PROGETTO CARG

ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 351

PESCARA

a cura di

G.G. Ori [1], G. Rusciadelli [2]

Con contributi di:

Geologia del Substrato: **R. Biondi [3], M.L. Milia [2]**

Geologia del Quaternario: **E. Miccadei [2], T. Piacentini [2]**

Biostratigrafia: **U. Crescenti [4], I. Raffi [4]**

Geologia Marina: **F. Foglini [5], E. Campiani [5], M. Taviani [5], F. Trincardi [5]**

Geologia Tecnica ed Applicata: **E. Miccadei [2], T. Piacentini [2], S. Rusi [4]**

[1] Dipartimento di Scienze, Università

[2] Dipartimento di Scienze della Terra, "G. d'Annunzio" di Chieti

[3] Libero professionista iscritto all'Ordine dei Geologi della Regione Abruzzo

[4] Dipartimento di Geotecnologie e Georisorse, Università "G. d'Annunzio" di Chieti

[5] CNR-ISMAR, Bologna

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,
S. D'Angelo, A. Fiorentino (parte a mare).

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
C. Cipollini, M.P. Congi, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale:
D. Tacchia, 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

I ABSTRACT 6

II INTRODUZIONE 8
1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO 8

III STUDI PRECEDENTI 12

IV INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE 16

V CENNI DI GEOMORFOLOGIA 20

VI CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONO-STRATIGRAFICI ADOTTATI 32

VII STRATIGRAFIA 34
1. SUCCESSIONE MARINA DEL PLIOCENE SUPERIORE-PLEISTOCENE 34
1.1. FORMAZIONE DI MUTIGNANO (**FMT**) 34
2. SUCCESSIONE DI TRANSIZIONE DAL MARINO AL CONTINENTALE DEL PLEISTOCENE 43
2.1. ARGILLE E CONGLOMERATI DI RIPA TEATINA (**RPT**) 43
3. SUCCESSIONE DEL QUATERNARIO CONTINENTALE 45
3.1. SINTEMA DI CATIGNANO (**ACT_b**) 49
3.2. SINTEMA DI VALLE MAJELAMA (**AVM**) 51
3.2.1. *Subsintema di Villa Oliveti* (**AVM_1**) 51
3.2.2. *Subsintema di Piano della Fara* (**AVM_2**) 54
3.2.3. *Subsintema di Vallemare* (**AVM_3**) 56
3.2.4. *Subsintema di Chieti Scalo* (**AVM_4**) 57
3.3. DEPOSITI OLOCENICI (**olo**) 59
3.3.1. *Depositi di frana* (**olo_{a1}**) 59
3.3.2. *Depositi alluvionali* (**olo_b**) 59
3.3.3. *Coltri eluvio-colluviali* (**olo_{b2}**) 60
3.3.4. *Depositi eolici* (**olo_d**) 62
3.3.5. *Depositi lacustri e palustri* (**olo_e**) 62
3.3.6. *Depositi di spiaggia* (**olo_{g2}**) 63
3.3.7. *Depositi antropici* (**olo_h**) 64
4. SUCCESSIONE OLOCENICA DELL'AREA MARINA 64
4.1. SISTEMA DEPOSIZIONALE DI STAZIONAMENTO ALTO (**HST**) 64
4.1.1. *Depositi di spiaggia sommersa* (**g_8**) 65

PROGETTO CARG

4.1.2. *Depositi di transizione alla piattaforma, prisma litorale* (**g_{11}**) 65
4.1.3. *Depositi di scarpata di prodelta* (**g_7**)..... 65

VIII ASSETTO STRUTTURALE 66
1. SCHEMA MORFOTETTONICO 66

IX GEOLOGIA MARINA 72
1. INTRODUZIONE..... 72
2. METODI DI INDAGINE 72
2.1. POSIZIONAMENTO..... 73
2.2. BATIMETRIA 73
2.3. STRATIGRAFIA SISMICA 74
2.4. CAMPIONATURA 75
2.5. ANALISI GRANULOMETRICHE 75
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO ADRIATICO .. 76
4. ASSETTO GEOMORFOLOGICO DELL'AREA 76
5. STRATIGRAFIA..... 78
5.1. ASSETTO STRATIGRAFICO GENERALE DELL'AREA..... 78
6. CARTOGRAFIA 79
6.1. CARTA GEOLOGICA..... 79
6.1.1. *Depositi tardo quaternari: il sistema di stazionamento alto* (HST) 79
6.1.2. *Deformazioni entro i depositi di stazionamento alto* (HST) 80
6.1.3. *Depositi acusticamente trasparenti nell'area del topset*..... 82
6.1.4. *Lobi deposizionali*..... 84
6.1.5. *Classi granulometriche dei sedimenti superficiali*..... 84
6.2. SEZIONE GEOLOGICA 86
6.3. DESCRIZIONE DEI RIQUADRI..... 88
6.3.1. *Carte degli spessori* 88
7. APPENDICE 1 89
7.1. ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA 89
8. APPENDICE 2 91
8.1. ANALISI MICROPALEONTOLOGICHE 91

X ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA..... 94
1. CENNI DI IDROLOGIA..... 94
2. CAVE 96

XI LEGEND..... 98

XII BIBLIOGRAFIA..... 104

PROGETTO CARG

I - ABSTRACT

The 351 - Pescara Sheet of the Carta Geologica d'Italia (1:50.000) includes the external part of the Abruzzo region, which corresponds 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.), conformably lying on the lower to upper Pliocene p.p. foredeep deposits. the easternmost part coastal area around the town of Pesacara. It has been elaborated on the basis of an original 1:10.000 field mapping carried out during the years 2004-2006.

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

Within the continental succession the following UBSU have been distinguished:

- *Catignano* synthem;
- *Valle Majelama* synthem in which the *Villa Oliveti*, *Piano della Fara*, *Vallemare* and *Chieti Scalo* subsynthems have been recognised;
- Holocene Unit including the landslides deposits, the lacustrine and marsh deposits, the beach deposits, the eluvium-colluvium deposits and the alluvial deposits.

From a geomorphological point of view, in the 351 - Pescara sheet different morphogenetic processes have been recognised, with the resultant erosional and depositional forms (structural landforms; landforms due to gravity, landforms due to superficial running waters, marine landforms, anthropic landforms.

As regards the slope stability, the various types of landslides and geomorphological instabilities, varying remarkably in size, appear to be strictly related to the lithologic composition, gradient distribution and climatic conditions.

The hydrogeological setting is strongly influenced by the geological features. Thus in the Pescara sheet, the siliciclastic Plio-Pleistocene complex and the Upper Pleistocene - Holocene alluvial complex can be recognised as the two main hydrogeological units.

The extractive activities worth mentioning are the large number of quarries. These are opened in the transition to continental Quaternary succession to dig gravel out of the alluvial planes and terraces and in the *Mutignano* fm to dig clay.

II - INTRODUZIONE

Il Foglio 351 "Pescara" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (con nota Prot. S.G.E./664/U.1 CARG del 17.02.2000 "Legge 226/99") a seguito di Convenzione tra Servizio Geologico d'Italia e Regione Abruzzo. L'incarico per lo svolgimento delle attività previste dalla suddetta Convenzione è stato affidato dalla Regione Abruzzo, al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "G. d'Annunzio" di Chieti. Successivamente, nel 2004, è stata stipulata una seconda Convenzione per la realizzazione della relativa parte sommersa.

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio 351 Pescara (Carta Topografica d'Italia, scala 1:50000) è situato sulla costa adriatica nella porzione centrale del litorale Abruzzese (Fig. 1) e comprende la basse valli di alcuni dei principali fiumi abruzzesi: il Fiume Pescara, il Torrente Piomba, i fiumi Fino, Tavo e Saline e il Fiume Alento e, infine, l'area di foce del Fiume Foro.

L'area del Foglio è inclusa completamente nel Foglio 141 Pescara della Carta Topografica d'Italia alla scala 1:100.000. Dal punto di vista amministrativo è compreso nella Regione Abruzzo e rientra, da N verso S, nel territorio delle province di Teramo, Pescara e Chieti, rispettivamente nei comuni di Pineto, Atri, Silvi, Città Sant'Angelo, Montesilvano, Collecorvino, Picciano, Pescara, Loreto Aprutino, Moscufo, Spoltore, Pianella, Cepagatti, San Giovanni Teatino, Chieti, Francavilla, Torrevecchia Teatina.

PROGETTO CARG

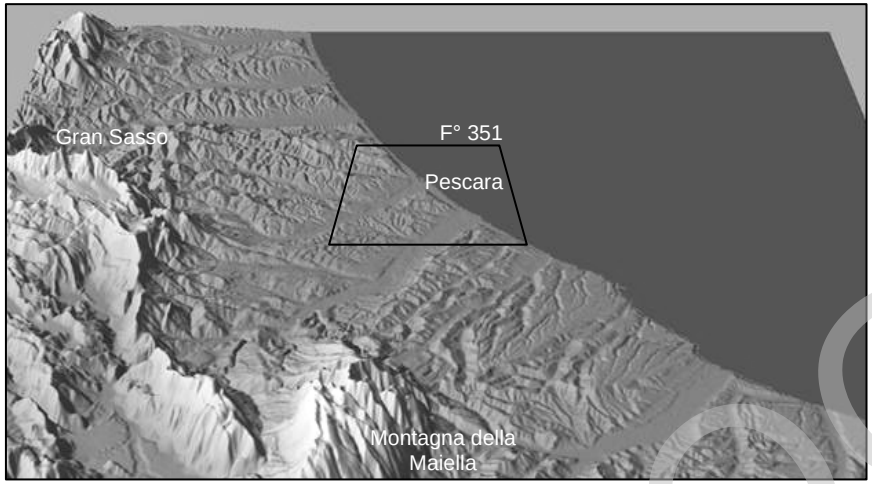

Fig. 1 - Ubicazione dell'area del Foglio 351 "Pescara" nell'ambito dell'area pedemontana e costiera abruzzese (vista tridimensionale da sud, da DEM passo 90m, NASA-SRTM, FARR et alii, 2007).

Il paesaggio è caratterizzato dai rilievi collinari, compresi tra le valli dei principali corsi d'acqua, che si sviluppano fino a quote massime di circa 300-350 m nell'area nordoccidentale (Mutignano, Città Sant'Angelo) e fino a quote di 150-250 m nel settore centrale (Montesilvano Colle, Spoltore, Cappelle sul Tavo, Moscufo) e sudorientale (San Giovanni Teatino).

Dal punto di vista idrografico l'area del Foglio rientra in quattro bacini idrografici della regione abruzzese (T. Piomba, fiumi Tavo-Fino-Saline, F. Pescara, F. Alento), in minima parte nel bacino del F. Foro (estremità sud-orientale) e infine in una serie di bacini minori, che drenano direttamente nel litorale, o di zone intrabacinali (Fig. 2); tutti i bacini rientrano nell'Autorità di Bacino dei bacini regionali della Regione Abruzzo.

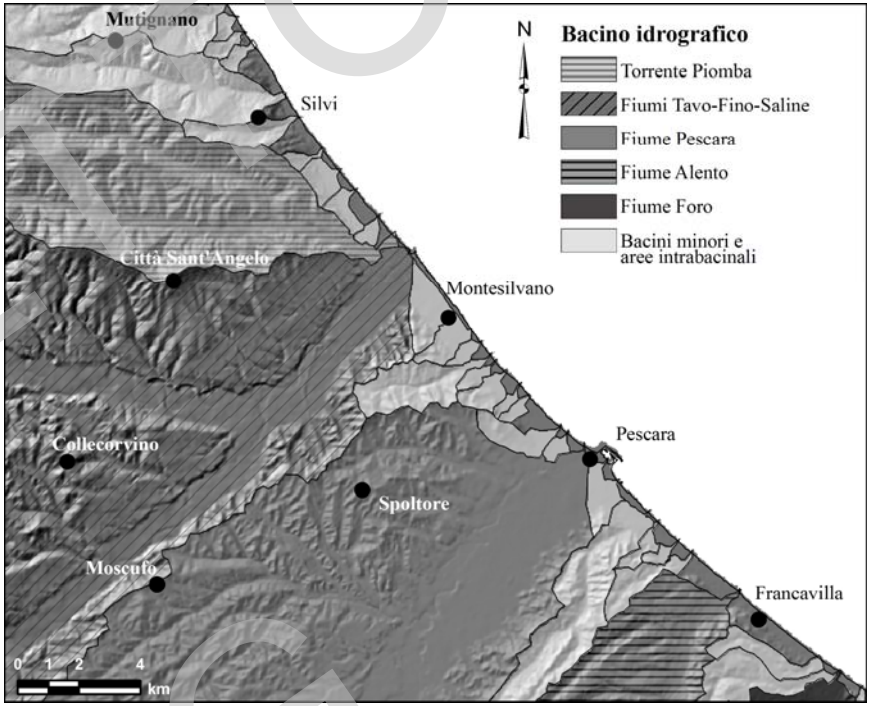

Fig. 2 - Bacini idrografici dell'area del Foglio 351 Pescara.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

III - STUDI PRECEDENTI

(G.G. Ori, E. Miccadei, G. Rusciadelli, M.L. Milia, T. Piacentini)

L'area pedemontana e costiera della regione abruzzese, e in essa l'area del Foglio 351 Pescara, è stata oggetto dello studio di diversi naturalisti e geologi fin dalla fine del 1800. I primi autori, tuttavia, erano più attratti dai vicini rilievi della Montagna della Maiella e dalle diffuse manifestazioni bituminose presenti nel suo versante settentrionale e nell'area di Alanno (Foglio 360 Torre de' Passeri, Foglio 361 Chieti).

Nei primi anni del 1900 lo studioso più importante che si occupa dell'area abruzzese è il Sacco che nel 1907 pubblica una monografia corredata da una Carta geologica in scala 1:500.000 di tutto l'Abruzzo. Dopo il 1° conflitto mondiale gli studi riprendono e portano alla realizzazione del Foglio 141 Chieti della Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 (SACCO, 1930a; SGN, 1930a).

Intorno agli anni '30 l'area del Foglio, nel quadro della fascia pedemontana abruzzese e marchigiana, è oggetto di numerosi studi sulle caratteristiche geologiche e geomorfologiche e sul Quaternario continentale e comincia progressivamente a delinearsi una differenziazione degli ambiti di studio. CASTIGLIONI (1933, 1935a, 1935b) pubblica diverse note in cui illustra le caratteristiche delle colline plioceniche, la distribuzione dei depositi alluvionali quaternari, l'asimmetria delle valli e l'evoluzione del reticolo idrografico. Dello studio della valle del Fiume Pescara e della fascia litoranea si occupano poi LOTTI (1926 a, b), PRINCIPI (1930), BONARELLI (1931), SORRENTINO (1934). Il lavoro di BONARELLI (1931), sulla valle del T. Nora, affluente di sinistra del F. Pescara poco a SO dell'area del Foglio, illustra in dettaglio i terrazzi alluvionali proponendo uno schema di correlazione tra la loro formazione e le glaciazioni quaternarie.

Bisogna, quindi, aspettare diversi anni dopo la fine del 2° conflitto mondiale per arrivare, negli anni ’60, ai rilevamenti per la seconda edizione del Foglio 141 della Carta Geologica d’Italia, che prende il nome di Foglio “Pescara” e non più “Chieti” sulla base di quanto riportato nella nuova cartografia IGM in scala 1:100.000. In esso confluiscono, riveduti, integrati e aggiornati, anche gli studi degli autori precedenti. Il Foglio vede la pubblicazione nel 1963 e qualche anno dopo sono pubblicate le relative note illustrative (ALBERTI *et alii*, 1967).

Negli anni seguenti, la letteratura geologica si arricchisce di contributi sempre più numerosi, in cui i temi geologici sono affrontati in chiave moderna con l’utilizzo della biostratigrafia micropaleontologica, della sedimentologia, dell’analisi di facies e della geologia strutturale. Tra questi lavori possiamo ricordare quelli che si riferiscono alle successioni terrigene mioceniche, plioceniche e pleistoceniche, oltre naturalmente a lavori di sintesi: CRESCENTI & FOLLADOR (1966), CRESCENTI (1971 a, b, 1975), CRESCENTI *et alii* (1980), CANTALAMESSA *et alii* (1986a), CASNEDI (1986, 1991 a, b), CASNEDI & CRESCENTI (1986), CASNEDI & MOSNA (1992), CENTAMORE *et alii* (1991, 1992a, b, c), ORI *et alii* (1991), BIGI *et alii* (1995a, b, 1997, 2000).

Tra i lavori di sintesi vale la pena di menzionare CENTAMORE *et alii* (1992 b, c)con carta geologica che interessa parte del Foglio, e soprattutto VEZZANI & GHISETTI (1997) con carta geologica 1:100.000 dell’intero Abruzzo.

Altre note, soprattutto tese ad evidenziare aspetti di geologia strutturale, si devono a BIGI (1993 a,b), BIGI *et alii* (1995 a, 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; 2004), CANTALAMESSA *et alii* (1983 e 1986b), BIGI *et alii* (1995d, 1997, 2000), CASNEDI & CRESCENTI (1986), CASNEDI *et alii* (1977), FOLLADOR (1967 e 1973).

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, 1930 a, 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 vengono compiuti in questi anni studi a carattere paletnografico, con alcuni importanti scavi eseguiti negli anni ’50 e i primi anni ‘60 in aree limitrofe al Foglio (RADMILLI, 1965, 1977; TOZZI, 1965). I dati relativi alle industre 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±0,04 Ma con il metodo *“fission track”*, di un deposito affiorante a S di Catignano, poco al di fuori dell’area del Foglio, nel quale sono stati rinvenuti inoltre resti di micromammiferi.

Numerosi Autori si sono inoltre occupati espressamente dello studio della geomorfologia dell’area pedemontana abruzzese, a partire dal già citato Castiglioni.

L’ampia monografia di DEMANGEOT (1965) analizza la fascia pedemontana abruzzese considerando i depositi continentali quaternari come importante chiave nella comprensione dell’evoluzione del paesaggio. L’autore riconosce diversi ordini di terrazzi per i quali tenta un’attribuzione cronologica in base alla correlazione con le fasi climatiche del Quaternario e mette in luce chiaramente i fenomeni di sollevamento che hanno interessato l’area nel Pleistocene, condizionando in maniera importante l’evoluzione geologica e geomorfologica di tutto il settore pedemontano adriatico.

AMBROSETTI *et alii* (1982) riprendono tali tematiche per la realizzazione della Carta Neotettonica d’Italia (CNR-Progetto Finalizzato “Geodinamica”) e riaprono un’importante fase di studi sul sollevamento della catena appenninica e della fascia pedemontana, tema che ancora oggi è di grande attualità per le implicazioni sulla tettonica recente.

Su questa base, sono stati condotti lavori mirati allo studio dei depositi alluvionali e di versante delle valli fluviali della fascia periadriatica (NESCI & SAVELLI, 1986; NESCI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1988, 1995; FANUCCI *et alii*, 1996) e allo studio della geomorfologia quantitativa, della morfodinamica e della morfotettonica dei fiumi abruzzesi (LUPIA PALMIERI *et alii*, 1995, 1998, 2001; CENTAMORE *et alii*, 1996; BUCCOLINI & TIBERIO, 2001). Questi lavori, pur considerando solo in parte l’area del Foglio, sono di base per la caratterizzazione geomorfologica e per l’attribuzione cronologica dei depositi continentali.

Lo studio dell’area costiera ha rivestito fin dagli inizi del secolo scorso un’importanza rilevante nell’area del Foglio; successivamente al LOTTI (1926b), di tale tematica si occupano Autori quali ORTOLANI (1956), VEGGETTI (1970), PAREA & VALLONI (1983), MOLINAROLI (1984), anche in relazione all’importanza dei fenomeni franosi (CANCELLI *et alii*, 1984), e molti altri che trattano in prevalenza della dinamica dei litorali e dell’evoluzione della linea di riva (ADAMOLI, 1979a,b; DAL CIN, 1989; SIMEONI, 1989; BERTINI *et alii*, 1990; BUCCOLINI & TIBERIO, 2001). A questi si sono aggiunti studi condotti nell’ambito di progetti finalizzati del CNR o dell’ENEA (AA.VV., 1985; GRAUSO, 1989).

PROGETTO CARTA

Sempre per gli aspetti geomorfologici, particolare attenzione ha suscitato, dopo il lavoro di ALMAGIÀ (1910), l'analisi dei fenomeni franosi, che rappresentano uno degli elementi più importanti nel modellamento dei versanti e nell'evoluzione del paesaggio nell'area teatina e pescarese e nell'area pedemontana abruzzese in generale (D'ALESSANDRO & PANTALEONE, 1991; BUCCOLINI *et alii*, 1994 a, b; CENTAMORE *et alii*, 1997, per citare solo alcuni). Di recente i fenomeni franosi dell'area del foglio, come di tutta la regione, sono stati oggetto di lavori specifici di censimento e inventario nell'ambito del Progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, D'ALESSANDRO *et alii*, 2007).

Per quanto riguarda la cartografia geologica nell'ambito del Progetto CARG nelle aree limitrofe al Foglio Pescara sono stati condotti i rilevamenti che hanno portato alla realizzazione prima del Foglio 360 Torre De' Passeri (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006) e poi del Foglio 361 Chieti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa).

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

(M.L. Milia, G. Rusciadelli)

Il Foglio Pescara copre il settore più orientale dell'area abruzzese esterna. I depositi affioranti corrispondono alla successione silicoclastica del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (*formazione di Mutignano*), in concordanza al di sopra dei depositi del Pliocene medio-superiore p.p. (DONZELLI, 1997; CRESCENTI, 1971a; CASNEDI *et alii*, 1981; CANTALAMESSA *et alii,* 1986a; SCISCIANI *et alii*, 2000; CALAMITA *et alii*, 2002). I depositi affioranti si collocano temporalmente dopo l'ultima fase di migrazione verso l'avanpaese del fronte deformativo e del depocentro torbiditico pliocenico. Dai dati di sottosuolo, è possibile riconoscere, dal punto di vista strutturale, la presenza di alcuni allineamenti (Figg. 3-4). Muovendosi da O verso E si individuano:

1) L'allineamento strutturale Villadegna-Cellino si sviluppa ad est del Flysch di Teramo (BRAMBATI, 1969; GHISETTI *et alii*, 1994) e comprende una successione sedimentaria che va dai carbonati pelagici meso-cenozoici ai depositi silicoclastici del Pliocene inferiore; tale struttura, sul fianco esterno, è caratterizzata da terminazioni *onlap* dei terreni del Pliocene medio e superiore appartenenti al Bacino di Atri e rappresenta l'allineamento strutturale più interno (CRESCENTI *et alii*, 1980; CASNEDI, 1991a,b).
2) Il Bacino di Atri, corrispondente al depocentro principale posto fra l'anticlinale Villadegna-Cellino e la Struttura Costiera (CRESCENTI *et alii*, 2004); in tale depocentro si registra il massimo sviluppo della successione silicoclastica relativa al Pliocene inferiore e medio.
3) La Struttura Costiera, delimitante ad est il Bacino di Atri, rappresenta il fronte esterno della catena ed è costituita da un sistema di anticlinali orientate in direzione N-S e NNW-SSE che corrono circa parallele alla linea

PROGETTO CARG

di costa al di sotto della copertura sedimentaria recente. Tali strutture, a differenza del fronte deformativo più interno, sono caratterizzate da un livello di scollamento superficiale, corrispondente alle evaporiti messiniane e solo la copertura silicoclastica pliocenica risulta deformata (CASNEDI & SERAFINI, 1994). Faglie normali di età messiniano-pliocenica interessano la rampa d'avampaese adriatica al di sotto della Struttura Costiera (CALAMITA *et alii*, 2001; CARRUBA, 2001; MILIA, 2002; CRESCENTI *et alii,* 2004).

4) L'avampaese Adriatico si estende ad est della Struttura Costiera e risulta solo marginalmente deformato durante la fase finale dell'evoluzione plio-pleistocenica; esso si sviluppa principalmente nel settore *off-shore*. Discontinuità stratigrafiche, successioni sedimentarie via via più condensate e *onlap* in progressiva migrazione verso est caratterizzano questo settore, delimitato ad ovest dalla Dorsale Medio Adriatica.

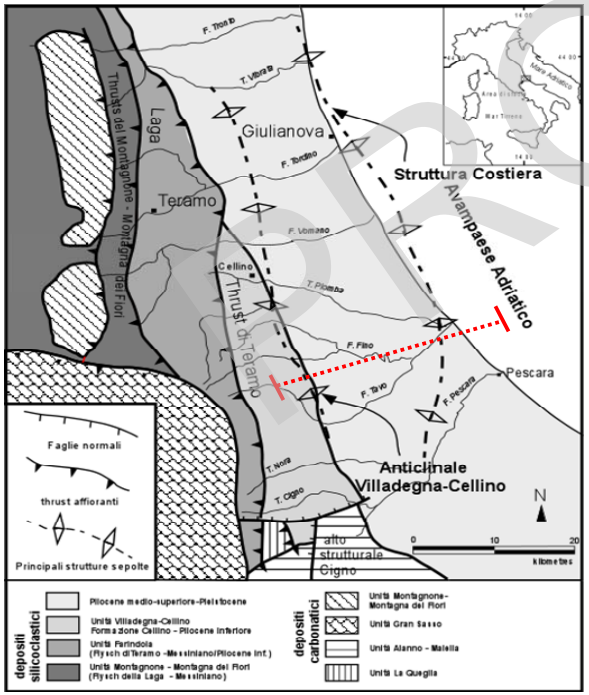

Fig. 3 - Schema strutturale del settore esterno dell'Appennino centrale (modificato da BOLIS et alii, 2003).

La fase di segmentazione del depocentro principale in depocentri minori avviene in concomitanza della crescita della Struttura Costiera, databile al Pliocene inferiore terminale (ORI *et alii* 1991; CASNEDI & SERAFINI, 1994;

CRESCENTI *et alii*, 2004). Da questo momento, fino al top del Pliocene superiore, le successioni sedimentarie registrano un generale decremento dei tassi di subsidenza tettonica e mostrano una progressiva tendenza *shallowing upward*. Questi caratteri possono essere riferiti ad un contesto evolutivo di bacino di *piggy-back* (Fig. 4).

A partire dal Pliocene superiore si impostano condizioni di mare basso, come evidenziato dalla presenza di sistemi di *shoreface* in corrispondenza della Struttura Costiera che raggiungono la loro massima espressione durante il Pleistocene (ORI *et alii*, 1986). I depositi registrano una fase di transizione tra un periodo durante il quale l'architettura delle successioni era controllata da intensa attività tettonica (con sollevamenti a scala locale e la progressiva migrazione del depocentro verso l'avampaese adriatico) e un periodo durante il quale le successioni risultano dominate da importanti variazioni climatiche e da flessurazione a scala regionale (DRAMIS, 1993; CENTAMORE & NISIO, 2003).

Per effetto di questo fenomeno, che ha avuto intensità progressivamente maggiore verso l'interno della catena, i depositi postorogeni del versante adriatico hanno assunto un caratteristico assetto monoclinalico con immersione verso est-nord est (DUFAURE *et alii*, 1989), con pendenza progressivamente decrescente in senso O-E.

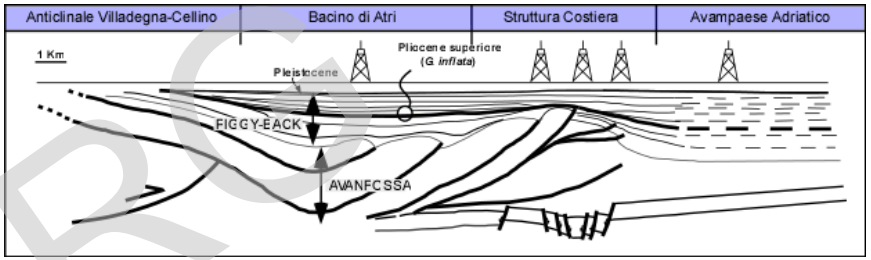

Fig.4 - Sezione geologica schematica attraverso il fronte della catena appenninica

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(E. Miccadei, T. Piacentini)

L'analisi dei lineamenti fisiografici e geomorfologici essenziali del Foglio 351 Pescara è stata eseguita facendo riferimento ai criteri indicati dal Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia (GNGFG, 1994) e dalla Guida al Rilevamento della Carta geomorfologica d'Italia, 1:50.000 (SGN, 1994 e successive integrazioni, APAT, 2006). Essa ha avuto lo scopo di fornire un primo contributo allo studio dell'evoluzione geomorfologica dell'area.

La forma e la struttura del rilievo, unitamente alle caratteristiche dell'idrografia, alla distribuzione dei processi geomorfologici e agli elementi morfotettonici, hanno, in sintesi, permesso di definire i principali elementi fisiografici dell'area del Foglio Pescara in relazione ai fattori morfogenetici che ne hanno determinato la genesi. Si individuano rilievi tipo *mesa* generalmente di ampiezza modesta ("pianalti" di CASTIGLIONI, 1935a), modellati dall'erosione selettiva nelle successioni argilloso-sabbioso-conglomeratiche plio-pleistoceniche; tali rilievi sono solcati da un sistema di valli modellate dall'approfondimento del reticolo idrografico, che ha determinato, in rapporto all'assetto strutturale, valli principali conseguenti, valli secondarie susseguenti e obsequenti (D'ALESSANDRO *et alii*, 2003c).

