniche).

2. - TETTONICA PRE-OROGENICA

In questo capitolo sono riuniti e descritti tutti gli elementi riferibili a fasi tettoniche verificatesi durante la sedimentazione delle successioni pre-orogeniche. Tali elementi, che non trovano oggi espressione morfologica sul terreno, possono essere individuati o ipotizzati solo su base stratigrafica, con il riconoscimento di variazioni di facies, lacune, trasgressioni, o brusche variazioni laterali dello spessore dei sedimenti nel contesto di singole unità.

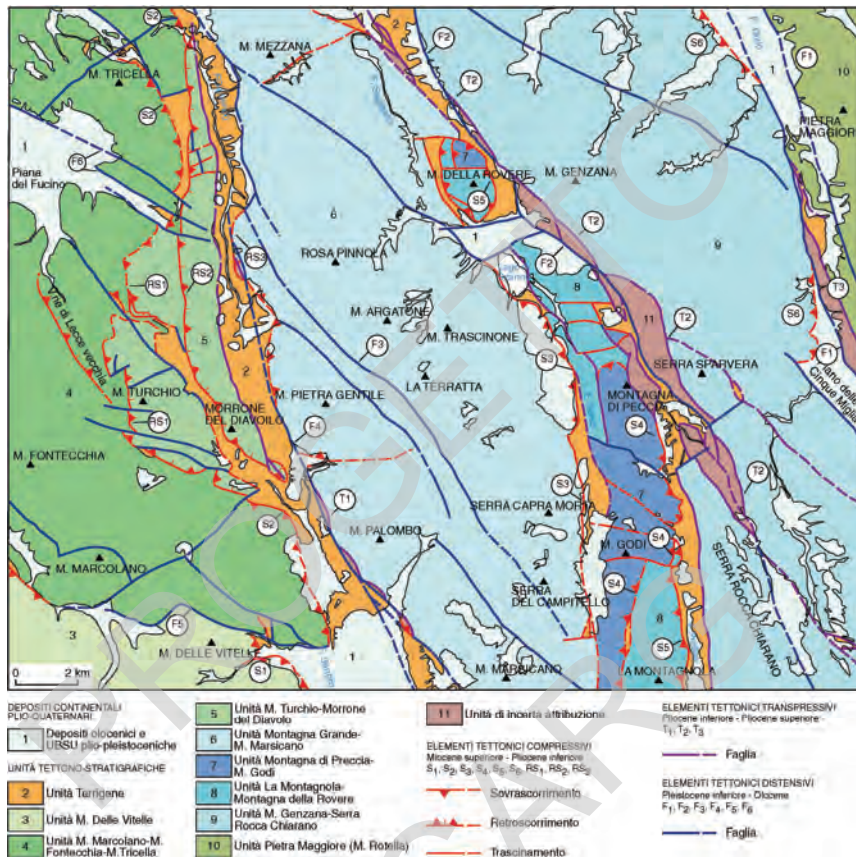


Fig. 68 - Schema tettonico del Foglio 378 "Scanno" S₁: Sovrascorrimento di M. delle Vitelle; S₂: Sovrascorrimento di M. Tricella; S₃: Sovrascorrimento del T. Tasso; S₄: Sovrascorrimento del M. Godi; S₅: Sovrascorrimento di La Montagnola; S₆: Sovrascorrimento del M. Genzana; RS₁: Retroscorrimento del M. Turchio; RS₂: Retroscorrimento del Morrone del Diavolo; RS₃: Retroscorrimento di Bisegna; T₁: Elemento transpressivo di M. Palombo e della valle del F. Giovenco; T₂: Elemento transpressivo di Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello; T₃: Elemento transpressivo della valle del F. Gizio; F₁: Elementi distensivi della valle del F. Gizio e del Piano delle Cinque Miglia; F₂: Elemento distensivo del M. Genzana; F₃: Sistema distensivo di Terraegna (Montagna Grande); F₄: Elemento distensivo dell'alta valle del F. Sangro e del F. Giovenco; F₅: Elementi distensivi di M. delle Vitelle - Pescasseroli; F₆: Sistema distensivo del Serrone - M. Paraso *autorum*.

Tali variazioni sono individuabili con maggiore evidenza nella zona di passaggio tra le aree di margine e quelle di scarpata (vedi Fig. 9 e Fig. 37 del Capitolo V); queste risentono di movimenti verticali anche minimi, causando spesso spostamenti di facies e cambiamenti delle condizioni di sedimentazione. Le maggiori evidenze riguardano in particolare il Giurassico inferiore e l'intervallo Cretacico superiore-Miocene inferiore.

2.1. - TETTONICA GIURASSICA INFERIORE (LIAS)

Nell'area del Foglio l'attività degli elementi tettonici sinsedimentari del Giurassico inferiore ha portato alla differenziazione degli ambienti sedimentari. A partire da questo intervallo di tempo infatti, al tetto di litologie indistinte in facies di piattaforma carbonatica, si individuano facies differenti riferibili ad ambienti di piattaforma carbonatica persistente con aree emerse, di margine di piattaforma carbonatica e di scarpata-bacino (vedi schemi di Fig. 9 e Fig. 37 del Capitolo V). La geometria e i rapporti tra le litologie sono difficilmente giustificabili con semplici transizioni di facies e trovano una logica spiegazione se inquadrati in un'attività tettonica, a carattere prevalentemente distensivo.

Evidenze di differenziazione di facies ad opera di elementi tettonici si individuano nell'area centro orientale del Foglio. Nel settore sudorientale, infatti (Serra Sparvera, Piano delle Cinque Miglia), e nel settore meridionale (M. Marsicano, M. Palombo, M. Pietra Gentile) si individuano facies di piattaforma carbonatica micritica riferibili ai *Calcari a Palaeodasyclus* (CPL); nel settore settentrionale (M. Genzana) affiorano, invece, coeve facies di scarpata-bacino della *Corniola* (COI) al di sopra di più antiche litofacies dolomitizzate del *Calcare Massiccio* (MAS_b), come ben noto in letteratura (COLACICCHI, 1967a, CIVITELLI *et alii*, 1987) e come osservato anche nel Foglio 369 "Sulmona"; si osservano quindi settori annegati verso nord e settori che permangono in contesto di mare basso verso sud. Poco a nord del M. Marsicano, la flora liassica di Prato Rosso a conifere e cicadee testimonia la presenza di una zona emersa, ulteriore conferma di forti differenziazioni di facies (COLACICCHI, 1967b; PRATURLON, 1968).

Evidenze ancor più nette si hanno lungo la linea Profluo-Tasso-Sagittario. Tutta una vasta zona ad oriente di tale linea passa da facies di piattaforma carbonatica (*Calcari a Palaeodasyclus*, CPL) ad facies di transizione (*verde ammonitico-calcari e marne a posidonie*, VAP, e *calcari bioclastici inferiori*, BLI); mentre nel settore a ovest di tale linea si sviluppano facies di margine di piattaforma almeno per tutto il Giurassico (*calcareniti a echinodermi e coralli*, ECO, *calcari a ellipsactinie*, ELL). Nel settore occidentale (M. Marcolano, M. Tricella) e orientale (Pietra Maggiore) del Foglio permangono, invece, facies di piattaforma carbonatica micritica.

Queste brusche variazioni di facies sono giustificabili con fenomeni di annegamento differenziato legati a movimenti verticali e allo sviluppo di elementi tettonici con un'attività compresa nel Giurassico inferiore.

La direzione probabile degli elementi tettonici responsabili di tali variazioni, rispetto alla distribuzione attuale, è circa NO-SE lungo la linea Profluo-Tasso-Sagittario ed essenzialmente meridiana tra la valle del F. Gizio e il Piano delle Cinque Miglia, sul versante occidentale del M. Rotella; mentre nel settore centrale e meridionale (tra M. Genzana e Serra Sparvera) vi sono evidenze di elementi trasversali ai precedenti, a direzione circa E-O. Sicuramente, tuttavia, la distribuzione attuale non corrisponde a quella originaria, che può essere stata modificata dai raccorciamenti mio-pliocenici, dalla rotazione di blocchi e in parte anche dalla tettonica estensionale quaternaria.

Tenendo in considerazione anche quanto scaturito dal rilevamento dei fogli 357 "Cittaducale", 358 "Pescorocchiano", 360 "Torre dei Passeri", 361 "Chieti", 368 "Avezzano", 369 "Sulmona", e di quanto già ampiamente noto in letteratura, tali elementi potrebbero essere considerati come faglie estensionali inquadrate a livello regionale con il *rifting* tetideo che ha portato alla disarticolazione della piattaforma carbonatica, che nel Giurassico inferiore (Lias) interessava gran parte della paleogeografia dell'Appennino centrale, e all'annegamento di alcuni settori di piattaforma con l'instaurarsi della relativa sedimentazione di scarpata e bacino (PAROTTO & PRATURLON, 1975; ACCORDI *et alii*, 1988; DAMIANI *et alii*, 1992; CENTAMORE *et alii*, 2006a,b,c,d; PATACCA & SCANDONE, 2006, 2007).

Nell'area in esame, a differenza di altre aree dell'Appennino, non ci sono evidenze nette di riutilizzazione di questi piani tettonici; la sedimentazione successiva dal Giurassico superiore al Cretacico, ha infatti progressivamente cambiato la paleogeografia; l'area ha subito nuovi movimenti verticali e tali settori sono divenuti aree di rampa carbonatica tra il Paleogene e il Miocene e sono poi stati coinvolti nei domini di avanfossa obliterando la tettonica precedente.

2.2 TETTONICA CRETACICA, PALEOGENICA E BASSO MIOCENICA

Le evidenze di una tettonica sinsedimentaria nell'intervallo compreso tra il Cretacico e il Miocene inferiore sono chiare, nell'area in esame, anche se molto frammentarie e discontinue. Esse sono da ricercare nella estrema eterogeneità delle successioni stratigrafiche che registrano brusche variazioni di facies e spessori e contatti erosivi irregolari e articolati che, anche in questo caso, non sono imputabili a progressive variazioni degli ambienti paleogeografici, ma possono essere meglio giustificati con il verificarsi di movimenti verticali e

basculamenti di natura tettonica. Le maggiori evidenze si hanno nel settore occidentale dell'area e nel settore centrale.

Nel settore occidentale gli indizi di tettonica sono presenti nella successione in facies di piattaforma chiaramente differenziata da sud verso nord. Non si tratta in questo caso di una variazione degli ambienti deposizionali, quanto di una articolazione degli spessori delle formazioni e della geometria dei limiti tra le unità affioranti (Fig. 10; § 1.1 del Capitolo V). In particolare la lacuna sedimentaria, che è sottesa al contatto erosivo alla base delle calcareniti mioceniche, si presenta di entità minore verso sud e via via maggiore verso nord. Nel settore meridionale le *calcareniti a briozoi* (CBZ₃) sono trasgressive almeno sui *calcari a radiolitidi* (RDT) del Cretacico superiore, mentre verso nord su termini sempre più antichi, dapprima sui calcari del Cenomaniano (IBX, M. Prato Maiuri), quindi sui calcari dell'Aptiano-Albiano (CIR, M. Turchio) e infine su livelli riferibili all'Aptiano (parte bassa di CIR o RCO, spigolo NO del Foglio). Tale assetto testimonia una disarticolazione del settore sudoccidentale in facies di piattaforma con movimenti verticali differenziali di settori contigui via via più rialzati verso nord capaci di determinare una erosione differenziata della successione cretacica; l'entità dei dislocamenti verticali è stimata complessivamente nell'ordine di 500-600 m, corrispondente allo spessore di successione eroso.

Nel settore centrale si individuano evidenze di movimenti verticali differenziali di settori contigui che hanno portato alcuni settori in emersione e hanno provocato imponenti fenomeni di risedimentazione e frane sottomarine.

All'estremo sud (La Montagnola) il *calcare cristallino* (CTN) trasgredisce sulle dolomie del Giurassico inferiore (MAS) e contiene grossi corpi di megabrecce di *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL), mentre spostandosi verso ovest lo stesso *calcare cristallino* è in contatto erosivo sui termini dei *calcari bioclastici inferiori* (BLI, C.le Ferroio) e da qui, spostandosi verso nord, si ha una continuità di sedimentazione fino ai calcari bioclastici superiori (BLS) proprio in corrispondenza della vetta del M. Godi. Nell'area de La Montagnola, inoltre, la presenza di breccie o di megabrecce permane anche nei termini paleogenici dei *calcari a macroforaminiferi in litofacies conglomeratica con megabrecce* (CFR_{1a}) e miocenici delle *calcareniti a briozoi* (CBZ₃) (vedi Figg. 29 e 34 § 1.4, Capitolo V), testimoniando una persistenza della produzione detritica legata all'erosione di scarpate in *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL).

Questi elementi suggeriscono la probabile presenza, a sud della zona de La Montagnola, di un blocco sollevato ed emerso, tanto da essere stato eroso fino a livello del Giurassico inferiore; il movimento, lungo elementi tettonici di cui non è possibile stabilire l'orientazione, deve essere avvenuto già nel Cretacico inferiore, come indicato dalla presenza di megabrecce nel *calcare cristallino*, anche con fenomeni di basculamento suggeriti dalle successioni che divengono

via via più continue verso nord; la presenza di megabrecce fino al livello di Paleogene e di Miocene può indicare una persistenza dell'attività tettonica.

Nel settore della Montagna Grande si individuano evidenze di tettonica in parte simili, anche se meno marcate rispetto all'area de La Montagnola. Le unità in facies di scarpata prossimale del Cretacico superiore (CTN) o del Paleogene (CFR) sono in contatto erosivo sui termini in facies di margine del Giurassico superiore (ELL) o del Giurassico medio (ECO), con lacune anche molto estese e di entità differente anche su blocchi contigui (Fig. 14, § 1.2, Capitolo V). Più in generale, muovendosi da sud verso nord, le lacune si riducono via via e compaiono i termini della successione del Cretacico inferiore e del Cretacico superiore con spessori progressivamente maggiori, fino ad arrivare nella zona di Anversa degli Abruzzi con una successione caratterizzata da frequenti discontinuità ma completa di tutti i termini fino al Miocene medio.

Anche in questo caso gli elementi evidenziati dalla complessa stratigrafia sono spiegabili, a nostro avviso, con movimenti verticali differenziati di diverse porzioni dell'attuale struttura della Montagna Grande o lungo elementi tettonici di difficile definizione o mediante fenomeni di basculamento, con le porzioni meridionali più sollevate ed erose rispetto alle porzioni centrali e settentrionali.

Evidenze di movimenti verticali di natura tettonica si hanno anche per tutto il Paleogene e la base del Miocene. I sedimenti del Paleocene mancano nella maggior parte dell'area del Foglio e in alcune aree, dopo tale lacuna, facies organogene di acqua bassa (CFR) si sovrappongono sui calcari cristallini in facies di scarpata suggerendo una possibile fase di emersione. Tuttavia individuare movimenti tettonici durante il Paleocene, Eocene ed Oligocene è impossibile salvo casi particolari, in quanto gli affioramenti sono troppo sporadici e di facies variabile tanto da rendere estremamente insicure anche le correlazioni stratigrafiche. Gli unici dati che si hanno a disposizione permettono di confermare che durante l'Eocene e fino alla parte bassa del Miocene doveva persistere una dorsale o una serie di blocchi a sollevamento differenziato (evidenziati nell'area centro meridionale del Foglio) che chiudevano un bacino che, per quanto irregolare e articolato, si apriva progressivamente verso nord nella zona del Foglio 369 "Sulmona", dove le successioni paleogeniche sono sicuramente più ampie e rappresentate (COLACICCHI, 1967b; ACCORDI *et alii*, 1969b; SGI, 2006c).

3. - TETTONICA SIN-OROGENICA

In questo settore dell'orogene appenninico sono ben individuabili numerosi piani tettonici compressivi, sovrascorrimenti ma anche importanti retroscorrimenti, che sovrappongono, generalmente, termini litostratigrafici più antichi su termini più giovani. Come già ricordato, numerose sono le

complicazioni legate a tettonica trascorrente e transpressiva. Qui di seguito verranno descritte le unità tettono-stratigrafiche riconosciute sul terreno, sia dal punto di vista geometrico che dal punto di vista cinematico, e descritti gli elementi tettonici compressivi e transpressivi che le delimitano (Fig. 68).

Le unità riconosciute sono:

- Unità M. delle Vitelle
- Unità M. Marcolano - M. Fontecchia - M. Tricella
- Unità M. Turchio - Morrone del Diavolo
- Unità Montagna Grande - M. Marsicano
- Unità Montagna di Preccia - M. Godi
- Unità La Montagnola - Montagna della Rovere
- Unità M. Genzana - Serra Rocca Chiarano
- Unità Pietra Maggiore (M. Rotella)
- Unità di incerta attribuzione

A queste bisogna aggiungere le Unità Terrigene che hanno un'importanza fondamentale nella datazione dei trasporti orogenici delle diverse unità tettono-stratigrafiche.

Queste unità sono delimitate e separate dai principali elementi tettonici legati alla tettonica compressiva e alla tettonica transpressiva. In particolare gli elementi compressivi sono costituiti da sovrascorrimenti e retroscorrimenti:

S₁: Sovrascorrimento di M. delle Vitelle

S₂: Sovrascorrimento di M. Tricella

S₃: Sovrascorrimento del T. Tasso

S₄: Sovrascorrimento del M. Godi

S₅: Sovrascorrimento de La Montagnola

S₆: Sovrascorrimento del M. Genzana

RS₁: Retroscorrimento del M. Turchio

RS₂: Retroscorrimento del Morrone del Diavolo

RS₃: Retroscorrimento di Bisegna

Gli elementi transpressivi sono:

T₁: Elemento transpressivo di M. Palombo e della valle del F. Giovenco

T₂: Elemento transpressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello

T₃: Elemento transpressivo della valle del F. Gizio

Per ogni unità vengono esposti le principali caratteristiche litostratigrafiche e geometriche e i dati relativi a direzione, tipologia e stile degli elementi tettonici che bordano l'unità stessa. Per meglio descrivere i rapporti geometrici sono state effettuate tre sezioni orientate SO-NE o OSO-ENE e precisamente: Sezione A-A': F. Giovenco - Anversa degli Abruzzi - La Difesa.

Sezione B-B': M. Marcolano - M. Turchio - Morrone del Diavolo - M. Argatone - Scanno - M. Genzana - F. Gizio.

Sezione C-C': Pescasseroli - M. Marsicano - M. Godi - Serra Pantanella.

3.1. - UNITÀ M. DELLE VITELLE

Questa unità, come anche la prossima, è caratterizzata da una dorsale calcarea in facies di piattaforma carbonatica, allineata in direzione NO-SE e costituita da una monoclinale regolare con immersione verso NE. La direzione degli strati è generalmente intorno a N40-50O e l'inclinazione varia da una decina di gradi verso SO a valori che oscillano tra i 35° e 45° verso NE. La continuità della monoclinale è disarticolata da faglie prevalentemente dirette a direzione NO-SE e SO-NE.

L'elemento tettonico caratteristico è il *Sovrascorrimento di M. delle Vitelle* (S₁) che ne delimita il fianco NE (Fig. 68); tale elemento non è visibile direttamente in superficie, poiché verso SE è sepolto dai depositi continentali quaternari della piana di Pescasseroli, mentre nel settore centrale (M. delle Vitelle - Schiena di Cavallo) è in parte disarticolato da elementi legati alla tettonica estensionale (*Elementi distensivi M. delle Vitelle - Pescasseroli*). Solo nell'area a ovest di Pescasseroli e nell'area di Costa Monte Astuni (Sezione CC') si osserva il contatto tettonico tra le successioni calcaree, al tetto, e lembi di depositi relativi alle successioni sin-orogeniche altomioceniche (Messiniano pre-evaporitico), al letto, lungo piani a direzione da N-S a NNO-SSE inclinati da 40° a 60° verso i quadranti occidentali, probabili piani secondari legati a un piano principale non osservabile in superficie.

3.2. - UNITÀ M. MARCOLANO - M. FONTECCHIA - M. TRICELLA

Questa unità è caratterizzata da alcune dorsali calcaree in facies di piattaforma carbonatica allineate in direzione NO-SE che occupano gran parte del settore occidentale del Foglio (da sud verso nord M. di Valle Caprara, M. Marcolano - M. Fontecchia, C.le Truscino, M. Tricella); queste sono costituite da una serie di monoclinali regolarmente immergenti verso NE disarticolate da faglie prevalentemente dirette a direzione NO-SE e SO-NE. La direzione degli strati varia intorno alla direzione NO-SE, da N40O nel settore nordoccidentale a N80O verso sud; l'inclinazione varia da una decina di gradi verso NE fino a 35-40NE. Solo localmente si possono osservare strati orizzontali o con inclinazioni verso i quadranti sudoccidentali (M. di Valle Caprara; area di Lecce nei Marsi; il Serrone), o ancora strati a direzione circa N-S e inclinazione a E (C.le Biferno).

L'elemento tettonico caratteristico è, in questo caso, il *Sovrascorrimento di M. Tricella* (S₂) che delimita il fianco NE dell'unità (Fig. 68). Anche questo

elemento risulta molto discontinuo in affioramento; è osservabile al margine nord dell'area del Foglio, nell'area di Ortona dei Marsi, dove si ha il contatto tettonico tra *calcareniti a briozoi* (CBZ₃) con giacitura N35O/35NE, al tetto, e *unità argilloso-arenacea* (UAP_a), al letto, lungo un piano con geometria ad alto angolo immergente a SE (piani a basso angolo sono stati osservati nel sovrascorrimento del Parasano a nord della struttura di Ortona dei Marsi nel Foglio 369); sul versante NE di M. Tricella le *calcareniti a briozoi* (CBZ₃) a direzione da N40O a NS inclinate fino a oltre 45°NE sono sovrapposte a depositi sin-orogenici dell'*unità arenaceo-pelitica* (UAP_a) intensamente deformati, attribuiti al Miocene superiore (Messinano pre-evaporitico). Sul terreno tuttavia sono osservabili solo piani di accavallamento secondari (Loc. Tre Torrenti); il piano di accavallamento principale è ripreso e disarticolato da piani di faglia subverticali a direzione da N-S a NO-SE a componente trascorrente (N15O/70SE P155, N5E/80O P35). Verso Sud S₂ risulta tagliato e sottostante all'elemento RS₁ (*Retroscorrimento di M. Turchio*). Nel settore meridionale, infine, S₂ è evidente dall'andamento geometrico suborizzontale del contatto tettonico tra la successione pre-orogenica e sin-orogenica sul versante orientale di M. di Valle Caprara, ma anche in questo caso, in affioramento il piano principale è disarticolato da piani di faglia verticali a direzione N20O/70NE o da faglie di trascinamento a direzione circa E-O subverticali, mentre verso sud è sepolto sotto i depositi continentali della valle del F. Sangro.

Questa unità è interessata dagli elementi distensivi F₅ (*Elementi distensivi M. delle Vitelle - Pescasseroli*) che la giustappongono a sudovest all'Unità di M. delle Vitelle, e dal *Sistema distensivo del Serrone - M. Parasano auctorum* (F₆), che la separa in due parti (a nord e a sud della Piana del Fucino) senza, tuttavia, interromperne la continuità.

3.3. - UNITÀ M. TURCHIO - MORRONE DEL DIAVOLO

Questa unità è caratterizzata da una serie di dorsali calcaree in facies di piattaforma carbonatica a direzione NO-SE (M. Turchio, Morrone del Diavolo) e N-S (C.le Bernardo, C.le Arienzo, C.le Antera), costituite da una serie di monoclinali disarticolate, da sistemi di faglie a direzione E-O, NO-SE e OSO-ENE, in blocchi con giaciture diversamente orientate e spesso in polarità rovescia. Le giaciture prevalenti sono, su M. Turchio, NNO-SSE con inclinazione da suborizzontale a 50° verso SO o NE; nella zona di C.le Arienzo e C.le Antera sono circa N-S inclinate da pochi gradi fino a verticali, verso O nel versante orientale della dorsale, verso E nel versante occidentale; nella zona da C.le Bernardo verso sud gli strati presentano direzione da N-S a NNO-SSE e inclinazione di 10-35°O con polarità rovescia. Nell'insieme le diverse monoclinali sembrano costituire i frammenti di una anticlinale rovesciata intensamente disarticolata ed erosa.

La porzione occidentale dell'unità (M. Turchio) è delimitata a ovest dal *Retroscorrimento del M. Turchio* (RS₁), mentre la parte orientale (Morrone del Diavolo, C.le Bernardo, C.le Arienzo, C.le Antera) è delimitata, sempre a ovest, dal *Retroscorrimento del Morrone del Diavolo* (RS₂) (Fig. 68, Sezione BB'); entrambi gli elementi determinano la sovrapposizione di litotipi calcarei prerogengici in facies di piattaforma carbonatica del Cretacico inferiore (dai *calcari a requienie caprotine e ostreidi*, RCO, ai *calcari a requienie*, CIR) e delle *calcareniti a briozoi* (CBZ₃) mioceniche, sui depositi della successione sin-orogena (*marne a Orbulina*, UAM₃, e *unità arenaceo-pelitica*, UAP_a) del Miocene superiore.

L'elemento RS₁ ha una direzione circa NO-SE, con piani immergenti a NE con inclinazione variabile intorno a 15-30° (già individuato e segnalato come retroscorrimento del M. Turchio in CORRADO *et alii* 1992). È ben osservabile nell'area a sud di M. Turchio dove è costituito da una serie di piani subparalleli che sovrappongono i calcari cretacici (CIR) in giacitura rovescia sulle calcareniti mioceniche (CBZ₃), a loro volta sulle *marne a Orbulina* (UAM₃) raddoppiate più volte e disposte con giacitura circa N40-60O/10-15NE.

La struttura di M. Turchio risulta disarticolata al suo interno e delimitata, sia a nord che a sud, da elementi tettonici trasversali, ad andamento circa E - O. I piani di queste faglie, esposti in più punti, non mostrano chiari indizi cinematici; comunque, vista la presenza lungo il bordo ovest della struttura di piani di taglio minori analogamente orientati e caratterizzati da indicatori cinematici che testimoniano un movimento *strike-slip*, si può supporre un loro utilizzo come svincoli da trascinamento durante il retroscorrimento.

Il settore del Morrone del Diavolo, unitamente a tutta la dorsale che si allunga verso nord fino all'area di Aschi è molto complesso e caratterizzato da più piani di retroscorrimento diversamente orientati già noti in letteratura come linea Morrone del Diavolo - C.le Bernardo (COLACICCHI, 1967b; PRATURLON, 1968) e come retroscorrimento Morrone del Diavolo - Pescara (CORRADO *et alii*, 1992). A nord RS₂ si segue con continuità lungo tutto il versante ovest della dorsale, anche se l'affioramento del piano principale è in gran parte coperto da una coltre di depositi di versante e di colluvio. Nella parte meridionale mette a contatto i litotipi calcarei cretacici (CIR-RCO) e le *calcareniti a briozoi* (CBZ₃) in giacitura rovescia circa N-S/20E, sull'*unità argilloso-arenacea* (UAP_a) attribuita al Miocene superiore (Messiniano pre-evaporitico); il piano ha decorso meridiano o NNO-SSE e tenendo conto dell'andamento planimetrico e dell'assetto geometrico dei litotipi calcarei si può dedurre un'inclinazione a est di circa 20°. Nell'estremità meridionale, a ovest del Morrone del Diavolo, la struttura appare completamente sradicata su piani a basso angolo e sovrapposta tettonicamente ai depositi sin-orogengici argilloso-arenacei (UAP_a) (Sezione BB').

Spostandoci verso nord (C.le Arienzo, C.le Antera) l'indizio macroscopico più evidente associato al retroscorrimento è la verticalizzazione del limite superiore delle *calcareniti a briozoi* (CBZ₃), sul versante occidentale della struttura, interessato da una serie di raddoppi e complicazioni di natura tettonica; alla mesoscala si osservano, lungo il limite tra *calcareniti a briozoi* (CBZ₃) e *argille a Orbulina* (UAM₃), una serie di piani immergenti a est con indicatori cinematici *dip-slip* inversi.

Una serie di faglie di trascinamento ad andamento E-O e OSO-ENE dislocano continuamente l'elemento RS₂ e le strutture del Morrone del Diavolo fino a nord di Aschi, dove termina su piani di faglia ad alto angolo a componente trascorrente della valle del F. Giovenco.

Si può, infine, ipotizzare che gli elementi di retroscorrimento (RS₁, RS₂) siano riconducibili a un unico elemento, se pure disarticolato dalla tettonica successiva a componente trascorrente ed estensionale, che delimita tutta l'Unità M. Turchio - Morrone del Diavolo e la sovrappone alle Unità terrigene e all'Unità M. Marcolano - M. Fontecchia - M. Tricella tagliando il sovrascorrimanto S₂ (Sezione BB').

