



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 361

## CHIETI

a cura di  
**U. Crescenti**<sup>1</sup>

Con contributi di:

Geologia del Substrato: **R. Biondi**<sup>2</sup>, **P. Boncio**<sup>3</sup>, **U. Crescenti**<sup>1</sup>,  
**F. Calamita**<sup>3</sup>, **E. Miccadei**<sup>1</sup>, **A. Pizzi**<sup>1</sup>, **G. Rusciadelli**<sup>1</sup>, **V. Scisciani**<sup>1</sup>

Geologia del Quaternario: **R. Barberi**<sup>4</sup>, **L. D'Alessandro**<sup>1</sup>, **E. Miccadei**<sup>1</sup>  
Biostratigrafia: **U. Crescenti**<sup>1</sup>, **I. Raffi**<sup>1</sup>

Geologia Tecnica ed Applicata: **U. Crescenti**<sup>1</sup>, **E. Miccadei**<sup>1</sup>, **S. Rusi**<sup>1</sup>,  
**N. Sciarra**<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dipartimento di Geotecnologie e Georisorse, Università "G. d'Annunzio" di Chieti

<sup>2</sup> Libero professionista iscritto all'Ordine dei Geologi della Regione Abruzzo

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze, Università "G. d'Annunzio" di Chieti

<sup>4</sup> Libero professionista iscritto all'Ordine dei Geologi della Regione Lazio

Ente realizzatore



**REGIONE ABRUZZO**  
Servizio Difesa del Suolo

**Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA : L. Serva**

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

**Responsabile del Progetto CARG per la Regione Abruzzo: L. Del  
Sordo**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – ISPRA :

*Revisione scientifica:*

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

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coord.), S. Grossi**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**M. Pichezzi (ASC)**

*Coordinamento editoriale:*

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

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

*Allestimento cartografico editoriale:*

**M.F. Bastone, B. Graziosi, D. Graziosi, L. Giannetti**

*Allestimento informatizzazione dei dati geologici:*

**F. Gamberi, L. Giannetti, B. Graziosi**

*Allestimento cartografico per la stampa:*

**Laboratorio Cartografia digitale e GIS, Centro di Geotecnologie**

*Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:*

**M.T. Lettieri – Servizio Geologico d'Italia - ISPRA**

**E. D'Alessandro, A. Urbani – Regione Abruzzo**

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

## INDICE

<b>I.</b>	<b>ABSTRACT</b> .....	6
<b>II.</b>	<b>INTRODUZIONE</b> .....	10
<b>III.</b>	<b>STUDI PRECEDENTI</b> .....	12
<b>IV.</b>	<b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE</b> .....	16
<b>V.</b>	<b>CENNI DI GEOMORFOLOGIA E STABILITÀ DEI VERSANTI</b> .....	22
<b>VI.</b>	<b>CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONO- STRATIGRAFICI ADOTTATI</b> .....	34
<b>VII.</b>	<b>STRATIGRAFIA</b> .....	40
1.	STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI CARBONATICHE .....	40
1.1.	<i>Successione marina del Cretacico superiore-Messiniano p.p.</i> .....	40
1.1.1.	calcareniti e calciruditi a fucoidi ( <b>CCF</b> ) .....	40
1.1.2.	scaglia detritica ( <b>SCZ<sub>a</sub></b> ) .....	41
1.1.3.	calcarei cristallini ( <b>CTN<sub>a</sub></b> ) .....	42
1.1.4.	formazione di S.Spirito ( <b>FSS</b> ) .....	43
1.1.5.	formazione di Bolognano ( <b>BOL</b> ).....	43
2.	STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI TERRIGENI.....	45
2.1.	<i>Successione lago-mare del Messiniano</i> .....	45
2.1.1.	formazione gessoso solfifera ( <b>GES</b> ) .....	45
2.1.2.	argille del Cigno - membro di Alanno ( <b>AGC<sub>1</sub></b> ) .....	47
2.2.	<i>Successione marina del Pliocene inferiore</i> .....	47
2.2.1.	conglomerati di S. Valentino ( <b>CSV</b> ).....	47
2.2.2.	formazione di Cellino ( <b>CEN</b> ) .....	48
2.3.	<i>Successione marina del Pliocene superiore-Pleistocene</i> .....	48
2.3.1.	formazione di Mutignano ( <b>FMT</b> ) .....	48
2.4.	<i>Successione del Pleistocene di transizione dal marino al continentale</i> .....	50
2.4.1.	argille e conglomerati di Ripa Teatina ( <b>RPT</b> ) .....	50
3.	STRATIGRAFIA DEL QUATERNARIO CONTINENTALE.....	51
3.1.	<i>supersintema di Aielli-Pescina (AP)</i> .....	56
3.1.1.	depositi alluvionali ( <b>AP<sub>b</sub></b> ) .....	56
3.1.2.	travertini ( <b>AP<sub>f1</sub></b> ) .....	57
3.2.	<i>sintema di Catignano (ACT<sub>b</sub>)</i> .....	58

3.3.	<i>sintema di Valle Maielama (AVM)</i> .....	59
3.3.1.	subsintema di Villa Oliveti ( <b>AVM<sub>1b</sub></b> ).....	60
3.3.2.	subsintema di Piano della Fara ( <b>AVM<sub>2b</sub></b> ).....	62
3.3.3.	subsintema di Vallemare ( <b>AVM<sub>3b</sub></b> ).....	65
3.3.4.	subsintema di Chieti Scalo ( <b>AVM<sub>4</sub></b> ).....	65
3.4.	<i>depositi olocenici (olo)</i> .....	66
3.4.1.	depositi di versante ( <b>olo<sub>a</sub></b> ).....	67
3.4.2.	depositi di frana ( <b>olo<sub>a1</sub></b> ).....	67
3.4.3.	depositi alluvionali ( <b>olo<sub>b</sub></b> ).....	68
3.4.4.	coltri eluvio-colluviali ( <b>olo<sub>b2</sub></b> ).....	68
<b>VIII.</b>	<b>TETTONICA</b> .....	70
1.	TETTONICA PRE-STRUTTURAZIONE DELL'ANTICLINALE DELLA MAIELLA. .....	70
2.	TETTONICA COMPRESSIVA.....	72
3.	NEOTETTONICA.....	78
<b>IX.</b>	<b>SISMICITÀ</b> .....	84
<b>X.</b>	<b>ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA</b> .....	88
1.	CENNI DI IDROGEOLOGIA.....	88
2.	CENNI ALLE RICERCHE DI IDROCARBURI.....	90
3.	CAVE E MINIERE.....	92
<b>XI.</b>	<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	94

## I - ABSTRACT

The 361 - Chieti sheet of the Carta Geologica d'Italia (1:50.000 scale) has been elaborated on the basis of an original 1:10.000 scale field mapping carried out during 2000-2002.

The survey of the marine successions followed the classic lithostratigraphic and facies analysis criteria whereas the Quaternary continental deposits have been mapped recognising the UBSU (unconformity bounded stratigraphic units, North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, AA.VV., 1983) as suggested by the Servizio Geologico Nazionale (1992).

The study area is located in the external part of the Abruzzo region, which includes the north-east side of the Maiella Mts group and the hills gradually decreasing eastward towards the Adriatic sea. This area is mainly characterised by the outcrops of the Upper Pliocene-Pleistocene p.p. siliciclastic succession (*Mutignano* fm.), unconformably deposited on the outer compressional structures of the Apennines foothills. In this frontal part of the Apennine chain, folds and thrusts involve the Meso-Cenozoic carbonate succession and the Messinian to Lower Pliocene siliciclastic foredeep deposits.

The carbonate succession consists of pre-orogenic, outer slope and proximal basin sediments (*calcareniti e calciruditi a fucoidi* fm. of Albian - Cenomanian p.p. age, *scaglia detritica* fm. of Cenomanian p.p. - Campanian p.p. age and *calcari cristallini* fm. of Campanian p.p. to Maastrichtian age) and carbonate "ramp" deposits (Selandian p.p. - Rupelian p.p. *S. Spirito* fm. and Rupelian p.p. - Messinian p.p. *Bolognano* fm.).

The siliciclastic succession comprises pre-orogenic, sin-orogenic and post-orogenic deposits. The pre-orogenic siliciclastic succession consist of the *gessoso solfifera* fm. passing upward to the *argille del Cigno* fm. - *Alanno* member of Messinian p.p. age.

The sin-orogenic deposits are the *conglomerati di S. Valentino* and the *Celino* fm. both early Pliocene in age.

The *Mutignano* fm. (Late Pliocene - Pleistocene p.p.) closes upward the marine sedimentation and marks the transition to the continental Quaternary *argille e conglomerati di Ripa Teatina* fm. (Pleistocene p.p.).

Within the continental succession the following UBSU have been distinguished:

- *Aielli - Pescina* supersynthem comprising the Montepiano travertines and the alluvial deposits;
- *Catignano* synthem;
- *Valle Maielama* synthem in which the *Villa Oliveti*, *Piano della Fara*, *Vallemare* and *Chieti Scalo* subsynthems have been recognised;
- Holocene Unit including the recent and current slope debris, the eluvium-colluvium deposits and the alluvial deposits.

From a geomorphological point of view, in the 361 - Chieti sheet both structural-controlled erosional and depositional forms have been recognised. The former can be observed mainly in the Maiella calcareous anticline; the latter correspond to the valleys eroded by the deepening of the drainage system in the siliciclastic successions.

The Maiella ridge and the Roccamontepiano travertines are affected by surface and subsurface karst forms.

As regards the slope stability, the various types of landslides, varying remarkably in size, appear to be strictly related to the lithologic composition. The 1765 Roccamontepiano landslide event, which destroyed the village of Montepiano, killing more than 500 people, is the most important.

This landslide involved the travertine cliff hanging over the village, and developed following the typical mechanisms of the collapse sliding, lateral spread and toppling.

The area of the 361 Chieti sheet has been affected by a weak to moderate seismicity. The only noteworthy event, recorded in historical times, originated in the Maiella area on November 3rd 1706, with an epicentral intensity of IX-X degrees of the Mercalli-Cancani-Sieberg Scale (MCS) and macroseismic magnitude of 6.6. The south-westernmost part of the study area was damaged by this latter earthquake.

The hydrogeological setting is strongly influenced by the geological features. Thus in the Chieti sheet, the following three main hydrogeological units may

be recognised: the Cretaceous - Miocene carbonate succession; the silici-clastic Plio-Pleistocene complex; the Upper Pleistocene - Holocene alluvial complex.

Within the carbonate succession, which is the most important hydrogeological resource, the Maiella anticline is the most important hydrostructure. It shows two main emergence points: the Lavino spring near Decontra, at an elevation of 150 m a.s.l. and the Foro springs at about 420 m a.s.l., within the alluvial deposits outcropping area.

Hydrocarbon research has been carried out in the past. Particularly during the fifties, several wells were drilled in the western zone. The oil trap was identified in the *Bolognano* fm. below the Upper Miocene *gessoso solfifera* and *argille del Cigno* fms. More than 50 wells were drilled in the Campo Cigno and Campo Vallecupa field but the oil production was exhausted in very few years. Afterwards, the sandy intervals interlayered within the Plio-Pleistocene succession were the target of the Castelfrentano 1-6, Casale 1 and Chieti 1 boreholes, drilled in the southern part of the 361 sheet, with no appreciable results.

As regards the mining industry, the only remarkable activity refers to asphalt and bitumen mines which were located in the south-western part of the sheet, within the Lettomanoppello and Piano delle Castagne district. The mining started in the 1848 and finished at the end of the past century.

Other extractive activities worth mentioning are the large number of gravel quarries exploited in the alluvial planes and terraces, the clay quarries opened in the *Mutignano* and *Cellino* fms. and those extracting calcareous materials from the Cretaceous - Miocene succession of the Maiella massif.

PROGETTO  
CARGO



## II - INTRODUZIONE

Il Foglio 361 Chieti della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Programma CARG (legge n°438/1995) a seguito di Convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali - Presidenza del Consiglio dei Ministri) e Regione Abruzzo.

Il Foglio 361 Chieti copre la fascia pedemontana abruzzese compresa tra il margine centro-orientale della dorsale Appenninica, interessata nel vertice SO, e la costa adriatica, lambita nel margine NE.

Il confine settentrionale si sviluppa pochi chilometri a N della città di Chieti, tra gli abitati di Miglianico a NE e di Pianella a NO, intersecando le valli dei fiumi Foro, Alento e Pescara. Il bordo occidentale attraversa le valli del T. Nora, del T. Cigno e del F. Pescara e si sviluppa fino a includere le propaggini settentrionali della Montagna della Maiella, nei pressi dell'abitato di Roccamorice. Di qui il bordo meridionale arriva fino all'abitato di Orsogna, tenendosi poco a S del rilievo di Montepiano. Il limite orientale, infine, si sviluppa fino alla costa comprendendo gli abitati di Crecchio e Tollo.

Per la realizzazione del progetto è stata predisposta la seguente struttura organizzativa e scientifica:

*Responsabile di Progetto:* L. Del Sordo.

*Responsabile dell'informatizzazione:* L. Carmignani.

*Coordinatori Scientifici:* U. Crescenti (Substrato pre-Quaternario continentale); L. D'Alessandro (Quaternario continentale).

*Direttori dei Rilevamenti:* F. Brozzetti (Successioni terrigene); E. Miccadei (Successioni continentali quaternarie); G. Rusciadelli (Successioni carbonatiche).

*Responsabili di Sezione:* F. Brozzetti (Chieti E); E. Miccadei (Chieti O); A. Pizzi (Orsogna); G. Rusciadelli (Lettomanoppello).

*Rilevatori:* R. Barberi; P. Boncio; F. Brozzetti; E. Miccadei; A. Pizzi; G. Rusciadelli; V. Scisciani. *Geologi junior:* C. Berti; R. Biondi; P. Di Matteo.

*Analisti:* U. Crescenti; I. Raffi.

*Esperti:* F. Calamita; G. Lavecchia.

La carta geologica in scala 1:50.000 è stata prodotta sulla base dei rilevamenti *ex novo* in scala 1:10.000 effettuati negli anni 2000, 2001 e 2002.

I rilevamenti delle diverse successioni marine sono stati condotti seguendo il criterio litostratigrafico e dell'analisi di *facies*; in questo modo è stato possibile riconoscere gli originari ambienti di sedimentazione e la loro evoluzione spazio-temporale, nonché valutare i contatti anomali tra le successioni appartenenti a domini sedimentari diversi.

Inoltre è stato possibile effettuare una revisione critica di alcune unità litostratigrafiche già note dalla letteratura e adottate nei vari Fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

Per quanto riguarda i rilevamenti delle successioni continentali quaternarie, i terreni sono stati distinti col criterio delle *UBSU* ("*Unità stratigrafiche a limiti inconformi*" - North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, AA.VV., 1983) come proposto dal Servizio Geologico Nazionale (1992) facendo riferimento agli effetti delle grandi variazioni climatiche del passato ed ai processi di erosione e sedimentazione ad essi collegati.

### III - STUDI PRECEDENTI

(U. Crescenti, E. Miccadei & G. Rusciadelli)

Fino al 1930, anno di pubblicazione delle Note illustrative della Carta Geologica d'Italia (Fogli Vasto, Lanciano e Chieti) da parte di SACCO (1930a, b), la letteratura fornisce, per l'area oggetto di studio, note non di respiro regionale fatta eccezione del lavoro dello stesso SACCO (1907) che aveva pubblicato una monografia sull'Abruzzo con annessa carta geologica in scala 1:500.000, in cui molto sinteticamente si possono rilevare indicazioni relative alla nostra area.

In precedenza vanno ricordati contributi di vari Autori che riguardano anche aree contermini.

TELLINI (1890; 1891), MODERNI (1891), PREVER (1905), AIRAGHI (1908) forniscono notizie paleontologiche su affioramenti della Maiella; CASSETTI (1904a, b), GIATTINI (1907) trattano il Miocene della Maiella orientale.

In questo periodo è da ricordare l'interesse prestato da parte di vari studiosi alle manifestazioni di idrocarburi rilevabili sul fronte settentrionale della Maiella ed ai giacimenti di asfalto. Notizie al riguardo sono molto antiche (DURINI, 1825; TERRENI, 1839; SOBRERO, 1869; BIDOU, 1878) fino ad arrivare al secolo scorso (COLONNA, 1900; NOVARESE, 1904; THIEL, 1912; GIGLI, 1918; LOTTI, 1924; 1926a). Dopo il 1930 sono da ricordare sull'argomento HEINRITZI (1939) e BENE0 (1941).

Successivamente, fino al 1961 anno di pubblicazione del Foglio Pescara 141 (ALBERTI *et alii*, 1967), non si hanno pubblicazioni di rilievo per l'area considerata, se si eccettua la ponderosa monografia di BALLY (1954) che si riferisce soprattutto al massiccio della Maiella e al Morrone.

Dopo ALBERTI *et alii* (1967) la letteratura geologica si arricchisce di contributi sempre più numerosi, in cui i temi geologici sono affrontati in chiave mo-

derna con l'utilizzo della biostratigrafia micropaleontologica, della sedimentologia, dell'analisi di facies, della geologia strutturale.

Tra questi lavori possiamo ricordare quelli che si riferiscono ai depositi carbonatici mesozoico-terziari affioranti nel settore sud-orientale del Foglio Chieti e quelli che invece riguardano le successioni terrigene mio-plioceniche-pleistoceniche, oltre naturalmente a lavori di sintesi.

Tra i primi ricordiamo CRESCENTI *et alii* (1969), CRESCENTI (1969a, b; 1994) e ACCARIE (1988), mentre per i depositi terrigeni ricordiamo CRESCENTI & FOLLADOR (1966), CRESCENTI (1971a, b; 1975), CRESCENTI *et alii* (1980), CANTALAMESSA *et alii* (1986a), CASNEDI (1986; 1991a, b), CASNEDI & CRESCENTI (1986), CASNEDI & MOSNA (1992), CENTAMORE *et alii* (1991; 1992b, c), FOLLADOR (1967; 1973), ORI *et alii* (1991), BIGI *et alii* (1995a, b; 1997; 2000).

Tra i lavori di sintesi, anche con carte geologiche, ricordiamo innanzitutto CATENACCI (1974) che illustra la geologia del Foglio Lanciano entro cui ricade la parte meridionale del Foglio, CENTAMORE *et alii* (1992a, c) con carta geologica che interessa la parte settentrionale del Foglio, VEZZANI *et alii* (1993) e soprattutto VEZZANI & GHISETTI (1997) con carta geologica 1:100.000 dell'intero Abruzzo. Sul Massiccio della Maiella e zone limitrofe è da ricordare la monografia di DONZELLI (1997).

Altre note, soprattutto tese ad evidenziare aspetti di geologia strutturale, si devono a BIGI (1993a, b), BIGI *et alii* (1995a, b, c), CALAMITA *et alii* (1995), GHISETTI *et alii* (1994), D'AMBROGI (2000).

Sintesi paleogeografiche relative al Plio-Pleistocene dell'area compresa nel Foglio si hanno in CRESCENTI *et alii* (1980), CANTALAMESSA *et alii* (1983b; 1986b), BIGI *et alii* (1995d; 1997; 2000), CASNEDI & CRESCENTI (1986), CASNEDI *et alii* (1977), FOLLADOR (1967; 1973).

Numerosi Autori si sono occupati del Quaternario continentale anche se i relativi depositi, affioranti nell'area del Foglio, sono stati trattati per lungo tempo nell'ambito di studi geologici generali (SORRENTINO, 1934; LOTTI, 1926 a, b; PRINCIPI, 1930; BONARELLI, 1931). Tra questi si distingue il lavoro di BONARELLI (1931) sui depositi della Val di Nora, nel quale l'autore studia in dettaglio i terrazzi alluvionali proponendo uno schema di correlazione tra la loro formazione e le glaciazioni quaternarie.

Il primo lavoro che riguarda l'intera area del Foglio è l'ampia monografia di DEMANGEOT (1965), nella quale sono studiati da un punto di vista prettamente geomorfologico i depositi continentali della fascia periadriatica abruzzese. L'autore riconosce diversi ordini di terrazzi per i quali tenta un'attribuzione cronologica in base alla correlazione con le fasi climatiche del Quaternario.

Per un esaustivo inquadramento cartografico dei depositi continentali, bisogna citare i Fogli 141 Chieti (SGI, 1930a), 141 Pescara (SGI, 1963) e 147 Lanciano (SGI, 1930b; 1970) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 e le relative note illustrative (SACCO, 1930a, b; ALBERTI *et alii*, 1967), che fin

dalle prime edizioni mettono in luce la presenza e le caratteristiche delle successioni continentali terrazzate nelle diverse valli fluviali.

Per quanto riguarda il F. 141 Pescara la parte relativa alle note illustrative (ALBERTI *et alii*, 1967) richiama, tuttavia, in modo sostanziale il lavoro del BONARELLI (1931), specialmente per quanto riguarda le attribuzioni cronologiche dei depositi.

Parallelamente agli studi di carattere prettamente geologico e geomorfologico vengono compiuti in questi anni studi a carattere paleoetnografico, con alcuni importanti scavi eseguiti negli anni '50 e i primi anni '60 nell'area del Foglio (località Madonna del Freddo, a E di Chieti) e in aree limitrofe (scavi delle svolte di Popoli e di Valle Giumentina) (RADMILLI, 1965; 1977; TOZZI, 1965). I dati relativi alle industrie litiche sono stati i primi a consentire un tentativo di ordinamento cronologico dei depositi affioranti indipendentemente dai modelli di evoluzione climatica.

Altri elementi cronologici di grande importanza sono riportati nel lavoro di AGOSTINI *et alii* (2001) relativo alle mammalofaune ritrovate nel territorio abruzzese, e nel lavoro di MARCOLINI *et alii* (2001), relativo alla datazione a  $0,48 \pm 0,04$  Ma con il metodo "*fission track*", di un deposito affiorante a S di Catignano, nel quale sono stati rinvenuti inoltre resti di micromammiferi.

Numerosi Autori si sono inoltre occupati espressamente dello studio della geomorfologia dell'area pedemontana abruzzese.

ALMAGIA (1910a, b) presenta un'ampia monografia sulle frane; CASTIGLIONI (1935a, b) affronta approfonditi studi sui rilievi delle colline plioceniche e in particolare riconosce l'asimmetria delle valli fluviali, dandone in molti casi dettagliate spiegazioni. Questa tematica verrà successivamente ripresa e sviluppata in altri lavori (relativamente all'area marchigiana, CRESCENTI, 1972; ELMI, 1991; relativamente all'area abruzzese, BIGI *et alii*, 1995c; AUCELLI *et alii*, 1996; CURRADO & FREDI, 2000). DEMANGEOT (1965) nell'ampia monografia sulla geomorfologia dell'Abruzzo adriatico, delinea in maniera ben circostanziata l'evoluzione del paesaggio, anche dell'area che ricade nel Foglio Chieti.

Da menzionare in tempi più recenti AMBROSETTI *et alii* (1982) che riaprono una importante fase di studi sul tema del sollevamento della catena appenninica, tema che ancora oggi è di grande attualità per le implicazioni sulla tettonica recente.

In tempi più recenti, dalla metà degli '80, sono stati condotti lavori mirati allo studio dei depositi alluvionali e di versante delle valli fluviali della fascia periadriatica della zona marchigiana (NESCI & SAVELLI, 1986; NESCI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1988; 1995; FANUCCI *et alii*, 1996) e allo studio della geomorfologia quantitativa e della morfodinamica dei fiumi abruzzesi (LUPA PALMIERI *et alii*, 1995; 1998; 2001; CENTAMORE *et alii*, 1996). Questi lavori, pur considerando aree esterne a quella del Foglio, sono di aiuto per la caratteriz-

zazione geomorfologica e per l'attribuzione cronologica dei depositi continentali.

Particolare attenzione ha suscitato, dopo il lavoro di ALMAGIÀ (1910a, b), l'analisi dei fenomeni franosi nell'area teatina e nell'area pedemontana abruzzese in generale (D'ALESSANDRO & PANTALEONE, 1991; BUCCOLINI *et alii*, 1994a, b; CENTAMORE *et alii*, 1997, per citarne solo alcuni). Alcuni settori in particolare, come l'area di Roccamontepiano, sono stati oggetto, per la loro rilevanza e peculiarità di una lunga serie di studi (ALMAGIÀ, 1910a, b; D'ALESSANDRO, 1982; CRESCENTI *et alii*, 1987; D'ALESSANDRO *et alii*, 2002).

#### IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

(F. Calamita & V. Scisciani)

Il Foglio Chieti è ubicato nel settore abruzzese esterno che comprende il versante nord-orientale della Maiella e la zona collinare antistante fino alla linea di costa adriatica.

Tale area è caratterizzata dalla presenza della successione silicoclastica del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (*formazione di Mutignano*), discordante sulle strutture della catena nel settore occidentale (Maiella-Casoli) ed in concordanza, nel settore orientale di avampaese, al di sopra dei depositi del Pliocene medio (DONZELLI, 1997; CRESCENTI, 1971a; CASNEDI *et alii*, 1981; SCISCIANI *et alii*, 2000; CALAMITA *et alii*, 2002).

Pieghe e sovrascorrimenti (strutture del Gran Sasso, dei M.ti Sibillini, del M. Morrone e della Maiella) coinvolgono, in questo settore frontale della catena centro-appenninica (Fig. 1), la successione carbonatica triassico-miocenica di piattaforma - bacino pelagico (margine continentale di Adria), i depositi messiniani evaporitici e silicoclastici di avanfossa, quelli silicoclastici del Pliocene inferiore di avanfossa o di bacino satellite. Ad oriente della linea Sangro-Volturno (GHISETTI & VEZZANI, 1997), affiora l'alloctono molisano-sannitico, traslato al di sopra dei depositi di avanfossa infrapliocenici e coinvolto nelle pieghe e nei sovrascorrimenti che deformano la sottostante successione della piattaforma carbonatica apula. Come evidenziato dall'interpretazione dei dati di sottosuolo, dette strutture sono sigillate, progressivamente verso E, dalla successione tardopostorogena della *formazione di Mutignano* (CASNEDI *et alii*, 1981; SCISCIANI *et alii*, 2000; CALAMITA *et alii*, 2002).

L'anticlinale della Maiella costituisce la struttura più esterna affiorante della catena appenninica abruzzese. Tale piega presenta una culminazione assiale in corrispondenza dell'area della Maiella (Fig. 2); immerge verso N e prosegue per altri 30 km al di sotto dei depositi plio-pleistocenici nella contigua struttura di Villadegna-Cellino. Verso S, la piega è bordata dalla rampa obliqua Sangro Volturno, ad E della quale le strutture della catena che coinvolgono la piattaforma apula si rinvencono al di sotto delle unità alloctone molisano-sannitiche (Fig. 3).

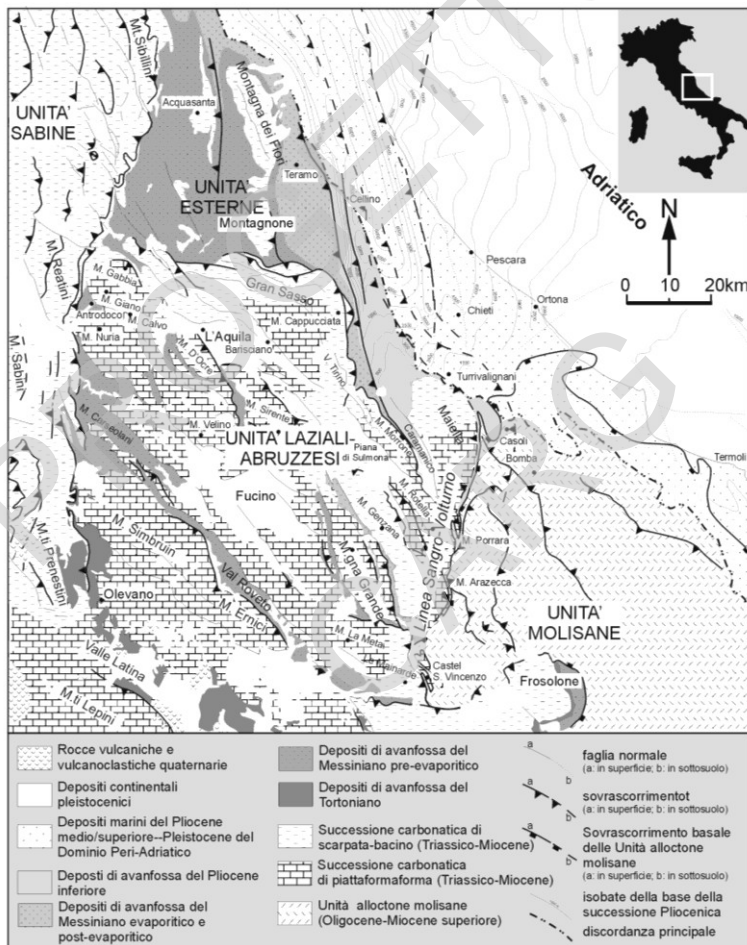


Fig.1 - Schema strutturale dell'Appennino centrale esterno.



In particolare, nell'anticlinale della Maiella sono coinvolte le successioni di piattaforma carbonatica e di scarpata/bacino affioranti, rispettivamente, nel tratto meridionale e settentrionale dell'anticlinale e i depositi silicoclastici dell'avanfossa infrapliocenica.

La piega mostra un profilo decisamente asimmetrico con il fianco orientale molto inclinato ed un marcato andamento arcuato a convessità orientale.

Ad O è presente una faglia normale immergente verso O con direzione NNO-SSE (faglia di Caramanico) che si estende per una lunghezza di circa 30 km.

Il rigetto, lungo questa struttura, raggiunge un valore massimo di circa 3 km nel settore meridionale (come evidenziato attraverso i dati del pozzo Maiella 1 da DONZELLI, 1997) che si riduce progressivamente verso N.

Nel settore nord-orientale dell'anticlinale della Maiella è presente la discordanza angolare tra la successione carbonatica e i depositi silicoclastici della formazione di Mutignano (Figg. 2 e 3). Tale configurazione consente di riferire

alla fine del Pliocene inferiore e al Pliocene medio la principale strutturazione dell'anticlinale della Maiella.