L'**orografia** del territorio è quella tipica della fascia pedemontana e costiera periadriatica, dall'area marchigiana e abruzzese, 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

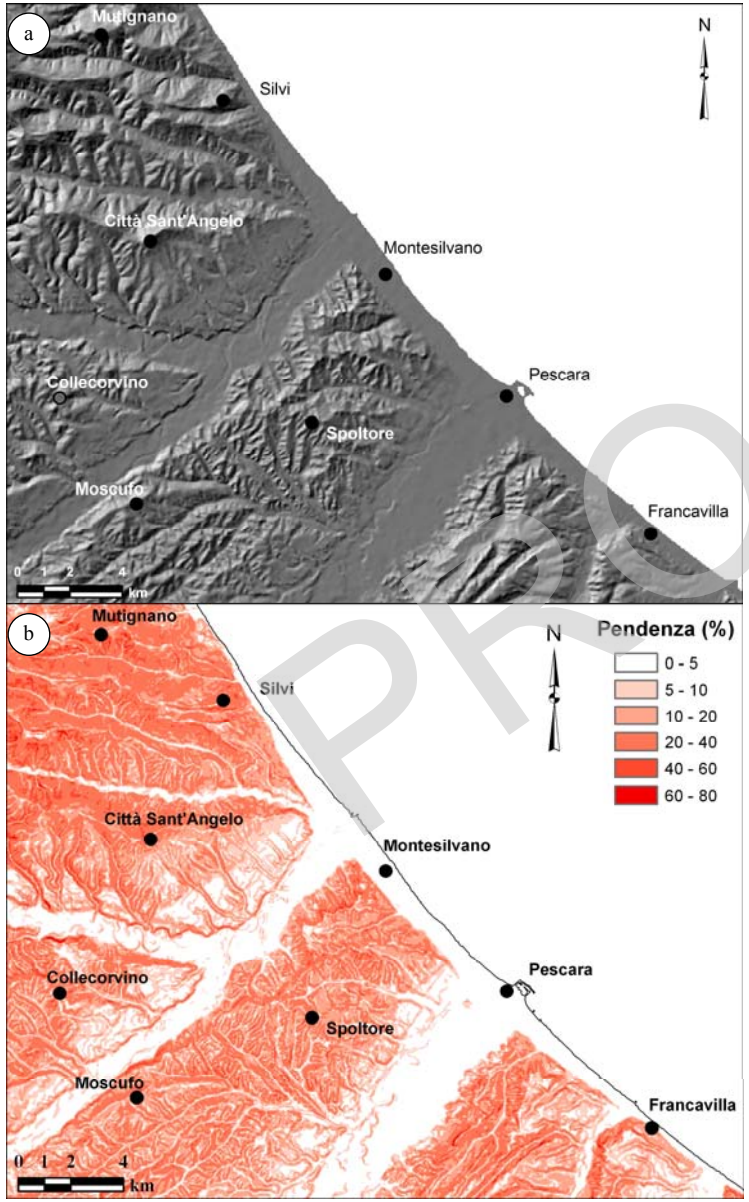

Fig. 5 - a) Immagine a rilievo ombreggiato dell'area del Foglio 351 Pescara. b) Schema dell'acclività dell'area del Foglio 351 Pescara.

successioni argilloso sabbioso-conglomeratiche plio-pleistoceniche e da una piana costiera di ampiezza variabile fino a 1-2 km.

I rilievi collinari presentano morfologia eterogenea nei diversi settori del Foglio. Le quote massime variano da oltre 350 m nel settore settentrionale (quota massima 394 m s.l.m., Loc. S. Martino tra T. Piomba e F.so del Gallo) a circa 200 m nel settore centrale; la media ponderata della quota si attesta intorno a 100 m. I rilievi collinari sono dissecati dalle valli dei fiumi principali di tipo conseguente (F. Pescara, F. Alento, F. Tavo); esse si sviluppano in direzione SO-NE dai margini della catena appenninica, trasversalmente ad essa, fino alla costa adriatica. Valli di corsi d'acqua minori si sviluppano in direzione ONO-ESE (F. Fino, T. Piomba, F. Cerrano) o in direzione NO-SE (Fosso Castelluccio, Fosso Rastelli, Fosso Giardino, Fosso Salvadonne).

Nel settore settentrionale i rilievi collinari sono allungati in direzione da O-E a ONO-ESE, parallelamente alle valli (Fig. 5a). La sommità dei rilievi digrada da oltre 300 m verso ovest (Mutignano, Città Sant'Angelo) fino a 200 m verso est (Silvi). La carta dell'acclività mostra una distribuzione delle pendenze molto articolata; si osservano versanti con pendenza fino a oltre 60% e sommità generalmente poco pendenti o subpianeggianti, che caratterizzano rilievi tipo *mesa*. La piana costiera si presenta di ampiezza modesta (150-500 m) ed è bordata da versanti a media acclività (20-40%).

Il settore centrale, compreso tra F. Tavo-Saline e F. Pescara, presenta rilievi allungati in due direzioni principali perpendicolari tra loro (SO-NE, NO-SE). Le quote massime si attestano sui 200 m e la Carta dell'acclività (Fig. 5b) mostra pendenze medie (20-40%) distribuite in maniera asimmetrica: il versante destro del F. Tavo-Saline mostra pendenze maggiori (fino a oltre 40 %); il versante sinistro del F. Pescara mostra pendenze minori (mai superiori al 30%). La piana costiera ha ampiezza maggiore (500-1500 m) ed è bordata da versanti a media acclività (20-40%).

Il settore sudorientale presenta di nuovo rilievi collinari allungati in direzione SO-NE con sommità subpianeggiante (quote massime intorno a 200 m) e versanti con acclività medio alta, nel contesto dell'area di studio, fino a oltre il 40%, inquadrabili come rilievi tipo *mesa*. La piana costiera ha ampiezza intermedia rispetto al settore settentrionale e centrale (circa 500 m) ed è bordata da versanti ad acclività medio-bassa (10-30%).

L'**idrografia** è contraddistinta da quattro corsi d'acqua principali, allungati perpendicolarmente alla costa od obliquamente ad essa (da nord verso sud il T. Piomba, i fiumi Fino, Tavo e Saline, il F. Pescara, il F. Alento). Gli alvei sono marcatamente sinuosi, fino a propriamente meandriformi (T. Piomba, F. Fino e F. Pescara), debolmente sinuosi (F. Tavo) o rettilinei (F. Saline, F. Alento). Di questi, il Pescara, il Tavo, il Fino e il Saline scorrono in ampie piane alluvionali, mentre il Piomba (a nord) e l'Alento (a sud) scorrono in valli strette e incise con una modesta piana alluvionale sul fondovalle. Questi alvei sono interessati da

PROGETTO CARG

un'intensa dinamica recente e sono fortemente soggetti a fenomeni di alluvionamento, in occasione degli eventi meteorici più intensi.

Il reticolo idrografico dei quattro bacini principali e dei bacini minori (Fig. 2) è piuttosto eterogeneo. Nel settore settentrionale e sud-orientale si individuano reticoli essenzialmente a traliccio con corsi principali in direzione rispettivamente ONO-ESE e SO-NE e brevi tributari pressoché perpendicolari. Nel settore centrale si può delineare un reticolo di tipo angolare con aste fluviali sviluppate in due direzioni prevalenti (SO-NE e NO-SE) caratterizzate da marcati gomiti fluviali e da confluenze contromonte. Localmente, sempre nel settore centrale, si individuano porzioni di reticolo di tipo subdendritico. Proprio il reticolo idrografico, nelle aree circostanti il Foglio, è stato oggetto di numerosi studi di geomorfologia quantitativa e di morfotettonica; questi hanno evidenziato un forte controllo nella geometria da parte della tettonica e della neotettonica (DEL MONTE *et alii*, 1996; D'AMBROGI, 2000; CURRADO & FREDI, 2000; CURRADO & D'AMBROGI, 2002; FARABOLLINI *et alii*, 2004; D'ALESSANDRO *et alii*, 2008; DELLA SETA *et alii*, 2008).

I bacini idrografici che rientrano nell'area del Foglio (Fig. 2) presentano una geometria peculiare ed in particolare una marcata asimmetria sinistra, con una maggiore estensione areale e un maggiore sviluppo del reticolo idrografico nelle porzioni sinistre dei bacini, considerate rispetto al corso d'acqua principale. I versanti destri presentano un'ampiezza da poche centinaia di metri a un massimo di 3 km; i versanti sinistri sono ampi da un minimo di 3 km a oltre 10 km. Il profilo topografico di Fig. 6, trasversale alle valli principali, evidenzia la posizione dei corsi d'acqua principali rispetto agli spartiacque dei rispettivi bacini idrografici.

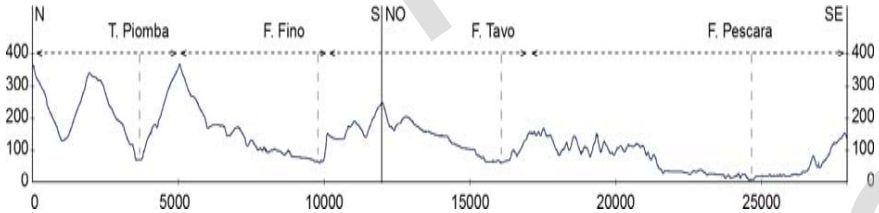

Fig. 6 - Profilo topografico trasversale alle valli dei principali corsi d'acqua del Foglio 351 Pescara; le linee tratteggiate verticali indicano la posizione del corso d'acqua, le frecce indicano la posizione degli spartiacque.

Le **forme** principali del modellamento dell'area del Foglio Pescara sono legate a un'ampia gamma di fattori. Oltre alle forme strutturali, si individuano quelle di versante dovute alla gravità, quelle dovute alle acque correnti superficiali, le marine, le superfici relitte e le forme di origine antropica. Così come in tutta l'area pedemontana abruzzese, i rilievi collinari dell'area del foglio sono soggetti a dissesti geomorfologici di varia natura, a causa della diffusa

presenza di litotipi argillosi e sabbioso-conglomeratici, della distribuzione delle pendenze (Fig. 5) e delle condizioni climatiche, caratterizzate da notevoli escursioni termiche e da precipitazioni che si concentrano disomogeneamente nello spazio e nel tempo (ALMAGIÀ, 1910; D'ALESSANDRO & PANTALEONE, 1991; D'ALESSANDRO, 1996; CENTAMORE *et alii*, 1997; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003a).

Le **forme strutturali** sono legate sia alla natura litologica che alla tettonica. A causa della presenza di litotipi competenti (arenarie e conglomerati) sopra altri facilmente erodibili (argille e limi), si individuano forme tipo *mesa* e localmente tipo *cuesta*, orlate da scarpate di degradazione e/o di frana ad influenza strutturale (Fig. 7), 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. 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. Si possono viceversa individuare diverse evidenze geomorfologiche che mostrano come la struttura e la tettonica esercitino un forte controllo sulla geometria e distribuzione di forme legate ad altri tipi di processi, e in particolare sull'andamento generale del reticolo idrografico, come evidenziato anche nei settori a nord e a sud dell'area del Foglio (LUPIA *et alii*, 1995, 1998, 2001; AUCELLI *et alii*, 1996; CENTAMORE *et alii*, 1996; DEL MONTE *et alii*, 1996; BIGI *et alii*, 1997; CURRADO & D'AMBROGI, 2002; FARABOLLINI *et alii*, 2004; D'ALESSANDRO *et alii*, 2008; DELLA SETA *et alii*, 2008). Una più ampia discussione delle evidenze geomorfologiche di tettonica per il contributo che possono dare all'analisi degli elementi tettonici presenti nell'area del Foglio è fornita nel Cap. VIII.

Fig. 7 - Loc. Pianacce (Silvi). La parte alta del rilievo collinare è caratterizzata da un orlo di scarpata a influenza strutturale.

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 ed i conoidi alluvionali. I terrazzi più antichi sono costituiti da lembi di depositi isolati di cui è difficile ricostruire

PROGETTO CARG

l'originale continuità; i più recenti sono, invece, estesi e ben rappresentati soprattutto lungo il fondovalle e in sinistra idrografica dei principali corsi d'acqua; sono delimitati da orli di scarpata netti riportati sulla cartografia geologica. Le piane alluvionali sono caratterizzate da corsi d'acqua con andamento generalmente a meandri o debolmente sinuosi, più raramente rettilinei, 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 e il F. Fino, ad esempio, hanno 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, come rilevabile anche dall'analisi della cartografia IGM tra la fine del 1800 e i giorni nostri; in parte simile è stata l'evoluzione subita dal F. Tavo, anche se la sinuosità dell'alveo attuale non è accentuata come per gli altri corsi d'acqua. Sono, inoltre, stati evudenziati fenomeni di approfondimento dell'alveo che in alcui casi è arrivato a reincidere tutte le alluvioni recenti e scorre entro il sottostante substrato argilloso (F. Tavo, F. Fino e in parte F. Pescara). Tali mutamenti, troppo rapidi per essere connessi a motivi tettonici e non del tutto giustificabili con variazioni climatiche, sono da mettere in relazione anche con interventi antropici quali la realizzazione di sbarramenti e opere di presa idrica lungo i corsi d'acqua, capaci da un lato di ridurre notevolmente la portata del fiume e dall'altro di limitare il trasporto di sedimenti.

Si può notare che la già descritta asimmetria dei bacini e dei reticoli idrografici trova riscontro nella 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.* Tali forme si individuano soprattutto nella parte settentrionale dell'area del Foglio lungo i sottobacini del T. Piomba e degli altri bacini minori (area di Mutignano) (Fig. 8). La loro distribuzione appare condizionata oltre che da fattori litologici, anche da fattori strutturali, morfologici, microclimatici e antropici (MORETTI & RODOLFI, 2000; BUCCOLINI *et alii*, 2006). Sono infatti favoriti da giaciture a reggipoggio, dalla presenza di

litotipi resistenti nella parte alta del versante (Mutignano) o, ancora, dall'esposizione verso i quadranti meridionali (versante sinistro del T. Piomba). 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.

Fig. 8 - Versanti a calanchi presenti diffusamente nell'area settentrionale del Foglio. a) Fosso Cerrano, versante a sud dell'abitato di Mutignano; b) Fosso del Gallo, a est dell'abitato di Atri.

Le **forme dovute alla gravità** sono rappresentate da frane di dimensioni e tipologie variabili, da attive a quiescenti a inattive e da movimenti lenti di versante.

A causa delle diverse condizioni orografiche, idrografiche, litostrutturali e vegetazionali e della diversa antropizzazione dell'area del Foglio, la distribuzione delle frane è alquanto eterogenea.

Muovendosi da NO verso SE, le frane si trovano diffusamente nel settore nord-occidentale lungo i versanti del T. Piomba e di tutti i corsi d'acqua minori posti nell'area di Mutignano e Silvi. Dal punto di vista litologico, l'area è caratterizzata da una successione argilloso-sabbioso-conglomeratica con litotipi erodibili sovrastati da litotipi più competenti. Ciò, unitamente al mantenimento di versanti a elevata acclività, favorisce il verificarsi di frane per scorrimento rotazionale e traslativo, oltre a colamenti che interessano i litotipi più francamente argillosi e a movimenti lenti di versante (soliflussi) che interessano le coltri eluvio-colluviali e le coltri di alterazione del substrato argilloso.

PROGETTO CARG

Nel settore centrale, tra i fiumi Tavo e Saline e il F. Pescara, i fenomeni franosi sono poco diffusi a causa della minore acclività dei versanti e della loro omogeneità litologica (litotipi argillosi coperti da coltri eluvio-colluviali). Frane essenzialmente di scorrimento e colamento si individuano verso l'area costiera, nell'area di Montesilvano Colle. Anche in questo caso la morfogenesi gravitativa si sviluppa mediante movimenti lenti di versante che possono interessare sia le coperture colluviali sia la porzione superficiale alterata del substrato argilloso.

Nel settore sud-orientale, infine, sono nuovamente più diffuse le frane, tra gli abitati di S. Giovanni Teatino e Francavilla (lungo i versanti del F. Alento, dei suoi tributari e dei corsi d'acqua minori che sfociano nell'area di Francavilla). Così come nel settore settentrionale, il substrato è caratterizzato da una successione argilloso-sabbiosa-conglomeratica e i versanti presentano acclività medio-alta favorendo il verificarsi di fenomeni franosi per scorrimento rotazionale e traslativo.

Dissesti di diversa tipologia e dimensioni molto variabili si verificano diffusamente sui versanti dei rilievi collinari in occasione di eventi meteorici intensi, come ad esempio, per citare i più recenti, quelli verificatisi nell'aprile 1992 e nel gennaio 2003. Questi elementi indicano chiaramente un territorio caratterizzato da una rapida morfogenesi legata ai processi gravitativi.

Le **forme di origine marina** sono costituite dalle spiagge che caratterizzano tutto il litorale, per oltre 30 km, da Torre Cerrano (a nord di Silvi Marina) alla foce del F. Foro (a sud di Francavilla), e bordano una piana costiera di ampiezza variabile da poche centinaia di metri a oltre un chilometro (Fig. 9); i versanti posti alle spalle della piana costiera possono essere, in generale, riferibili a paleo-falesie abbandonate dall'azione del mare con la formazione della piana costiera e più o meno intensamente rimodellate da altri processi morfogenetici (D'ALESSANDRO *et alii*, 2003b, 2005, 2006).

Fig. 9 - Spiaggia e piana costiera che caratterizzano il litorale compreso tra Silvi Marina e Montesilvano, nella parte nord dell'area del Foglio.

Le spiagge sono interrotte unicamente dalle foci dei corsi d'acqua (Fig. 10); presentano un'ampiezza da alcune decine di metri a un massimo di 100 m e sono state fortemente soggette, durante il secolo scorso, a fenomeni di erosione, che ne hanno, in alcuni casi drasticamente, ridotto l'estensione.

Solo localmente, nell'area retrostante la spiaggia si associano forme riferibili a cordoni di dune, generalmente di modeste dimensioni, stabilizzate dalla vegetazione arbustiva e arborea, in posizione arretrata rispetto all'attuale linea di riva; sono presenti, inoltre, piccole dune incipienti interessate da sporadica vegetazione erbacea ubicate in posizione prossimale di attiva e costante partecipazione al bilancio sedimentario della spiaggia (Pineto, Torre Cerrano).

Fig. 10 - Particolare di un tratto di spiaggia nell'area compresa tra la foce del T. Piomba e del F. Saline.

Lo studio della posizione della linea di riva in tempi storici e recenti ha consentito di delineare il quadro evolutivo della costa abruzzese (VEGGETTI 1970; ADAMOLI 1979a, 1979b; AA.VV., 1985; DAL CIN 1989; GRAUSO, 1989; CAPUTO *et alii*, 1992; CONTINI *et alii*, 1999; BUCCOLINI & TIBERIO, 2001; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003b; GNDCI, 2003). La dinamica della linea di riva, tra la fine del 1800 e oggi, è caratterizzata da importanti fasi di erosione ed arretramento, interrotte da momentanee fasi di avanzamento, manifestatesi con particolare intensità proprio nel tratto di litorale compreso nel Foglio. Tale dinamica è stata fortemente condizionata dall'evoluzione degli apparati delle foci fluviali, in rapporto alle variazioni degli apporti sedimentari. Fra le cause citiamo, in particolare, il diminuito apporto a mare di sabbie e ghiaie da parte dei fiumi imputabile principalmente agli interventi umani succedutisi, a partire dagli anni '30, in corrispondenza delle aste fluviali e sui versanti. Notevole influenza ha avuto inoltre la disordinata ed intensa urbanizzazione che ha interessato vari tratti della fascia litoranea.

A partire dagli anni '50 la realizzazione, in più fasi successive, di opere di difesa ha determinato un forte condizionamento della dinamica del litorale sia per i tratti direttamente protetti, che per quelli immediatamente adiacenti, dando

PROGETTO CARG

come risultato una continua migrazione delle aree in erosione e in accumulo. Attualmente oltre 2/3 del tratto di costa che rientra nel Foglio sono interessati da opere di difesa, pressoché senza soluzione di continuità (Fig. 11).

Fig. 11 - Opere di difesa longitudinali (scogliere) nell'area compresa tra la foce del T. Piomba e del F. Saline.

È chiaro dunque che le **attività antropiche** determinano un forte impatto sui processi morfogenetici e sulle forme, in particolar modo nelle aree costiere e nelle piane alluvionali. L'area costiera, con gli abitati di Silvi Marina, Montesilvano, Pescara e Francavilla che arrivano quasi a fondersi, è il tratto di litorale abruzzese più intensamente urbanizzato; infatti, insieme alle piane alluvionali del Tavo-Fino-Saline e soprattutto del F. Pescara, è interessata da importanti reti infrastrutturali (ferrovie, autostrade, strade, un aeroporto) e da estese aree industriali. Diversi centri abitati minori e reti infrastrutturali secondarie interessano i rilievi collinari. Notevole impatto sulla dinamica e sulla morfogenesi recente hanno, infine, i numerosi invasi artificiali e le opere di presa e di rilascio a scopi idroelettrici e irrigui, presenti in gran parte a monte dell'area del Foglio (nei fogli 361 Chieti e 360 Torre de' Passeri). Questi riducono il trasporto di sedimenti lungo i fiumi e sottraggono gran parte dell'acqua, riducendo la portata a pochi m^3/s o frazioni di m^3/s. Per quanto riguarda il F. Pescara, la restituzione definitiva in alveo di una buona parte della portata sottratta a monte avviene in località S. Martino di Chieti al limite meridionale dell'area del Foglio (DESIDERIO *et alii*, 2001).

L'**evoluzione geomorfologica** e il modellamento del rilievo nell'area del Foglio Pescara sono, in sintesi, il frutto dell'interazione tra diversi fattori e processi fra cui possiamo annoverare: la natura litostrutturale delle successioni marine e continentali affioranti, i fenomeni di sollevamento 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. Solo negli ultimi secoli, e in particolare dal secolo scorso, diviene importante il ruolo morfogenetico delle attività antropiche.

Lembi di superfici subpianeggianti o a debole energia di rilievo riferibili a **superfici relitte**, alla sommità dei rilievi collinari, unitamente alle superfici dei terrazzi alluvionali, rappresentano una caratteristica geomorfologica fondamentale dell'area del Foglio; queste costituiscono un elemento chiave nella comprensione dell'evoluzione geomorfologica non solo dell'area pescarese, 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 pescarese e teatino (AUCELLI *et alii*, 1996; BIGI *et alii*, 1995c, 1997) che nei settori più occidentali e settentrionali (DUFAURE *et alii*, 1989; DRAMIS, 1993). Nell'area del Foglio esse sono costituite da lembi della superficie deposizionale di tetto delle successioni marine plio-pleistoceniche più o meno intensamente rimodellate 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), incassati entro tali superfici si sviluppano diversi ordini di terrazzi alluvionali che registrano la progressiva evoluzione del reticolo idrografico.

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*, 2003c; 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. Tali aspetti sono più ampiamente illustrati, per l'area del Foglio, nel paragrafo relativo allo schema morfotettonico (Cap. VIII).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

(U. Crescenti, I. Raffi, R. Biondi, M.L. Milia)

Le successioni stratigrafiche affioranti, ad eccezione di quelle appartenenti al Quaternario continentale, 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 368 Avezzano (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006a), 359 L'Aquila (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006b), 360 Torre de' Passeri (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006c) e 369 Sulmona (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006d),.

Per l'intervallo Pliocene-Pleistocene è stata utilizzata la zonazione a nannofossili calcarei proposta, per l'area mediterranea, da RIO *et alii* (1990). Per la zonazione a foraminiferi sono stati adottati gli schemi biostratigrafici ormai collaudati di CATI *et alii* (1968), CRESCENTI (1969), COLALONGO *et alii* (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 cronologia dei limiti tra i Piani, come dalle relative definizioni dei GSSP (Global Stratotype Standard-section and Point).

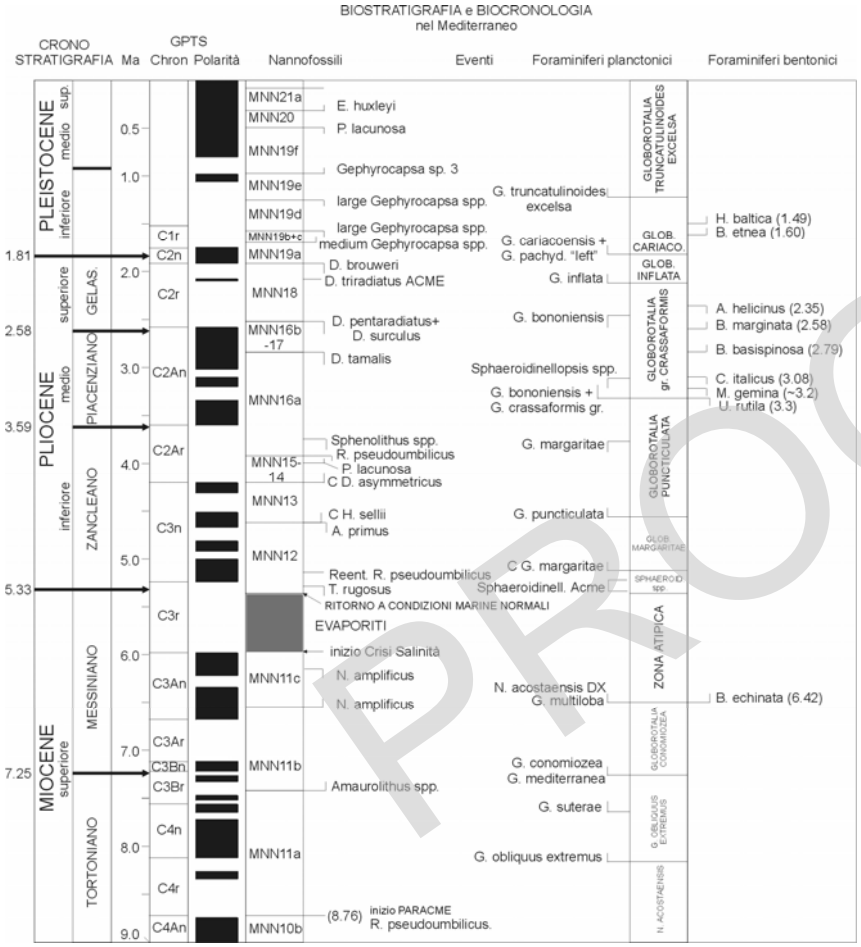

Fig. 12 - Schema bio-cronostratigrafico per l'intervallo Miocene superiore-Pleistocene nel Mediterraneo (da RIO et alii, 1990)

VII - STRATIGRAFIA

1. - SUCCESSIONE MARINA DEL PLIOCENE SUPERIORE - PLEISTOCENE

(G.G. Ori, G. Rusciadelli, R. Biondi, M.L. Milia)

1.1. - FORMAZIONE DI MUTIGNANO (**FMT**)

La *formazione di Mutignano* rappresenta la totalità della successione marina del Pliocene superiore-Pleistocene affiorante nel Foglio. I termini della *formazione di Mutignano* sono riferibili ad ambienti che vanno dall'*offshore* allo *shoreface*. La loro organizzazione verticale individua un chiaro trend *coarsening* e *thickening upward*, interpretabile come una fase di progradazione degli ambienti deposizionali verso le aree bacinali, con tendenza al colmamento del depocentro plio-pleistocenico (Fig. 13).

Le esposizioni naturali migliori si hanno soprattutto nell'area settentrionale, in corrispondenza delle forme calanchive dei versanti meridionali delle valli del T. Piomba, F.so del Gallo, F.so Cerrano, F.so del Sabbione (Fig. 14) così come lungo le scarpate morfologiche dei rilievi sommitali presenti in diverse aree del Foglio, oltre che nelle scarpate di cave e nei tagli stradali dove è possibile osservare alcuni aspetti importanti di questa formazione.

I depositi dell'*associazione pelitico-sabbiosa* della *formazione di Mutignano* (**FMT$_a$**) dominano in misura prevalente il paesaggio collinare dell'intero Foglio e in particolare la parte centrale, corrispondente alla Sez. III Spoltore. Essi rappresentano i depositi marini del Pliocene superiore-Pleistocene più giovani affioranti al disotto delle coperture quaternarie continentali.

PROGETTO CARG

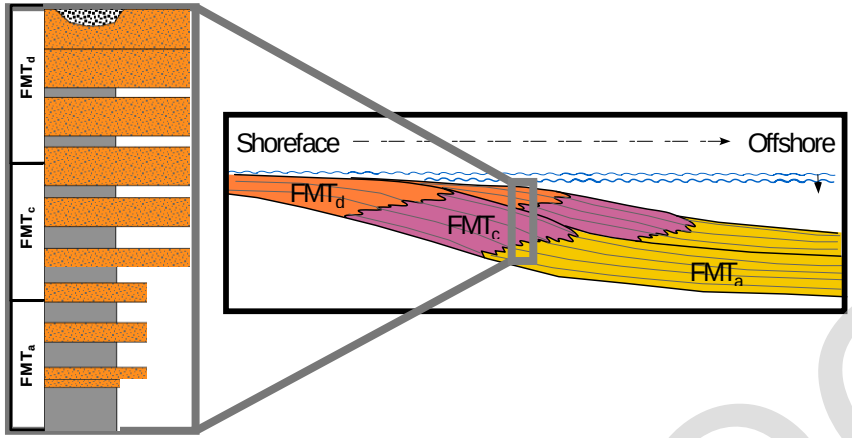

Fig. 13 - Organizzazione verticale e spazio-temporale dei depositi della formazione di Mutignano.

Fig. 14 - Panoramica del versante settentrionale del F.so Cerrano; sullo sfondo l'abitato di Mutignano. Sul versante affiorano le diverse associazioni della formazione di Mutignano.