Lungo il versante occidentale della valle del F. Giovenco l'unità sembra essere disarticolata da un sistema di piani di faglia a direzione circa N-S ad alto angolo con componente trascorrente (piani N150/75SO e N250/80SO con *pitch* intorno a 160°, a est di Gioia Vecchio); a questi possono associarsi piani a direzione NNE-SSO in cui sono impigliati lembi di depositi terrigeni che presentano le caratteristiche di *riedel* sintetici (strada Aschi - valle del F. Giovenco); tali piani isolano litoni di calcareniti a briozoi (CBZ₃) con giacitura circa NS e inclinazione 30-40°E, che si interpongono tra i litotipi calcarei cretaci con giaciture rovesce o inclinate a ovest ad alto angolo e i litotipi argilloso arenacei affioranti nel fondovalle.

3.4. - UNITÀ MONTAGNA GRANDE - M. MARSICANO

Questa unità è caratterizzata da una serie di dorsali calcaree in facies di piattaforma carbonatica nella parte centro-settentrionale e nel versante sudoccidentale, di margine di piattaforma nel settore assiale e di scarpata prossimale nel versante orientale; queste, allineate in direzione NNO-SSE o NO-SE, sono costituite da monoclinali con immersione generalmente verso NE (Sezioni AA', BB', CC'). La direzione degli strati varia da NO-SE (lato occidentale) a circa NNO-SSE (settore orientale e settentrionale). L'inclinazione varia da una decina di gradi verso NE (localmente sul fianco occidentale) a valori che oscillano tra i 35° (M. Marsicano, M. Palombo, M. Pietra Gentile, Serra della Terratta-M. Argatone, M. Mezzana, M. Rotondo, Serra Capra Morta) e la verticale (Gole del Sagittario). L'immersione è sempre verso NE ed E. In alcuni settori, ubicati tra faglie di trascinamento, si rilevano immersioni a N o S.

Gli elementi caratteristici che delimitano l'unità (Fig. 68), sono il *Sovrascorrimento del T. Tasso* (S_3) che si estende da sud verso nord dalla zona di Ferroio di Scanno alla valle del F. Sagittario (già noto in letteratura come Linea Val Ciavolara-Tasso-Sagittario, MICCADEI, 1993), il *Retroscorrimento di Bisegna* (RS_3) e l'*Elemento transpressivo di M. Palombo e della valle del F. Giovenco* (T_1) (già noti in letteratura come Linea alto Sangro - Giovenco, COLACICCHI, 1967b, CORRADO *et alii*, 1992).

Il *Sovrascorrimento del T. Tasso* (S_3) delimita il fianco orientale e determina la sovrapposizione sui depositi sin-orogenici dell'unità *arenaceo pelitica* (UAP_a e, nei pressi di Anversa degli Abruzzi, UAP_d) attribuiti al Miocene superiore (Messinano pre-evaporitico).

Questo elemento è costituito da una serie di piani di faglia osservabili in più punti (da S verso N: Coppo di Ferroio, valle del T. Tasso, M. Argatone, Montagna Grande, Colle Berardo, Cava di Rena) ed ha generalmente direzione N-S o NNO-SSE; l'inclinazione varia, da pochi gradi a quasi verticale. Tali piani mettono in contatto tettonico, generalmente, le formazioni carbonatiche mesocenozoiche, al tetto, con i depositi della successione sin-orogenica, al letto. Il piano di accavallamento principale non è quasi mai visibile in affioramento, mentre si osservano piani di faglia a direzione N-S o NNO-SSE ad alto angolo (Sezioni AA', BB', CC'). Solo nella zona di La Prata, a sud di Scanno, la geometria del contatto tettonico tra successioni calcaree al tetto e depositi terrigeni al letto mette in evidenza un contatto tettonico a direzione NS a basso angolo di inclinazione verso ovest. Nella zona di Ferroio di Scanno i depositi terrigeni sembrano assenti e i piani mettono in contatto tra loro litotipi entrambi cretacici di scarpata, ma con inclinazione degli strati opposta. Le forti coperture di depositi continentali della valle lasciano comunque affiorare lembi esigui di litotipi terrigeni che affiorano abbondantemente nella valle del T. Tasso.

Numerose sono le evidenze di complicazioni su questo piano di faglia a basso angolo che localmente alcuni indizi cinematici suggeriscono corrispondere ad una zona di taglio con movimento orizzontale; in particolare:

- lungo la valle del T. Tasso, da Mass.a Parenti verso sud, si individuano lembi di calcareniti mioceniche e paleogeniche (CBZ_3 , CFR_1) intensamente tettonizzate in giacitura con direzione circa NS e inclinazione da 45° a 70° verso NE, isolate tra piani di faglia subverticali;

- sul lato occidentale del Lago di Scanno, affioramenti costituiti da litotipi cretacici sono tagliati da faglie subverticali ad andamento NNO-SSE e N-S. Sui piani di faglia sono "impigliati" lembi argillosi e marnosi ricchi in foraminiferi planctonici in forme sigmoidali che indicano movimento orizzontale sinistro;

- a C.le Berardo (NE di Villalago), si osservano una serie di litoni in litotipi calcarei ampi da pochi metri ad alcune centinaia di metri allungati in direzione NNO-SSE delimitati da piani di faglia; il piano principale che mette a contatto i

litotipi calcarei con i depositi sin-orogenici è caratterizzato da immersione verso NE e al tetto, per uno spessore di circa un metro, i litotipi miocenici sono in forme sigmoidali con asse verticale con movimento di taglio sinistro.

Questo tipo di complicazioni erano già state individuate (SCARSELLA, 1939; MICCADEI, 1993) sulla terminazione meridionale (lato sudoccidentale) dell'Unità Montagna Grande - M. Marsicano, che è caratterizzata, infatti, da una serie di piani di taglio con direzione NO-SE ed immersione verso NE che mettono a contatto le dolomie liassiche (al tetto) con litotipi in facies di piattaforma, probabilmente giurassici (al letto). Vista la loro geometria e vergenza, si ritiene che tali elementi possano essere la prosecuzione dei retroscorrimenti rilevati nella valle del F. Giovenco nell'area di Bisegna (già osservati da CORRADO *et alii*, 1992). Si individua pertanto, in questa area, il complesso sistema del retroscorrimento di Bisegna (RS₃), la cui continuità in affioramento risulta di difficile definizione; è infatti disarticolato da una serie di piani ad alto angolo a direzione NNO-SSE subverticali o immergenti sia a SO che a NE, con marcate ondulazioni.

Questi piani costituiscono l'elemento transpressivo di M. Palombo e della valle del F. Giovenco (T₁) e si seguono verso NNO alla base del versante del M. Palombo, fino alla zona di Bisegna.

Verso ovest, quindi, l'Unità di Montagna Grande - M. Marsicano è delimitata da un sistema di piani di taglio molto complesso con l'intersezione di piani concordi come direzione ma a diversa inclinazione e con la sovrapposizione di cinematiche diverse, riferibili a movimenti compressivi su retroscorrimenti e transpressivi. Il contatto si segue verso nord fino a Cocullo (nel Foglio 369 "Sulmona") ed è ulteriormente complicato dalla presenza di ampi piani di faglia con direzione NO-SE ed immersione verso SO e con caratteristiche cinematiche prevalentemente distensive.

L'unità è, infine, interessata da una serie di piani di faglia diretta che fanno parte del *Sistema distensivo di Terraegna* (Montagna Grande) (F₃) e dell'*Elemento distensivo dell'alta valle del F. Sangro e del F. Giovenco* (F₄).

3.5. - UNITÀ MONTAGNA DI PRECCIA-M. GODI

Questa unità è costituita da una serie di dorsali calcaree in facies di scarpata sul versante orientale e di scarpata prossimale a ovest (C.le Ferroio, M. Godi, Serra Cavallo Morto e Montagna di Preccia); dal punto di vista geometrico, risulta nettamente caratterizzata da una monoclinale a direzione generalmente meridiana con immersione verso i quadranti occidentali, sovrascorsa verso est.

Le formazioni giurassiche (lato orientale di Colle Ferroio, M. Godi, Montagna di Preccia) hanno direzione che varia da NNO-SSE a NNE-SSO con blandi valori di inclinazione verso i quadranti occidentali (Sezione BB'). Il lato

occidentale, pur mantenendo uguale direzione, passa da valori di inclinazione di 30° a valori di 65° verso SO e O (Ferroio di Scanno, S.S. 479 verso Scanno).

L'elemento tettonico compressivo che caratterizza questa unità (Fig. 68) è il *Sovrascorrimento del M. Godi* (S_4) che ne delimita il lato orientale e si estende da C.le Ferroio a sud fino a Montagna di Preccia a nord.

La parte settentrionale dell'unità è disarticolata, sia a ovest che a est, da piani di faglia a componente trascorrente riferibili all'*Elemento transpressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello* (T_2) (già noto in letteratura come Faglia La Difesa-M. Genzana-V.ne Masserie-Val Pistacchia, MICCADEI, 1993).

Il *Sovrascorrimento del M. Godi* (S_4) è ben osservabile all'estremità meridionale del Foglio (Sorgente Rapino) ed ha direzione N-S ed immersione ad O con inclinazione di 20°. Al tetto si rilevano *Calcari a Palaeodasycladus* liassici (CPL), mentre al letto si trovano i depositi terrigeni miocenici (UAP_a). Sulla superficie di faglia sono visibili tre netti sistemi di strie e docce che variano in direzione da E-O a N 20°; non è facile individuare l'antecedenza delle fasi, ma dai dati raccolti la più recente sembrerebbe avere trasporto verso NE. Proseguendo verso nord la superficie di faglia non è più direttamente osservabile, in quanto coperta da detrito, ma si può rilevare un invito morfologico che sembra indicarne la prosecuzione, con il sovrascorrimento dei calcari liassici su quelli eocenici e miocenici dell'Unità La Montagnola - Montagna della Rovere.

Il piano è osservabile, ancora, a Passo Godi dove si ha il contatto sempre dei calcari liassici (CPL) su *calcareniti a briozoi* (CBZ₃), anche se il piano non è direttamente osservabile, mentre si osservano piani di taglio alla mesoscala a direzione circa N-S/400. Sul lato orientale di Serra Cavallo Morto il contatto tettonico si dispone arcuato con direzione da NE-SO a NO-SE (perché ruotato da faglie di trascinamento E-O e NO-SE); l'immersione del piano è a NO o O e ha determinato la sovrapposizione dei calcari liassici (CPL) su litotipi calcareo-detritici eocenici (*calcareniti a macroforaminiferi*, CFR). Questi ultimi costituiscono uno *splay* di modesta estensione che fa parte dell'unità contigua (La Montagnola - Montagna della Rovere) e sono a loro volta in contatto tettonico con i depositi terrigeni miocenici dell'unità *arenaceo pelitica* (UAP_a) (Sezione BB').

Il sovrascorrimento S_4 è, inoltre, osservabile su tutto il lato orientale di Montagna di Preccia (Vallone Masserie): ha caratteristiche geometriche analoghe alle precedenti (con inclinazione aumentata di una decina di gradi) e ha determinato la sovrapposizione dei litotipi calcarei liassici (CPL) su quelli terrigeni alto-miocenici (UAP_a).

L'elemento S_4 è, quindi, dislocato in più punti da piani di faglia di trascinamento con direzione circa O-E o ONO-ESE.

In questo settore l'unità sembra completamente sradicata e costituisce un *klippe*, con S_4 che riaffiora sul versante occidentale della Montagna di Preccia.

Il sovrascorrimento è tuttavia disarticolato da una serie di piani di faglia ad alto angolo a direzione circa NNO-SSE a componente trascorrente ben osservabili nel Vallone delle Masserie (piani alla mesoscala N250/60NE pitch 160), ma presenti anche sul versante occidentale della dorsale. Questi piani costituiscono un tratto dell'*Elemento traspressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello* (T_2) che più estesamente caratterizza il bordo occidentale dell'Unità di M. Genzana - Serra Rocca Chiarano.

Anche nella parte meridionale dell'unità si rileva una serie di piani verticali a direzione prevalente N-S, con nette docce e strie calcitiche suborizzontali (non è mai stato osservato il verso). Questi sembrano tagliare il sovrascorrimento S_4 e proseguono verso N, bordando il lato occidentale di M. Godi. Le tracce di tali elementi si perdono all'altezza di Ferroio di Scanno sotto le coltri di depositi continentali della successione post-orogena (Sezione CC'), ma sono presenti, a bordo delle strutture carbonatiche, come fasce di breccia di frizione nei calcari cretaci. Sul fianco occidentale di Montagna di Preccia (nella Valle del Tasso) non sono evidenti piani di faglia, ma sono presenti zone fratturate, sia nei calcari cretaci che miocenici. In questa zona il contatto con i litotipi terrigeni alto-miocenici sembra di natura tettonica, in quanto si rileva sempre una serie di piani di taglio subparalleli con direzione NNO-SSE e N-S, subverticali. La giacitura degli strati dei litotipi terrigeni è, inoltre, sempre discordante e opposta rispetto a quella dei calcari e marne mioceniche (UAM₃): NO-SE, con immersione verso NE.

Verso N questa unità è troncata da una serie di faglie a direzione E-O, e disarticolata dall'elemento traspressivo T_2 senza che sia possibile riconoscerne la prosecuzione, se non in una serie di scaglie intensamente tettonizzate nella zona di Colle Caccialepre e in un *klippe* isolato alla sommità di Montagna della Rovere.

3.6. - UNITÀ LA MONTAGNOLA – MONTAGNA DELLA ROVERE

È costituita da una serie di monoclinali calcaree in facies di scarpata prossimale orientate da NNO-SSE a N-S a NNE-SSO, con immersione verso O (inclinazione variabile tra 20° e 40°) e localmente verso i quadranti meridionali (Montagna della Rovere).

L'elemento tettonico compressivo che caratterizza l'unità è il *Sovrascorrimento de La Montagnola* (S_5); questo la delimita ad est e la sovrappone alle Unità terrigene della valle del T. Profluo e dell'area a NE di Montagna della Rovere; presenta un andamento da N-S a NNO-SSE ed è dislocato da una serie di piani di faglia a direzione E-O, OSO-ENE come svincoli di trascinamento; si osserva nella parte meridionale (La Montagnola) e nella parte settentrionale (Montagna della Rovere) dell'unità, mentre nel settore

centrale non è affiorante perché disarticolato dall'*Elemento transpressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello* (T₂).

Nella zona de La Montagnola il lato orientale della struttura è caratterizzato dalla presenza di un evidente piano di sovrascorrimento con direzione NNO-SSE e immersione verso SO (con valori di inclinazione che variano da 15° a 35°) (S₅, Fig. 68). La direzione delle strie, misurate sulla superficie di taglio, è tra N35-40E, con movimento verso NE. Lungo tale piano la struttura carbonatica meso-cenozoica risulta sovrascorsa sui depositi terrigeni alto-miocenici (UAP_a). Il lato occidentale della struttura, nel settore meridionale, è separato dall'unità precedente da una serie di piani di faglia con direzione N-S, verticali, riferibili all'elemento tettonico S₄, già descritto nel paragrafo precedente (Sezione CC').

La presenza dell'unità de La Montagnola è ancora osservabile nell'area di Passo Godi, dove, al letto del sovrascorrimento S₄, si rilevano litotipi miocenici ed eocenici della successione de La Montagnola (Sezione CC'). Inoltre, a est di Scanno si rilevano *calcari cristallini* (CTN), litotipi paleogenici in facies di scarpata (CFR) e calcareniti mioceniche (CBZ₂) anch'essi correlabili con la successione litostratigrafica de La Montagnola.

Come osservato in precedenza, le facies giurassiche di scarpata prossimale della struttura M. Godi-Montagna di Preccia vengono bruscamente interrotte all'altezza di Ponte delle Scalelle, mentre le facies de La Montagnola potrebbero collegarsi con quelle della zona di Piana Malvascione e di Montagna della Rovere, nell'ipotesi di un loro graduale approfondimento verso N. Quindi, nonostante la mancanza di elementi diretti e la forte tettonizzazione, che ha notevolmente alterato i rapporti originari, gli elementi geometrici e la correlazione delle litofacies hanno suggerito di considerare come un' unica unità i rilievi de La Montagnola a sud e i rilievi tra Piana Malvascione e Montagna della Rovere a nord.

In relazione alla correlazione delle litofacies va segnalato che la complessa architettura dei depositi liassici, cretaci, eocenici e miocenici, caratterizzata da lacune, superfici erosive e depositi arricchiti in manganese, trova una naturale prosecuzione nei settori a sud dell'area del Foglio, e precisamente nella zona di Civitella Alfedena e nella parte settentrionale del gruppo della Meta-Mainarde, suggerendo una possibile relazione tra l'unità La Montagnola e le unità a sud della valle del F. Sangro (PRATURLON, 1968; COLACICCI *et alii*, 1978).

3.7. - UNITÀ M. GENZANA - SERRA ROCCA CHIARANO

Questa unità strutturale, costituita dai litotipi in facies di scarpata-bacino, presenta l'assetto geometrico complessivo di una monoclinale a direzione NNO-SSE immergente a NE (Sezione BB'). Il settore sudoccidentale della struttura è, però, caratterizzato da monoclinali debolmente inclinate o con immersione opposta (Sezione CC'). L'assetto generale è, infatti, molto articolato in quanto vi si rilevano forti complicazioni che la dividono in settori, separati da faglie subverticali a direzione variabile da NO-SE a NNO-SSE.

L'unità è delimitata a SO dall'*Elemento transpressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello* (T₂) e a NE dal *Sovrascorrimento del M. Genzana* (S₆) in gran parte sepolto sotto i depositi post-orogenici della valle del F. Gizio e del Piano delle Cinque Miglia e disarticolato dall'*Elemento transpressivo della valle del F. Gizio* (T₃) (già noto in letteratura come Faglia di Roccapia, MICCADEI & PAROTTO, 1999) (Fig. 68).

A ovest e ad est l'unità è interessata dalla tettonica post-orogenica lungo l'*Elemento distensivo del M. Genzana* (F₂) e gli *Elementi distensivi della valle del F. Gizio e del Piano delle Cinque Miglia* (F₁).

Vengono qui di seguito riassunte le caratteristiche geometriche principali dei singoli settori individuati che, da N a S, sono:

- a) Settore del M. Genzana
- b) Settore di Serra Sparvera
- c) Settore di Serra Rocca Chiarano

Settore del M. Genzana. È costituito dal lato orientale di una blanda anticlinale fagliata, formata da litotipi in facies di scarpata-bacino, stratigraficamente sovrapposti alle dolomie basali del Giurassico inferiore di Anversa degli Abruzzi. La direzione degli strati è generalmente NNO-SSE e l'inclinazione varia da sub orizzontale a 40-50° verso NE (Sezione BB'). La struttura è dislocata da sistemi di faglie dirette a prevalente direzione NO-SE immergenti a SO, che rialzano verso i quadranti nordorientali fino a far affiorare i termini giurassici della *Corniola* (COI) nel settore nordorientale.

Il lato occidentale della struttura è limitato da una netta fascia di deformazione in corrispondenza del contatto con i termini terrigeni alto miocenici (Sezione BB') che rappresenta il tratto più settentrionale dell'elemento tettonico T₂ e quello lungo cui meglio se ne possono osservare le caratteristiche.

La direzione di tale elemento varia tra N-S e NNO-SSE. Nel settore più meridionale (all'altezza di Scanno) l'inclinazione oscilla tra 60°O e 90°; mentre più a N (M. Cona-La Difesa) viene mascherata da fasce di cataclasi ampie anche 300 m (Sezioni AA' e BB'). Ancora più a N, all'altezza di Anversa degli Abruzzi, questo settore dell'elemento T₂, noto in letteratura come faglia del M. Genzana o Faglia de La Difesa (BENEO, 1938; COLACICCHI, 1967b), è stato

intercettato in profondità dallo scavo di una galleria idroelettrica e il piano è risultato immergere a ENE con inclinazione di 75°. Localmente vi sono evidenze di una ripresa di tale elemento in regime distensivo durante la tettonica post-orogena.

Verso S il piano è facilmente osservabile e misurabile lungo la direttrice Frattura-Coste di Secina-Vallone Masserie; ha sempre direzione NNO-SSE, immersione verso SO e inclinazione di 50°-60° (Sezioni BB' e CC'). La cinematica di questo piano è complessa: gli indizi osservati mostrano generalmente una prima fase di trascorrenza (per la quale non è stato possibile definire il verso) ed una successiva di distensione.

L'elemento T₂ generalmente separa le litologie carbonatiche in facies di transizione (al letto) da quelle terrigene alto-mioceniche (al tetto). Sono comunque da segnalare complicazioni al tetto del piano di faglia, con piccole strutture di calcari miocenici e/o cretaciici tettonicamente isolate tra le successioni giurassiche e i depositi terrigeni alto-miocenici, o anche isolate all'interno dei depositi terrigeni; in località L'Immacolata, per esempio, T₂ segna il contatto tra i calcari dolomitici liassici (MAS_b) e piccole colline di *calcareniti a punti rossi* (CBZ₂) e di *scaglia detritica* (SCZ).

Verso NE, all'interno del settore di M. Genzana, la giacitura degli strati è sempre orientata in direzione circa NO-SE ma l'inclinazione aumenta fino a 40-50° NE; si determina la sovrapposizione di tali strutture sulle unità più esterne lungo il *sovrascorrimento del M. Genzana* (S₆), che nell'area del Foglio non è osservabile perché coperto dai depositi continentali della successione post-orogena, mentre è osservabile più a nord nell'area del Foglio 369.

Verso est e sudest l'unità del M. Genzana è separata dalle contigue Unità di incerta attribuzione (area di Roccapia) da una ampia fascia di deformazione con piani di faglia a direzione NNO-SSE a componente trascorrente, associati ad ampie fasce di cataclasite, che fanno parte dell'*Elemento transpressivo della valle del F. Gizio* (T₃) lungo cui vengono rialzati i termini del giurassico inferiore riferibili ai *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL).

Settore di Serra Sparvera. Questo settore viene separato dagli altri sia per la successione litostratigrafica legata a quella dell'area sudorientale, sia, soprattutto, per il suo peculiare assetto geometrico. È caratterizzato, sul lato occidentale, dalla presenza di una netta fascia di deformazione che costituisce parte integrante dell'elemento T₂; la direzione dei piani di taglio varia da NNO-SSE a N-S e l'inclinazione è vicina alla verticale.

Il contatto presenta forti complicazioni giaciturelle nelle formazioni interessate: un piano, con direzione N-S, posto a quota circa 1500 m separa *Calcari a Palaeodasycladus*, immergenti di pochi gradi (circa 10) verso E, da termini riferibili a *scaglia detritica* (SCZ) e *calcari miocenici* (CBZ₃), con giacitura molto variabile, con immersione verso SO da pochi gradi a circa 60°.

Il contatto con i litotipi terrigeni alto-miocenici è situato quasi in prossimità di Vallone Masserie (lungo il lato orientale della valle) ed è costituito da piani NNO-SSE immergenti ad OSO con inclinazioni variabili da 40° alla verticale. A questi sono associate ampie fasce di cataclasite ben cementate. I piani non presentano indizi cinematici prevalenti. A NE di Serra Sparvera l'unità è disarticolata da una serie di piani di faglia a direzione NNO-SSE lungo cui sono impigliati lembi di depositi terrigeni dell'*unità arenaceo pelitica* (UAP_a).

Settore di Serra Rocca Chiarano. Questo settore, costituito da litotipi in facies di transizione dell'intervallo Tortonico-Paleocene (*maiolica detritica*, MAD, *calcarei cristallini*, CTN, e *scaglia detritica*, SCZ) presenta una serie di monoclinali (Serra Rocca Chiarano, Serra Le Gravare, Serra S. Maria, Serra del Feudo, Serra del Monte Paradiso) che hanno direzione generale NNO-SSE, la cui immersione varia da O verso E (da inclinazioni di 30-40° a OSO a circa 40-50° a ENE, Sezione CC'). Queste monoclinali sono separate da una serie di faglie (Valle Cupa) con giacitura NNO-SSE, subverticali con indizi di movimento trascorrente (*Elemento transpressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello* T₂, Sezione CC'). In alcuni casi su questi piani si rilevano, "impigliati" tettonicamente, lembi di depositi terrigeni alto-miocenici (UAP_a, Stazzo La Ria, Lago Pantaniello). Alla mesoscala sono osservabili, inoltre, alcuni piani di taglio a basso angolo che interessano i litotipi cretacici (possibili faglie-strato) e ai quali sono associate fasce cataclastiche, piccole strie calcitiche oblique destre. Questi piani possono essere interpretati come elementi minori collegabili a quello principale T₂.

Il lato occidentale di questo settore è segnato da un netto piano di faglia ad andamento NNO-SSE e inclinazione variabile da qualche decina di gradi verso O a circa 90°. Questo contatto tettonico separa i calcari della scaglia dai litotipi terrigeni alto-miocenici di fondovalle. Ad un'analisi al microscopio elettronico (SEM) sono state rilevate sul piano di faglia micro-strie oblique destre con direzione N40E (MICCADEI, 1993). Tale elemento, date le sue complesse caratteristiche geometriche, potrebbe essersi impostato nella tettonica compressiva in associazione al sovrascorrimento de La Montagnola ed essere stato, solo in parte, ripreso successivamente come elemento a componente trascorrente o diretta.

3.8. - UNITÀ PIETRA MAGGIORE (M. ROTELLA)

Questa unità affiora in maniera limitata nello spigolo nordorientale del Foglio (Fig. 68) e fa parte della più ampia dorsale del M. Rotella affiorante a SE fuori dall'area di studio (MICCADEI & PAROTTO, 1999), ma evidenzia come ci siano ulteriori forti complessità nel quadro tettono-stratigrafico dell'area. Muovendosi da ovest verso est, dal punto di vista ambientale, in un ipotetico

rispetto di facies dovremmo idealmente trovare le porzioni più profonde di un bacino ed invece si rilevano ancora facies di piattaforma carbonatica con lembi in facies di margine (Fig. 37 , Capitolo V). In questo caso sono rappresentate dai termini giurassico-cretacici (*unità calcareo-dolomitica*, UCD, e calcari ciclotemici a gasteropodi, CCG) che costituiscono l'ossatura della dorsale di Pietra Maggiore e sono state rilevate nei settori a SE, su M. Rotella. Questa unità presenta un assetto monoclinale; la giacitura degli strati non è rilevabile se non sulla sommità della dorsale e presenta direzione circa NNO-SSE con inclinazione intorno a 30-35°NE.

Gli elementi tettonici compressivi che caratterizzano questa unità non sono rilevabili nell'area del Foglio e sono da ricercare nei settori più orientali, sul versante NE del M. Porrara (MICCADEI & PAROTTO, 1999). La monoclinale risulta, invece, interessata da elementi di deformazione tettonica allineati NNO-SSE, con piani inclinati da 50° a 70° a OSO, essenzialmente legati alla tettonica post-orogena (*Elementi distensivi della valle del F. Gizio e del Piano delle Cinque Miglia*, F₁). Nette e vistose sono le fasce di cataclite che caratterizzano tali elementi particolarmente nel settore meridionale, a quote comprese tra 1400 m e 1600 m.

3.9. - UNITÀ DI INCERTA ATTRIBUZIONE

Sono inserite in questo gruppo una serie di unità di ridotta estensione e continuità che affiorano lungo i principali elementi transpressivi e le cui caratteristiche litostratigrafiche differiscono sostanzialmente da quelle delle unità immediatamente contigue, creando notevoli problemi nel collocarle nel quadro strutturale generale. Queste si individuano lungo il versante occidentale della Montagna Grande, dove comprendono la struttura di Bisegna, lungo il versante occidentale del M. Genzana e della Serra Sparvera (da Valle cupa al Vallone delle Masserie alla zona di Frattura fino a Castrovalva) e nella zona tra Roccapia e il Piano delle Cinquemiglia.

Sul versante est della valle del F. Giovenco, la rupe su cui sorge l'abitato di Bisegna, costituita da calcari del Cretacico inferiore (CIR) che passano, verso l'alto, alle *calcareniti a briozoi* (CBZ₃), costituisce strutturalmente un'anticlinale con il fianco occidentale verticalizzato. Alla base della rupe occidentale di Bisegna è possibile ipotizzare la presenza di un contatto tettonico che comporta la sovrapposizione della struttura di Bisegna sull'*unità arenaceo-pelitica* (UAP_a) affiorante sul fondovalle.

Nella zona di Valle Cupa e Vallone delle Masserie l'assetto geometrico di questa unità è molto complesso, in quanto vi si osservano nette e continue variazioni delle giaciture degli strati da subverticali a suborizzontali, con immersione variabile da SO a NE (Sezioni BB' e CC'). Inoltre, fasce

cataclastiche, brecce di frizione e numerosi elementi di taglio a componente trascorrente (a direzione prevalente NO-SE, NNO-SSE ed E-O) hanno disarticolato l'intera area. Tra gli elementi di particolare complessità in questo settore vanno citati, ad esempio, lembi di formazioni marnose mioceniche tettonicamente "impigliate" tra formazioni cretacico-paleogeniche; presso la strada Scanno-Frattura tra due piani di taglio (uno con direzione N500 e uno a direzione E-O) si rileva una fascia di deformazione, lunga una ventina di metri, costituita da marne grigio-avana mioceniche (*argille a Orbulina*, UAM₃).