La netta culminazione assiale della piega segue l'andamento del tetto dei carbonati nell'antistante avampaese, che risale in senso N-S dalla profondità di 5000 metri presso Pescara a quella di circa 2000 metri presso Ortona, in prossimità del paleomargine settentrionale della piattaforma carbonatica apula. L'andamento del tetto dei carbonati evidenzia il controllo dell'architettura del paleomargine della piattaforma carbonatica sulla fisiografia dell'avanfossa pliocenica che mostra un depocentro localizzato poco a N di Pescara al

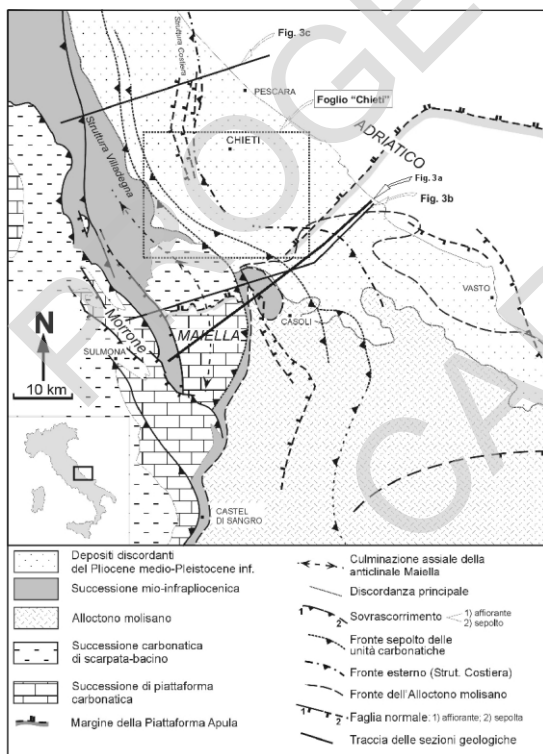


Fig. 2 - Schema strutturale del settore esterno abruzzese.

pelagico mesozoico. Un analogo controllo è stato esercitato dall'architettura del

paleomargine (piattaforma carbonatica laziale-abruzzese bacino pelagico marchigiano) sulla fisiografia dell'avanfossa messiniana del bacino della Laga (CALAMITA *et alii*, 2002).

Ai piani di sovrascorrimento della Maiella e a quello di Casoli (evidenziati attraverso l'interpretazione dei profili sismici - Fig. 3) è associata la "Struttura Costiera", che costituisce la struttura frontale sepolta della catena centroappenninica, ad oriente della quale si rinvencono le avanfosse del Pliocene medio, Pliocene superiore e Quaternario. Verso S, il fronte della catena coinvolge anche le unità alloctone molisano-sannitiche e la sua principale attività è sigillata dai depositi plio-pleistocenici (Fig. 3).

Il piegamento del sovrascorrimento basale delle Unità Molisane e di quello della Maiella nell'anticlinale di Casoli evidenzia una progressione in sequenza della deformazione.

Faglie normali associate alla flessurazione dell'avampaese sono state evidenziate in questo settore sia dai dati di geologia di superficie che da quelli di sottosuolo (CALAMITA *et alii*, 2002).

Il rilevamento geologico effettuato ha consentito di caratterizzare il fianco nord-orientale dell'anticlinale della Maiella, le sue relazioni con la *formazione di Mutignano* e l'assetto strutturale dell'associazione sabbioso-conglomeratica che chiude la sedimentazione marina del Pleistocene inferiore.

I depositi del Pliocene superiore della *formazione di Mutignano* hanno sigillato la storia deformativa che ha portato allo sviluppo dell'anticlinale della Maiella. Il *tilting* che ha coinvolto questa formazione, connesso al sollevamento regionale del settore periadriatico, ha portato allo sviluppo del caratteristico assetto monoclinale con immersione a NE e con pendenza progressivamente decrescente in senso O-E. Presso la linea di costa, l'*associazione sabbioso-conglomeratica*, che chiude la sedimentazione marina, mostra una pendenza di 3°- 5°.

Integrando i dati descritti con quelli di sottosuolo, emerge che questa associazione della *formazione di Mutignano* affiora con continuità e con assetto monoclinale e pendenza di pochi gradi attraverso l'area rilevata, al di sopra quindi delle strutture della catena (Casoli e strutture frontali) e dell'antistante avampaese, sigillando e post-datando la strutturazione compressiva.

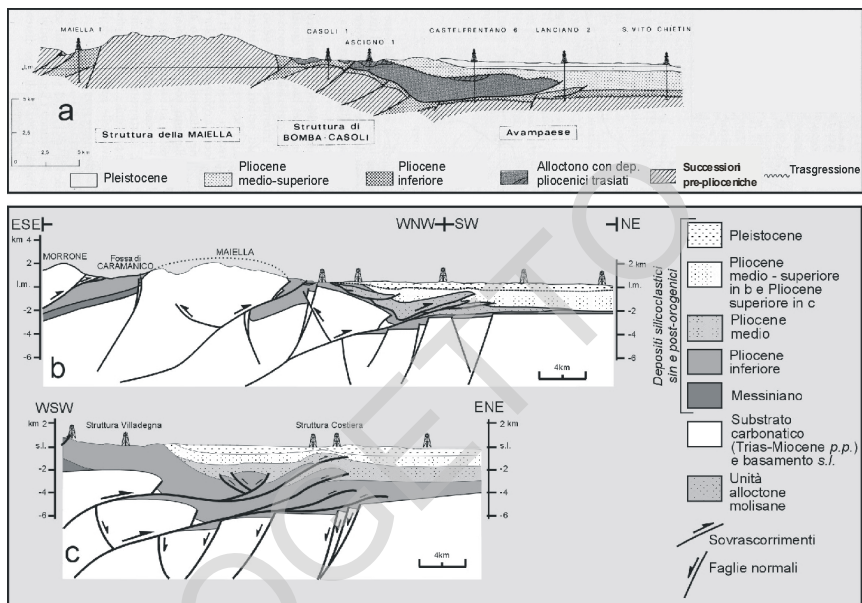


Fig. 3 - Sezioni geologiche attraverso il fronte della catena appenninica. a) da CASNEDI et alii (1981); b-c) modificate da CALAMITA et alii (2002). L'ubicazione delle sezioni è riportata nella Fig. 2.

PROGETTO  
CARGO

## V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E STABILITA' DEI VERSANTI

(M. Buccolini, L. D'Alessandro, E. Miccadei, T. Piacentini & N. Sciarra)

L'analisi dei lineamenti fisiografici e geomorfologici essenziali di quest'area è stata effettuata facendo riferimento ai criteri indicati dal Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia (GNGFG, 1993) e dalla Guida al Rilevamento della Carta Geomorfologica d'Italia, 1:50.000 (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1994). L'analisi costituisce solo una base per l'impostazione di successivi studi specifici sulla geomorfologia del Foglio Chieti.

La forma e la struttura del rilievo, unitamente alle caratteristiche dell'idrografia e alla distribuzione dei processi geomorfologici, hanno, in sintesi, permesso di definire i principali elementi fisiografici dell'area del Foglio Chieti in relazione ai fattori morfogenetici che ne hanno determinato la genesi. Si individuano essenzialmente forme a controllo strutturale (o forme litostrutturali), modellate dai processi erosivi e deposizionali influenzati dal controllo passivo delle strutture e morfosculture, che risultano strettamente dall'azione dei processi erosivi e deposizionali (MESCIERJAKOV, 1968; BARTOLINI, 1992; PANIZZA, 1997; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003a). Le prime sono costituite dall'anticlinale della Maiella, parzialmente esumata dai processi di erosione selettiva, e dai rilievi tipo *mesa* e tipo *cuesta* anch'essi modellati dall'erosione selettiva nelle successioni argilloso-sabbioso-conglomeratiche plio-pleistoceniche. Le seconde sono essenzialmente costituite dal sistema di valli modellate dall'approfondimento del reticolo idrografico, che ha determinato, in rapporto all'assetto strutturale, valli principali conseguenti, valli secondarie susseguenti e obseguenti (D'ALESSANDRO *et alii*, 2003a).

L'**orografia** del territorio è quella tipica che caratterizza la fascia pedemontana periadriatica per ampi tratti, dall'area marchigiana fino in parte all'area molisana, già descritta nei suoi tratti essenziali da CASTIGLIONI (1935a). Essa è caratterizzata da un paesaggio collinare lentamente digradante verso NE, modellato nelle successioni argilloso-sabbioso-conglomeratiche plio-pleistoceniche; presenta rilievi collinari irregolari allungati generalmente in direzione SO-NE e rilievi tabulari tipo *mesa* e *plateau*, e localmente tipo *cuesta*, di estensione variabile ("pianalti" di CASTIGLIONI, 1935a); tra essi spicca il tavolato di Montepiano, ma particolarmente ampi e significativi sono quelli presenti nel settore orientale del Foglio. Le quote massime dei rilievi collinari variano da oltre 600 m nel settore SO a circa 200 m nel settore NE. Questi sono dissecati dalle valli dei fiumi principali di tipo conseguente (F. Pescara, F. Alento, F. Foro); esse si sviluppano in direzione SO-NE dai margini della catena appenninica, trasversalmente ad essa, fino alla costa adriatica. Valli secondarie si sviluppano in direzione E-O (F. Nora e parte alta del T. Moro) o in direzione NO-SE (F. Lavino, T. Alba, parte alta del F. Alento). Solo il settore SO del Foglio presenta un'orografia di tipo montano, arrivando a comprendere la terminazione settentrionale della dorsale della Montagna della Maiella; essa presenta ripidi versanti a direzione NO-SE e raggiunge la quota massima dell'area del Foglio, con i 1337 m del M. Castelluccio, digradando dolcemente verso NE. La dorsale è incisa da profondi valloni sia perpendicolari (testata del F. Foro) che paralleli (F. Lavino) ed è caratterizzata da alcuni terrazzi orografici (DEMANGEOT, 1965).

L'**idrografia** è contraddistinta da un reticolo particolarmente sviluppato organizzato in tre bacini idrografici principali subparalleli allungati in direzione SO-NE, a recapito adriatico: F. Pescara, F. Alento, F. Foro; solo al margine SE una piccola porzione ricade nel bacino del T. Moro. Il reticolo idrografico presenta tipologie diversificate da sub-dendritico (essenzialmente nel settore occidentale), ad angolato (nel settore centrale), a sub-parallelo (prevalentemente nel settore orientale). Risulta inoltre evidente l'asimmetria dell'idrografia, della geometria dei bacini e delle valli nel loro insieme, che consiste essenzialmente nella maggiore estensione areale e nel maggiore sviluppo del reticolo idrografico nelle porzioni sinistre dei bacini.

Il reticolo idrografico è stato oggetto di numerosi studi di geomorfologia quantitativa e di morfotettonica che hanno evidenziato un forte controllo nella geometria da parte della tettonica recente (DEL MONTE *et alii*, 1996; D'AMBROGI, 1999; CURRADO & FREDI, 2000; CURRADO & D'AMBROGI, 2002). Dei fiumi principali, solo il F. Pescara e parte del F. Foro scorrono in ampie piane alluvionali e presentano per lunghi tratti un andamento a meandri. Il F. Alento scorre, invece, in una valle stretta e incisa.

Questi bacini idrografici sono interessati da un'intensa dinamica recente, legata alla morfogenesi gravitativa, e sono fortemente soggetti a fenomeni di alluvionamento, in occasione degli eventi meteorici più intensi.

Le forme principali del modellamento dell'area del Foglio Chieti, sono riferibili pressoché a tutta la gamma dei processi geomorfologici: forme strutturali, forme di versante dovute alla gravità, forme dovute alle acque correnti superficiali, forme carsiche, glaciali, superfici relitte, forme di origine antropica. L'area teatina, in particolare, come gran parte della regione abruzzese, è soggetta a disesti geomorfologici di varia natura, a causa della diffusa presenza di litotipi argillosi e sabbioso-conglomeratici, delle forti acclività e delle condizioni climatiche, caratterizzate da notevoli escursioni termiche e da precipitazioni che si concentrano disomogeneamente nello spazio e nel tempo (ALMAGIÀ, 1910a; D'ALESSANDRO, 1996; D'ALESSANDRO & PANTALEONE, 1991; CENTAMORE *et alii*, 1997; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003b).

Le **forme strutturali** sono legate sia alla natura litologica che alla tettonica. A causa della presenza di litotipi a comportamento rigido (arenarie e conglomerati) sopra altri a comportamento plastico (argille e limi), molto diffuse sono le forme tipo *cuesta*, tipo *mesa* e tipo *plateau*, orlate da scarpate di degradazione e/o di frana ad influenza strutturale. Degne di nota sono quelle presenti nelle aree di Montepiano, Chieti, Villamagna, Tollo, Casacanditella, Canosa Sannita, Orsogna e, in generale, in tutto il settore orientale del Foglio, dove i rilievi collinari sono caratterizzati da sommità subpianeggianti o a debole inclinazione verso NE e le valli fluviali presentano ampie aree di interfluvio subpianeggianti.

Nell'area della Maiella, la presenza di litotipi calcarei condiziona lo sviluppo di linee di cresta, versanti strutturali e scarpate su faglia; esempi sono osservabili sul versante a S di Serramonacesca, a SE di Lettomanoppello e ad O di Roccamorice (Piano delle Castagne, Costa dell'Avignone).

Nella maggior parte dell'area del Foglio, tuttavia, le caratteristiche litologiche sono in generale tali da non consentire un'efficace preservazione delle forme strutturali, le quali sono quindi soggette a rapida evoluzione morfogenetica. È da rilevare, inoltre, che la struttura esercita un forte controllo anche sulla geometria e distribuzione di forme legate ad altri tipi di processi (frane, calanchi) e in particolare sull'andamento generale del reticolo idrografico (AUCELLI *et alii*, 1996; DEL MONTE *et alii*, 1996; BIGI *et alii*, 1997; CURRADO & D'AMBROGI, 2002), come evidenziato anche nei settori settentrionale e meridionale (LUPIA *et alii*, 1995; 1998; 2001; CENTAMORE *et alii*, 1996).

Assai diffuse sono le **forme dovute alle acque correnti superficiali**, d'accumulo e d'erosione. Le forme che più marcatamente caratterizzano tutta l'area del Foglio sono i terrazzi fluviali. I terrazzi più antichi sono costituiti da lembi di depositi isolati di cui è difficile ricostruire l'originale continuità; i più recenti sono invece estesi e ben rappresentati soprattutto in sinistra idrografica:

nella sezione Chieti E, lungo il F. Foro a N di Villamagna e nel tratto nord-orientale del F. Alento; nelle sezioni Chieti O e Lettomanoppello, lungo tutto il F. Pescara (tranne il terrazzo in corrispondenza di Chieti Scalo che è più ampio sul versante destro della valle). L'analisi preliminare condotta sulle quote delle superfici sommitali dei terrazzi mostra una generale geometria convergente. Oltre ai terrazzi fluviali si individuano conoidi alluvionali ben sviluppati a ridosso della Montagna della Maiella allo sbocco dei valloni principali. Le piane alluvionali sono caratterizzate da corsi d'acqua con andamento generalmente a meandri e da forme che ne indicano l'intensa dinamica (sponde di erosione con altezza fino a 5 m, ampi tratti di alveo in approfondimento). Questa risulta particolarmente intensa e in stretta connessione con gli eventi alluvionali che interessano i bacini in occasione dei fenomeni meteorici più intensi. Il F. Pescara, ad esempio, ha modificato nel corso degli ultimi secoli le caratteristiche del corso d'acqua, della piana alluvionale e dell'alveo; questo è passato da un tipo intrecciato (o "wandering") alla fine del 1800 a un tipo meandriforme nella seconda metà del 1900, con fenomeni di approfondimento dell'alveo; tale mutamento, troppo rapido per essere connesso a motivi tettonici e non del tutto giustificabile con variazioni climatiche, è da mettere in relazione anche con interventi antropici quali la realizzazione di sbarramenti e opere di presa idrica lungo il corso del fiume, capaci da un lato di ridurre notevolmente la portata del fiume e dall'altro di limitare il trasporto di sedimenti.

Si può notare che l'asimmetria dei bacini e dei reticoli idrografici trova riscontro nella già descritta asimmetrica distribuzione dei terrazzi fluviali. Questo fenomeno è stato approfonditamente illustrato già da CASTIGLIONI (1935a, b) che ne dà diverse possibili spiegazioni. Successivamente, nel corso degli ultimi decenni, diversi Autori hanno imputato il fenomeno a fattori diversi: influenza dell'accelerazione di *Coriolis* (CRESCENTI, 1972), fattori microclimatici legati all'esposizione dei versanti (ELMI, 1991), fattori strutturali legati a basculamenti differenziali (BIGI *et alii*, 1995c; 1997; CURRADO & FREDI, 2000) anche precoci mantenutisi successivamente alla dissezione fluviale (AUCELLI *et alii*, 1996).

Diffuse sono le forme legate a erosione accelerata, fra cui in particolare i calanchi, che interessano i versanti argillosi e argilloso-sabbiosi, impostati nella *formazione di Mutignano* e nella *formazione di Cellino*. Tali forme si individuano soprattutto nella parte centrale dell'area del Foglio (Colle Marcone, Ripe dello Spagnolo, a S di Chieti, area di Roccamontepiano, Orsogna). La loro distribuzione appare condizionata oltre che da fattori litologici, anche da fattori strutturali, morfologici, micro-climatici e antropici. Sono infatti favoriti da giaciture a reggipoggio (Colle Marcone, Ripe dello Spagnolo), dalla presenza di litotipi resistenti nella parte alta del versante (Roccamontepiano, Orsogna) o, ancora, dall'esposizione verso i quadranti meridionali (Ripe dello Spagnolo, Orsogna). L'evoluzione di tali forme procede per erosione delle acque incanalate, di frequente in combinazione con processi legati alla gravità; si verificano,



infatti, movimenti di scorrimento nella coltre di alterazione sulle testate dei calanchi e colate lungo gli impluvi principali, specie a seguito di intense e prolungate precipitazioni piovose.

**Forme carsiche** epigee e ipogee sono presenti limitatamente alla zona sud-occidentale del Foglio, sul versante della Montagna della Maiella, dove affiorano i litotipi calcarei. I travertini di Montepiano sono anch'essi interessati da forme erosive molto sviluppate.

Le **forme glaciali** relitte e inattive non si individuano nell'area del Foglio, ma sono molto diffuse poco a S sulla Montagna della Maiella; i processi glaciali hanno fortemente influenzato il modellamento della parte SO del Foglio soprattutto a causa della elevata produzione di materiale detritico che, durante le diverse fasi glaciali pleistoceniche, è stato recapitato alla base dei versanti e allo sbocco dei valloni principali (F. Foro, F. Alento), alimentando potenti ed ampie conoidi alluvionali (Rapino, Pretoro).

Le **forme dovute alla gravità** sono rappresentate principalmente da frane di dimensioni e tipologie molto variabili, che presentano un diverso stato di attività, da attive, quiescenti e a inattive, da movimenti lenti di versante e in misura minore da falde di detrito.

Della frequenza e diffusione dei processi di rapida morfogenesi in particolare gravitativa sono testimonianza i numerosi toponimi che traggono origine dai termini dialettali usati per designare le accidentalità del terreno dovute a marcati fenomeni erosivi: come quelli di "lama" e "lamatura", che indicano lo scivolamento di masse rocciose o altre frane di grandi dimensioni; quello di "paradisi", con il quale vengono chiamati i burroni franosi; quelli ben noti di "rava", "ravina" e "ripa", ai quali corrispondono pure i nomi di località (Ripe di Casalanguida, Ripe di Castellalto, Ripe di Montepiano), quelli di "coste", "scirme" e "scrimoni", usati per indicare i calanchi.

Muovendosi da NO verso SE, le principali aree interessate da fenomeni franosi si trovano: lungo il F. Pescara, particolarmente nella zona di Chieti e di Rosciano; lungo il F. Alento e nelle valli degli affluenti tributari, tra l'abitato di Buccianico e Chieti (BUCCOLINI *et alii*, 1994b) e nell'area circostante Ripa Teatina; lungo il F. Foro, nell'area di Casacanditella e di Villamagna, e lungo i suoi principali tributari, il T. Déntolo e il T. Venna; nella parte alta della valle del T. Moro; ed infine, nella parte SO del Foglio, sui versanti del rilievo di Montepiano dove si è sviluppata una delle frane più ampie. Un imponente corteo di dissesti di diverse tipologie e di dimensioni molto variabili si verifica puntualmente in occasione di eventi meteorici molto intensi, come ad esempio quelli verificatisi nell'aprile 1992 e nel gennaio 2003. Si rileva a tal proposito, che i movimenti franosi si sono accentuati particolarmente negli ultimi decenni a causa

dell'intensa attività antropica, dei disboscamenti e della degradazione delle aree a pascolo.

In relazione alle diverse condizioni geomorfologiche, climatiche, vegetazionali e di antropizzazione, la distribuzione delle frane è alquanto eterogenea nel territorio (D'ALESSANDRO & PANTALEONE, 1991; BUCCOLINI *et alii*, 1994a); accanto ad aree che possono considerarsi stabili, esistono aree ad alto grado di franosità, con tutta una serie di situazioni intermedie che non sempre si succedono con regolarità. Per schematizzare la distribuzione spaziale e le tipologie dei movimenti franosi il territorio può essere diviso in tre settori dal punto di vista litologico (D'ALESSANDRO *et alii*, 2003a) che, da O verso E, sono: il settore carbonatico, caratterizzato dall'affioramento di formazioni calcaree delle successioni marine cretacico-mioceniche, il settore argilloso, costituito dalle formazioni terrigene delle successioni marine plioceniche sin-orogene ed il settore argilloso-sabbioso-conglomeratico, costituito dalle formazioni terrigene della successione marina plio-pleistocenica tardo-post-orogene.

Il settore carbonatico (*calcareniti e calciruditi a fucoidi, scaglia detritica, calcari cristallini, formazione di S.Spirito, formazione di Bolognano*; porzione SO dell'area del Foglio) è caratterizzato da una tettonica che ha determinato forti dislivelli topografici e generalizzati incrementi dell'energia del rilievo. In questo contesto morfostrutturale i movimenti franosi sono rappresentati per lo più da frane di crollo e ribaltamento e, per particolari condizioni geologico-strutturali dei versanti, da frane di tipo complesso. Le frane di crollo e ribaltamento sono predisposte dai diffusi sistemi di fratture, *joints* e clivaggi che interessano i litotipi calcarei.

Il settore argilloso (*formazione di Cellino, argille del Cigno e formazione gessoso solfifera*; porzione SO del Foglio) è caratterizzato dall'alternanza di materiali con caratteristiche litotecniche ed idrogeologiche diversificate che si riflettono sulla tipologia ed abbondanza dei dissesti osservabili (in prevalenza scorrimenti e colate). I processi di rapida morfogenesi talvolta appaiono condizionati dall'assetto delle discontinuità e dalla facilità con la quale avviene il decadimento della resistenza meccanica dei livelli limoso-argillosi rispetto a quelli più competenti.

Nel settore argilloso-sabbioso-conglomeratico (*formazione di Mutignano*; porzione centrale settentrionale e orientale dell'area del Foglio), lo sviluppo dei dissesti varia in funzione delle condizioni litologico-morfologiche dei versanti. Frane di crollo-ribaltamento interessano le alternanze sabbioso-conglomeratiche laddove esse appaiono esposte in forma di scarpate verticali. Movimenti franosi di tipo complesso con una forte componente rotazionale si osservano lungo i versanti argillo-marnosi dei rilievi costituiti alla sommità da placche sabbioso-conglomeratiche o di travertino come, ad esempio, nei casi di Roccamontepiano e Chieti.

Il caso della Rupe di Roccamontepiano va ricordato come uno tra i movimenti franosi più interessanti presenti nel territorio indagato.

Il rilievo di Montepiano è posto a quote di 610-650 m, tra il F. Alento e il F. Foro. E' costituito da una placca di travertini di spessore massimo di circa 40 m, di forma subrettangolare allungata in direzione appenninica, in appoggio su litotipi argillosi. Il centro abitato è situato sui detriti di antichi dissesti, alle pendici di una parete verticale alta fino a 30 m denominata "Ripa", ai margini della placca di travertini (D'ALESSANDRO, 1982). La parete è stata interessata in passato da fenomeni franosi di grandi dimensioni, tra i quali si ricorda in particolare la "gigantesca frana che il 24 giugno 1765 distrusse improvvisamente il paese di Roccamontepiano, uno dei più ingenti fenomeni di questo genere che la storia ricordi" (ALMAGIA, 1910a), che causò la morte di oltre 500 persone, un terzo degli abitanti del paese.

La frana del 1765 è descritta in alcuni documenti storici, anche inediti, in parte riportati in CRESCENTI *et alii* (1987) e D'ALESSANDRO *et alii* (2002). Tutti i documenti analizzati testimoniano che l'abbondante infiltrazione delle acque, dovuta alle grandi piogge cadute nell'area nei giorni immediatamente precedenti, fu la causa scatenante del fenomeno franoso.

D'ALESSANDRO *et alii* (2002) sottolineano la presenza di forme arcuate della Ripa, ed inoltre la presenza di fratture subparallele alla parete, sviluppate anche sull'intero spessore del travertino e per lunghezze di qualche centinaio di metri; il ribassamento e la parziale rotazione di alcuni grandi blocchi, derivati dallo sviluppo di tali fratture, indicano il coinvolgimento nel dissesto delle argille di base (Fig. 4).



Fig. 4 - Blocchi di grandi dimensioni relativi alla placca di travertino.

I meccanismi dei fenomeni franosi, essenzialmente riferibili a scorrimenti rotazionali ed espansioni laterali, cui si associano localmente crolli e ribaltamenti, risultano strettamente connessi con le caratteristiche morfostrutturali della *mesa* di Montepiano (D'ALESSANDRO *et alii*, 2003b). I

movimenti hanno portato all'accumulo di detriti di frana su un'ampia area (circa 4 km<sup>2</sup>) sui versanti settentrionale e nord-orientale del rilievo, con spessori variabili fino a 20 m. Una parte considerevole di questi materiali si ritiene dovuta alla principale frana storica avvenuta nel 1765.

L'evoluzione della placca di travertino è stata indagata con un codice di calcolo numerico alle differenze finite dopo aver generato una griglia il più possibile aderente alla realtà adottando il modello plastico di Mohr-Coulomb ed utilizzando i parametri di Tab. 1 (CALISTA *et alii*, 2003).

Tab. 1 - Valori dei parametri fisico meccanici ricavati da prove di laboratorio.

	Travertino	Argilla
Densità (Kg/m <sup>3</sup> )	2000 – 2400	2000 – 2100
Angolo di attrito (°)	35° - 45°	23° - 24°
Modulo Elastico (GPa)	4 - 10	0.05 - 0.36
Coesione (Kpa)	0 - 200	10 - 35

La ricostruzione del modello tridimensionale dell'area è riportata in Fig. 5. Le analisi svolte hanno evidenziato due aree maggiormente soggette a deformazione: una zona (A) interessata da fenomeni di abbassamento ed ubicata nelle aree attualmente soggette ad interventi di consolidamento; una zona (B) con segni meno evidenti (Fig. 6). In Fig. 7 è rappresentata la tipologia di sforzo nelle maglie in cui ricadono le due aree; sono chiaramente visibili le zone alla sommità delle scarpate nella parte NE tutte interessate da fenomeni di trazione.

Si osservino, infine, in Fig. 8 l'andamento dei vettori di spostamento lungo due sezioni (ubicate in Fig. 5) per meglio visualizzare il comportamento nelle zone a più elevata pericolosità. Si nota chiaramente l'andamento rototraslativo delle parti più esterne.

In tempi recenti, nell'area della "Ripa", sono stati realizzati importanti lavori di stabilizzazione e bonifica dei dissesti (D'ALESSANDRO *et alii*, 2002).

Il territorio del comune di Chieti è interessato da importanti fenomeni franosi. In particolare sono presenti forme di colamento e scorrimento superficiali e deformazioni gravitative più complesse. Uno dei movimenti franosi più importanti ha coinvolto la zona SE, denominata zona Fontanelle (BUCCOLINI *et alii*, 1994b). Si tratta di un movimento roto-traslativo, lento e profondo, che ha raggiunto i terreni del substrato argilloso causando lesioni a molte abitazioni ed infrastrutture presenti nell'area. L'area è inserita in una zona con una morfologia di tipo collinare caratterizzata da una serie di dossi ed incisioni vallive a debole energia di rilievo e condizionata dalle peculiarità meccaniche dei terreni esistenti.

Di particolare interesse sono alcuni ripiani che a prima vista potrebbero sembrare legati a variazioni del livello di base, ma ad un esame più approfondito

e principalmente per la non correlazione con altri terrazzi dei versanti paralleli risultano poter essere considerati ripiani da frana (terrazzi di frana).

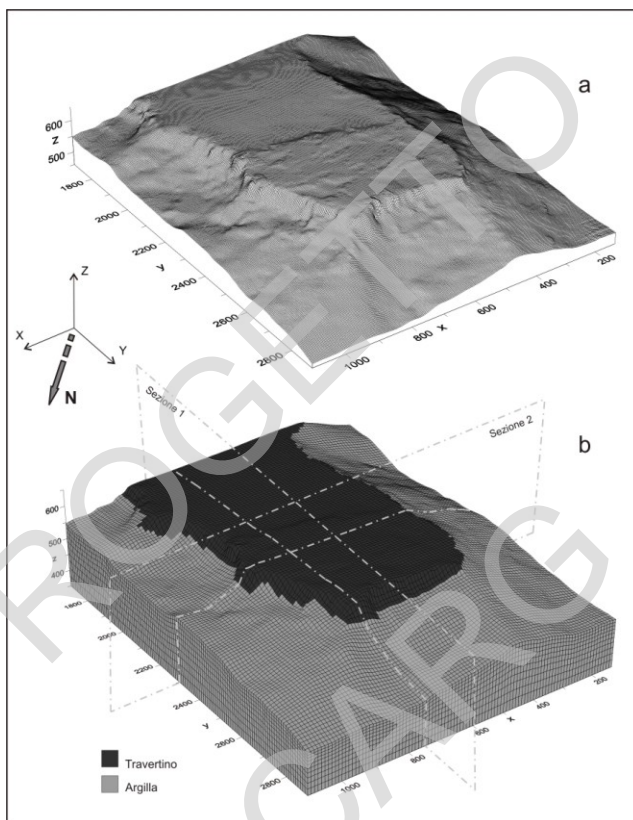


Fig. 5. Riproduzione 3D della zona settentrionale dell'area studiata con modellazione numerica: a) modello ottenuto tramite interpolazione tipo Kriging dei dati topografici disponibili; b) modello ricavato dall'implementazione in linguaggio FISH dei dati ottenuti da (a) con indicate le sezioni riportate in Fig. 8.

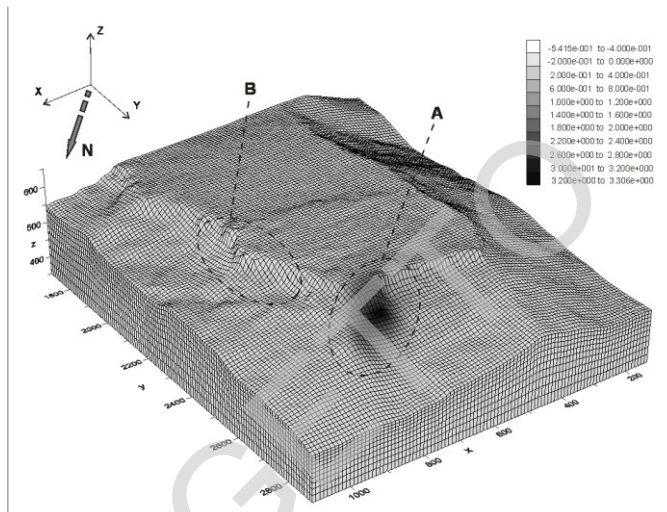


Fig. 6 - Spostamenti lungo l'asse z.