Al di sopra dell'associazione **FMT$_a$**, in corrispondenza della parte alta delle dorsali collinari, sono presenti i termini dell'*associa zione sabbioso-pelitica* (**FMT$_c$**), affioranti estesamente nei settori settentrionali e centrale del Foglio, e i depositi dell'*associazione sabbioso-conglomeratica* (**FMT$_d$**), che chiudono il

ciclo marino del Pliocene superiore - Pleistocene e che sono preservati in misura maggiore nelle aree centrali e meridionali del Foglio. Questi ultimi sono

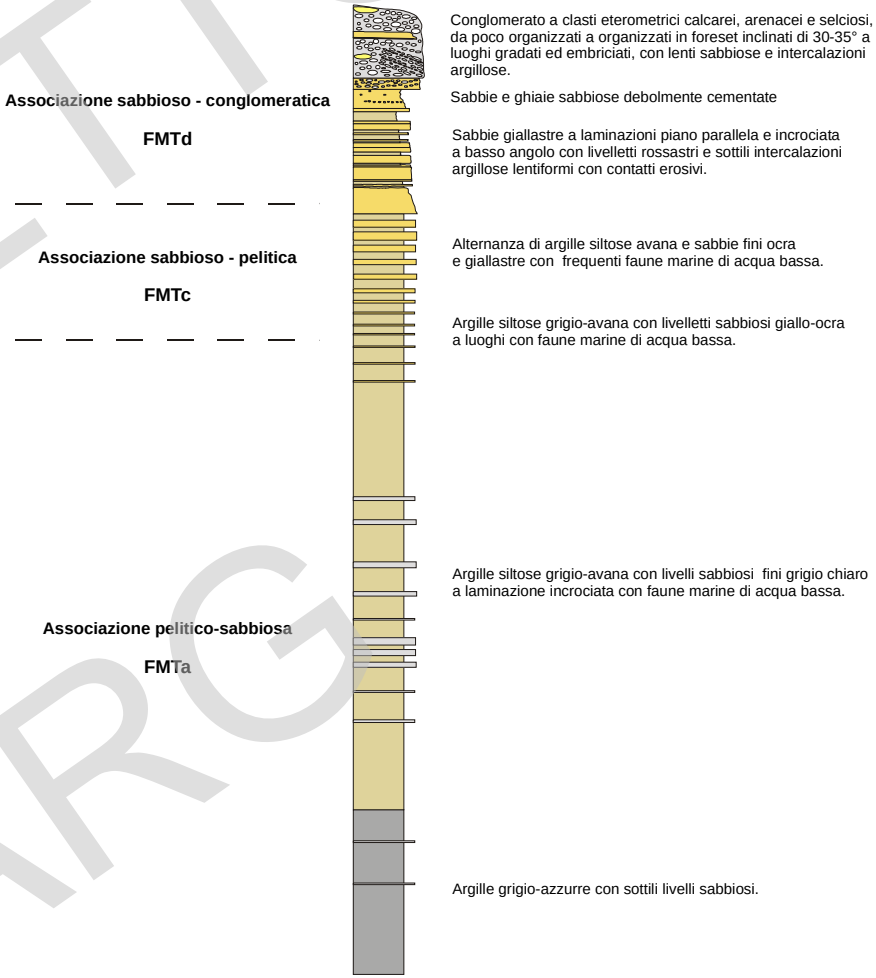

Fig. 15 - Log stratigrafico schematico della formazione di Mutignano.

distribuiti irregolarmente e a quote differenti sulla sommità dei colli, come quelli presenti tra 390 e 150 m nella Sez. IV Montesilvano (Mutignano, Mad.na delle Grazie, C.le Pelato, C.le S. Anna, C.le Terremoto, Silvi Paese, Pianacce, S. Martino, Colle S. Giovanni, Colle di Sale, Cas.o Razzi, Città S. Angelo e C.le Belvedere), tra 220 e 90 m nella Sez. III Spoltore (Spoltore, C.le Arena, Colle

PROGETTO CARG

Caprino, Montesilvano Colle) e tra 210 e 80 m nelle Sez. II Pescara (C.le Orlando, Colle Grande, S. Silvestro, Piane Moretto, C.le Tavoletta).

Come introdotto in precedenza, quindi, nell'ambito di tale unità è stato possibile riconoscere, dal basso verso l'alto, diverse associazioni di *facies* schematizzate nel log di Fig. 15 e di seguito descritte.

associazione pelitico-sabbiosa (**FMT$_a$**): questa unità è rappresentata da argille e argille marnose di colore grigio in strati da medi a spessi passanti verso l'alto ad argille siltose grigio-avana con stratificazione da centimetrica a decimetrica, prevalentemente a geometria tabulare ma a luoghi anche lentiforme. A diverse altezze possono essere presenti intercalazioni centimetriche di sabbie ocra o rossastre e livelli sabbioso-limosi di colore grigio chiaro, a luoghi con geometria lenticolare e laminazione da pianoparallela ad incrociata (*ripple*) (Figg. 16 e 17).

Fig. 16 - Intercalazioni sabbiose presenti all'interno dell'associazione pelitico-sabbiosa (FMT$_a$).

Fig. 17 - Particolare di un orizzonte sabbioso con laminazione incrociata.

Il contenuto fossilifero, frequente soprattutto in corrispondenza degli orizzonti sabbiosi, è rappresentato da molluschi marini quali bivalvi, piccoli gasteropodi, echinodermi.

Il rapporto sabbia/argilla di questa associazione è nettamente inferiore all'unità.

La base di questa unità non è presente in affioramento nel Foglio e lo spessore massimo osservato è dell'ordine di circa 400 m.

I dati di letteratura relativi al confinante Foglio 361 e le analisi svolte, che mostrano associazioni a nannofossili che includono a diversi livelli *C. macintyrei* (Bukry & Bramlette) Loeblich & Tappan 1978, *D. brouweri* (Tan) Bramlette & Riedel 1954, *H. sellii* (Bukry and Bramlette, 1969), *P. lacunosa* (Kamptner, 1963), "small" *Gephyrocapsa* e *G. oceanica* Kamptner 1943 sl., permettono di riferire le associazioni all'intervallo Pliocene superiore *p.p.*-Pleistocene inferiore *p.p.* (zone MNN18- MNN19c a nannofossili calcarei).

associazione sabbioso-pelitica (**FMT$_c$**): questa associazione è costituita da un'alternanza di sabbie e sabbie siltose di colore giallo-ocra, a diverso grado di cementazione, ed argille e argille siltose grigiastre sottilmente laminate (Fig. 18). 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.

All'interno dei sedimenti è spesso presente una ricca macrofauna di ambiente marino a bivalvi (*Pecten*, *Chlamys*, *Ostrea*) e gasteropodi. Lo spessore degli

PROGETTO CARG

strati sabbiosi aumenta dal basso verso l'alto da sottile a medio ed il rapporto sabbia/argilla è pressoché pari ad 1.

Fig. 18 - Dettaglio di un affioramento dei sedimenti sabbioso-pelitici dell'associazione FMT_c.

Negli affioramenti osservati il contatto basale con l'*associazione* **FMT_a** non è caratterizzato da evidenti discontinuità stratigrafiche e questo non ha sempre reso possibile l'individuazione precisa del limite tra le due associazioni. Ai fini della realizzazione della carta geologica l'intervallo di passaggio tra le due unità è stato considerato in corrispondenza dei primi livelli in cui si è osservato un netto aumento della frequenza dei livelli sabbiosi associato con la diminuzione e l'assottigliamento dei livelli argillosi (Fig. 19).

Lo spessore di questa unità varia da un minimo di circa 20 metri fino ad un massimo di circa 60-70 m.

Le analisi svolte sui campioni raccolti, in cui si osserva la presenza dei diversi morfotipi di *Gephyrocapsa*, indicano un'età riferibile al Pleistocene inferiore *p.p.* (intervallo MNN19c-MNN19d a nannofossili calcarei).

Fig. 19 - Intervallo di passaggio tra l'associazione FMT_a e FMT_c.

associazione sabbioso-conglomeratica (**FMT_d**): è costituita da sabbie ed arenarie di colore giallastro, frequentemente bioturbate, con intercalazioni di livelli di ghiaie e di conglomerati composti da ciottoli di qualche centimetro, sempre ben sciacquati ed embricati, in prevalenza calcarei o, subordinatamente, silicei (fig. 20).

Fig.20 - Affioramento dei depositi sabbioso-conglomeratici (FMT_d) presso Silvi Paese.

Sia le sabbie che i conglomerati sono in genere stratificati in *set* tabulari al cui interno è possibile osservare stratificazione e laminazione incrociata a basso angolo e talora *ripples* simmetrici tipici di ambiente di spiaggia (Fig. 21). Localmente sono presenti livelli da millimetrici a centimetrici di peliti grigie.

Il contatto di questa unità con la sottostante associazione **FMT_c** è rappresentato da un passaggio netto con contatti di tipo erosivo o *unconformity* tra termini sabbioso-pelitici passanti a sabbie e conglomerati (Fig. 22 e 23); in alcune aree è stato osservato anche il passaggio graduale, dal basso verso l'alto, di termini sabbioso-pelitici a sabbioso-arenacei con diminuzione dello spessore dei livelli argillosi e l'aumento dello spessore degli strati sabbiosi fino alla loro pressoché totale prevalenza (Fig. 24).

Lo spessore in affioramento dell'*associazione sabbioso-conglomeratica* varia da 5-10 m fino ad un massimo di circa 50 m.

PROGETTO CARG

La posizione stratigrafica e i dati di letteratura relativi al confinante Foglio 361 (AAVV, in stampa) permettono di riferire questa associazione al Pleistocene inf. *p.p.*. (intervallo MNN19d-e? a nannofossili calcarei).

I dati di letteratura relativi al confinante Foglio 361 (AAVV, in stampa) e le analisi micropaleontologiche effettuate su campioni raccolti all'interno della formazione permettono quindi di riferire questa unità all'intervallo Pliocene superiore *p.p.* Pleistocene inferiore *p.p.* (zone a *G. inflata* - *G. cariacoensis* a foraminiferi planctonici e MNN18 - MNN19d-e? a nannofossili calcarei).

Fig. 21 - Stratificazione dei sedimenti dell'associazione sabbioso-conglomeratica (FMT_d).

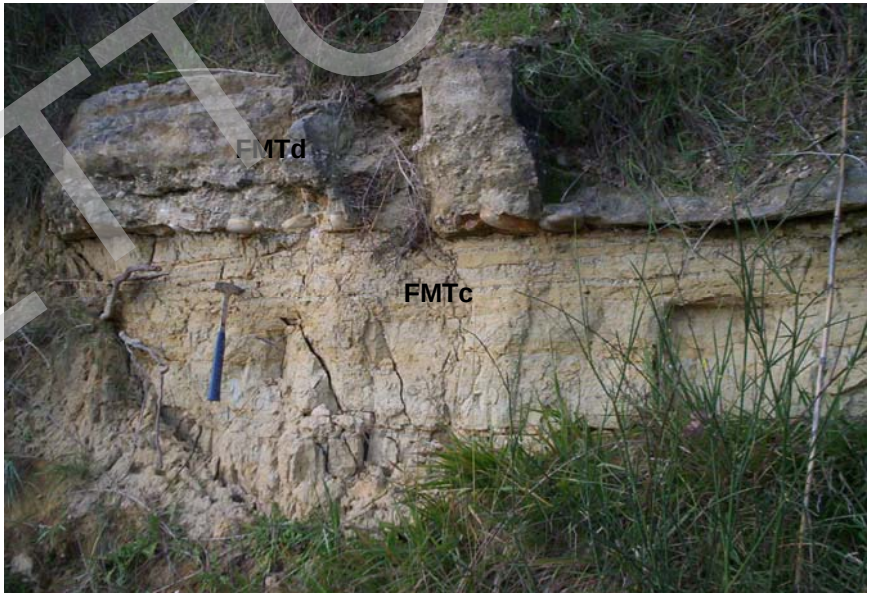

Fig. 22 - Contatto di tipo erosivo tra le associazioni FMT_c e FMT_d presso C.le S. Anna.

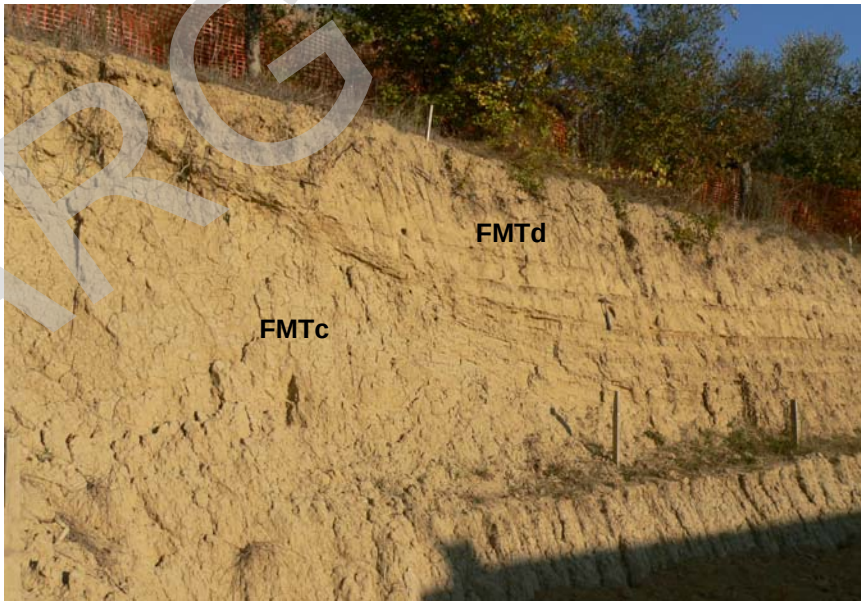

Fig. 23 - Discordanza angolare tra le associazioni FMT_c e FMT_d presso C.le Arena.

PROGETTO CARG

Fig. 24 - Affioramento del passaggio tra le associazioni FMT_c e FMT_d presso Colle Caprino.

2. - SUCCESSIONE DI TRANSIZIONE DAL MARINO AL CONTINENTALE DEL PLEISTOCENE
(E. Miccadei, T. Piacentini)

2.1. - ARGILLE E CONGLOMERATI DI RIPA TEATINA (**RPT**)

Quest'unità affiora in lembi di limitata estensione in corrispondenza dello spartiacque tra i principali corsi d'acqua (F. Pescara, fiumi Tavo-Fino-Saline, T. Piomba); è molto più diffusa nei settori meridionali, nell'area del Foglio 361 Chieti, dove è stata definita.

Nell'area del Foglio Pescara è costituita da conglomerati poligenici, prevalentemente calcarei, raramente silicei o arenacei, eterometrici da centimetrici a decimetrici. I depositi sono clastosostenuti con matrice sabbiosa biancastra che talora può divenire abbondante fino ad avere rari livelli fangosostenuti. Sono generalmente disposti in assetto massivo o con stratificazione pianoparallela (Fig. 25). Localmente si intercalano lenti di sabbie canalizzate di estensione metrica, lenti di ghiaie centimetriche clinostratificate,

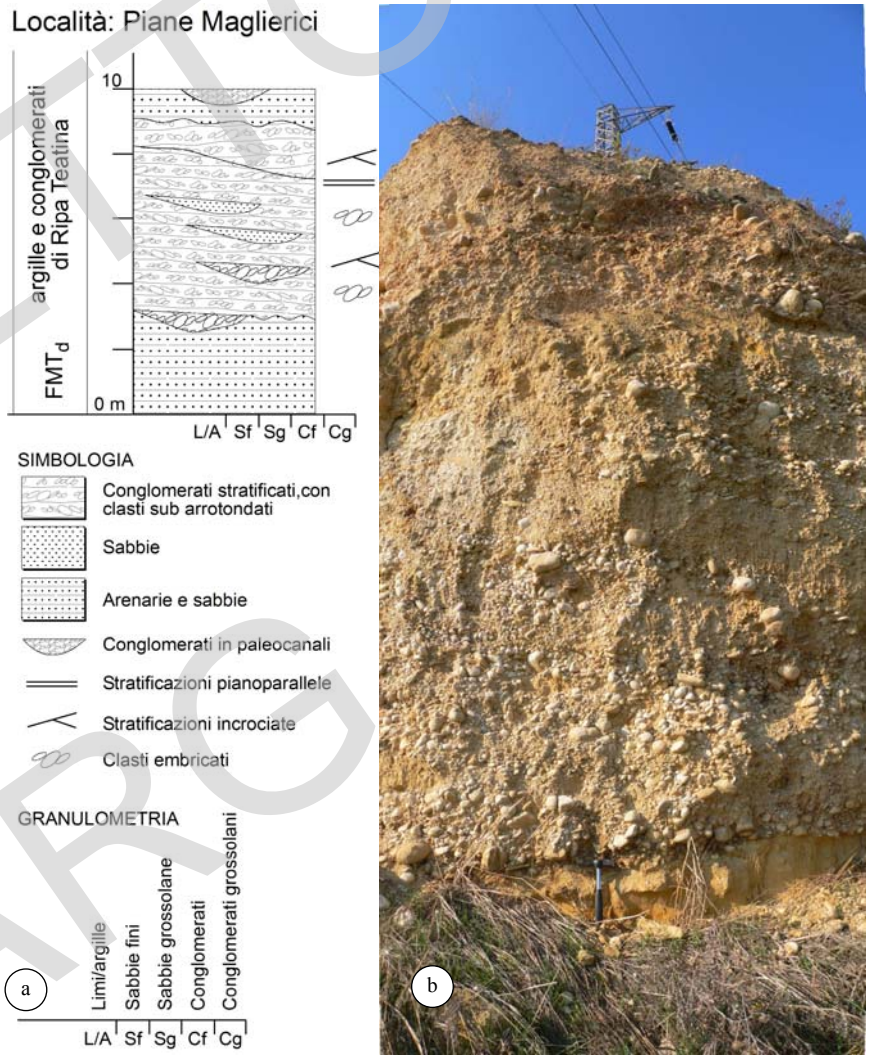

Fig. 25 - Log di Loc. Piane Maglierici, riferibile alle argille e conglomerati di Ripa Teatina*. a) Log stratigrafico; b) parte bassa dell'affioramento descritto nel Log.*

di ampiezza fino a decametrica, e lenti di ghiaie grossolane decimetriche e pluridecimetriche, di ampiezza metrica; tali elementi permettono di attribuire i depositi, almeno in parte, ad un ambiente fluviale. Al tetto sono presenti livelli e lenti di sabbie e limi calcarei biancastri.

PROGETTO CARG

La base è costituita dalla superficie erosiva, ondulata per la presenza di paleocanali, a contatto con i termini più recenti della *formazione di Mutignano*. Il tetto è costituito da una superficie deposizionale profondamente rimodellata; si osservano lenti di ghiaie riferibili a paleocanali e orizzonti eluvio-colluviali di spessore variabile.

Lo spessore è in genere di pochi metri e raramente supera i 10 m.

La collocazione stratigrafica, compresa tra i termini più recenti della successione marina e i termini più antichi della successione continentale, consente di attribuire tale unità al PLEISTOCENE medio *p.p.*

3. - SUCCESSIONE DEL QUATERNARIO CONTINENTALE

(E. Miccadei, T. Piacentini)

I depositi della successione post-orogenica del Quaternario continentale affiorano diffusamente in tutta l'area del Foglio. Essi sono riferibili principalmente ad ambienti fluviali e di conoide alluvionale, ad ambienti di spiaggia e, in minor misura, a depositi di versante.

I depositi di spiaggia affiorano con continuità lungo tutto il litorale per oltre 30 km e con una ampiezza trasversale da alcune decine di metri a oltre 1 km. In gran parte costituiscono la piana costiera e sono interessati da una intensa antropizzazione; solo in una fascia variabile tra poche decine di metri e 100 m costituiscono la spiaggia attuale.

I depositi fluviali e di conoide alluvionale 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, spesso collocati nelle zone di interfluvio tra i corsi d'acqua. La correlazione tra i depositi dei diversi terrazzi è stata eseguita procedendo dai depositi attuali verso quelli via via più antichi, tenendo conto in prima analisi dell'altezza dei depositi sul fondovalle, della presenza e stato di evoluzione dei suoli alla sommità dei terrazzi e dell'estensione areale e spessore dei depositi terrazzati, in relazione con gli eventi deposizionali di maggiore importanza. Si è tenuto conto inoltre della correlazione con le aree limitrofe ed in particolare con l'area del Foglio 361 Chieti.

Per i diversi ordini di terrazzi nei diversi bacini 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 (Fig. 26).

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, insieme all'esistenza dei rapporti morfolitostratigrafici tra i diversi ordini di terrazzi e al confronto con le unità rilevate nei fogli limitrofi realizzati nella Regione Abruzzo, con alcune delle quali si ha una continuità fisica diretta lungo il F. Pescara, 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 (Figg. 27, 28).

	F. FINO					F. TAVO					F. SALINE			
	SX	DX	a.s.f.(m)	q.(m)		SX	DX	a.s.f.(m)	q.(m)		SX	DX	a.s.f.(m)	q.(m)
T1	SI	-	**100-90**	160-120	T1	SI	-	**100-90**	220-130	T1	SI		**95-70**	120-70
T2	SI	-	**80-70**	140-100	T2	SI	-	**80-65**	170-100	T2	SI	-	**70-60**	100-60
T3	SI	-	**55-45**	110-70	T3	SI	-	**50-45**	150-70	T3	SI	-	**50-30**	70-35
					T4	SI	-	**25-20**	140-45					
T4	SI	SI	**10**	80-30	T5	SI	SI	**15-10**	135-35	T4	SI	SI	**10-3**	35-5
pa	SI	SI	**0**	65-25	pa	SI	SI	**0**	115-25	pa	SI	SI	**0**	0-15

	F. PESCARA					F. ALENTO					F. FORO			
	SX	DX	a.s.f.(m)	q.(m)		SX	DX	a.s.f.(m)	q.(m)		SX	DX	a.s.f.(m)	q.(m)
T1	SI	-	**90-80**	100-80	T1	SI	-	**80-60**	90-60					
T2	SI	-	**45-40**	65-50	T2	SI	-	**45-40**	75-50	T1	SI	*	**50**	55
					T3	SI	-	**35-30**	35-30	T2	SI	*	**45**	50
T3	SI	-	**25-20**	30-25						T3	SI	*	**25**	30
T4	SI	SI	**15-2**	20-3	T4	SI	SI	**15-5**	25-10	T4	SI	*	**5**	10
pa	SI	SI	**0**	0-10	pa	SI	SI	**0**	0-10	pa	SI	*	**0**	0-5

Fig. 26 - Distribuzione plano-altimetrica dei terrazzi alluvionali (T1-T4) e della piana alluvionale attuale (pa) nei principali bacini dell'area del Foglio 351 Pescara. DX e SX indicano la presenza dei depositi sul versante destro e sinistro della valle; a.s.f.(m) indica l'altezza in metri sul fondovalle attuale; q.(m) indica la quota in metri sul livello del mare. (*) Il versante destro, sudorientale, della valle del F. Foro non rientra nell'area del Foglio.

PROGETTO CARG

		Foglio 361 "Chieti"			Foglio 351 "Pescara"					
		FORO	ALENTO	PESCARA	TAVO	FINO	SALINE	PESCARA	ALENTO	FORO
unità olocenica (olo)		pa	pa	pa	**pa**	**pa**	**pa**	**pa**	**pa**	**pa**
sintema di Valle Majelama (AVM)	*subsintema di Chieti Scalo* ***(AVM$_4$)***	T4	T5	T6	**T5**	**T4**	**T4**	**T4**	**T4**	**T4**
	subsintema di Vallemare ***(AVM$_3$)***	T3		T5	**T4**			**T3**		**T3**
	subsintema di Piano della Fara ***(AVM$_2$)***	T2	T4	T4	**T3**	**T3**	**T3**		**T3**	**T2**
	subsintema di Villa Oliveti ***(AVM$_1$)***	T1	T3	T3	**T2**	**T2**	**T2**	**T2**	**T2**	**T1**
sintema di Catignano (ACT)			T2	T2	**T1**	**T1**	**T1**	**T1**	**T1**	
supersintema di Aielli-Pescina (AP)			T1	T1						

Fig. 27 - Correlazioni tra le unità distinte nei depositi del Quaternario continentale.

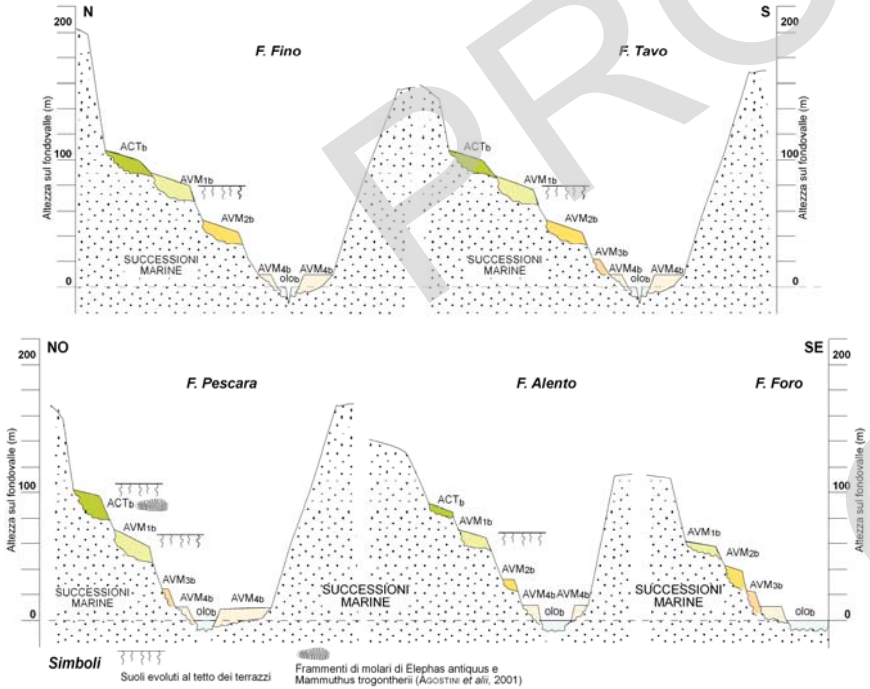

Fig. 28 - Schema morfo-litostratigrafico delle unità distinte nei depositi post-orogenici del Quaternario continentale.

I depositi continentali del Pleistocene sono stati suddivisi in due sintemi, a loro volta costituiti da diversi subsintemi e/o litofacies; ai depositi del Pelistocene si aggiungono i depositi olocenici.

L'età dei depositi è stata definita in base alla presenza di livelli vulcanoclastici, resti di mammalo faune, suoli e industrie litiche, presenti essenzialemente nei depositi alluvionali delle aree limitrofe (Foglio 361 Chieti) che, come detto, si trovano in continuità fisica con i depositi presenti nel Foglio in esame (Fig. 27) (RADMILLI, 1965, 1977; TOZZI, 1965; AGOSTINI *et alii*, 2001; MARCOLINI *et alii*, 2001; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa); gli elementi più significativi sono illustrati in riferimento alla descrizione delle singole unità.

Nell'area del F. Fino e del F. Saline vi sono, infine, alcuni lembi di depositi continentali quaternari o di transizione a quote elevate (150-220 m s.l.m., oltre 140 m sul fondovalle attuale) che sono stati riferiti all'unità *argille e conglomerati di Ripa Teatina*, descritta nel paragrafo precedente; la loro attribuzione è tuttavia problematica a causa della scarsità di affioramenti e delle estese coperture eluvio-colluviali.

Di seguito sono elencati, dai più antichi ai più recenti, i sintemi, i subsintemi, le litofacies e i depositi olocenici distinti:

- SINTEMA DI CATIGNANO ***(ACT)***;
  depositi alluvionali (***ACT$_b$***)

- SINTEMA DI VALLE MAJELAMA ***(AVM)***:
  subsintema di Villa Oliveti ***(AVM$_1$)***;
  depositi alluvionali ***(AVM$_{1b}$)***;
  subsintema di Piano della Fara ***(AVM$_2$)***;
  depositi alluvionali ***(AVM$_{2b}$)***;
  subsintema di Vallemare ***(AVM$_3$)***;
  depositi alluvionali ***(AVM$_{3b}$)***;
  subsintema di Chieti Scalo ***(AVM$_4$)***;
  depositi alluvionali ***(AVM$_{4b}$)***;
  depositi di origine mista ***(AVM$_{4i}$)***;

- DEPOSITI OLOCENICI ***(olo)***:
  depositi di frana ***(olo$_{a1}$)***;
  depositi alluvionali ***(olo$_b$)***;
  coltre eluvio-colluviale ***(olo$_{b2}$)***;
  depositi eolici ***(olo$_d$)***;
  depositi lacustri e palustri ***(olo$_e$)***;
  depositi di spiaggia ***(olo$_{g2}$)***;
  depositi antropici ***(olo$_h$)***.

PROGETTO CARG

Nei paragrafi che seguono, per ogni unità sono descritte le caratteristiche dei depositi e le loro variabilità nell'area del Foglio. Per i depositi fluviali e di conoide alluvionale sono riportati i log degli affioramenti più significativi, relativi essenzialmente al bacino dei fiumi Tavo-Fino-Saline dove l'esposizione dei depositi è più ampia e continua; gli affioramenti analizzati negli altri bacini sono in genere di ridotta estensione e discontinui per la presenza di estese coperture.