Sembra essere una zona di convergenza di più unità tettoniche (già segnalate con un quadrato di faglie e cataclasite nel Foglio 152 "Sora", PRATURLON 1968). I piani tettonici principali che interessano questa complessa unità sono costituiti da parti degli elementi S₃, S₄ e S₅ che interagiscono tra loro, secondo movimenti di taglio orizzontale, mascherando in maniera considerevole i rapporti originari. Tali fasce di deformazione fanno parte del complesso sistema a componente trascorrente denominato *Elemento transpressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello* (T₂) capace di giustificare sia la complessità geometrica che l'accostamento di litotipi di età e facies diversi. Questo ha creato una serie di piccole strutture dalla difficile collocazione strutturale (C.le Caccialepre, C.le di Mezzo, Frattura Vecchia). Il tutto è ulteriormente complicato dalla ripresa di alcuni elementi come faglie dirette durante la tettonica post-orogena.

Nell'area di Roccapia è presente un'unità che mostra un assetto monoclinale con direzione NNO-SSE e inclinazioni variabili da 30° a 70° verso ENE in termini dalla *scaglia detritica* (SCZ) alle *calcareniti a briozoi* (CBZ₃); risulta separata dalle pendici del M. Genzana, a ovest, e del M. Rotella, a est, da ampie fasce di deformazione, che si manifestano con piani di faglia a direzione NNO-SSE a componente trascorrente, prevalentemente subverticali, cui sono associati piani di taglio subordinati a direzione NO-SE (Sezione BB'). Questi fanno parte dell'*Elemento transpressivo della valle del F. Gizio* (T₃) (Fig. 68).

L'elemento tettonico che delimita l'unità a ovest, responsabile del contatto tra i *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL) e la *scaglia detritica* (SCZ), risulta costituito da piani di taglio sub-verticali, di dimensioni metriche in affioramento, sub-verticali, con direzione variabile da N60 a N200 e con indicatori cinematici che mostrano movimenti da orizzontali a obliqui. Verso sud, la continuità dell'elemento è segnata da una fascia cataclastica e dalla presenza di specchi di faglia a giacitura N200/70SO (in località Fontanella). Verso nord, tracce della prosecuzione di questa zona di taglio si rinvengono nella stretta valle a ovest di Colle delle Piche, dove si osservano allineamenti di fasce cataclastiche e piani decametrici subverticali a direzione NNO-SSE, con indicatori cinematici (docce) orizzontali. Tale elemento risulta poi ripreso nella

tettonica post-orogena come faglia diretta nell'ambito degli *Elementi distensivi della valle del F. Gizio e del Piano delle Cinque Miglia* (F_1).

Ad est si ha, invece, il contatto tra la monoclinale calcarea e i depositi terrigeni (UAP_a) rappresentato da una zona di taglio, anch'essa a direzione NNO-SSE, con caratteristiche geometriche complesse; si rilevano, infatti, due sistemi di taglio: il primo con giaciture variabili da N150, 65SO a N13E, 61NO e il secondo con giacitura N70O/50SO, 175°P (movimento destro).

In definitiva, le fasce di deformazione descritte costituiscono l'*Elemento transpressivo della valle del F. Gizio* (T_3) e isolano l'unità di incerta attribuzione dell'area di Roccapia. Questa risulta, così, una "scaglia" tettonica allungata in direzione NNO-SSE. Strutture simili si rinvencono anche poco a nord dell'abitato di Rocca Pia e mettono in evidenza, con il loro allineamento, la componente trascorrente della fascia di deformazione.

3.10. - UNITÀ TERRIGENE

Il quadro tettonico compressivo si completa con le "Unità terrigene" che racchiudono tutti i depositi sin e tardo-orogenici e che hanno permesso di vincolare da un punto di vista cronologico l'età "minima" dei movimenti tettonici, come già discusso dai numerosi autori che si sono occupati dell'analisi di tali depositi nell'area marsicana (PATACCA *et alii*, 1992a,b; CORRADO *et alii*, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997, 1999a,b).

Come già ricordato, le unità terrigene affiorano in diversi settori nell'area del Foglio, comprese tra le unità tettono-stratigrafiche descritte e non presentano, generalmente, continuità stratigrafica con le strutture carbonatiche mesocenozoiche. Sono invece in contatto tettonico lungo tutti i principali elementi della tettonica compressiva e transpressiva.

Le Unità terrigene principali si individuano nel settore orientale lungo la valle del F. Giovenco e del F. Sangro e nel settore centrale lungo le valli del T. Profluo, del T. Tasso e del F. Sagittario. Lembi di ridotta estensione si individuano in più punti, "impigliati" lungo i principali elementi tettonici: nella zona di Costa Monte Astuni (al margine occidentale del Foglio), nella valle del T. Tana (a SE di Lecce nei Marsi), sul versante ovest di M. Turchio, nella zona di Serra Sparvera e del Lago Pantaniello e infine nella zona di Roccapia.

Di tali unità fanno parte anche i lembi di depositi tardo-orogenici (*conglomerati di Le Vicenne*, VNN) affioranti nel settore settentrionale del Foglio (Loc. Le Vicenne, M. Turchio, Loc. Bocca Mezzana) disposti in contatto discordante sulle Unità tettono-stratigrafiche calcaree.

Lungo la valle del F. Giovenco l'unità terrigena è costituita da una serie di monoclinali a direzione da N-S a NO-SE, con strati da suborizzontali, a poco inclinati verso i quadranti occidentali e orientali, fino a subverticali. Pur nella

modesta estensione degli affioramenti, si ritiene che tale assetto sia legato a una deformazione plicativa con pieghe molto strette a luoghi rovesciate (come osservabile nell'area di Ortona dei Marsi poco a nord del margine del Foglio), interessate da una serie di deformazioni per faglia, di cui non è possibile seguire la continuità.

I contatti tettonici con le unità calcaree si sviluppano, sul versante ovest della valle, lungo piani ad alto angolo con componente trascorrente, dove i depositi terrigeni rimangono impigliati anche lungo piani secondari all'interno dell'unità calcarea, come già descritto in precedenza (§ 3.3); sul versante est il contatto è definito nella maggior parte dell'unità da piani di faglia a direzione da NNE-SSO a NNO-SSE, che presentano caratteristiche di faglie dirette (F₄); nella zona di Bisegna si presentano, invece, evidenze di un contatto a basso angolo per retroscorrimento (RS₃) con l'interposizione di piccole strutture legate alle Unità di incerta attribuzione.

Tale assetto si individua anche lungo la valle del F. Sangro, dove tuttavia sembrano prevalere direzioni delle monoclinali circa NO-SE; l'assetto a pieghe risulta evidente, in particolare, in Loc. Ponte Acqua Ventilata (a Sud di Morrone del Diavolo), a Pescoglione (NE di Pescasseroli) e nella zona del Fosso Vandra, all'estremità meridionale del Foglio dove si osservano strati a direzione NO-SE o NNO-SSE e inclinazione alternativamente SO e NE con inclinazioni fino a 50-70°; anche in questi casi, tuttavia, non è possibile seguire con chiarezza la continuità delle strutture plicative. I contatti tettonici con le unità calcaree, sul versante ovest, sono legati ai sovrascorrimenti S₁ e S₂. A ovest di Pescasseroli, ad esempio, si individuano lembi di Unità terrigene impigliati lungo piani di faglia ad alto angolo a direzione da N-S a NNO-SSE inclinati da 40° a 60° verso i quadranti occidentali, probabili piani secondari legati a un piano principale non osservabile in superficie (Sezione CC'). Sul versante est il contatto si sviluppa lungo il complesso elemento transpressivo T₁, di nuovo con l'interposizione di Unità di incerta attribuzione, anche in questo caso ripreso o tagliato da elementi a cinematica estensionale legati alla tettonica post-orogena (F₄).

Lungo le valli del T. Profluo, del T. Tasso e del F. Sagittario l'assetto delle Unità terrigene si presenta ancor più complesso e discontinuo per la presenza di elementi legati alla tettonica compressiva (S₃, S₄, S₅) e transpressiva (T₂), localmente interessati da una ripresa durante la tettonica post-orogena (F₂). Si evidenzia di nuovo un assetto caratterizzato da monoclinali a direzione circa meridiana con inclinazioni variabili, che, anche in questo caso, si ritiene siano il risultato di deformazioni plicative anche molto intense.

Lungo la valle del T. Profluo, fino a Passo Godi, gli esigui affioramenti mostrano un assetto giaciturale coerente con le unità calcaree orientali, con direzione NO-SE e inclinazioni a SO da 15° a 65°; gli scarsi affioramenti non consentono di escludere una più complessa deformazione plicativa dato che il

contatto con le unità calcaree avviene lungo elementi legati alla tettonica compressiva sia verso ovest (Unità La Montagnola - Montagna della Rovere, § 3.6) sia verso est (Unità M. Genzana - Serra Rocca Chiarano, § 3.7).

Lungo la valle del T. Tasso si hanno più chiare evidenze di un assetto a strette pieghe con direzione circa NNO-SSE; nel versante occidentale, lungo il *Sovrascorrimento del T. Tasso* (S_3) le giaciture sono disposte circa NNO-SSE con inclinazione da 20 a 60° verso est, legate alla deformazione plicativa al letto dell'elemento tettonico; sul versante est, lungo il contatto tettonico, si hanno una serie di pieghe a direzione da N-S a N200 con fianchi inclinati fino a oltre 50° verso ovest e verso est; questi elementi si ritiene possano essersi formati in contesto compressivo nella giustapposizione dell'Unità Montagna Grande - M. Marsicano sull'Unità M. Godi - Montagna di Preccia lungo il sovrascorrimento S_3 e poi eventualmente riprese lungo l'elemento transpressivo T_2 .

Nell'area di Anversa degli Abruzzi l'assetto delle Unità terrigene risulta particolarmente significativo; si rilevano alcuni piani di faglia a direzione NO-SE ad alto angolo cui si associano piccoli piani di accavallamento a direzione NO-SE e inclinazione di circa 30°SO (CORRADO *et alii*, 1996); questi mettono a contatto litotipi riferibili all'*associazione pelitico arenacea II* dell'*unità arenaceo-pelitica* (UAP_d, attribuita al Messiniano pre-evaporitico), a ovest, con la *associazione gessarenitica* con gessi (UAP_f, attribuita al Messiniano evaporitico), ad est. Lungo tali piani sono presenti "scaglie" di litotipi calcarenitici e lembi di gessi cristallini; si individuano piani di faglia inversa alla mesoscala con giacitura N200/30SO con strie *dip-slip* inverse e oblique, successivamente dislocati da piani di faglia diretti ad alto angolo con giacitura N400/80NE a N200/70NE con più sistemi di strie sia oblique che *dip-slip* e piani a direzione E-O inclinati circa 55°N. Si ritiene che questi facciano parte della prosecuzione verso nord dell'*Elemento transpressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello* (T_2); in questo quadro tale elemento sarebbe responsabile dell'accostamento di Unità terrigene con associazioni litologiche ed età diverse (UAP_d e UAP_f).

4. - TETTONICA POST-OROGENICA

La tettonica post-orogena, per tutta l'estensione del Foglio in esame, non è così evidente come nei Fogli limitrofi 368 "Avezzano" e 369 "Sulmona", anche se vi si rilevano porzioni importanti della Conca del Fucino e parte del Piano delle Cinque Miglia. Numerosi studi, eseguiti da diversi autori, mettono in evidenza come vi sia la presenza di importanti sistemi bordieri di faglie e il ruolo che questi hanno avuto nel guidare l'evoluzione di questo settore dell'orogene. Si tratta di sistemi di faglie caratterizzati, come già accennato, da una complessa cinematica neogenico-quadernaria a prevalente carattere

distensivo o transtensivo che riutilizzano, almeno in parte, vecchi elementi compressivi legati alla strutturazione a falde della catena. In alcuni casi sembrano aver riutilizzato zone di taglio preesistenti, tra cui soprattutto i piani delle fasce di deformazione transpressive.

L'analisi di dettaglio condotta sulla successione post-orogena che ha portato alla definizione delle UBSU per il Foglio Scanno, ha anche messo in evidenza come pochi siano gli elementi tettonici che le dislocano.

Gli elementi tettonici distensivi dell'area sono riconducibili a:

- F₁: *Elementi distensivi della valle del F. Gizio e del Piano delle Cinque Miglia* (noti come Faglia del M. Rotella, MICCADEI & PAROTTO, 1999);
- F₂: *Elemento distensivo del M. Genzana*;
- F₃: *Sistema distensivo di Terraegna* (Montagna Grande);
- F₄: *Elemento distensivo dell'alta valle del F. Sangro e del F. Giovenco* (noto come linea alto Sangro-Giovenco, COLACICCHI, 1967b, PRATURLON, 1968);
- F₅: *Elementi distensivi M. delle Vitelle - Pescasseroli* (già noti in letteratura come Faglia della Vallelonga, CAVINATO *et alii*, 2002);
- F₆: *Sistema distensivo del Serrone - M. Parasano auctorum* (Sistema del Parasano, del Foglio 369 o Faglia del Serrone e Faglia del Parasano, GALADINI *et alii*, 1997; CAVINATO *et alii*, 2002).

L'elemento F₁ borda il lato occidentale dell'Unità Pietra Maggiore (M. Rotella) ed è costituito da una serie di piani affioranti nella zona di Roccapia a quote comprese tra 1400 m e 1700 m, disposti in direzione NNO-SSE con inclinazione verso OSO tra 50° e 70°. Nella zona di C.le Martinello mettono a contatto i termini giurassici in facies di piattaforma dell'Unità di Pietra Maggiore (UCD) con i termini della *scaglia detritica* (SCZ) e dei *calcarei a macroforaminiferi* (CFR) dell'Unità di incerta attribuzione dell'area di Roccapia, riprendendo piani dell'elemento transpressivo T₃. Oltre ai piani principali, all'interno dell'Unità di Pietra Maggiore si osservano una serie di piani sintetici che definiscono un'ampia fascia di deformazione caratterizzata da elevati spessori di cataclite su tutto il versante. Verso nord i piani di faglia sono in gran parte sepolti sotto la coltre di depositi continentali post-orogenici. Solo localmente i depositi di sintemi più antichi (*sintema della valle del Gizio*, VGZ) sono in appoggio sui piani di faglia di questo elemento e potrebbero essere dislocati. Verso SE, al di fuori dell'area del Foglio, tali piani trovano la massima espressione sul versante occidentale del M. Rotella (MICCADEI & PAROTTO, 1999) e localmente mostrano evidenze di attività tettonica olocenica (CALDERONI *et alii*, 1991).

L'elemento F₂, sul lato occidentale dell'Unità M. Genzana - Serra Rocca Chiarano, è costituito da una serie di piani a direzione NNO-SSE con inclinazione da 40° a 70° verso OSO che costituiscono in genere la riattivazione

di piani di taglio della fascia di deformazione transpressiva T_2 , dove si evidenzia la sovrapposizione di strie *dip-slip* su sistemi di strie orizzontali o oblique.

Il *Sistema distensivo di Terraegna* (Montagna Grande) (F_3) è costituito da una serie di piani di faglia a direzione circa NO-SE che ribassano, generalmente, verso i quadranti sudoccidentali e disarticolano le potenti successioni giurassico-cretaciche della Montagna Grande; i piani di faglia principali non sono quasi mai osservabili in affioramento, perché in gran parte coperti da coltri di depositi olocenici, ma presentano una marcata espressione morfologica nei lunghi valloni orientati in direzione NO-SE leggermente obliqui rispetto all'allungamento NNO-SSE della dorsale nel suo insieme. Ai piani di faglia si associano localmente fasce di cataclasite. Solo nel settore meridionale (M. Marsicano) lungo il piano si evidenziano contatti tettonici anomali che ribassano verso i quadranti nordorientali con l'interposizione di piccole "scaglie" di *calcari a macroforaminiferi* (CFR). Ciò fa supporre che, almeno in qualche tratto, anche tali piani di faglia abbiano ripreso elementi preesistenti a componente trascorrente.

L'*Elemento distensivo dell'alta valle del F. Sangro e del F. Giovenco* (F_4) (noto come linea alto Sangro - Giovenco, COLACICCHI, 1967b, PRATURLON, 1968) mette a contatto la successione calcarea in facies di piattaforma e margine della Montagna Grande (al letto) con le Unità terrigene (al tetto); è costituito da una serie di segmenti diversamente orientati (NO-SE, NNO-SSE, NNE-SSO, con inclinazione da 50° a 80° verso i quadranti occidentali), che da sud verso nord corrono lungo il versante orientale della valle del F. Sangro e della valle del F. Giovenco. Alcuni di questi piani hanno ripreso e disarticolato segmenti diversi dell'elemento transpressivo T_1 , determinando una fascia di deformazione a cinematica complessa. Nella parte settentrionale della valle del F. Giovenco alcuni segmenti a direzione NO-SE sembrano entrare all'interno e disarticolare in parte l'Unità Montagna Grande - M. Marsicano, mentre il contatto principale si sviluppa con decorso circa meridiano. Tale elemento non presenta, come i precedenti, evidenze chiare di attività tettonica recente, tuttavia ad esso diversi autori hanno associato sismicità manifestatasi con il terremoto del confine laziale abruzzese del 1984 (WESTAWAY *et alii*, 1989; PACE *et alii*, 2002).

Gli *Elementi distensivi M. delle Vitelle - Pescasseroli* (F_5) sono costituiti da una serie di piani di faglia a direzione NO-SE e ONO-ESE che ribassano verso i quadranti sudoccidentali le successioni cretaciche in facies di piattaforma. I piani non sono quasi mai osservabili in superficie perché coperti da estese coltri di depositi post-orogenici, ma trovano la loro espressione morfologica nei valloni a SO del M. Marcolano e di Schiena di Cavallo e nelle principali rotture di pendio sui versanti; sono inoltre stati messi in evidenza dai rigetti stratigrafici nella successione cretacica.

Il *Sistema distensivo del Serrone - M. Parasano auctorum* (F_6) (Sistema del

Parasano, del Foglio 369 o faglie di San Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi e di M. Parasano-Pescina-Cerchio SERVA *et alii*, 1988, o ancora Faglia del Serrone e Faglia del Parasano, GALADINI *et alii*, 1997, CAVINATO *et alii*, 2002) è costituito da una serie di piani di faglia diretti a direzione NO-SE e inclinati a SO da 40° a 70°. I piani principali si individuano a NE di Casali d'Aschi e sul versante del Serrone fino all'abitato di Sperone. A quelli principali si associano una serie di piani secondari sia sintetici che antitetici che determinano sui rilievi calcarei una serie di piccole depressioni allungate in direzione NO-SE.

La faglia affiorante sul versante sudovest del Serrone è costituita da una serie di piani a direzione da N450 a N600 con inclinazione tra 65° e 40° a SO; si osserva un'ampia fascia di cataclasite spessa fino ad alcune centinaia di metri con piani disposti *en échelon* con svincoli obliqui e serie di piani subparalleli con geometria di *riedel* sintetici e antitetici tutti congruenti con una cinematica di tipo estensionale (VITTORI *et alii*, 1991; AGOSTA & AYDIN, 2006).

Più a nord la faglia di Casali di Aschi presenta caratteristiche simili, ma un andamento più ondulato e con inclinazioni anche di 40°; anche in questo caso si associa un'ampia fascia di cataclasite. Tali piani mettono a contatto le successioni calcaree con i depositi di versante olocenici in appoggio su di essa; nella zona di Le Grippe tagliano i depositi della successione post-orogena riferibili ai sintemi più antichi (VGZ).

Tali elementi sono ben noti in letteratura poiché ad essi si è associata una intensa sismicità (manifestatasi nel terremoto del Fucino del 1915) ed evidenze di tettonica recente e olocenica e di fagliazione superficiale (ODDONE, 1915; GIRAUDI, 1988a,b; SERVA *et alii*, 1988; WARD & VALENSISE, 1989; GALADINI *et alii*, 1995; MICHETTI *et alii.*, 1996; GALADINI *et alii*, 1997; AMORUSO *et alii*, 1998; GALADINI & GALLI, 1999; CAVINATO *et alii*, 2002); tali evidenze, tuttavia, sono più chiare nelle aree a nordovest (Foglio 368 "Avezzano" e 369 "Sulmona") e meno chiare o assenti nell'area del Foglio 378 "Scanno".

Gli elementi della tettonica post-orogena ($F_1, F_2, F_3, F_4, F_5, F_6$), in sintesi, sembrano aver seguito il complesso sistema tettonico compressivo ($S_1, S_2, S_3, S_4, S_5, S_6$) tagliandolo in più punti e forse in più momenti. In alcuni casi sembrano aver riutilizzato le zone di taglio preesistenti e soprattutto i piani delle fasce di deformazione transpressive (T_1, T_2 e T_3).

5. - ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE GENERALE

Le ricerche geologiche effettuate negli ultimi anni nell'Appennino centrale stanno portando a una nuova e più complessa definizione del quadro geologico-strutturale dell'orogene.

I rilevamenti geologici e le analisi mesostrutturali hanno permesso, infatti, di identificare e di caratterizzare, da un punto di vista cinematico, elementi tettonici ritenuti di importanza regionale che vanno ad aggiungersi al complesso quadro dell'assetto geologico, risultato dall'interferenza tra l'evoluzione di una paleogeografia molto articolata e di una tettonica polifasata. Ai dati di superficie sono da integrare, ancora, numerosi dati ricavati da analisi geofisiche effettuate in questo settore di catena, come il Progetto CROP11 (Civitavecchia-Vasto) in corso di studio (PAROTTO *et alii*, 2003; PATACCA *et alii*, 2008).

Il rilevamento geologico del Foglio 378 "Scanno" ha messo in luce un quadro paleogeografico e strutturale più articolato di quanto già noto in letteratura. La tettonica compressiva rilevata, la tettonica trascorrente con tutte le sue diverse manifestazioni e quella estensionale danno un nuovo contributo alla definizione dell'evoluzione neogenica-quadernaria di questo settore dell'Appennino. La geometria degli elementi tettonici e la relativa cinematica permettono, quindi, di mettere dei nuovi vincoli per quanto riguarda l'interpretazione a livello regionale. La sovrapposizione di domini paleogeografici diversi, soprattutto mesocenozioceni, e i notevoli rigetti stratigrafici rilevati lungo tutti i tipi di elementi tettonici (descritti nei paragrafi precedenti), fa sì che questa zona sia un'area campione per capire i rapporti tra le diverse unità tettono-stratigrafiche (Fig. 68), anche se un'analisi esaustiva dovrà attendere la conclusione del rilevamento di tutti i fogli limitrofi.

In questo tipo di ricostruzione non bisogna dimenticare le fasi tettoniche verificatesi durante la sedimentazione delle successioni pre-orogeniche. Gli elementi, che non trovano oggi espressione morfologica sul terreno, sono stati individuati o ipotizzati solamente su base stratigrafica, attraverso il riconoscimento di variazioni di facies, lacune, trasgressioni, o anche soltanto brusche variazioni laterali dello spessore dei sedimenti nel contesto di singole unità (CENTAMORE *et alii*, 2006a,b,c,d; SGI, 2006a,b,c,d).

Tali variazioni sono individuabili con maggiore evidenza nella zona di passaggio tra le aree di margine e quelle di scarpata; queste risentono di movimenti verticali anche minimi, causando spesso spostamenti di facies e cambiamenti delle condizioni di sedimentazione. Le maggiori evidenze riguardano in particolare il Giurassico inferiore e l'intervallo Cretacico superiore-Miocene inferiore.

Cercando, quindi, di leggere in sequenza temporale gli eventi principali che hanno interessato l'area analizzata, si evidenzia una complessità relativa a tutte

le fasi di strutturazione dell'orogene.

Nel quadro della *tettonica sin-orogenica* si verifica la sovrapposizione delle unità tettono-stratigrafiche con la strutturazione dei principali sovrascorrimenti. Muovendosi da ovest verso est, l'Unità di M. delle Vitelle in facies di piattaforma carbonatica si sovrappone, lungo il sovrascorrimento S_1 , all'Unità di M. Marcolano - M. Fontecchia - M. Tricella, anch'essa in facies di piattaforma. Questa, a sua volta, si accavalla, lungo il sovrascorrimento S_2 alle Unità terrigene della valle del F. Giovenco e del F. Sangro. In questo settore l'Unità di M. Turchio - Morrone del Diavolo (ancora in facies di piattaforma) si sovrappone sull'Unità M. Marcolano - M. Fontecchia - M. Tricella lungo i retroscorrimenti RS_1 e RS_2 , che tagliano S_1 e sembrano costituire un unico elemento successivamente disarticolato.

Più complessi sono i rapporti tra l'Unità M. Marcolano - M. Fontecchia - M. Tricella e l'unità più occidentale Montagna Grande - M. Marsicano, in facies di margine di piattaforma, separate dalle Unità terrigene delle valli del F. Giovenco e del F. Sangro. I rapporti, infatti, si sviluppano lungo una fascia di deformazione, già nota in letteratura come "Linea Alto Sangro - Giovenco" (COLACICCHI, 1967b, PRATURLON, 1968), in cui si sovrappongono e si intersecano evidenze di retroscorrimenti (RS_3), di cinematica transpressiva (T_2) ed estensionale (F_4) (CORRADO *et alii*, 1992; MICCADEI, 1993).

Lungo il sovrascorrimento S_3 si verifica l'accavallamento delle unità in facies di margine di Montagna Grande-M. Marsicano sulle Unità terrigene e sulle unità più esterne in facies di scarpata-bacino (M. Genzana-Serra Rocca Chiarano). A nord il sovrascorrimento S_3 è disarticolato da elementi transpressivi legati a T_2 , che giustappongono le unità carbonatiche e le unità terrigene. Nel settore centrale e meridionale il rapporto di sovrapposizione è complicato dall'accostamento di unità con caratteristiche litostratigrafiche anche molto differenti (facies di scarpata prossimale e facies schiettamente pelagiche) lungo piani di sovrascorrimento ed elementi di taglio ad alto angolo con cinematica essenzialmente trascorrente od obliqua, in cui sono frequentemente "impigliati" tettonicamente lembi di Unità terrigene (T_2).

La tettonica compressiva, nel settore orientale, sembra terminare, con la sovrapposizione dell'unità di scarpata-bacino del M. Genzana-Serra Rocca Chiarano sull'unità più esterna di Pietra Maggiore, in facies di piattaforma carbonatica e margine, lungo il sovrascorrimento S_6 . Tale elemento, tuttavia, è di difficile determinazione in superficie, perché disarticolato dagli elementi della tettonica transpressiva e distensiva (T_3 , F_1).

Come risultato della tettonica compressiva sin-orogenica, le unità sembrano essersi disposte su due livelli strutturali e dall'analisi dei dati esposti e dalla loro discussione è possibile ipotizzare "unità di tetto" e "unità di letto" (Fig. 69).

Le unità di tetto, in facies di piattaforma carbonatica e margine, sono:

- Unità M. delle Vitelle,
- Unità M. Marcolano - M. Fontecchia - M. Tricella,
- Unità M. Turchio - Morrone del Diavolo,
- Unità Montagna Grande - M. Marsicano,
- Unità M. Godi - Montagna di Preccia.

Le “unità di letto”, in facies di scarpata-bacino e di piattaforma carbonatica e margine, sono:

- Unità M. Genzana - Serra Rocca Chiarano,
- Unità Pietra Maggiore.

Una nota particolare va fatta per l’Unità La Montagnola - Monte della Rovere. Come già detto precedentemente questa unità presenta rapporti stratigrafici lacunosi, unità detritiche con megabrecce e litofacies fortemente manganesefere in particolare per la serie eocenica. Tali caratteristiche denotano una spiccata affinità con le serie stratigrafiche affioranti immediatamente a sud della valle del F. Sangro, nella zona di Civitella Alfedena e la terminazione nord del gruppo della Meta-Mainarde (F. 152 “Sora”). In quest’ottica l’Unità de La Montagnola, in posizione inferiore rispetto alla Unità Montagna Grande, potrebbe rappresentare un livello strutturale profondo e la sua interpretazione è legata e va inquadrata nel complesso assetto tettono-stratigrafico delle aree a sud del Foglio.

Sulla base dell’analisi delle Unità terrigene e dei lembi di depositi conglomeratici di chiusura tardo-orogenici (VNN), blandamente deformati (Le Vicenne, M. Turchio e Bocca Mezzana; § 2, Capitolo V), le unità descritte si sono messe in posto, quindi, nella parte alta del Miocene superiore (Messiniano finale) e alla base del Pliocene inferiore (PATACCA *et alii*, 1992a,b; CIPOLLARI *et alii*, 1997; CIPOLLARI *et alii*, 1999a,b; GLIOZZI, 1999; CENTAMORE *et alii*, 2006a,c). Lungo la valle del F. Sagittario solo l’unità terrigena dell’area di Anversa degli Abruzzi è stata coinvolta successivamente, dopo l’evento “*lagomare*” nel Pliocene inferiore *p.p.*, nella deformazione orogenica (§ 2, Capitolo V, PATACCA *et alii*, 1992b; CIPOLLARI *et alii*, 1997).