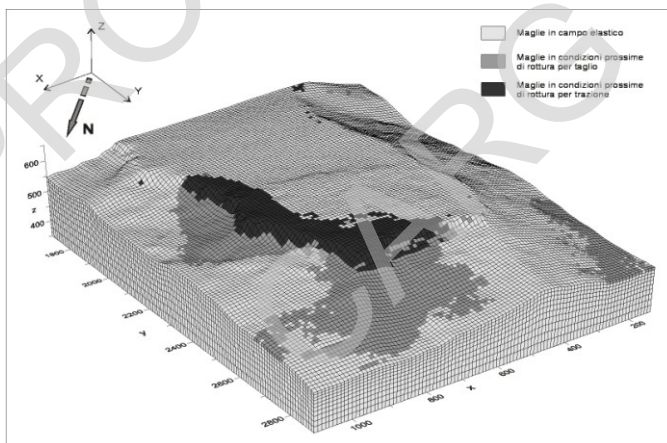


Fig. 7 - Zone di plasticizzazione.

Questi sono, nel nostro caso, indice di movimenti gravitativi interessanti non soltanto la coltre superficiale ma anche il substrato. I litotipi interessati, dall'alto verso il basso, sono costituiti da: a) terreni eluviali e colluviali, a composizione granulometrica variabile, da limi argillosi a limi sabbiosi, con caratteristiche di consistenza e di addensamento diverse e con spessori piuttosto variabili fra

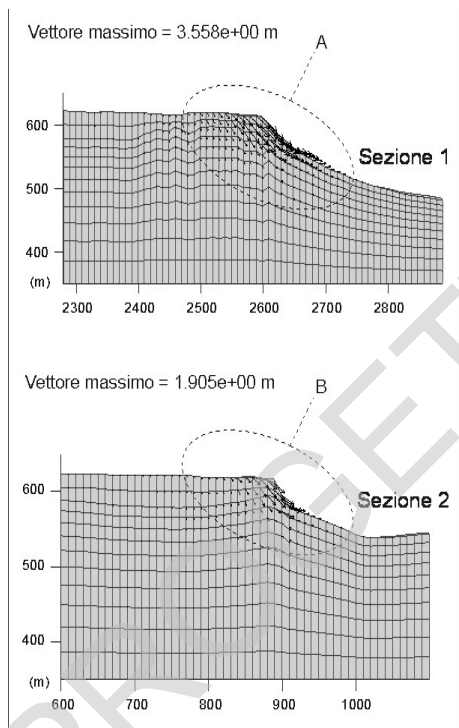


Fig. 8 - Sezioni come da Fig. 5 con riportati i vettori di spostamento.

alcuni metri ed un massimo di 15 m, b) terreni prevalentemente limoso-argillosi, intercalati talora a sottili livelli e lenti di sabbie fini più o meno limose di colore grigio-azzurro con venature giallastre, c) limi argillosi ed argille limose, talora debolmente sabbiose e con elevato tenore in carbonato identificabile con le argille sovraconsolidate della *formazione di Mutignano*. Nell'area sono state posizionate strumentazioni inclinometriche e piezometriche che hanno confermato le ipotesi di un movimento profondo.

L'**evoluzione geomorfologica** e il modellamento del rilievo nell'area del Foglio Chieti sono il frutto dell'interazione tra diversi fattori e processi fra cui possiamo annoverare: la natura litostrutturale delle diverse successioni marine e continentali affioranti, i fenomeni di solle-

levamento generalizzato che hanno interessato l'area dopo l'emersione del Pleistocene inferiore, le variazioni climatiche ed eustatiche, l'approfondimento del reticolo idrografico ed infine l'intensa morfogenesi di versante. Superfici subpianeggianti o a debole energia di rilievo riferibili a **superfici relitte**, alla sommità dei rilievi collinari tabulari, rappresentano una caratteristica geomorfologica fondamentale dell'area del Foglio Chieti, particolarmente nel settore centro orientale; queste costituiscono un elemento chiave nella comprensione dell'evoluzione geomorfologica non solo dell'area teatina, ma dell'intero contesto della fascia pedemontana periadriatica. Tali superfici sono state segnalate e descritte già da CASTIGLIONI (1935a) e successivamente da DEMANGEOT (1965), che le definisce come "Villafranchiane". L'analisi è stata successivamente ripresa da vari Autori sia nel settore teatino (AUCELLI *et alii*, 1996; BIGI *et alii*, 1995c, 1997) che nei settori più occidentali e settentrionali (DUFURE *et alii*, 1989; DRAMIS, 1993). Nell'area del Foglio esse sono costituite da lembi della superficie deposizionale di tetto delle successioni marine plio-

pleistoceniche solo parzialmente rimodellate, alla sommità, da processi di erosione areale e lineare. Profondamente dissecate dall'approfondimento del reticolo idrografico a partire dal Pleistocene medio (AUCELLI *et alii*, 1996; BIGI *et alii*, 1995c; 1997), tali superfici risultano meno evidenti nei settori occidentali dove sono probabilmente riferibili a una genesi più complessa, essenzialmente erosionale e strettamente connessa all'evoluzione geomorfologica della catena appenninica.

Gli aspetti morfoevolutivi legati a questi elementi sono stati delineati già da DEMANGEOT (1965) (che traccia importanti profili geomorfologici attraverso l'area del Foglio) e successivamente approfonditi da numerosi Autori, sia nel settore teatino che nell'area periadriatica nel suo insieme (DRAMIS, 1993; BIGI *et alii*, 1995c; 1997; DEL MONTE *et alii*, 1996; CURRADO & D'AMBROGI, 2002; CENTAMORE & NISIO, 2003; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003b; MAYER *et alii*, 2003; PIZZI, 2003; RUSCIADELLI, 2005). Diversi studi hanno, inoltre, messo in evidenza un ruolo non secondario dei lineamenti tettonici antiappenninici (NE-SO, NNE-SSO) nel modellamento del paesaggio (AUCELLI *et alii*, 1996; CURRADO & D'AMBROGI, 2002) coerentemente con quanto ipotizzato nei settori più settentrionali (DRAMIS *et alii*, 1992; COLTORTI *et alii*, 1996). Tali elementi avrebbero suddiviso in blocchi a sollevamento differenziale l'area pedemontana abruzzese-marchigiana, condizionando l'evoluzione e la geometria del reticolo idrografico, la distribuzione dei fenomeni gravitativi e dei fenomeni di erosione accelerata. Nell'area del Foglio elementi tettonici trasversali, a direzione NE-SO e NNE-SSO, potrebbero aver controllato l'impostarsi delle valli conseguenti dei fiumi principali ancora prima della dissezione della superficie di regressione (AUCELLI *et alii*, 1996) ed aver controllato lo sviluppo di lineamenti morfotettonici connessi al reticolo idrografico (CURRADO & D'AMBROGI, 2002).

Di grande importanza sono, infine, le **attività antropiche**, le quali determinano una forte impronta sulle forme e sui processi morfogenetici specie nelle aree collinari e nei fondivalle. Questi, infatti, sono caratterizzati dalla localizzazione di numerosi centri abitati di piccole e medie dimensioni, da una fitta rete infrastrutturale e da estese aree industriali. Particolarmente significativa da questo punto di vista è la piana alluvionale del F. Pescara, la cui morfogenesi recente è fortemente condizionata dalla presenza di invasi artificiali di diverse dimensioni (i principali in corrispondenza della confluenza col T. Cigno, presso Alano Scalo, e in altre località verso monte al di fuori dell'area del Foglio) e di numerose opere di presa e di rilascio idrico, a scopi idroelettrici e irrigui; questi riducono il trasporto di sedimenti lungo il fiume e sottraggono gran parte dell'acqua, riducendo la portata a pochi  $m^3/s$  o frazioni di  $m^3/s$ , fino alla restituzione definitiva in alveo in località S. Martino di Chieti al limite settentrionale dell'area del Foglio (DESIDERIO *et alii*, 2001).



## VI - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

(U. Crescenti & I. Raffi)

Le successioni stratigrafiche delle formazioni marine sono state indagate con analisi biostratigrafiche, utilizzando sia i foraminiferi sia il nannoplancton calcareo. Gli schemi biostratigrafici adottati sono quelli già utilizzati per i fogli 360 Torre de' Passeri (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006a), 369 Sulmona (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006b), 368 Avezzano (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006c) e 359 L'Aquila (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006d) (CHIOCCHINI *et alii*, in stampa) (Figg. 9, 10, 11).

Nel corso delle analisi eseguite, sono state approfondite soprattutto le successioni dal Miocene medio al Pleistocene, data la rilevanza dei loro affioramenti. Per questo motivo, mentre gli schemi biozonali degli intervalli più antichi sono gli stessi di quelli più sopra ricordati di CHIOCCHINI *et alii* (in stampa), per le unità più recenti abbiamo apportato alcune modifiche sulla base dei risultati acquisiti (Fig. 12).

La zonazione a nannofossili calcarei è quella proposta, per l'area mediterranea, da RIO *et alii* (1990) per l'intervallo Pliocene-Pleistocene e da RAFFI *et alii* (2003) per il Miocene superiore, con la cronologia dei bio-orizzonti a nannofossili desunta da RAFFI (2002) e RAFFI *et alii* (2003).

La zonazione a foraminiferi si basa su schemi biostratigrafici ormai collaudati (CATI *et alii*, 1968; CRESCENTI, 1969a; COLALONGO *et al.*, 1972; CRESCENTI *et alii*, 1980; IACCARINO, 1985; CANTALAMESSA *et alii*, 1986a).

Con la biostratigrafia a plancton calcareo in Fig. 12 sono riportate la scala della polarità magnetica (CANDE & KENT, 1995; HILGEN *et alii*, 1995; LOURENS *et alii*, 1996; KRIJGSMAN *et alii*, 1999) e la scala cronostratigrafica con la crono-

logia dei limiti tra i Piani, come dalle relative definizioni dei GSSP (Global Stratotype Standard-section and Point).

SCALA CROMOSTRATIGRAFICA		FACIES DI MARGINE DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA		FACIES DI SCARPATA ESTERNA		SCALA CROMOSTRATIGRAFICA	
		* BIOZONE unità biostratigrafiche informali	SUBZONE	COMPARSA LOCALE DI TAXA CARATTERISTICI	* BIOZONE unità biostratigrafiche informali		
C R E T A C I C O	C R E T A C I C O S U P E R I O R E	* Orbitoides		Orbitoides	* Globotruncanità e Orbitoides		C R E T A C I C O S U P E R I O R E
		* Hippuritidae e Radiolitidae		Globotruncanità ↑ Globotruncanità ↑	* Globotruncanità e Hippuritidae * Globotruncanità e Hippuritidae		
		* Orbitolina		Hippuritidae ↑ Orbitolina ↓	* Marginotruncanità e Hippuritidae * Helvetoglobotruncanità e Hippuritidae * Mytilina e Radiolitidae		
		Lithocodium aggregatum		Rotalipora ↑ Orbitolina ↑	* Rotalipora * Orbitolina		
		Propemptites ultramarina	Montsale via salvensis	Rotalipora ↑ Orbitolina ↑ Hedbergella ↑	* Hedbergella e Orbitolina Hedbergella e Lithocodium aggregatum		
	C R E T A C I C O I N F E R I O R E			Hedbergella	Coloniisphaera Radiolaria e Lithocodium aggregatum Calpionellidae Calpionellites Lithocodium aggregatum Cresicollaria, Calpionella Lithocodium aggregatum e Tubiphytes monomeras		C R E T A C I C O I N F E R I O R E

Fig. 9 - Schema biostratigrafico delle facies Mesozoiche di margine e di scarpata esterna del Cretacico (modificato da CHIOCCHINI et alii, in stampa).

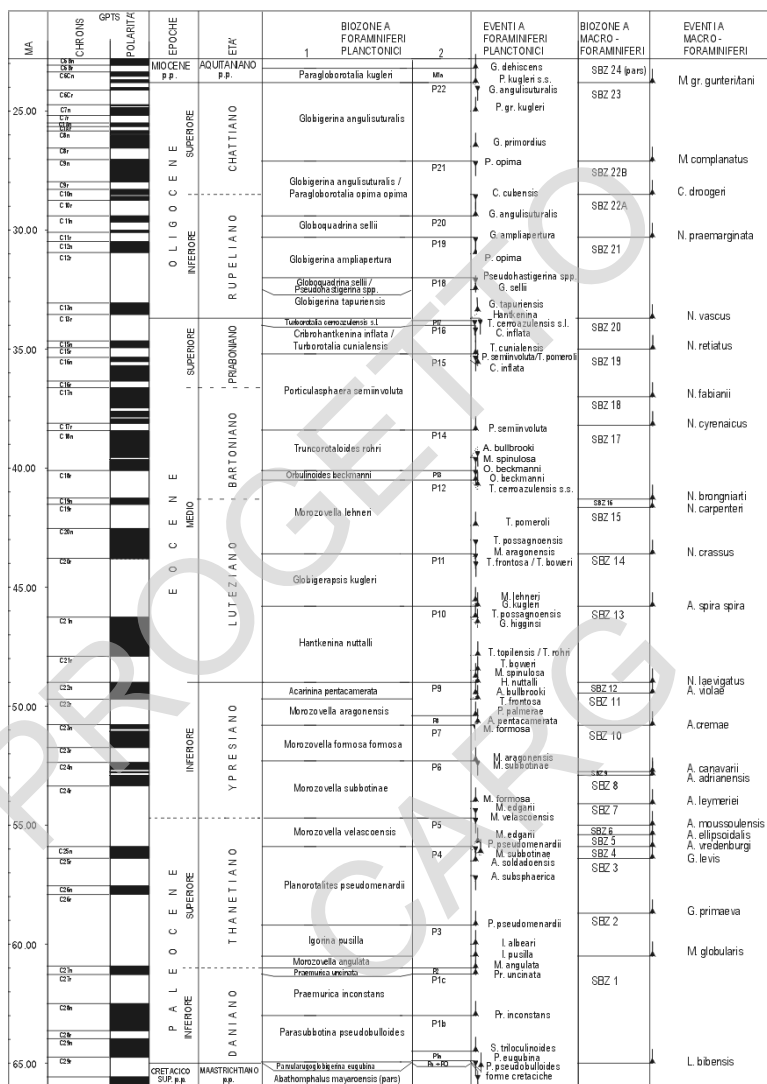
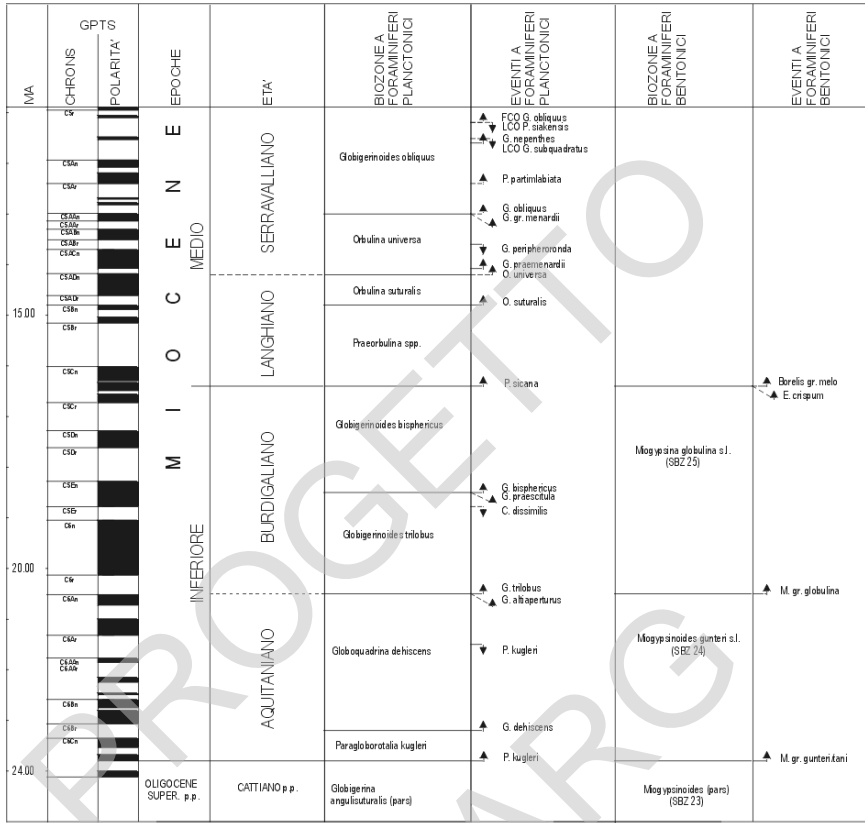


Fig. 10 - Schema stratigrafico del Paleogene (da CHIOCCHINI et alii, in stampa). Magnetostratigrafia (GPTS) di CANDE & KENT (1995). Biostratigrafia e cronostratigrafia (in parte modificata) di BERGGREN et alii (1995); i limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici: 1) di CENTAMORE & MICARELLI (1991) in parte modificate; 2) da BERGGREN et alii (1995). Biozone a macroforaminiferi di SERRA-KIEL et alii (1998a,b). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.



*Fig. 11 - Schema stratigrafico del Miocene (modificato da CHIOCCHINI et alii, in stampa). Magnetostratigrafia (GPTS) da CANDE & KENT (1995). Biocronologia e cronostatigrafia da BERGGREN et alii (1995), da MONTANARI et alii (eds.) (1997) e da SPROVIERI et alii (1996). I limiti cronostatigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici da MICARELLI & POTETTI (1985) in parte modificate; biozone a foraminiferi bentonici da CAHUZAC & POIGNANT (1997) e da CRESCENTI et alii (1969). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

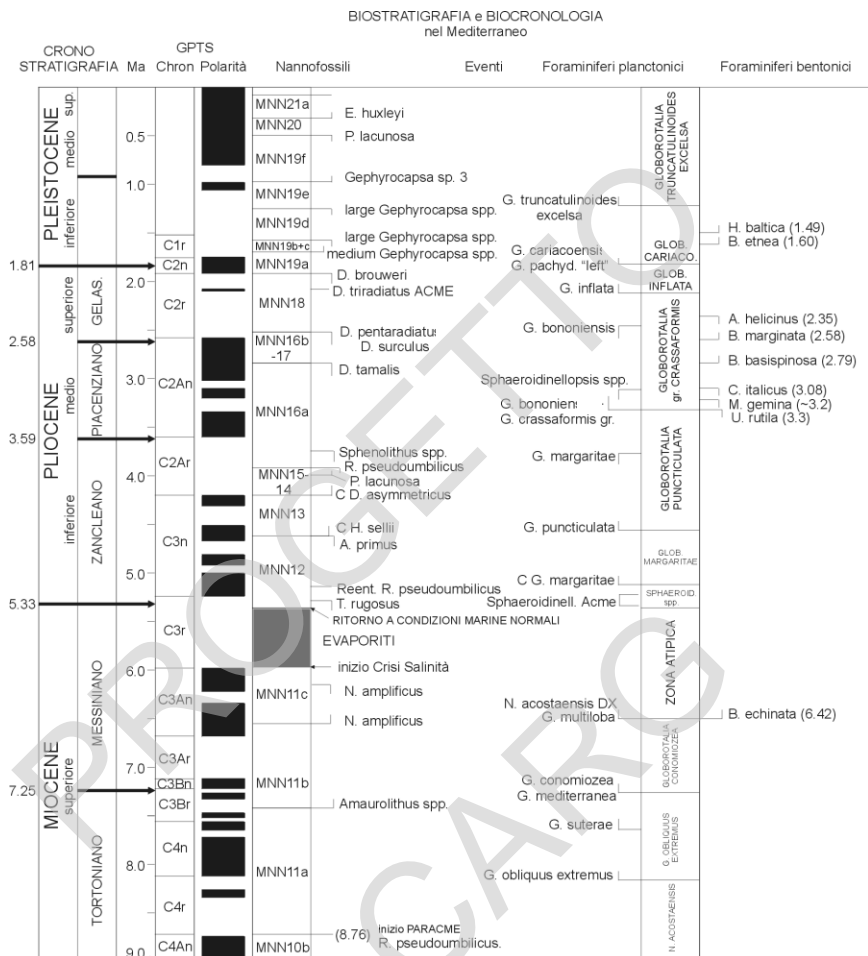


Fig. 12 - Schema bio-cronostratigrafico per l'intervallo Miocene superiore-Pleistocene nel Mediterraneo.

PROGETTO  
CARG

## VII - STRATIGRAFIA

Verranno di seguito descritte le successioni carbonatiche, quelle terrigene e i depositi del Quaternario marino e continentale.

### 1. - STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI CARBONATICHE (U. Crescenti, G. Rusciadelli & R. Biondi)

#### 1.1. - *Successione marina del Cretacico superiore - Messiniano p.p.*

##### 1.1.1. - calcareniti e calciruditi a fucoidi (CCF)

Affiorano in corrispondenza del limite sud-orientale del Foglio nei pressi di V.le della Madonna e lungo la valle del F. Foro, a SO di Pretoro. Il limite inferiore non è visibile, mentre quello superiore è caratterizzato dal passaggio alle facies micritiche della *scaglia detritica*. Lo spessore massimo affiorante è di alcune decine di metri.

L'unità è costituita prevalentemente da micriti e calcari marnosi di colore grigiastro e avana in strati sottili, con presenza di selce nera e livelli di *black shales*. Intercalati alla successione micritica sono presenti sporadici livelli bioclastici risedimentati calcarenitici e calciruditici di colore biancastro, in strati da medi a spessi. Negli affioramenti più a S, fuori foglio, sono anche presenti livelli di *slump* e corpi di breccie litoclastiche. La componente bioclastica è costituita

prevalentemente da frammenti di rudiste e, subordinatamente, da coralli ed orbitoline.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da frammenti di rudiste, coralli, orbitoline, echinodermi, briozoi, ostracodi, spicole di spugna, molluschi e foraminiferi planctonici. I foraminiferi bentonici sono rappresentati da *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D'ARCHIAC) e *Palaeodyctioconus* cf. *arabicus* (HENSON), mentre tra i planctonici sono presenti *Globigerinelloides blowi* (BOLLI), *G. ferreolensis* MOULLADE, *G. algerianus* CUSHMAN & TEN DAM, *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *R. appenninica* (RENZ) e *R. reicheli* MORNOD. Limitatamente all'area di affioramento, l'unità è riferibile all'intervallo biostratigrafico compreso tra la parte superiore della biozona a *Hedbergella* e *Orbitolina* e la parte inferiore della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina* (ALBIANO-CENOMANIANO p.p.).

### 1.1.2. - scaglia detritica (SCZ<sub>a</sub>)

Affiora nel settore sud-occidentale del Foglio, in corrispondenza del versante nord-orientale della Montagna della Maiella, tra F.so S. Onofrio, Cerchiara e la valle del F. Foro. Il limite superiore è caratterizzato dal graduale passaggio alle facies saccaroidi dei *calcarei cristallini*. Lo spessore massimo affiorante è stimato in circa 350 m.

Nell'ambito di tale unità è stata riconosciuta la seguente associazione di facies:

*associazione micritico-calcarenitica (SCZ<sub>a</sub>)*. È costituita da calcari micritici bianchi, biancastri e rosati sottilmente stratificati o in strati medi, a frattura subconcoide, con liste, noduli e livelli di selce grigia, violacea e nera e intercalazioni di calcari marnosi e di calcareniti bioclastiche a grana medio-fine. L'apporto di materiale bioclastico aumenta gradualmente procedendo verso S fuori dalla sezione Lettomanoppello (margine della piattaforma), con elementi di taglia ruditica e arenitica di ambiente neritico di soglia e di retroscogliera che si rinvengono a più altezze in strati da spessi a molto spessi, che corrispondono all'*associazione calcarenitico-calciruditica* del Foglio 369 Sulmona (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006b).

L'ambiente di sedimentazione di questa unità è riferibile a quello di base di scarpata-bacino.

L'analisi micropaleontologica ha rivelato la presenza di frammenti di echinodermi, rudiste, briozoi, spicole di poriferi, rotalidi, *Lepidorbitoides* gr. *minor* (SCHLUMBERGER), *Sulcoperculina* sp., *Assilina* sp., *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana* spp.,



*Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Radotruncana calcarata* (CUSHMAN).

L'associazione sopra descritta permette di attribuire l'unità all'intervallo biostratigrafico che si estende dalla parte superiore della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina* sino alla biozona a *Globotruncanita* e *Hippuritidae* p.p. (CENOMANIANO p.p.- CAMPANIANO p.p.).

### 1.1.3. - calcari cristallini (CTN<sub>a</sub>)

Questa unità affiora estesamente lungo il versante nord-orientale della Montagna della Maiella, dall'estremo limite N di Castelmenardo (Serramonacesca) alla valle del F. Foro e Cerratina a S. Il limite superiore è rappresentato dal contatto subconcordante con la *formazione di S. Spirito*. Esso corrisponde ad una discontinuità stratigrafica che si estende dal Maastrichtiano al tetto del Selandiano. Localmente l'unità è superiormente a contatto discordante con le associazioni FMT<sub>a</sub> e FMT<sub>b</sub> della *formazione di Mutignano*. Lo spessore affiorante varia da 70 m fino a circa 200 m.

Corrisponde all'orizzonte *Orfento* (*formazione M. Acquaviva*) di CRESCENTI *et alii* (1969), DONZELLI (1997).

Nell'ambito di questa unità è stata riconosciuta la sola associazione di facies saccaroide.

*associazione saccaroide* (CTN<sub>a</sub>). È costituita da calcari bioclastici bianchi, biancastri e giallastri, porosi (alterati per ossidazione), friabili fino a pulverulenti per la presenza di una fine matrice micritica e di aspetto tipicamente saccaroide. I granuli cristallini di cui è composta derivano dal rimaneggiamento intraformazionale e dalla frazione minuta di gusci di rudiste, echinidi e foraminiferi bentonici (*Orbitoides* e *Siderolites*), ma sono presenti anche granuli più antichi di provenienza extraformazionale. Caratteristica evidente di tale unità è la stratificazione in strati da spessi ad estremamente spessi (fino ad alcune decine di metri); questo aspetto pone l'unità in netto risalto morfologico rispetto alle altre formazioni e ne fa un ottimo livello guida per tutta l'area della Maiella. A luoghi sono presenti noduli di selce, anche di grandi dimensioni, mentre a diverse altezze, specie nella parte inferiore della formazione, sono presenti intercalazioni di calcari micritici a planctonici e calciruditi con frammenti di rudiste e clasti di piattaforma interna.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una scarpata esterna o alla porzione distale di rampa carbonatica.

Il contenuto fossilifero è costituito da Echinodermata, Hippuritidae, *Inoceramus* sp., *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), *O. apiculatus* SCHLUMBERGER, *Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ven-*

*tricosa* WHITE, *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN).

L'associazione sopra descritta permette di riferire l'unità alla parte medio-superiore della biozona a *Globotruncanita* e *Hippuritidae* e alla biozona a *Globotruncanita* e *Orbitoides* (CAMPANIANO p.p. - MAASTRICHTIANO).

#### 1.1.4. - formazione di S.Spirito (**FSS**)

Questa formazione affiora prevalentemente nella zona centrale e nord-orientale dell'area della Montagna della Maiella compresa nel Foglio. Spesso la sua presenza è evidenziata da una morfologia meno acclive e da una variazione della vegetazione rispetto all'unità sottostante. Il limite superiore è rappresentato dal contatto con la *formazione di Bolognano*, subconcordante e caratterizzato da un netto cambiamento litologico. Una sezione ben esposta affiora in località Cerratina (SE di Lettomanoppello) (CRESCENTI, 1969b). Localmente l'unità è superiormente a contatto discordante con i membri FMT<sub>a</sub> e FMT<sub>b</sub> della *formazione di Mutignano*. Lo spessore massimo visibile in affioramento è di circa 100-150 m. Nell'ambito di tale unità è possibile riconoscere una facies caratterizzata da calcari micritici e calcari marnosi biancastri, avana e nocciola, sottilmente stratificati, con letti e noduli di selce bianca, rossa e nera, talora con sottili e discontinui interstrati argilloso-marnosi. Nella porzione inferiore e media della successione sono presenti intercalazioni di calcareniti nocciola e calciruditi gradate contenenti abbondanti e grosse nummuliti, alveoline, discocycline, coralli, alghe calcaree ed altri macroforaminiferi, di probabile rimaneggiamento intraformazionale. Tale presenza diminuisce gradualmente procedendo verso N, dove prevalgono le facies più fini. Nei calcari micritici sono presenti forme planctoniche quali globigerinidi e globorotalidi.

Per quanto riguarda l'ambiente deposizionale, i depositi sopra descritti sono riferibili alla parte distale di una rampa carbonatica *s.l.*

Dai dati disponibili in letteratura la formazione è attribuibile ad un intervallo temporale che si estende dal SELANDIANO p.p. al RUPELIANO p.p. (biozone SB2 - SBZ22a).

#### 1.1.5. - formazione di Bolognano (**BOL**)

Questa unità è affiorante nell'area sud-occidentale del Foglio fino a Fonte Marte (Lettomanoppello), presentando una pendenza quasi costante; sezioni ben esposte sono visibili soprattutto nelle profonde incisioni vallive nei pressi di Roccamorice (F.so Cusano e F.so S. Angelo) ed in corrispondenza delle cave presenti vicino Lettomanoppello. Il limite superiore è dato dal passaggio assai

netto, ma continuo, con la *formazione gessoso solfifera*, mentre localmente l'unità è superiormente a contatto discordante con i membri FMT<sub>a</sub> e FMT<sub>b</sub> della *formazione di Mutignano*.

La *formazione di Bolognano* può essere distinta in tre differenti membri, correlabili con i tre membri in cui è stata distinta la formazione Bolognano negli adiacenti fogli 360 Torre de Passeri e 369 Sulmona.

*membro calcarenitico a briozoi (BOL<sub>1</sub>)*: è costituito da calcareniti lito-bioclastiche a grana media e grossolana, di colore biancastro, grigio o avana, porose e a media coerenza, in strati (da decimetrici a metrici) e banconi spesso in risalto morfologico, con geometrie lenticolari e stratificazione incrociata. Il contenuto fossilifero è dato da abbondanti e prevalenti frammenti di briozoi, da placche e radioli di echinidi a luoghi rinvenibili anche interi, da lepidocycline, miogypsin, amphistegine, heterostegine, denti di pesce e bivalvi (*Pecten*). Sono presenti livelli di glauconite con clasti fosfatici e limonitici riferibili a orizzonti di *hard ground*, che caratterizzano la base e il tetto dell'unità. Sono inoltre frequenti le impregnazioni bituminose, ben visibili presso la cava ad E di Lettomanoppello. Lo spessore complessivo osservabile varia tra i 50 e i 150 m.