3.1. - SINTEMA DI CATIGNANO (**ACT_b**)

I depositi riferiti a questo sintema di origine alluvionale (**ACT_b**) affiorano diffusamente in lembi di estensione molto variabile sospesi sul fondovalle attuale lungo il versante sinistro delle valli dei fiumi Fino, Tavo, Saline, Pescara e Alento. Sono stati attribuiti a questo sintema due modesti affioramenti sul versante sinistro della valle del T. Piomba.

L'unità è costituita da conglomerati eterometrici, da centimetrici a decimetrici, a clasti calcarei e arenacei, sia clastosostenuti che, più raramente, matrice sostenuti; si intercalano lenti e livelli di sabbie e ghiaie fini (Fig. 29, 30). A più livelli si intercalano lenti di conglomerati grossolani pluridecimetrici. I depositi mostrano stratificazioni pianoparallele, incrociate piane e concave. Localmente le embricature dei clasti indicano direzioni della corrente parallele all'asse della valle attuale; in altri casi sono oblique o perpendicolari. Le frazioni più fini sono disposte in strati e lenti di spessore generalmente inferiore al metro.

I depositi sono disposti in corpi allungati perpendicolarmente alle valli attuali, suborizzontali o debolmente inclinati verso l'asse della valle.

La parte alta di questi depositi è profondamente rimodellata ed erosa e al tetto è presente un livello di alterazione ben sviluppato. L'alterazione è frequente e diffusa e localmente sono presenti suoli di colore bruno rossastro di spessore metrico; i depositi possono essere coperti da coltri eluvio-colluviali di spessore rilevante o localmente dai depositi del *sintema di Valle Majelama* (AVM). Tali elementi nelle aree limitrofe sono stati attribuiti all'Eemiano (Foglio 360 Torre dei Passeri; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006d). La base è costituita dalla superficie erosiva del contatto con i depositi della successione marina. In prossimità di tale contatto, in particolare con l'associazione pelitico-sabbiosa (FMT_a), 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. Lo spessore dei depositi varia da pochi metri a 20 m.

Al margine meridionale del Foglio (nei pressi di Cavaticchio), nell'area del Foglio Chieti, sono stati rinvenuti nei depositi ghiaiosi 62 molari attribuiti ad *Elephas antiquus* (FALCONER & CAUTLEY) e a *Mammuthus trogontherii*

(PÖHLIG) riferibile al Pleistocene medio finale (AGOSTINI *et alii*, 2001, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa).

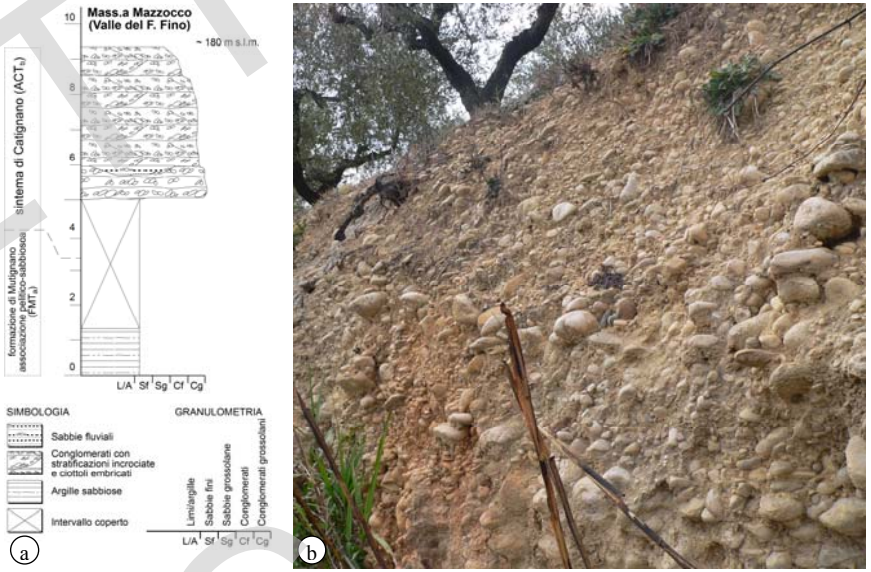

Fig. 29 - Valle del F. Fino (loc. Mass.a Mazzocco, 180 m s.l.m.). a) Log dei depositi conglomeratici riferibili al sintema di Catignano affioranti in sinistra idrografica del F. Fino. b) Particolare dei depositi affioranti.

Fig. 30 - Valle del F. Tavo (F.so Moretto). Depositi conglomeratici riferibili al sintema di Catignano e superficie sommitale del terrazzo alluvionale posto a 220 m s.l.m..

PROGETTO CARG

I depositi affiorano a quote decrescenti da oltre 200 m nel settore occidentale del Foglio a circa 70 m nel settore orientale verso le aree di foce dei corsi d'acqua. Il dislivello sul fondovalle della sommità dei depositi attribuiti a questo sintema non è costante spostandosi nelle diverse valli: lungo il F. Tavo e lungo il F. Fino sono disposti ad altezze comprese tra 100 e 90 m, lungo il F. Pescara, il F. Saline e il F. Alento ad altezze comprese tra 95 m e 60 m sul fondovalle (Figg. 26, 27, 28). I depositi sono riferibili ad ambienti di conoide alluvionale e fluviali *l.s.* (ACT_b). L'età è riferibile al Pleistocene medio *p.p.*

3.2. - Sintema di Valle Majelama (**AVM**)

Questo sintema è costituito prevalentemente da depositi fluviali, 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$_1$**);*
*depositi alluvionali (**AVM$_{1b}$**);*
*subsintema di Piano della Fara (**AVM$_2$**);*
*depositi alluvionali (**AVM$_{2b}$**);*
*subsintema di Vallemare (**AVM$_3$**);*
*depositi alluvionali (**AVM$_{3b}$**);*
*subsintema di Chieti Scalo (**AVM$_4$**);*
*depositi alluvionali (**AVM$_{4b}$**);*
*depositi di origine mista (**AVM$_{4i}$**).*

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 361 Chieti e nel Foglio 360 Torre de' Passeri, al *sintema di Valle Majelama*.

3.2.1. - *Subsintema di Villa Oliveti* (**AVM$_1$**)

I depositi riferiti a questo subsintema si rinvengono diffusamente lungo il versante sinistro della valle del F. Fino, fino alla confluenza con il F. Saline; affiorano sul versante sinistro della valle del F. Tavo, del F. Pescara, del F. Alento e del F. Foro.

Si tratta di ghiaie e conglomerati clasto-sostenuti debolmente cementati, con livelli e lenti sabbiosi e ghiaie massive o a stratificazione incrociata a basso angolo; i clasti sono ben arrotondati e spesso appiattiti, di dimensioni variabili dai centimetri ai decimetri, poligenici (arenacei, calcarei e selciferi); sono immersi in una matrice sabbioso-limosa (Fig. 31). Nella parte alta dei depositi divengono prevalenti alternanze di sabbie grossolane e fini con intercalazioni di ghiaie fini, con laminazioni pianoparallele che possono arrivare fino a spessori di alcuni metri (Fig. 32). Le embricature dei clasti indicano una direzione della

corrente subparallela alle valli attuali, solo in alcuni casi indicano correnti disposte obliquamente o perpendicolari all'asse della valle.

I corpi conglomeratici presentano un'organizzazione in bancate massive e strati lentiformi discontinui, talora alternati ed eteropici a lenti e livelli sabbioso-argillosi, limoso-argillosi e argillosi. Sono disposti in giacitura suborizzontale o, in alcuni casi, sono debolmente inclinati verso l'asse della valle (Tavo, Fino, Saline, Alento). La base è costituita dalla superficie erosiva del contatto sui depositi delle successioni marine, o sui depositi del sintema più antico. Il tetto è costituito dalla superficie deposizionale della sommità del deposito. Gli spessori sono valutabili da 10 m a oltre 30 m. Frequentemente i depositi sono costituiti da due intervalli sovrapposti di spessore 10-15 m; uno francamente ghiaioso nella parte bassa, uno francamente sabbioso nella parte alta, cui si intercalano livelli di paleosuolo. Il limite tra i due intervalli è generalmente netto, planare o debolmente ondulato (F. Tavo, F. Fino, F. Pescara; Fig. 33).

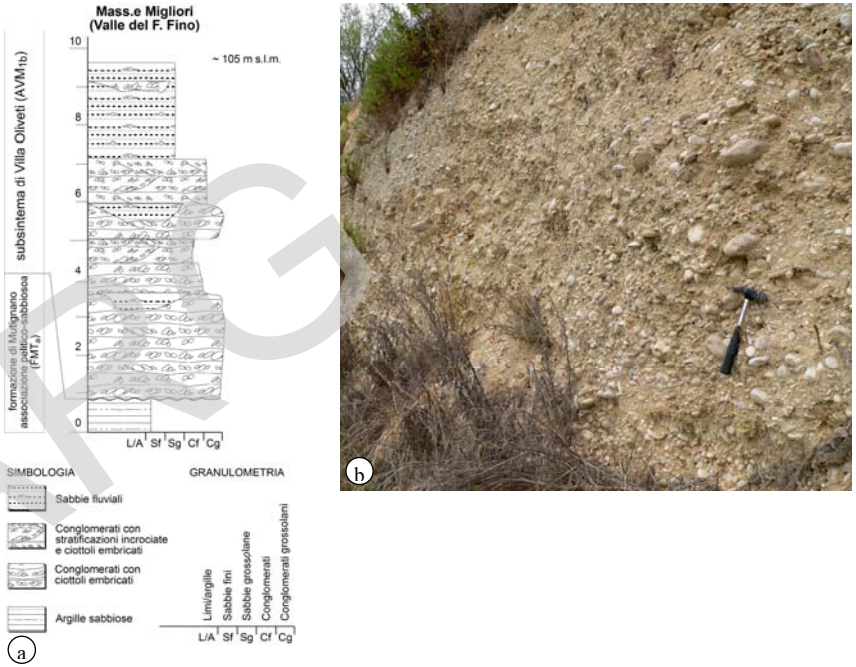

Fig. 31 - Valle del F. Fino, sinistra idrografica in corrispondenza della confluenza con il F. Tavo (105 m s.l.m.). a) Log dei depositi conglomeratici e sabbiosi riferibili al sintema di Valle Majelama, subsintema di Villa Oliveti. b) Nella parte bassa del deposito si osserva la forte eterogeneità granulometrica, con ciottoli che vanno da qualche millimetro a più di dieci centimetri, blandamente embricati. La matrice è sabbiosa da scarsa a abbondante.

PROGETTO CARG

Fig. 32 - Valle del F. Fino, sinistra idrografica in corrispondenza della confluenza con il F. Tavo (105 m s.l.m.). Depositi conglomeratici riferibili al sintema di Valle Majelama, subsintema di Villa Oliveti. Nella parte bassa si osservano strati e lenti conglomeratici debolmente cementati, che passano bruscamente verso l'alto a un intervallo sabbioso.

Fig. 33 - Valle del F. Pescara, nella zona di Santa Teresa (40 m s.l.m.). Depositi conglomeratici riferibili al sintema di Valle Majelama, subsintema di Villa Oliveti. Si osservano conglomerati con elementi decimetrici ben arrotondati, con clasti embricati e lenti di ghiaie fini, debolmente cementati.

I depositi di questo subsintema sono presenti lungo le valli dei fiumi principali e sono terrazzati a quote variabili tra 170 m e 50 m, muovendosi da ovest verso est; i terrazzi hanno un'altezza sul fondovalle non costante spostandosi da una valle all'altra (Figg. 26, 27, 28): sono disposti ad altezze comprese tra 80 m e 65 m lungo il versante sinistro delle valli del F. Tavo e del F. Fino; ad altezze tra 70 m e 60 m lungo il versante sinistro della valle del F. Saline e ad altezze tra 45 m e 40 m lungo il versante sinistro delle valli del F. Pescara, del F. Alento e del F. Foro.

Si tratta in sintesi di depositi relativi ad ambienti fluviali o di conoide alluvionale (Tavo, Fino, Saline, Alento) (AVM_{1b}) e di età riferibile alla base del Pleistocene superiore.

3.2.2. - *Subsintema di Piano della Fara* (**AVM_2**)

I depositi riferiti a questo subsintema si rinvengono lungo il versante sinistro della valle del F. Fino, del F. Saline del F. Tavo e del F. Alento.

Questo subsintema è formato principalmente da ghiaie per nulla o debolmente cementate, in strati decimetrici o metrici, con geometria lenticolare, alternati ed eteropici a strati sabbiosi, sabbioso-arenacei e sabbioso-limosi e livelli di argille grigie, con spessori variabili, da decimetrici a metrici (Fig. 34). I clasti delle ghiaie sono di natura carbonatica e subordinatamente silicea, ben elaborati, arrotondati e talvolta appiattiti. La matrice delle ghiaie è costituita da sabbie e limi di colore giallastro e grigio e da materiale terroso bruno-rossastro. Gli intervalli sabbiosi divengono prevalenti nella parte alta dei depositi e presentano delle strutture sedimentarie trattive di fondo e lenti limoso argillose; questi livelli a granulometria minore si trovano in appoggio sui livelli ghiaiosi e localmente sfumano verso l'alto e lateralmente a depositi più fini limosi. In molti casi il passaggio dall'intervallo ghiaioso inferiore all'intervallo sabbioso superiore è definito da un contatto netto di natura deposizionale e localmente erosivo (Fig. 35).

La base del subsintema è costituita dalla superficie erosiva di contatto sui depositi delle formazioni marine o, lateralmente, sui depositi del subsintema più antico (Fig. 36). Il tetto è costituito dalla superficie deposizionale della sommità del terrazzo o dal contatto erosivo con i depositi più recenti, in genere coltri eluvio-colluviali (Fig. 35). Lo spessore di questi depositi è generalmente ridotto e varia da 2 m a 10 m.

La superficie sommitale è terrazzata ad altezze sul fondovalle variabili tra 55 m e 40 m lungo le valli di tutti i corsi d'acqua; diminuisce a 30 m solo nel caso del F. Saline, verso la foce (Figg. 26, 27, 28).

Si tratta di depositi di natura essenzialmente fluviale (AVM_{2b}). La loro età è riferibile alla parte bassa del Pleistocene superiore.

PROGETTO CARG

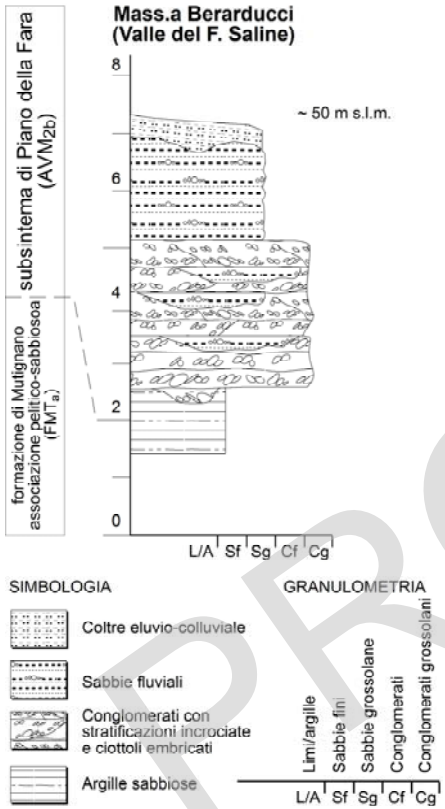

Fig. 34 - Valle del F. Saline, Loc. Mass.a Berarducci. Log dei depositi riferibili al sintema di Valle Majelama, subsintema di Piano della Fara.

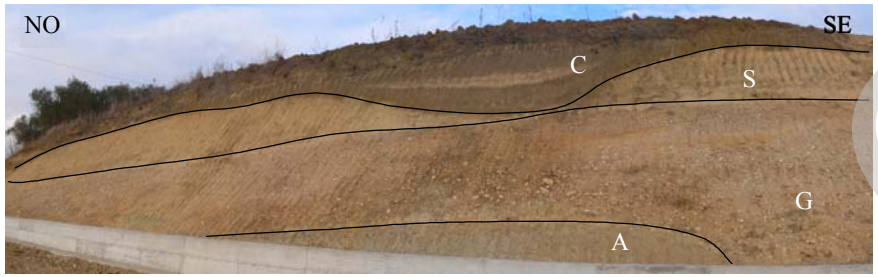

Fig. 35 - Valle del F. Saline, a NE della confluenza tra F. Tavo e F. Fino (50 m s.l.m.). Depositi ghiaiosi e sabbiosi riferibili al sintema di Valle Majelama, subsintema di Piano della Fara. Si osservano il contatto erosivo con le argille (A) riferibili alla formazione di Mutignano *(FMT_a), la parte bassa del deposito prevalentemente ghiaiosa con livelli e lenti di sabbie (G), la parte alta del deposito prevalentemente sabbiosa (S) e al tetto il contatto erosivo con depositi colluviali (C).*

Fig. 36 - Valle del F. Fino (Loc. Cocciagrasso, 110 m s.l.m.). Ampio affioramento dei depositi ghiaiosi e sabbiosi riferibili al sintema di Valle Majelama, subsintema di Piano della Fara, lungo la scarpata di un terrazzo nella valle del F. Fino. Evidenziato in nero si osserva l'appoggio sui depositi argillosi delle successioni marine; si nota il ridotto spessore del deposito alluvionale (3-5 m).

3.2.3. - *Subsintema di Vallemare* (**AVM_3**)

I depositi riferiti a questo subsintema si rinvengono diffusamente lungo il versante sinistro della valle del F. Tavo e del F. Pescara; si osservano anche lungo la valle del T. Piomba.

I depositi sono costituiti da sabbie e limi fluviali, a stratificazione pianoparallela e incrociata a basso angolo (Fig. 37); nella parte bassa sono presenti intercalazioni di livelli e lenti di ghiaie a clasti ben arrotondati di dimensioni da centimetriche a decimentriche, poligenici (arenacei, calcarei e selciferi), immersi in una matrice sabbiosa-limosa.

La base non è osservabile in affioramento, se non ai margini del terrazzo, dove è costituita dalla superficie erosiva del contatto con i depositi delle formazioni marine, o con i depositi dei subsintemi più antichi. Il tetto è costituito dalla superficie deposizionale della sommità del terrazzo, o dal contatto erosivo con i depositi più recenti. Lo spessore dei depositi varia da 10 m a 20 m.

Questi depositi costituiscono lembi di terrazzi di estensione variabile (molto ampi in particolare nel caso del F. Tavo). Sono disposti ad altezze sul fondovalle comprese tra 25 e 20 m (Figg. 26, 27, 28).

Si tratta in sintesi di depositi fluviali (AVM_{3b}) di età riferibile al Pleistocene superiore *p.p.*

PROGETTO CARG

Fig. 37 - Valle del F. Tavo (a SW di Loc. Remartello, 110 m s.l.m.). Particolare dei livelli sabbiosi e limosi riferibili al subsintema di Vallemare.

3.2.4. - *Subsintema di Chieti Scalo* (**AVM$_4$**)

I depositi riferiti a questo subsintema si rinvengono diffusamente lungo il fondovalle delle principali piane alluvionali sia in sinistra che in destra idrografica. Sono in genere di natura alluvionale (AVM$_{4b}$), solo localmente di origine mista (Silvi, AVM$_{4i}$).

Si tratta di sabbie, limi e ghiaie, con stratificazione incrociata a basso angolo o pianoparllela, localmente massive, con lenti di argille e torbe. Le ghiaie sono prevalenti nella parte bassa dei depositi e hanno clasti ben arrotondati di dimensioni da centimetriche a decimetriche (localmente pluridecimetriche), poligenici (arenacei, calcarei e selciferi), immersi in una abbondante matrice sabbioso-limosa; sono disposte in lenti e livelli intercalati a lenti di sabbie e limi. Le sabbie prevalgono nella parte alta dei depositi e spesso si osserva un contatto netto tra un intervallo ghiaioso inferiore e un intervallo sabbioso superiore (Fig. 38).

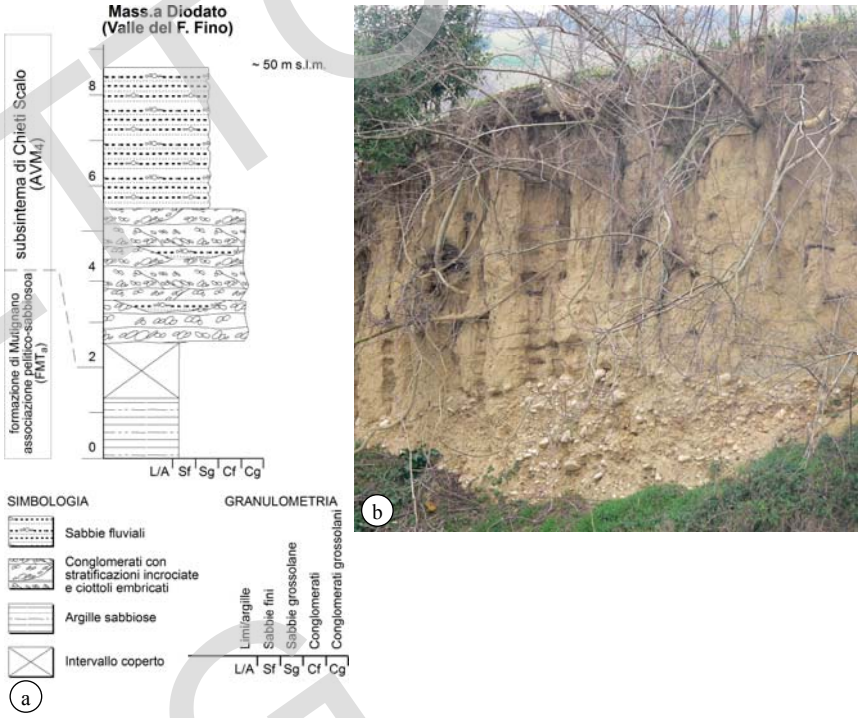

Fig. 38 - Valle del F. Fino (Loc. Mass.a Diodato, 50 m s.l.m.). a) Log dei depositi del subsintema di Chieti scalo del sintema di Valle Majelama. b) affiorano depositi ghiaiosi eterometrici in lenti e strati, nella parte bassa, e depositi sabbiosi stratificati e con laminazione pianoparallela; il contatto tra i due intervalli è netto. Lo spessore complessivo del deposito è 6-7 m

La base è costituita dal contatto con le formazioni marine (intervallo pelitico-sabbioso della *formazione di Mutignano*) osservabile in affioramento all'interno delle cave lungo il F. Fino e il F. Saline; lateralmente i depositi sono in appoggio sui subsintemi più antichi. 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 5-15 m.

Questi depositi sono di natura fluviale (AVM$_{4b}$) e costituiscono un terrazzo con notevole continuità fisica, che si segue agevolmente nelle valli dei fiumi principali sia in sinistra che in destra idrografica. I depositi sono terrazzati ad altezze di 5-15 m sul fondovalle (Tavo, Fino, Pescara, Piomba e Alento); i dislivelli possono scendere a pochi metri verso le aree di foce (F. Saline, F. Pescara) (Figg. 26, 27, 28).

Nel settore settentrionale localmente si osservano depositi di origine mista sia di natura alluvionale che legati all'azione della gravità (AVM$_{4i}$); sono costituiti

PROGETTO CARG

da ghiaie eterometriche e conglomerati debolmente cementati, con matrice sabbioso limosa da assente ad abbondante, in assetto caotico o con stratificazioni poco evidenti. Affiorano lungo i versanti di fossi minori nell'area di Silvi, in appoggio sul substrato costituito dai termini argilloso-sabbiosi della *formazione di Mutignano*.

L'età è riferibile alla parte alta del Pleistocene superiore.

3.3. - DEPOSITI OLOCENICI (**olo**)

I depositi olocenici non sono stati riferiti ad un sintema in quanto i sedimenti sono ancora in formazione e, quindi, il tetto dei depositi è soggetto a continue trasformazioni ed è costituito da una superficie deposizionale, in molti casi attiva. L'unità è stata, inoltre, suddivisa in litofacies riferibili ad ambienti genetici diversi, che sono descritte di seguito:

- *depositi di frana (**olo$_{a1}$**);*
- *depositi alluvionali (**olo$_{b}$**);*
- *coltre eluvio-colluviale (**olo$_{b2}$**);*
- *depositi eolici (**olo$_{d}$**);*
- *depositi lacustri e palustri (**olo$_{e}$**);*
- *depositi di spiaggia (**olo$_{g2}$**);*
- *depositi antropici (**olo$_{h}$**).*

3.3.1. - *Depositi di frana* (**olo$_{a1}$**)

Questi depositi affiorano in diverse zone del foglio e sono caratterizzati da materiali pelitici e pelitico-sabbiosi, che derivano dalla deformazione dei litotipi dell'*associazione pelitico-sabbiosa* della *formazione di Mutignano* (FMT$_a$); dove le frane hanno coinvolto l'*associazione sabbioso-pelitica* (FMT$_c$) e l'*associazione sabbioso-conglomeratica* (FMT$_d$) della parte sommitale della *formazione di Mutignano* o i depositi alluvionali terrazzati, i materiali di frana possono contenere blocchi sabbioso-arenacei e sabbioso-conglomeratici.

3.3.2. - *Depositi alluvionali* (**olo$_{b}$**)

Questi depositi affiorano lungo il fondovalle dei fiumi Pescara, Piomba, Fino, Tavo, Saline e Alento e dei loro principali affluenti.

Sono costituiti da sabbie, ghiaie e limi fluviali, con livelli e lenti di argille e torbe, alternate a conglomerati e sabbie. Le ghiaie sono costituite da clasti di dimensioni da decimetriche a centimetriche (localmente pluridecimetriche), poligenici, da sub-angolosi ad arrotondati, con intercalazioni di sabbie e limi-sabbiosi. Frequentemente, dove la presenza di cave consente una esposizione completa dei depositi, si osserva un intervallo inferiore di ghiaie eterometriche con clasti fino a 40-50 cm, disposte in lenti più fini e più grossolane, con lenti di

sabbie e limi; segue verso l'alto, con un contatto netto, un intervallo di sabbie da fini a grossolane, a matrice limosa, con lenti di ghiaie fini (Fig. 39).

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, o al passaggio tra i versanti collinari e la piana costiera in corrispondenza di piccoli bacini idrografici che drenano direttamente verso il mare. Sono formati da alternanze di sabbie, ghiaie e limi in lenti e strati di spessore decimetrico o metrico.

Il limite inferiore è costituito dal contatto erosivo con i subsintemi più antichi, nella maggior parte dell'area con il *subsintema di Chieti scalo*, o con le unità della successione marina.

Lo spessore di questi depositi è modesto (intorno a qualche metro) nei settori interni delle valli dove i corsi d'acqua arrivano a incidere i depositi argillosi riferibili alla *formazione di Mutignano* (Fig. 40) ed aumenta verso mare fino a 10-20 m (in queste aree tuttavia non è stata osservata direttamente la base dei depositi).

3.3.3. - *Coltre eluvio-colluviale* (**olo$_{b2}$**)

Una coltre eluvio-colluviale di spessore variabile fino a oltre 10 m ricopre estesamente i depositi riferibili alla successione marina e ai diversi sintemi e subsintemi del Quaternario continentale. Si rinviene con spessori maggiori alla base dei versanti, sulla superficie dei terrazzi alluvionali e nel fondo delle vallecole minori.

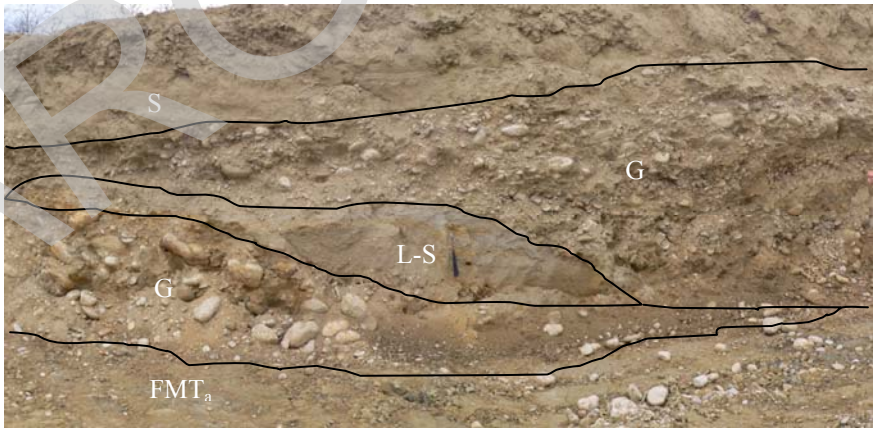

Fig. 39 - Valle del F. Fino (a ovest di Congiunti, 40 m s.l.m.). I depositi alluvionali olocenici affiorano in appoggio sul substrato costituito dall'associazione pelitico-sabbiosa della formazione di Mutignano *(FMT$_a$). La parte bassa è costituita da lenti di ghiaie più o meno grossolane (G), con lenti di sabbie e limi (L-S); la parte alta è costituita da sabbie laminate (S).*

PROGETTO CARG

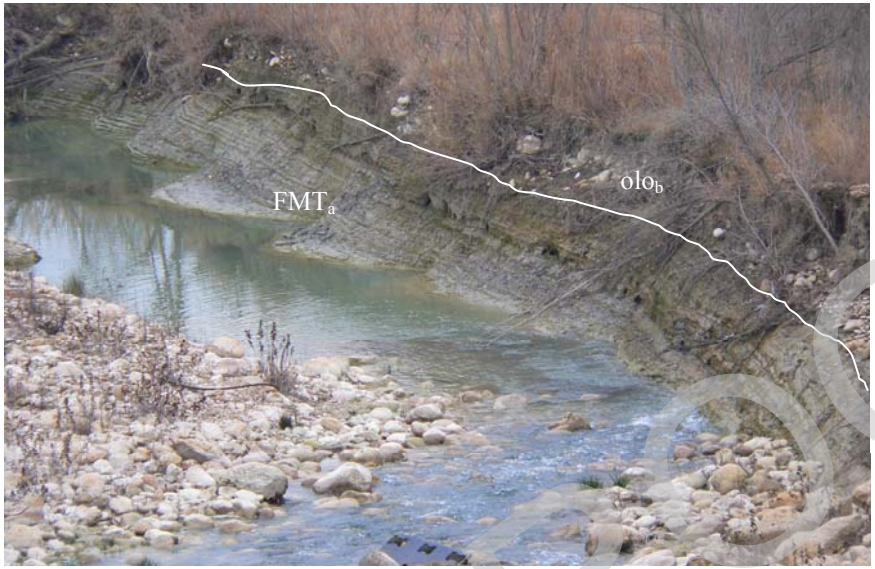

Fig. 40 - Valle del F. Fino all'estremità occidentale del Foglio (65 m s.l.m.). I depositi alluvionali olocenici affiorano con uno spessore di pochi metri e il corso d'acqua incide e mette in affioramento il substrato costituito dall'associazione pelitico-sabbiosa della formazione di Mutignano *(FMT$_a$).*

È costituita da limi, limi sabbiosi, limi argillosi e sabbie da grigiastri a giallastri a bruno-rossastri con clasti centimetrici arenacei e calcarei dispersi all'interno di materiali fini residuali; a luoghi sono presenti abbondanti concrezioni nodulari di carbonato di calcio. La struttura interna è caotica o con accenni di stratificazione mal definita e discontinua (Fig. 41). Costituiscono il prodotto dell'alterazione dei depositi argilloso-sabbioso-conglomeratici della successione marina o localmente dei depositi alluvionali antichi. In alcuni casi sono osservabili diversi orizzonti sovrapposti, caratterizzati alla sommità da livelli a colorazione grigia più scura. Alla base dei versanti e in corrispondenza delle vallecole minori costituiscono cunei di depositi in appoggio sul substrato; si osserva un'evidente clinostratificazione di livelli più chiari o più scuri legati al diverso grado di alterazione dei depositi stessi, alla diversa granulometria e alla presenza di livelli ghiaiosi (Fig. 41).