Nel quadro della **tettonica sin-orogenica**, e in questo caso anche **tardo-orogenica**, si evidenzia, inoltre, come le unità tettono-stratigrafiche definite siano state disarticolate e dislocate anche da tre fasce di deformazione transpressive con numerosi elementi di taglio (T_1 , T_2 , T_3), che si allineano su direzioni circa NNO-SSE. Questi elementi, già in parte noti in letteratura lungo l’alta valle del F. Sangro e del F. Giovenco (COLACICCHI, 1967b, PRATURLON, 1968; CORRADO *et alii*, 1992) e localmente nel settore centrale e orientale (MICCADEI, 1993; CORRADO *et alii*, 1996; MICCADEI & PAROTTO, 1999), presentano una continuità molto netta attraverso tutta l’area del Foglio.

L’Elemento transpressivo di M. Palombo e della valle del F. Giovenco (T_1)

disarticola la continuità degli elementi tettonici legati al contesto compressivo (S1 e RS1 e RS2).

L'Elemento transpressivo Vallone delle Masserie - Lago Pantaniello (T₂) e l'Elemento transpressivo della valle del F. Gizio (T₃) sembrano interessare l'area in maniera netta, complicando l'assetto strutturale precedentemente formatosi. I contatti tettonici interessano molto spesso le successioni e i termini di scarpata-bacino, alterando anche bruscamente la continuità delle facies e isolando delle vere e proprie unità tettono-stratigrafiche, la cui collocazione strutturale non è di facile definizione. Per tali motivi sono state inserite e riunite in un unico gruppo definito Unità di incerta attribuzione.

La collocazione temporale di tali movimenti transpressivi è di complessa definizione, ma deve in ogni caso essere confinata tra le ultime fasi di accavallamento (Pliocene inferiore) e le prime evidenze di tettonica estensionale post-orogena (Pliocene superiore). Ad oggi non vi sono ancora evidenze o modelli che possano indicare se tale tettonica sia coeva alla tettonica compressiva; nei piani di taglio rilevati sono numerosi gli indizi cinematici che danno diverse direzioni di trasporto, sia verso i settori orientali che settentrionali.

Nel quadro della *tettonica sin- e tarso-orogena* i rapporti geometrici e di precedenza tra tettonica transpressiva e da accavallamento risultano ancora molto complessi, tanto che in passato hanno dato luogo a diverse interpretazioni della struttura della Montagna Grande:

- una finestra tettonica legata dal punto di vista paleogeografico ai settori di piattaforma carbonatica più orientali (PATACCA *et alii*, 1992b);
- una struttura complessa caratterizzata da sistemi di retroscorrimenti nel settore occidentale (CORRADO *et alii*, 1996);
- un'ampia struttura a fiore legata a una tettonica trascorrente successiva alla tettonica da accavallamento (VEZZANI & GHISSETTI, 1997).

A livello regionale restano sempre i problemi, legati ai rapporti di sovrapposizione, tra il dominio di piattaforma carbonatica occidentale e il dominio di piattaforma carbonatica orientale (Morrone-Pizzalto-Rotella) (PRATURLON, 1968; CLERMONTÈ, 1969; PAROTTO & PRATURLON, 1975; ACCORDI *et alii*, 1988; RENAUD *et alii*, 1990; D'ANDREA *et alii*, 1992; CENTAMORE *et alii*, 2006a,c). Nel Foglio 152 "Sora", il motivo tettonico di maggior rilievo nell'area (la linea di sutura del bacino ipotizzato) sembra decorrere in direzione nord-sud lungo la congiungente Roccaraso-Sulmona, separando così le strutture i facies di margine e piattaforma carbonatica, collegate al M. Arazzecca - M. Rotella, dalla struttura in facies di scarpata-bacino del M. Genzana - Serra Rocca Chiarano. Se invece si ritiene quest'ultima correlata al mondo esterno delle piattaforme carbonatiche (Morrone-Pizzalto-Rotella), come ipotizzato da D'ANDREA *et alii* (1992), allora la linea tettonica di maggior rilievo risulta più

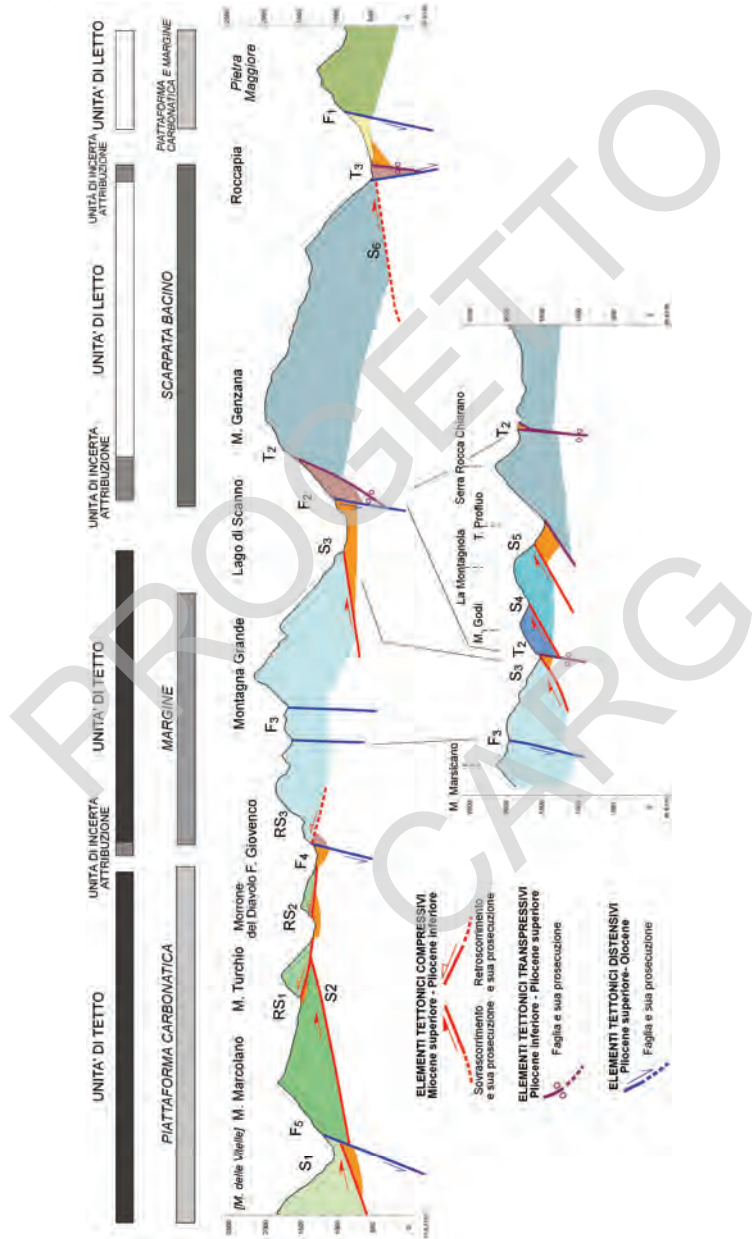


Fig. 69 – Sezione strutturale sintetica. Le Unità tettono-stratigrafiche dello Schema tettonico di figura 68 sono state riassunte in questa sezione in Unità di tetto e Unità di letto. Allo stato attuale, per la limitata estensione del Foglio le unità prossime ai principali elementi di tettonica transpressiva sono ancora di incerta attribuzione nel quadro della tettonica regionale.

spostata verso ovest e potrebbe essere individuata nella congiungente Anversa degli Abruzzi-Villetta Barrea. Allo stato attuale dei rilevamenti, il sovrascorrimento S_3 rappresenta il motivo di maggior rilievo nella tettonica compressiva del Foglio e assume un ruolo fondamentale nel quadro dell'ampio dibattito scientifico. S_3 , infatti, può essere oggi interpretato come la linea di giunzione tra il dominio di piattaforma carbonatica occidentale e il dominio di piattaforma carbonatica orientale, ritenendo correlato a quest'ultima il dominio di scarpata-bacino del M. Genzana (come già ipotizzato da D'ANDREA *et alii*, 1992).

Una più certa attribuzione paleogeografica del dominio di scarpata-bacino e la sua originaria estensione potranno essere valutate, comunque, solo in un quadro più ampio di geologia regionale, con il rilevamento dei fogli confinanti 377 "Trasacco", 391 "S. Donato Val di Comino"; naturalmente il confronto dei nuovi dati di terreno andrà fatto con i dati di nuove linee sismiche profonde e solo così si potrà valutare la posizione del possibile bacino in un quadro più ampio di geologia regionale.

Con la *tettonica post-orogena*, sviluppatasi a partire già dal Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, unitamente ai sollevamenti a largo raggio, si determina un quadro strutturale ancora più complesso, con la formazione delle principali conche tettoniche che trovano un più ampio sviluppo nelle aree limitrofe, nel Foglio 368 "Avezzano" e 369 "Sulmona" (Piana del Fucino, Conca Subequana, Conca di Sulmona) (DEMANGEOT, 1965; AMBROSETTI *et alii*, 1982; DRAMIS, 1993; D'AGOSTINO *et alii*, 2001; ASCIONE *et alii*, 2008).

Gli elementi della tettonica estensionale post-orogena (F_1 , F_2 , F_3 , F_4 , F_5 , F_6) si sono sviluppati a partire dal Pliocene superiore, come già noto in letteratura, su direzioni prevalentemente NO-SE (GALADINI & MESSINA, 1993; MICCADEI, 1993; BOSI *et alii*, 1995; CAVINATO *et alii*, 2002). Nell'ambito del Foglio, questi tagliano gli elementi della tettonica compressiva e trascorrente e in alcuni punti è evidente la riutilizzazione di piani ad alto angolo della tettonica traspressiva.

A partire dal Pleistocene inferiore, e probabilmente dal Pliocene superiore, la tettonica estensionale determina, quindi, la formazione di un paesaggio a dorsali e valli come suggerito anche dall'assetto morfolitostratigrafico dei sintemi più antichi delle successioni post-orogeniche (§3, Capitolo V). Durante il Pleistocene medio, nella parte centrale dell'area del foglio si configura, in gran parte, la fisiografia attuale e si delineano una serie di monoclinali fagliate lungo F_2 , F_3 e F_4 (M. Palombo, M. Pietra Gentile, Terraegna); le evidenze di fagliazione dei depositi della successione post-orogena si osservano, infatti, solo nel *sintema di Ziomias* (ZMS) attribuito al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (Serra Ziomias, Frattura). Nel settore occidentale e orientale la tettonica estensionale lungo le faglie F_1 e F_6 determina la progressiva formazione delle

conche tettoniche del Fucino e del Piano delle Cinque Miglia e della valle tettonica del Gizio con la strutturazione, ancora, di una serie di dorsali costituite da monoclinali fagliate (M. Tricella, Colle Truscino, il Serrone, Pietra Maggiore).

Le evidenze di neotettonica riferibili al Pleistocene superiore e all'Olocene sono, infatti, in generale modeste nell'area del Foglio e si individuano unicamente lungo gli elementi F_1 , che borda la valle del F. Gizio e il Piano delle Cinque Miglia, ed F_6 , che borda la Piana del Fucino; anche in questo caso risultano sicuramente fagliati i sintemi più antichi, mentre le evidenze di tettonica più recente in depositi olocenici, sono da ricercare più ad est, sul versante occidentale del M. Rotella (CALDERONI *et alii*, 1991), o al margine occidentale del Foglio e verso NO, nell'area del Fucino. La tettonica quaternaria del Fucino è, infatti, una delle più note e studiate nell'area italiana (BERTINI & BOSI, 1978; BLUMETTI *et alii*, 1993; MICHETTI *et alii*, 1996; GALADINI & MESSINA, 1994; CASTENETTO & GALADINI, 1999; CAVINATO *et alii*, 2002) ed è ampiamente descritta nelle note illustrative del Foglio 368 "Avezzano" (CENTAMORE *et alii*, 2006a).

La tettonica estensionale risulta ancora molto attiva, come testimoniato dalle analisi paleosismologiche (SERVA *et alii*, 1988; MICHETTI *et alii*, 1996; GALADINI *et alii*, 1997), e dall'elevata sismicità, culminata anche in eventi disastrosi, come ad esempio, nell'area marsicana, i terremoti del Fucino del 1915, di San Donato Val di Comino del 1984 e dell'Aquila del 2009.

L'assetto strutturale generale evidenzia, quindi, un quadro tettonico "attivatosi" dal Miocene superiore ed attivo fino a tutto l'Olocene.

Allargando l'orizzonte regionale si potrà chiarire l'entità, il verso e il significato geodinamico dei movimenti orizzontali lungo gli elementi transpressivi e solo con il rilevamento dei fogli limitrofi (377 "Trasacco", 379 "Capracotta", 390 "Frosinone", 391 "S. Donato Val di Comino", 392 "Castel di Sangro") si potrà arrivare a chiarire, in un contesto regionale, le diverse ipotesi sui rapporti paleogeografici meso-cenozoici e calcolare i raccorciamenti lungo gli elementi tettonici compressivi.

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA AMBIENTALE E APPLICATA

In questo capitolo sono illustrati i principali aspetti relativi alla geologia ambientale e applicata, considerando i rischi e le risorse che caratterizzano l'area del Foglio, sulla base dei dati raccolti durante il rilevamento e dell'analisi bibliografica e storica. Ci si sofferma in particolare sui rischi legati alla pericolosità geomorfologica connessi a un territorio con forte energia di rilievo e assetto morfostrutturale complesso; sono quindi trattati brevemente i rischi legati alle acque correnti superficiali e all'erosione del suolo. Particolare risalto viene dato all'analisi della sismicità dell'area, caratterizzata nel secolo scorso da terremoti di forte intensità, nel 1915 (terremoto di Avezzano) e nel 1984 (terremoto del confine laziale abruzzese) e oggetto di approfonditi studi sismologici e paleosismologici. Segue, poi, la trattazione degli aspetti relativi alle risorse, considerando sia cave e miniere, sia, in maniera più ampia, le risorse idrogeologiche, per la presenza nell'area di importanti acquiferi e di sorgenti di notevole portata. Un paragrafo a parte è dedicato ai Parchi e alle entità floristiche e faunistiche che arricchiscono il territorio; il Foglio rientra in gran parte nel Parco Nazionale d'Abruzzo Lazio e Molise e per una modesta estensione nel Parco Nazionale della Majella.

1. - RISCHI

1.1. - PERICOLOSITÀ GEOMORFOLOGICA

Nell'area del Foglio si individuano diverse tipologie di dissesto che si distribuiscono in funzione delle eterogenee condizioni orografiche, strutturali, geomorfologiche e vegetazionali. Sono presenti dissesti legati a fenomeni franosi, a conoidi e, localmente, a erosione accelerata in aree calanchive.

Per quanto riguarda le frane si individuano essenzialmente movimenti lenti di versante, frane da colamento, frane da scorrimento, diversi tipi di frane complesse e frequenti frane di crollo in roccia, che presentano uno stato di attività, sia attivo, sia quiescente, sia inattivo. Tali elementi sono stati evidenziati dalle analisi e dai censimenti condotti nell'ambito del Progetto IFFI (REGIONE ABRUZZO – APAT, 2005) e in gran parte confermati dai rilevamenti effettuati. Solo localmente l'area è soggetta a rischi relativi ai processi legati alle acque correnti superficiali e all'erosione dei suoli.

Per schematizzare la distribuzione spaziale e le tipologie dei movimenti franosi, il territorio può essere diviso, dal punto di vista morfostrutturale, in diversi settori riferibili a dorsali carbonatiche, valli in litotipi argilloso-arenacei e conche intermontane colmate da depositi continentali quaternari. Queste ultime non sono, per loro natura, soggette a fenomeni franosi in virtù della configurazione orografica subpianeggiante.

Le valli principali, come le valli dei fiumi Giovenco, Sangro e Gizio e dei torrenti Tasso e Profluo, sono impostate in litotipi argilloso-arenacei della successione sin-orogena interessati da intense deformazioni plicative e per faglia; l'assetto litostrutturale favorisce dissesti di diversa tipologia e di estensione molto variabile; questi interessano in genere le parti medio-basse dei versanti e possono coinvolgere le principali strutture viarie dell'area del Foglio.

Si verificano in particolare frane per scorrimento roto-traslato, frane per colamento e frane complesse di estensione intorno a qualche ettaro. Queste ultime si individuano frequentemente sui versanti in corrispondenza dei contatti tettonici tra i litotipi calcarei e i litotipi argilloso-arenacei; nei primi si verificano scorrimenti in roccia o frane da crollo che evolvono nella parte bassa a colamenti nei litotipi argilloso arenacei. Frane complesse per scorrimento rototraslativo e colamento si individuano anche al contatto tra i litotipi conglomeratici della successione post-orogena e i litotipi argilloso arenacei, come nel caso della frana verificatasi, durante le attività di rilevamento, nella valle del F. Sangro, lungo la S.S. 83 tra Pescasseroli e Gioia dei Marsi, o come le frane presenti presso Roccapia o lungo la valle del F. Giovenco.

Lungo le valli del F. Giovenco e del F. Sangro, ad esempio, si osservano numerosi fenomeni franosi in corrispondenza dei sintemi quaternari, costituiti da brecce e conglomerati da mediamente a ben cementati, sovrapposti ai depositi argilloso-arenacei della successione sin-orogena. La disposizione a franapoggio del limite tra i due litotipi determina lo sviluppo di movimenti per scorrimento traslativo che possono evolvere in colata nella parte bassa fino al fondovalle (versante orientale della valle del F. Giovenco); laddove il contatto risulta suborizzontale, possono svilupparsi fenomeni di scorrimento rotazionale che evolvono, anche in questo caso, in colata (valle del F. Giovenco).

Le dorsali carbonatiche sono caratterizzate da elevate pendenze dei versanti e da marcate scarpate in roccia e sono impostate in litotipi calcarei delle

successioni pre-orogeniche disposti in giacitura variabile da reggipoggio a franapoggio, e interessati da elementi tettonici di diverso tipo e da ampie fasce di cataclaste o di fratturazione; alla base dei versanti si individuano scarpate di faglia e scarpate di linea di faglia che segnano il contatto tra litotipi calcarei competenti e litotipi argilloso-arenacei poco competenti.

Il censimento condotto nell'ambito del Progetto IFFI e i rilevamenti di terreno hanno mostrato, in questo settore, la presenza di frane da crollo e ribaltamento in roccia, in corrispondenza delle principali scarpate in roccia, di frane da scivolamento, sui versanti a franapoggio, e di frane complesse, alla base dei versanti, al passaggio a litotipi argilloso arenacei. Le frane da crollo sono frequenti lungo le Gole del Sagittario, per l'elevata pendenza delle scarpate, dove interessano la viabilità che collega Anversa degli Abruzzi a Scanno (S.S.479), soggetta per questo a ripetuti interventi di manutenzione. Nel settore nord delle gole, a decorso circa meridiano, i distacchi si verificano in corrispondenza di discontinuità dell'ammasso roccioso diversamente orientate (stratificazioni N50O/55-60NE e giunti di fratturazione da N20O/80NE a N-S verticali), interessano volumi di roccia elevati e hanno interessato le pareti in corrispondenza della galleria in roccia poco a sud di Anversa. Sul versante ovest della valle del F. Giovenco la disposizione a franapoggio parallelo al pendio dei litotipi calcarei determina il verificarsi di piccole frane di scorrimento traslativo, che evolvono in colata laddove i materiali lapidei raggiungono la parte bassa del versante, sui litotipi argilloso arenacei.

Localmente si individuano, infine, evidenze di deformazioni gravitative profonde di versante, diffuse anche nei settori limitrofi all'area del Foglio e condizionate dall'assetto morfostrutturale delle dorsali carbonatiche (CRESCENTI *et alii*, 1987; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003a; GALADINI, 2006).

Per quanto riguarda i fenomeni alluvionali, solo alcune aree pianeggianti ne risultano soggette, come l'area di Pescasseroli al margine meridionale e subito a sud del margine del Foglio. Sono, invece, presenti numerosi conoidi alluvionali e di origine mista che interessano le aree pedemontane allo sbocco dei principali valloni (Piana del Fucino, Piano delle Cinque Miglia, valle del F. Gizio). Tali elementi, tuttavia, sono prevalentemente inattivi e fanno parte del *sintema di Valle Majelama* (AVM); elementi di pericolosità legati a colate rapide e *debris flow* possono interessare alcuni conoidi solo nella porzione apicale.

Nell'area di Anversa degli Abruzzi si verificano imponenti fenomeni di erosione accelerata per lo sviluppo di un ampio calanco sul versante destro della valle del F. Sagittario in località Caccavone. Tale forma è impostata sui litotipi prevalentemente argillosi dell'*associazione gessarenitica del complesso torbiditico altomiocenico* (UAP_T), con intercalazioni di gessi, interessati da una intensa deformazione per la presenza di sistemi di faglie a orientazione NO-SE. Nella parte alta del versante il substrato argilloso è sovrastato da una coltre, spesso da alcuni metri ad alcune decine di metri, di brecce calcaree da

moderatamente a ben cementate riferite al *sintema di Valle Majelama* (AVM_a); queste fungono da *caprock* favorendo l'approfondimento dell'erosione lineare in concomitanza di fenomeni franosi rototraslativi e/o di colamento.

I fenomeni di erosione del suolo sono molto marcati in corrispondenza di questo elemento, che sta vivendo, negli ultimi decenni, una rapidissima evoluzione con un evidente ampliamento per regressione nella parte a monte dove sono progressivamente coinvolte le breccie quaternarie (Fig. 70). Le ricerche storiche hanno messo in luce come a partire dal XV secolo e fino alla metà del secolo scorso l'area di Anversa sia stata rinomata per le industrie di ceramica e per l'estrazione di argille e gessi per la produzione di laterizi (vedi § 2.2.2). L'argilla veniva cavata nell'area attualmente posta alla base del calanco ed è possibile ipotizzare una connessione tra l'attività estrattiva delle argille e lo sviluppo dell'erosione calanchiva; la realizzazione di una cava alla base del versante fin dal XV secolo, privando i litotipi argillosi della copertura vegetale ed esponendoli all'azione delle acque di ruscellamento, potrebbe aver innescato fenomeni di ruscellamento concentrato e favorito la formazione e il progressivo sviluppo del calanco di Anversa degli Abruzzi.

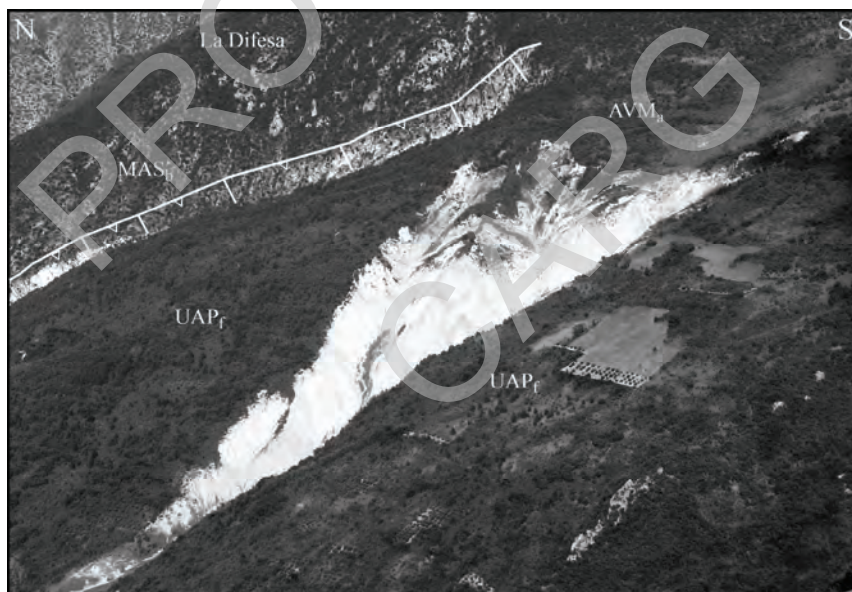


Fig. 70 – Anversa degli Abruzzi. Panoramica del calanco presente in località Caccavone (vista da nordovest verso sudest) modellato in litotipi argillosi con gessi (UAP_f) su cui poggia nella parte alta del calanco una coltre di detrito di versante antico (AVM_a). Sullo sfondo la scarpata di linea di faglia che si sviluppa a contatto tra i litotipi argillosi e i litotipi dolomitici (MAS_b).

1.2. – SISMICITÀ

Il Foglio 378 “Scanno” si localizza all’interno di una delle aree maggiormente sismiche d’Italia. In figura 71 viene riportata l’ubicazione del Foglio rispetto alla distribuzione epicentrale dei terremoti storici noti dall’anno 217 a.C al 1980 A.D. (dal Catalogo CPTI04, GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004), della sismicità registrata strumentalmente dall’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia dal 1981 al 2006 (www.ingv.it) e delle scosse principali del terremoto dell’Aquila dell’Aprile 2009.

Il quadrante nordoccidentale del Foglio comprende parte dell’area mesosismica del devastante terremoto della Marsica del 13 gennaio 1915, con epicentro nel bacino del Fucino. Si tratta di un terremoto ben noto alla letteratura sismologica d’Italia (si veda ad es. CASTENETTO & GALADINI, 1999 e la relativa bibliografia). L’intensità epicentrale (I_0) fu pari all’XI grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) e la magnitudo (M_s) fu pari a circa 7.0. Le località più danneggiate (XI MCS) furono Avezzano, Cappelle, Gioia dei Marsi e San Benedetto dei Marsi. Nell’area del Foglio, le località più danneggiate, oltre alla già citata Gioia dei Marsi, furono: Aschi alto (X-XI); Lecce nei Marsi, Vallemora, Gioia Vecchio Frattura (X); Casali di S. Maria Maddalena e Sperone (IX-X); San Sebastiano (IX) e Villalago e Bisegna (VIII-IX). Intensità dell’VIII grado furono risentite nelle località ai bordi meridionale (Pescasseroli) ed orientale (Roccapia) del Foglio.

Al bordo nordest del Foglio ricade anche l’epicentro del terremoto del 3 dicembre 1315, con intensità epicentrale pari al IX grado MCS e magnitudo stimata (Maw nel catalogo CPTI04) pari a 6.0. Tuttavia, le informazioni macrosismiche su questo terremoto sono scarse e considerazioni precise sull’area epicentrale non sono possibili. L’attuale localizzazione epicentrale si basa soltanto su quattro osservazioni macrosismiche: un X grado a Pacile (dove è stato ubicato l’epicentro), un VIII-IX grado a Santa Maria della Noce in Molise (circa 40 km a SE dell’epicentro), un VIII grado all’Aquila ed un VII-VIII grado a Barrea (poco a sud del bordo meridionale del Foglio). Peraltro non ci sono informazioni riguardo alla vicina città di Sulmona.

Gli altri terremoti storici con epicentro all’interno del Foglio sono eventi di piccola magnitudo, con risentimenti prossimi alla soglia del danno; si tratta del terremoto di Collelongo del 2 novembre 1904 ($I_0 = VI$; Maw= 4.8) e dei terremoti di Pescasseroli del 14 gennaio 1929 ($I_0 = VI$; Maw= 4.8) e del 24 novembre 1940 ($I_0 = V-VI$; Maw= 4.6).

La sismicità strumentale, registrata dal 1980 in poi, è scarsa, come peraltro si osserva in tutto l’Appennino abruzzese a sud dell’Aquila (Fig. 71). Questa caratteristica, di bassa attività sismica, è stata confermata anche da dettagliati rilevamenti sismici temporanei (rilevamenti effettuati fra il 2003 ed il 2004; BAGH *et alii*, 2007). Tali rilevamenti hanno evidenziato, per l’area appenninica

abruzzese, un'attività di fondo sismica e microsismica ($M < 3.0$) occorrente a tassi bassi e con profondità ipocentrali confinate prevalentemente nei primi 15 chilometri di crosta. La concentrazione di sismicità osservabile in figura 71 nella zona immediatamente a sud del Foglio, si riferisce alla sequenza sismica del maggio 1984 (es. WESTAWAY *et alii*, 1989; PACE *et alii*, 2002). La sequenza è iniziata il 7 maggio con una forte scossa di magnitudo (M_w) pari a 5.9 cui è seguita una seconda forte scossa l'11 maggio ($M_w=5.5$), nonché una prolungata sequenza di *aftershocks*. L'area epicentrale si localizza in corrispondenza dei Monti della Meta. Il terremoto produsse un massimo danneggiamento, pari all'VIII grado MCS, ad Alfedena, Colli a Volturno e Pizzone. La località maggiormente danneggiata all'interno del Foglio fu Pescasseroli (VII-VIII grado). Per le due scosse principali sono disponibili i meccanismi focali, che indicano una cinematica prevalentemente distensiva, con debole componente obliqua lungo piani a direzione compresa fra N-S e NNO-SSE (Fig. 71).

Successivamente all'esecuzione dei rilevamenti del Foglio, infine, si è verificata la lunga e intensa crisi sismica dell'area aquilana culminata con il terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009 ($M_w=6.3$), seguito da altre due scosse principali il 7 aprile ($M_w=5.6$) e il 9 aprile ($M_w=5.4$) (Fig. 71). Questo, nonostante la distanza dell'area epicentrale dall'area del foglio (oltre 50 km), ha prodotto in essa effetti macrosismici superiori al VI grado.