Dai dati disponibili in letteratura questo membro è attribuibile ad un intervallo temporale che si estende dal RUPELIANO p.p. al LANGHIANO p.p. (biozone SBZ22a - SBZ26);

*membro marnoso (BOL<sub>2</sub>)*: è rappresentato da alternanze di calcari marnosi, marne e marne calcaree biancastre, grige ed avana, calcareniti bioclastiche fini a matrice marnosa, in strati da sottili a medi, con selce episodica e noduli di limonite e glauconite frequentemente alterati. Sono presenti impregnazioni bituminose diffuse prevalentemente nelle intercalazioni calcarenitiche, contenenti frammenti di briozoi, echinidi e molluschi. Il contenuto micropaleontologico è rappresentato da foraminiferi planctonici soprattutto globigerine, *Globigerinoides*, orbuline e bentonici (soprattutto uvigerine). Lo spessore in affioramento varia da 0 (marginale orientale) a 100 m, con aumento graduale da S a N.

Dai dati disponibili in letteratura questo membro è attribuibile ad un intervallo temporale che si estende dal LANGHIANO p.p. al TORTONIANO p.p. (biozona SBZ26);

*membro calcarenitico a lithotamni (BOL<sub>3</sub>)*. è costituito da calcareniti a grana media e fine, di colore biancastro in strati da decimetrici a metrici e da calcari marnosi di colore avana e grigio sottilmente stratificati, caratterizzati dalla presenza di abbondanti frammenti di lithotamni, briozoi, lamellibranchi, brachiopodi, ditrupe, echinodermi e foraminiferi bentonici. La base è caratterizzata dalla frequente presenza di intercalazioni di calcareniti avana ricche di operculine ed heterostegine. Sono inoltre presenti diffuse impregnazioni bituminose, soprattutto alla base e al tetto. Lo spessore affiorante varia da alcune decine di metri fino a circa 100 m.

Dai dati disponibili in letteratura questo membro è attribuibile ad un intervallo temporale che si estende dal TORTONIANO p.p. al MESSINIANO (biozona SBZ26 - *Globorotalia conomiozea*).

L'ambiente deposizionale della formazione è riferibile ad una rampa carbonatica, caratterizzata da variazioni nel tasso di esportazione dei sedimenti che traducono fasi di progradazione e retrogradazione degli ambienti.

Tra la microfauna presente sono riconoscibili: *Orbulina* spp., *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Elphidium* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., milioni di, rotalidi.

L'intervallo biostratigrafico va dalla base della biozona SBZ22a alla comparsa della *Bulimina echinata* D'ORBIGNY (biozona a *Globorotalia conomiozea*) (RUPELIANO p.p. - MESSINIANO p.p.).

Questa formazione è correlabile con intervalli stratigrafici descritti nei fogli 360 Torre de' Passeri (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006a) e 359 L'Aquila (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006d). In particolare per quanto riguarda il Foglio L'Aquila la *formazione di Bolognano* è equivalente all'intervallo *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR<sub>2</sub>) dell'unità *calcareniti a macroforaminiferi* (CFR), all'unità *spongolitica* (SPT), ai *calcari a briozi e lithotamni* (CBZ), alle *calcareniti di M. Fiore* (CMF) ed infine all'unità *argilloso-marnosa* (UAM). Per quanto riguarda il Foglio Torre de' Passeri la *formazione di Bolognano* corrisponde all'omonima unità individuata e cartografata, all'unità *spongolitica* (SPT), ai *calcari a briozi e lithotamni* (CBZ), all'unità *argilloso-marnosa* (UAM) e alle *calcareniti di M. Fiore* (CMF). Analoghe equivalenze sono riscontrabili con le unità oligo-mioceniche distinte nei Fogli 369 Sulmona (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006b) e 368 Avezzano (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006c).

## 2. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI TERRIGENI (U. Crescenti, G. Rusciadelli, F. Brozzetti & R. Biondi)

### 2.1. - *Successione lago-mare del Messiniano*

#### 2.1.1. - *formazione gessoso solfifera (GES)*

Si fa presente che la Commissione Italiana di Stratigrafia ha avviato la revisione delle successioni evaporitiche del Messiniano, nell'ambito delle quali è stata proposta l'istituzione di un "gruppo della gessoso solfifera". Tuttavia, non essendo ancora terminato il processo di revisione di tale unità, nella stesura delle presenti note si è preferito mantenere il rango di formazione.

Questa unità affiora estesamente presso il limite sud-occidentale del Foglio, nell'area compresa tra Collemulino (S di Scafa) e Colle Cocilieri (S di Abbateggio), e più ad E in un limitato affioramento nella valle del F. Alento a SE di Seramonacesca.

La *formazione gessoso solfifera* passa superiormente alle *argille del Cignomembro di Alanno* o, per contatto erosivo, ai *conglomerati di S. Valentino*. Quest'ultima situazione è ben rappresentata alla sommità di Colle degli Zingari (O di Lettomanoppello) dove i *conglomerati di S. Valentino* poggiano sui depositi dell'*associazione pelitico-marnosa* della *formazione gessoso-solfifera*.

Nell'ambito di questa unità sono state riconosciute, dal basso verso l'alto, le seguenti associazioni di facies;

*associazione calcarea (GES<sub>e</sub>)*: è costituita da calcari micritici solfiferi di colore avana, nocciola o grigi, e calcari brecciati, calcari detritici, carciati e a luoghi friabili, mal stratificati e con intercalazioni di marne calcaree avana e marne argillose biancastre, grigie o brunastre. Gli affioramenti di questa associazione, frequentemente caratterizzati da una vegetazione di tipo boschivo, appaiono distribuiti in ammassi irregolari entro la successione argillosa o sono localizzati alla base della sequenza evaporitica o parzialmente eteropici a GES<sub>d</sub>. Lo spessore varia da alcune decine di metri fino ad un massimo di circa 100 m (dintorni di Abbateggio);

*associazione gessosa (GES<sub>a</sub>)*: si compone principalmente di gessi selenitici con strutture a "coda di rondine" e gessi microcristallini bianchi e grigi, anche vistosamente ricristallizzati, in banchi e strati medi alternati, specie verso l'alto, a gessi laminati con strutture pianoparallele o crenulate. Frequenti, sempre nella parte alta di questa associazione, le intercalazioni argillose, marnose e marnoso-gessose laminate di colore avana, grigio o nerastre, e sottili livelli diatomitici e tripolacei. A luoghi sono presenti banchi e strati costituiti da frammenti eterometrici di gesso cristallino in matrice argillosa. La successione gessosa poggia frequentemente direttamente sul substrato carbonatico. Sezioni ben esposte affiorano in corrispondenza delle cave di gesso ad O di Lettomanoppello (Gesseto, Colle degli Zingari) e presso la cava di Colle di Votta (SO di Abbateggio). Lo spessore varia da alcune decine di metri fino a circa 50-70 m, mentre lateralmente passa, anche in modo brusco, ai depositi dell'*associazione calcarea*;

*associazione pelitico-marnosa (GES<sub>a</sub>)*. I termini di questa associazione sono costituiti da argille, argille marnose e marne grigio-scure, avana e giallastre in strati medi e sottili, con livelli di marne tripolacee sottilmente stratificate e sporadiche intercalazioni di calcari cristallini fetidi, calcareniti e rare arenarie torbiditiche. A luoghi presenta resti vegetali ed ostracodi. In alcuni affioramenti è possibile osservare stratificazioni irregolari e *slump*. Lo spessore, variabile lateralmente, è valutabile tra i 20 e i 100 m.

Le analisi da noi effettuate non hanno restituito alcun contenuto fossilifero se si eccettua per alcune forme rimaneggiate e rari nannofossili; pertanto è possibile attribuire quest'unità alla biozona atipica p.p. (MESSINIANO p.p.).

### 2.1.2. - argille del Cigno - membro di Alanno (AGC<sub>1</sub>)

Questa unità è presente in limitati affioramenti nel settore sud-occidentale del Foglio (S di Scafa). Superiormente è a contatto con i *conglomerati di S.Valentino*. Lo spessore che è possibile osservare in affioramento è dell'ordine di circa 30-40 m. L'associazione di facies è rappresentata prevalentemente da argille marnose scure, alternate con torbiditi siltoso-pelitiche in strati medi e sottili. Occasionalmente sono presenti intercalazioni di torbiditi arenitiche e calcarenitiche a geometria lenticolare, a granulometria da medio-grossolana a fine.

Dai dati di letteratura, relativi al confinante Foglio 360 Torre de' Passeri (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006a), l'unità delle argille del Cigno è attribuibile all'intervallo MESSINIANO p.p. - PLIOCENE inferiore p.p. (biozona atipica p.p., biozona a *Sphaeroidinellopsis* sp.), mentre l'associazione microfaunistica costituita da *Globigerina* spp., *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), *T. multiloba* (ROMEO), permette di attribuire il *membro di Alanno* al MESSINIANO p.p. (biozona atipica).

## 2.2. - Successione marina del Pliocene inferiore

### 2.2.1. - conglomerati di S. Valentino (CSV)

Questa unità è presente in affioramento lungo il limite sud-occidentale del Foglio in corrispondenza delle colline a S di Scafa e Abbateggio (Collemulino, Colle degli Zingari e Colle Cocilieri). È costituita da conglomerati calcarei poligenici, ben cementati in matrice scarsa o assente, costituiti da clasti eterometrici provenienti dalle successioni locali, di dimensione da millimetrica a centimetrica e grado di arrotondamento moderato (ciottoli da subangolosi a subarrotondati). Si presentano in strati spessi o molto spessi talvolta composti da più eventi amalgamati, raramente gradati; la loro geometria è variabile da lenticolare a tabulare e sono, al loro interno, clinostratificati. Il limite superiore dell'unità non è stato osservato in affioramento, mentre lo spessore visibile varia da alcuni decimetri a circa 5-6 m.

Dai dati di letteratura questa unità è riferibile al PLIOCENE inferiore p.p. (biozona a *Sphaeroidinellopsis* p.p.) (CRESCENTI, 1971b; CRESCENTI *et alii*, 2002).

## 2.2.2. - formazione di Cellino (CEN)

Questa successione affiora esclusivamente nell'area tra Scafa-Alanno Scalo e Turrialignani ed è ben osservabile presso le cave presenti nella zona (Colle Nuovo, S. Felice, F. Lavino) o nelle incisioni a calanchi lungo il F.so del Torinese dove si può seguire fino al limite con l'unità sovrastante, corrispondente alla discordanza con la *formazione di Mutignano* (CRESCENTI, 1971a). È caratterizzata dalla presenza di peliti, argille marnose e marne argillose di colore grigio, ben stratificate, con livelletti rossastri e frammenti di molluschi marini. Sono presenti intercalazioni pelitico-sabbiose e pelitico-siltose avana in strati medi e spessi, a geometria tabulare con laminazione incrociata o convoluta. Sono inoltre presenti livelli a *slump* e intercalazioni sporadiche di isolati orizzonti arenaceo-pelitici in strati spessi. Lo spessore affiorante è dell'ordine di 150-200 m.

L'associazione micropaleontologica è costituita prevalentemente da foraminiferi planctonici e nanfossili calcarei (tra i quali *Amaurolithus* spp.) che permettono di riferire l'unità in esame alle biozone a foraminiferi a *Sphaeroidinellopsis* p.p. e a *Globorotalia margaritae* e MNN12 (PLIOCENE inferiore p.p.).

## 2.3. - Successione marina del Pliocene superiore - Pleistocene

### 2.3.1. - formazione di Mutignano (FMT)

La *formazione di Mutignano* affiora nella quasi totalità del Foglio, se si esclude l'angolo sud-occidentale della carta dove borda solamente la struttura carbonatica della Maiella. Le esposizioni migliori si hanno in corrispondenza delle forme calanchive lungo la valle del F. Alento e del F.so Focaro e nelle numerose cave utilizzate per l'estrazione dell'argilla (Ripa Teatina, Tollo, ecc). Lo spessore massimo affiorante è valutabile nell'area della Valle del F. Alento in circa 300 metri.

Nell'ambito di tale unità è stato possibile riconoscere, dal basso verso l'alto, diverse associazioni di *facies* (vedi schema dei rapporti stratigrafici in allegato alla carta geologica):

*associazione pelitico-sabbiosa (FMT<sub>a</sub>)*: è costituita da argille e argille marnose grigio-azzurre e argille siltose avana sottilmente stratificate con rari livelli e strati sabbiosi oca caratterizzati da strutture incrociate e *ripple*, a luoghi con abbondanti macrofossili quali gasteropodi, bivalvi, scafopodi e coralli; il rapporto sabbia/argilla è nettamente inferiore all'unità. In alcuni affioramenti, in corri-

spondenza dei livelli argillosi sono stati osservati contatti discordanti e *slump* a scala metrica;

*associazione conglomeratica (FMT<sub>b</sub>)*: è presente in affioramento esclusivamente nel settore SO del Foglio, si intercala alla *associazione pelitico-sabbiosa* e comprende conglomerati poligenici ben cementati che formano banchi e strati da decimetrici a metrici, livelli di ghiaie, breccie e blocchi eterometrici dispersi in una matrice argilloso-siltosa. I clasti sono costituiti da calcari e, in misura minore, da selce derivanti dalle successioni carbonatiche locali. Presso Turrivalignani, i depositi conglomeratici formano un rilievo di quasi 100 m di spessore, in netto risalto morfologico sulle argille sottostanti, mentre nell'area di Rosciano affiorano per uno spessore di circa 30 m. Nelle immediate vicinanze della struttura carbonatica della Maiella (Colle Serra, F.so S. Gennaro, Casale, Valle del F. Alento) si osservano, a più altezze entro la successione, faune di mare basso (*Venus*, *Pecten*, *Glycymeris*, ostrie, gasteropodi, coralli);

*associazione sabbioso-pelitica (FMT<sub>c</sub>)*: consiste in un'alternanza di sabbie e sabbie siltose giallo-ocra, a diverso grado di cementazione, ed argille e argille siltose grigiastre sottilmente laminate; lo spessore degli strati sabbiosi aumenta, dal basso verso l'alto, passando da sottile a medio ed il rapporto sabbia/argilla è pressoché pari a 1. I livelli sabbiosi sono generalmente in rapporto erosivo sulle peliti e possono presentare laminazioni parallele, incrociate e *hummocky*; frequente è, inoltre, la presenza di piritizzazione interstrato. È presente una ricca macrofauna a bivalvi (*Pecten*, *Chlamys*, *Ostrea*, ecc.) e gasteropodi di ambiente marino. Lo spessore massimo affiorante è stato valutato in circa 10-15 metri;

*associazione sabbioso-conglomeratica (FMT<sub>d</sub>)*: questa unità è rappresentata da una successione di sabbie e arenarie di colore giallastro, frequentemente bioturbate, in strati da medi a spessi, alternate a lenti e strati di ghiaie e di conglomerati, ben sciacquati e selezionati, costituiti da clasti di qualche centimetro in prevalenza calcarei e, subordinatamente, silicei. Sia le sabbie che i conglomerati sono in genere organizzati in *set* tabulari al cui interno è possibile osservare stratificazione e laminazione incrociata a basso angolo. Negli strati sabbiosi sono stati osservati *ripples* simmetrici e stratificazione di tipo *flaser*, tipici di ambienti di spiaggia. Localmente sono presenti livelli da millimetrici a centimetrici di peliti grigie. In più punti (Villamagna, Tollo-Miglianico) si osserva, all'interno della successione sabbiosa, una potente intercalazione pelitica (spessore massimo di 20-25 m) di notevole continuità laterale (fino a 3-4 km) con terminazione a *pinch-out* verso SSO. Il tetto di tale intercalazione è suborizzontale o debolmente immergente verso oriente, mentre la base immerge moderatamente verso NNE.

L'*associazione sabbioso-conglomeratica* forma spesso la parte sommitale dei rilievi dell'area teatina e solo raramente è visibile il passaggio alle unità continentali o di transizione. Il suo spessore è variabile fra i 30 ed i 50 metri.



L'associazione a foraminiferi permette di riferire l'unità alle biozone a *Globorotalia inflata* (PLIOCENE superiore) e a *Globigerina cariacensis* (PLEISTOCENE p.p). Le associazioni a nannofossili calcarei indicano l'intervallo stratigrafico compreso tra la biozona MNN18 (per la presenza di *Discoaster brouweri* TAN SIN HOK) del Pliocene superiore e la biozona MNN19d (per la presenza dei diversi morfotipi di *Gephyrocapsa*) del Pleistocene inferiore.

La biozona a *Globorotalia inflata* si distingue dalla sovrastante biozona a *Globigerina cariacensis* per l'assenza di *G. cariacensis*, per un maggiore contenuto in foraminiferi planctonici (fino all'80%). Nelle associazioni pleistoceniche è invece nettamente prevalente il benthos, con percentuali oltre il 90% o addirittura il 100%. Tra i foraminiferi planctonici presenti in ambedue le biozone ricordiamo: *Neogloboquadrina pachyderma* D'ORBIGNY, *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY), *G. gomitulus* (SEGUENZA), *G. ruber* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY. Nel benthos della biozona a *G. cariacensis* sono stati determinati: *Ammonia beccarii* (LINNÈ), *A. inflata* (SEGUENZA), *A. papillosa* (D'ORBIGNY), *Anomalinoides ornata* (COSTA), *Brizalina alata* (SEGUENZA), *B. spatulata* (WILLIAMSON), *Bulimina elegans* D'ORBIGNY, *B. elegans* D'ORBIGNY *marginata* FORNASINI, *B. exilis* BRADY, *B. etnea* SEGUENZA, *B. fusiformis* WILLIAMSON, *B. marginata* D'ORBIGNY, *B. sublimbata* PANIZZA, *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Cibicidoides ungerianus* (D'ORBIGNY), *Dorothia gibbosa* (D'ORBIGNY), *Elphidium crispum* (LINNÈ), *Gyroidina soldanii* (D'ORBIGNY), *Globobulimina ovula* (D'ORBIGNY), *Hanza-waia boueana* (D'ORBIGNY), *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY), *Melonis padanum* (PERCONIG), *M. soldanii* (D'ORBIGNY), *Praeglobobulimina ovata* (D'ORBIGNY), *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *Sigmoidopsis celata* (COSTA), *Uvigerina mediterranea* (HOFKER), *Valvulineria bradyana* (FORNASINI).

## 2.4. - Successione del Pleistocene di transizione dal marino al continentale

### 2.4.1. - argille e conglomerati di Ripa Teatina (RPT)

Quest'unità si compone di argille e limi grigio-verdastri di ambiente lagunare o di stagno costiero incisi da corpi ghiaiosi, canalizzati a bassa continuità laterale, e geometria a *ribbon*. Composizionalmente le ghiaie sono poligeniche, in matrice sabbiosa o microconglomeratica, con ciottoli a prevalente composizione calcarea, a granulometria eterometrica ed in genere privi di particolari *fabric*. Le ghiaie passano frequentemente a sabbie grigio-giallastre a stratificazione incrociata, di ambiente fluvio-deltizio.

Localmente (località Colle della Signora, circa 1 km a N di Tollo), si osservano esclusivamente sabbie, in corpi di spessore variabile da poche decine di

centimetri ad alcuni metri, di colore ocraceo-rossastro, bruno, nerastro e giallo. I singoli corpi sabbiosi sono separati da deboli discordanze angolari. Argille e limi grigi prevalgono nella parte inferiore della successione.

Lo spessore è in genere di pochi metri ma sembra aumentare spostandosi verso i settori sud-occidentali; in genere non eccede i 25 m. E' sempre sovrapposta alla *formazione di Mutignano*. Pertanto, malgrado non siano stati rinvenuti significativi marker biostratigrafici, l'età dell'unità è da riferire al PLEISTOCENE p.p.

### 3. - STRATIGRAFIA DEL QUATERNARIO CONTINENTALE (L. D'Alessandro, E. Miccadei & R. Barberi)

I depositi della successione del Quaternario continentale affiorano prevalentemente lungo le valli dei fiumi Pescara, Alento, Foro e Moro, e dei loro affluenti principali.

Essi sono riferibili principalmente ad ambienti fluviale e di conoide alluvionale ed, in minor misura, a depositi di versante e a travertini. I depositi fluviali e di conoide sono organizzati in terrazzi di diversi ordini. Per ogni ordine è stato possibile riconoscere, nella maggior parte dei casi, la morfologia e la continuità fisica degli affioramenti lungo ciascuna delle valli principali. Solo i depositi più antichi sono presenti in lembi isolati.

La correlazione tra i depositi dei diversi terrazzi è stata eseguita procedendo dai depositi attuali verso quelli via via più antichi, tenendo conto di diversi fattori, quali l'altezza dei depositi sul fondovalle, la presenza e lo stato di evoluzione dei suoli alla sommità dei terrazzi, la presenza di livelli e lenti vulcanoclastici intercalati nelle coltri di alterazione al tetto dei terrazzi, il ritrovamento di faune a vertebrati, il ritrovamento di industrie litiche, l'estensione areale e lo spessore dei depositi terrazzati che sono in relazione con gli eventi deposizionali di maggiore importanza.

La ricostruzione dell'andamento dei terrazzi fluviali per le valli principali ha permesso di definire una cronologia relativa degli eventi, deposizionali ed erosivi, che hanno caratterizzato l'evoluzione continentale dell'area e, inoltre, di individuare, indipendentemente in ciascuna valle, gli episodi caratterizzati da maggiore importanza ed estensione.

Questi elementi hanno permesso di arrivare ad una definizione dei diversi sintemi e subsintemi che caratterizzano l'area, secondo le norme pubblicate dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) e le successive integrazioni (Fig. 13). I nomi e le sigle dei diversi sintemi fanno riferimento a quelli presenti nell'elenco ufficiale del Servizio Geologico Nazionale e relativi ai fogli limitrofi realizzati dalla Regione Abruzzo.

I depositi continentali sono stati suddivisi in un supersintema e due sintemi, a

loro volta costituiti da diversi subsistemi e litofacies, ai quali si aggiungono i depositi olocenici. L'età dei depositi è stata definita in base a ritrovamenti di faune a vertebrati, di industrie litiche e alla correlazione con i depositi affioranti nel confinante Foglio 360 "Torre de' Passeri" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006a). I rapporti di età tra i sistemi e i subsistemi sono riportati nello schema dei rapporti cronostratigrafici (Fig. 14).

Di seguito sono elencati, dai più antichi ai più recenti, i sistemi, i subsistemi e le litofacies distinti:

*supersistema di Aielli-Pescina (AP):*

depositi alluvionali (**AP<sub>b</sub>**);

travertini (**AP<sub>f1</sub>**).

*sistema di Catignano (ACT):*

*sistema di Valle Maielama (AVM):*

subsistema di Villa Oliveti (**AVM<sub>1b</sub>**);

subsistema di Piano della Fara (**AVM<sub>2b</sub>**);

subsistema di Vallemare (**AVM<sub>3b</sub>**);

subsistema di Chieti Scalo (**AVM<sub>4</sub>**):

depositi alluvionali (**AVM<sub>4b</sub>**);

detriti di falda (**AVM<sub>4a3</sub>**).

*depositi olocenici (olo):*

depositi di versante (**olo<sub>a</sub>**);

depositi di frana (**olo<sub>a1</sub>**);

depositi alluvionali (**olo<sub>b</sub>**);

coltre eluvio-colluviale (**olo<sub>b2</sub>**).

La distribuzione e la geometria dei terrazzi hanno portato a definire uno schema morfo-litostatigrafico di correlazione dei depositi (Fig. 15). Per i diversi sistemi e subsistemi è stato possibile definire un'altezza media sul fondovalle della superficie sommitale dei diversi terrazzi, che tuttavia tende generalmente a ridursi spostandosi verso le aree di foce mettendo in evidenza una geometria convergente. Fanno eccezione i depositi alluvionali (AP<sub>b</sub>) del *supersistema di Aielli-Pescina*, per i quali la scarsa estensione degli affioramenti, il rimodellamento e la dissezione dei depositi dovuti all'erosione, non hanno consentito di ricostruire la continuità dei terrazzi più antichi.

<i>ETÀ</i>	<i>UNITÀ</i>	BACINI IDROGRAFICI			T. MORO
		F. PESCARA	F. ALENTO	F. FORO	
<i>Olocene</i>	depositi olocenici (olo)	Depositi olocenici	Depositi olocenici	Depositi olocenici	Depositi olocenici
		Depositi alluvionali terrazzati a <b>15-25 m</b> dal fondovalle	Depositi alluvionali terrazzati a <b>15-25 m</b> dal fondovalle	Depositi alluvionali terrazzati a <b>10-25 m</b> sul fondovalle. Depositi di conoide alluvionale (Maiella)	Depositi alluvionali terrazzati a <b>10-25 m</b> sul fondovalle. Depositi di conoide alluvionale (Maiella)
	<b>sintema di Valle Maielama (AVM)</b>	Depositi alluvionali terrazzati a <b>30-35 m</b> dal fondovalle		Depositi alluvionali terrazzati a <b>30-40 m</b> dal fondovalle. Depositi di conoide alluvionale (Maiella).	
		Depositi alluvionali terrazzati <b>50-60 m</b> dal fondovalle	Depositi alluvionali terrazzati a <b>30-50 m</b> sul fondovalle	Depositi alluvionali terrazzati a <b>50-60 m</b> sul fondovalle	Depositi alluvionali terrazzati a <b>50-60 m</b> sul fondovalle
<i>Pleistocene superiore</i>	<b>sintema di Catignano (ACT)</b>	Depositi alluvionali terrazzati a <b>90-110 m</b> dal fondovalle. Depositi di conoide alluvionale (T. Alba)	Depositi alluvionali terrazzati a <b>80-90 m</b> sul fondovalle	Depositi alluvionali terrazzati a <b>80-100 m</b> sul fondovalle	
		Depositi alluvionali terrazzati a <b>140-160 m</b> dal fondovalle. Depositi di conoide alluvionale (T. Alba)	Depositi alluvionali terrazzati a <b>100-130 m</b> sul fondovalle		Depositi alluvionali terrazzati a <b>130-150 m</b> sul fondovalle
	<b>supersintema di Aielli-Pescina (AP)</b>	Depositi alluvionali terrazzati a oltre <b>160 m</b> sul fondovalle	Depositi alluvionali terrazzati a oltre <b>150 m</b> sul fondovalle		Depositi alluvionali terrazzati a oltre <b>160 m</b> sul fondovalle
<i>Pleistocene medio</i>			Travertini di Montepiano		

Fig. 13 - Correlazioni tra le unità distinte nei depositi del Quaternario continentale.

<i>Età</i>	<i>F. Pescara</i>	<i>F. Aiento</i>	<i>F. Foro</i>	<i>T. Moro</i>
<i>Olocene</i>	olo	olo	olo	
<i>Pleistocene superiore</i>	AVM4 (15-25)	AVM4 (15-25)	AVM4 (10-25)	
	AVM3 (30-35)		AVM3 (30-40)	
	AVM2 (50-60)	AVM2 (30-50)	AVM2 (50-60)	
	AVM1 (90-110)	AVM1 (80-90)	AVM1 (80-100)	
<i>Pleistocene medio</i>	ACT (140-160)	ACT (100-130)		ACT (130-150)
	AP (>160)	AP (>150)		AP (>160)

**Simboli**

V V V V

Livello

vulcanoclastico  
e *Mammuthus trogontheri* (Agostini et alii, 2001)

Frammenti di molarli di *Elephas antiquus*  
e *Mammuthus trogontheri* (Agostini et alii, 2001)

Industrie litiche (Radmilli, 1965, 1977;  
Tozzi, 1965; Amoroso & Tozzi, 1980).

Suoli evoluti  
al tetto dei terrazzi

Fig. 14 - Schema cronostratigrafico dei depositi del Quaternario continentale.

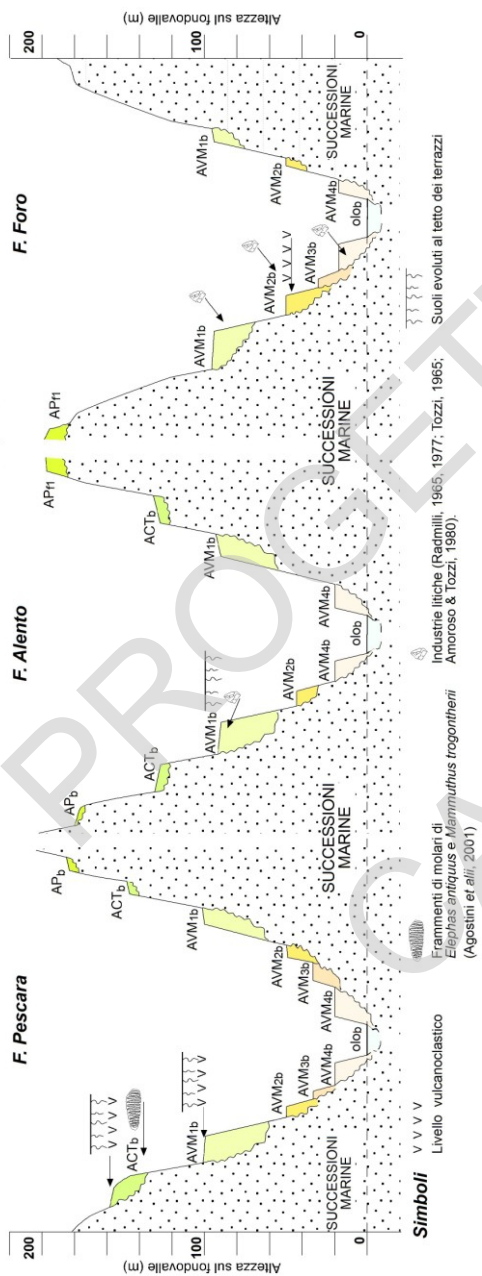


Fig. 15 - Schema morfo-litografico dei depositi del Quaternario continentale.

### 3.1. - *supersintema di Aielli - Pescara (AP)*

Il *supersintema di Aielli-Pescara* comprende i depositi continentali più antichi costituiti sempre da piccoli lembi affioranti a grande distanza l'uno dall'altro; per questi non è stato possibile effettuare correlazioni che permettessero la suddivisione in sintemi. Nel *supersintema* sono state distinte due litofacies: depositi alluvionali e travertini.

In base a correlazioni morfostratigrafiche con i depositi del *sintema di Cati gnano* l'età di tutto il *supersintema* è stata riferita al Pleistocene medio p.p.