Il limite inferiore è costituito dal contatto erosivo con i sintemi del Quaternario continentale, o con le unità della successione marina. Lo spessore dei depositi è variabile, da qualche metro a oltre 10 m.

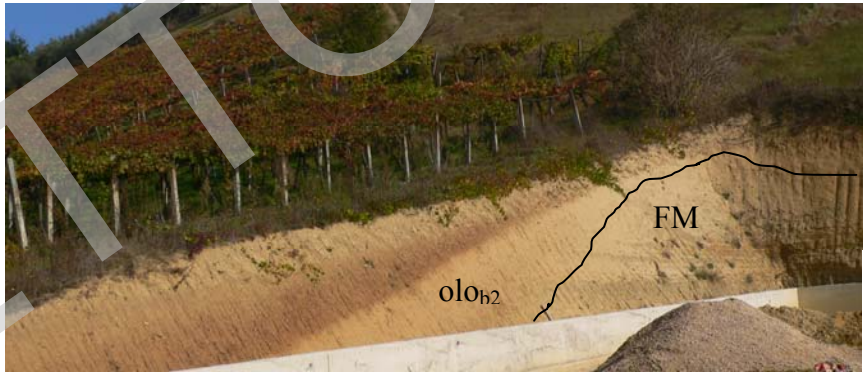

Fig. 41 - Caprara d'Abruzzo. Alla base di un versante argilloso, impostato nei depositi della formazione di Mutignano *(FMT$_a$), la coltre eluvio-colluviale è costituita da un cuneo di depositi limoso sabbiosi con rari ciottoli e livelli ghiaiosi, clinostratificati con orizzonti a diverso grado di alterazione e a diversa granulometria.*

3.3.4. - *Depositi eolici* (**olo$_d$**)

Deposti eolici di modeste estensioni sono stati rinvenuti lungo le principali spiagge presenti nell'area del foglio, particolarmente nell'area settentrionale (Pineto, Silvi) e in misura minore nel settore meridionale.

Sono costituiti da sabbie a granulometria medio fine, ben classate, sciolte o debolmente addensate. Costituiscono corpi di dune costiere incipienti o di dune stabilizzate dalla vegetazione arbustiva e arborea (Fig. 42). Le dune incipienti sono sempre di dimensioni molto ridotte, con un'ampiezza al massimo di qualche metro, ma spesso inferiori a un metro, e altezza di qualche decimetro; sono allungate in direzioni variabili, perpendicolari od oblique rispetto alla direzione del litorale; sono in genere interessate da sporadica vegetazione erbacea. Le dune stabilizzate formano cordoni allungati parallelamente alla costa con un'ampiezza di alcuni metri e un'altezza che può superare il metro; sono coperte da fitta vegetazione erbacea e arbustiva o da una fitta pineta (Pineto). In molti casi la porzione di litorale interessata dalle dune costiere è stata pesantemente antropizzata con la rimozione, il rimaneggiamento e il rimodellamento dei depositi e la distruzione delle forme; in alcuni tratti le dune sia stabilizzate che incipienti sono, invece, conservate e protette (Torre di Cerrano; Fig. 42).

3.3.5. - *Depositi lacustri e palustri* **(olo$_e$)**

Tale deposito, è stato rinvenuto unicamente lungo un tratto del litorale, nella zona sud dell'abitato di Pescara. È costituito da peliti e peliti sabbioso-ciottolose, terreni di bonifica e torbe.

PROGETTO CARG

Fig. 42 - Torre di Cerrano, Pineto. Nella parte retrostante la spiaggia sono presenti dune stabilizzate coperte da vegetazione erbacea e arbustiva e dalla pineta; verso la spiaggia si individuano dune incipienti coperte da sporadica vegetazione erbacea e arbustiva.

3.3.6. - *Depositi di spiaggia* **(olo$_{g2}$)**

I depositi di spiaggia affiorano con continuità lungo tutto il litorale, per oltre 30 km e con una ampiezza trasversale da alcune decine di metri a oltre 1 km. Costituiscono gran parte della piana costiera e sono interessati da una intensa antropizzazione; solo in una fascia variabile tra poche decine di metri e 100 m costituiscono la spiaggia attuale. La continuità di tali depositi lungo il litorale è interrotta unicamente dalla foce dei principali corsi d'acqua.

I depositi sono costituiti da sabbie a granulometria medio-fine, sciolte o addensate, e localmente da ghiaie con ciottoli eterometrici da arrotondati a sub-arrotondati, generalmente appiattiti (Fig. 43). I depositi ghiaiosi prevalgono in genere in prossimità delle foci dei principali corsi d'acqua (F. Saline, T. Piomba, F. Foro; Fig. 44).

Lo spessore non è valutabile da una analisi di superficie ma non dovrebbe superare i 10 m.

Fig. 43 - Depositi di spiaggia sabbioso-ghiaiosi nell'area compresa tra il F. Saline e il T. Piomba.

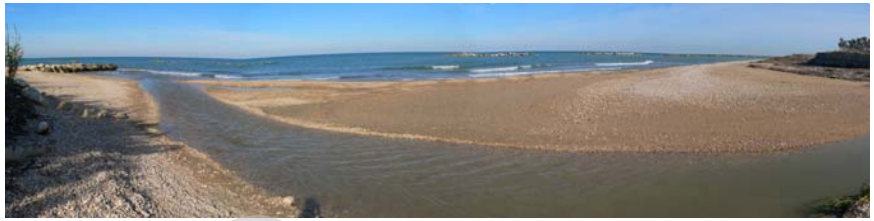

Fig. 44 - Foce del F. Foro. Depositi alluvionali ghiaiosi e depositi di spiaggia ghiaiosi.

3.3.7. - *Depositi antropici* (**olo$_h$**)

I depositi antropici affiorano diffusamente in tutta l'area del foglio, a causa della intensa urbanizzazione e delle infrastrutture che lo attraversano; nella cartografia sono stati riportati solo i depositi più ampi e di maggiore spessore che si rinvengono lungo le principali valli fluviali in corrispondenza delle arterie viarie e ferroviarie; in questa categoria sono stati anche cartografati i depositi presenti in alcune cave inattive frutto della movimentazione dei depositi affioranti (prevalentemente depositi alluvionali) durante l'attività estrattiva.

In generale sono costituiti da depositi caotici eterometrici, da ghiaia, sabbia, limo e argilla e da frammenti di manufatti. In corrispondenza di cave di ghiaia dismesse sono costituiti dai residui essenzialmente sabbioso-limosi. Lo spessore dei depositi è in genere di pochi metri ma può in alcuni casi superare i 10 m.

4. - SUCCESSIONE OLOCENICA DELL'AREA MARINA

4.1. - SISTEMA DEPOSIZIONALE DI STAZIONAMENTO ALTO (**HST**)

Unità a geometria progradazionale costituita da un complesso pelitico di scarpata di prodelta/piattaforma interna ad argille e silt argillosi che passa

PROGETTO CARG

gradualmente, attraverso una zona di tarnsizione, ad un complesso sabbioso di spiaggia sommersa. All'interno dell'*HST* sono state suddivise tre unità*: 1)* Depositi di spiaggia sommersa (**g_8**); 2) Depositi di transizione alla piattaforma, prisma litorale (**g_{11}**); 3) Depositi di scarpata di prodelta (**g_7**)

4.1.1. - *Depositi di spiaggia sommersa* (**g_8**)

Depositi costituiti da sabbie da fini a medie, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina galina* LINNAEUS, 1758.

4.1.2. - *Depositi di transizione alla piattaforma, prisma litorale* (**g_{11}**)

Depositi costituiti da silt medio e grossolano intercalato a sottili strati sabbiosi e bioclastici (sabbia molto fine), la cui successione verticale mostra una chiara tendenza negativa.

4.1.3. - *Depositi di scarpata di prodelta* (**g_7**)

Depositi ad argille e silt argillosi contenenti faune a *Turritella communis* RISSO, 1826. I depositi di prodelta (g7) sono organizzati in un clinoforme progradazionale subacqueo con rottura di pendenza (ciglio deposizionale) tra 25 e 30 m di profondità e spessore fino a 25 m (CATTANEO *et al.*, 2003). Essi sono caratterizzati da diffuse impregnazioni di gas che raggiungono la profondità minima (pochi metri) sotto il fondo, in corrispondenza della rottura di pendenza del clinoforme. Analisi geochimiche dei campioni prelevati in quest'area dimostrano che il gas che impregna i sedimenti superficiali è biogenico e dovuto al decadimento della abbondante materia organica portata dai fiumi e accumulata all'interno del clinoforme (ORANGE *et al.*, 2005).

VIII - ASSETTO STRUTTURALE

Dai rilevamenti geologici effettuati nel Foglio Pescara, non sono emerse evidenze dirette di elementi tettonici superficiali. Gli allineamenti strutturali presenti nell'area, desumibili solo dai dati geofisici per la ricerca degli idrocarburi, sono profondi e la loro attività è postdatata dai depositi del Pliocene superiore a *G. inflata*. (vd. fig. 4). Di seguito si propone invece uno schema morfotettonico, desunto sulla base di evidenze geomorfologiche e dalle loro relazioni con i depositi quaternari continentali. Gli elementi strutturali dedotti sono stati riportati nella carta geologica come faglie presunte.

Nell'area sono presenti evidenze geomorfologiche di tettonica; queste, in base alle relazioni con i depositi continentali quaternari, possono permettere di ipotizzare la presenza di elementi tettonici, quali faglie a debole rigetto, fratture e joints principali. Tali elementi, tuttavia, data la mancanza di evidenze geologiche di superficie, non sono stati cartografati nel Foglio, ma costituiscono uno spunto di base per l'analisi della neotettonica dell'area come già riconosciuto in aree limitrofe della fascia pedemontana e costiera abruzzese (D'ALESSANDRO *et alii* 2008; DELLA SETA *et alii*, 2008).

1. - SCHEMA MORFOTETTONICO

(E. Miccadei, T.Piacentini)

Lo schema morfotettonico dell'area del Foglio è stato realizzato come supporto e integrazione al rilevamento della successione del Quaternario continentale e per fornire una base per l'analisi delle relazioni tra tettonica, evoluzione morfostrutturale e depositi continentali quaternari. In esso sono,

PROGETTO CARG

infatti, mappate le evidenze geomorfologiche di tettonica, la loro distribuzione e le relazioni con i depositi continentali quaternari, che consentono di ipotizzare la presenza e il ruolo di elementi tettonici che non presentano evidenze geologiche di superficie e non sono rilevabili sulla base della semplice analisi di terreno.

Nello schema di figura 45 sono riportati i principali elementi geomorfologici relativi essenzialmente a crinali, versanti, valli e corsi d'acqua, che rappresentano indizi di tettonica conformemente a quanto indicato dagli autori che si sono occupati di tale tematica, particolarmente nell'area pedemontana adriatica (AMBROSETTI *et alii*, 1976; PANIZZA & CASTALDINI, 1987; COLTORTI *et alii*, 1991; CICCACCI *et alii*, 1992; CENTAMORE *et alii*, 1996; COLTORTI *et alii*, 1996; CURRADO & FREDI, 2000; LUPIA PALMIERI *et alii*, 2001; D'ALESSANDRO *et alii*, 2008; DELLA SETA *et alii*, 2008).

In primo luogo si osserva che le valli dei corsi d'acqua principali sono marcatamente asimmetriche, come già annotato nei Cenni di geomorfologia, sia per quanto riguarda l'estensione e l'articolazione dei versanti (Fig. 45), sia per quanto riguarda la distribuzione dei terrazzi alluvionali (Fig. 46). In particolare il versante destro delle valli è sempre poco esteso (da meno di cento metri a 1-2 km), acclive, marcatamente rettilineo, a direzione SO-NE (F. Tavo, F. Saline, F. Pescara) o ONO-ESE (F. Fino), ed è caratterizzato dalla presenza di confluenze contromonte a direzione da ESE-ONO a SE-NO. I versanti sinistri sono in tutti i casi (F. Fino, F. Tavo, F. Saline, F. Pescara) molto ampi, poco acclivi, fittamente solcati da vallecole secondarie e da un reticolo idrografico sviluppato; sono interessati da evidenti indizi di morfotettonica e caratterizzati dalla presenza di ampi terrazzi alluvionali.

La distribuzione delle evidenze geomorfologiche di tettonica si presenta differenziata nelle diverse aree del foglio (Fig. 45). Nel settore settentrionale (F. Fino, T. Piomba) si individua l'intersezione di elementi a direzione NNO-SSE (valli rettilinee, gomiti fluviali, faccette triangolari e localmente confluenze contromonte) e elementi a direzione ONO-ESE (valli rettilinee, gomiti fluviali); meno frequenti sono gli elementi a direzione NE-SO. Questo settore è, inoltre, caratterizzato dalla diffusa presenza di forme calanchive e da scarpate a influenza strutturale legate essenzialmente all'erosione selettiva in corrispondenza dei termini sabbioso-conglomeratici della *formazione di Mutignano*.

Nel settore centrale (F. Tavo, F. Saline, F. Pescara) si osservano valli rettilinee a direzione SO-NE e NO-SE (meno frequenti le direzioni O-E e N-S) e crinali rettilinei circa paralleli alle valli. È presente, inoltre, una serie di valli decapitate a decorso da NE verso SO. Sia nelle valli secondarie che sul versante sudorientale della valle del F. Tavo, si individuano sistematicamente confluenze contromonte che si innestano con direzione ESE-ONO nelle valli principali a deflusso SO-NE e in alcuni casi interrompono il decorso marcatamente rettilineo del versante stesso.

Nel settore sudorientale (F. Pescara, F. Alento) sono presenti prevalentemente valli rettilinee a direzione SO-NE, gomiti fluviali a direzione da SO-NE a ONO-ESE. Sul versante SE della valle del F. Pescara, come nel caso del F. Tavo, è presente una serie di confluenze contromonte a direzione tra E-O e ESE-ONO. In questo settore sono presenti, come nel settore settentrionale, scarpate a influenza strutturale impostate sui termini sabbioso-conglomeratici della *formazione di Mutignano* (FMT_d).

In figura 46 è riportato uno schema dei terrazzi alluvionali del Foglio; l'età dei diversi ordini di terrazzi (da T1 a T5) si riferisce alla sedimentazione dei relativi depositi alluvionali sulla base di quanto indicato nella Legenda e nel capitolo della Stratigrafia.

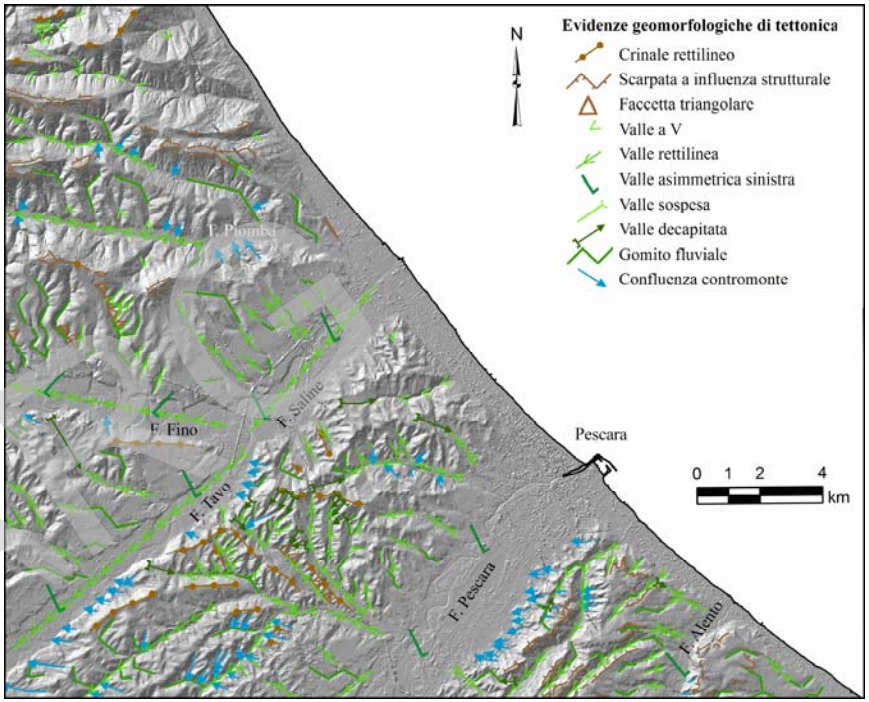

Fig. 45 - Schema delle evidenze geomorfologiche di tettonica dell'area del Foglio 351.

Il confronto tra lo schema degli indizi di morfotettonica (Fig. 45) e lo schema dei terrazzi alluvionali (Fig. 46) consente di evidenziare gli effetti del sollevamento regionale e della tettonica locale. Il sollevamento, dopo l'emersione e la chiusura della sedimentazione marina, ha determinato la

PROGETTO CARG

formazione delle valli e l'approfondimento del reticolo idrografico registrati dalla successione dei terrazzi alluvionali. Sulla base degli indizi di morfotettonica è possibile ipotizzare la presenza di elementi tettonici, principali e secondari, a diversa direzione (Fig. 47) e i relativi rapporti di antecedenza e stimare in prima approssimazione il ruolo in termini di età e di influenza nell'evoluzione geomorfologica.

I principali elementi tettonici dedotti sono a direzione SO-NE; sono gli elementi più antichi e hanno controllato la disposizione dei diversi ordini di terrazzi fino a tutto il Pleistocene medio. Questi si ritiene siano in parte ereditati da elementi tettonici precedenti che interessavano il substrato marino plio-pleistocenico, come anche indicato per i settori settentrionali dell'area abruzzese (FARABOLLINI *et alii*, 2004; DELLA SETA *et alii*, 2008).

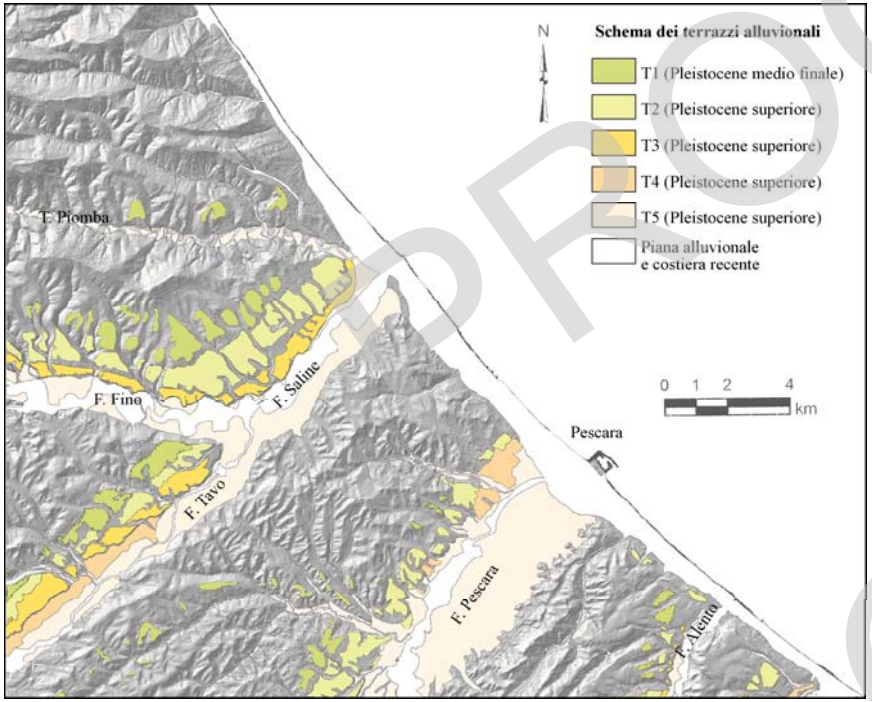

Fig. 46 - Schema dei terrazzi alluvionali dell'area del Foglio 351.

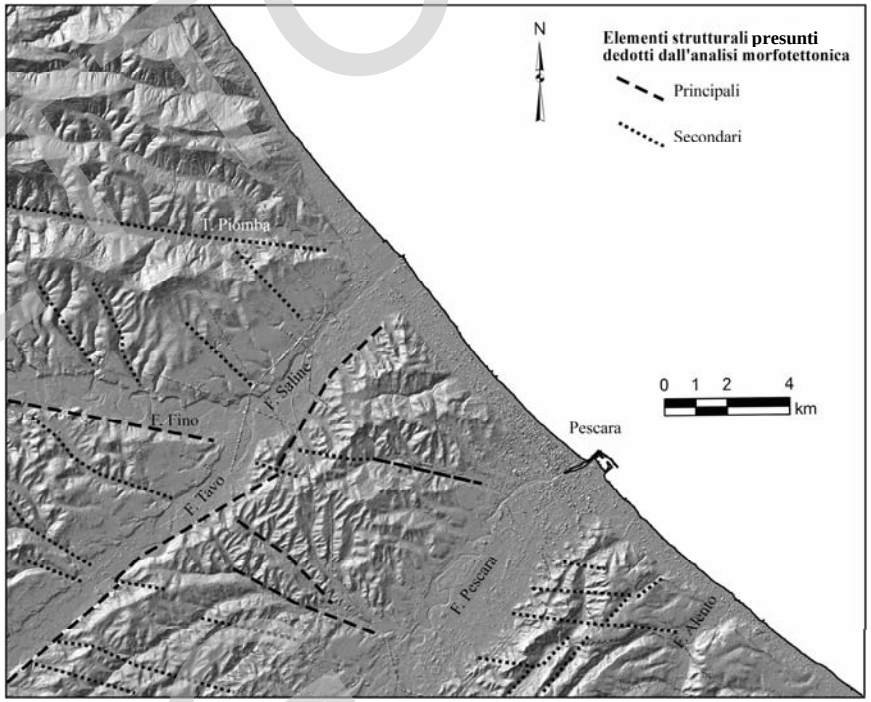

Fig. 47 - Schema degli elementi strutturali presunti, dedotti dall'analisi morfotettonica e dei terrazzi alluvionali dell'area del Foglio 351.

Elementi a direzione NO-SE e ONO-ESE intersecano i precedenti e hanno avuto, probabilmente, un ruolo tra il Pleistocene medio finale e parte del Pleistocene superiore. I principali indizi di morfotettonica sviluppati lungo tali direzioni (valli rettilinee e gomiti fluviali) dissecano, infatti, i terrazzi più antichi (fino almeno al Pleistocene medio finale); le più ampie valli rettilinee sono, invece, interessate da depositi alluvionali riferibili al Pleistocene superiore (T4-T5) (T. Piomba, versante NE del F. Tavo, versante NE del F. Pescara). Gli elementi a direzione NO-SE e ONO-ESE sembrano quindi aver controllato il modellamento delle valli rettilinee e dei gomiti fluviali sui versanti nordoccidentali dei principali corsi d'acqua e delle confluenze contromonte presenti nei versanti sudorientali delle valli del Tavo e del Pescara. Lungo la valle del F. Fino e nel settore centrale, tali elementi hanno inoltre determinato la decapitazione di vallecole a direzione NO-SE, anche molto sviluppate, e di vallecole a direzione NE-SO. Solo nel caso dell'elemento che borda la valle del F. Fino, questo sembra aver avuto un ruolo già in precedenza, in concomitanza con gli elementi a direzione SO-NE.

PROGETTO CARG

In conclusione, l'analisi preliminare condotta sulle evidenze geomorfologiche di tettonica ha fornito spunti per la comprensione del ruolo della tettonica nel modellamento del reticolo idrografico, che la sola analisi geologica di superficie non è riuscita a dare per la scarsezza di affioramenti e le estese coperture di depositi recenti. In sintesi elementi tettonici principali a direzione SO-NE potrebbero aver controllato l'impostarsi delle valli conseguenti dei fiumi principali, nelle prime fasi dell'emersione durante il Pleistocene medio e nella fase di dissezione della superficie di regressione al tetto della successione marina, e, successivamente, lo sviluppo asimmetrico delle valli (AUCELLI *et alii*, 1996; DELLA SETA *et alii*, 2008); gli elementi principali e secondari a direzione NO-SE e ONO-ESE avrebbero, quindi, controllato lo sviluppo successivo e l'ampliamento del reticolo idrografico fino al Pleistocene superiore, come evidenziato in diversi settori dell'area abruzzese e marchigiana (FARABOLLINI *et alii*, 2004; D'ALESSANDRO *et alii*, 2008; DELLA SETA *et alii*, 2008).

IX - GEOLOGIA MARINA

(F. Foglini, E. Campiani, M. Taviani, F. Trincardi)

1. - INTRODUZIONE

Il Foglio 351 Pescara, a scala 1:50.000, comprende una significativa estensione di aree marine nella sua metà più orientale. Queste aree sono state cartografate seguendo le indicazioni fornite dalle nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG 1: 50.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa), mettendo in luce le caratteristiche principali dei depositi superficiali per caratterizzarne l'età, la composizione granulometrica, il contenuto faunistico e il contesto ambientale. L'indagine è stata di tipo multidisciplinare e queste note illustrative offrono alcune informazioni complementari a quelle rappresentate nella carta principale e nelle carte accessorie e sezioni. Nell'area affiora soltanto il cuneo di stazionamento alto olocenico (*HST*) definito su base sismostratigrafica in tutto l'Adriatico (CATTANEO *et alii*, 2003) e suddiviso in sotto-unità progradazionali in base a correlazioni sismostratigrafiche e datazioni assolute tramite ^{14}C e tefrocronologia (CALANCHI *et alii*, 1998; OLDFIELD *et alii*, 2003; CATTANEO *et alii*, 2007; LOWE *et alii*, 2007).

2. - METODI DI INDAGINE

Sono stati eseguiti vari tipo di rilievi allo scopo di: 1) effettuare un'indagine sismostratigrafica dell'area, dalla zona costiera fino a raccordarsi con le

PROGETTO CARG

informazioni disponibili oltre il limite del foglio verso mare; 2) analizzare la granulometria dei sedimenti e definirne le classi di distribuzione all'interno del foglio; 3) definire le principali biocenosi e tanatocenosi che caratterizzano i depositi a fondo mare; 4) ricostruire in dettaglio la batimetria e la morfologia del fondale marino con particolare attenzione ad aree caratterizzate dalla presenza di strutture molto complesse sul fronte (*foreset*) del cuneo progradazionale tardo-olocenico (CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2004; TRINCARDI *et alii*, 2004).

2.1. - POSIZIONAMENTO

Tutti i dati geofisici e di campionatura sono stati posizionati mediante GPS differenziale. I rilievi sismici sono stati acquisiti lungo tracciati spaziati in modo irregolare, in funzione della complessità dei depositi e delle morfologie da risolvere (tenendo conto delle limitazioni dovute alla presenza di estese coltivazioni di mitili nelle zone prossime alla costa).

2.2. - BATIMETRIA

La carta batimetrica riporta isobate spaziate di 1 m su tutta l'area ed è derivata dall'integrazione di dati provenienti da tre tipi di rilievi: 1) rilievo dell' Istituto Idrografico della Marina (IIM) a profondità inferiori a circa 10 m; 2) rilievo con ecoscandaglio a fascio singolo (*singlebeam*) tramite Echosounder DESO 20 lungo tutti i profili sismici distribuiti all'interno del foglio tra 10 e 30 m di profondità; 3) rilievo con ecoscandaglio a fascio multiplo, (*multibeam*) ad alta frequenza (RESON 8125) tra 30 e 75 m di profondità per un' area di circa 50 km^2 dove i depositi di *HST* tardo-olocenici presentano la maggiore complessità stratigrafica e morfologica. I dati acquisiti tramite ecoscandaglio a fascio singolo sono stati interpolati manualmente per ricostruire le linee batimetriche ogni metro. I dati acquisiti tramite ecoscandaglio a fascio multiplo sono stati elaborati con il software PANGEA Multi Beam Manager (Pangea S.r.L.). I dati sono stati corretti dai punti anomali (*spike*) tramite un sistema di correzione sia manuale che automatico su base statistica. Al termine del processo di elaborazione è stato generato un modello digitale del terreno con una griglia di 5 m da cui sono state derivate le isobate ogni metro.