Relativamente alle conoscenze sismotettoniche dell'area del Foglio, ci sono numerosi studi geologici, morfotettonici, sismologici e paleosismologici riguardanti le strutture responsabili del terremoto del 1915. I dati disponibili indicano che le strutture responsabili del terremoto sono le faglie dirette SO immergenti che delimitano ad est il bacino del Fucino (faglie di San Benedetto dei Marsi-Gioia dei Marsi e di M. Parasano-Pescina-Cerchio), la cui terminazione meridionale affiora nel settore nordoccidentale del Foglio (M. Serrone e M. Parasano) (ODDONE, 1915; SERVA *et alii*, 1988; GIRAUDI, 1988; WARD & VALENSISE, 1989; GALADINI *et alii*, 1995; MICHETTI *et alii.*, 1996; GALADINI *et alii*, 1997; AMORUSO *et alii*, 1998; GALADINI & GALLI, 1999; CAVINATO *et alii*, 2002). In occasione del terremoto del 1915, lunghi tratti del sistema di faglie suddetto, furono interessati da fenomeni di fagliazione cosismica di superficie, con dislocazioni della superficie topografica consistenti con una cinematica normale e senso di ribassamento verso SO (ODDONE, 1915; SERVA *et alii*, 1988). Numerosi sono i dati paleosismologici lungo tale sistema di faglie (si veda ad es. MICHETTI *et alii*, 1996; GALADINI & GALLI, 1999). In particolare, GALADINI & GALLI (1999) riconoscono almeno 10 paleoterremoti avvenuti negli ultimi 33.000 anni (compreso il 1915), di cui sette olocenici. Gli intervalli di ricorrenza degli eventi sismici, calcolati sulla base delle datazioni degli orizzonti fagliati, cadono in un *range* di 1400-2600 anni.

Dati paleosismologici e morfotettonici sono disponibili anche per il sistema di faglie dirette SO-immmergenti che bordano verso oriente la piana delle Cinque

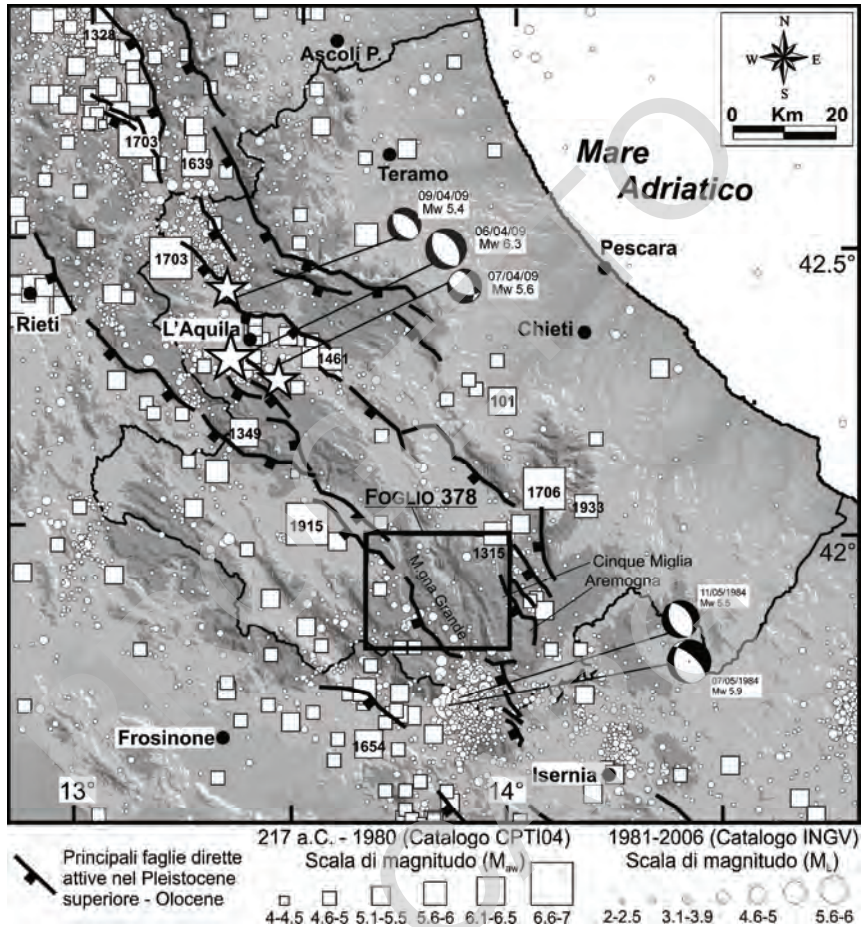


Fig. 71 - Epicentri dei terremoti storici relativi al periodo 217 a.C. – 1980 (quadrati) in scala di magnitudo (M_{av}) (dal Catalogo CPTI 04, Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) e dei terremoti strumentali (cerchi) registrati dal 1981 al 2006 dalla Rete Sismica Nazionale dell’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (www.ingv.it). I meccanismi focali si riferiscono alle scosse principali della sequenza sismica del maggio 1984 in Val di Sangro (soluzioni CMT da www.seismology.harvard.edu). In figura sono riportate le tracce di superficie delle principali faglie attive dell’area appenninica come riportate da BONCIO *et alii* (2004 e relativa bibliografia). Il riquadro nero indica l’area del Foglio.

Miglia e la piana di Aremogna (GIRAUDI, 1987; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1989; D'ADDEZIO *et alii*, 2001). La cui porzione settentrionale affiora al bordo orientale del Foglio. In particolare, D'ADDEZIO *et alii* (2001) documentano per tale sistema l'occorrenza di tre paleoterremoti, uno avvenuto fra l'800 a.C. ed il 1030 A.D., uno avvenuto fra il 3735 ed il 2940 a.C. ed uno avvenuto fra il 3540 ed il 5000 a.C. I tempi di ricorrenza degli eventi, calcolati dai dati paleosismologici, cadono in un *range* di 2140-5080 anni.

Un ulteriore sistema di faglie attive presente all'interno del Foglio, con evidenze di dislocazioni quaternarie e tardo-quaternarie, è quello che delimita verso occidente la Montagna Grande (sistema dell'alta Valle del Sangro in GALADINI & GALLI, 2000). Non sono noti terremoti storici ad esso associabili e, quindi, potrebbe essere interpretato come struttura sismogenetica silente.

2. - RISORSE

2.1. – CENNI DI IDROGEOLOGIA

L'area in esame ha un estremo interesse dal punto di vista idrogeologico, in quanto sede di importanti acquiferi carbonatici dell'Appennino abruzzese, che alimentano sorgenti basali di portata elevata e regime stabile. In particolare, si riconoscono, procedendo da ovest verso est, tre strutture idrogeologiche distinte, allungate in direzione appenninica, caratterizzate da limiti di permeabilità di natura litologica o tettonica: la struttura di M. Fontecchia - M. Tricella (Marsica centrale), la struttura della Montagna Grande - M. Marsicano (Marsica orientale) e la struttura di M. Genzana - Serra Rocca Chiarano (Fig. 72). Un piccolo lembo della struttura della Marsica occidentale (M. delle Vitelle) occupa l'angolo sudovest del Foglio. Nelle depressioni vallive che separano queste strutture sono ospitati i principali corsi d'acqua: il F. Giovenco, il F. Sangro e il sistema idrografico del Tasso-Sagittario; all'estremo nord est del Foglio compare anche il F. Gizio, che poco più a valle confluisce nel Sagittario stesso.

La struttura più occidentale alimenta sorgenti poste esternamente all'area studiata, ubicate al margine meridionale e orientale della Piana del Fucino e può essere suddivisa in due unità (M. Fontecchia e M. Tricella), separate da un limite di permeabilità aperto, rappresentato dal Sistema distensivo del Serrone - M. Parasano, in grado di consentire scambi idrici sotterranei tra i due settori.

L'unità idrogeologica di M. Fontecchia presenta un drenaggio indirizzato verso il bordo meridionale del Fucino, alimentando il fronte sorgivo di Trasacco e le sorgenti di Ortucchio, ubicati fuori Foglio, con una portata media di 3,5-4 m³/s (CELICO, 1983; BONI *et alii*, 1988), corrispondente ad un'infiltrazione efficace di 700 mm/anno circa. Misure più recenti della portata indicano una decisa diminuzione delle portate erogate che si attestano su 1,3 m³/s (PETITTA *et*

alii, 2005), a causa dei crescenti prelievi da campi pozzi localizzati al limite della dorsale carbonatica, ad uso potabile ma soprattutto irriguo. Uno di questi campi pozzi è ubicato al limite del Foglio, immediatamente a nordovest dell'abitato di Lecce dei Marsi.

L'unità idrogeologica di M. Tricella alimenta le sorgenti di Venere (Restina ed altre minori), al bordo orientale del bacino del Fucino, fuori dall'area del Foglio, con una portata media di 0,6 m³/s (BONI *et alii*, 1988), per un'infiltrazione efficace calcolata di 450 mm/anno. La portata attuale delle sorgenti risulta anche in questo caso ridotta, per effetto dei prelievi al campo pozzi di Venere, ma anche per una diminuzione dell'infiltrazione (a causa del variato regime pluviometrico), valutata pari al 20% per gli ultimi venti anni. Sul versante occidentale della valle del F. Giovenco affiora la piccola unità idrogeologica di Colle S. Bernardo. Questa struttura alimenterebbe le sorgenti del F. Sangro, a nord di Pescasseroli e alcune emergenze minori.

La struttura idrogeologica della Montagna Grande - M. Marsicano occupa il settore centrale del Foglio, con un'estensione di 220 km². La circolazione idrica sotterranea si presenta abbastanza complessa e frammentata ed è stata oggetto di diversi studi (CELICO, 1983; BONI *et alii*, 1988; CASALE, 1995; SALVATI, 2002; BONI & RUISI, 2005; BIANCHI FASANI *et alii*, 2007). Si possono riconoscere tre settori idrogeologicamente separati, al cui interno il drenaggio è indirizzato in direzioni differenti. L'estremo settore meridionale (circa 52 km²) va ad alimentare le sorgenti lineari lungo il F. Sangro a monte di Villetta Barrea, oltre il limite sud del Foglio, con una portata media di circa 2,1 m³/s, per un'infiltrazione efficace di oltre 1200 mm/anno (BONI & RUISI, 2005), molto superiore alle medie appenniniche, in funzione dell'elevata precipitazione dell'area. Questo settore è separato da quello centrale da un limite di potenziale corrispondente ad un alto piezometrico nella struttura, prossimo allo spartiacque superficiale tra il bacino del F. Sangro a sud e quello del T. Tasso a nord e condizionato dalla presenza di importanti elementi compressivi e trascorrenti, tra cui il *Sovrascorrimento del T. Tasso*, che determinano la presenza della sorgente di Capo d'Acqua (portata 0,2 m³/s), parzialmente captata.

Il settore centrale presenta tre principali recapiti delle acque sotterranee. Nella valle del F. Giovenco la dorsale è drenata dalle sorgenti di Ferriera e S. Sebastiano, di portata media complessiva pari a 0,55 m³/s, ambedue captate per uso idropotabile. Le emergenze sono localizzate in corrispondenza del *Retroscorrimento di Bisegna* e dell'*Elemento trasversivo della valle del F. Giovenco* che giustappongono la dorsale carbonatica con i depositi sin-orogenici che occupano il fondovalle. La loro area di alimentazione può essere individuata nel settore occidentale della struttura idrogeologica, il cui limite è rappresentato dal *Sistema distensivo di Terraegna*.

Più complessa e articolata è la situazione idrogeologica nella valle del Tasso-Sagittario, dove la presenza del Lago di Scanno e la complessità

geologica determinano drenaggi differentemente orientati. A monte del Lago di Scanno, il Tasso riceve ulteriori contributi sotterranei dalle sorgenti La Marca ($0,1 \text{ m}^3/\text{s}$) e dal drenaggio in alveo nel fiume stesso ($0,2 \text{ m}^3/\text{s}$). L'area di alimentazione di queste sorgenti corrisponde alla Montagna di Preccia e alla dorsale di Scanno, per un'area di 15 km^2 con un'infiltrazione di soli $630 \text{ mm}/\text{anno}$. Considerato questo valore come sottostimato, è stata ipotizzata l'esistenza di sorgenti sub lacuali nel Lago di Scanno, di portata non precisata.

A valle del lago stesso, il F. Sagittario riceve i contributi delle sorgenti del gruppo di Villalago ($0,5-0,7 \text{ m}^3/\text{s}$), di una sorgente lineare ($0,3 \text{ m}^3/\text{s}$) a monte del lago artificiale di S. Domenico, il quale a sua volta è sede di un'importante sorgente lineare ($1,7 \text{ m}^3/\text{s}$), cui si accompagna la sorgente Sega ($0,3 \text{ m}^3/\text{s}$).

In tale contesto, un ruolo fondamentale è rivestito dal Lago di Scanno e dai depositi di *rock avalanche* che ne costituiscono lo sbarramento naturale. Recenti

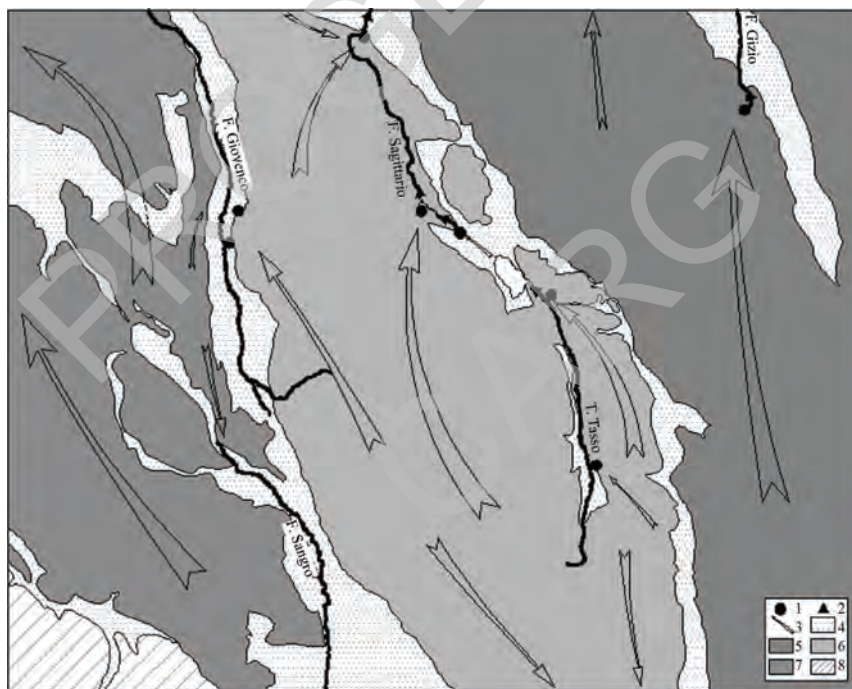


Fig. 72 - Schema idrogeologico del Foglio 378 "Scanno". 1: principali sorgenti puntuali; 2: principali sorgenti lineari; 3: direzioni del deflusso sotterraneo; 4: acquicludi; 5: struttura idrogeologica di M. Fontecchia - M. Tricella; 6: struttura idrogeologica della Montagna Grande - M. Marsicano; 7: struttura idrogeologica M.Genzana - Serra Rocca Chiarano; 8: struttura idrogeologica della Marsica occidentale (M. delle Vitelle).

studi idrogeologici, idrogeochimici e isotopici (BIANCHI FASANI *et alii*, 2007) evidenziano il ruolo di drenaggio delle acque del lago da parte dei depositi detritici di frana, che determinano un deflusso idrico sotterraneo in grado di alimentare le sorgenti di Villalago. Secondo una differente interpretazione (BONI & RUISI, 2005) quelle stesse sorgenti sarebbero invece alimentate direttamente dalla dorsale della Montagna Grande. Il drenaggio in alveo del Sagittario, la sorgente lineare di S. Domenico e la sorgente Sega sono certamente riconducibili al drenaggio dell'acquifero carbonatico. Il settore centrale della struttura idrogeologica (circa 93 km²) è quindi in grado di erogare una portata media di 3 m³/s per un'infiltrazione efficace di circa 1000 mm/anno, considerando le sorgenti di Villalago come risultato del trasferimento delle acque del Lago di Scanno attraverso il corpo di frana. Viceversa, includendo il loro contributo quale drenaggio dell'acquifero carbonatico, la conseguente infiltrazione efficace appare sovrastimata (1270 mm/anno), a supporto dell'ipotesi del ruolo di *transfer* idrico sotterraneo svolto dal corpo di frana.

Il settore più settentrionale della struttura idrogeologica della Montagna Grande mostra un drenaggio diretto verso il punto a più bassa quota del contatto tra il corso del F. Sagittario e il limite di permeabilità, rappresentato dai depositi sin-orogenici costituenti l'*aquiclude* regionale; questo è collocato in corrispondenza del limite del Foglio nei pressi di Anversa degli Abruzzi, dove è ubicata la sorgente Cavuto, sede di una riserva regionale del WWF. La portata media è di circa 2 m³/s, comprensiva di un drenaggio nell'alveo del Sagittario. Il bilancio idrogeologico di questo settore ampio circa 60 km² prevede un contributo di circa 1010 mm/anno di infiltrazione efficace, equivalente a quello del settore centrale. Va sottolineato che a valle della diga per derivazione idroelettrica di S. Domenico, il F. Sagittario, nell'attraversare le gole omonime, si presenta totalmente asciutto, manifestando l'assenza di drenaggio ma anche una situazione ambientale estremamente negativa. Soltanto nel 2007, a seguito della sospensione della derivazione, il fiume ha riacquisito un deflusso regolare, con un netto decremento della portata per infiltrazione dal letto fluviale verso i depositi carbonatici sottostanti, a conferma di un livello di saturazione inferiore alla quota fluviale.

La struttura idrogeologica del M. Genzana-M. Greco, affiorante nella porzione nordest della carta, presenta un deflusso idrico sotterraneo da sud verso nordest e viene localmente drenata dalle sorgenti di Introdacqua (0,2 m³/s), immediatamente oltre il limite settentrionale dell'area in esame, ma soprattutto da quelle del F. Gizio, di portata media superiore a 4 m³/s, che costituiscono quindi la maggiore emergenza sorgiva nel Foglio. Nel settore meridionale della dorsale (M. Greco) le acque sotterranee hanno direzione opposta, contribuendo al drenaggio delle grandi sorgenti basali di Capo Volturno (5,5 m³/s), molto più a sud del limite del Foglio.

2.2. - RISORSE MINERARIE E CAVE

Il Foglio 378 “Scanno” presenta una buona varietà sotto il profilo delle georisorse. Tra i minerali di I categoria si possono segnalare la bauxite e il gesso, tra quelli di II le argille per laterizi, calcari e dolomie.

Poche di queste risorse risultano economicamente sfruttabili; solo le successioni carbonatiche sarebbero molto interessanti, da un punto di vista minerario, sia per la produzione di inerti per calcestruzzi, sia per quelle applicazioni più specifiche che richiedono carbonati ad elevato tenore di purezza. L'attività estrattiva è però limitata per la vocazione ambientale del territorio e la presenza del Parco Nazionale e di alcune Riserve regionali.

2.2.1. - *Bauxite*

Sotto il profilo minerario i giacimenti di bauxite del M. Turchio sono legati a una storia e a una tradizione importanti. I giacimenti di bauxite erano noti da molti secoli e sono riportati anche nella “Carta geognostica del Distretto di Avezzano e sue adiacenze” di B. MONTANI (1854).

Essi erano indicati come giacimenti primari (“Ferro idrossidato compatto giurassico”) o secondari (“ferro idrossidato di alluvione”) contenuti nei depositi alluvionali. La risorsa è stata utilizzata per produzione industriale di ferro a partire dal 1843 da una società francese la quale, sollecitata dal piano di valorizzazione delle risorse primarie del Regno delle due Sicilie di Re Ferdinando IV di Borbone, impiantò una ferriera per l'estrazione e la lavorazione del ferro nella località omonima presso S. Sebastiano, che è rimasta attiva per circa 40 anni. La miniera coltivava alcuni giacimenti tra le località Mandrilli e Cicerara, ad ovest del M. Turchio, nel comune di Lecce dei Marsi. La miniera ha utilizzato cinque giacimenti (PRATURLON, 1968) costituiti da lenti bauxitiche estese 20 – 50 m e con spessore massimo di 8 m. I giacimenti erano interessanti per il tenore in idrossidi e ossidi di ferro (circa 28%) e in allumina (55-60%,) ma il tenore elevato di silice (3%) e di sesquiossido di ferro non li rendeva ideali per la produzione.

Ciononostante la Società Italiana di Elettrochimica rinnovò la concessione mineraria nel 1907 per lavorare la bauxite nello stabilimento di Bussi sul Tirino (che diventerà in seguito l'importante polo chimico ancora attivo) e diede alla bauxite di M. Turchio il primato per la prima produzione italiana, a livello industriale, di alluminio con il metodo Elettrochimico.

2.2.2. – *Argille per laterizi*

Un'altra industria molto importante aveva sede ad Anversa degli Abruzzi, che fino all'inizio del secondo dopoguerra era uno dei più prestigiosi centri artistici per la produzione di maioliche decorate e di terracotta del centro Italia.

La produzione utilizzava i depositi argillosi con gessi del *complesso torbiditico altomioceno* (UAP_f) di Anversa che per le ottime caratteristiche delle argille e la presenza di sabbie quarzose feldspatiche consentivano la produzione di terrecotte di qualità con facile malleabilità e discreta affinità alla vetrificazione. Le cave e le fornaci erano localizzate in destra del Sagittario proprio al limite settentrionale del Foglio, alla base del calanco in località Caccavone. L'industria ceramica di Anversa è stata particolarmente florida nel XIX e nella prima metà del XX secolo, ma la tradizione è più antica; le prime testimonianze risalgono al XV secolo. Nel XVI secolo, con Bernardino de' Gentili, le ceramiche di Anversa giungono fino a Villa d'Este a Tivoli, nei pressi di Roma, e influenzano artisticamente e industrialmente l'intero Lazio.

2.2.3. – Gessi

Il *complesso torbiditico altomioceno laziale-abruzzese* (UAP) affiorante ad Anversa è caratterizzato da un'altra georisorsa da poco annoverata tra i minerali di I categoria: il gesso. Esso è stato coltivato ad Anversa degli Abruzzi, dove era presente anche un mulino per la macinazione e la disidratazione del prodotto, rimasto attivo fino all'inizio del primo dopoguerra.

2.2.4. – Rocce carbonatiche

Le attività estrattive, attualmente presenti nell'area del Foglio, come accennato, sono legate alla produzione di materiali di II categoria per l'utilizzo nel settore delle costruzioni e dei minerali industriali. Si producono, infatti, inerti calcarei per sottofondi stradali, calcestruzzi e conglomerati bituminosi. Le cave producono diverse tipologie di aggregati che adoperano calcari giurassico cretaci o conglomerati quaternari. I principali siti di estrazione sono localizzati a Lecce dei Marsi, mentre cave di modesta dimensione si trovano a Villetta Barrea, a Pescasseroli e a Scanno.

Allo spigolo nordovest del Foglio, tra i comuni di Pescina e Gioia dei Marsi, vi è invece una cava per l'estrazione di *calcari cristallini* (CTN) del Cretacico superiore, particolarmente puri e facilmente cavabili perché porosi e teneri. I materiali estratti sono polverizzati e trasformati in carbonato di calcio utilizzato come minerale industriale per l'industria cartaria.

Altri materiali, che non hanno alcun interesse commerciale, ma un elevato valore storico e culturale, sono costituiti dai calcari ornamentali adoperati per secoli dagli scalpellini per la realizzazione di conci da costruzione per architravi e piedritti, di camini e di numerosi altri ornamenti. Per garantire la conservazione del territorio e dei centri storici sarebbe importante rintracciare e valorizzare questi siti da utilizzare come eventuale risorsa strategica per il restauro dei monumenti e dei centri storici, che in questa zona sono ancora splendidamente intatti. Uno di questi siti si trova, ad esempio, a Scanno dove

fino a qualche lustro fa gli scalpellini andavano ad estrarre i loro prodotti da una roccia compatta e facilmente lavorabile costituita da calcari organogeni poco fratturati della formazione della Terratta (ECO, ELL, ECC). Altri materiali da costruzione, di uso comune in passato, sono i “marmi” utilizzati per la costruzione di numerosi edifici di culto, come la Chiesa di San Pietro e Paolo a Pescasseroli o la Chiesa di San Giovanni Battista a Ortona dei Marsi, e in generale dei nuclei storici dei principali centri abitati; si tratta di breccie cementate dei depositi continentali quaternari più antichi. Di uso frequente erano anche le calcareniti compatte dei *calcari a briozoi e litotamni* (CBZ).

Ultima nota di colore è legata all’antica tradizione dei “calcarari”, dei “mastri artigiani” che producevano alcuni tipi di materiali da costruzione. Fino agli anni ’50 le maestranze abruzzesi erano particolarmente abili sia nella costruzione delle fornaci (che avveniva nei cantieri delle principali città italiane), che nella produzione dei prodotti da costruzione quali calce viva, calce spenta, cemento idraulico, per mezzo della cottura della roccia calcarea.

2.2.5. – *Idrocarburi*

Per quanto riguarda gli idrocarburi negli anni ’90 era stato acceso un permesso di ricerca nella zona di Montagna Grande il quale però non è stato rinnovato. Nell’area peligna solo la Montagna del Morrone è stata oggetto di rinnovamento del permesso di ricerca per la prospezione di idrocarburi.

2.3. – I PARCHI

Il Foglio 378 “Scanno” rientra per oltre un terzo all’interno di aree parco; in particolare comprende tutta la parte settentrionale del Parco Nazionale d’Abruzzo, Lazio e Molise e un lembo della parte sudoccidentale del Parco Nazionale della Majella. Il territorio risulta, quindi, un bene prezioso per gli aspetti geologico ambientali e per la salvaguardia della biodiversità delle entità floristiche e faunistiche.

2.3.1. – *Il Parco Nazionale d’Abruzzo, Lazio e Molise*

Alla fine dell’800, su queste montagne sopravvivevano gli ultimi orsi marsicani e gli ultimi camosci dell’Appennino. Per fermare lo sterminio e la completa estinzione delle specie, Vittorio Emanuele II vi istituì una Riserva reale di Caccia che, dopo alcuni anni, fu chiusa a causa degli elevati costi.

Il 2 ottobre 1921 la Federazione Pro Montibus et Sylvis di Bologna, guidata dal botanico Romualdo Pirotta e dallo zoologo Alessandro Ghigi, promosse l’istituzione della prima area protetta d’Italia, affittando dal Comune di Opi, 500 ettari della Costa Camosciara nell’alta Val Fondillo, nucleo iniziale del Parco.

Il 25 novembre 1921 con una cerimonia inaugurale, per acclamazione, fu costituito l'Ente Autonomo Parco Nazionale d'Abruzzo.

Il 9 settembre 1922, per iniziativa di un Direttorio provvisorio, presieduto dal parlamentare locale Erminio Sipari, un'area di 12.000 ettari, dei comuni di Opi, Bisegna, Civitella Alfedena, Gioia dei Marsi, Lecce dei Marsi, Pescasseroli e Villavallelonga, divenne Parco Nazionale. Lo Stato italiano, con decreto legge 11 gennaio 1923, ne riconobbe l'istituzione.

Oggi, dopo successive integrazioni, comprende un territorio di 50.000 ettari con un'area contigua di circa 80.000 ettari, 25 Comuni e tre Regioni, Abruzzo, Lazio e Molise.

Montagne e valli selvagge, foreste, praterie, fiumi, torrenti, laghi e un clima relativamente temperato durante tutto l'anno, fanno del Parco un ambiente ideale per numerose specie vegetali e animali. Vi vive una grande varietà di animali, che un tempo abitavano buona parte dell'Appennino: almeno 66 specie di mammiferi, 230 di uccelli, 52 di rettili, anfibi, pesci e innumerevoli specie di insetti che comprendono importanti endemismi.

L'animale più famoso, simbolo del Parco, è l'Orso bruno marsicano. Inconfondibile per le sue dimensioni, è un animale dal comportamento solitario e tranquillo; è onnivoro e si adatta a ciò che offre l'ambiente nelle diverse stagioni: frutta, bacche, erba, insetti, radici, carogne. L'orso vive nelle foreste, ma frequenta anche le praterie di alta quota, al limite del bosco. Non risulta molto facile l'avvistamento, mentre è molto facile incontrare i segni della sua presenza, come le grandi orme, ben evidenti sul fango o sulla neve, oppure le grosse pietre rivoltate per cercare gli insetti. Nessun orso sembra comunque essere così tollerante e pacifico nei confronti dell'uomo, come il marsicano. È l'animale su cui si incentrano maggiormente le azioni di tutela del Parco, visto il forte rischio di estinzione che pesa sulla specie.