#### 3.1.1. - depositi alluvionali (AP<sub>b</sub>)

Al *supersintema* sono stati riferiti lembi di depositi conglomeratici affioranti nella zona di Cugnoli (poco a nord di Turrialignani), a E di Chieti e in Loc. La Torre nell'estremo settore SO del Foglio.

Si tratta di conglomerati eterometrici contenenti ciottoli calcarei silicei e arenacei, di dimensione variabile da pochi centimetri a 10-15 cm, da subarrotondati a ben arrotondati, riferibili ad ambienti fluviali e di conoide alluvionale.

Questi depositi sono sempre alterati, specialmente nella parte alta degli affioramenti, dove i clasti possono essere completamente disgregati; inoltre alla sommità sono spesso presenti forti spessori di suolo, di colore rossastro. La parte bassa è spesso marcata dalla presenza di abbondanti concrezioni biancastre di carbonato.

La superficie di tetto non è osservabile poiché l'erosione ha rimodellato la morfologia originaria dei depositi. La base è costituita dal contatto erosivo sui depositi più antichi delle successioni marine e di transizione al marino. Lo spessore affiorante varia da pochi metri a circa 10-15 m.

Questi sedimenti, per i quali non è possibile ricostruire la morfologia degli originari terrazzi di appartenenza, sono ubicati ad altezze di oltre 160 m superiori rispetto al fondovalle lungo il F. Pescara, ad oltre 150 m sopra il fondovalle dei fiumi Alento e Foro e ad oltre 160 m sopra il T. Moro (Fig. 13, Fig. 15). I dislivelli sul fondovalle, maggiori a confronto con quelli degli altri depositi fluviali, suggeriscono che questi lembi di conglomerati sono i più antichi depositi fluviali affioranti nell'area; per questo motivo sono stati quindi riferiti al Pleistocene medio.

### 3.1.2. - travertini (AP<sub>Tr</sub>)

Questi depositi formano un'ampia placca situata nell'area meridionale del Foglio, alla sommità di Montepiano, rilievo al quale conferiscono il tipico aspetto tabulare (vedi anche Capitolo IV). Sono costituiti da diverse litofacies travertinose, in particolare da sabbie e limi calcarei, contenenti intervalli stromatolitico-oncolitici, che passano verso l'alto a litotipi a prevalenza fitoclastica e fitoermale. Verso N e NE, in prossimità dei bordi della placca, affiorano travertini sottilmente stratificati e laminati, caratteristici di un sub-ambiente di gradinata di vasche (Fig. 16). I passaggi tra le diverse litofacies sono repentini e frequenti, sia in senso orizzontale che verticale, e si osservano anche a scala decimetrica. Lo spessore varia da pochi metri a 40 m.

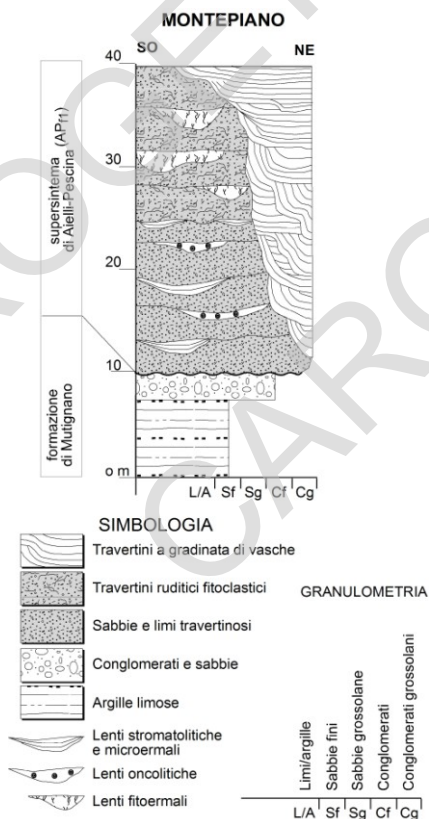


Fig. 16 - Log stratigrafico relativo ai travertini di Montepiano (settore SO del Foglio).



### 3.2. - sintema di Catignano (*ACT<sub>b</sub>*)

I depositi riferiti a questo sintema sono costituiti da conglomerati eterometrici, a clasti calcarei silicei e arenacei, da sabbie e da limi. Le dimensioni medie dei clasti nelle frazioni conglomeratiche sono generalmente comprese tra i 5 cm e i 15 cm, tuttavia in alcuni affioramenti presentano maggiore variabilità dimensionale. A Colle Sala, in sinistra del F. Pescara, sono presenti conglomerati a blocchi calcarei di dimensione fino al metro; nella zona di Piano Tedesco (area nord del Foglio) i clasti raggiungono dimensioni di 20-25 cm.

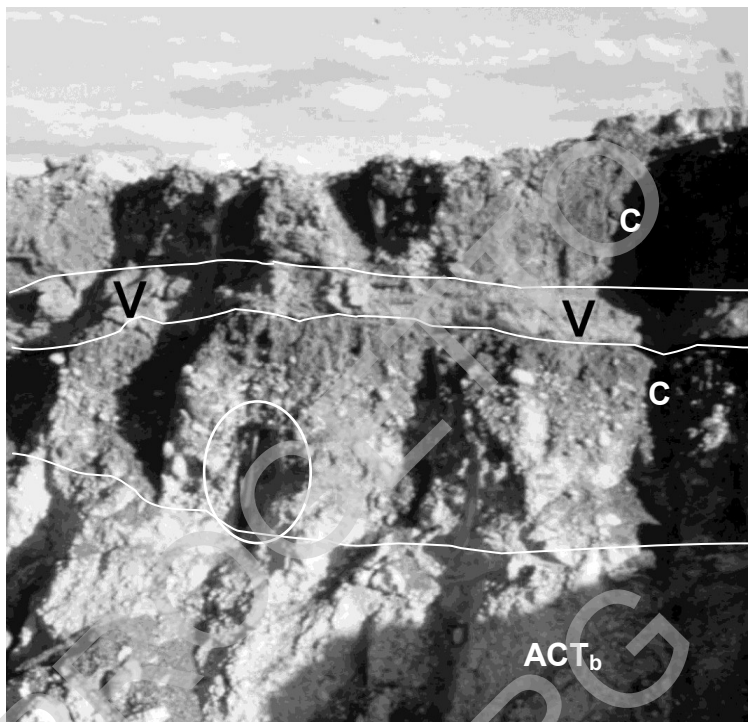
I depositi mostrano stratificazioni pianoparallele, stratificazioni incrociate piane e concave, e ciottoli frequentemente embricati. Le frazioni più fini (sabbie e limi) sono disposte in strati e lenti di spessore generalmente inferiore al metro. L'alterazione è frequente e diffusa e al tetto sono presenti suoli ben sviluppati, di colore rossastro, nei quali si intercalano lenti e livelli di sabbie vulcanoclastiche scure (Piano Tedesco; Fig. 17). In prossimità del contatto con il substrato argilloso, affiorano livelli e sacche di limi calcarei biancastri e pulverulenti, dovuti a soluzione e riprecipitazione di carbonato di calcio per la circolazione idrica all'interno dei soprastanti conglomerati.

La parte alta di questi depositi è profondamente rimodellata ed erosa, tuttavia la geometria dei terrazzi fluviali è ancora ben riconoscibile in diverse aree, in particolare nelle località Piano Tedesco e Micone, in sinistra del F. Pescara; in sinistra del F. Alento, a E di Chieti e nella zona di Castelferrato; lungo il T. Moro. Lo spessore varia da pochi metri a 15-20 m.

Il contenuto faunistico dei depositi ghiaiosi è rappresentato da frammenti di molari rinvenuti nei pressi di Cepagatti, attribuiti ad *Elephas antiquus* (FALCONER & CAUTLEY), e da 62 molari rinvenuti nei pressi di Villanova, attribuiti ad *Elephas antiquus* (FALCONER & CAUTLEY) e a *Mammuthus trogontherii* (PÖHLIG) riferibile al Pleistocene medio finale (AGOSTINI *et alii*, 2001).

I depositi affiorano nella parte occidentale del Foglio, lungo la valle del F. Pescara, e in diversi punti lungo la valle del F. Alento e del T. Moro; il dislivello sul fondovalle dei depositi di questo sintema non è costante spostandosi nelle diverse valli: lungo il F. Pescara sono disposti ad altezze comprese tra 140 e 160 m, lungo il F. Alento tra 100 e 130 m, lungo la valle del T. Moro a circa 130-150 m (Fig. 13, Fig. 14, Fig. 15).

Dal punto di vista paleoambientale sono riferibili ad ambienti fluviali e di conoide alluvionale. L'età è riferibile al Pleistocene medio p.p.



*Fig. 17 - Loc. Piano Tedesco. Livello vulcanoclastico (v) intercalato nei depositi di alterazione (c) al tetto dei depositi conglomeratici del sistema di Catignano (ACT<sub>b</sub>); questi sono visibili nella parte inferiore dell'affioramento (toni chiari).*

### 3.3 - *sintema di Valle Maielama (AVM)*

Questo sintema è costituito da depositi fluviali e di conoide alluvionale, terrazzati e disposti in diversi ordini a diverse quote sul fondovalle; per questo motivo è stato suddiviso ulteriormente in 4 subsintemi:

- subsintema di Villa Oliveti (AVM<sub>1b</sub>);
- subsintema di Piano della Fara (AVM<sub>2b</sub>);
- subsintema di Vallemare (AVM<sub>3b</sub>);
- subsintema di Chieti Scalo (AVM<sub>4</sub>):
  - depositi alluvionali (AVM<sub>4b</sub>);
  - detrito di falda (AVM<sub>4a3</sub>).

I depositi affiorano diffusamente sui versanti delle valli principali e particolarmente nella parte bassa; i depositi presenti nella valle del F. Pescara sono correlabili fisicamente con quelli attribuiti, anche nel Foglio 360 Torre de' Passeri, al *sintema di Valle Maielama*.

### 3.3.1. - subsintema di Villa Oliveti (AVM<sub>1b</sub>)

Il *subsintema di Villa Oliveti* è formato da conglomerati clasto-sostenuti con matrice sabbioso-siltosa, a ciottoli calcarei, silicei e arenacei, da arrotondati a ben arrotondati, con granulometrie generalmente comprese tra 5 e 10 cm (localmente maggiori), ben organizzati con stratificazioni incrociate, piane e concave, e pianoparallele. Ad essi si intercalano orizzonti costituiti da sabbie e

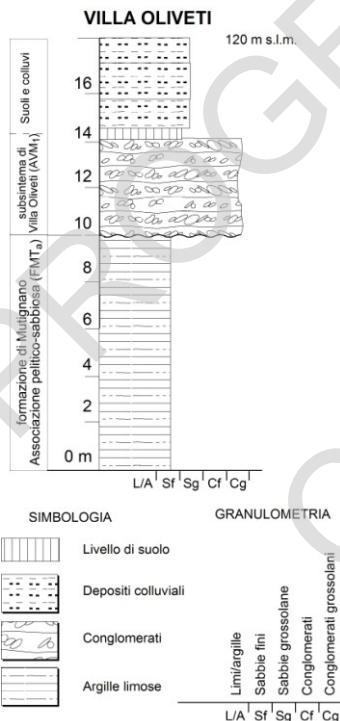


Fig. 18 - Log stratigrafico relativo al subsintema di Villa Oliveti in Loc. Villa Oliveti.

limi, in strati da medi a sottili e con laminazioni pianoparallele e incrociate, di spessore variabile da 50-60 cm a 4-5 m (Fig. 18). I corpi conglomeratici e gli orizzonti sabbiosi hanno una geometria tabulare alla scala dell'affioramento.

Ad E della Maiella, nella zona di Rapino, affiorano conglomerati poco organizzati, in corpi lenticolari, con abbondante matrice e con clasti poco arrotondati di dimensioni fino a 50 cm, da clasto-sostenuti a fango-sostenuti, riferibili a *debris flow*.

La parte alta di questi depositi è alterata, e mostra clasti parzialmente disgregati. Sono anche frequenti i noduli dovuti alla riprecipitazione di carbonato di calcio specialmente negli orizzonti più superficiali e negli orizzonti sabbiosi intercalati ai conglomerati.

La superficie sommitale è frequentemente coperta da un suolo rossastro e da spessori variabili di colluvio; alla base si intercala un livello di sabbie vulcanoclastiche scure (Loc. Villa Oliveti; Fig. 19).

All'interno di questi depositi sono stati segnalati diversi ritrovamenti di industrie litiche, in particolare nell'affioramento in località Madonna del Freddo, a E di Chieti in sinistra del F. Alento, e in altri affioramenti in località Zannini nei quali sono stati ritrovati reperti riferibili al Paleolitico inferiore seppure con evidenze di rimaneggiamento (RADMILLI, 1965; 1977).

I depositi di questo subsistema sono terrazzati; la morfologia e la continuità fisica delle superfici sommitali dei terrazzi sono ancora ben preservate. Il limite inferiore è costituito dal contatto erosivo sui depositi della successione marina terrigena o con i depositi delle unità quaternarie più antiche (Fig. 20). Il tetto è costituito dalla superficie deposizionale o dal contatto con le unità più recenti. Lo spessore varia da pochi metri a 30-35 metri.

I depositi di questo subsistema sono presenti estesamente a ridosso della Maiella e lungo le valli dei fiumi principali con un'altezza sul fondovalle non costante spostandosi da una valle all'altra (Fig. 13, Fig. 14, Fig. 15): lungo il F. Pescara sono disposti ad altezze comprese tra 90 e 110 m (S. Maria dell'Arabona, Villa Oliveti), lungo il F. Alento tra 80 e 90 m (Madonna del Freddo, Castelferrato, Sanguinetto), lungo la Valle del F. Foro a circa 80-100 m (Colle della Selva, Villamagna).

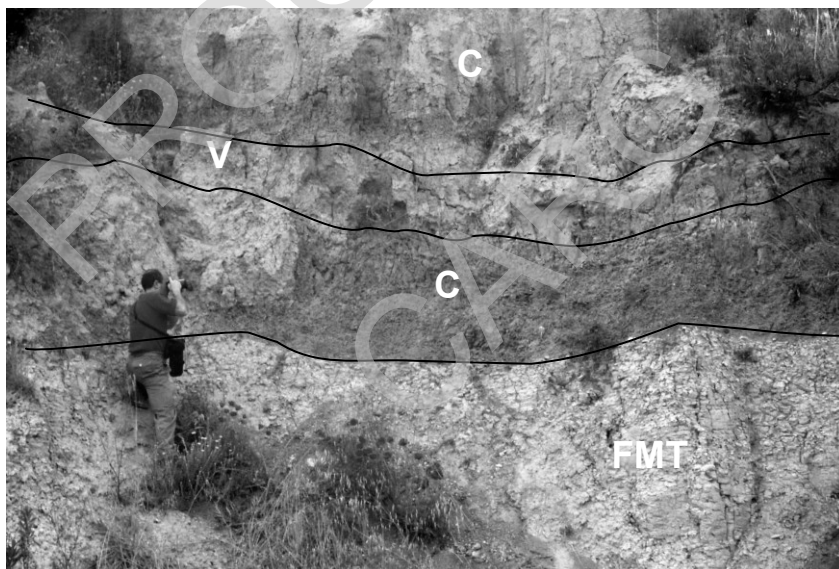


Fig. 19 - Loc. Villa Oliveti. Dal basso verso l'alto affiorano le argille della formazione di Mutignano (FMT), sulle quali poggiano depositi colluviali (c, alterazione dei depositi conglomeratici) con un livello vulcanoclastico (v) di spessore decimetrico intercalato alla base dei depositi del subsistema di Villa Oliveti.

Si tratta in sintesi di depositi alluvionali (lungo le valli principali) e di conoide alluvionale (a ridosso della Maiella) di età riferibile alla base del Pleistocene superiore.

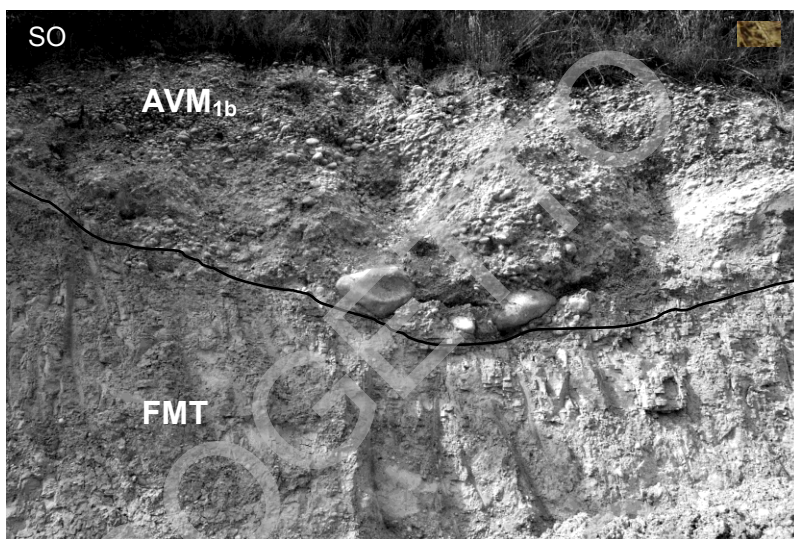


Fig. 20 - Loc. Villa Oliveti. Contatto netto e discordante tra i conglomerati del subsistema di Villa Oliveti (sopra) e le argille sabbiose della formazione di Mutignano.

### 3.3.2. - subsistema di Piano della Fara ( $AVM_{2b}$ )

Questo subsistema è formato principalmente da conglomerati eterometrici e, subordinatamente, da sabbie e limi. I conglomerati, con granulometrie comprese tra i 5 e i 20 cm, sono clasto-sostenuti, con scarsa matrice sabbiosa; sono inoltre caratterizzati da frequenti stratificazioni incrociate, piane e concave, da stratificazioni piano-parallele, da frequenti embricature e da livelli privi di matrice (strutture *open-work*). Internamente sono suddivisi in corpi a geometria lenticolare, il cui spessore varia da pochi decimetri a qualche metro (Fig. 21, Fig. 22). Nei settori più occidentali i conglomerati presentano dimensioni fino a 40-50 cm (Loc. Legnini) e grado di arrotondamento variabile. Localmente sono stati rinvenuti gusci di molluschi continentali (Loc. Giancoli). Questi depositi costituiscono un terrazzo alluvionale la cui superficie sommitale è caratterizzata dalla presenza di suoli di colore bruno. Localmente, lungo la valle del F. Foro, sulla superficie terrazzata è presente un orizzonte vulcanoclastico grigio dello spessore di alcuni decimetri (località Foresta, circa 2 km a SE di Ripa Teatina; Fig. 23).

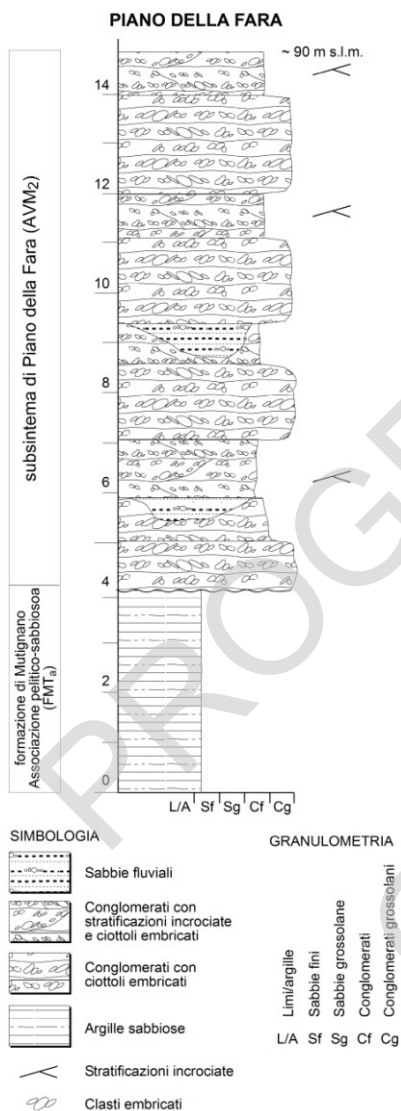
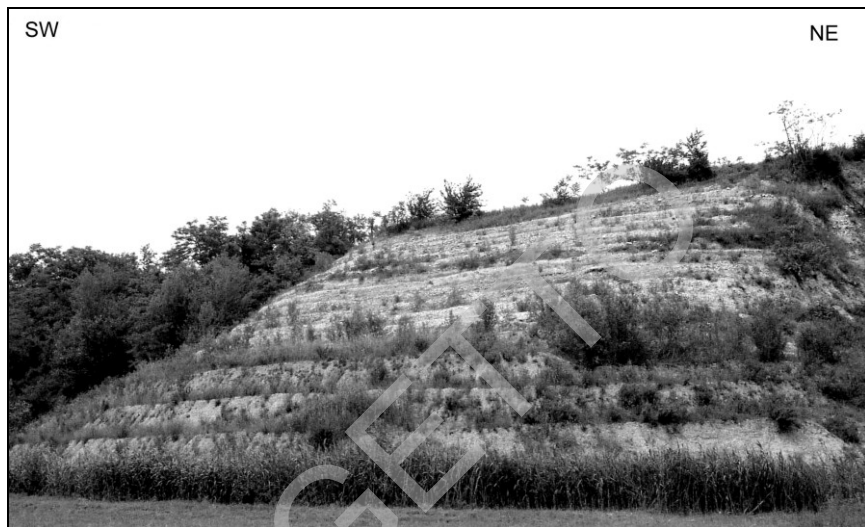


Fig. 21 - Log stratigrafico relativo al subsistema di Piano della Fara in Loc. Piano della Fara.

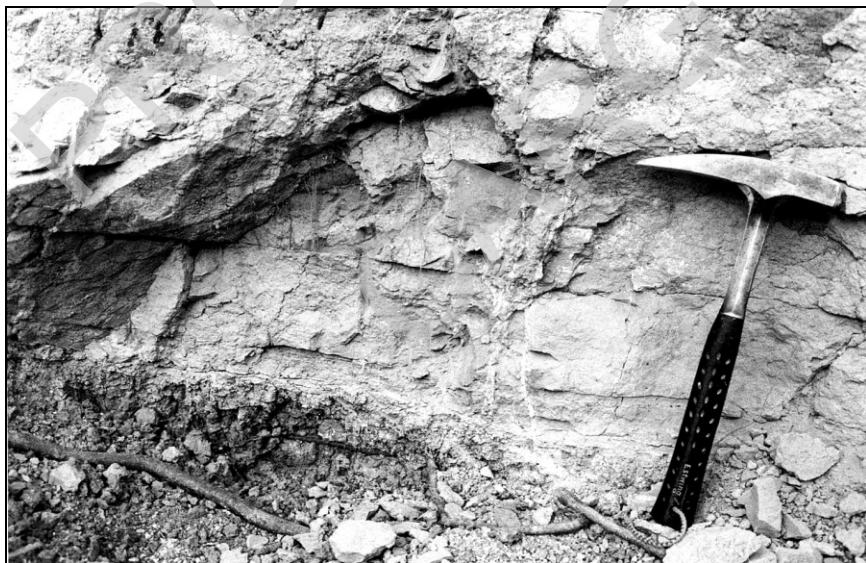
La superficie del terrazzo è in genere ben preservata; il limite superiore dei depositi è costituito anche in questo caso dalla superficie del terrazzo o dal contatto con le unità continentali più recenti; il limite inferiore è dato dal contatto erosivo sui depositi della successione marina o con le unità continentali più antiche. Lo spessore di questi depositi raggiunge i 20-25 m.

La superficie sommitale è terrazzata ad altezze sul fondovalle di circa 50-60 m lungo il F. Pescara (Piano della Fara, Masseria Rulli), di circa 30-50 m lungo il F. Alento (Legnini, Giancoli) e di circa 50-60 m lungo il F. Foro (Fig. 13, Fig. 14, Fig. 15).

Si tratta di depositi di ambiente fluviale, lungo le valli principali, che passano a conoidi alluvionali a ridosso della Maiella. La loro età è riferibile alla parte iniziale del Pleistocene superiore.



*Fig. 22 - Loc. Piano della Fara. Nella parte superiore dell'affioramento sono presenti alternanze di conglomerati e sabbie (in tono più chiaro) che poggiano sulle argille sabbiose della formazione di Mutignano.*



*Fig. 23 - Loc. Foresta (Ripa Teatina). Livello vulcanoclastico di spessore di alcuni decimetri, presente sulla superficie di un terrazzo lungo il F. Foro.*

### 3.3.3. - subsistema di Vallemare (AVM<sub>3b</sub>)

Questo subsistema è costituito da conglomerati eterometrici, con clasti da 5 a 15 cm di diametro, da sabbie e limi, con subordinate lenti e livelli di argille. Conglomerati e sabbie formano corpi lenticolari, di spessore fino a 2-3 m, interdigitati, con stratificazioni incrociate e clasti embricati. Talvolta sono prevalenti le granulometrie più fini, costituite da sabbie e limi, organizzati in strati piano-paralleli mal definiti spessi da qualche centimetro a 30-40 cm.

La base è costituita dalla superficie erosiva del contatto sui depositi delle formazioni marine, o sui depositi delle unità quaternarie più antiche. Il tetto è costituito dalla superficie deposizionale della sommità del terrazzo, o dal contatto erosivo con le unità più recenti. Lo spessore dei depositi è di 5-10 m.

Questi depositi costituiscono lembi di terrazzi di ridotta estensione presenti essenzialmente lungo i fiumi Pescara e Foro; sono disposti ad altezze sul fondovalle comprese tra 30 e 35 m lungo la valle del F. Pescara e tra 30 e 40 m lungo il F. Foro (Fig. 13, Fig. 14, Fig. 15).

Si tratta in sintesi di depositi fluviali di età riferibile al Pleistocene superiore.

### 3.3.4. - subsistema di Chieti Scalo (AVM<sub>4</sub>)

Nel subsistema sono state distinte due litofacies: *depositi alluvionali* e *detriti di falda*.

I primi (AVM<sub>4b</sub>) sono costituiti da conglomerati eterometrici, con clasti di 5-10 cm, caratterizzati da stratificazioni incrociate ed embricature, alternati a sabbie e limi con stratificazioni e laminazioni pianoparallele e incrociate; si intercalano lenti di argille e torbe (Figg. 24, 25). Lungo il F. Foro (Loc. Ciriaco, Miglianico) si è rinvenuto un livello di paleosuolo, di colore grigio scuro, con frammenti litici riferibili probabilmente al Paleolitico medio.

Nella zona a est della Maiella affiorano conglomerati eterometrici, a clasti poco evoluti con diametro fino a 60-70 cm, ricchi di matrice e caotici, organizzati in corpi generalmente tabulari alla scala dell'affioramento, riferibili a *debris flow*. Questi sedimenti costituiscono le grandi conoidi alluvionali formatesi allo sbocco dei principali valloni del versante NE della Maiella.

Si osservano localmente travertini costituiti da litofacies sabbiose o limose con intercalazioni fitoclastiche e fitoermali (Fara Filiorum Petri).

La base non è osservabile in affioramento, se non ai margini del terrazzo, dove è costituita dalla superficie erosiva del contatto sui depositi delle formazioni marine, o sui depositi delle unità più antiche. Il tetto è costituito dalla superficie deposizionale della sommità del terrazzo, o dal contatto erosivo con i depositi olocenici. Lo spessore affiorante dei depositi è di 15-30 m.



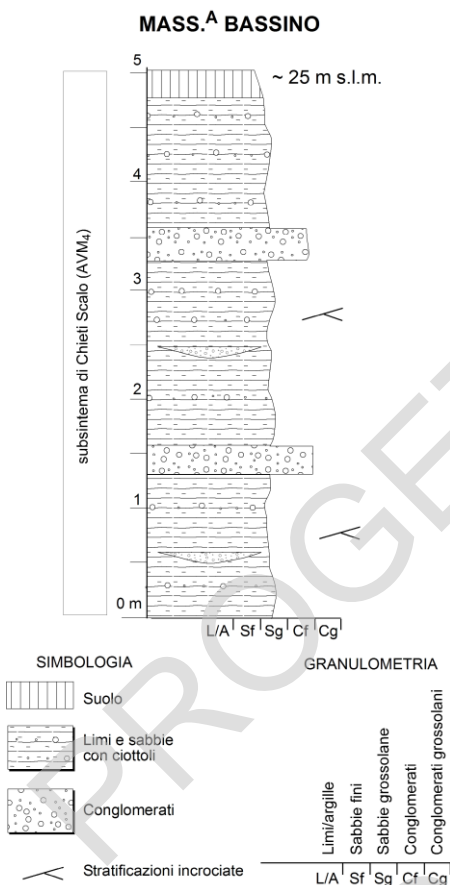


Fig. 24 - Log stratigrafico relativo al subsistema di Chieti Scalo in Loc. Mass.<sup>a</sup> Bassino.

### 3.4. - depositi olocenici (olo)

I depositi olocenici non sono stati riferiti ad un sistema in quanto i sedimenti che costituiscono l'unità sono ancora in formazione e, quindi, il tetto dei depositi è soggetto a continue trasformazioni. L'unità è stata, inoltre, suddivisa in diverse litofacies, che sono descritte di seguito.

Questi depositi costituiscono un terrazzo con notevole continuità fisica, che si segue agevolmente nelle valli dei fiumi principali. I depositi sono terrazzati ad altezze di 15-25 m sul fondovalle lungo i fiumi Pescara e Alento e ad altezze comprese tra 10 e 25 m sul fondovalle lungo il F. Foro, con elevazioni che diminuiscono spostandosi verso la foce, dove sono di 5-10 m (Fig. 13, Fig. 14, Fig. 15).

Si tratta in sintesi di depositi fluviali, lungo le valli principali, e di conoide alluvionale, a ridosso della Maiella. L'età è riferibile al Pleistocene superiore.

I detriti di falda (AVM<sub>4a3</sub>) sono costituiti da breccie calcaree eterometriche, con matrice scarsa (o del tutto assente) essenzialmente sabbiosa; sono da poco a debolmente cementati e presentano in genere una stratificazione inclinata conformemente al versante su cui sono impostati; gli spessori sono variabili da pochi metri a oltre una decina di metri. Affiorano essenzialmente nell'area della Maiella.



Fig. 25 - Particolare delle strutture sedimentarie nei depositi sabbiosi del subsistema di Chieti Scalo (Loc. Brecciarola).

#### 3.4.1. - depositi di versante (**olo<sub>a</sub>**)

Questi depositi sono costituiti da detriti e ghiaie fortemente eterometrici, da sciolti a debolmente cementati, generalmente ben stratificati. La frazione a granulometria fine è scarsa al piede dei versanti costituiti dalle formazioni carbonatiche, può essere invece abbondante al piede dei versanti impostati sulle formazioni marnoso-argillose. Dove tali depositi rappresentano il disfaccimento di termini conglomeratici più antichi, i clasti possono presentare un buon grado di arrotondamento.