2.3. - STRATIGRAFIA SISMICA

I rilievi sismostratigrafici sono stati eseguiti con una densità di maglia variabile in relazione alla morfologia del fondo e al tipo di unità stratigrafico-deposizionali da indagare e alla presenza di strutture (soprattutto allevamenti di mitili) che ostruivano la navigazione. I rilievi eseguiti nell'area del Foglio 351 Pescara sono stati pianificati tenendo conto di tutti i dati geofisici e di campionatura acquisiti da ISMAR e in parte utilizzati nella cartografia del Foglio NK33-6 Pescara a scala 1: 250.000 (Campagne RF95, AMICI99 COSTA2000,COSTA 2001, COSTA 2002, STRATA 2004). Sono stati acquisiti circa 410 km di profili sismici ad altissima risoluzione (CHIRP sonar Benthos a 16 trasduttori), di cui 150 km di nuova acquisizione (fig. 48). L'esame dei dati pregressi ha permesso di individuare le aree più problematiche su cui concentrare il lavoro di dettaglio (Campagne COSTA 2000, COSTA 2001, COSTA 2002). Le interpretazioni sono state confrontate, sulla base di correlazioni stratigrafiche, con i dati utili disponibili all'esterno del Foglio.

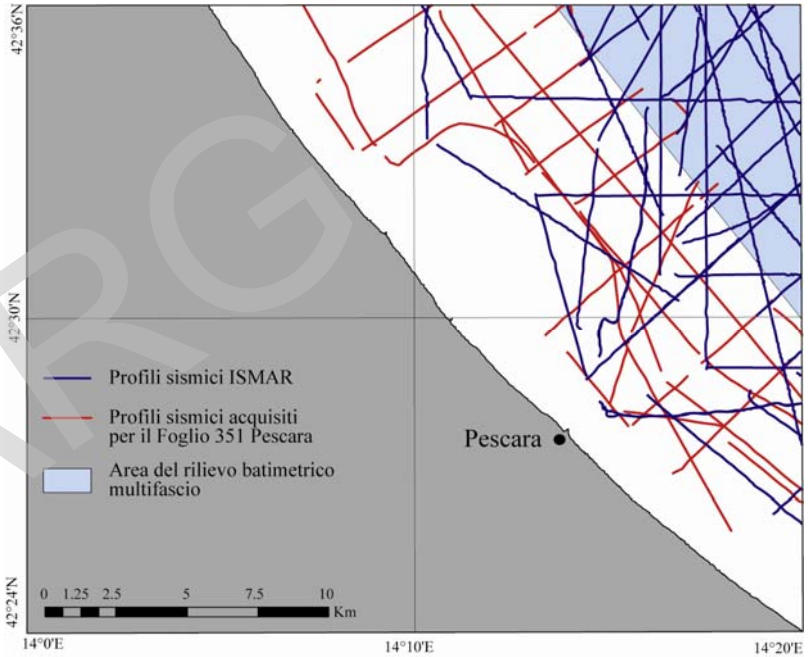

Fig. 48 - Linee sismiche CHIRP sonar nel Foglio 351 Pescara. In blu i profili acquisiti da ISMAR nell'ambito del progetto CARG della Cartografia dei Mari Italiani a scala 1:250.000 e nelle campagne relative ad altri progetti, in rosso i profili acquisiti da ISMAR per il Foglio 351 Pescara. L'area in azzurro rappresenta il rilievo batimetrico eseguito con ecoscandaglio multifascio RESON 8125.

PROGETTO CARG

La fascia prossima alla costa è caratterizzata da una sostanziale uniformità morfologica, fino alla profondità di circa 30 m, e dalla presenza di diffuse impregnazioni di gas nell'unità più superficiale (HOVLAND & CURZI, 1989; GARCIA-GARCIA *et alii*, 2007; CATTANEO *et alii*, 2007), la presenza di gas biogenico nei primi metri di sedimento, limita notevolmente la penetrazione del segnale sismico. I nuovi profili acquisiti in acque basse sono distribuiti in modo da 1) dettagliare le unità più alte del cuneo tardo-olocenico al di sopra del limite di penetrazione dovuto alle impregnazioni di gas superficiale; 2) sfruttare "finestre" acustiche dove le impregnazioni di gas sono limitate a livelli stratigrafici più vecchi (geometricamente più in basso); 3) stabilire correlazioni fisiche sicure parallelamente alle isobate e sottocosta almeno per quanto riguarda le unità più recenti.

2.4. - CAMPIONATURA

Il tratto di mare Adriatico rappresentato nel Foglio 351 Pescara, dalla linea di riva fino al limite del foglio è stato indagato attraverso l'analisi e la correlazione di 61 campioni del fondo acquisiti utilizzando: carotiere di tipo kasten (1), box corer (9), benna da 60 litri (4) e benna da 30 litri (47). A questi campioni si aggiungono carotaggi a pistone e a gravità, localizzati in prossimità dei limiti del foglio, precedentemente studiati e già inseriti nel progetto Cartografia Geologica del Foglio Pescara a scala 1:250.000; questi dati sono stati riutilizzati e re-interpretati tenendo conto delle esigenze di maggior dettaglio del foglio Pescara 351.

2.5. - ANALISI GRANULOMETRICHE

Sono state eseguite analisi granulometriche su tutti i campioni prelevati allo scopo di cartografare le classi granulometriche dei sedimenti superficiali e di definire precisamente la zona di transizione sabbia/fango che separa habitat molto distinti, con evidente cambio di riflettività dei sedimenti superficiali. Le classi granulometriche rappresentate sono riferibili alla classificazione tipica (sabbie, silt, argille) riferita alla misura del diametro geometrico medio dei campioni in base ad analisi da Coulter Multisizer Iie (MILLIGAN & KRANCK, 1991). Inoltre su 4 campioni sono state effettuate analisi macrofaunsitiche, in modo da definire le principali biocenosi e tanatocenosi che caratterizzano i depositi a fondo mare.

3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO ADRIATICO

Il bacino adriatico comprende la più estesa piattaforma epicontinentale del Mediterraneo. La piattaforma presenta la massima estensione a nord della Depressione Medio Adriatica (MAD), un piccolo bacino di scarpata profondo circa 250 m e localizzato a mare del Foglio Pescara. Questo bacino è stato progressivamente riempito da varie direzioni nel corso del Plio-Quaternario: il volume più ingente di sedimenti è di origine padana e dà luogo alla formazione di corpi clinostratificati di grande spessore (100 m) alternati a depositi torbiditici pianoparalleli; le altre direzioni di riempimento della MAD sono da SW e da SE, danno luogo a depositi meno spessi e registrano una ciclicità eustatica a scala di 100.000 anni (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; RIDENTE *et alii*, 2008).

Durante l'ultimo intervallo interglaciale lo stazionamento alto del livello del mare è stato raggiunto circa 5500 anni fa. Durante questo intervallo un prisma sedimentario clinostratificato fangoso si è accumulato parallelamente alla costa occidentale del bacino. Questo deposito raggiunge uno spessore di oltre 30 m ed è caratterizzato da una porzione prossimale poco profonda e poco inclinata verso mare (*topset*) fino al ciglio deposizionale (localizzato in circa 30 m di profondità in Adriatico centrale) che marca la transizione al fronte deposizionale (*foreset*) con pendenza media di circa 1°. Oltre i 70-90 m si trova la parte distale del sistema (*bottomset*) dove la velocità di sedimentazione diminuisce per la distanza degli apporti e, probabilmente, per l'effetto di correnti di fondo che si muovono parallelamente alle isobate da NW a SE (CATTANEO *et alii*, 2007).

La porzione marina del Foglio Pescara, a scala 1:50.000, raggiunge la profondità di circa 70 m nel suo vertice di NE estendendosi da costa oltre il ciglio deposizionale e attraverso parte del *foreset* del cuneo progradazionale tardo-olocenico.

4. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO DELL'AREA

L'area in esame presenta una complessità morfologica nella zona di piattaforma, tra i -30 e -75 m, messa in luce dalla ricostruzione morfobatimetrica effettuata tramite ecoscandaglio multifascio e rappresentata nel modello digitale del terreno in figura 49. Il modello digitale del terreno mostra che i fianchi delle ondulazioni sul fronte del clinoforme (*foreset*), descritte da CORREGGIARI *et alii* (2001), CATTANEO *et alii* (2004), MARSSET *et alii* (2004) e Trincardi *et alii* (2004), mostrano pendenze massime di 2°. Al piede di quest'area, a profondità maggiori di circa 60 m, compaiono rilievi del fondo allungati prevalentemente in senso NE-SO; questi rilievi appaiono asimmetrici in quanto presentano pendenze maggiori sul lato di SO e minori sul lato opposto (1°). La carta batimetrica dell'area va dalla profondità di circa 30 m (colore rosso) a quella di 75 m (colore

PROGETTO CARG

blu). Il *foreset* appare caratterizzato da ondulazioni del fondo (in giallo in figura 49) parallele alla costa e al ciglio del clinoforme fino a circa 60 m di profondità. Oltre i 60 m si passa a deformazioni del fondo caratterizzate da rilievi di fango indicati in carta come deformazioni da espulsioni di fluidi. I rilievi di fango presentano il massimo rilievo, rispetto alla superficie basale (**mfs**), a profondità minori dove sono però coperti da depositi più recenti del cuneo progradazionale ed hanno quindi minore espressione batimetrica .

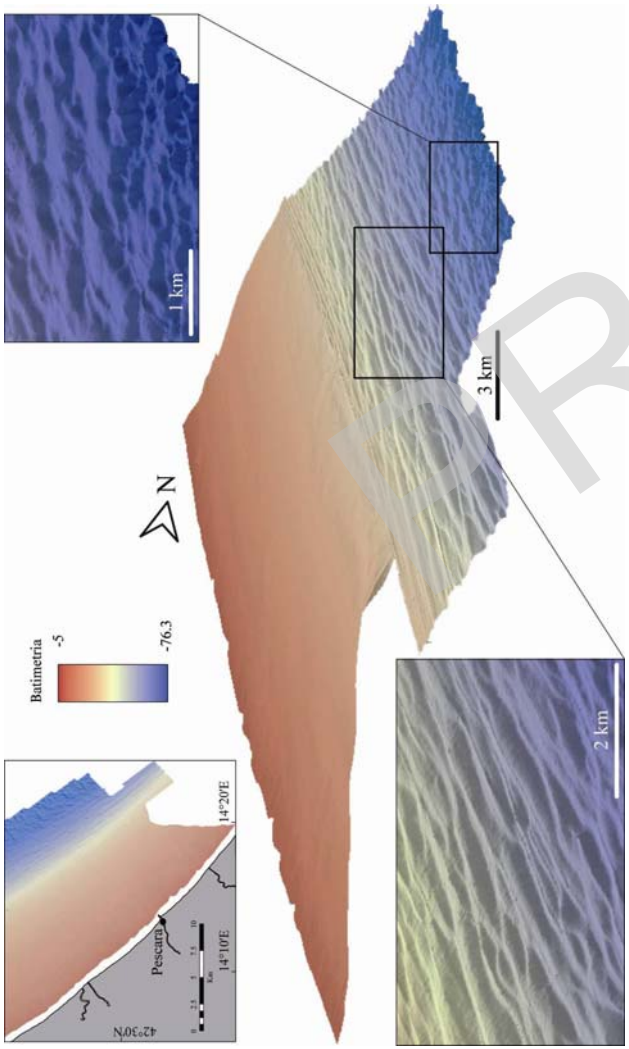

Fig.49 - *Rappresentazione 3D della morfobatimetria nell'area del Foglio 351 Pescara vista da SE. Il cuneo progradazionale tardo-olocenico è caratterizzato da un topset poco pendente (rosso) e da un foreset con pendenza media di 1° caratterizzato da ondulazioni del fondo legate a deformazione dei sedimenti e deposizione differenziale.*

5. - STRATIGRAFIA

5.1. - ASSETTO STRATIGRAFICO GENERALE DELL'AREA

Le unità stratigrafiche rappresentate nella parte marina del foglio 351 Pescara sono unità informali che rientrano nella categoria delle U.B.S.U. (Unconformity Bounded Stratigraphic Units, *sensu* North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983), ovvero corpi rocciosi tridimensionali definiti in base alle superfici di discontinuità e linee tempo che li delimitano. Questa scelta è dettata essenzialmente da motivi d'ordine scientifico-concettuale e pratico-metodologico. Per una dettagliata descrizione dell'approccio metodologico utilizzato si fa riferimento al Foglio NK33-5 Pescara relativo alla Cartografia Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000 in fase di allestimento per la stampa.

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria rappresentata nel foglio 351 Pescara, composta da *systems tract* delimitati da superfici facilmente individuabili attraverso la sisimica a riflessione, è compresa nei piani Tirreniano *p.p.* e Versiliano. Il piano Tirreniano comprende la fase di stazionamento alto dello stadio isotopico 5 (il periodo interglaciale iniziato ca. 125.000 anni fa), tutta la fase di caduta del l.m. fino all'acme glaciale (stadi isotopici 5, 4, 3, 2) e la prima parte dell'ultima risalita del l.m. (stadio isotopico 2 p.p. e 1 p.p.); il piano Tirreniano è oggetto di proposta di revisione (CITA & CASTRADORI, 1995; ASIOLI, CAPOTONDI & CITA, 2005); in attesa di decisioni ufficiali da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia ci si attiene qui alle suddivisioni cronostratigrafiche in uso; il Versiliano comprende la parte finale della risalita e lo stazionamento alto (stadio isotopico 1 *p.p.*). I depositi di stazionamento alto e parte di quelli trasgressivi sono compresi nello stadio isotopico 1; il limite Pleistocene-Olocene (11,5 ka BP, età calibrata) cade circa a metà della fase di risalita del livello del mare e approssima la parte finale dell'evento freddo dello *Younger Dryas* (fig. 50).

PROGETTO CARG

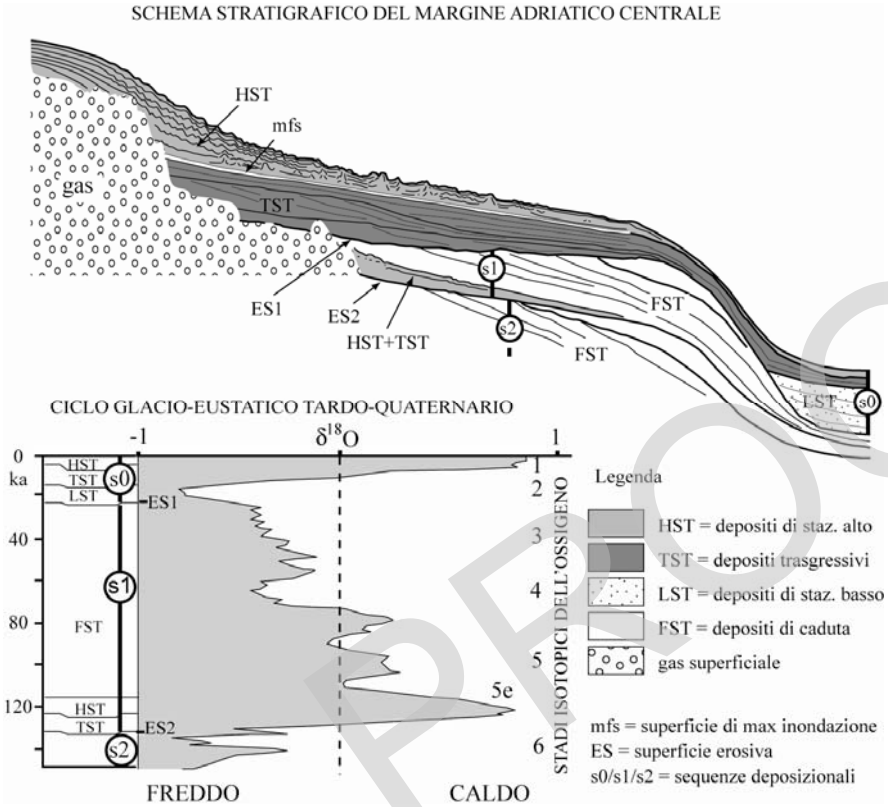

Fig. 50 - Schema dei rapporti stratigrafici lungo il margine appenninico che illustra i depositi di caduta del livello del mare (FST) delle sequenze 1 e 2, il confinamento in scarpata dei depositi dell'ultimo glaciale, la tripartizione dei depositi trasgressivi postglaciali, la presenza di ondulazioni e rilievi entro i depositi di stazionamento alto olocenici (HST) e la presenza di gas nei sedimenti superficiali verso terra. I vari system tracts tardo-quaternari sono riferiti alle curve isotopiche degli ultimi 130 k (Modif. da MARTINSON *et alii, 1987)*

6. - CARTOGRAFIA

6.1. - CARTA GEOLOGICA

6.1.1 - *Depositi tardo quaternari: il sistema di stazionamento alto (HST)*

La carta rappresenta con un colore identificativo i depositi di stazionamento alto tardo-quaternari (*HST*) costituiti in prevalenza da un complesso pelitico

progradazionale di prodelta-piattaforma interna ad argille e silt argillosi contenenti faune a *Turritella communis* (**g7**); nella fascia costiera la successione verticale mostra una chiara tendenza negativa per la progressiva intercalazione di un complesso sabbioso di spiaggia (**g8**); quest'ultimo è costituito da sabbie da fini a medie, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina*. I depositi di prodelta sono organizzati in un clinoforme progradazionale subacqueo con rottura di pendenza (ciglio deposizionale) tra 25 e 30 m di profondità e spessore fino a 30 m (CATTANEO *et alii*, 2003) (fig. 51).

Il complesso pelitico è caratterizzato da diffuse impregnazioni di gas che raggiungono la profondità minima (pochi metri) sotto il fondo, in corrispondenza della rottura di pendenza del clinoforme.

Analisi geochimiche dei campioni prelevati in quest'area dimostrano che il gas è essenzialmente biogenico e dovuto al decadimento dell'abbondante materia organica portata dai fiumi e accumulata all'interno del clinoforme (ORANGE *et alii*, 2005). Alla base dei depositi di stazionamento alto, la superficie di massima inondazione (*maximum flooding surface*; **mfs**), corrisponde ad un intervallo condensato arricchito in briozoi e caratterizzato dalla presenza di molluschi (soprattutto ostreae); questa superficie approssima la scomparsa (*last occurrence*) del foraminifero planctonico *Globorotalia inflata* (D'orbigny, 1839).

Recenti misure in sito, nella zona delle ondulazioni, hanno mostrato che le correnti di superficie parallele alla costa tendono a cambiare di direzione e girare verso sinistra sul fondo, con una componente obliqua, orientata verso il bacino, secondo il principio della spirale di Ekmann; queste correnti di fondo potrebbero contribuire al mantenimento della morfologia ondulata (PUIG *et alii*, 2007). Sono stati posizionati al largo di Pescara due tripodi di misura nella zona di *topset* del clinoforme (a -12 e -20 m) e un ancoraggio (*mooring*) nella zona del *foreset* con ondulazioni a -50 m. La direzione di trasporto dominante è verso SE, ma con una componente verso il fondo del bacino rinforzata durante gli eventi di tempesta che contribuisce anche al trasporto di sedimento dal *topset* al *foreset* e alla crescita del clinoforme.

6.1.2. - *Deformazioni entro i depositi di stazionamento alto (HST)*

Nelle aree di massima pendenza (ca. 1°) della superficie frontale (*foreset*) sono presenti ondulazioni sub-parallele alla costa con lunghezza d'onda fino a 300 m e altezza di pochi metri. In corrispondenza della superficie di fondo (*bottomset*) si osservano rilevi di fango fino a 5-6 m con andamento allungato in pianta. Entrambe le strutture (ondulazioni e rilievi) sono attribuibili a deformazione dei sedimenti sopra la superficie di massima ingressione marina (**mfs**) (fig. 51). Recentemente, SULTAN *et alii* (2008) hanno dimostrato che l'unità basale dell'*HST*, immediatamente sopra questo orizzonte, è leggermente

PROGETTO CARG

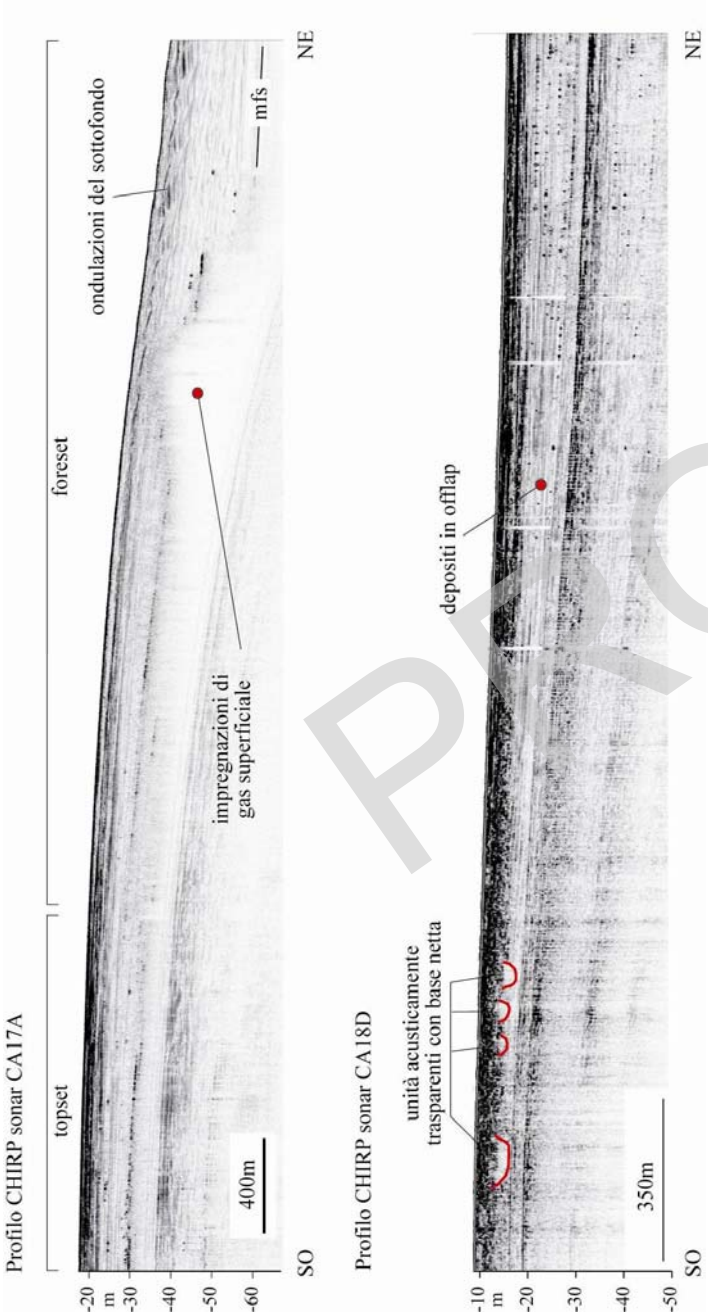

Fig 51 - Profili CHIRP sonar (ubicati in fig. 52) attraverso il cuneo progradazionale tardo-olocenico (sopra) e il topset dello stesso in acque basse (sotto). Nel profilo in alto si notano le ondulazioni del sottofondo nel foreset; nel profilo in basso si notano depositi trasparenti con base erosiva nel topset.

più grossolana dei depositi sotto e soprastanti ed ha caratteristiche compatibili

con processi di liquefazione in fase sismica che possono essere stati innescati anche da terremoti di $M_l \leq 4.5$, quali quelli che tipicamente colpiscono la zona. La complessità delle deformazioni entro i depositi di *HST* è in parte dovuta alla rapida deposizione ad opera delle correnti di fondo che sono in grado di accumulare sedimenti fini sul lato sopracorrente (cioè sul lato NO) rispetto alle strutture deformative (rilievi di fango) che fanno da ostacolo. La stessa attività delle correnti sub-parallele a costa causa processi di deposizione differenziale in corrispondenza delle ondulazioni del fondale. Infatti, lo studio dei tassi di deposizione attraverso la ricostruzione di profili di attività del radionuclide ^{210}Pb provano che la velocità di sedimentazione cambia da 16.4 mm/a nelle aree di truogolo a circa 4.1 mm/a lungo i fianchi immergenti verso mare (CORREGGIARI *et alii*, 2001; PALINKAS & NITTROUER, 2006). La deposizione differenziale propaga quindi, verso l'alto stratigrafico, le strutture originate per deformazione ed espulsione di fluidi (CATTANEO *et alii*, 2004; BERNDT *et alii*, 2006; SULTAN *et alii,* 2008).

6.1.3. - *Depositi acusticamente trasparenti nell'area del topset.*

Un altro elemento molto interessante nell'area di *topset* più prossimale (a profondità inferiori a 15-20 m) è costituito dalla presenza di depositi acusticamente trasparenti di estensione ridotta varso mare e più estesa parallelamente alla costa (fig. 51). Questi depositi hanno base erosiva e tetto netto e sono attribuibili a processi di erosione e deposito rapido ad opera di flussi gravitativi di origine fluviale (piene iperpicnali); in alternativa questi corpi trasparenti potrebbero essere attribuiti a fenomeni di liquefazione dovuti a sollecitazioni meccaniche del fondo marino (terremoti, onde di particolare intensità). I depositi acusticamente trasparenti hanno spessori di pochi metri e sono presenti sia in superficie che sepolti alcuni metri sotto il fondo (fig. 51 e 52).

PROGETTO CARG

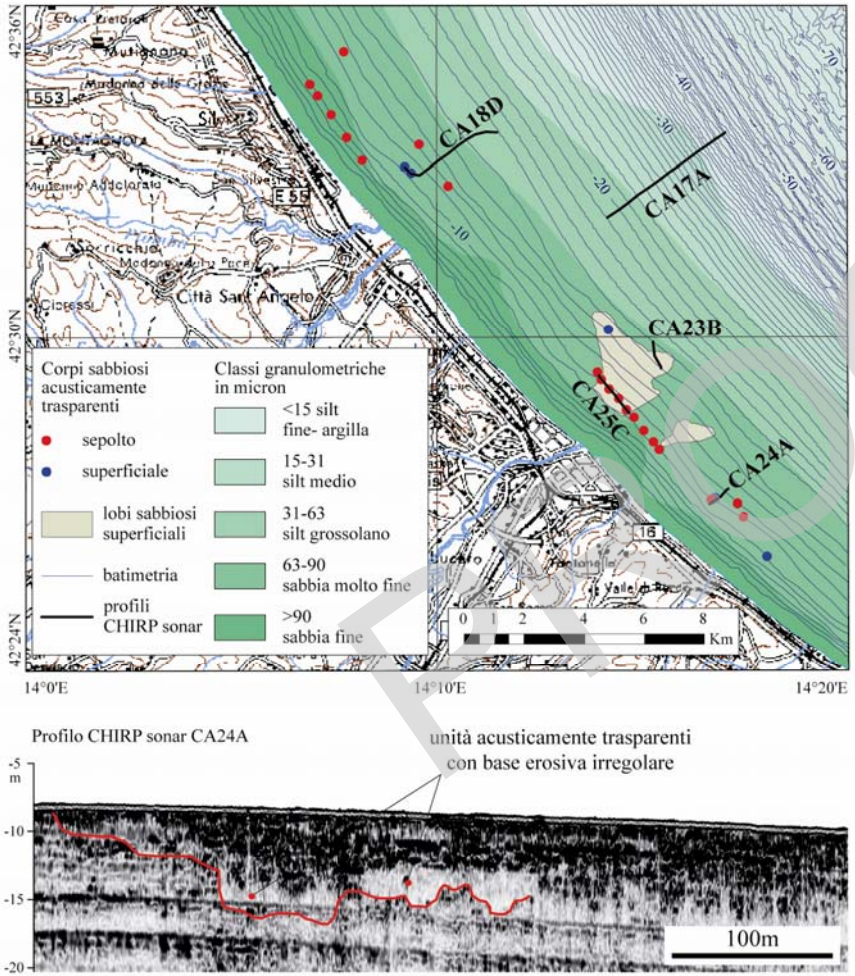

Fig. 52 - *Carta della granulometria dei depositi superficiali nell'area del Foglio 351 Pescara riportata sulla batimetria con curve di livello ad ogni metro. Si nota la complessità morfologica a profondità maggiori di 30 m. Nella mappa è posizionato il profilo CHIRP sonar sottostante e quelli delle figure 51 e 53; è inoltre segnalata la presenza di lobi sabbiosi superficiali nell'area di* topset *e di depositi trasparenti a base erosiva superficiali o sepolti (esempio nel profilo CA24A).*

6.1.4. - *Lobi deposizionali*

L'estesa fascia corrispondente al *topset* del corpo progradazionale tardo-olocenico (clinoforme), che si trova a profondità inferiore a 30 m, è caratterizzata dalla presenza di due rilievi deposizionali di pochi metri e distribuzione areale a lobo, su una superficie di ca. 6 km^2 (fig. 53). L'origine di questi depositi non è chiara; è possibile che si tratti di depositi generati da piene fluviali particolarmente cariche di sedimento sospeso e in grado di raggiungere l'area deposizionale come flussi densi (ipeprpicnali); non si può al momento escludere che si tratti di depositi scaricati artificialmente (*dump site*) in seguito ad attività di cava o dragaggio. In entrambi i casi è possibile che si tratti di depositi in corso di smantellamento attraverso progressiva erosione e trasporto parallelamente alla costa.