Il secondo posto per importanza spetta al Camoscio d'Abruzzo. Presente al Parco con circa 700 esemplari, il camoscio è un erbivoro, prevalentemente legato alle praterie di alta quota, ma d'inverno, quando la neve è abbondante, scende più a valle nel bosco. Le corna, eccezionalmente sviluppate, il bel mantello invernale e altre caratteristiche meno evidenti, differenziano questo camoscio da tutti gli altri, conferendogli il titolo di "più bel camoscio del mondo". Altra specie importante, seppur non esclusiva del Parco, è il Lupo appenninico. Vive in piccoli branchi, organizzati gerarchicamente nei boschi. Carnivoro puro, caccia piccole prede e d'inverno attua una selezione sui grossi erbivori (cervi, caprioli e cinghiali). Di abitudine prevalentemente notturna, di giorno si rifugia nei luoghi più selvaggi ed inaccessibili del Parco. Oltre a quelle citate ci sono tante altre specie che da sole meriterebbero la visita al Parco: il Cervo, il Capriolo, L'Aquila reale, il Cinghiale, la Volpe, lo Scoiattolo e tanti altri animali di piccole dimensioni.

Non è da meno la flora del Parco che annovera in totale circa 2000 specie di piante superiori, senza contare il variegato mondo di muschi, alghe, funghi e licheni. Nel Parco sono presenti anche vari endemismi. Uno di questi è il giaggiolo del Parco (*Iris marsica* Ricci & Colasante) che cresce solo in alcune località e fiorisce tra maggio-giugno. Un altro endemismo è il Pino nero (*Pinus nigra* Arnold) di Villetta Barrea, una specie relitta che sembra risalire addirittura al Terziario, ma il paesaggio vegetale del Parco è prevalentemente costituito da foreste di faggio che occupano il 60% dell'intera superficie e concorrono a creare un paesaggio ricco di colori che variano al trascorrere delle stagioni. Questi alberi, se potessero parlare, racconterebbero storie lunghe e complesse dense di pesanti interventi da parte degli uomini come tagli, disboscamenti irrazionali, avvenuti sin dalle epoche più remote. È solo grazie al Parco che ora le foreste "riposano" conservate accuratamente riacquistando il loro originario ruolo di "casa" degli animali e di luogo magico per il relax dell'uomo moderno.

2.3.2. – Il Parco Nazionale della Maiella

L'estremità orientale del Foglio, i versanti a est di Roccapia e del Piano delle Cinque Miglia, rientrano per una limitata estensione nel Parco Nazionale della Majella. Istituito nel 1991, il Parco si estende per 74.095 ettari nelle province di Pescara, Chieti e L'Aquila e costituisce un altro importante tassello della rete delle aree protette della Regione Abruzzo.

2.3.3. – Entità floristiche e faunistiche

L'area del Foglio rappresenta un prezioso serbatoio di biodiversità, in termini di specie floristiche e faunistiche rare ed endemiche, e un luogo di protezione degli ambienti più tipici e meglio conservati di tutto l'Appennino.

Dal punto di vista della vegetazione possiamo distinguere tre fasce:

- Fascia collinare e submontana;
- Fascia Montana;
- Fascia della vegetazione in quota e dei pascoli;

Nella Fascia collinare e submontana predominano i boschi misti di querce, dove si mescola roverella (*Quercus pubescens* Willd.) e cerro (*Quercus cerris* L.), sopra a 1000 m. La cerreta, che può scendere anche a 600-700 m, si spinge fino ai 1300-1400 m, dove lascia il posto alla faggeta.

Il Faggio (*Fagus sylvatica* L.), tipico albero della fascia montana, forma un bosco denso e ombroso. Ad altitudini minori si possono mescolare alberi caduciformi, tigli, aceri (*Acer* sp.), sorbi (*Sorbus* sp.), ornelli (*Fraxinus ornus* L.) e alberi sempre verdi come tasso (*Taxus baccata* L.) e agrifoglio (*Ilex aquifolium* L.). Nel sottobosco si trovano anemoni, felci, ellebori, ranuncoli. Oltre ai boschi di caducifoglie sono presenti boschi di conifere: particolare il

pino nero (*Pinus nigra* Arnold var. *austriaca*) di Villetta Barrea, che cresce in valli interne ben esposte al sole.

Superando la faggeta incontriamo le praterie di alta quota, zone detritiche e ghiaioni. Qui vivono numerose specie tipiche della vegetazione abruzzese di altitudine quali: la Festuca dimorfa, l'eracleo dell'Orsini, la stella alpina (*Leontopodium nivale* (Ten.) Huet), la Silene (*Silene acaulis* (L.) Jacq.), il papavero alpino (*Papaver alpinum* L.), etc.

Nelle zone umide la vegetazione si presenta abbondante e caratteristica: tra le principali specie si ricordano il *Salix appennina* Skvortsov, *Salix purpurea* L. e *Populus alba* L. Più a valle dove il Sangro raccoglie le acque dello Scerto e del Rio Fondillo la vegetazione ha riconquistato antichi coltivi. Le specie arbustive dominanti sono il *Corylus avellana* L. e la frequente, ma localizzata, *Tilia platyphyllos* Scop. Frequente nel substrato acido del sottobosco *Dactylorhiza fuchsii* (Druce) Soò. Importanti i pantani delle sorgenti in quota, che ospitano la rara *Dactylorhiza incarnata* (L.) Soò e il trifoglio fibrino (*Menyanthes trifoliata* L.).

Per quanto riguarda la componente faunistica dell'area non possiamo non menzionare l'orso bruno marsicano (*Ursus arctos* L. *marsicanus*), una specie unica al mondo e in via di estinzione, il lupo (*Canis lupus* L.), il camoscio d'Abruzzo (*Rupicapra pyrenaica ornata* Neumann), il gatto selvatico (*Felis silvestris* Schreber), specie elusiva spesso confusa con la forma domestica, il cervo (*Cervus elaphus* L.), il capriolo (*Capreolus capreolus* L.) e il cinghiale (*Sus scrofa* L.).

Ricca l'avifauna tra cui ricordiamo: l'aquila reale (*Aquila chrysaetos* L.), il lanario (*Falco biarmicus* Temminck), il falco pellegrino (*Falco peregrinus* Tunstall), il gracchio corallino (*Pyrrhocorax pyrrhocorax* L.), il fringuello alpino (*Montifringilla nivalis* L.) l'astore (*Accipiter gentilis* L.) e il grifone (*Gyps fulvus* L.) in passato reintrodotta sul M. Velino e sul M. Genzana (Frattura di Scanno).

La vipera dell'Orsini (*Vipera ursinii* Bonaparte), l'ululone dal ventre giallo (*Bombina variegata* L.), la salamandra pezzata (*Salamandra salamandra* L.), la salamandrina dagli occhiali (*Salamandra terdigitata* Lacépède), rappresentano le principali specie dell'erpetofauna presenti in alcune zone dell'area di studio.

Sono presenti, infine, importanti nicchie ecologiche dove la biodiversità viene conservata e protetta da secoli come nel caso del Lago di Pantaniello: nelle sue acque infatti sopravvive come relitto dell'ultima glaciazione il gambero lacustre (*Gammarus lacustris* Sars), un piccolo crostaceo a distribuzione boreo-alpina, il tritone crestato (*Triturus cristatus* Laurenti), e la tinca (*Tinca tinca* L.). Per ultimo ma non in termini di importanza ricordiamo la presenza dell'*Austropotamobius pallipes* Lereboullet (gambero di fiume), artropode iscritto nell'Allegato II della Direttiva Habitat.

PROGETTO
CARG

VIII – ABSTRACT AND LEGEND

1. - ABSTRACT

The area covered by the geological map “Foglio 378 Scanno” is located in the central sector of the Apennine chain. It includes the NE sector of the “Marsica” region (Almagià, 1910) and the western part of the Peligna valley. The northern part of the “Abruzzo, Lazio e Molise” National Park and a small portion of the “Majella” National Park are also included in the study area.

The geography of the area is typified by NW-SE and N-S trending ridges, divided by narrow valleys. The height of the ridge is around 1800 m asl., with highest peaks exceeding 2200 m. asl. This gives the region an overall high relief that is contrasted with relative low plains along the boundaries of the study area.

From the geological point of view, the area is located in the axial sector of the Apennines. A thrust belt started developing in the Neogene, following an arch geometry that reflects the complexity of the deep structures, which is still not well understood and debated. The thrusts and folding stacked one over each other successions, belonging to different paleogeographical domains. Since the Late Miocene, and throughout the Pleistocene, the area experienced regional uplift and extensional faulting, driving the initial phases of morphogenesis. This map area shows a complex stratigraphic setting, having witnessed several different sedimentary environments throughout the Mesozoic and the Cenozoic.

Based on the sedimentary environment and in respect of the main tectonic events occurred in the area, stratigraphic successions can be divided into:

- Pre-orogenic Meso-Cenozoic marine successions;
- Syn- and late-orogenic Neogene marine successions;
- Post-orogenic Quaternary continental successions.

Each of these successions are complicated and have been further described.

Sediments related to a carbonate platform, slope, and pelagic basin environment, influenced by the detritic discharge coming from the reef are grouped as Pre-orogenic successions. Lithologies related to these environments out-crop in the area in well defined sectors, bounded by main tectonic elements and divided from one another by narrow corridors of syn-orogenic deposits. The outcrops are then highly partitioned and, as a result, the reconstruction of the relationship between the different environments is very difficult to determine and is often impossible.

Moving roughly perpendicular to the structures, in a SW-NE direction, inner carbonate platform sediments are at first encountered in the mountains on the western edge of the map, from the Fucino plain to the Pescasseroli area.

These carbonates present monotonous features, on a span of time that extends from the Triassic(?) - Lower Jurassic to the Upper Cretaceous. These are unconformably overlain by miocenic calcarenites, which are related to the carbonate ramp environment.

Moving to the NE, within the central part of the area, the “Montagna Grande” ridge is dominated by detritic and reef related deposits which extend from the Lower - Middle Jurassic to the Upper Cretaceous. Although some big facies variations are recognized in the stratigraphic series, the main features remain constant throughout the entire time span. On the eastern flank of the ridge some sediments that are related to a more distal and deep-sea environment crop out.

Slope to basin sediments crop out largely on the NE quadrangle, on the “Mt. Genzana – Serra Sparvera” ridge. They span from the Lower Jurassic to the Paleogene. Micritic, thin bedded, mudstone are interbedded within thick bedded, detritic, limestone, denoting the strong influence that the carbonatic slope still exerted on this area. In this quadrangle, carbonatic ramp calcarenites, Miocene in age, lie unconformably on different formations of the pelagic sequence. A marly formation is present at the top of the Cenozoic sequences, marking the end of the carbonatic deposition and the beginning of the siliciclastic, syn-orogenic environment.

Syn-orogenic successions are constituted by terrigenous sediments, typically silt and clay, with few arenaceous strata, Upper Miocene in age (Tortonian - Messinian, both before and after the “salinity crisis”). These sediments crop out in the valley interposed within the main carbonatic ridges.

In the area of Anversa degli Abruzzi, in the siliciclastic succession, a small outcrop of gypsum is present.

Late-orogenic deposits are few and scattered in the area, but those present are made of clastic, conglomeratic deposits related to piggy-back. They are Upper Miocene in age (Upper Messinian, post “salinity crisis”).

The stratigraphy of the area ends with post-orogenic successions that include the Quaternary continental deposits cropping out in the area. These

sediments range in age from the Upper Pliocene to the Holocene. Several synthems and many different lithofacies have been recognized in the area. This makes the stratigraphical setting complex, according to a long Quaternary evolutionary history of this portion of the chain.

The variability of the stratigraphic sequences, especially those related to the pre-orogenic successions, testify for active tectonics during the sedimentation, which has driven the diversification of depositional environments.

In the Upper Miocene tectonic processes initiated the formation of the chain by means of folding and thrusting. The main elements show orientations that range between NW-SE and N-S and trend both NE and SW.

Compression is followed, in the Lower Pliocene, by transpression, mainly developed along NNW-SSE alignment. Currently the principal elements referring to this tectonic phase are recognized on the western flank of the M. Marsicano and along the Sagittario River Valley – Masserie Valley – Serra Sparvera ridge alignment.

Extensional tectonics affected this area beginning in the Upper Pliocene through the Holocene. The activity of these elements, striking in a range of orientation from NNW-SSE to N 70° W, is responsible, among other things, for the development of intermountain basins like the Fucino Plain.

2. - LEGEND

The description that follows is merely indicative of the lithologies cropping out in the area. For a detailed description of them and for the discussion on the age of some of the formation, refer to the Italian text.

POST-OROGENIC QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSIONS.

HOLOCENE DEPOSITS (olo)

slope deposits (olo_a). Coarse debris, with matrix. They form layers on the slopes, especially at high elevations. Locally big boulder are present. Thickness varies from decimeters to tens of meters in the areas of greatest accumulation.

landslide deposits (olo_{al}). Chaotic and waste deposits, may include clays, marls, or limestone, depending on the lithologies involved in the landslide. Thickness is variable.

talus deposit (olo_{a3}). Coarse debris, locally big boulder are present. Often sorted, with coarser deposit in the lower part of the deposit.

alluvial deposits (olo_b). Fluvial and alluvial fan's gravel, sand and silt. Centimetric to decimetric pebbles are present in the matrix. Thickness range around tens of meters.

colluvial deposits (olo_{b2}). Silt, clay and sand with coarse carbonatic and arenaceous material scattered in the matrix. Detrital heterogeneous material below the main thick woods.

eluvial material(olo_{b6}). Reddish silt and clay with carbonatic pebbles, deriving from the weathering of limestone and carbonatic lithology. They are present at the bottom of karst features.

crio-nival deposits (olo_{c7}). Unsorted carbonatic deposit, forming moraines, and rock-glaciers.

lacustrine deposits (olo_e). Silt and clay dark deposits, with lenses of sand and gravel. Peat levels are present.

anthropic deposits (olo_h). Waste deposits consisting of gravel and sand provided by anthropic activity like quarry, mining.

mixed deposits (olo_i). Carbonatic debris and gravel, unsorted, with sand matrix, made up by avalanches, debris flow and alluvial processes.

VALLE MAJELAMA SINTHEM (AVM) - Upper Pleistocene

slope deposits (AVM_a). Stratified calcareous gravel and debris, both loose or cemented, with levels of soil derived materials. Locally some ashes levels are present.

landslide deposits (AVM_{ai}). Chaotic deposit built up by calcareous boulders and matrix. Locally the size of the boulders can exceed 10 m. Thickness is variable up to 120 m in the maximum accumulation area.

alluvial deposits (AVM_b). Etherometric conglomerates, with sand and silt lenses and levels. Well organized, stratified. Soil and soil derived deposit are present.

till (AVM_{ci}). Chaotic decimetric calcareous debris, with matrix. Metric boulders are present.

mixed genesis deposits (AVM_i). Calcareous debris and gravel, cemented, unsorted, with sand matrix. Made up by avalanches, debris flow and alluvial processes.

CATIGNANO SINTHEM (ACT) - Middle Pleistocene *p.p.*

slope deposits(ACT_a). Reddish calcareous breccia, sorted, stratified, well cemented. Chaotic coarse breccia.

alluvial deposits (ACT_b). Etherometric conglomerates, with abundant sandy and silty lenses and levels. Not well organized, stratification is not always present. Soil and soil derived deposit are presents.

till (ACT_{ci}). Chaotic decimetric calcareous debris, with matrix. Metric boulders are present.

AIELLI PEScina SUPERSINTHEM

VALLE DEL GIZIO SINTHEM (VGZ) - Middle Pleistocene.

slope deposits (VGZ_a). Reddish calcareous breccia, cemented and sorted, well stratified. Slightly red in color.

alluvial deposits (VGZ_b). Etherometric conglomerates, well rounded, with abundant sandy and silty lenses and levels. Not well organized, stratification is not always present.

ANVERSA DEGLI ABRUZZI SIN THEM (ANV) - Lower-Middle Pleistocene
alluvial deposits (ANV_b). Etherometric conglomerates, with sand and silt lenses and levels. Cemented, well rounded. Organized in strata thick up to 3 m.

COLLI BASSI SIN THEM (SLB) - Lower Pleistocene
slope deposits (SLB_a). Chaotic calcareous breccia with big boulders, stratified calcareous gravel and debris, both loose or cemented.
alluvial deposits (SLB_b). Etherometric conglomerates, cemented, with sandy and silty lenses and thin levels. Well organized, stratified, open-work structure are present.

ZIOMAS SIN THEM (ZMS) - Upper Pliocene - Lower Pleistocene
slope deposits (ZMS_a). Calcareous breccia with big boulders. Lens and levels of stratified calcareous debris.
alluvial deposits (ZMS_b). Etherometric calcareous conglomerates, cemented, with whitish, sandy, and silty matrix. Well organized, in thin strata of 10-20 cm.

SYN- AND LATE-OROGENIC SUCCESSIONS

conglomerati di Le Vicenne (VNN)

Poligenic and etherometric conglomerates. Limestone, sandstone and marl pebbles are present. The matrix is calcarenitic. Locally some levels of yellow carbonatic sand are present.

Upper Miocene *p.p.* (Upper Messinian)

complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese (UAP)

associazione gessarenitica (UAP_f)

Dark gray to gray clay and silt, stratified, with alabastrine gypsum crystals, lenses and levels. Upper Miocene *p.p.* (Messinian *p.p.*, evaporitic).

associazione arenaceo pelitica II (UAP_d)

Gray sandstone with interbedded gray-blue clay and sandy clay.

Upper Miocene *p.p.* (Lower Messinian, pre-evaporitic).

associazione arenaceo pelitica I (UAP_a)

Gray to bluish clay, passing toward the top to marly clay. In the western sector some sandstone levels and strata are present. In the eastern part silt and sand horizons are interbedded in the upper part of the formation.

Upper Miocene *p.p.* (Upper Tortonian - Lower Messinian, pre-evaporitic).

PRE-OROGENIC SUCCESSIONS

CENOZOIC SEQUENCE OF CARBONATIC RAMP AND SLOPE ENVIRONMENT.

unità argilloso-marnosa (UAM)

argille a *Orbulina* (UAM₃)

Marly limestone and calcareous marls, gray in color. Toward the top of the formation clay become predominant. Middle Miocene *p.p.* - Upper Miocene *p.p.*
marne a *Cylindrites* (UAM₂)

Bioclastic calcarenite and marly limestone. At the base, glauconitic nodular levels are present. Upper Miocene *p.p.*

calcari a briozoi e litotamni (CBZ)

calcareniti a briozoi (CBZ₃)

Bioclastic coarse calcarenites, made up of shells and echinoderm fragments, in thick strata. Locally marls are interbedded. In the southern part the lithology is coarser and boulders derived from more ancient lithologies, mostly *Calcarei a Palaeodasycladus* (CPL) are present. At the top a marly, glauconite rich conglomerate, is present (CBZ_{3a}). Middle Miocene.

calcareniti a punti rossi (CBZ₂)

Bioclastic light brown calcarenites with oxidated spots. Partially heteropic with the upper part of the *calcari a briozoi*. Middle Miocene.

scaglia cinerea detritica (CDZ)

Fine-grained calcarenites, locally marls, thin bedded. Chert is present in lumps and nodules. Eocene *p.p.*

calcareniti a macroforaminiferi (CFR)

calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₂)

Hazel calcarenites, well stratified, with some beds of coarse calcarenites rich in macro-foraminifera. Upper Oligocene - Lower Miocene.

calcareniti a nummuliti e discocycline (CFR₁)

Litofacies calcarenitica (CFR_{1b}). Well bedded calcarenites, rich in macro-foraminifera, interbedded with micritic limestone. Eocene *p.p.*

litofacies conglomeratica con megabrecce (CFR_{1a})

Conglomerates and coarse detrital limestone, white to light brown in color, interbedded with calcarenites. Locally big boulders of older lithology that can reach hundreds of meters in size are present. Paleogene *p.p.*

A – INNER CARBONATE PLATFORM ENVIRONMENT MESOZOIC SUCCESSION

calcari a radiolitidi (RDT)

Micritic limestone and calcarenites, whitish to light brown in color. Rudists and gastropods are often present in the micrite. Foraminifera are also present. (RDT_a).

Cyclic succession of calcarenites and calcirudites in thick strata, made up mainly of fragment of rudist's shell (RDT_b).

Upper Cretaceous *p.p.* (Turonian – Santonian).

calcari intrabauxitici (IBX)

White micritic limestone in 10 cm strata, interbedded there are levels of breccia with black components. Upper Cretaceous *p.p.* (Cenomanian).

calcari ciclotemici a requienie (CIR)

Light brown mudstone, in cyclic succession, toward the top there is a level with small requienia. The top of the formation is marked by reddish and greenish limestone, locally lens of bauxite are present (ba, 1st Bauxitic horizon).

Lower Cretaceous (Aptian *p.p.* - Albian).

calcari e marne a Salpingoporella dinarica e charophyta (CMS)

Thin bedded mudstones, rich in calcareous algae (*Salpingoporella dinarica* Radoičić). Lower Cretaceous (Aptian *p.p.*)

calcari a requienie, caprotine e ostreidi (RCO)

Micritic limestone, with dolomite layers, rich in bivalve. Oolitic beds are present. Lower Cretaceous (Barremian *p.p.* – Aptian *p.p.*).

calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG)

Micritic limestone, with gray oolitic beds, organized in fining-upward cycles. Gastropods and calcareous algae are present.

Lower Cretaceous (Berriasian – Barremian *p.p.*).

unità calcareo - dolomitica (UCD)

Oolitic limestone, intraclastic limestone, and mudstones in fining upward cycles toward the top of the formation oolitic facies are predominant.

Middle Jurassic *p.p.* – Upper Jurassic (Bajocian *p.p.* – Tithonian).

Calcari a Palaeodasycladus (CPL)

Mudstones, calcarenites and calcirudites, well bedded in decimetric strata. At the bottom of the formation is present a dolomitic facies, of non uniform thickness (CPL_a). Calcareous algae and macro-foraminifera are present. Continental flora is reported near Pescasseroli (Prato Rosso shelter). At the top a layer with big bivalvia is present (*Lithotis* facies).

Lower Jurassic (Sinemurian *p.p.* - Toarcian *p.p.*).

Calcare Massiccio (MAS)

Dolomites and dolomitic limestone, gray in color. Stromatolitic structures are present (MAS_b). Upper Triassic (?) – Lower Jurassic (Sinemurian *p.p.*).

B – REEF AND OUTER MARGIN ENVIRONMENT MESOZOIC SEQUENCE

calcarei a rudiste e orbitoline (RDO)

Calcarenites and bioclastic limestone in thick strata with rudists fragments. Lower - Upper Cretaceous (Upper Barremian – Cenomanian *p.p.*).

calcarei a coralli e diceratidi (CCD)

Calcarenites and bioclastic limestone, with fragments of corals, gastropods and hydrozoa. Lower Cretaceous (Berriasian - Barremian *p.p.*).

calcarei a ellipsactinie (ELL)

Calcarenites and bioclastic calcirudites, not well bedded or massive. Calcareous algae, hydrozoans (*Ellipsactinia* sp.), bryozoans and nerineids are present. In the upper part of the formation, heteropically, an oolitic lithofacies (ELL_a) is present. Upper Jurassic (Oxfordian *p.p.* – Tithonian).

calcareniti a echinodermi e coralli (ECO)

Calcarenites and organogenic calcirudites, rich in corals fragments. Patch-reef and mud-mound are common in this formation.

Middle Jurassic *p.p.* – Upper Jurassic *p.p.* (Bajocian *p.p.* – Oxfordian *p.p.*).

unità oolitica (UOO)

Oolitic limestones, cropping out in few areas and partially heteropic to the previous formation (ECO).

Lower Jurassic – Middle Jurassic *p.p.* (Toarcian *p.p.* - Bajocian *p.p.*).

C – SLOPE TO BASIN ENVIRONMENT MESOZOIC SUCCESSION

calcarei cristallini (CTN)

Detrital limestone and calcarenites with beds of calcareous breccia. Rudist's fragments and orbitoids are present (CTN_a). Calcirudites rich in rudist's fragments and orbitoids, usually in thick beds (CTN_d).

Upper Cretaceous - Paleogene (Cenomanian - Paleocene).

scaglia detritica (SCZ)

Micritic limestone interbedded with marls and marly clays, nodules and thin beds of grey chert (SCZ_b). Calcarenites with fragments of bivalve, gastropods, and corals (SCZ_a).

Upper Cretaceous – Paleogene *p.p.* (Cenomanian *p.p.* - Paleocene).

calcarei bioclastici superiori (BLS)

Calcarenites and calcirudites, rich in rudist's fragments. Echinodermata and crinoids are also present.

Lower Cretaceous *p.p.* – Upper Cretaceous *p.p.* (Aptian – Cenomanian).

calcareniti e calciruditi a fucoidi (CCF)

Calcarenites and micritic limestone, whitish to black in color, with chert nodules. Marls and gray to greenish clay. Slump and debris flow structures are present.

Lower Cretaceous *p.p.* – Upper Cretaceous. (Aptian – Cenomanian *p.p.*).

calcarei cristallini ad echinodermi e coralli (ECC)

Calcarenites and bioclastic calcirudites with interbedded saccaroid limestone. In the northern sector are intrbedded deep sea micritic limestone (ECC₁).

Upper Jurassic *p.p.* – Lower Cretaceous *p.p.* (Tithonian – Barremian).

maiolica detritica (MAD)

Micritic limestone in thin strata with chert in nodules and beds; interbedded calcarenites strata (MAD_a).

Upper Jurassic *p.p.* – Lower Cretaceous *p.p.* (Tithonian *p.p.* – Barremian).

calcarei diasprini detritici (CDI)

Micritic limestone and oolitic calcarenites, with chert in nodules and thin beds.

Middle Jurassic *p.p.* - Upper Jurassic *p.p.* (Callovian – Tithonian *p.p.*).

calcareniti a radiolari e resti filamentosi (CRF)

Micritic limestone with chert. Small pelagic shells are presents.

Middle Jurassic *p.p.* – Upper Jurassic *p.p.* (Toarcian *p.p.* – Tithonian *p.p.*).

calcarei bioclastici inferiori (BLI)

Biodetrital calcarenites in thick beds, interbedded oolitic strata. Gastropods, corals and hydrozoa are present as fragments.

Middle Jurassic *p.p.* – Upper Jurassic *p.p.* (Bajocian – lower Tithonian).

verde ammonitico-calcarei e marne a posidonie (VAP)

Calcarenites and calcirudites interbedded with marly limestone and clays. Ammonites and brachiopods are present.

Lower Jurassic *p.p.* – Middle Jurassic *p.p.* (Toarcian *p.p.* – Bajocian *p.p.*).

Corniola (COI)

Limestone rich in radiolarian and siliceous spiculae. Marls and breccia are interbedded. In the lower part of the formation a dolomitic lithofacies (COI_a) is present. Lower Jurassic (Sinemurian *p.p.* – Toarcian *p.p.*).