#### 3.4.2. - depositi di frana (**olo<sub>a1</sub>**)

Questi depositi affiorano in diverse zone del Foglio e sono caratterizzati da litologie differenti a seconda delle unità coinvolte dalle frane. Si tratta generalmente di depositi pelitici e pelitico-sabbiosi, che derivano dall'associazione pelitico-sabbiosa della *formazione di Mutignano*; dove le frane hanno coinvolto l'associazione sabbioso-conglomeratica della parte sommitale della *formazione di Mutignano*, i depositi di frana possono contenere blocchi sabbioso-arenacei e sabbioso-conglomeratici (Chieti, Orsogna, Bucchianico, S. Martino); dove han-

no coinvolto l'associazione conglomeratica contengono blocchi conglomeratici (Rosciano). I depositi di frana affioranti nella zona di Roccamontepiano sono costituiti da blocchi di travertino, variamente disarticolati, provenienti dall'affioramento di Montepiano. Nella zona di Roccamorice sono presenti depositi di frana costituiti da blocchi calcarei e calcareo marnosi della *formazione di Bolognano*.

### 3.4.3. - depositi alluvionali (**o1o<sub>b</sub>**)

Questi depositi affiorano lungo il fondovalle dei fiumi Pescara, Alento, Foro, e dei loro principali affluenti. Sono costituiti da un'alternanza di sabbie, ghiaie e limi, con livelli e lenti di argille e torbe o sono riferibili all'alveo e alla piana alluvionale attuale, osservabili solo occasionalmente in corrispondenza dei fronti di scavo di alcune cave.

Alcune piccole conoidi alluvionali sono ubicate nella parte inferiore di corsi d'acqua di minore estensione, al passaggio tra i versanti collinari e le piane alluvionali, e sono formate da intercalazioni di sabbie, ghiaie e limi.

Il limite inferiore è costituito dal contatto erosivo con i sintemi più antichi, nella maggior parte dell'area con il *subsintema di Chieti scalo*, o con le unità delle successioni marine.

Lo spessore di questi depositi, stimato in quanto non è possibile osservarne la base, varia da qualche metro a 10-20 m.

### 3.4.4. - coltri eluvio-colluviali (**o1o<sub>b2</sub>**)

Sono formate da limi, limi sabbiosi e limi argillosi da grigiastri a bruno-rossastri, a luoghi con abbondanti concrezioni nodulari di carbonato di calcio, caratterizzati da una struttura interna massiva o con accenni di stratificazione mal definita e discontinua, e costituiscono il prodotto dell'alterazione dei depositi pelitico-sabbiosi della successione marina terrigena. In alcuni tagli di maggiore estensione, sono osservabili diversi orizzonti sovrapposti, caratterizzati alla sommità da livelli a colorazione grigia più scura. Questi depositi sono ubicati nel fondo di molte vallecole o in corrispondenza di ampie aree pianeggianti. In tale unità sono comprese le terre rosse presenti nel settore SO, sulle unità carbonatiche, e localmente sedimenti di suolo.

Il limite inferiore è costituito dal contatto erosivo con i sintemi più antichi, o con le unità della Successione marina terrigena.

Lo spessore di questi depositi è variabile, da qualche metro a oltre 10 m.

PROGETTO  
CARG

## VIII - TETTONICA (A. Pizzi & V. Scisciani)

### 1. - TETTONICA PRE-STRUTTURAZIONE DELL'ANTICLINALE DELLA MAIELLA

Nell'area sud-occidentale del Foglio, dove sono in affioramento i terreni carbonatici meso-cenozoici coinvolti nell'anticlinale della Maiella, sono state individuate delle faglie attribuibili ad una attività tettonica precedente al piegamento. Si tratta di piani e sistemi coniugati di faglie aventi dimensioni dalla mesoscala alla macroscale (da metriche a chilometriche), orientate all'incirca NO-SE, con prevalente cinematica normale. L'attività pre-piegamento delle suddette faglie è stata attribuita in base alle relazioni geometriche tra i piani di faglia e la giacitura degli strati nei blocchi di tetto e di letto (es., angoli di *cut-off*, sistemi di faglie coniugate ruotate con gli strati nell'ambito della macroanticlinale), ed alle relazioni di cronologia relativa degli eventi deformativi (es., piani di faglia dislocati da sistemi coniugati trascorrenti compatibili con la strutturazione dell'anticlinale della Maiella o piani di faglia dislocati dallo scorrimento flessurale tra le superfici di strato durante lo sviluppo dell'anticlinale).

Tali relazioni risultano particolarmente evidenti nel settore frontale della piega dove gli strati carbonatici raggiungono pendenze di 30-50° verso NE (area di Pretoro) ed i piani di faglia SO-immersenti sono ruotati con gli strati fino a raggiungere delle pendenze a basso angolo, mentre i piani a questi coniugati sono verticalizzati o addirittura ruotati oltre la verticale fino ad assumere una geometria apparentemente inversa.

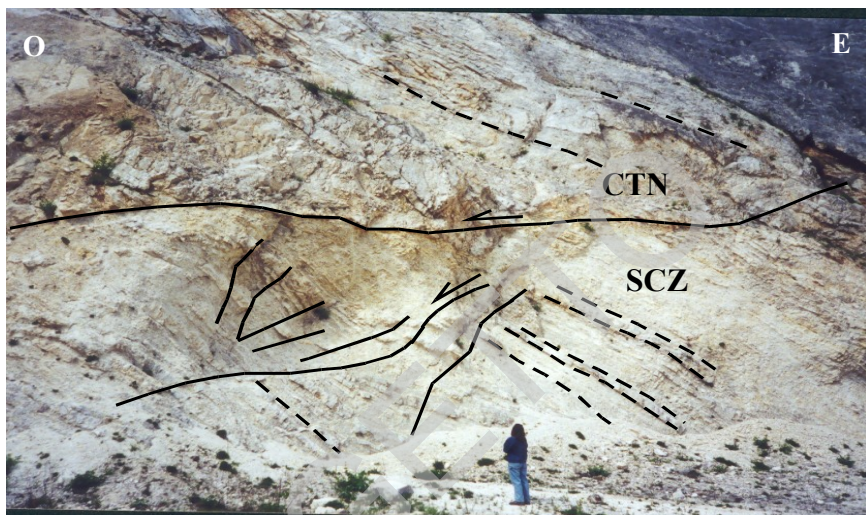


Fig. 26 - Faglia normale a basso angolo orientata NO-SE, ruotata a seguito dello sviluppo dell'anticlinale della Maiella (CTN: calcari cristallini; SCZ: scaglia detritica). Cava a SO di Pretoro (Foto di S. Bigi).

Un esempio spettacolare di una faglia pre-piegamento è osservabile nella cava dismessa subito a S dell'abitato di Pretoro (Fig. 26) dove un piano diretto SO-immerso, che realizza il contatto tra la formazione dei *calcari cristallini* e la formazione della *scaglia detritica* con un rigetto di c. 200 m, è stato ruotato fino a una pendenza di 20° (SCISCIANI *et alii*, 2000). Una medesima cronologia pre-piegamento è probabile anche per le faglie cartografate nel settore nord-occidentale della Maiella caratterizzate da geometrie e cinematiche simili a quelle delle faglie sopra descritte. Si tratta infatti di faglie con orientazione media NO-SE sia NE- che SO-immergenti, con cinematica prevalentemente normale e rigetti fino a 400-500 m, come nel caso della faglia tra Mandrelle e F.so S. Angelo (sez. F-F') che pone a contatto la formazione dei *calcari cristallini* con la *formazione di Bolognano*, e quella più orientale tra Cerchiara e F.so Fontenuova (sez. F-F') che giustappone la *formazione di Bolognano* alla formazione della *scaglia detritica*. In questo settore di cresta dell'anticlinale, è più difficile stabilire una cronologia delle faglie in funzione della loro rotazione con il piegamento in quanto gli strati dei carbonati meso-cenozoici hanno una prevalente immersione verso NO e quindi l'eventuale rotazione dei piani di faglia (su un asse orizzontale circa ortogonale ai piani stessi), non ne avrebbe variato sensibilmente l'originaria inclinazione. Tuttavia, gran parte delle faglie NO-SE cartografate che dislocano la successione carbonatica dovrebbero essere considerate attive almeno in un intervallo sin-Messiniano/pre-Pliocene superiore

in quanto dislocano i terreni della *formazione gessoso solfifera* (area a SO di Lettomanoppello), mentre sono sigillate dalla *formazione di Mutignano* (FMT<sub>a-b</sub>). SCISCIANI *et alii* (2000) interpretano tali faglie come la manifestazione di una tettonica collegata alla flessurazione dell'avampaese apulo durante lo sviluppo dell'avanfossa del Pliocene inferiore. Pertanto, considerando che la strutturazione dell'anticlinale della Maiella inizia già dal Pliocene inferiore p.p., viene attribuita alle faglie pre-piegamento una principale attività durante il Messiniano-Pliocene inferiore p.p. Tuttavia, locali riattivazioni durante il Pliocene superiore-Quaternario di tali faglie sono suggerite dai contatti tettonici tra i carbonati della *formazione di Bolognano* e la *formazione di Mutignano* (FMT<sub>a</sub>), come osservabile circa 2 km a SSO di Manoppello e nei pressi di San Liberatore a Maiella (Serramonacesca).

## 2. - TETTONICA COMPRESSIVA

Nell'area sud-occidentale del Foglio Chieti è presente in affioramento il settore settentrionale dell'anticlinale della Maiella (Fig. 27). Nell'insieme tale struttura presenta una geometria arcuata con andamento assiale da NNE-SSO, nel settore meridionale (Fig. 2), fino a NO-SE in quello analizzato. La piega mostra una netta culminazione assiale nel settore centro-meridionale, contiguo al settore analizzato (VEZZANI & GHISETTI, 1997; CALAMITA *et alii*, 2002), mentre verso N, in corrispondenza dell'area rilevata, si immerge in direzione NO (Fig. 27a) con pendenze di circa 15° (settor compreso tra Rapino e Lettomanoppello) che passano bruscamente a circa 5° verso NO (area della Sezione E). La sua prosecuzione verso N può essere ricercata nella cosiddetta "Anticlinale di Villadegna" (BALLY *et alii*, 1986; CASNEDI, 1991b; GHISETTI *et alii*, 1994; CALAMITA *et alii*, 2002 - Fig. 2), evidenziata da dati di sottosuolo, e coinvolgente le successioni carbonatiche di bacino pelagico e i sovrastanti depositi di avanfossa pliocenici (*formazione di Cellino*).

Il settore settentrionale dell'anticlinale coinvolge in affioramento la successione carbonatica: a) di scarpata esterna-bacino prossimale, costituita dalla *scaglia detritica*, dai *calcari cristallini*; b) di rampa carbonatica, data dalla *formazione di S. Spirito* e dalla *formazione di Bolognano*. Seguono la *formazione gessoso solfifera*, le *argille del Cigno*, i *conglomerati di S. Valentino* e la *formazione di Cellino*. Il diagramma p-greco, costruito utilizzando i dati giacitureali misurati nell'ambito della successione carbonatica cretacico-miocenica dell'anticlinale della Maiella, mostra per il settore analizzato un andamento assiale della piega NO-SE con una netta immersione dell'asse verso NO di circa 11° (Fig. 28).

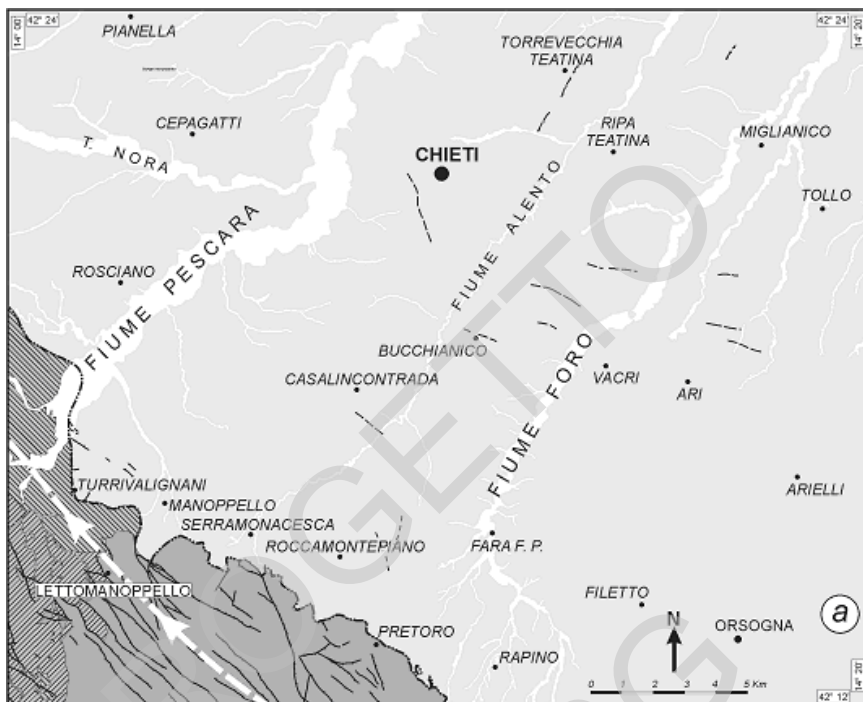
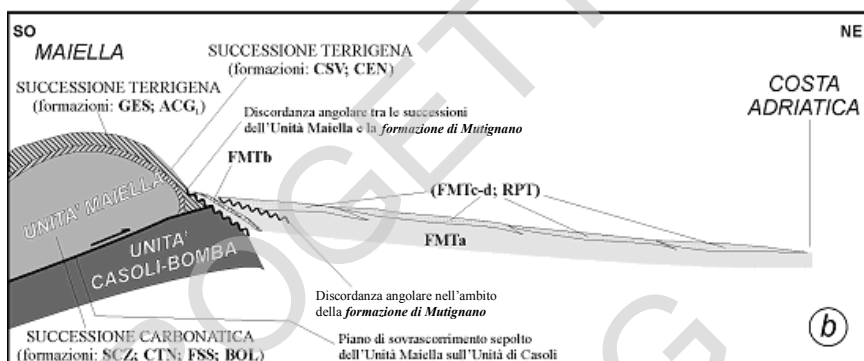
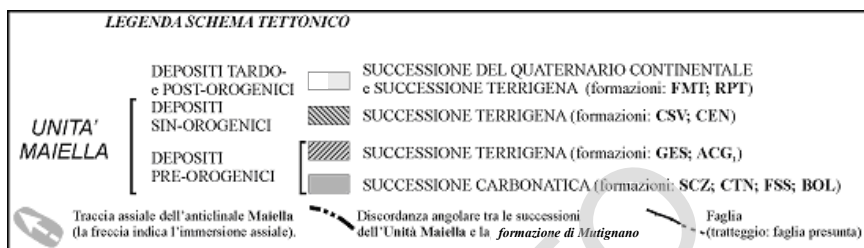


Fig. 27 - a) Schema tettonico del F. 361 Chieti e relativa b) sezione geologica schematica (non in scala) rappresentativa dei rapporti tettono-stratigrafici tra le successioni dell'Unità Maiella, dell'Unità Casoli-Bomba e quelle tardo- e post-orogeniche del bacino peri-Adriatico.





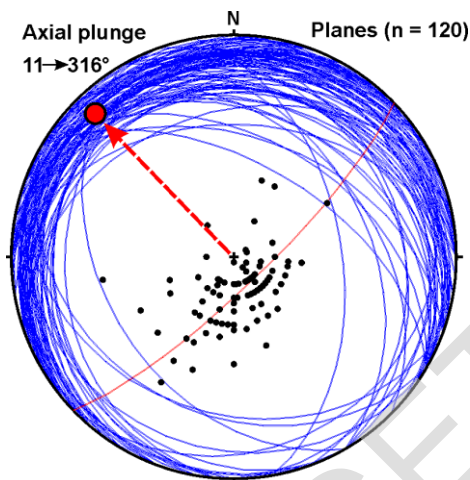


Fig. 28 - Stereogramma rappresentativo delle misure di strato riportate nel F. 361 Chieti della successione carbonatica cretacico-miocenica appartenente all'anticlinale della Maiella. I valori delle giaciture sono rappresentati sia come ciclografiche che come poli dei piani. Il diagramma p-greco delle giaciture misurate evidenzia un asse della piega immergente a N316 con una inclinazione di 11°.

Dati meso-strutturali raccolti in corrispondenza del fianco orientale dell'anticlinale della Maiella evidenziano la presenza di due famiglie di piani subverticali con orientazione compresa tra N40 e N60 e tra N80 e N100 con cinematica, rispettivamente, trascorrente destra e sinistra (Fig. 29). La loro orientazione e il carattere cinematico è in accordo con un asse di compressione orientato all'incirca N70.

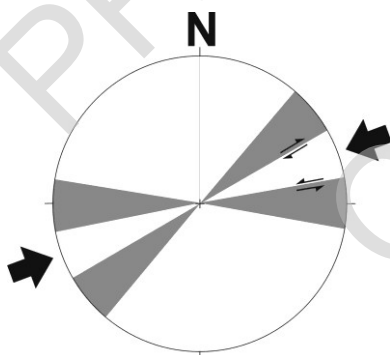


Fig. 29 - Stereogramma mostrante l'andamento medio dei sistemi di piani coniugati con cinematica trascorrente. Tali dati meso-strutturali indicano una direzione dell'asse principale di massima compressione orientato circa N70 e sono compatibili con l'orientazione dell'anticlinale Maiella.

In sezione trasversale (Sezione F-F') l'anticlinale della Maiella mostra un'ampia zona di cresta e un fianco orientale più blando in corrispondenza del settore settentrionale (con immersione degli strati mediamente a NE e pendenze di circa 20°) che tende ad accentuarsi nella porzione meridionale, dove gli strati immergono a NE con pendenze di circa 50°. In corrispondenza del fianco orientale della piega il rilevamento geologico effettuato ha permesso di riconoscere

l'appoggio in discordanza della *formazione di Mutignano* (FMT<sub>a-b</sub>) sui diversi termini piegati dell'anticlinale della Maiella compresi tra i *calcari cristallini* e la *formazione di Cellino* (Fig. 27a). In particolare nell'area a NO di Pretoro la *formazione di Mutignano* (FMT<sub>a</sub>), caratterizzata da strati con inclinazioni medie intorno ai 10°, poggia in netta discordanza angolare sui calcari della *formazione di Bolognano* piegati di 40°-50° verso NE e appartenenti al fianco esterno dell'anticlinale. Analogamente, nell'area compresa tra gli abitati di Turrivalignani e Manoppello, sulla successione carbonatica miocenica e sui depositi silicoclastici appartenenti alla *formazione di Cellino*, immergenti a NO con pendenze comprese tra 10° e 15°, si rinviene in discordanza angolare l'associazione pelitico-sabbiosa (FMT<sub>a</sub>) con la sovrastante *associazione conglomeratica* (FMT<sub>b</sub>) della *formazione di Mutignano* del Pliocene superiore (Figg. 27b, 30).



Fig. 30 - Panoramica del settore settentrionale dell'anticlinale della Maiella mostrante la discordanza angolare tra la *formazione di Cellino* deformata (immergente verso NO) e la sovrastante *formazione di Mutignano*, in assetto monoclinale verso NE.

Quest'ultima è caratterizzata da strati con immersione a NE con circa 15° di pendenza (Fig. 31); inclinazioni maggiori nell'ambito di detta formazione sono attribuibili alla presenza di clinostratificazioni. La superficie di discordanza presenta una debole immersione verso NE con pendenza di circa 3°.

La netta troncatura erosiva della successione carbonatica deformata e la discordanza angolare con la sovrastante successione silicoclastica del Pliocene superiore in assetto pressoché monoclinale, permettono di riferire a tale intervallo temporale la fine della strutturazione dell'anticlinale della Maiella. In partico-

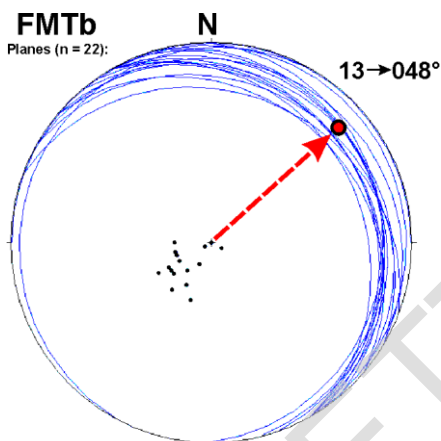


Fig. 31 - Stereogramma rappresentativo delle misure di strato riportate nel F. 361 Chieti della formazione di Mutignano affiorante nei pressi dell'abitato di Turrivalignani (FMT<sub>b</sub>). Il valore medio delle giaciture raccolte indica una direzione di immersione della successione del Pliocene superiore verso N48 ed una pendenza di 13°.

lare le evidenze geologico-strutturali suddette testimoniano una fase di erosione, verosimilmente associata all'emersione dell'anticlinale della Maiella in strutturazione, da riferirsi all'intervallo Pliocene medio-Pliocene superiore *p.p.* Inoltre, facies conglomeratiche di genesi e significato analogo sono diffusamente evidenziate dall'interpretazione di profili sismici ad oriente del fronte carbonatico in corrispondenza dell'area analizzata. Tali corpi sfumano e si interdigitano verso E sia all'interno della successione silicoclastica argilloso-limosa correlata con il Pliocene superiore che con quella del Pliocene medio.

Il rilevamento geologico ha confermato i dati derivanti dall'interpretazione sismica, evidenziando l'assenza in affioramento di un fronte di accavallamento. Il principale fronte di sovrascorrimento, infatti, risulta sepolto al di sotto della discordante *formazione di Mutignano* e localizzato ad oriente del fronte carbonatico affiorante (Fig. 27b), in accordo con quanto già proposto da SCISCIANI *et alii* (2000) e da CALAMITA *et alii* (2002). In particolare tali Autori evidenziano, sulla base dei dati di sottosuolo, una complessa geometria delle strutture compressive nell'area compresa tra l'anticlinale della Maiella e l'antistante avampaese (Fig. 2). Ad oriente del fronte carbonatico della Maiella viene messa in evidenza la presenza di una struttura compressiva delimitata ad oriente da un piano di accavallamento (Figg. 3a,b e Fig. 27b) nota già in letteratura come Struttura di Casoli-Bomba (DONZELLI, 1997; CASNEDI *et alii*, 1981; CASERO *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1991). Tale anticlinale coinvolge in sottosuolo la successione carbonatica cretaceo-miocenica e deforma le sovrastanti Unità al-

loctone molisane. La prosecuzione verso N di tale struttura viene individuata nel settore settentrionale al di sotto della struttura di Villadegna (Fig. 3c; CALAMITA *et alii*, 2002). L'età di deformazione di tale fronte di accavallamento è riferita al Pliocene medio-superiore in quanto disloca l'accavallamento basale dell'Alloctono molisano e deforma i sovrastanti depositi del Pliocene medio e la parte basale del Pliocene superiore (CALAMITA *et alii*, 2002). Nell'area del Foglio Chieti il rilevamento ha messo in evidenza l'assenza di sostanziali deformazioni della *formazione di Mutignano* in corrispondenza della prosecuzione settentrionale di detta struttura.

Nel Foglio 361, inoltre, non affiorano i termini appartenenti al cosiddetto Alloctono molisano. Tuttavia, sulla base dei dati derivanti dai numerosi pozzi per l'esplorazione degli idrocarburi perforati nel settore ad E del fronte montuoso della Maiella, è possibile ricostruire l'estensione nord-occidentale della coltre alloctona in sottosuolo con andamento pressoché NO-SE. Infatti, in corrispondenza del settore sud-orientale del Foglio Chieti, il pozzo Castelfrentano 6 ha riscontrato la presenza nel sottosuolo a partire dalla profondità di circa 2280 fino a 2555 m di depositi del Pliocene inferiore (Biozona a *G. punctulata*; CASNEDI *et alii*, 1981) traslati assieme alle Unità alloctone molisane. Il complesso alloctono risulta ricoperto da uno spessore ridotto (circa 280 m) di depositi attribuiti da CRESCENTI (1971a), CASNEDI *et alii*, (1981) e VEZZANI & GHISSETTI (1997) al Pliocene medio (Biozona a *G. crassaformis*) e da una spessa successione del Pliocene superiore.

### 3. - NEOTETTONICA

Il termine "neotettonica" viene qui inteso nell'accezione proposta dalla Commissione Neotettonica INQUA (<http://www.letras.up.pt/geograf/neotect.html>) : "...studio degli eventi tettonici recenti che sono avvenuti o sono ancora in corso in una data regione, successivamente alla sua orogenesi", e quindi applicato allo studio delle deformazioni tettoniche del Pliocene superiore-Quaternario (età dei depositi che sigillano le strutture della catena). Le faglie che interessano la *formazione di Mutignano* (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore p.p.) rientrano quindi nell'intervallo cronologico di interesse per l'analisi neotettonica. Si tratta prevalentemente di strutture dalla mesoscala (metriche-decamicriche) fino a 1-2 km di lunghezza, generalmente osservabili nelle litofacies sabbioso-conglomeratiche (FMT<sub>b,d</sub>), fatta eccezione per la faglia presente circa 1,5 km a NE di Lettomanoppello che realizza il contatto tra la *formazione di Bolognano* (BOL<sub>3</sub>) e la litofacies pelitico-sabbiosa della *formazione di Mutignano* (FMT<sub>a</sub>). Quest'ultima costituisce un piano di faglia diretta ad andamento appenninico che ribassa verso il settore nord-orientale; il suo



Fig. 32 - Particolare della superficie di faglia liscia e planare che disloca i conglomerati dell'associazione FMT<sub>b</sub>. Le strie di abrasione presentano un pitch di 87° NO. (Foto di R. Biondi).

rigetto è difficilmente valutabile a causa del preesistente rapporto di *onlap* della FMT<sub>a</sub> sul BOL<sub>3</sub>. Nell'area di Turrivalignani (zona ad O di C.le Luce), è presente una faglia orientata N120, immergente di circa 70° verso NE, seguibile con continuità per circa 500-600 m nell'ambito dell'associazione FMT<sub>b</sub>. La superficie di faglia si presenta liscia e planare ed è caratterizzata dalla presenza di strie di abrasione meccanica che indicano un movimento normale circa *dip-slip* (Fig. 32). Il rigetto massimo valutato per tale faglia risulta di 20-25 m; le due faglie normali con medesima orientazione ed immersione riportate nella sezione geologica C-C' (circa 1,5 km a SE di C.le Luce), ne rappresentano probabilmente la prosecuzione sud-orientale.

Anche le litofacies superiori della *formazione di Mutignano* (FMT<sub>c-d</sub>) risultano interessate da motivi disgiuntivi generalmente caratterizzati da estensione e rigetti limitati che spesso non ne consentono la rappresentazione cartografica, e per i quali, inoltre, non è sempre possibile escludere una origine gravitativa su piani di scivolamento (anche profondi), ubicabili al tetto (e/o all'interno) della sottostante litofacies più argillosa della *formazione di Mutignano* (FMT<sub>a</sub>). Tuttavia, alcune faglie, di lunghezza pari a circa 1-2 km, sono state

cartografate nella Sezione Chieti E. A S di Villamagna (loc. cimitero e loc. Pian di Mare) si osservano due piani ad andamento circa E-O che ribassano i rispettivi blocchi settentrionali, mentre nella zona a NNO di Giuliano Teatino si rinven- gono altri piani la cui giacitura, ricostruibile dal rilevamento o direttamente misurabile sul terreno (O di C. Ghionno), è subverticale con direzione compresa fra N80 e N110; tali faglie ribassano verso i quadranti meridionali. Inoltre circa 5 km a NE di Ripa Teatina, versante in sinistra del F. Foro (tra V.la Pia e Mass.e Basti), è stato misurato un piano di faglia con rigetto decametrico che ribassa un livello di  $FMT_a$  intercalato nella  $FMT_d$  (Fig. 33). Tale piano è orientato N40 ed immerge verso il quadrante sud-orientale di circa 70°; gli indicatori cinematici osservati sul piano hanno fornito una cinematica normale *dip-slip*.

Circa 1,5 km a NE di Vacri, lungo un affioramento dell'associazione sabbioso-conglomeratica della *formazione di Mutignano* ( $FMT_d$ ) è stato misurato un piano di faglia avente direzione N150 ed immergente di 60° verso NE (Fig. 34). Il piano è costituito da sabbie e ghiaie ricementate parallelamente al piano stesso, mentre gli strati nei blocchi al tetto ed al letto mostrano un chiaro trascinamento in prossimità della faglia indicando una componente di movimento diretta. Il rigetto non è stimabile dall'affioramento in quanto mancano dei livelli di correlazione al tetto e al letto, pertanto può essere valutato di un'entità superiore a 2 m. Inoltre, l'ispessimento degli strati ghiaioso-sabbiosi nel blocco di tetto ne documentano un'attività sinsedimentaria durante la deposizione della litofacies  $FMT_d$ .

In sintesi, i dati misurati indicano un'attività durante il Quaternario di faglie con componenti di movimento normale mediamente orientate ONO-ESE, NO-SE e NE-SO, di modeste dimensioni e rigetti.

Faglie ad andamento appenninico ed ONO-ESE, sebbene di dimensioni e rigetti molto maggiori, caratterizzano la tettonica quaternaria nelle aree della dorsale carbonatica, ad occidente della Maiella, dove delimitano estesi bacini intermontani (es. Campo Imperatore, L'Aquila, Fucino e Sulmona), e sono responsabili dell'intensa e ricorrente sismicità registrata nel territorio abruzzese.

Tale attività tettonica ha agito in concomitanza con un altro importante processo crostale: un sollevamento regionale, particolarmente intenso negli ultimi 700.000 anni, che ha esumato l'intera catena appenninica (sollevando i terreni triassico-giurassici fino a quasi 3000 metri di quota: es. Gran Sasso) ed ha progressivamente raggiunto la fascia periadriatica del Foglio Chieti durante il Quaternario (es. DRAMIS, 1993; CALAMITA *et alii*, 1999; GHISSETTI & VEZZANI, 2002; CENTAMORE & NISIO, 2003; PIZZI, 2003). Questo processo, che ha interagito con le importanti variazioni eustatiche del livello marino quaternario, è responsabile della migrazione verso l'Adriatico dei depositi marini di mare sottile e di transizione al marino ( $FMT_{c-d}$ , RPT) e del conseguente sviluppo di un sistema di prismi progradanti (Fig. 27b); inoltre, tale *doming* è responsabile del

basculamento verso NE degli strati della *formazione di Mutignano* (Fig. 35) via via decrescente dalla Maiella alla costa adriatica.