6.1.5. - *Classi granulometriche dei sedimenti superficiali*

Le analisi granulometriche effettuate sui campioni raccolti all'interno del foglio hanno permesso di suddividere i sedimenti superficiali, dalla linea di riva fino al limite del foglio verso mare, in 5 classi granulometriche (silt fine-argilla, silt medio, silt grossolano, sabbia molto fine, sabbia fine) sulla base del diametro geometrico medio. Tale classificazione permette di definire precisamente la zona di transizione sabbia-fango. Con il termine fango (*mud*) si intende un'ampia frazione granulometrica inferiore a 63 mm che comprende quindi silt e argilla.

PROGETTO CARG

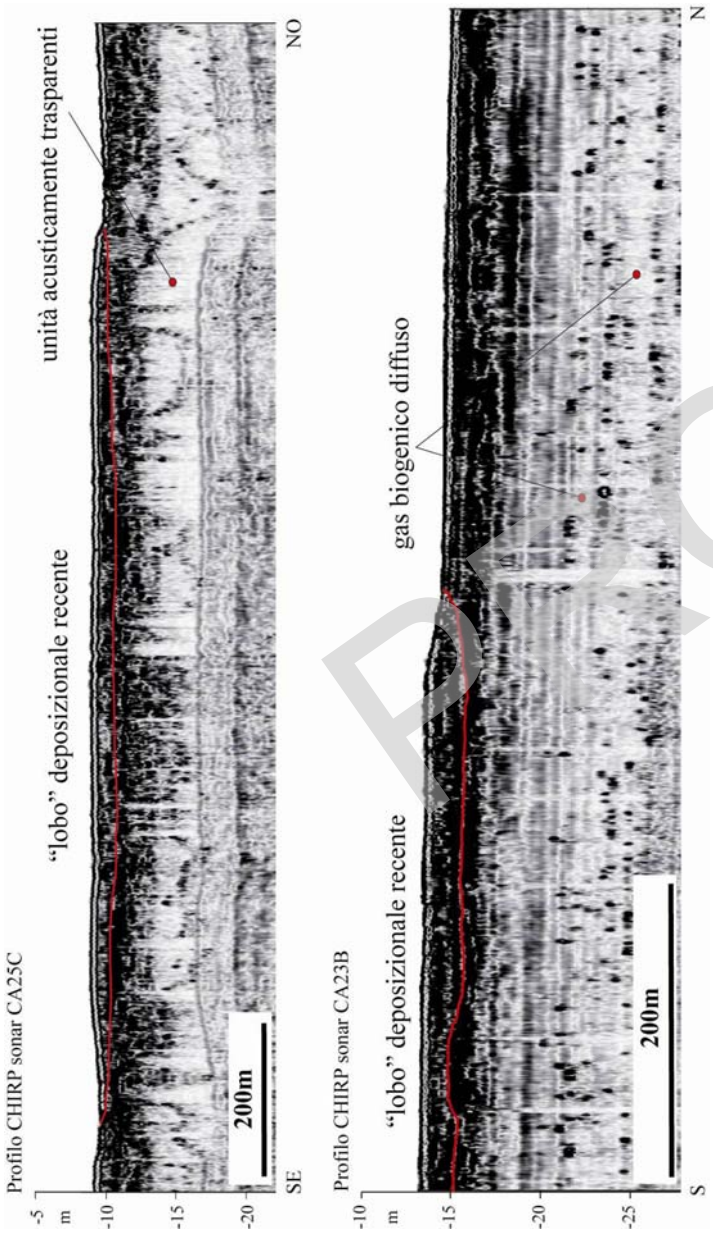

Fig. 53 - *Profili CHIRP sonar (ubicati in fig. 52) nell'area del* topset *dei depositi progradazionali tardo-olocenici (HST). Si osserva la presenza di un lobo sabbioso recente di pochi metri di spessore e di diffuse impregnazioni di gas.*

La transizione sabbia-fango separa habitat molto diversi e mostra un evidente cambio di riflettività dei sedimenti superficiali.

L'andamento delle classi granulometriche segue approssimativamente l'andamento delle linee batimetriche. Il diametro geometrico medio decresce gradualmente con la profondità e la distanza da costa.

A profondità minori di 15 m il diametro geometrico medio è approssimativamente 90 mm (sabbia fine), e non si raggiunge mai il limite superiore delle sabbie di 125 mm.

I sedimenti superficiali campionati tramite benne sono stati setacciati utilizzando maglie standard di 1 mm, 0,5 mm, e 63 mm (limite silt-argilla). La componente macrofaunistica (ad esclusione quindi di foraminiferi, ostracodi ed altri microfossili), in tutte le stazioni, è rappresentata principalmente dai molluschi, seguiti da policheti, echinoidi irregolari, decapodi, ecc. In maggioranza sono stati recuperati resti scheletrici (conchiglie) di organismi bentonici, mentre la relativa componente vivente di ogni stazione è risultata subordinata. Nella sommaria descrizione dei campioni riportata in appendice, l'asterisco marca la presenza di esemplari viventi.

In generale si osserva una tipica associazione da fondali di bassa profondità indicativa di periodici influssi di particellato terrigeno mescolato ad una componente relativa a fondi sabbiosi infralitorali. In alcune stazioni si evidenzia la presenza della specie aliena *Anadara demiri* (Piani, 1981), di recentissima introduzione accidentale in Mediterraneo.

6.2. - Sezione geologica

L'analisi sismo stratigrafica ha permesso di correlare e cartografare l'unità più recente all'interno del cuneo di stazionamento alto olocenico (*HST*). Questa unità è attribuita all'intervallo di tempo che parte dal 1400 circa e comprende la Piccola Età del ghiaccio e l'era industriale successiva. La base di questo intervallo è approssimata dalla scomparsa del foraminifero plantonico *Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1877), in carote prelevate a profondità maggiori (Piva *et alii*, 2008c).

La sezione geologica, riportata nel Foglio, rappresenta l'architettura deposizionale dei depositi tardo-quaternari antichi lungo una traccia perpendicolare alla linea di costa. La sezione mette in luce elementi stratigrafici che non sono visibili in carta dove i depositi di stazionamento alto ricoprono i *systems tract* precedenti. La sezione in figura 54 documenta, in particolare, il significativo spessore dei depositi di stazionamento alto e dei sottostanti depositi trasgressivi, entrambi costituiti da peliti di piattaforma. Questi depositi sono stati raggiunti da alcuni carotaggi in aree più distali (a mare del limite orientale del presente Foglio) e sono stati correlati su profili sismici al di sotto del cuneo di

PROGETTO CARG

HST. Come osservato anche in altre sezioni trasversali alla costa, il ciglio del cuneo progradazionale è localizzato a circa 30 m di profondità.

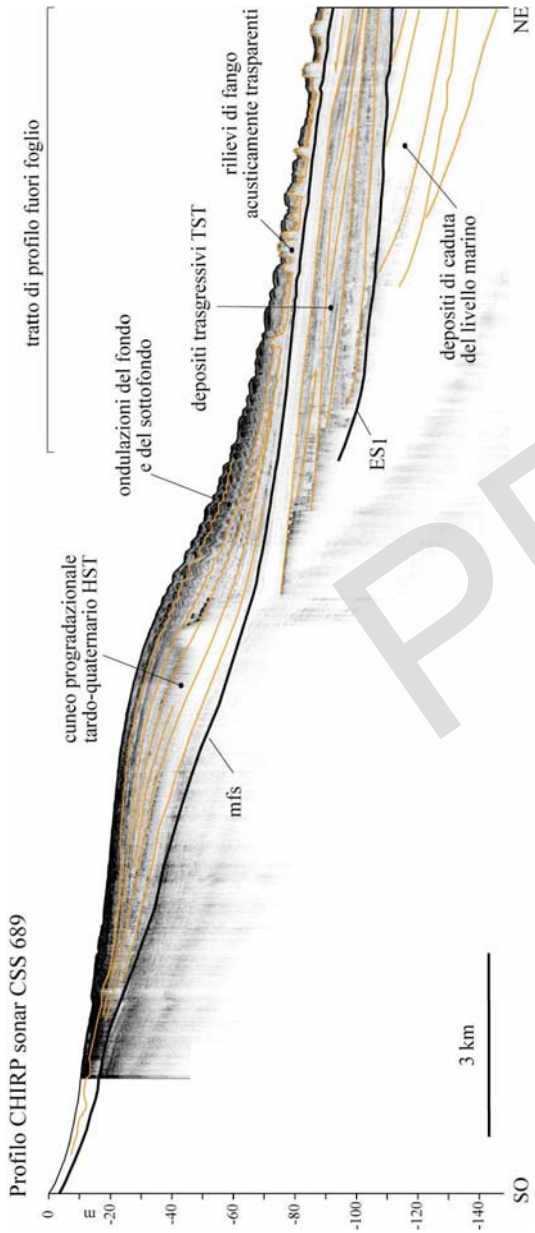

Fig. 54 - *Profilo CHIRP sonar perpendicolare alla costa attraverso il cuneo progradazionale tardo-quaternario (HST) delimitato alla base dalla superficie di massima ingressione marina (mfs). I depositi di* foreset *e* bottomset *presentano complesse ondulazioni e rilievi plurimetrici probabilmente legati a deformazioni soffici e rilascio di fluidi. Sotto i depositi di HST si riconoscono depositi trasgressivi (TST) e di caduta del livello del mare (sotto la superficie ES1).*

Le sezioni geologiche supportate dai dati bio- e crono-stratigrafici (e tefro-cronologici al di fuori dell'area del foglio) mettono in evidenza: 1) i *topset* di un deposito progradazionale formatosi durante fasi di caduta del livello marino di provenienza appenninica; 2) i depositi di stazionamento basso di origine padana, che alimentano il margine NO della Depressione Medio Adriatica e che nell'area del foglio si inspessiscono verso NW e chiudono verso SE in *onlap* marino contro la scarpata continentale e sulla piattaforma esterna; 3) i depositi trasgressivi composti da tre unità distinte, separate da superfici di annegamento; 4) la distribuzione parallela alla costa dei depositi di stazionamento alto che riflette la posizione dei principali apparati fluviali e la dispersione lungo costa dei sedimenti fini ad opera della circolazione prevalente durante gli ultimi 5,5 ka (TRINCARDI *et alii*, 1994; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2003, 2004, 2007).

6.3. - DESCRIZIONE DEI RIQUADRI A MARGINE DEL FOGLIO

6.3.1. - *Carte degli spessori*

Le due carte accessorie a scala minore (1:250.000) riportano la distribuzione degli spessori dei depositi di stazionamento alto olocenico (*HST*) e dell'unità più recente al suo interno. La base di questo intervallo è approssimata dalla scomparsa del foraminifero planctonico *Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1877), in carote prelevate a profondità maggiori (PIVA *et alii*, 2008c); si può notare che il depocentro costituito dal cuneo di *HST* mostra un andamento sub-parallelo alla costa ed è simile a quello dei depositi sovrastanti. Entrambi i depocentri non sono definiti verso terra in aree dove il mare basso e la presenza di impregnazioni di gas nei primi metri di sedimento rendono massima la riverberazione del segnale acustico e impediscono di tracciare le superfici guida alla base e al tetto dei depositi trasgressivi. Lo spessore dell'unità superiore, rispetto a quello totale dei depositi di *HST*, indica che durante il periodo della Piccola Età del Ghiaccio gli apporti sedimentari sono stati molto maggiori che negli ultimi 100 ka o che nella media degli ultimi 5.5 ka. Questo fatto può essere dovuto a fattori climatici e/o al crescente impatto delle attività antropiche sui bacini di drenaggio (disboscamenti, agricoltura, urbanizzazione).

PROGETTO CARG

7. - APPENDICE 1

7.1. - ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA

La Tab. 1 riporta le sigle e i metadati relativi alle stazioni di carotaggio effettuate nell'area del Foglio 351 Pescara. Il numero nella colonna di sinistra è quello che appare nella carta principale della carta superficiale mentre la sigla si riferisce alle campagne di rilevamento ISMAR (CNR). I carotaggi sono stati effettuati con diversi strumenti a seconda delle litologie dominanti e sono stati posizionati su obiettivi definiti attraverso l'esame di profili sismici ad alta risoluzione.

TAB. 1 - *Carotaggi nel Foglio 351 Pescara*

n.	Sigla	Tipo	Latitudine	Longitudine	Prof. m
1	KS02-07K	KC	42.48316333	14.32514000	23.80
2	KS02-01B	BC	42.50711500	14.29152333	23.20
3	KS02-02B	BC	42.52787167	14.27522333	24.80
4	KS02-03B	BC	42.55198667	14.24336667	2.10
5	KS02-05B	BC	42.48316500	14.32528333	24.30
6	KS02-06B	BC	42.48325500	14.32528333	24.40
7	KS02-08B	BC	42.48309333	14.32515500	24.20
8	KS02-12B	BC	42.55238500	14.29819167	47.00
9	KS02-13B	BC	42.57656500	14.27342500	45.50
10	KS02-14B	BC	42.53328667	14.31856500	48.20
11	12001	BE	42.54483300	14.15983300	10.00
12	12002	BE	42.54133300	14.14683300	6.00
13	12003	BE	42.55633300	14.17883300	15.00
14	12004	BE	42.55516700	14.17916700	15.00
15	12005	BE	42.57133300	14.21166700	20.00
16	12006	BE	42.55416700	14.22933300	20.00
17	12007	BE	42.53300000	14.20283300	15.00
18	12008	BE	42.51883300	14.18466700	9.00
19	12009	BE	42.51333300	14.17900000	6.00
20	13001	BE	42.50833300	14.20000000	10.00
21	13002	BE	42.50250000	14.19266700	6.00
22	13003	BE	42.52116700	14.21633300	15.00
23	13004	BE	42.53316700	14.24550000	20.00
24	13005	BE	42.52366700	14.25466700	20.10
25	13006	BE	42.50783300	14.22983300	15.20
26	13007	BE	42.49800000	14.21450000	10.00

27	13008	BE	42.49233300	14.20400000	6.10
28	13009	BE	42.47766700	14.22266700	6.10
29	13010	BE	42.48350000	14.23183300	10.00
30	13011	BE	42.49600000	14.24950000	15.50
31	13012	BE	42.50983300	14.26833300	20.00
32	13013	BE	42.50000000	14.28333300	20.50
33	13014	BE	42.48333300	14.26500000	15.00
34	13015	BE	42.47283300	14.24616700	10.10
35	13016	BE	42.46850000	14.23900000	6.50
36	13017	BE	42.45500000	14.25350000	6.10
37	13018	BE	42.46083300	14.26333300	10.30
38	13019	BE	42.47100000	14.28050000	15.00
39	13020	BE	42.48200000	14.30266700	20.20
40	13021	BE	42.47450000	14.31033300	20.00
41	13022	BE	42.46116700	14.29216700	15.00
42	13023	BE	42.45166700	14.27800000	10.20
43	13024	BE	42.44483300	14.26683300	6.00
44	13025	BE	42.43133300	14.28683300	6.00
45	13026	BE	42.43750000	14.29450000	10.00
46	13027	BE	42.44900000	14.31116700	15.00
47	13028	BE	42.46250000	14.32633300	20.00
48	13030	BE	42.43866700	14.32966700	15.00
49	13031	BE	42.42500000	14.31433300	10.00
50	13032	BE	42.41850000	14.30966700	6.00
51	14021	BE	42.41666700	14.32583300	10.00
52	14022	BE	42.41150000	14.32166700	6.00
53	14023	BE	42.59200000	14.22200000	25.00
54	14024	BE	42.53000000	14.15950000	6.00
55	14025	BE	42.53433300	14.16800000	10.00
56	14026	BE	42.53400000	14.18650000	15.00
57	14027	BE	42.56450000	14.21416700	20.00
58	CA08_03	BE	42.54444100	14.28957000	36.00
59	CA08_04	BE	42.49138500	14.25831400	15.20
60	CA08_05	BE	42.47097600	14.24985000	9.80
61	CA08_06	BE	42.46491800	14.30074000	16.00

Le sigle relative al tipo di strumento utilizzato sono:

KC = Carotiere Kasten
BC = Box Corer
BE = Benna

PROGETTO CARG

8. - APPENDICE 2

8.1. - ANALISI MACROPALEONTOLOGICHE

I sedimenti recuperati in quattro stazioni significative (benne) sono stati setacciati utilizzando maglie standard di 1 mm, 0.5 mm, e 63 m (limite silt-argilla). I risultati riportati sotto sono relativi alla componente macrofaunistica (ad esclusione quindi di foraminiferi, ostracodi ed altri microfossili), indipendentemente dalla taglia del macrobenthos. In tutte le stazioni, la componente biologica principale è rappresentata dai molluschi, seguiti da policheti, echinoidi irregolari, decapodi, ecc. In maggioranza sono stati recuperati resti scheletrici (conchiglie) di organismi bentonici, mentre la relativa componente vivente di ogni stazione è risultata subordinata. Nella sommaria descrizione dei campioni che segue, l'asterisco marca la presenza di esemplari viventi.

CA08-3 (31m) – Numero 58

Litologia: Fango, intensa bioturbazione (policheti, crostacei decapodi e molluschi), frustoli e vegetali e frammenti di legno.
Macrofauna: Associazione a *Turritella communis* Risso, 1826 * (dominante)
Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* Risso, 1826
Osservazioni: tipica associazione di fondali di bassa profondità sottoposti a forte influsso terrigeno fine, probabilmente influenzato da piene fluviali.

CA08-4 (14m) - Numero 59

Litologia: Sabbia fine, componente bioclastica abbondante (molluschi, echinoidi spatangoidi).
Macrofauna: Associazione a *Corbula gibba* (Olivi, 1792) (dominante) + *Spisula subtruncata* (Da Costa, 1778).
Molluschi: (Bivalvi) *Solen marginatus* Pulteney, 1799, *Tellina nitida* Poli, 1791, *Abra alba* (Wood, 1802), *Dosinia lupinus* (Linnaeus, 1758).
Osservazioni: associazione di fondali di bassa profondità indicativa di periodici influssi di particellato terrigeno mescolato ad una componente relativa a fondi sabbiosi infralitorali.

CA08-5 (9m) - Numero 60

Litologia: Sabbia con componente bioclastica relativamente abbondante (molluschi, *echinidi spatangoidi**), bioturbazione, frustoli vegetali.
Macrofauna: Associazione a *Spisula subtruncata* (Da Costa, 1778) (dominante)

Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* Risso, 1826, *Calyptraea chinensis* (Linnaeus, 1758), *Nassarius pygmaeus* (Lamarck, 1822), *Acteon tornatilis* (Linnaeus, 1758); (Bivalvi) *Mytilus galloprovincialis* (Lamarck, 1819), *Acanthocardia aculeata* (Linnaeus, 1758), *A. tubercolata* (Linnaeus, 1758), *Montacuta sp*., *Phaxas adriaticus* (Coen, 1933), *Spisula subtruncata* (Da Costam 1778), *Tellina sp*., *Tellina nitida* (Poli, 1791), *Gari fervenisis* (Gmelin, 1791), *Abra alba* (Wood, 1802), *Chamelea gallina* (Linnaeus, 1758), *Dosinia lupinus* (Linnaeus, 1758), *Tapes rhomboides* (Pennant, 1777), *Corbula gibba* (Olivi, 1792).
Osservazioni: associazione costituita da specie di bassa profondità in prevalenza derivate da fondali sabbiosi (shoreface) mescolate ad altre indicative di fondali sottoposti a forte influsso terrigeno fine.

CA08-6 (14m) - Numero 61

Litologia: Sabbia, componente bioclastica relativamente abbondante, bioturbazione (molluschi, crostacei decapodi*, echinidi spatangoidi*), foglie.
Macrofauna: Associazione a Corbula gibba (dominante)
Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* Risso, 1826 *, *Aporrhais pespelecani* (Linnaeus, 1758) (juv), *Calyptraea chinensis* (Linnaeus, 1758), *Nassarius pygmaeus* (Lamarck, 1822), (Bivalvi) *Nucula* ex gr *nucleus* (Linnaeus, 1758), *Anadara demiri* (Piani, 1981), *Mimachlamys varia* (Linnaeus, 1758), *Tellina pulchella* Lamarck, 1818, *Abra alba* (Wood, 1802), *Dosinia lupinus* (Linnaeus, 1758) (juv), *Corbula gibba* (Olivi, 1792), (Scafopodi), *Antalis inaequicostata* (Dautzenberg, 1891).
Osservazioni: associazione di bassa profondità in prevalenza derivate da fondali sabbiosi mescolati a componente indicativa di fondali sottoposti a forte influsso terrigeno fine; si evidenzia la presenza della specie aliena *A. demiri* di recentissima introduzione accidentale in Mediterraneo.

PROGETTO CAMPO

PROGETTO CARG

X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - CENNI DI IDROGEOLOGIA
(S. Rusi)

Il territorio ricadente nel foglio "Pescara" è caratterizzato dalla presenza di due principali domini idrogeologici.

A) Dominio dei depositi terrigeni plio-pleistocenici (*formazione di Mutignano*). Costituisce l'estesa area collinare del foglio ed è in genere scarsamente permeabile. All'interno della formazione terrigena, e soprattutto nei depositi di chiusura del ciclo pleistocenico, si riscontrano intervalli prevalentemente sabbioso arenacei, caratterizzati da permeabilità mista per fratturazione e porosità, che consentono la circolazione di acque sotterranee e la formazione di falde sostenute dai sottostanti depositi pelitici. Non di rado le falde sono utilizzate tramite pozzi per uso irriguo. In alcuni casi le falde alimentano sorgenti, storicamente sfruttate, a regime stagionale con portate massime variabili e talora superiori ad alcuni l/s. L'alimentazione è prevalentemente connessa con le piogge. Il chimismo delle acque è bicarbonato-calcico con tenore salino inferiore a 0.4 g/l.

B) Dominio dei depositi alluvionali, permeabili per porosità, principalmente distribuiti nei fondovalle dei fiumi Pescara e Saline (derivante dalla confluenza tra Fino e Tavo) e, subordinatamente, nei fondovalle dei fiumi Piomba e Alento. Le dimensioni e le capacità idriche dei depositi alluvionali aumentano verso valle parallelamente allo spessore delle alluvioni che giungono a circa 50 m per la valle del Pescara e a circa 35 m per quella del Saline (DESIDERIO *et alii* 2001; DESIDERIO *et alii* 2007).

Gli *acquiferi alluvionali* sono costituiti da ghiaie con ampie lenti di limi-argillosi, da limi-sabbiosi, da sabbie e da sabbie-ghiaiose. La distribuzione varia sensibilmente all'interno di ciascun corpo sedimentario, così come risultano molto variabili gli spessori tra le diverse pianure. In generale procedendo da monte verso valle si individuano due zone con caratteristiche idrogeologiche diverse: nella parte alta predominano gli acquiferi monostrato con corpi ghiaiosi, spesso affioranti in superficie, e coperture limoso-argillose e limoso-sabbiose generalmente poco spesse; nella parte bassa delle pianure si hanno invece situazioni molto differenziate con individuazione di acquiferi multistrato nei quali le lenti di materiali fini tuttavia non impediscono il contatto idraulico tra i vari corpi ghiaiosi e sabbiosi e pertanto gli acquiferi assumono anche in questo caso caratteri di monostrato.

Nelle pianure più ampie (Saline e Pescara), l'interpretazione di sondaggi geognostici indicano la presenza di estesi e potenti corpi di depositi fini a cui si intercalano corpi lenticolari ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi, mentre nelle pianure minori dell'Alento e del Piomba sussistono condizioni di monostrato anche se lenti di materiali fini s'intercalano lateralmente ai corpi ghiaiosi, individuando talora falde sospese.

Tutti gli acquiferi sono sostenuti dal substrato costituito da sedimenti impermeabili prevalentemente argillosi plio-pleistocenici (*formazione di Mutignano*).

L'alimentazione delle falde alluvionali nella parte bassa delle pianure è dovuta principalmente ad acque fluviali di origine appenninica, a chimismo bicarbonato-calcico, alle acque sotterranee dei subalvei degli affluenti e subordinatamente agli afflussi meteorici.

Nei depositi più permeabili (ghiaioso sabbiosi) la trasmissività varia in media da 10^{-2} a 10^{-4} m^2/s e la conducibilità idraulica varia in media da 10^{-3} a 10^{-4} m/s, mentre nei depositi prevalentemente limosi o limoso argillosi, la conducibilità va da 10^{-5} a 10^{-6} m/s (CELICO, 1983; DESIDERIO *et alii* 2007). La circolazione è favorita dalla presenza di paleoalvei a maggiore permeabilità relativa. L'oscillazione stagionale della piezometrica è compresa tra 1 e 3 m.

La facies idrochimica principale è bicarbonato-calcica con tenore salino attorno a 0,6 g/l; in alcune zone della falda sono presenti acque cloruro-sodiche e cloruro-sodico-solfatiche derivanti da risalite di acque connate plioceniche e messiniane (DESIDERIO & RUSI, 2004). Nelle porzioni costiere delle falde alluvionali del Pescara e del Saline sono presenti lievi fenomeni di salinizzazione che contribuiscono ad aumentare il contenuto in cloruri e sodio (DESIDERIO & RUSI, 2003).

Le falde delle pianure del Saline e del Pescara sono spesso utilizzate a scopi civili, industriali e agricoli sia tramite pozzi singoli che campi pozzi.

Relativamente meno importanti dal punto di vista idrogeologico sono i depositi sabbiosi delle spiagge e dune costiere caratterizzati da assetti

idrogeologici fortemente differenziati da zona a zona. L'alimentazione delle esigue falde presenti è dovuta alle piogge, alle acque circolanti nei depositi alluvionali adiacenti e nelle eluvio colluvioni dei versanti collinari alle quali i depositi costieri si interdigitano.

I depositi di spiaggia hanno una porosità primaria complessivamente alta; le intercalazioni argillose possono influire localmente sulla loro permeabilità che resta comunque elevata. Lo sfruttamento, che avviene tramite pozzi, è poco sviluppato a causa dell'esiguità degli spessori e dei potenziali fenomeni di salinizzazione.

2. - CAVE

(E. Miccadei, T.Piacentini)

Le principali attività estrattive nell'area del Foglio 351 Pescara sono riferibili essenzialmente a cave, sia attive che inattive. In esse sono, o sono stati in passato, coltivati essenzialmente due tipi di materiali: materiali argillosi della *formazione di Mutignano* (per industrie di laterizi) e materiali ghiaiosi delle piane alluvionali attuali e dei terrazzi fluviali della successione del Quaternario continentale e della successione del Pleistocene di transizione al marino.

Le cave per la coltivazione di materiali ghiaiosi sono numerose e sono ubicate principalmente lungo il fondovalle e il versante sinistro della valle del F. Tavo, lungo la valle del F. Fino e lungo la valle del F. Saline; alcune cave inattive, anche di grande estensione, utilizzate intorno agli anni '70 durante la realizzazione della autostrada A25, sono sul versante sinistro della valle del F. Pescara nella zona di Santa Teresa. Cave di più modesta estensione sono presenti nella parte settentrionale del Foglio in prossimità dell'abitato di Silvi.

I materiali prelevati sono in gran parte utilizzati come inerti per la preparazione di calcestruzzo e presentano ottime caratteristiche tecniche. Le nuove normative ambientali ne riducono, comunque, lo sfruttamento, essendo tali materiali parte dei terrazzi fluviali o delle piane alluvionali di fondovalle. Alcune delle cave coltivano i depositi di terrazzi alluvionali sabbioso-ghiaiosi asportando l'intervallo superiore sabbioso, prelevando l'intervallo inferiore ghiaioso e ridepositando il materiale sabbioso all'interno della cava; il risultato è un completo rimaneggiamento dei sedimenti e un abbassamento del livello della topografia variabile in funzione dello spessore del materiale asportato. Le cave inattive sono in molti casi state utilizzate come discariche di inerti e in gran parte ricoperte; in alcuni casi sono invece state riutilizzate per la coltivazione di vigneti o altri tipi di colture; in altri casi ancora, le vecchie cave posizionate in prossimità degli alvei sono state abbandonate, occupate da piccoli laghetti e progressivamente ricoperte da sedimenti palustri o alluvionali e interessate da una fitta vegetazione.

PROGETTO CARG

Le cave per la coltivazione di materiali argillosi sono presenti nel settore centrale del Foglio nella zona di Spoltore e Montesilvano; sono in generale inattive e sono state realizzate per la coltivazione dei depositi argillosi della *formazione di Mutignano.* Queste cave sono strettamente connesse con l'attività di fornaci per la realizzazione di laterizi, che in alcuni casi hanno determinato la presenza nella cartografia topografica di toponimi quali "La Fornace" o "Fornace", o per la preparazione di cemento. I materiali presentano proprietà tecniche tipiche di argille fortemente sovraconsolidate di buona o ottima competenza. La granulometria è costituita da limi argillosi o limi debolmente sabbiosi e i materiali sono caratterizzati da una fitta alternanza di livelli più o meno sabbiosi in proporzioni variabili anche localmente; per questo motivo non è possibile definire le proprietà tecniche dei materiali che risultano molto variabili in funzione delle caratteristiche locali.