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV.(1983) - North American Stratigraphic Code. AAPG bull, 67: 841-865.
- AA.VV. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 361 "Chieti"*, Servizio Geologico d'Italia, APAT Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici.
- ACCORDI B. (1964) - *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionali*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1): 595-633, 9 figg., Bologna.
- ACCORDI B. (1965) - *Il ritmo di sedimentazione, in età assoluta, di alcune serie dell'Appennino*. Geol. Rom., **4**: 221-228, Roma.
- ACCORDI B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino calcareo laziale-abruzzese*. Geol. Rom., **5**: 355-406, 33 figg., 1 tav., Roma.
- ACCORDI B., ANGELUCCI A., AVENA G.C., BERNARDINI F., BONI C.F., BRUNO F., CERCATO M., COPPOLA B., FIORE G., FUNICIELLO R., GIGLIO C., LA MONICA G.B., LUPIA PALMIERI E., MATTIOLI B. & PAROTTO M. (1969a) - *Idrogeologia dell'alto bacino del Liri (Appennino centrale)*. Geol. Rom., **8**, Roma.
- ACCORDI B., DEVOTO G., LA MONICA G.B., PRATURLON A., SIRNA G. & ZALAFFI M. (1969b) - *Il Neogene nell'Appennino laziale-abruzzese*. Giorn. Geol., IV Congr. Intern. Comit. Neog. Medit., 19-30 settembre 1967, ser. 2, **35** (4): 235-268, Bologna.
- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOSTAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988) - *Lithofacies map of the Latium-Abruzzi and neighbouring areas*. C.N.R., Quaderni Ricerca Scientifica, **114** (5), pp. 223, Roma.
- AGOSTA F. & AYDIN A. (2006) - *Architecture and deformation mechanism of a basin-bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, Central Italy*. J.Struct.Geol., **28**: 1445-1467.
- AGOSTA F., PRASAD M. & AYDIN A. (2007) - *Physical properties of carbonate fault rocks, fucino basin (Central Italy): implications for fault seal in platform carbonates*. Geofluids **7**: 19-32.
- ALBERTI A. (1951) - *Osservazioni sul Miocene medio e superiore nell'Appennino centrale (bacini umbro-marchigiano e abruzzese)*. Boll. Serv. Geol. It., **72**: 8, 101-110, Roma.
- ALBERTI A. (1958) - *Sul rilevamento geologico nell'Appennino abruzzese e molisano*. Boll. Serv. Geol. It., **80** (1): 65-67, Roma.
- ALFANI G. (1915) - *Appunti di viaggio del Padre G. Alfani sui luoghi maggiormente danneggiati dal terremoto del 13 gennaio 1915*. Manuscript of the Osservatorio Ximeniano archive, Firenze, pp.14.
- ALMAGIÀ R. (1910a) - *La Marsica. Contributo al Glossario dei nomi territoriali italiani*. Boll. Soc. Geogr. It., **11**, ser. 4: 315-335, Roma.
- ALMAGIÀ R. (1910b) - *Studi geografici sulle frane in Italia*. Mem. Soc. Geogr. It., **14**, Roma.
- ALMAGIÀ R. (1919) - *Tracce glaciali nei Monti Marsicani*. Boll. Soc. Geogr. It., **38**: 65-67, Roma.
- ALMAGIÀ R. (1922) - *Tracce glaciali nel gruppo di Monte Greco*, Boll. Soc. Geol. It., **41**: 3048-3049, Roma.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio*. CNR, P.F.G., n. **513**: 219-225, Roma.
- AMORUSO A., CRESCENTINI L. & SCARPA R. (1998) - *Inversion of source parameters from near- and far-field observations: an application to the 1915 Fucino earthquake, central Apennines, Italy*. J. Geophys. Res., **103**: 29989-29999.
- ANGELUCCI A., BELLOTTI P. & VALERI P. (1979) - *Analisi di facies dei sedimenti terrigeni tortoniani nella zona di Frosinone*. Geol. Rom., **18**: 127-135, Roma.
- ANGELUCCI A., DE ROSA E., FIERRO G., GNACCOLINI M., LA MONICA G.B., MARTINIS B., PAREA G.C., PESCATORE T., RIZZINI A. & WEZEL F.C. (1967) - *Sedimentological characteristics of some italian turbidites*. Geol. Rom., **6**: 345-420, 65 figg., 4 tabb., 97 logs, Roma.
- APAT AGENZIA PER LA PROTEZIONE DELL'AMBIENTE E PER I SERVIZI TECNICI (2006a) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: il Progetto CARG*. http://www.apat.gov.it/site/_files/Suolo_CARG/quat_rappr_strat.pdf.

- APAT AGENZIA PER LA PROTEZIONE DELL' AMBIENTE E PER I SERVIZI TECNICI (2006b) - *Indicazioni per la rappresentazione del Quaternario continentale. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: il Progetto CARG.* http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/Progetto_CARG_-_Cartografia_geologica_e_geotematica/Rappresentazione_cartografica_Quaternario_continentale/.
- APAT AGENZIA PER LA PROTEZIONE DELL' AMBIENTE E PER I SERVIZI TECNICI (2007) - *Sigle delle unità stratigrafiche.* http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/Progetto_CARG_-_Cartografia_geologica_e_geotematica/Sigle_unità_stratigrafiche/.
- ASCIONE A., CINQUE A., MICCADEI E. & VILLANI F. (2008) - *The Plio-Quaternary uplift of the Apennine Chain: new data from the analysis of topography and river valleys in Central Italy.* *Geomorphology*, **102**: 105-118.
- ASCIONE A., MICCADEI E., VILLANI F. & BERTI C. (2007) - *Morphostructural setting of the Sangro and Volturno rivers divide area (Central-Southern Apennines, Italy).* *Geog. Fis. Dinam. Quat.*, **30** (1), 13-32. Torino.
- BAGH S., CHIARALUCE L., DE GORI P., MORETTI M., GOVONI A., CHIARABBA C., DI BARTOLOMEO P. & ROMANELLI M. (2007) - *Background seismicity in the Central Apennines of Italy: the Abruzzo Region case study.* *Tectonophysics*, **444**: 80-92.
- BALLY A. (1952) - *Osservazioni geologiche tra la pianura di Sulmona ed il Fiume Sangro.* *Contributo Scientifico Geologico, Supplemento a "La Ricerca Scientifica", C.N.R.*, **22**: 106-128, Roma.
- BALLY A. (1954) - *Geologische Untersuchungen in den SE-Abruzzen.* These, Zhurich, Bulher, pp. 291.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C., GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines.* *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**: 257-310. Roma.
- BARATTA M. (1915) - *Le condizioni sismiche della zona marsicana.* *La Geografia*, 3(3-4): pp. 106, Novara.
- BARCHI M., LANDUZZI A., MINELLI G. & PIALLI G. (2001) - *The Outer Northern Apennines* - In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds) - *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins.* Kluwer academic publishers, 215-254.
- BARTOLINI C., D'AGOSTINO N. & DRAMIS F. (2003) - *Topography, exhumation, and drainage network evolution of the Apennines.* *Episodes* **26** (3): 212-216.
- BASILI R., GALADINI F. & MESSINA P. (1999) - *The application of palaeolandsurface analysis to the study of recent tectonics in central Italy.* In: Smith B.J., Whalley W.B. & Warke P.A. (Eds.), *Uplift, Erosion and Stability: Perspectives on Long-term Landscape Development*, Vol. 162. Geological Society of London, Special Publications, 109-117.
- BECCACINI A., CAVINATO G.P. & VITTORI E. (1992) - *Contributo alle conoscenze macro e mesostrutturali dei rilievi settentrionali del bacino del Fucino.* *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. CROP 11, 1991/2: 11-19, Camerino.
- BENE0 E. (1938) - *Insegnamenti di una galleria a proposito della tettonica nella Valle del Sagittario (Appennino abruzzese).* *Boll. R. Uff. Geol. It.*, **63**, n.6: 1-10, 4 figg., 2 sez., 1 tav., Roma.
- BENE0 E. (1939a) - *Le terrazze quaternarie della regione Fucense ed i loro rapporti con i fenomeni orogenetici nella Marsica (Appennino Abruzzese).* *Boll. Soc. Geol. It.*, **58**: 77-104, 14 figg., Roma.
- BENE0 E. (1939b) - *Sezioni geologiche attraverso la Montagna del Morrone (Appennino Abruzzese).* *Boll. Reg. Uff. Geol. d'It.*, **64**: 1-17, 11 ff., 2 tavv., Roma.
- BENE0 E. (1940) - *Tettonica della valle dell'Aterno (Abruzzo).* *Boll. Reg. Uff. Geol. d'It.*, **65** (7): 1-14, 7 ff., 2 tavv., Roma.
- BENE0 E. (1943a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 146 "Sulmona".* R. Uff. Geologico, pp. 37, 4 tavv., Roma.
- BENE0 E. (1943b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 151 "Alatri".* R. Uff. Geologico, pp. 54, 21 figg., Roma.

- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. & AUBRY M.P. (1995) - A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **54**: 129-212. Tulsa, Ok USA.
- BERTINI T. & BOSI C. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 145 (Avezzano) e 146 (Sulmona)*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, **155**: 21-34, Roma.
- BIANCHI FASANI G., ESPOSITO C., MAFFEI A. & SCARASCIA MUGNOZZA G. (2004) - *Geological controls on slope failure style of rock avalanches in Central Apennines (Italy)*. In *Landslides: Evaluation and stabilization*, Lacerda, Ehrlich, Fontoura & Sayao (eds), pp. 501-507. International Symposium on Landslide. Rio de Janeiro 2004.
- BIANCHI FASANI G., ESPOSITO C., PETITTA M., SCARASCIA MUGNOZZA G., BARBIERI M., CARDARELLI E., CERCATO M. & DI FILIPPO G. (2007). - *The importance of the geological model to understand and predict the life span of rockslide dams: the Scanno Lake case study, Central Italy*. Security of natural and artificial rockslide dams, Nato Advanced Research Workshop, Kluwer ed.
- BIETTI A. (1988) - *Industria musteriana rinvenuta in alta quota sul Monte Genzana (Scanno AQ). Prime notizie*. In "Il territorio del Parco Nazionale d'Abruzzo nell'Antichità", Atti del 1° convegno nazionale di archeologia, Villetta Barrea 1-2-3 Maggio 1987, pp. 47- 50, Edizioni l'Orsa, Civitella Alfedena.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1996) - *Evoluzione messiniano-pleistocenica del sistema catena-avanfossa dell'area marchigiano-abruzzese esterna*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 1995/1: 29-37. Camerino.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) - *Structural Model of Italy. Scale 1:500.000*. Prog. Fin. Geodinamica, Quad. "La Ricerca Scientifica", C.N.R., **114** (3), Roma.
- BLUMETTI A.M., COLTORTI M., DRAMIS F., FERRELLI L., MICHETTI A.M., PETRONIO C., PIERUCCINI P. & SARDELLA R. (1997) - *Segnalazione di Equus altidens nei depositi terrazzati della valle del Fiume Giovenco (L'Aquila) ed implicazioni per la tettonica e la stratigrafia quaternaria del bacino del Fucino*. Riassunti, Geotalia 1997, I° Forum Italiano di Scienze della Terra, Bellaria (Rimini) ottobre 1997, 219-221.
- 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.
- BONCIO P., LAVECCHIA G. & PACE B. (2004) - *Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: the case of central Apennines (Italy)*. *J. Seismology*, **8**: 407- 425.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI C. (1988) - *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 991-1012, 1 tav., Roma.
- BONI C. & RUISI M. (2005). *Carta idrogeologica della Marsica Orientale (Monte Marsicano-Montagna Grande)*. Pubblicazione CNR-GNDCI n. 2866, Roma.
- BONO P., CARBONE F., CIANCETTI G., FUNICIELLO R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PRATURLO A., SERVA L. & TORO B., (1979) - *Schema strutturale dell'Appennino centrale*. C.N.R., P. F. Geodinamica, Rapporto Interno n. 165, 19-36.
- BOSI C., CAIAZZO C., CINQUE A. & MESSINA P. (1996) - *Le superfici relitte della regione fucense (Appennino centrale) ed il loro possibile significato nella ricostruzione della evoluzione geologica*. *Il Quaternario, It. J. Quat. Sci.*, **9** (1): 381-386, 2 figg., 1 tav., Verona.
- BOSI C., GALADINI F. & MESSINA P. (1993) - *Neotectonic significance of bedrock fault scarps: case studies from the Lazio-Abruzzi Apennines (Central Italy)*. *Zeit. Geomorph. N.E., Suppl.-Bd.*, **94**: 187-206.
- BOSI C., GALADINI F. & MESSINA P. (1995) - *Stratigrafia plio-pleistocenica della Conca del Fucino*. *Il Quaternario, It. J. Quat. Sci.*, **8** (1): 83-94, Verona.
- BOSI C., GALADINI F. & MESSINA P. (1999) - *Stratigrafia ed evoluzione geologica plio-pleistocenica della Conca del Fucino*. In: CASTENETTO S. & GALADINI F. "13 gennaio 1915 il terremoto

- della Marsica”, 171-181. Servizio Sismico Nazionale - CNR, Ed. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.
- BOSI C. & MESSINA P. (1990) - *Elementi di stratigrafia neogenico-quadernaria tra il Fucino e la Valle del Giovenco (L'Aquila)*. Mem. Serv. Geol. It., **8**: 85-96, Roma.
- BOSI C. & MESSINA P. (1992) - *Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. CROP 11, 1991/2: 257-263, Camerino.
- BRANCACCIO L., DI CRESCENZO G., ROSSKOPF C. SANTANGELO N. & SCARCIGLIA F. (2001) - *Carta geologica e Geomorfologica dell'alta valle del F. Volturno: note illustrative*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **13** (1/2):81-94, Torino.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères nérithiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168** (2): 155-169.
- CALDERONI G., LORENZONI P., ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & SELVA L. (1991) - *Paleoisomological evidences at Rivisondoli, central Apennines, Italy*. Rend. Soc. Geol. It., **13**: 27-32, Roma.
- CAMPETTI PONTICELLI S. (1979) - *Industria Castelperroniana a più di 2000 metri sui crinali appenninici (M. Genzana- Abruzzo)*. Studi per l'Ecologia del Quaternario, **I**: 41-55.
- CARRARA C. (1999) - *I travertini della valle del Pescara tra Popoli e Tor dei Passeri (Abruzzo, Italia centrale)*. Il Quaternario. It. J. Quat. Sci., **11** (2): 163-178, Verona.
- CASALE M. (1995) - *Idrodinamica sotterranea e valutazione delle risorse idriche dell'area del Lago di Scanno (Abruzzo)*, Quaderni di Geologia Applicata, IV Conv. Naz. Giov. Ric., 319-326.
- CASSETTI M. (1900) - *Rilevamenti geologici eseguiti l'anno 1899 nell'alta Valle del Sangro e in quella del Sagittario e del Melfa*. Boll. Comit. Geol. It., **31**: 255-277, Roma.
- CASSETTI M. (1901) - *Dalla Valle del Liri a quelle del Giovenco e del Sagittario. Rilevamento geologico eseguito nell'anno 1900*. Boll. R. Com. Geol. It., **32** (2): 164-178, 1 fig., Roma.
- CASSETTI M. (1904) - *Da Avezzano a Sulmona. Osservazioni geologiche fatte l'anno 1903 nell'Abruzzo aquilano*. Boll. R. Com. Geol. It., **35** (4): 347-364, 2 figg., Roma.
- CASSETTI M. (1906) - *Osservazioni geologiche sul Monte Sirente e suoi dintorni (Abruzzo aquilano)*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **37** (1): Roma.
- CASSETTI M. (1909) - *Sulla struttura geologica del bacino dell'Aterno da L'Aquila a Sulmona*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **39**, Roma.
- CASTENETTO S. & GALADINI F. (EDS.) (1999) - *13 gennaio 1915: Il terremoto nella Marsica*, Servizio Sismico Nazionale - CNR, Ed. I.P.Z.S., Roma, 789 pp.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la linea "Ancona-Anzio" dal Lias al Pliocene*. Geol. Rom., **17**: 161-180, Roma.
- CAVINATO G.P. (1993) - *Recent tectonic evolution of the Quaternary deposits of the Rieti basin (Central Apennines, Italy): southern part*. Geologica Romana, **29**: 411-434, Roma.
- CAVINATO G.P., CARUSI C., DALL'ASTA M., MICCADEI E. & PIACENTINI T. (2002) - *Sedimentary and tectonic evolution of Plio-Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino basin (Central Italy)*. Sed. Geol., **148**: 29-59.
- CAVINATO G.P., COSENTINO D., DE RITA D., FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1994) - *Tectonic-sedimentary evolution of intrappenninic basins and correlation with the volcano-tectonic activity in Central Italy*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**: 63-76, Roma.
- CAVINATO G.P. & DE CELLES 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**: 956-959.
- CAVINATO G.P. & MICCADEI E. (1995) - *Sintesi preliminare delle caratteristiche tettoniche e sedimentarie dei depositi quadernari della Conca di Sulmona (L'Aquila)*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **8** (1): 129-140, Verona.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quadernarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quad. Cass. del Mezzogiorno, 4/2, Roma.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C., &

- RIDOLFI M. (1992) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 1991/2: 125-131, Camerino.
- 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: 5) risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 135-170, 14 figg., 1 tab., Roma.
- CENTAMORE E., CRESCENTI U. & DRAMIS F. Eds. (2006a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 368 "Avezzano"*. Servizio Geologico d'Italia, APAT, pp. 115, Firenze.
- CENTAMORE E., CRESCENTI U. & DRAMIS F. Eds. (2006b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 359 "L'Aquila"*. Servizio Geologico d'Italia, APAT, pp. 128, Firenze.
- CENTAMORE E., CRESCENTI U. & DRAMIS F. Eds. (2006c) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 369 "Sulmona"*. Servizio Geologico d'Italia, APAT, pp. 154, Firenze.
- CENTAMORE E., CRESCENTI U. & DRAMIS F. Eds. (2006d) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 360 "Torre de' Passeri"*. Servizio Geologico d'Italia, APAT, pp. 159, Firenze.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In " *L'ambiente fisico delle Marche* ": 5-58, S.E.L.C.A., Firenze.
- CHELLI A., D'AQUILA P., FIRPO M., GINESU S., GUGLIELMIN M., PAPPALARDO M., PECCI M., PIACENTINI T., QUEIROLO C., ROBUSTELLI G., SCARCIGLIA F., SIAS S. & TELLINI C. (2006) - *Testimoni di una montagna scomparsa. Contributo alle metodologie d'indagine delle forme periglaciali relitte*. Problematiche e applicazioni in differenti ambienti morfodinamici. IMONT-AIGEO. Quaderni della Montagna, **8**, pp. 134, Bologna.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a Foraminiferi, Dasieladali e Calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, v.s. 1994, A: 9-129, Camerino.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microbiostratigrafia del mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Studi Geol. Camerti, **3**: 109-152, Camerino.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III - Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore*. Studi Geol. Camerti, **4**: 19-36, Camerino.
- CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., & MICCADEI E. (1999) - *Geomorphological evolution and neotectonics of the Sulmona intramontane basin (Abruzzi Apennines, Central Italy)*. Z. Geomorph. N.F., suppl. Bd., **118**: 27-40.
- CINQUE A., LICCARDO C., PALMA B., PAPPALARDO L., ROSSKOPF & SEPE C. (1990) - *Le tracce glaciali nel Parco Nazionale d'Abruzzo (Appennino centrale): nota preliminare*. Geogr. Fis. Din. Quat., **13**: 121-133, 8 figg., 1 tav., Torino.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) - *Miocene unconformities in the Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. Tectonophysics, **252**: 375-389.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1999) - *Cronostratigrafia dei depositi neogenici del settore ernico-simbruino (Appennino centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 439-459, Roma.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D., ESU D., GIROTTI O., GLIOZZI E. & PRATURLON A. (1999a) - *Thrust-top lacustrine-lagoonal basin development in accretionary wedge: late Messinian (Lago-Mare) episode in the central Apennines (Italy)*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **151**: 149-166.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1999b) - *Extension- and compression-related basins in central Italy during the Messinian Lago-Mare event*. Tectonophysics, **315**: 163-185.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PAROTTO M. (1997) - *Modello cinematico-strutturale dell'Appennino centrale*. In: CELLO G., DEIANA G. & PIERANTONI P.P. " *Geodinamica e*

- tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*". Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 135-143, Camerino.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PERILLI N. (1993) - *Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olevano-Antrdoco*. Geol. Rom., **29**: 495-513, Roma.
- CIVITELLI G. & BRANDANO M. (2005) - *Atlante delle litofacies e modello deposizionale dei calcari a briozoi e litotamni nella piattaforma carbonatica laziale-abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., **124** (3): 611-643, Roma.
- CIVITELLI G., CORDA L., DI SABATINO B. & PAROTTO M. (1979) - *Dati preliminari sui minerali pesanti dei flysch terziari dell'Appennino centrale*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 21-26, Roma.
- CIVITELLI G., CORDA L., GALLI P., GIOVANNELLI A. & MARIOTTI G. (1987) - *Jurassic sequences in the south-western edge of the Sulmona plain*. Atti II Convegno Internazionale F.E.A., 141-150, 2 figg., Pergola.
- CLERMONTÉ J. (1969) - *Une contribution à l'étude géologique des formations molisanes du bassin de Sangro (Italie centro-méridionale)*. Bull. Soc. Géol. Fr., **11** (7): 810-830.
- COLACICCHI R. (1964) - *La facies di transizione della Marsica nord-orientale. I - Serie della Serra Sparvera e della Rocca di Chiarano*. Geol. Rom., **3**: 93-124, 17 figg., 2 tavv., Roma.
- COLACICCHI R. (1965) - *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (1): 1-18, 2 figg., Pisa.
- COLACICCHI R. (1967a) - *La facies di transizione a livello del Lias nella Marsica orientale. Sezione di Serra Ruffigno*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **73** (3): 759-808, 19 figg., 65 tavv., Milano.
- COLACICCHI R. (1967b) - *Geologia della Marsica orientale*. Geol. Rom., **6**: 189-316, 72 figg., 1 tav., Roma.
- COLACICCHI R., DEVOTO G. & PRATURLON A. (1967) - *Depositi messiniani oligoalini al bordo orientale del Fucino e descrizione di Tyrrenocythere ruggierii DEVOTO, nuova specie di Ostracode*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 21-37, Roma.
- COLACICCHI R., PIALLI G. & PRATURLON A. (1975) - *Megabreccias as a product of tectonic activity along a carbonatic platform margin*. Nice XI Int. Congr. Of Sedimentology.
- COLACICCHI R., PIALLI G. & PRATURLON A. (1978) - *Arretramento tettonico del margine di una piattaforma carbonatica e produzione di breccie e megabreccie: l'esempio della Marsica (Appennino centrale)*. Quaderni della Facoltà, Università degli Studi di Ancona, Facoltà di Ingegneria, **21**: 295-328, Ancona.
- COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1965a) - *Il problema delle facies nel Giurese della Marsica nord-orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (1): 55-66, 3 figg., Roma.
- COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1965b) - *Stratigraphical and paleogeographical investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in Eastern Marsica (central Apennines, Italy)*. Geol. Rom., **4**: 89-118, 11 figg., 3 tavv., Roma.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2000) - *A late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula: a key tool in neotectonic studies*. J. Geodyn., **29**: 323-328.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2006) - *The last interglacial pedocomplexes in the litho- and morpho-stratigraphical framework of the central-northern Apennines (Central Italy)*. Quaternary International, **156-157**: 118-132.
- CORRADO S., COSENTINO D. & GIOIA C. (1992) - *Sistemi di retroscorrimenti nella Marsica orientale (Abruzzo, Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 591-603, 12 figg., 1 tav., Roma.
- CORRADO S., MICCADEI E., PAROTTO M. & SALVINI F. (1996) - *Evoluzione tettonica del settore di Montagna Grande (Appennino centrale): il contributo di nuovi dati geometrici, cinematici e paleogeotermici*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 325-338, 8 figg., Roma.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P. & PIPPONZI G. (2003) - *Il sistema orogenico dell'Appennino centrale: vincoli stratigrafici e cronologia della migrazione*. Studi Geologici Camerti n.s. 2003: 87-101, Camerino.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P., LO MASTRO S. & CAVINATO G.P. (2005) - *High-frequency cyclicality in the latest Messinian Adriatic foreland basin: Insight into paleoclimate and palaeo-environments of the Mediterranean Lago-Mare episode*. Sedimentary Geology, **178**: 31-53.
- CREMA C. (1919) - *Sull'espansione glaciale quaternaria nella Conca del Fucino*. Boll. Soc. Geol.

- It., **38**: 141-143, Roma.
- CREMA C. (1928) - *Sezioni geologiche nella Conca del Fucino e nell'alto bacino del Liri*. Boll. Soc. Geol. It., **47**: 303-305, Roma.
- CREMA, C. (1933) - *Il Parco Nazionale d'Abruzzo. III - Geologia*. Collezione di Monografie del CAI, Sezione di Roma, n. 2, 39-53, Roma.
- CRESCENTI U. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (parte prima - Descrizione delle serie stratigrafiche)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 155-204, 8 figg., Pisa.
- CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G. & RAFFI G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (parte seconda - Litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 343-420, Pisa.
- CRESCENTI U., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Deformazioni gravitative profonde di versante e grandi frane nell'area a sud di Monte Porrara (Appennino Centrale, Abruzzo)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 477-486, Roma.
- CRESCENZI B. & MICCADEI E. (1992) - *Nuovi dati sull'assetto geologico-strutturale della Marsica nord-orientale (Abruzzo, Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 555-563, Roma.
- D'ADDEZIO G., MASANA E. & PANTOSTI D. (2001) - *The Holocene paleoseismicity of the Aremogna-Cinque Miglia Fault (Central Italy)*. J. Seismol., **5**: 181-205.
- D'AGOSTINO N., JACKSON J.A., DRAMIS F. & FUNICIELLO R. (2001) - *Interaction between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy)*. Geophys. J. Int., **147**: 475-497.
- D'AGOSTINO N., SPERANZA F. & FUNICIELLO R. (1997) - *Le brecce Mortadella dell'Appennino Centrale: primi risultati di stratigrafia magnetica*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **10**: 385-388, Torino.
- D'ALESSANDRO L. (1996) - *Sul dissesto geomorfologico in Italia*. Geografia, Anno **XIX** (3-4): 94-103, Roma.
- D'ALESSANDRO L., BERTI D., BUCCOLINI M., MICCADEI E., PIACENTINI T. & URBANI A. (2003a) - *Relationships between the geological-structural framework and landslide types in Abruzzi (Central Apennine)*. In: "Atti 1° Congresso Nazionale AIGA", Chieti, 19-20 Febbraio 2003"; 255-275. Rendina Editori, Roma.
- D'ALESSANDRO L., DEL SORDO L., BUCCOLINI M., MICCADEI E., PIACENTINI T. & URBANI A. (2007) - *Regione Abruzzo* (Cap.18). In: *Rapporto sulle frane in Italia. Il Progetto IFFI. Risultati, elaborazioni, e rapporti regionali*. Rapporti APAT 78/2007: 464-497, Roma.
- D'ALESSANDRO L., MICCADEI E. & PIACENTINI T. (2003b) - *Morphostructural elements of central-eastern Abruzzi: contributions to the study of the role of tectonics on the morphogenesis of the Apennine chain*. Quaternary International, **101-102**: 115-124, Elsevier Science Ltd and INQUA.
- D'ALESSANDRO L., MICCADEI E. & PIACENTINI T. (2008) - *Morphotectonic study of the lower Sangro River valley (Abruzzi, Central Italy)*. Geomorphology, **102**: 145-158.
- D'ANDREA M., MICCADEI E. & PRATURLON A. (1992) - *Rapporti tra il margine orientale della piattaforma laziale-abruzzese e quello occidentale della piattaforma Morrone-Pizzalto-Rotella*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 1991/2: 389-395, Camerino.
- DAMIANI A.V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLON A. (1992) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, v.s. CROP11, 1991/2: 187-213, Camerino.
- DAMIANI A.V. (1977) - *Osservazioni di campagna sulle litofacies trassiche e liassiche di Filetino (Monti Simbruini - Appennino Centrale)*. Boll. Serv. Geol. It., **97**: 315-342, Roma.
- DAMIANI A.V. & PANNUZI L. (1980) - *La neotettonica del Foglio 153 "Agnone"*. C.N.R., P.F. "Geodinamica", pubblicazione n. 356, 237-248, Roma.
- DAMIANI A.V. & PANNUZI L. (1982) - *Osservazioni neotettoniche nei Fogli 151 "Alatri" e 152 "Sora"*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica Pubbl., In: "Contributi Conclusivi della Carta Neotettonica d'Italia", **506**: 37-51, Roma.

- DAMIANI A.V. & PANNUZI L. (1987) - *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale-abruzzese. IV nota: i ghiacciai del gruppo montuoso della Genzana (Scanno-Sulmona) e considerazioni neotettoniche*. Boll. Serv. Geol. It., **105**: 97-136, Roma.
- DAMIANI A.V. & PANNUZI L. (1991) - *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale-abruzzese. Nota VI: i ghiacciai del gruppo del M. Greco e considerazioni di tettonica recente*. Boll. Serv. Geol. d'It., **110**: 111-158, Roma.
- DE STEFANI C. (1915) - *Ambiente geologico del terremoto della Marsica (13 Gennaio 1915)*. Rend. R. Acc. Lincei, **24**: ser. 5, I semestre, 391-398, Roma.
- DELA PIERRE F., LOZAR F. & POLINO R. (1997) - *L'utilizzo della tettonostratigrafia nella rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena*. Mem. Sci. Geol., **49**: 195-206, Padova.
- DELLA SETA M., DEL MONTE M., FREDI P., MICCADEI E., NESCI O., PAMBIANCHI G., PIACENTINI T. & TROIANI F. (2008) - *Morphotectonic evolution of the Adriatic piedmont of the Apennines: an advancement in the knowledge of the Marche-Abruzzo border area*. Geomorphology, **102**: 119-129.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Mem. Et Documents, Centre Rech. Et Docum. Cartograf. Et Géogr., n.h.s., pp. 403, 83 figg., 64 pf., 68 tavv., Edit. C.N.R.S., 1 carta.
- DEMANGEOT J. (1972) - *Neotectonique et dépôt quaternaires dans l'Appennin*. In: "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino", Accademia Nazionale Lincei, **183**: 286-304, Roma.
- DEVOTO G. (1964) - *Zone ad Alveolinidae nel Cretaceo e Paleogene del Lazio ed Abruzzo centro-meridionali*. Geol. Rom., **3**: 405-414, 2 pls., Roma.
- DEVOTO G. (1967) - *Le breccie calcaree mioceniche dell'alta Valle Roveto, fra Castellafiume e Canistro (Frosinone, Lazio meridionale)*. Geol. Rom., **6**: 75-86, Roma.
- DEVOTO G. (1969) - *Alcune considerazioni sul Miocene terminale laziale-abruzzese*. Atti Acc. Gioenia di Sc. Nat. in Catania, Suppl. Sc. Geol., ser. 7: 17-24, Catania.
- DONDI I., PAPETTI I. & TEDESCHI D. (1966) - *Stratigrafia del Pozzo "Trevi 1" (Lazio)*. Geol. Rom., **5**: 248-262, 15 figg., Roma.
- DRAMIS F. (1993) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1992/1: 9-15, Camerino.
- ELTER P., GRASSO M., PAROTTO M. & VEZZANI L. (2003) - *Structural setting of the Apennine-Maghrebian thrust belt*. Episodes **26** (3): 205-211.
- ESU D., GIROTTI O., & KOTSAKIS T. (1992) - *Molluschi e vertebrati di alcuni bacini continentali dell'Appennino centrale: indicazioni biostratigrafiche e paleoecologiche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 1991/2: 295-299, Camerino.
- FARR T.G., ROSEN P.A., CARO E., CRIPPEN R., DUREN R., HENSLEY S., KOBRICK M., PALLER M., RODRIGUEZ E., ROTH L., SEAL D., SHAFFER S., SHIMADA J., UMLAND J., WERNER M., OSKIN M., BURBANK D. & ALSDORF D. (2007) - *The Shuttle Radar Topography Mission*. Rev. Geophys., **45**, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183
- FEDERICI P.R. (1979) - *Una ipotesi di cronologia glaciale wurmiana, tardo e post-wurmiana nell'Appennino centrale*. Geogr. Fis. Din. Quat., **2**: 196-202, Torino.
- FESTA A., GHISETTI F. & VEZZANI L. (2006) - *Carta geologica del Molise (alla scala 1:100.000)*. Regione Molise, litografia Geda.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.
- FREZZOTTI M. & GIRAUDI C. (1989) - *Evoluzione geologica tardopleistocenica ed olocenica del Piano di Aremogna (Roccarso-Abruzzo): implicazioni climatiche e tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., **42**: 5-19, Roma.
- FREZZOTTI M. & GIRAUDI C. (1992) - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino, Abruzzo)*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **5** (1): 33-50, Torino.
- GALADINI F. (2006) - *Quaternary tectonics and large-scale gravitational deformations with evidence of rock slide displacements in the Central Apennines (central Italy)*. Geomorphology, **82**: 3-4, 201-228.