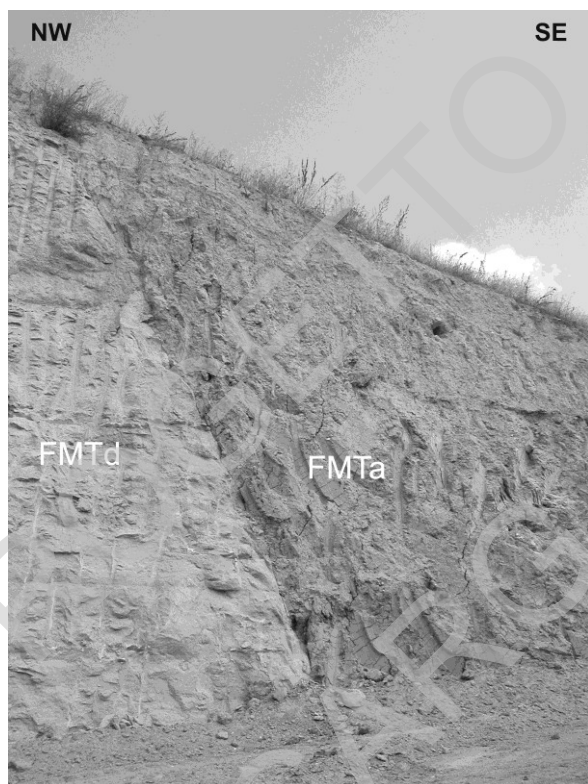


Fig. 33 - Contatto per faglia tra l'associazione sabbioso-conglomeratica ( $FMT_a$ ) e quella pelitico-sabbiosa ( $FMT_d$ ) della formazione di Mutignano (descrizione nel testo).



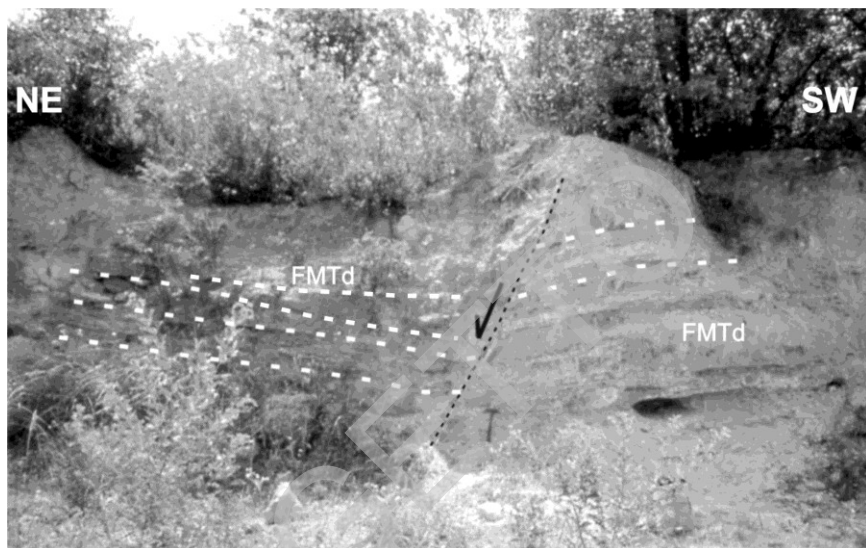


Fig. 34 - Faglia estensionale sin-sedimentaria nell'ambito dell'associazione sabbioso-conglomeratica (FMT<sub>d</sub>) della formazione di Mutignano.

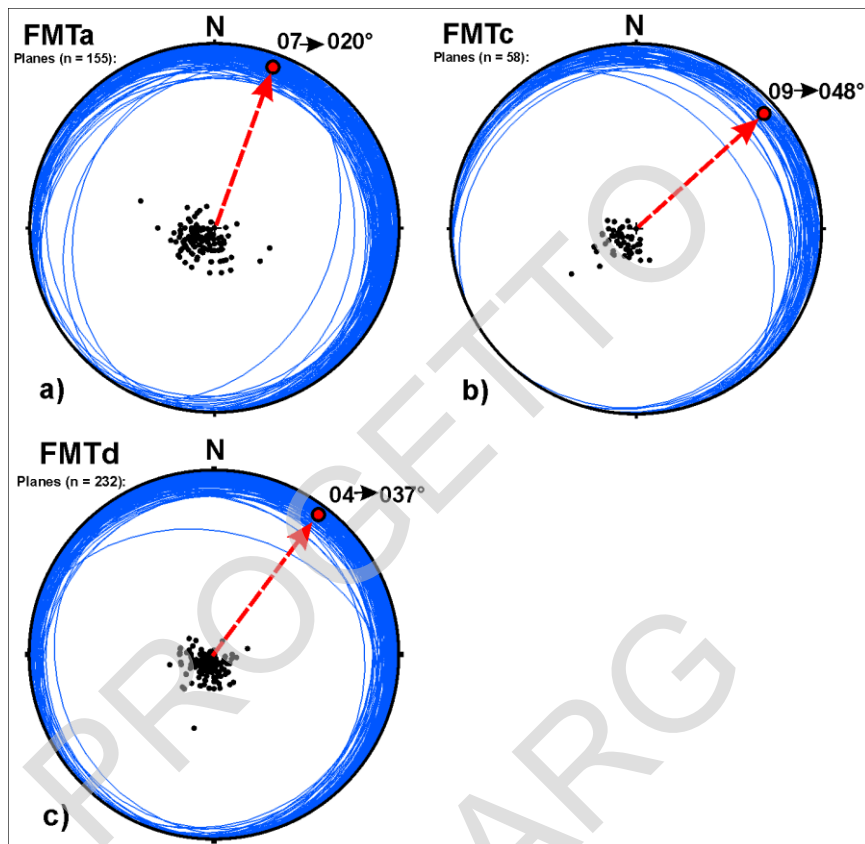


Fig. 35 - Stereogrammi rappresentativi delle misure di strato riportate nel F. 361 Chieti: a) FMT<sub>a</sub>; b) FMT<sub>c</sub> e c) FMT<sub>d</sub> della formazione di Mutignano. I valori delle giaciture sono rappresentati sia come ciclografiche che come poli dei piani. Il punto indicato dalla freccia fornisce il valore della giacitura media (pendenza → direzione di immersione).

## IX - SISMICITÀ (P. Boncio)

Posizionato fra le propaggini settentrionali della dorsale della Maiella e la costa adriatica, il Foglio 361 Chieti si sviluppa a cavallo di due zone sismotettoniche: la fascia pede-appenninica e la zona fra il pede-appennino e l'Adriatico. La prima include la Maiella, che è stata interessata da due terremoti distruttivi negli ultimi 300 anni; la seconda è caratterizzata da modesta attività sismica. Queste caratteristiche di sismicità sono documentate principalmente dalle informazioni di sismologia storica, che per l'area abruzzese coprono un intervallo di tempo di quasi 2000 anni (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999; Fig. 36).

I dati di sismologia strumentale, che coprono l'ultimo ventennio, non mostrano attività sismica di rilievo o particolari concentrazioni di terremoti. Si osservano alcuni eventi sismici di piccola magnitudo ( $M \leq 4.0$ ), localizzati fra la Maiella, Chieti e la costa, attribuibili principalmente al periodo di attività sismica del febbraio e luglio 1992. È bene tenere presente che questo settore dell'Italia centrale non è mai stato ben coperto dal monitoraggio sismico, sia a scala nazionale (Rete Sismica Nazionale dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) che a scala locale (Rete Regionale dell'Abruzzo). È quindi possibile che parte dell'attività sismica locale non compaia nei cataloghi dei terremoti strumentali, perché sfuggita all'osservazione sismologica o per difficoltà di localizzazione degli ipocentri. Ad ogni modo, è verosimile ritenere che se parte delle informazioni sono mancanti, queste sono relative a terremoti di piccola magnitudo ( $M < 4.0$ ) e microsismicità ( $M < 3.0$ ), poiché terremoti o sequenze sismiche di energia superiore non sarebbero passati inosservati.

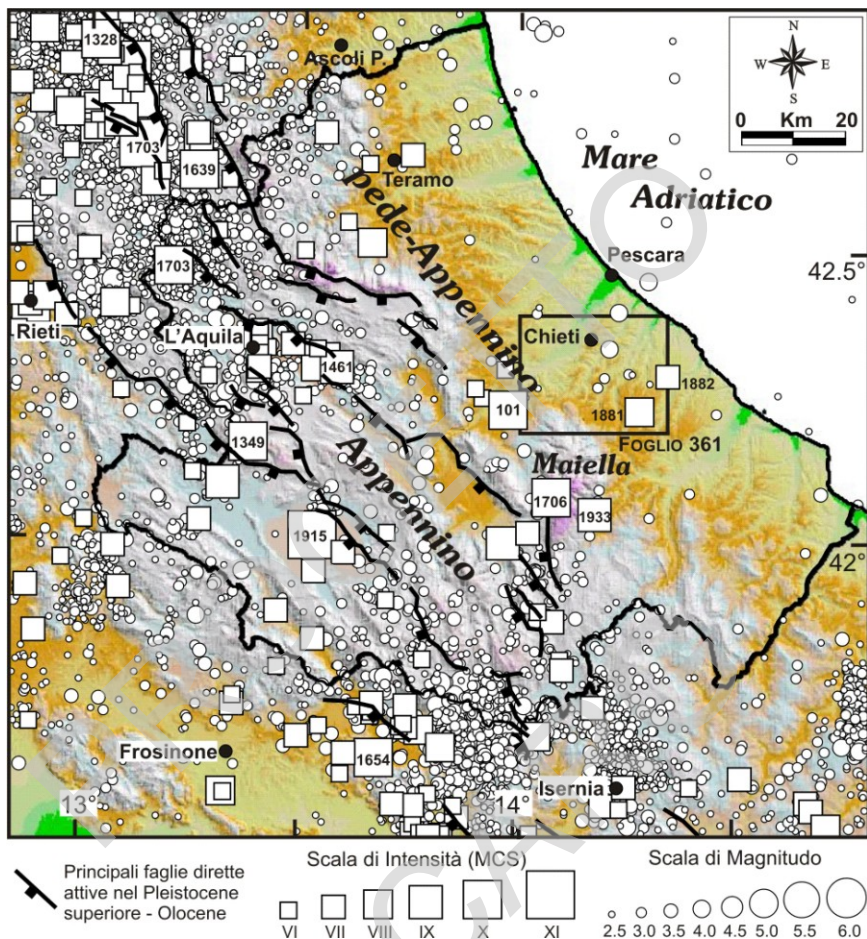


Fig. 36 - Epicentri dei terremoti storici relativi al periodo 217 a.C. - 1992 (quadrati) con Intensità maggiore o uguale al VI grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) (dal Catalogo CPTI, Gruppo di Lavoro CPTI, 1999) e dei terremoti strumentali (cerchi) registrati dal 1983 al 2003 dalla Rete Sismica Nazionale dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). In figura sono riportate le tracce di superficie delle principali faglie attive dell'area appenninica.

Fra i terremoti storici, quelli di maggiore rilievo sono sicuramente gli eventi sismici della Maiella del 3 novembre 1706, con intensità epicentrale ( $I_0$ ) pari al IX-X grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) e magnitudo macrosismica (Ma nel catalogo CPTI di Fig. 36) pari a 6.6, e del 26 settembre 1933 ( $I_0$  = VIII-IX grado MCS, Ma = 5.6). Le zone epicentrali di questi eventi sismici sono localizzate a S dell'area coperta dal Foglio Chieti. La zona epicentrale

dell'evento del 1706 è localizzabile nella porzione centrale della montagna della Maiella. L'area epicentrale dell'evento del 1933 è posta poco più a SE, nei pressi di Lama dei Peligni. Entrambi questi terremoti hanno provocato gravi danni in tutta l'area circostante la Maiella, inclusi i centri abitati coperti dal Foglio Chieti ed in particolare la fascia compresa fra Lettomanoppello-Turrivalignani ed Orsogna (porzione meridionale del Foglio).

Dalla distribuzione degli epicentri dei terremoti storici di Fig. 36, si osserva un terzo terremoto di intensità elevata ( $I_0 = \text{IX-X}$  grado MCS,  $M_a = 6.3$ ) posizionato immediatamente ad O dell'area coperta dal Foglio (San Valentino in Abruzzo Citeriore). Si tratta di un evento di età romana, databile al 101 d.C., la cui localizzazione è basata su una sola osservazione macrosismica: un'epigrafe, attualmente conservata nell'abbazia di San Clemente a Casauria, che ricorda la ricostruzione di una "pesa pubblica" nei pressi di San Valentino in Abruzzo Citeriore, distrutta da un terremoto. La posizione dell'epicentro non è ben vincolata; secondo alcuni studiosi, l'area epicentrale potrebbe essere più a SO di quella riportata nel catalogo, nella zona di Sulmona.

Lo stato delle conoscenze sismotettoniche sui terremoti distruttivi della Maiella è ancora scarso e ad oggi non esiste una interpretazione sulla geometria, profondità e cinematica delle strutture responsabili di questi eventi. Ciò che si può dire dall'osservazione delle carte di sismicità a scala regionale è che la loro posizione è esterna rispetto a quella dei terremoti appenninici. La genesi di questi ultimi è riconducibile ad una tettonica estensionale, che ha la sua espressione in superficie nei sistemi di faglie normali che post-datano le strutture compressive, bordano bacini sintettonici quaternari e spesso dislocano morfologie e depositi di età tardo-quaternaria (si veda ad es. BARCHI *et alii*, 2000 *cum bibl.*). E' quindi plausibile che i terremoti della Maiella, esterni all'area appenninica in distensione, siano riconducibili ad un contesto tettonico diverso, ma la natura di tale contesto deve essere approfondita con studi mirati.

Fra i terremoti con area epicentrale all'interno della zona coperta dal Foglio 361 meritano di essere ricordati due eventi del XIX secolo che a distanza di 5 mesi colpirono la zona compresa fra la Maiella e la costa adriatica, a S di Chieti. Si tratta del terremoto del 10 settembre 1881 ( $I_0 = \text{VIII}$  grado MCS,  $M_a = 5.4$ ), noto nei cataloghi come terremoto di Lanciano, e quello del 12 febbraio 1882 ( $I_0 = \text{VII}$  grado MCS,  $M_a = 4.9$ ), noto come terremoto di Chieti. Il primo provocò il massimo danneggiamento ad Orsogna (VIII grado) e Lanciano (VII-VIII grado) ed interessò una vasta area, compresa fra le pendici orientali della Maiella (Guardiagrele) e la costa adriatica (Ortona), con risentimenti pari al VII grado. Il secondo determinò anch'esso una vasta area di VII grado, compresa fra Castel Frentano-Orsogna-Chieti e la costa adriatica. Sebbene si tratti di terremoti relativamente piccoli ( $M < 5.5$ ), le informazioni macrosismiche a disposizione sono numerose, soprattutto per l'evento del 1881, e di conseguenza l'area epicentrale è piuttosto ben vincolata.

Come per gli eventi della Maiella, anche per i terremoti del 1881 e 1882 non si dispone di informazioni sulle caratteristiche delle strutture tettoniche che li hanno originati. I rilevamenti geologici nell'ambito del progetto CARG non offrono informazioni conclusive al riguardo. Infatti, non sono presenti strutture tettoniche di superficie di importanza rilevante ad attività recente, ma solo faglie minori. Certamente, la presenza di questi terremoti è indicativa di una tettonica attiva e le strutture sismogenetiche potrebbero essere localizzate in profondità, al di sotto delle unità plio-quadernarie della *formazione di Mutignano*.

PROGETTO  
CARG

## X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

### 1. - CENNI DI IDROGEOLOGIA (S. Rusi)

Il territorio ricadente nel Foglio Chieti è caratterizzato dalla presenza di tre principali domini idrogeologici:

a) il dominio della sequenza carbonatica (formazioni *calcareniti e calciruditi a fucoidi, scaglia detritica, calcari cristallini, di S. Spirito e di Bolognano*), ubicata nella parte sud-occidentale del Foglio e coincidente con la parte settentrionale della idrostruttura della Maiella, caratterizzato da permeabilità molto elevata per fratturazione e carsismo;

b) il dominio dei depositi terrigeni, essenzialmente plio-pleistocenici, che affiorano nell'estesa area collinare del Foglio, in genere scarsamente permeabili, e che costituiscono l'*aquiclude* della idrostruttura della Maiella. All'interno della successione terrigena (*formazioni di Cellino e di Mutignano*) e soprattutto al di sopra (depositi di chiusura del ciclo pleistocenico) si riscontrano intervalli prevalentemente arenacei caratterizzati da permeabilità mista per fratturazione e porosità, che consente la circolazione di quantitativi di acque sotterranee nettamente inferiori a quelli delle successioni carbonatiche, non di rado però utilizzate tramite pozzi per uso irriguo. La falda contenuta viene talora a giorno in corrispondenza del limite tra i depositi sabbioso conglomeratici e le sottostanti peliti;

c) il dominio dei depositi alluvionali, permeabili per porosità, presenti nei fondovalle dei fiumi Pescara, Alento e Foro la cui importanza come acquiferi

aumenta verso valle parallelamente allo spessore delle alluvioni. Nei tratti montani delle valli la risorsa idrica sotterranea risulta limitata, mentre diviene rilevante nei tratti terminali dei corsi d'acqua.

L'idrostruttura della Maiella (CELICO, 1983; BONI *et alii*, 1986; NANNI & RUSI, 2003) viene drenata essenzialmente nel versante orientale, in corrispondenza del contatto ora stratigrafico ora tettonico con i depositi pelitici pliocenici, e nord-orientale in corrispondenza di allineamenti tettonici. I principali recapiti da S a N sono le sorgenti S. Giustino ( $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) che alimentano direttamente il fiume Aventino, le sorgenti lineari delle Acquevive ( $1 \text{ m}^3/\text{s}$ ) lungo il corso dell'Aventino, la sorgente del Verde che con i suoi  $2.6 \text{ m}^3/\text{s}$  costituisce il maggior recapito della struttura, la sorgente del Foro ( $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$ ), interamente captata, e la sorgente del Lavino a Deontra ( $1.8 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Le ultime due ricadono nel territorio del Foglio Chieti.

La sorgente Lavino a Deontra (NANNI & RUSI, 2003) emerge alla quota di 150 m s.l.m. da zone di frattura, connesse ad allineamenti tettonici orientati circa NNE-SSO, nell'area di affioramento dei litotipi a permeabilità molto bassa rappresentati dalle unità terrigene ed evaporitiche che tamponano a N l'idrostruttura. La sorgente origina specchi d'acqua ampi decine di  $\text{m}^2$  che alimentano in parte, ed in modo diffuso il torrente Lavino, e in parte un canale per uso idroelettrico che poi confluisce nel torrente stesso. La portata della sorgente varia da  $0,7$  a  $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$  con media di  $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$ . Il chimismo delle acque varia, in dipendenza delle stagioni, da solfato calcico a bicarbonato-calcico-solfatico con arricchimenti in bromuri e fluoruri. Le caratteristiche idrodinamiche e idrochimiche propendono per una alimentazione da acque dell'acquifero di base della Maiella risalenti lungo zone di frattura che durante la risalita attraversano le evaporiti della *formazione gessoso solfifera* e le rocce asfaltifere della *formazione di Bolognano*. L'ambiente riducente presente nei depositi asfaltiferi e la presenza di batteri solfato riduttori conferiscono alle acque sorgive un lieve carattere solfureo.

Le emergenze naturali delle sorgenti del Foro si ubicavano all'interno del corpo alluvionale prospiciente l'abitato di Pretoro (MANFREDINI, 1963; CELICO 1983). Attualmente le acque vengono invece captate a scopo idropotabile da una galleria a quota 420 m s.l.m. che giunge al contatto trasgressivo tra la *formazione di Bolognano* e la *formazione di Mutignano*. La portata media è di circa  $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$  e risulta molto costante nel tempo così come le caratteristiche chimico-fisiche delle acque che risultano essere a chimismo bicarbonato-calcico. L'estrema costanza dei parametri chimico-fisici delle acque e della portata testimoniano che essa è alimentata da un ampio bacino idrogeologico con elevati volumi idrici immagazzinati (NANNI & RUSI, 2003). La captazione è a servizio degli acquedotti degli abitati della valle del Foro ed in parte delle città di Guardigliere e Chieti.



Sorgenti con portate inferiori ai 10 l/s emergono da circuiti superficiali alimentati da acquiferi sospesi a quote maggiori di circa 500 m s.l.m. sul rilievo della Maiella. Tra queste spiccano per portata nel Foglio Chieti le sorgenti dell'Alento a S di Serramonacesca dovute a molteplici acquiferi sospesi le cui emergenze contribuiscono man mano ad aumentare la portata dell'alto corso del torrente (NANNI & RUSI, 2003).

Gli acquiferi alluvionali presenti nei fondivalle fluviali del Foglio Chieti presentano caratteri idrogeologici simili tra di loro, che differiscono in funzione della permeabilità e dello spessore delle alluvioni. Nella parte alta delle pianure lo spessore alluvionale non supera i 20 m e predominano i corpi ghiaiosi. Le lenti di materiali fini, poco spesse e discontinue, non impediscono il contatto idraulico tra i vari corpi ghiaiosi e pertanto gli acquiferi di subalveo assumono caratteri di monostrato. Tutti gli acquiferi sono sostenuti da sedimenti impermeabili prevalentemente argillosi plio-pleistocenici.

Nella parte bassa della pianura del fiume Pescara (DESIDERIO *et alii*, 2001), peraltro ampiamente sfruttato a scopo idroelettrico con conseguente modificazione dei rapporti falda - fiume, lo spessore dell'acquifero alluvionale giunge a 40 m circa con presenza di estesi e potenti corpi di depositi fini che determinano l'isolamento dei corpi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi conferendo all'acquifero caratteristiche di multistrato. L'alimentazione dell'acquifero è principalmente dovuta all'infiltrazione delle acque fluviali di origine appenninica, a chimismo bicarbonato calcico, e alle acque sotterranee dei subalvei dei principali affluenti del fiume Pescara tra cui spiccano quelle del T. Nora. Nella zona di Scafa vi sono acque con maggiore tenore salino a causa della risalita di acque provenienti dal sottostante alto strutturale messiniano evaporitico.

Nelle pianure minori dell'Alento e del Foro, invece, sussistono condizioni di monostrato anche se lenti di materiali fini separano verticalmente i corpi ghiaiosi, individuando talora falde sospese.

## 2. - CENNI ALLE RICERCHE DI IDROCARBURI (U. Crescenti)

Nel corso degli anni '50, l'area al margine nord-occidentale del Foglio Chieti e tra questo e il Foglio Torre de' Passeri, è stata interessata da una notevole attività di ricerca per idrocarburi, a seguito del ritrovamento di un giacimento di petrolio entro i calcari miocenici della *formazione di Bolognano* da parte della Petrosud (Società del Gruppo Montecatini) presso il territorio di Alanno. Furono perforati 25 pozzi nella valle del torrente Cigno (da cui campo Cigno) e del fiume Pescara. Purtroppo, dopo gli iniziali entusiasmi il giacimento si rivelò scarsamente produttivo e fu abbandonato dopo pochi anni. Le perforazioni fornirono interessanti informazioni sulla geologia dell'area (CRESCENTI, 1975),

soprattutto con il pozzo Cigno 2 che raggiunse i 2422 metri di profondità arrestandosi entro la *formazione Castelmanfrino* (CRESCENTI, 1969b).

Nello stesso periodo la Somicem (Società del Gruppo ENI) perforò poco più a N numerosi pozzi nella zona di Vallecupa. Il tema di ricerca era sempre lo stesso, ossia i calcari miocenici della *formazione di Bolognano* al di sotto della successione messiniana e del Pliocene inferiore.

Il pozzo Cigno 2 riveste un notevole interesse per la conoscenza della geologia del sottosuolo nell'area a N della Maiella, soprattutto per i caratteri bacinali della successione perforata al di sotto della *formazione di S. Spirito*. Si riscontrano infatti le formazioni della *Scaglia* (da m 1045 a m 1223), delle *Marne a Fucoidi* (m 1223-1316), della *Maiolica* (m 1316-1603), degli *Scisti ad Aptici* (m 1603-1690), della *Corniola* (m 1690-2315) con facies marnose tra 2009-2315<sup>1</sup>, delle *Dolomie di Castelmanfrino* (m 2315-2422 fondo pozzo). Per maggiori dettagli si rimanda a CRESCENTI (1969b).

Nell'area del Foglio Chieti, furono successivamente perforati altri sondaggi, aventi per tema intervalli arenacei entro la successione pliocenica. Si ricordano i pozzi Casale 1, Chieti 1 e Castelfrentano 1-6. Il pozzo Casale 1 raggiunse m 1214 dopo aver attraversato la *formazione di Mutignano* (m 0-950) del Pliocene superiore a *Globorotalia inflata*, il Pliocene medio a *Globorotalia aemiliana* (m 950-1150) e il Pliocene inferiore a *Globorotalia puncticulata* (m 1150-1214). Il pozzo Chieti 1 fu interrotto a m 2517,5 di profondità entro depositi argillosi del Pliocene medio a *Globorotalia aemiliana* (CRESCENTI *et alii*, 1980). Infine i pozzi Castelfrentano (CASNEDI *et alii*, 1981), dopo aver attraversato la *formazione di Mutignano*, incontrarono per circa m 1000 di spessore l'alloctono della coltre molisana, e quindi depositi argillosi del Pliocene medio a *Globorotalia aemiliana* e del Pliocene inferiore a *Globorotalia puncticulata* trasgressivi sul substrato carbonatico pre-pliocenico.

Più di recente, si ha notizia di un importante ritrovamento di petrolio presso l'area di Miglianico da parte dell'AGIP, entro depositi carbonatici mesozoici.

---

<sup>1</sup> CRESCENTI *et alii* (1969, pag. 355) indicarono questa facies come "marne e calcari della formazione Cigno", attribuendola al Lias medio-superiore (biozona a *Globochete alpina*). Questa unità non va confusa con le Argille del Cigno messiniane descritte in precedenza.

### 3. - CAVE E MINIERE (E. Miccadei & N. Sciarra)

Le principali attività estrattive nell'area del Foglio 361 Chieti sono riferibili essenzialmente a due tipologie:

1. cave, numerose delle quali attualmente inattive e abbandonate, per la coltivazione di diversi tipi di materiali:
  - materiali ghiaiosi della piana alluvionale attuale e dei terrazzi fluviali della successione del Quaternario continentale, della successione del Pleistocene di transizione al marino e delle associazioni conglomeratiche della *formazione di Mutignano*,
  - materiali argillosi della *formazione di Mutignano* e della *formazione di Cellino*,
  - materiali calcarei delle successioni carbonatiche;
2. miniere, ormai inattive, per la coltivazione di impregnazioni di idrocarburi solidi (asfalti e bitumi).

#### *Cave per la coltivazione di materiali ghiaiosi*

Sono ubicate principalmente:

- nella Sezione Chieti E, lungo la Valle del F. Foro presso Villamagna e nell'area di Giuliano Teatino;
- nella Sezione Orsogna, nell'area di Filetto;
- nella Sezione Lettomanoppello, in tutti i comuni della valle del F. Pescara, nelle aree di Scafa, Alanno, Manoppello, Manoppello Scalo ed inoltre nell'area di Turrivalignani;
- nella Sezione Chieti O, lungo tutta la valle del F. Pescara; si tratta di cave attive e inattive, molte delle quali, in prossimità dell'alveo sono interessate dall'affioramento della falda di subalveo; sono numerose nel territorio del comune di Chieti, nell'area di Rosciano, di Villa Oliveti e Brecciarola, nei pressi di Vallemare, in località Villanova ed infine, al margine settentrionale del Foglio presso Cerratina.

L'utilizzo di tali materiali, connesso unicamente alla preparazione di calcestruzzo, non è sufficiente al fabbisogno locale. Ottime sono le caratteristiche tecniche che ne provocano di conseguenza un'alta richiesta. Le nuove normative ambientali ne riducono, comunque, lo sfruttamento in prossimità dei terrazzi fluviali.

#### *Cave di materiali argillosi*

Sono presenti in numerosi settori lungo la valle del F. Pescara anche se in molti casi risultano inattive e abbandonate; sono state realizzate per la coltivazione dei depositi argillosi della *formazione di Mutignano* e della *formazione di Cellino*, ad esempio nelle zone di Alanno Scalo, Turrivalignani e Manoppello;

queste cave sono strettamente connesse con l'attività di fornaci per la realizzazione di laterizi, che in alcuni casi hanno determinato nella cartografia topografica toponimi quali "La Fornace" o "Fornace", o per la preparazione di cemento.

Le proprietà tecniche sono quelle tipiche di argille fortemente sovraconsolidate di buona o ottima competenza. Granulometricamente si è in presenza di limi argillosi o con argilla debolmente sabbiosi, di media e alta plasticità (limite liquido talora maggiore del 60 %). Possono presentare un angolo d'attrito elevato ( $>25^\circ$ ) ed un modulo di compressibilità anche superiore ai 100 MPa e risultano poco compressibili. Non è possibile introdurre altri parametri tecnici in quanto strettamente dipendenti dalle condizioni locali.

#### *Cave in materiali calcarei*

Nelle successioni carbonatiche della Maiella sono presenti cave solo nella Sezione Lettomanoppello e nella zona tra Pretoro e Rapino; tra esse una cava particolarmente imponente è ubicata al margine meridionale del Foglio presso Pretoro. Il loro utilizzo è finalizzato principalmente alla preparazione di inerti per calcestruzzo. Le formazioni risultano molto fratturate e per tale motivo solo in minima parte sono utilizzate come pietra da taglio. I valori di resistenza a compressione semplice si aggirano intorno ai 10 MPa mostrando quindi la loro non eccessiva competenza. Risultano, inoltre, molto suscettibili all'abrasione.

#### *Miniere di asfalto e bitume*

Sono presenti nel settore sud-occidentale del Foglio 361 Chieti, ed in particolare nell'area circostante Lettomanoppello e Piano delle Castagne, dove l'attività estrattiva è cominciata fin dal 1848; le miniere ormai inattive sono presenti in numerose località, tra cui Fonticella, S. Giorgio, Lettomanoppello, Acqua Fredda; la produzione veniva effettuata sia in galleria che a cielo aperto. Questo settore si trova ai margini di un'ampia area ricadente nel Foglio 360 Torre de' Passeri, interessata fin dalla fine del 1800 da ricerche di idrocarburi, che hanno portato alla perforazione di numerosi pozzi, dei quali solo alcuni, ubicati poco al di fuori dell'area del Foglio 361 (nella zona di Alanno ad esempio) sono entrati in produzione nel periodo bellico e negli anni '50 e '60.

## XI - BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bull., **67**: 841-875, Tulsa, Oklahoma.
- ACCARIE H. (1988) - *Dynamique sédimentaire et structurale au passage plate-forme/Bassin. Le faciès carbonatés Crétacés et Tertiaires: Massif de la Maiella (Abruzzes, Italie)*. Ecole Mines Paris Mem. Sci. Terre, **5**, pp. 162, Paris.
- AGOSTINI S., DI CANZIO E. & ROSSI M. A. (2001) - *Abruzzo (Italy): the Plio-Pleistocene proboscidean-bearing sites*. In: Cavarretta G., Gioia P., Mussi M. & Palombo M. R. "La terra degli elefanti", Atti del 1° Congresso Internazionale, 16-20 ottobre 2001, Roma.
- AIRAGHI C. (1908) - *Di alcuni Echinidi miocenici del gruppo della Maiella*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **47**, Milano.
- ALBERTI A., LIPPARINI T. & STAMPANONI G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000. Foglio 141 PESCARA*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- ALMAGIÀ R. (1910a) - *Studi geografici sulle frane in Italia*. Mem. Soc. Geogr. It., **14**, Roma.
- ALMAGIÀ R. (1910b) - *La grande frana di Roccamontepiano (Provincia di Chieti) (24 giugno 1765)*. Rivista Abruzzese, **25**, Teramo.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio*. CNR-Progetto Finalizzato "Geodinamica": Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, **1**: 219-223, Roma.
- AMOROSO S. & TOZZI C. (1980) - *Ricerche sul Paleolitico inferiore abruzzese nella Valle del Foro e alla Selvotta di Roccamorice (Chieti)*. Museo delle Tradizioni Popolari Abruzzesi, Mostra Archeologica Permanente, Quaderno **6**: 1-31, Pescara.
- AUCELLI P.P.C., CAVINATO G.P. & CINQUE A. (1996) - *Indizi geomorfologici di tettonica plio-quadernaria sul piedimonte adriatico dell'Appennino abruzzese*. Il Quaternario It. J. Quat. Sci., **9** (1): 299-302, Verona.
- BALLY A. (1954) - *Geologische Untersuchungen in den SE-Abruzzen* (Unpublished Ph. D. Thesis). Universitat Zurich, pp. 289.
- BALLY A.W., BURBY L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **35**: 237-310, Roma.
- BARCHI M., GALADINI F., LAVECCHIA G., MESSINA P., MICHETTI A. M., PERUZZA L., PIZZI A., TONDI E. & VITTORI E. (a cura di) (2000) - *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, pp. 62, Roma.
- BARTOLINI C. (1992) - *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di Geomorfologia strutturale*. Pitagora Editrice: pp. 292, Bologna.
- BENEDETTI E. (1941) - *Ipotesi sulla posizione stratigrafica della roccia-madre degli idrocarburi in Abruzzo e nel Lazio*. Boll. Soc. Geol. It., **60** (1), Roma.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **54**: 129-212, Tulsa, Okla.
- BIDOU L. (1878) - *Gisements de bitumes, pétroles et de divers minéraux dans les provinces de Chieti et de Frosinone, et traitement des matières bitumineuses à Letomanoppello*. Siena.
- BIGI S. (1993a) - *Caratterizzazione geologico-strutturale della zona esterna dell'Appennino abruzzese tra il Gran Sasso d'Italia e la Majella*. Tesi di dottorato, Univ. degli Studi di Camerino, Febbraio 1993.
- BIGI S. (1993b) - *Carta geologica dell'area compresa tra il Gran Sasso ed il F. Pescara (scala 1:25000)*. Tesi di dottorato, Univ. degli Studi di Camerino, Febbraio 1993.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1995d) - *Evoluzione messiniano - pliocenica del sistema catena - avansfossa nell'area marchigiana - abruzzese esterna*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/**1**: 29-36, Camerino.

- BIGI S., CALAMITA F. & CENTAMORE E. (1995a) - *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area abruzzese ad oriente del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 67-76, Camerino.
- BIGI S., CALAMITA F. & CENTAMORE E. (1995b) - *Carta geologico-strutturale dell'area compresa tra il Gran Sasso e il F. Pescara - Scala 1:50000*. Roma.
- BIGI S., CALAMITA F. & PALTRINIERI W. (1995c) - *Modi e tempi della strutturazione della catena centro appenninica abruzzese dal Gran Sasso alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 2: 77-85, Camerino.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., COSTA PISANI P., D'AMBROGI C., DIDASKALOU P., MICARELLI A., NISIO S. & POTETTI M. (2000) - *Il Plio -Pleistocene della fascia costiera abruzzese tra il F. Tronto e il F. Sangro*. 80° riunione estiva - Trieste, 6-8 settembre 2000. Riassunti delle comunicazioni orali e poster, 75.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., MICARELLI A., NISIO S., PENNESI T. & POTETTI M. (1997) - *The periadriatic basin (Marche - Abruzzi sector, Central Italy) during the Plio-Pleistocene*. Giorn. Geol., **59** (1-2): 245-259, Bologna.
- BONARELLI G. (1931) - *Il Quaternario della Val di Nora in territorio di Catignano*, Prov. di Pescara. Boll. Soc. Geol. It., **50**: 113-116, Roma.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (2), Roma.
- BUCCOLINI M., CRESCENTI U. & SCIARRA N. (1994a) - *Interazione fra dinamica dei versanti ed ambienti costruiti: alcuni esempi in Abruzzo*. Il Quaternario, **7**(1): 179-186, Nichelino (TO).
- BUCCOLINI M., SCIARRA N., D'ALESSANDRO L. & GENEVOIS R. (1994b) - *Fontanelle landslide in Chieti territory (Abruzzo, Italy)*. In: "Proceedings VII Int. Congr. Int. Ass. Engineering Geology" A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168** (2): 155-169, Paris.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & RIDOLFI M. (1995) - *Caratterizzazione geologico-strutturale dell'area marchigiano-abruzzese esterna (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1: 171-182, Camerino.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERUCCINI P. & PIZZI A. (1999) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il pedappennino umbro e la costa adriatica*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 125-139, Roma.
- CALAMITA F., SCISCIANI V., MONTEFALCONE R., PALTRINIERI W. & PIZZI A. (2002) - *L'ereditarietà del paleomargine dell'Adria nella geometria del sistema orogenico centro-appenninico: l'area abruzzese esterna*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 355-368, Roma.
- CALISTA M., MANGIFESTA M., PASCULLI A. & SCIARRA N. (2003) - *Evoluzione dinamica della Rupe di Roccamontepiano (Abruzzo): parametri, statistica e modellazione 3D*. Atti 1° Congresso Nazionale AIGA: 139-149, 11 figg., 1 tab., Roma.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geophysical Research, **100** (B4): 6093-6295, New Brunswick, NJ.
- CANTALAMESSA G., CASNEDI R., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986a) - *Il Plio-Pleistocene marchigiano-abruzzese*. Guida all'escursione, vol. spec. 73° Congresso Soc. Geol. It., pp. 43, Camerino.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986b) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. In: Centamore E. & Deiana G. - *La Geologia delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 73° Congresso Soc. Geol. It.: 61-81, Camerino.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., MICARELLI A. & POTETTI M. (1983a) - *I depositi terrigeni neogenico-quadernari affioranti fra il F. Potenza e il F. Tronto*. In: Atti Riunione Gruppo di Sedimentologia CNR, Camerino (MC) 26-29/9/1983.

- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., MICARELLI A., POTETTI M. con il contributo di DIDASKALOU P., PENNESI T. & PICCINI M. (1983b) - *Neogene-Quaternary evolution of the Marche Abruzzi periadriatic basin in the stretch between the Musone and Pescara Rivers*. In: Cantalamessa G. Dramis F. - International Symposium on dynamics of fluvial-coastal system and environmental changes. Field trip guide book, 1-19. S. Benedetto del Tronto, 21-24 giugno, 1983.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Appennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 109-120, Roma.
- CASNEDI R. (1986) - *Effetti della subsidenza sulla geometria di corpi terrigeni nel Pliocene inferiore abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1): 157-162, Roma.
- CASNEDI R. (1991a) - *Hydrocarbon accumulation in turbidites in migrating Basins of the southern Adriatic Foredeep (Italy)*. A. Bouma and B. Carter Eds.: *Facies Models in Exploration and Development of Hydrocarbon and Ore Deposits*. VSP, 219-233, Amsterdam.
- CASNEDI R. (1991b) - *L'avanfossa abruzzese fra i fiumi Vomano e Pescara nel Pliocene inferiore: rapporti fra sedimentazione e tettonica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2 (CROP 11): 375-379, Camerino.
- CASNEDI R. & CRESCENTI U. (1986) - *Generalità sul Plio-Pleistocene del bacino abruzzese*. 73° Cong. Soc. Geol. It., guida escurs.: 11-17, Camerino.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO G. & MOSTARDINI F. (1981) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. Geol. Romana, **20**: 1-42, 39 figg., Roma.
- CASNEDI R., MORUZZI G. & MUTTI E. (1977) - *Correlazioni elettriche di lobi deposizionali torbiditici del sottosuolo abruzzese con carotaggi elettrici*. Atti Ist. Geol., **26**: 48-55, Pavia.
- CASNEDI R. & MOSNA S. (1992) - *Natura e provenienza di conglomerati basali del Pliocene inferiore abruzzese (avanfossa periadriatica)*. Atti Ticinensi Sc. Terra, **35**: 135-143, Pavia.
- CASSETTI M. (1904a) - *Sulla struttura geologica dei monti della Maiella e del Morrone*. Boll. R. Com. Geol. It., **35**, Roma.
- CASSETTI M. (1904b) - *Da Avezzano a Sulmona ed alla Maiella*. Boll. R. Com. Geol. It., **35**, Roma.
- CASTIGLIONI B. (1935a) - *Ricerche morfologiche nei terreni Pliocenici dell'Italia centrale*. Pubblicazioni dell'Istituto di Geografia della R. Università di Roma, serie A, **4**, Roma.
- CASTIGLIONI B. (1935b) - *Sulle cause delle deviazioni dei fiumi*. Zeit. Geomorph., **8**: 224-253, Leipzig.
- CATENACCI V. (1974) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:100000, Foglio 147 Lanciano*. Serv. Geol. d'Italia. Nuova Tecnica Grafica, Roma (1974).
- CATI L., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., D'ONOFRIO S., FOLLADOR U., PIRINI C., POMESANO CHERCHI A., SALVATORINI G., SARTONI S., PREMOLI SILVA I., WEZEL F.C., BERTOLINO V., BIZON G., BOLLI M., BORSETTI A.M., DONDI L., FEINBERG H., JENKINS D.G., PERCONIG E., SAMPÒ M. & SPROVIERI R. (1968) - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*. Boll. Soc. Geol. It., **87**(3): 491-503, Roma.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dell'Italia centro meridionale*. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno **4/2**.
- CENTAMORE E., ADAMOLI L., BERTI D., BIGI G., BIGI S., CASNEDI R., CANTALAMESSA G., FUMANTI F., MORELLI C., MICARELLI A., RIDOLFI M. & SALVUCCI R., con la collaborazione di CHIOCCHINI M., MANCINELLI A., POTETTI M., CHIOCCHINI U. (1992a) - *Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord-orientale, Abruzzo settentrionale)*. S.E.L.C.A., Firenze.
- CENTAMORE E., BIGI S., BERTI D., MICARELLI A. & MORELLI C. (1992b) - *Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del pescarese*. Boll. Soc. Geol. It., **111** (3-4): 437-447, Roma.
- CENTAMORE E., BIGI S., BERTI D. & MORELLI C. (1992c) - *Carta geologica dei depositi terrigeni del Pescarese 1:100.000*. Boll. Soc. Geol. It., **111** (3-4), Roma.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *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. 1991/2: 125-131, Camerino.

- CENTAMORE E., CICCACCI S., DEL MONTE M., FREDI P. & LUPIA PALMIERI E. (1996) - *Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of northeastern Abruzzo (central Italy)*. *Geomorphology*, **16**: 127-137, Elsevier Science B.V., Netherlands.
- CENTAMORE E. & NISIO S. (2003) - *Effects of uplift and tilting in the Central-Northern Apennines (Italy)*. In: Bartolini C. (ed.): «Uplift and erosion: driving processes and resulting landforms», International workshop, Siena, September 20 - 21, 2001. *Quaternary International*, **101-102C**: 93-101, Elsevier Science Ltd and INQUA, Oxford U.K.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In “ *L’ambiente fisico delle Marche* ”: 5-58, S.E.L.C.A., Firenze.
- CENTAMORE E., NISIO S., PRESTININZI A. & SCARASCIA MUGNOZZA G. (1997) - *Evoluzione morfodinamica e fenomeni franosi nel settore periadriatico dell’Abruzzo settentrionale*. *Studi Geol. Camerti*, **14**: 9-27, Camerino.
- CHIOCCHINI M., CRESCENTI U., DIDASKALOU P., MANCINELLI A., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PIGNATTI J.S., POTETTI M., RAFFI I. & SIRNA G. (in stampa) - *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000, Fogli 359 L’Aquila, 360 Torre de’ Passeri, 368 Avezzano, 369 Sulmona*. *Serv. Geol. d’Italia, Roma*.
- COLALONGO M.L., PADOVANI A., SARTONI R., TAMPIERI R., D’ONOFRIO S., ELMI C., FRANCAVILLA F., MANZONI M., POLUZZI A. & RUSSO A. (1972) - *Biostratigrafia e cronostratigrafia del Pliocene*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **91**: 498-509, Roma.
- COLONNA E. (1900) - *Le miniere di asfalto in Provincia di Chieti*. *La Chimica ind.*, a. 2, fasc. 20, Torino.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) - *The significance of stratified slope-waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennines, Central Italy*. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.71*, pp. 59-70, Berlin.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in central Italy*. *Permafrost and Periglacial Processes*, **6**: 235-242.
- COLTORTI M., FARABOLLINI M., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Geomorphological evidences for anti-Apennines faults in the Umbr-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy*. *Geomorphology*, **15**: 33-45, Elsevier Science B.V., Netherlands.
- CRESCENTI U. (1969a) - *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell’Appennino centrale: correlazioni*. *Geol. Romana*, **8**: 15-40, Roma.
- CRESCENTI U. (1969b) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiana - abruzzese (Parte I: Descrizione delle serie stratigrafiche)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**: 155-204, 8 figg., Pisa.
- CRESCENTI U. (1971a) - *Osservazioni sul Pliocene degli Abruzzi settentrionali: la trasgressione del Pliocene medio e superiore*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **90**(1): 3-21, Roma.
- CRESCENTI U. (1971b) - *Sul limite Miocene - Pliocene in Italia*. *Geol. Romana*, **10**: 1-22, Roma.
- CRESCENTI U. (1972) - *Sulla deviazione dei fiumi marchigiani*. *Geol. Appl. e Idrog.*, **7**: 45-55.
- CRESCENTI U. (1975) - *Sul substrato pre-pliocenico dell’avanfossa appenninica dalle Marche allo Jonio*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**: 583-634, 12 figg., 2 tavv., Roma.
- CRESCENTI U. (1994) - *Inquadramento sintetico delle sequenze carbonatiche delle unità abruzzesi nell’intervallo Lias medio - Cretacico*. *Atti Ticinensi Sc. Terra, ser. spec.*, **2** (Geologia dell’Abruzzo nord-orientale): 131-136, Pavia.
- CRESCENTI U., BIONDI R., RAFFI I., RUSCIADELLI G. (2002). *The S. Nicolao section (Montagna della Maiella): a reference section for the Miocene-Pliocene boundary in the Abruzzi area*. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Sp. **1**: 509-516.
- CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G. & RAFFI G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiana - abruzzese (Parte II: litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**: 343-420, 64 figg., 3 tavv., Pisa.
- CRESCENTI U., D’ALESSANDRO L. & GENEVOIS R. (1987) - *La ripa di Montepiano (Abruzzo): un primo esame delle caratteristiche geomorfologiche in rapporto alla stabilità*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **37**: 785-787, Roma.



- CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A. & TONNA M. (1980) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geol. Romana, **19**: 63-84, Roma.
- CRESCENTI U. & FOLLADOR U. (1966) - *Il Pleistocene a Hyalinaea balthica (Schroeter) nella parte orientale dell'Italia centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, Roma.
- CURRADO C. & D'AMBROGI C. (2002) - *Plio-Pleistocene morphostructural evolution of the Chieti sector in the Periadriatic Basin: an example of integrated analysis*. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 501-508, Roma.
- CURRADO C. & FREDI P. (2000) - *Morphometric parameter of drainage basin and morphotectonic setting of eastern Abruzzo*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 411-420, Roma.
- D'ALESSANDRO L. (1982) - *La frana di Montepiano: indagini e studi*. Relazione generale C.M. "Maielletta", Pennapiedimonte (Chieti), pp. 86.
- D'ALESSANDRO L. (1996) - *Sul dissesto geomorfologico in Italia*. Geografia, anno **XIX**, (3-4), pp. 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, Roma.
- D'ALESSANDRO L., GENEVOIS R., BERTI M., URBANI A. & TECCA P.R. (2002) - *Geomorphology, stability analyses and stabilization works on the Montepiano travertinous cliff (Central Italy)*. In: ALLISON R.J.: Applied Geomorphology: Theory and Practice: 21-38, New York.
- 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*. In: Bartolini C. (ed.): «Uplift and erosion: driving processes and resulting landforms», International workshop, Siena, September 20 - 21, 2001. Quaternary International, **101-102C**: 115-124, Elsevier Science Ltd and INQUA, Oxford U.K.
- D'ALESSANDRO L. & PANTALEONE A. (1991) - *Caratteristiche geomorfologiche e dissesti nell'Abruzzo sud-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **37**: 805-821, Roma.
- D'AMBROGI C. (1999) - *Evoluzione geologica e geomorfologica Plio-Pleistocenica del settore dell'area periadriatica compreso tra il Fiume Pescara e il Fiume Sangro*. Tesi di Dottorato XI ciclo, Università di Roma "La Sapienza", Roma.
- D'AMBROGI C. (2000) - *Tettonica e sedimentazione: un esempio nel settore chietino del bacino periadriatico (Abruzzo centro-meridionale)*. 80° riunione estiva Soc. Geol. It. - Trieste, 6-8 settembre 2000.
- DEL MONTE M., DI BUCCI D. & TRIGARI A. (1996) - *Assetto morfotettonico della regione compresa tra la Majella e il Mare adriatico (Appennino Abruzzese)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 419-430, Roma.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre Recherche et Documentation Cartographique, Memoires et Documents, CNRS, pp. 403, Paris.
- DESIDERIO G., NANNI T. & RUSI S. (2001) - *La Pianura alluvionale del Fiume Pescara (Abruzzo): idrogeologia e vulnerabilità dell'acquifero*. Mem. Soc. Geol. It., **56**: 197-212, Roma.
- DONZELLI G. (1997) - *Studio geologico della Maiella*. Dip. Scienze della Terra Università degli Studi "G. d'Annunzio", pp. 49, 21 tavv., Chieti.
- DRAMIS F. (1993) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. In: "Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale", a cura di Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E., Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1992/1: 9-15, Camerino.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1992) - *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. In: "Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia -Vasto" a cura di Tozzi M., Cavinato G.P. & Parotto M., Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 287-293, Camerino.
- DUFAURE J.J., BOSSOUYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères geomorphologiques de neotectonique vertical dans l'Apennin Central Adriatique*. Bull. AFEQ, **3**: 151-160, Paris.

- DURINI G.N. (1825) - *Relazione sullo zolfo e sul bitume di Abruzzo Citeriore*. Atti R. Acc. Sc., **2**, Napoli.
- ELMI C. (1991) - *Anomalie del reticolo idrografico nell'Appennino centro-settentrionale: evoluzione geomorfologica e neotettonica*. Giorn. Geol., ser. 3a vol. **53/2**: 81-92, Bologna.
- FANUCCI F., MORETTI E., NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1996) - *Tipologia dei terrazzi vallivi ed evoluzione del rilievo nel versante Adriatico dell'Appennino centro-settentrionale*. Il Quaternario, **9(1)**: 255-258.
- FOLLADOR U. (1967) - *Il Pliocene e il Pleistocene dell'Italia centro-meridionale, versante adriatico*. *Biostratigrafia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, Roma.
- FOLLADOR U. (1973) - *Paleogeografia del Pliocene e del Pleistocene dell'Italia centro-meridionale, versante adriatico*. Boll. Soc. Geol. It., **92(1)**: 141-159, Roma.
- GHISSETTI F., FOLLADOR U., CASNEDI R. & VEZZANI L. (1994) - *Assetto tettonico delle zone esterne dell'Appennino abruzzese: elementi di analisi stratigrafico-strutturali*. Atti Ticinensi Sc. Terra, (serie speciale) **2** (Geologia dell'Abruzzo nord-orientale): 5-43, 6 figg., 1 tav. f.t., Pavia.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1997) - *Interfering paths of deformation and development of arcs in the fold-and-thrust belt of the Central Apennines (Italy)*. Tectonics, **16(3)**:523-536.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (2002) - *Normal faulting, extension and uplift in the outer thrust belt of the central Apennines (Italy): role of the Caramanico fault*. Basin Research, **14**:225-236.
- GIATTINI G.B. (1907) - *Osservazioni geologiche sopra i terreni terziari di S. Valentino (Chieti) e sopra i loro giacimenti di bitume*. Giorn. Geol. Prat., a. 5, fasc. 5-6, Perugia.
- GIGLI O. (1918) - *L'asfalto dell'Abruzzo*. Rass. Min., a. **24**, **48** (3): 197-203, Roma.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN, pp. 92, Bologna.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1993) - *Proposta di legenda geomorfologica a indirizzo applicativo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **16(2)**: 129-152, Torino.
- HEINRITZI A. (1939) - *Segnalazione di rocce asfaltiche particolarmente ricche in provincia di Chieti*. Ind. Min. It. e Oltremare, **13(7)**, Roma.
- HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., LANGEREIS C.G., LOURENS L.J., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W.J. (1995) - *Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene*. Earth Planet. Sci. Lett., **136**: 495-510, Amsterdam.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*: 283-314, Cambridge.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., RAFFI I., SIERRO F.J. & WILSON D.S. (1999) - *Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crises*. Nature, **400**: 652-655, London.
- LOTTI P. (1924) - *Le sorgenti del petrolio da Casauria nella valle del Pescara*. Rass. Miner. Metall. e Chimica, **61(5)**: 1-12, Torino.
- LOTTI B. (1926a) - *Geologia e tettonica della Valle del Pescara*. Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**: 169-181, Roma.
- LOTTI B. (1926b) - *Zona litoranea tra il Pescara e l'Esino*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**, Roma.
- LOURENS L.J., HILGEN F.J., ZACHARIASSE W.J., VAN HOOF A.A.M., ANTONARAKOU A. & VERGNAUD-GRAZZINI C. (1996) - *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical time scale*. Paleocceanography, **11**: 391-413, Washington DC.
- LUPIA PALMIERI E., BIASINI A., CAPUTO C., CENTAMORE E., CICCACCI S., DEL MONTE M., FREDI P. & PUGLIESE F. (2001) - *Quantitative geomorphology and morphodynamics of the Abruzzo region, Italy: III The drainage basin of the River Saline*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **24(2)**: 157-176.
- LUPIA PALMIERI E., CENTAMORE E., CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DEL MONTE M., FREDI P. & PUGLIESE F. (1998) - *Geomorfologia quantitativa e morfodinamica del territorio abruzzese: II - Il bacino idrografico del fiume Tordino*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21**: 113-129.
- LUPIA PALMIERI E., CICCACCI S., CIVITELLI G., CORDA L., D'ALESSANDRO L., DEL MONTE M., FREDI P. & PUGLIESE F. (1995) - *Geomorfologia quantitativa e morfodinamica del territorio abruzzese: I - Il bacino idrografico del Fiume Sinello*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **18**: 31-46.

- MANFREDINI M. (1963) - *Caratteristiche geologiche e geoidrologiche della sorgente del Foro*. In: Assessorato LL. PP. - Regione Abruzzo (Eds), *Sul filo dell'acqua - Acquedotti d'Abruzzo*, 1985.
- MARCOLINI F., BIGAZZI G., BONADONNA F.P., CENTAMORE E., CIONI R. & ZANCHETTA G. (2001) - *Case Picconetto (Pescara, Abruzzo): a new FT-Dated Pleistocene site with molluscs and small mammals*. *Geitalia 2001 - 3° Forum di Italiano di Scienze della Terra - Riassunti*: 245-247.
- MAYER L., MENICETTI M., NESCI O. & SAVELLI D. (2003) - *Morphotectonic approach to the drainage analysis in the North Marche region, central Italy*. In: Bartolini C. (ed.) «Uplift and erosion: driving processes and resulting landforms». International workshop, Siena, September 20 - 21, 2001. *Quaternary International* **101-102C**: 157-167, Elsevier Science Ltd and INQUA, Oxford U.K.
- MESCERJAKOV J.P. (1968) - *Les concepts de morphostructure et de morphosculpture: un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique*. *Annales de Géographie*, **423**: 539-552, Paris.
- MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of miocene sediments in the Umbria-Marche area (Central-Northern Apennines)*. Abs. VIII<sup>th</sup> Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15-22 Sept. 1985.
- MODERNI P. (1891) - *Osservazioni geologiche nel gruppo della Maiella con appendice paleontologica di A. Tellini*. *Boll. R. Com. Geol. It.*, **22**, Roma.
- MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (EDS.) (1997) - *Miocene stratigraphy - An integrated approach*. *Development in Paleontology and Stratigraphy*, **15**: 712 pp. Elsevier, Amsterdam.
- NANNI T. & RUSI S. (2003) - *Idrogeologia del massiccio carbonatico della Majella (Abruzzo)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **122**, Roma.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1986) - *Cicli continentali tardo-quaternari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **9**: 192-211, 18 figg.
- NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1991) - *Terrazzi vallivi e superfici di spianamento nella evoluzione del rilievo dell'Appennino nord-marchigiano*. *Studi Geologici Camerti*, vol. Spec; 1991/1: 175-180, Camerino.
- NOVARESE V. (1904) - *I giacimenti d'Asfalto di S. Valentino (Chieti)*. *Rass. Min.*, **20**(1), Torino.
- ORI G. C., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M. L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene- Pleistocene adriatica foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conf., Adriatic foredeep field guide book, Florence, Italy: pp. 85.
- PANIZZA M. (1997) - *Breviario dei rapporti fra geomorfologia e tettonica*. *Il Quaternario*, It. J. Quat. Science **10**(2): 267-272, Verona.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. *Studi Geol. Camerti*, **2**(vol. spec. CRÖP 11): 417-441, Camerino.
- PIZZI A. (2003) - *Plio-Quaternary uplift rates in the outer zone of the central Apennines fold-and-thrust belt, Italy*. In: Bartolini C. (ed.): «Uplift and erosion: driving processes and resulting landforms», International workshop, Siena, September 20 - 21, 2001. *Quaternary International*, **101-102C**: 229-237.
- PREVER P. (1905) - *Ricerche sulla fauna di alcuni calcari nummulitici dell'Italia centrale e meridionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **24**, Roma.
- PRINCIPI P. (1930) - *Osservazioni geologiche e morfologiche sulla valle del Pescara (Abruzzi)*. *L'Universo*, **51** (5): 413-434.
- 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 dell'Abruzzo dalle origini all'età del Bronzo*. Giardini Ed., pp. 455, Pisa.
- RAFFI I. (2002) - *Revision of the early-middle Pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75-0.85 Ma)*. *Mar. Micropal.*, **45**: 25-55, Amsterdam.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **49**: 1-26, New York.

- 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.
- RUSCIADELLI G. (2005) *Provenance of Upper Pliocene conglomerates of the Mutignano Formation (Abruzzo, Italy) : implications for unraveling the uplift history of the external zones of Central Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Vol 124/3, 645-659
- SACCO F. (1907) - *Gli Abruzzi, Schema geologico (con carta alla scala 1:500.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **26**, Roma.
- SACCO F. (1930a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 141 «Chieti»*. R. Uff. Geol., Roma (1928).
- SACCO F. (1930b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli di Vasto e Lanciano*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- SCISCIANI V., BIGI S., RUSCIADELLI G., CALAMITA F. & PALTRINIERI W. (2000) - *The influence of syn-orogenic normal faults on Pliocene thrust system development: the Maiella structure (Central Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 193-204, 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. & ZAKREVSAYA E. (1998a) - *Larger Foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Géol. France, **169**(2): 281-299, Paris.
- 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. & ZAKREVSAYA E. (1998b) - *Paleocene and Eocene Benthic Foraminifera*. In: HARDENBOL J., DE GRACIANSKY P.C., JACQUIN T., VAIL P.R. & FARLEY B. (eds.) - *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **60**, Tulsa, Okla.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1930a) - *Foglio 141 Chieti della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000 rilevato da F. Sacco*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1930b) - *Foglio 147 Lanciano della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000 rilevato da F. Sacco*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1963) - *Foglio 141 Pescara della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000 rilevato da A. Alberti, T. Lipparini, G. Stampanoni, A. Zappelli*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Foglio 147 Lanciano della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000 rilevato da V. Catenacci, E. Davico & F. Casella*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006a) - *Foglio 360 Torre de' Passeri della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006b) - *Foglio 369 Sulmona della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006c) - *Foglio 368 Avezzano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006d) - *Foglio 359 L'Aquila della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia, 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.
- SOBRERO A. (1869) - *Sul calcare bituminoso del Manoppello*. Atti Soc. Ing. e Ind., **1-2**, Torino.
- SORRENTINO (1934) - *Alcune caratteristiche di geomorfologia del versante adriatico dal Fiume Potenza al Pescara*. Boll. Soc. Geol. It., **53**, Roma.
- SPROVIERI M., BONANNO A., MAZZOLA S., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1996) - *Cyclostratigraphic interpretation of the relative abundance fluctuations of Globigerinoides spp. in the Tortonian Gibliscemi section (Southern Sicily)*. Paleopelagos, **6**: 385-399, Roma.
- TELLINI A. (1890) - *Nummuliti della Maiella, delle Isole Tremiti e del Promontorio garganico*. Boll. Soc. Geol. It., **9**, Roma.

- TELLINI A. (1891) - *Appendice paleontologica alle osservazioni geologiche sul gruppo della Maiella di P. Moderni*. Boll. R. Com. Geol. It., **22**, Roma.
- TERRENI O. (1839) - *Miniere italiane di asfalto, bitume, petrolio nei Comuni di Lettomanoppello, Manoppello, Roccamorice, Abbatteggio*. Genova.
- THIEL G. (1912) - *Das Asphaltkalkgebiet des Pescaraates am Nordbange der Maiella (Abruzzen)*. Diss. Techn. Hochschule zu Breslau, Berlin.
- TOZZI C. (1965) - *L'industria litica dei terrazzi Zannini (Chieti)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., S. A., **72**.
- VEZZANI L., CASNEDI R. & GHISSETTI F. (1993) - *Carta geologica dell'Abruzzo nord-orientale*. S.E.L.C.A., Firenze.
- VEZZANI L. & GHISSETTI F. (con la collaborazione di A. BIGOZZI, U. FOLLADOR & R. CASNEDI) (1997) - *Carta geologica dell'Abruzzo in scala 1:100000*. S.E.L.C.A., Firenze.