- GALADINI, F. & GALLI P. (1999) - *The Holocene paleoearthquakes on the 1915 Avezzano earthquake faults (central Italy); implications for active tectonics in the central Apennines*. Tectonophysics, **308**: 143-170.
- GALADINI F. & GALLI P. (2000) - *Active tectonics in the Central Apennines (Italy) - Input data for Seismic Hazard Assessment*. Natural Hazards, **22**: 225-270.
- GALADINI F., GALLI P. & GIRAUDI C. (1997) - *Paleosismologia della Piana del Fucino (Italia Centrale)*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **10** (1): 27-64, Torino.
- GALADINI F., GALLI P. & GIRAUDI (1999a) - *Gli effetti geologici del terremoto del 1915*. In: CASTENETTO S. & GALADINI F. "13 gennaio 1915 il terremoto della Marsica", Servizio Sismico Nazionale - CNR, Ed. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato: 283 - 299, Roma.
- GALADINI F., GALLI P. & GIRAUDI C. (1999b) - *Analisi paleosismologiche nella Piana del Fucino*. In: CASTENETTO S. & GALADINI F. "13 gennaio 1915 il terremoto della Marsica", Servizio Sismico Nazionale - CNR, Ed. I.P.Z.S.: 241 - 242, Roma.
- GALADINI F., GALLI P., GIRAUDI C. & MOLIN D. (1995) - *Il terremoto del 1915 e la sismicità della Piana del Fucino (Italia centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 635-663, Roma.
- GALADINI F. & MESSINA P. (1993) - *Stratigrafia dei depositi continentali, tettonica ed evoluzione geologica quaternaria dell'alta valle del fiume Sangro (Abruzzo meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 877-892, Roma.
- GALADINI F. & MESSINA P. (1994) - *Plio-Quaternary tectonics of the Fucino Basin and surroundings areas (central Italy)*. Giorn. Geol., **56**: 73-99, Bologna.
- GALADINI F. & MESSINA P. (2004) - *Early-Middle Pleistocene eastward migration of the Abruzzi Apennine (central Italy) extensional domain*. J. Geodyn., **37** (1): 57-81.
- GALADINI F., MESSINA P., GIACCIO B. & SPOSATO A. (2003) - *Early uplift of the Abruzzi Apennines (central Italy): available geomorphological constraints*. Quaternary International, **101-102**:125-135, Elsevier Science Ltd and INQUA.
- GALLI P., GIOVANNELLI A. & PALLINI G. (1987) - *Biostratigrafia del Lias medio superiore della serie di transizione di Serra Rufigno (Marsica orientale, Appennino centrale)*. Atti II Convegno Internazionale F.E.A., 349-355, 2 figg., 1 tav., Pergola.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., LANZA R. & VEZZANI L. (1992) - *La zona di taglio Rigopiano-Bussi-Rivisondoli: svincolo traspressivo al margine nord-orientale della piattaforma laziale-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 1991/2: 143-150, Camerino.
- GHISETTI F., VEZZANI L. & FOLLADOR U. (1993) - *Traspressioni destre nelle zone esterne dell'Appennino centrale*. Geol. Rom., **29**: 73-95, Roma.
- GIRAUDI C. (1987) - *Segnalazione di fagliezioni superficiali legate ad eventi sismici nella zona del Piano di Aremogna-Piano delle Cinquemiglia (Roccaraso, Abruzzo)*. Atti del Convegno "Geofisica della Terra Solida", **1**: 111 - 116, Roma.
- GIRAUDI C. (1988a) - *Faglie ad attività olocenica nella Piana del Fucino (Abruzzo)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 875-880, Roma.
- GIRAUDI C. (1988b) - *Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. Il Quaternario, **1** (2): 131 - 159, Torino.
- GIRAUDI C. (1995) - *I detriti di versante ai margini della Piana del Fucino (Italia centrale): significato paleoclimatico ed impatto antropico*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **8** (1): 203-210, Torino.
- GIRAUDI C. (1997) - *I depositi post-glaciali della bassa valle Peschio di Iorio (Pescasseroli, Parco Nazionale d'Abruzzo): datazione ed interpretazione paleoclimatica*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **10** (2): 207-212, Torino.
- GIRAUDI C. (1998a) - *Alcuni dati per l'inquadramento cronologico delle fasi glaciali tardo-pleistoceniche dei Monti Greco e Serra Chiarano (Abruzzo, Italia centrale)*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **11** (1): 115-120, Torino.
- GIRAUDI C. (1998b) - *Late Pleistocene and Holocene lake level variations in Fucino Lake (Abruzzo-Central Italy) inferred from geological, archaeological and historical data*. ESF Workshop Palaeohydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times. Gustav Fisher Verlag Ed., Palaoklimaforschung, **25**: 1-17.

- GIRAUDI C. (1999) - *Evoluzione geologica tardo pleistocenica ed olocenica della Piana del Fucino e dei versanti adiacenti: analisi di nuovi dati stratigrafici e radiometrici e ricostruzione delle variazioni ambientali*. In: CASTENETTO S. & GALADINI F. "13 gennaio 1915 il terremoto della Marsica", Agenzia di Protezione Civile, Servizio Sismico Nazionale, 183 - 197, Roma.
- GIRAUDI C. (2001) - *I sedimenti di riempimento di piccole conche sulle morene dell'Appennino centrale: un contributo alla comprensione delle variazioni ambientali post-glaciali*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **14** (2): 131-136, Torino.
- GIRAUDI C. (2002) - *Rock glacier tardo pleistocenici e olocenici dell'Appennino. Età, distribuzione, significato paleoclimatico*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **15** (1): 45-52, Torino.
- GIRAUDI C. (2003) - *Middle Pleistocene to Holocene Apennine glaciations*. Il Quaternario, It. J. Quat. Sci., **16** (1 bis): 37-48, Torino.
- GIRAUDI C. (2004) - *The Apennine glaciations in Italy*. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology: Part I. Europe*. Elsevier, Amsterdam, pp. 215-224.
- GIRAUDI C. (2005) - *The Late Holocene alluvial events in the Central Apennine (Italy)*. The Holocene **15** (5): 768-773.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quaternary Research, **48** (3): 280-290.
- GLIOZZI E. (1999) - *A late Messinian brackish water ostracod fauna of Paratethyan aspect from the Vicenne Basin (Abruzzi, central Apennines, Italy)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **151** (1-3): 191-208.
- GLIOZZI E., CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (2002) - *The Messinian Lago-Mare event in central Italy: palaeogeographical reconstruction using geological data and ostracod assemblages*. Geo Institute (Sp. Publ.), **26**: 153-168, Belgrado.
- GORTANI M. (1930) - *Sui ghiacciai quaternari dell'Italia centrale*. Atti XI Congresso Italiano, **2**: 96-106, Napoli.
- GORTANI M. (1931) - *Sulla glaciazione quaternaria nell'Appennino abruzzese*. Rend. Acc. Sci. Bologna, Cl. Sci. Fis., Sez. Sc. Nat., Anno Accademico 1930-1931, 34-39, Bologna.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*, versione 2004 (CPTI04), INGV-Bologna, disponibile on-line: <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>.
- GNFGF (1994) - *Proposta di legenda geomorfologica ad indirizzo applicativo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **16**: 129-152, 1 carta f.t., Torino.
- GUZZETTI F. & REICHENBACH P. (1994) - *Towards a definition of topographic division for Italy*. Geomorphology, **11**: 57-74.
- HASSERT K. (1900) - *Tracce glaciali negli Abruzzi. Note preliminari*. Boll. Soc. Geogr. It., **37** (7): 620-628, 6 pls., Roma.
- ISPRA (in stampa) - *Foglio 357 "Cittaducale" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- ISPRA (in stampa) - *Foglio 358 "Pescorocchiano" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- KOTSAKIS T., PALOMBO M.R. & PETRONIO C. (1978) - *Mammuthus chosaricus e Cervus elaphus del Pleistocene superiore di via Flaminia (Roma)*. Geol. Rom., **17**: 411-445, Roma.
- LAVECCHIA G., BONCIO N., CREATI N. & BROZZETTI F. (2004) - *Stile strutturale e significato sismogenetico del fronte compressivo padano-adriatico: dati e spunti da una revisione critica del profilo Crop 03 integrata con l'analisi di dati sismologici*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 111-125, Roma.
- LEUCI G. & SCORZIELLO R. (1974) - *Su di un molare di Elephas trogontherii sp.* Boll. Soc. Natur. It., **83**: 1-12, Napoli.
- LOTTI B. (1915) - *Contributo allo studio del terremoto del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Geol. It., **34**: 283-296, 1 fig., Roma.
- LUBELL D., MUSSI M., MUSACCHIO A., AGOSTINI S., COUBRAY S. & GIRAUDI C. (1999) - *Exploitation of seasonal resources in the mountains of Abruzzo (central Italy): Epigravettian to Neolithic*. In A. Thévenin (éd.), dir. scient P. Bintz, *Europe des derniers chasseurs*

- Épipaléolithique et Mésolithique: actes du 5e colloque international UISPP, commission XII, Grenoble, 18-23 septembre 1995.* Éditions du CTHS, pp. 465-472.
- LUNGHINI D. & TIMPONE L. (1979) - *Insedimenti Campignani sulle praterie di altitudine del Genzana (Abruzzo)*. Studi per l'Ecologia del Quaternario, **I**: 79-110, Firenze.
- MANCINELLI A., CHIOCCHINI M. & COCCIA B. (2003) - *Orbitolinidae and Alveolinidae (Foraminiferida) from the uppermost Albian-lower Cenomanian of Monti d'Ocre (Abruzzi, Italy)*. Cretaceous Research, **24** (6): 729-741, London.
- MANFREDINI M. (1953) - *Relazione preliminare sui lavori di rilevamento geologico (Foglio 159 Frosinone, foglio 153 Agnone, foglio 139 L'Aquila)*. Boll. Serv. Geol. It., **75**, Roma.
- MANFREDINI M. (1954a) - *Approvvigionamento idrico di Pescasseroli (L'Aquila)*. Manoscritto, 12 giugno, Roma.
- MANFREDINI M. (1954b) - *Relazione preliminare sul rilevamento geologico eseguito nel 1954 (F. 153, Agnone)*. Boll. Serv. Geol. It., **76**, n.2: 529-532, Roma.
- MANFREDINI M. (1956) - *Relazione preliminare sui rilevamenti eseguiti durante il 1955 nel F. 153 (Agnone)*. Boll. Serv. Geol. It., **78**: 347-351, Roma.
- MARINELLI O. (1922) - *Atlante dei tipi geografici: desunti dai rilievi al 25000 e al 50000 dell'Istituto Geografico Militare. 78 Tavole*. Istituto geografico militare, Firenze.
- MATTEI M., FUNICELLO R., KISSEL C. & LAJ C. (1992) - *Rotazioni di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: analisi paleomagnetiche e di anisotropia della suscettività magnetica (AMS)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 1991/2: 143-150, Camerino.
- MATTEI M. & MICCADEI E. (1991) - *Strike-slip tectonics between the Marsica Range and the Molisan basin in the Sangro valley (Abruzzi, Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 737-745, 6 figg., Roma.
- MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of miocene sediments in the Umbria-Marche area (Central-Northern Appennines)*. Abs. VIII th Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15-22 Sept. 1985.
- MICCADEI E. (1992) - *Rapporto tra le strutture carbonatiche ed i depositi flyschoidi: l'area compresa tra i laghi di Scanno e di Barrea (AQ)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 1991/2: 79-83, Camerino.
- MICCADEI E. (1993) - *Geologia dell'area Alto Sagittario-Alto Sangro (Abruzzo, Appennino centrale)*. Geol. Rom., **29**: 463-481, 15 fig., 1 carta f.t., Roma.
- MICCADEI E., BARBERI R. & CAVINATO G.P. (1999) - *La geologia quaternaria della Conca di Sulmona (Abruzzo, Italia centrale)*. Geol. Rom., **34**: 58-86, Roma.
- MICCADEI E., CAVINATO G.P., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1997) - *La geologia dell'Abruzzo centro-orientale: evoluzione neogenico-quaternaria del tratto compreso tra il Fucino e il Porrara*. Convegno F.I.S.T. Geitalia 1997, Rimini, 5-9 Ottobre 1997, 173-174, Bellaria.
- MICCADEI E. & PAROTTO M. (1999) - *Aspetto geologico delle dorsali M. Rotella-M. Pizzalto-M. Porrara (Appennino abruzzese orientale)*. Geol. Rom., **34**: 87-113, 19 figg., Roma.
- MICCHETTI A.M., BRUNAMONTE F., SERVA L. & VITTORI E., (1996) - *Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarp (Abruzzo, central Italy): geological evidence of large historical events*. J. Geoph. Res., **101** (B3): 5921-5936, Washington USA.
- MONTANI B. (1854) - *Carta Geognostica del Distretto di Avezzano e sue adiacenze*. Napoli.
- MONTONE P. & SALVINI F. (1993) - *Geologia strutturale dei rilievi tra Colli di Monte Bove (Carsoli) e Tagliacozzo, Abruzzo*. Geol. Rom., **29**: 15-29, Roma.
- MOREWOOD N.J. & ROBERTS G.P. (2000) - *The geometry, kinematics and rate of deformation within an en échelon fault segment boundary, central Italy*. J. Struct. Geol., **22**: 1027-1047.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1988) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di un modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202, Roma.
- MUSSI M., LUBELL D., ARNOLDUS-HUYZENDVELD A., AGOSTINI S. & COUBRAY S. (1995) - *Holocene land snail exploitation in the highlands of Central Italy and Eastern Algeria: a comparasion*. Prehistoire europeenne, **7**: 169-189.
- MUSSI M., MAZZELLA, G. & TONIUTTI P. (2003) - *I siti all'aperto della Valle di Chiarano (prov. L'Aquila)*. Atti della XXXVI° Riunione scientifica dell'Istituto italiano di Preistoria e Protostoria: 593-596.

- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199, Roma.
- NICOLETTI P., PARISE M. & MICCADEI E. (1993) - *The Scanno rock avalanche (Abruzzi, south-central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 523-535, 7 figg., 1 tab., Roma.
- ODDONE E. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano fucense del 13 Gennaio 1915*. Boll. Soc. Sism. It., **29**: 71-215, Roma.
- OLLIER C.D. (1999) - *Geomorphology and mountain building*. Geog. Fis. Dinam. Quat., suppl. **3**: 49-60, 22 figg., 1 tab. Torino.
- PACE B., BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2002) - *The 1984 Abruzzo earthquake (Italy): an example of seismogenic process controlled by interaction between differently-oriented sinkinematic faults*. Tectonophysics, **350**: 237-254.
- PACE B., DI MATTEO P., BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2001) - *Considerazioni sull'evoluzione geologica della Marsica Sud-Orientale (Abruzzo, Appennino centrale) sulla base di un'analisi integrata di dati stratigrafici e strutturali*. Boll. Soc. Geol. It., **120**: 139-150, 7 figg., Roma.
- PARADISI A. & SIRNA G. (1965) - *Osservazioni geologiche e paleontologiche sulla struttura compresa tra la Vallelonga e la Valle del Sangro (Marsica occidentale)*. Geol. Rom., **4**: 145-160, 13 figg., 2 tavv., Roma.
- PARONA C.F. (1909) - *La fauna coralligena del Cretacico dei Monti d'Ocre*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **5**: 3-235, Roma.
- PARONA C. F. (1911) - *Nuovi studi sulle Rudiste dell'Appennino (Radiolitidi)*. Mem. R. Acc. Sci. Torino., **62**, Ser. 2: 273-292, 7 ff., 2 tav, Torino.
- PARONA C.F. (1918) - *Prospetto delle varie facies e loro successione nei calcari a Rudiste dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **37**: 1-12, Roma.
- PARONA C. F. (1926) - *Fauna a Rudiste, ed una sua nuova forma, di Villavallelonga in Abruzzo*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **61**: 743-748, 3 ff, Torino.
- PAROTTO M. (1971) - *Stratigraphy and tectonics of the Eastern Simbruini and Western Marsica Ranges (central Apennines, Italy)*. Atti Accad. Naz. Lincei, anno CCCLXVIII, **10**, ser. 8, fasc. 4, Roma.
- PAROTTO M. (1980) - *Apenin Central*. In: *Introduction a la geologie generale d'Italie et guide a l'excursion 122 A*. 26° Congr. Inter. de Geologie , 33-37. 1 tav.
- PAROTTO M., CAVINATO G.P., MICCADEI E. & TOZZI M. (2003) - *Line CROP 11: Central Apennines*. In: Scrocca D., Dogliani C., Innocenti F., Manetti P., Mazzotti A., Bertelli L., Burbi L., D'Offizi S. (Eds.): *CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It. **62**: 15-46, Roma.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological Summary of Central Apennines*. In: "Structural Model of Italy", Quad. "La Ricerca Scientifica", **90**: 257-311, Roma.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (2004) - *The southern apenninic arc*. In Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. "Geology of Italy", 33-54, Società Geologica Italiana, Roma.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992a) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451, 5 figg., 6 tabb., Roma.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.) "The lithosphere in Italy". Advances in Earth Science Research, **80**:157-176, 1 tav., Roma.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2004) - *The Plio-Pleistocene thrust belt - foredeep system in the Southern Apennines and Sicily (Italy)*, In Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. "Geology of Italy", 93-129, Società Geologica Italiana, Roma.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2006) - *La geologia dell'Abruzzo nel quadro dell'evoluzione cinematica degli archi appenninici*. In: Atti 83° Riunione Estiva della Società Geologica Italiana, Chieti 12-16 settembre 2006, 11-16.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It. Spec. Issue CROP-04, 7: 75-119, 14 ff., 1 pl, Roma.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo*

- e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, v.s. CROP11, 1991/2: 417-441, Camerino.
- PATACCA E., SCANDONE P., DI LUZIO E., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (2008) - *Structural architecture of the Central Apennines: interpretation of the CROP11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide*. Tectonics, 27, TC3006, doi:10.1029/2005TC001917.
- PETTITA M., BURRI E., DEL BON A. & MARCHETTI A. (2005) - *Carta idrogeologica del bacino del Fucino, con memoria illustrativa*. ARSSA Abruzzo - SELCA Firenze - Edicola Chieti
- PICCARDI L., GAUDEMER Y., TAPPONIER P. & BOCCALETTI M. (1999) - *Active oblique extension in the central Apennines (Italy): evidence from the Fucino region*. Geophysical Journal International, **139** (2): 499-530.
- PIERONI P.G. (1965) - *Lepidocyclina and Miogypsina from Opi, Sangro Valley (central Apennines)*. Geol. Rom., **4**: 161-180, 10 figg., 3 tavv., Roma.
- PIZZI A. (2003) - *Plio-Quaternary uplift rates in the outer zone of the central Apennines fold-and-thrust belt, Italy*. Quaternary International **101-102**: 229-237. Elsevier Science Ltd and INQUA.
- PRATURLON A. (1964) - *Calcareous algae from Jurassic-Cretaceous limestone of central Apennines (Southern Latium-Abruzzi)*. Geol. Rom., **3**: pp. 171-202, 34 ff., Roma.
- PRATURLON A. (1966) - *Algal assemblages from Lias to Paleocene in southern Latium-Abruzzi: a review*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 167-194, 16 figg., 1 tab., Roma.
- PRATURLON A. (1968) - *Note illustrative al F. 152 "Sora" (scala 1:100.000)*. Serv. Geol. It., pp. 76, Roma.
- PRATURLON A. & SIRNA G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese*. Geol. Rom., **15**: 83-111, 28 figg., 1 tav., Roma.
- PRINCIPI P. (1936) - *Alcune osservazioni sui terreni terziari del Bacino di Sulmona*. Boll. Soc. Geol. It., **60**: 44-56, 5 figg., Roma.
- RADMILLI A.M. (1965) - *Abruzzo preistorico. Il Paleolitico inferiore-medio abruzzese*. Ediz. Sansoni, pp.117, 3 figg., 52 tavv., Firenze.
- RADMILLI A.M. (1977) - *Storia d'Abruzzo, dalle origini ai giorni nostri*. Giardini Ed., pp.455, Pisa.
- RADMILLI A.M. (1984) - *Le Svolte di Popoli (Abruzzo)*. In: "I primi abitanti d'Europa". De Luca Ed., 141-143, Firenze.
- RAFFI I., BACKMAN J., FORNACIARI E., PÄ LIKE 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.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49** (1): 1-26.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1928) - *Foglio "Sora" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1934) - *Foglio "Avezzano" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1939) - *Foglio "Alatri" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1942) - *Foglio "Sulmona" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- REGIONE ABRUZZO - APAT (2005) - *Carta Inventario dei Fenomeni Franosi della Regione Abruzzo, Progetto IFFI*. Regione Abruzzo, APAT. SINAnet, <http://193.206.192.244/cartanetiffi/carto3.asp?cat=2&lang=IT#>.
- RENAUD P., BILLAUD Y., CLERMONTÉ J. LORENZ C. & PIRONON B. (1990) - *Evolution paléogéographique le long de la bordure sudorientale de la plate-forme campano-abruzzaise (Italie) du Crétacé au Néogène*. Bull. Soc. Géol. France, **6**: 737-743
- RICCARDI R. (1929) - *Il lago di Scanno (Abruzzo)*. Boll. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 162-182, Roma.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In: Kastens K., Mascle J. et alii, Proc. ODP Sci. Results, **107**: 513-533, College Station, TX.

- 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*. J. Struct. Geol., **26**: 339-376.
- SACCO F. (1907) - *Gli Abruzzi. Schema geologico*. Boll. Soc. Geol. It., **26**: 377-460, 1 carta geologica; 1 carta strutturale, Roma.
- SACCO F. (1928) - *Il diluvio glaciale dell'alta Valle del Sangro (Abruzzi)*. Atti R. Acc. Sci., **63**: 133-144, Torino.
- SALVATI R. (2002) *Natural hydrogeological laboratories: a new concept in regional hydrogeology studies. A case history from central Italy*. Environmental Geology, **41** (8): 960-965, Berlin.
- SALVINI F. (1992) - *Tettonica a blocchi in settori crostali superficiali: modellizzazione ed esempi da dati strutturali in Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11, 1991/2: 237-247, Camerino.
- SCARASCIA MUGNOZZA G., PETITTA M., BIANCHI FASANI G., ESPOSITO C., BARBIERI M. & CARDARELLI E. (2006) - *The importance of geological model to understand and predict the life span of rockslide dams: the Scanno lake case study, Central Italy*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue **1**: 127-132, Roma.
- SCARSELLA F. (1939) - *Carta geologica del Monte Marsicano*. Scala 1:10.000.
- SCARSELLA F. (1949) - *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. Nota al rilevamento geologico compiuto nel 1949 nel Foglio 139 "Aquila"*. Boll. Serv. Geol. It., **71**: 155-165. Roma.
- SCARSELLA F. (1957) - *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici e il flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (3): 115-137, Roma.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÁNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKEYA E. (1998a) - *Larger Foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Géol. France, **169** (2): 281-299.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., DROBNE K., FERRÁNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PIGNATTI J., SAMSÓ J.M., SCHAUB H., SIREL E., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKEYA E. (1998b) - *Paleocene and Eocene Benthic Foraminifera*. In: Hardenbol J., de Graciansky P.C., Jacquin T., Vail P.R. & Farley B. (eds.) - *Mesozoic cenozoic sequence stratigraphy of european basins*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **60**, Tulsa, OK USA.
- SERVA L., BLUMETTI A.M. & MICHETTI A.M. (1988) - *Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 gennaio 1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture*. Mem. Soc. Geol. It. **35**: 893-907, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta Geologica d'Italia. Foglio 152 "Sora"*. Scala 1:100.000. LAC, Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - *Carta Geologica d'Italia. Foglio 153 "Agnone"*. Scala 1:100.000. LAC, Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006a) - *Foglio 368 Avezzano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006b) - *Foglio 359 L'Aquila della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006c) - *Foglio 369 Sulmona della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006d) - *Foglio 360 Torre de' Passeri della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Guida al rilevamento della Carta geologica d'Italia 1:50.000*. Quaderni Serie III del Servizio Geologico Nazionale, **1**: pp. 203, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994) - *Guida al rilevamento della Carta geomorfologica d'Italia, 1:50.000*. Quaderni Serie III del Servizio Geologico Nazionale, **4**: pp. 42, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1996) - *Guida alla rappresentazione cartografica della Carta geologica d'Italia, 1:50.000*. Quaderni Serie III del Servizio Geologico Nazionale, **2**: pp. 30, Roma.

- SESTINI A. (1930) - *Lo sviluppo glaciale nell'Appennino secondo recenti studi*. Boll. R. Soc. Geogr. It., **7**, ser. 6: 822-826, Roma.
- SESTINI A. (1933) - *Nuove ricerche sulla glaciazione quaternaria dell'Appennino*. Boll. R. Soc. Geogr. It., **10**, ser. 6: 179-182, Roma.
- SGROSSO I. (1988) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 203-219, Roma.
- SGROSSO I. (1992a) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988): 225-242, Roma.
- SGROSSO I. (1992b) - *Sedimenti miocenici discordanti nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990): 613-615, Roma.
- SIRNA G. (1966) - *Brachiopodi miocenici dei dintorni di Scanno e della Maiella*. Boll. Soc. Paleont. It., **5** (2): 184-196, 7 figg., 48 tavv., Modena.
- SPAGNOLO D. (1991) - *Altipiani Maggiori d'Abruzzo*. Profili Archeologici, Quaderno 21, Museo delle Genti d'Abruzzo, Pescara.
- VEZZANI L. & GHISETTI F. (1997) - *Domini in compressione e in distensione al retro dei fronti del Gran Sasso - M. Picca e del M. Morrone: il ruolo della zona di taglio Avezzano - Bussi (Appennino centrale)*. Studi geologici Camerti, vol. spec. 1995/2: 475-490, Camerino.
- VEZZANI L. & GHISETTI F. (1998) - *Carta Geologica dell'Abruzzo alla scala 1:100.000*. Regione Abruzzo, settore Urbanistica-Beni Ambientali e Cultura.
- VITTORI E., CAVINATO G.P., MICCADEI E., RUGHI D. & SERVA L. (1991) - *First results of a study on cataclastic and intense fracturing processes in calcareous rocks (Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 489-499, 13 figg., Roma.
- WARD S.N. & VALENSISE G.R. (1989) - *Fault parameters and slip distribution of the 1915 Avezzano, Italy, earthquake derived from geodetic observations*. Bull. Seism. Soc. Am., **79**, 690-710.
- WESTAWAY R., GAWTHORPE R. & TOZZI M. (1989) - *Seismological and field observations of the 1984 Lazio-Abruzzo earthquakes; implications for the active tectonics of Italy*. Geoph. Jou. Royal Astr. Soc., **98**: 974-1002.
- ZARLENGA F. (1987) - *I depositi continentali del Bacino del Fucino (L'Aquila, Italia centrale)*. Geol. Rom., **26**: 223-253, Roma.