XI - LEGEND

CONTINENTAL QUATERNARY SEQUENCE

Holocene deposits (olo)

Holocene deposits are constituted of different lithofacies referable to landslide deposits, fluvial and alluvial fan deposits, colluvial deposits, aeolian deposits, lacustrine and palustrine deposits, beach deposits and anthropic deposits.

The lower limit is always unconformable over marine deposits or Pleistocene synthems; the upper limit is an active or inactive depositional surface.

Landslide deposits – Chaotic polygenic clay and sandy deposits, locally with conglomeratic and arenaceous blocks (olo_{a1}).

Alluvial deposits – Fluvial sand, gravel and silt, with level and lenses of clays and peat. Alluvial fan gravel and sands. Gravels levels, prevailing in the lower part of the deposits, are made up of pebble to cobble, locally boulder, polygenic, from subangular to rounded (olo_b).

Colluvial deposits – Sandy silt, clayey silt and sand greyish to yellowish to brown-reddish, with arenaceous and calcareous pebbles. Calcareous concretion are present. The deposits are in chaotic assemblage or clinostratified conformably to the slopes (olo_{b2}).

Aeolian deposits – Fine to medium sand well selected, loose or slightly compact (olo_d).

Lacustrine and palustrine deposits – Palustrine silt and sandy gravelly silt, reclaimed soils and peats (olo_e).

PROGETTO CARG

Beach deposits – Fine and medium sands, lose or slightly compacted; heterometric gravels with rounded or subrounded, generally flattened, clasts (olo_{g2}).

Anthropic deposits – Caothic and heterometric deposits constituted by gravels, sands and clays and fragments of waste material. In inactive gravel quarry, they are made up of sandy and clayey quarry waste (olo_h).

Valle Majelama synthem (AVM)

Mostly constituted by alluvial deposits terraced at variable high above the present thalweg and divided in four subsynthem.

The lower limit is always unconformable over marine deposits or older continental deposits. The upper limit is a depositional surface variably reworked and eroded or aN erosive contact with younger continental deposits.

Upper Pleistocene

Chieti scalo subsynthem (AVM_4)

Alluvial deposits – Fluvial sand, silt and gravel, with low angle cross bedding or planar bedding, locally massive. Clays and peat lenses are present. Gravels, prevailing in the lower part of the deposits, are constituted by well rounded, polygenic, pebbles to cobbles in sandy and silty matrix. Sands prevail in the upper part of the deposits. Thickness is 5-15 m. Top surface elevation above present thalweg 5-15 m (AVM_{4b}).

Mixed deposits – Heterometric gravels and conglomerates with sandy-silty matrix form scarce to abundant, chaotic or poorly stratified, due to alluvial and gravity processes (AVM_{4i}).

Upper Pleistocene p.p.

Vallemare subsynthem (AVM_3)

Alluvial deposits – Fluvial sand and silt, with planar or low angle cross bedding. Gravel lenses with well rounded, polygenic pebbles (locally cobbles) in sandy and silty matrix. Thickness is 10-20 m. Top surface elevation above present thalweg 20-25 m (AVM_{3b}).

Upper Pleistocene p.p.

Piano della Fara subsynthem (AVM_2)

Alluvial deposits – Fluvial gravel beds interbedded to sand, silty-sand and silt in decimetric level and lenses; levels of grey clays are present. Gravel clasts are well rounded, calcareous, and locally cherty, pebbles to cobbles in reddish soil or sandy-silty matrix. Sands are prevailing in the upper part of the deposits.

Thickness is from 1-2 m to 10 m. Top surface elevation above present thalweg 55-30 m (AVM_{2b}).

Upper Pleistocene p.p.

Villa Oliveti subsynthem (AVM_1)

Alluvial deposits – Gravel and conglomerate, clast supported in lenses and beds, with sandy levels and lenses. Gravels are constituted by well rounded and frequently flat, polygenic pebbles to cobbles in sandy matrix.

Frequently the deposit is formed by a lower gravelly level and a upper sandy level, both up to 15 m thick, bounded by a sharp planar or slightly undulated contact.

Thickness is from 10 m to 30 m. Top surface elevation above present thalweg is some 70 m along F. Fino and F. Tavo and from 70 m to 40 m along Pescara, Alento and Foro rivers (AVM_{1b}).

Upper Pleistocene p.p.

Catignano synthem (ACT)

Alluvial deposits – fluvial and alluvial fan clast supported, well cemented conglomerate in lenses and beds up to 1 m thick, with sandy levels. At the top a thick eluvial and colluvial cover, with calcareous concretion, is present.

The lower boundary is always unconformable over marine deposits. The upper limit is a depositional surface deeply reworked and eroded or an erosive contact with younger continental deposits.

Top surface elevation above present thalweg is 100-90 m along F. Tavo and F. Fino and 95-65 m along Percara, Alento and Foro rivers (ACT_b).

Middle Pleistocene p.p.

PLEISTOCENE MARINE TO CONTINENTAL TRANSITIONAL SEQUENCE

argille e conglomerati di Ripa Teatina (RPT)

Calcareous and locally polygenic conglomerates, constituted by clast supported pebbles to cobbles in whitish sandy matrix, massive or planar bedded. Locally lenses of channel sand, cross bedded pebble gravel and pebble to boulder gravel are present and are referable to fluvial environment. At the top lenses and levels of calcareous white sands and silt are present.

The lower boundary is erosive (with paleochannels) always unconformable over marine deposits. The upper limit is a depositional surface deeply reworked and eroded. The thickness is of a few meters up to 10 m.

Middle Pleistocene p.p.

PROGETTO CARG

UPPER PLIOCENE LOWER PLEISTOCENE MARINE SUCCESSION

formazione di Mutignano (FMT)

associazione sabbioso-conglomeratica (FMT_d)

Yellowish sands and sandstones, frequently bioturbated with conglomeratic intercalations. Clasts are mainly limestones and chert fragments, and are generally centimetric in size, without matrix and embricated.

Both sandstones and conglomerates are generally bedded into tabular sets. The sedimentary structures are represented by low angle cross bedding and cross lamination, symmetrical ripples, indicating a littoral environment. Locally, very thin pelitic levels can be intercalated. Thickness varies from 5-10 m to a maximum of 50 m.

(Zones MNN19d-e? Lower Pleistocene)

associazione sabbioso-pelitica (FMT_c)

Yellow-ocher sandstones and silty-sandstones, variously cemented, and greyish, thinly laminated shales and silty-shales. Beds are defined by a thickening upward trend, from thin to medium bedded, with a sand/shale ratio of about 1. The marine macrofauna, represented by bivalves (*Pecten*, *Chlamys*, *Ostrea*) and gastropods, is abundant. The thickness varies between a few tens of meters to a maximum of 60-70 m.

(Zones MNN19c-MNNd. Lower Pleistocene)

associazione pelitico-sabbiosa (FMTa)

Grey shales and marly-shales with thin intercalations of sands ans shaly sands. The sand/shale ratio is largely lower than 1. The fossiliferous content is represented by bivalves, small gastropods and echinoderms. The environment corresponds to the offshore. The maximum observed thickness is of about 400 m.

(Zones MNN18-MNN19c. Upper Pliocene-Lower Pleistocene)

QUATERNARY DEPOSITS OF THE MARINE AREA

high stand system tract – (HST)

Prodelta and internal platform pelite complex consisting of clays and clayey silts with *Turritella communis* bearing faunas. In the coastal zone, a thickening upward trend is observed due to the progressive alternation of thin bedded bioclastic well-sorted sands which gradually passes to a sandy shore complex with *Chamelea galina* faunas. The prodelta deposits, up to 30 m thick, are stacked in a progradational clinoform showing a 25 to 30 m depth offlap-break. In the frontal foreset, reaching 1° dip-angle, coast-line-parallel undulations with a wavelength of 300 m and some meters high have been detected. The maximum flooding surface (mfs) corresponds to a condensed interval enriched in bryozoa

and characterised by the presence of pelecypods (*Ostrea*). The mfs approximates the l.o. of *Globorotalia inflata*.

(Versilian)

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

XII - BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code.* AAPG Bull., **67**: 841-875, Tulsa, Oklaoma.

AA.VV. (1985) - *Atlante delle spiagge italiane. Foglio 141 (Pescara) alla scala 1: 100.000*. Prog. Fin. Conserv. Suolo, Sottoprogetto Dinamica dei litorali.

ADAMOLI L. (1979a) - *Dinamica del litorale abruzzese dal Tronto al Pescara.* In: "Notizie dell'Economia Teramana, n. 3-4, della Cam. Comm. Ind. Art. e Agric. di Teramo", 84-89.

ADAMOLI L. (1979b) - *Le cause dell'erosione del litorale abruzzese dal Tronto al Pescara e criteri di intervento per la sua difesa*. In: "Notizie dell'economia Teramana, della Cam. Comm. Ind. Art. e Agric. di Teramo", 26-41.

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.

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. (1910) - *Studi geografici sulle frane in Italia*. Mem. Soc. Geogr. It., **14**. Roma.

AMBROSETTI P., BONADONNA F.P., BOSI C., CARRARO F., CITA B.M., GIGLIA G., MANETTI P., MARTINIS B., MERLO C., PANIZZA M., PAPANI G. & RAMPOLDI R. (1976) - *Proposta di un progetto operativo per l'elaborazione della carta neotettonica d'Italia.* Progetto finalizzato geodinamica, Roma, 1-49.

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.

APAT AGENZIA PER LA PROTEZIONE DELL'AMBIENTE E PER I SERVIZI TECNICI (2006) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: il Progetto CARG.* http://www.apat.gov.it/site/_files/Suolo CARG/quat_rappr_strat.pdf.

ASIOLI A., CAPOTONDI L. & CITA SIRONI M. B. (2005) - *The Tyrrhenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea record. A proposal*. Rend. Fis. Acc. Lincei, Geologia, s. 9, **164**: 297 – 310.

AUCELLI P.P.C., CAVINATO G.P. & CINQUE A. (1996) - *Indizi geomorfologici di tettonica plio-quaternaria sul piedimonte adriatico dell'Appennino abruzzese*. Il Quaternario It. J. Quat. Sci., **9** (1): 299-302, Verona.

BERNDT C., CATTANEO A., SZUMAN M., TRINCARDI F. & MASSON D. (2006) - *Sedimentary structures offshore Ortona, Adriatic Sea - deformation or sediment waves?* Marine Geology (Weaver P., Canals M., e Trincardi F. Eds.), **234**: 261–270.

BERTINI T., FARRONI A., LAUCIANI E., LEOPARDI M., REMEDIA G. & PULINI L. (1990) - *Considerazioni sull'evoluzione storica della linea di costa adriatica nel tratto compreso tra la foce del fiume Tavo-Saline e la foce del fiume Pescara. Parte A: Evoluzione della costa e caratteri geologici del territorio. Parte B: Cause dell'evoluzione.* Atti del XXII Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Cosenza, 4-7 ottobre.

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 - avanfossa nell'area marchigiano - 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.

BOLIS G., CARRUBA S., CASNEDI R., PEROTTI C.R., RAVAGLIA A. & TORNAGHI M. (2003) - *Compressional tectonics overprinting extensional structures in the Abruzzo Periadriatic Foredeep (Central Italy) during Pliocene times.* Boll. Soc. Geol. It., **122**: 251-266, Roma.

BONARELLI G. (1931) - *Il Quaternario della Val di Nora in territorio di Catignano*, *Prov. di Pescara*. Boll. Soc. Geol. It., **50**: 113-116, Roma.

BRAMBATI A. (1969) - *Sedimentologia del flysch teramano (Abruzzo).* Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali, Anno XXXI-XXXII, **17**, 109-179.

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., GENTILI B., MATERAZZI M., ARINGOLI D., PAMBIANCHI G., PIACENTINI T. (2006) - *Human impact and slope dynamics evolutionary trends in the monoclinal relief of Adriatic area of central Italy*. Catena (2006), doi:10.1016/j.catena.2006.07.010

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/Brooksfield.

BUCCOLINI M. & TIBERIO S. (2001) - *Evoluzione recente ed in atto nell'alveo del fiume Tavo-Saline (Abruzzo centrale).* Mem. Soc. Geol. It., 56, 243-248.

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., CRESCENTI U., MILIA M.L., MONTEFALCONE R., PALTRINIERI W., RUSCIADELLI G. & SCISCIANI V. (2001) – *Migrazione trasversale e longitudinale degli elementi deposizionali dell'avanfossa abruzzese (Appennino centrale) e relazioni con la crescita del fronte esterno della catena*. Convegno F.I.S.T. Geoitalia 2001. Chieti 5-8 Settembre 2001.

CALAMITA F., SCISCIANI V., MONTEFALCONE R., PALTRINIERI W. & PIZZI A. (2002) - *L'ereditarietà del paleomargine dell'Adria nella geometria del*

PROGETTO CARG

sistema orogenico centro-appenninico: l'area abruzzese esterna. Mem. Soc. Geol. It., **57**: 355-368, Roma.

CALANCHI N., CATTANEO A., DINELLI E., GASPAROTTO G. & LUCCHINI F. (1998) - *Tephra layers in Late Quaternary sediments of the Central Adriatic Sea.* Marine Geology, **149**: 191-209.

CANCELLI A., MARABINI F., PELLEGRINI M. & TONNETTI G. (1984) - *Incidenza delle frane sull'evoluzione della costa adriatica da Pesaro a Vasto*. Mem. Soc. Geol. It., 27, 555-568, 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.

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., MICARELLI A., POTETTI M. con il contributo di DIDASKALOU P., PENNESI T. & PICCINI M. (1983) - *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.

CAPUTO, C., D'ALESSANDRO, L., LA MONICA, G.B., LANDINI, B. & LUPIA PALMIERI, E. (1992) - *Present erosion and dynamics of italian beachs*. Zeitschrift Geomorph. N.F. suppl., 81, Berlin, Stuttgard.

CARRUBA S. (2001) – *Evoluzione tettonica e deposizionale dell'Avanfossa pliocenica abruzzese*. Unpublished PhD Thesys, Università di Pavia.

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 C., MOSTARDINI F. & ROSSI U. (1981) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. Geol. Romana, **20**: 1-42.

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.

CASNEDI R. & SERAFINI G. (1994) - *Interpretazione geologica della sezione sismica nella Valle del Vomano (Abruzzo).* Atti Tic. Sc. Terra, serie speciale 2, 45-49.

CASTIGLIONI B. (1933) - *Valli sovralluvionate e deviazioni fluviali in Abruzzo e Piceno.* Bollettino della Regia Società Geografica Italiana - S 6a, 9-10: 642-660.

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.

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.

CATTANEO A., TRINCARDI F., ASIOLI A. & CORREGGIARI A.(2007) - *Clinoform formation in the Adriatic Sea: Energy-limited bottomset*. Continental Shelf Research, (Milligan T. e Cattaneo A., Eds.), **27**: 506-525.

CATTANEO A., TRINCARDI F., LANGONE L., ASIOLI A. & PUIG P. (2004). *Clinoformation generation on Mediterranean Margins*. Oceanography, **17/4**: 104-117.

CATTANEO A., CORREGGIARI A., PENITENTI D., TRINCARDI F., & MARSSET T. (2003) - *Morphobathymetry of small-scale mud reliefs on the Adriatic shelf,* in: Locat J., Mienert J. (Eds.). Submarine Mass Movements and their Consequences, Kluwer, Amsterdam, 401-408.

CATTANEO A. & TRINCARDI F. (1999) - *The late-Quaternary transgressive record in the Adriatic epicontinental sea: basin widening and facies partitioning*. In: K.M. BERGMAN & J.W. SNEDDEN (Eds.): "*Isolated shallow marine sand bodies; sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation*". Soc. of Econ. Pal. and Min., spec. publ., **64:** 127-146.

PROGETTO CARG

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., RIDOLFII 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.CA., 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, **101-102**C: 93-101, Elsevier Science Ltd and INQUA, Oxford U.K.

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.

CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., FREDI P. & LUPIA PALMIERI E. (1992) - *Relations between morphometric characteristics and denudational processes in some drainage basins of Italy.* Zeitschrift für Geomorphologie. N. F., 36(1), 53-67.

CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) – *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene"* (29 settembre – 4 ottobre 1994). Boll. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.

COLALONGO M.L., PADOVANI A., SARTORI S., ET ALII (1972) - *Biostratigrafia e cronostratigrafia del Pliocene*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 498-509.

COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 14, 87-100.

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 Umbro-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy*. Geomorphology, **15**: 33-45, Elsevier Science B.V., Netherlands.

CONTINI P., MONDINI F. & DE GIROLAMO P. (1999) - *Ricostruzione storica dell'evoluzione della linea di battigia.* Progetto RICAMA, Regione Abruzzo.

CORREGGIARI A., TRINCARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - *Styles of failure in heavily-sedimented highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf.* Journal of Sedimentary Research, **71/2**: 218-236.

CRESCENTI U. (1969) - *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni*. Geol. Romana, **8**: 15-40.

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., 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* Hyalinea balthica *(Schroeter) nella parte orientale dell'Italia centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, Roma.

CRESCENTI U., MILIA M.L. & RUSCIADELLI G. (2004) - *Stratigraphic and tectonic evolution of the Pliocene Abruzzi basin (Central Apennines, Italy).* Boll. Soc. Geol. It., **123**. pp. 163-173

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.

PROGETTO CAMG

CURRADO C. & FREDI P. (2000) - *Morphometric parameter of drainage basin and morphotectonic setting of eastern Abruzzo*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 411-420, Roma.

DAL CIN R. (1989) - *I litorali fra San Benedetto del Tronto e Ortona (Medio Adriatico): sedimenti, degrado ambientale, zonazione costiera, possibili strategie di intervento.* Boll. Soc. Geol. It., 108, 649-686, Roma.

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., BUCCOLINI M., MICCADEI E., PIACENTINI T., SCALELLA G., PARON P. & RICCI F. (2003b) - *Geomorphological framework of the Adriatic shoreline between the Tronto River and the Trigno River*. In: Ozhan E. Ed., Proceedings of the Sixth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 03, Ravenna, Italy, 1505-1516.

D'ALESSANDRO L., DEL SORDO L., BUCCOLINI M., MICCADEI E. & URBANI A. (2007) – *Progetto IFFI. Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia. Risultati, elaborazioni, e rapporti regionali.* Regione Abruzzo (Cap.18). APAT-Monografie Servizio Geologico d'Italia.

D'ALESSANDRO L., MICCADEI E. & PIACENTINI T. (2003c) - *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, **101-102**C: 115-124, Elsevier Science Ltd and INQUA, Oxford U.K.

D'ALESSANDRO L., MICCADEI E. & PIACENTINI T. (2008) - *Morphotectonic study of the lower Sangro River valley (Abruzzi, Central Italy).* In: P. G. Silva, F.A. Audemard and A. E. Mather Eds. "*Impact of active tectonics and uplift on fluvial landscapes and river valley development*". Geomorphology, doi: 10.1016/j.geomorph.2007.06.019.

D'ALESSANDRO L., MICCADEI E. & RICCI F. (2005) - *Le dune in Abruzzo e Molise: aspetti geomorfologici*. In: Atti del Workshop "*I depositi eolici delle coste italiane e il flusso di sedimenti spiaggia-duna*", 29-31, Piscinas, Cagliari.

D'ALESSANDRO L., MICCADEI E. & RICCI F. (2006) - *Sistema Informativo territoriale delle dune in Abruzzo e Molise*. In AA.VV: *Atlante nazionale delle dune costiere*. Studi Costieri Volume 11- CD.

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. (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.

DELLA SETA M., DEL MONTE M., FREDI P., MICCADEI E., NESCI O., PAMBIANCHI G., PIACENTINI T. & TROIANI F. (2008) - *Morphotectonic evolution of the Adriatic piedmont of the Apennines: an advancement in the knowledge of the Marche-Abruzzo border area*. In: P. G. Silva, F.A. Audemard and A. E. Mather Eds. "*Impact of active tectonics and uplift on fluvial landscapes and river valley development*". Geomorphology, doi: 10.1016/j.geomorph.2007.06.018.

DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre Recherche et Documentation Cartographique, Memoires et Documents, CNRS, pp. 403, Paris.

DESIDERIO G., FERRACUTI L. & RUSI S. (2007) - *Structural-Stratigraphic Setting of Middle Adriatic Alluvial Plains and its Control on Quantitative and Qualitative Groundwater Circulation.* Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia. 2007.

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.

DESIDERIO G. & RUSI S. (2003) - *Il Fenomeno Dell'intrusione Marina Nei Subalvei Della Costa Abruzzese.* Quaderni di Geologia Applicata 1-2003.

DESIDERIO G. & RUSI S. (2004) - *Idrogeologia e idrogeochimica delle acque mineralizzate dell'avanfossa abruzzese molisana*. Boll. Soc. Geol. It., 123 (3).

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.

PROGETTO CARG

DUFAURE J.J., BOSSOUYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères geomorphologiques de neotectonique vertical dans l'Apennin Central Adriatique*. Bull. AFEQ, **3**: 151-160, Paris.

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.

FARABOLLINI P., MICCADEI E., PAMBIANCHI G. & PIACENTINI T. (2004) - *Drainage basins analysis (forms and deposits) and Quaternary tectonics in the Adriatic slope of Central Apennines (Central Italy).* 32nd International Geological Congress: "From the Mediterranean Area toward a Global Geological Renaissance. Geology, Natural Hazards and Cultural Heritage. Firenze 20-28 August 2004.

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.

GARCÍA-GARCÍA A., ORANGE D.L., MISEROCCHI S., CORREGGIARI A., LANGONE L., LORENSON T., TRINCARDI F. & NITTROUER C. (2007) – in MILLIGAN T. E CATTANEO A.(Eds.), *What controls shallow gas in Western Adriatic Sea?*. Continental Shelf Research, **27**: 359-374

GHISETTI 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.

GRAUSO S. (1989) - *Dinamica del litorale abruzzese tra le foci dei fiumi Tronto e Fortore*. Sintesi delle conoscenze. Il Sistema Marino Costiero della Regione Abruzzo, ENEA.

G.L.M. GRUPPO DI LAVORO PER LA GEOLOGIA MARINA (2000). *Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG 1:50.000.* Servizio Geologico Nazionale - Documento interno.

GRUPPO NAZIONALE DIFESA DALLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE, LR2 UO51(2003) - *Rischio per erosione dei litorali italiani*. Studi Costieri, 7.

GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1994) - *Proposta di legenda geomorfologica a indirizzo applicativo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **16**(2): 129-152, Torino.

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.

HOVLAND M. & CURZI P.V. (1989) - *Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian central Adriatic Sea*. Marine and Petroleum Geology, **6**: 161-169.

IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), Plankton Stratigraphy: Cambridge (Cambridge Univ. Press): 283-314.

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.

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. Desc. 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*. Paleoceanography, **11**: 391-413.

LOWE J.J., BLOCKLEY S., TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A. & MATTHEWS I.P. (2007) - *Age modelling of late-Quaternary marine sequences (Adriatic sea): towards improved precision and accuracy,* in MILLIGAN T. E CATTANEO A. (Eds.) Continental Shelf Research. **27**: 560-582.

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.

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*. Geoitalia 2001 - 3° Forum di Italiano di Scienze della Terra - Riassunti: 245-247.

MARSSET T., MARSSET B., THOMAS Y., CATTANEO A., THEREAU E., TRINCARDI F. & COCHONAT P. (2004) - *Analysis of Holocene sedimentary features on the Adriatic shelf from 3D very high resolution seismic data (Triad survey)*. Marine Geology, **213**: 73-89.

MARTINSON D.G., PISIAS N., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C., SHACKLETON N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development*

PROGETTO CARG

of a high-resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphy. Quat. Res., **27**, 1-29.

MAYER L. MENICHETTI 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 **101-102**C: 157-167, Elsevier Science Ltd and INQUA, Oxford U.K.

MILIA M.L. (2002) - *Architettura, evoluzione spazio-temporale e formazione del bacino pliocenico abruzzese (Appennino centrale, Italia)*. Unpublished PhD Thesis, Università G. d'Annunzio Chieti

MILLIGAN T.G. & KRANCK K., (1991).*Electorresistance particle size analyser.* In: Syitski, J.P.M. (Ed), Priciple, Methods and Applications of Particle Size Analysis. Cambridge University press, Cambridge, pp. 33-42.

MOLINAROLI E. (1984) – *La dispersione dei materiali nei depositi terrazzati pleistocenici della fascia costiera abruzzese nella zona Atri-Silvi*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 526-537, Roma.

MORETTI S. & RODOLFI G. (2000) - *A typical "calanchi" landscape on the Eastern Apennine margin (Atri, central Italy): Geomorphological features and evolution*. Catena 40, 217–228.

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.

OLDFIELD F., ASIOLI A., ACCORSI C. A., MERCURI A. M., JUGGINS S., LANGONE L., ROLPH T., TRINCARDI F., WOLFF G., GIBBS Z., VIGLIOTTI L., FRIGNANI M., VAN DER POST K. & BRANCH N. (2003) - *A high resolution late Holocene palaeo environmental record from the central Adriatic Sea*. Quaternary Science Reviews, **22**:319–342.

ORANGE D.L., GARCIA-GARCIA A., MCCONNELL D., LORENSON T., FORTIER G., TRINCARDI F. & CAN E. (2005) - *High-resolution surveys for geohazards and shallow gas: NW Adriatic (Italy) and Iskenderun Bay (Turkey).* Marine Geophysical Researches, **26/2-4**: 247-266.

ORI G.G, ROVERI M. & VANNONI F. (1986) - *Plio – Pleistocene sedimentation in the Apenninic – Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy).* Spec. Publs int. Ass. Sediment, 8, 183-198.

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.

ORTOLANI M. (1956) - *Il litorale abruzzese.* In: Boll. Soc. Geogr. It., n. 4-5, Roma.

PALINKAS C. M. & NITTROUER C. A. (2006) – *Clinoform sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea*. Marine Geology, **234**: 245-260.

PANIZZA M. & CASTALDINI D. (1987) - *Neotectonic research in applied geomorphological studies*. Zeitschrift für Geomorphologie, Supl. 63, 173 - 211.

PAREA G.C. & VALLONI R. (1983) – *Le paleospiagge pleistoceniche della zona Atri-Silvi (Abruzzo).* Atti Soc. Nat. Mat. Di Modena, 114, 51-82.

PIVA A., ASIOLI A., SCHNEIDER R.R., TRINCARDI F., ANDERSEN N., COLMENERO-HIDALGO E., DENNIELOU B., FLORES J-A. & VIGLIOTTI L. (2008a). *Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESS1 borehole PRAD1-2, Central Adriatic, for the last 370 ka, part 1: integrated stratigraphy*. G-cubed, vol. **9/1** pp1-21. doi:10.1029/2007GC001713.

PIVA A., ASIOLI A., ANDERSEN N., GRIMALT J. O., SCHNEIDER R.R. & TRINCARDI F. (2008b). *Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESS1 borehole PRAD1-2, Central Adriatic, for the last 370 ka, part 2: paleoenvironmental evolution*. G-cubed, vol. **9/3** pp1-21. doi:10.1029/2007GC001785.

PIVA A., ASIOLI A., TRINCARDI F., SCHNEIDER R. R. & VIGLIOTTI L., (2008c). *Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean)*. The Holocene Vol. **18/1**: pp. 153-162.

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, **101-102**C: 229-237.

POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) – *Eustatic control on clastic deposition, II – Sequence and systems tract models.* In: C.K. WILGUS, HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. ST. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A., VAN WAGONER, J. C., (Eds.): "*Sea Level Change: An Integrated Approach*". Soc. of Econ. Pal. and Min, spec. publ., **42**: 125-154.

PRINCIPI P. (1930) - *Osservazioni geologiche e morfologiche sulla valle del Pescara (Abruzzi)*. L'Universo, **51** (5): 413-434.

PUIG, P., OGSTON, A.S., GUILLÉN, J., FAIN, A.M.V. & PALANQUES A. (2007) - *Sediment transport processes from the topset to the foreset of a crenulated clinoform (Adriatic Sea)*. Continental Shelf Research, **27**: 452-474.

RADMILLI A.M. (1965) - *Abruzzo preistorico. Il Paleolitico inferiore-medio abruzzese.* Ediz. Sansoni, pp.117, 3 figg., 52 tavv., Firenze.

PROGETTO CARG

RADMILLI A.M. (1977) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'età del Bronzo*. Giardini Ed., pp. 455, Pisa.

RIDENTE, D., TRINCARDI F., PIVA A., ASIOLI A., & CATTANEO A. (2008). *Sedimentary response to climate and sea level changes during the past 400 ka from borehole PRAD1.2 (Adriatic margin*). Geochem. Geophys. Geosyst., **9**, Q09R04.

RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In: Kastens K., Mascle J. et al., Proc. ODP Sci. Results, **107**: 513-533.

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.

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 368 Avezzano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006b) - *Foglio 359 L'Aquila della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006c) - *Foglio 369 Sulmona della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006d) - *Foglio 360 Torre de' Passeri della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa) - *Foglio 361 Chieti della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Guida al rilevamento della Carta geologica d'Italia 1:50.000*. Quaderni Serie III del Servizio Geologico Nazionale, **1**: pp. 203, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994) - *Guida al rilevamento della Carta geomorfologica d'Italia, 1:50.000*. Quaderni Serie III del Servizio Geologico Nazionale, **4**: pp. 42, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (In Stampa) – *Carta geologica d'Italia* – 1:50.000. progetto CARG: *linee guida per il rilevamento geologico. La cartografia e l'informatizzazione dei dati in aree marine*. Quaderni serie III del servizio Geologico d'Italia, 12.

SIMEONI U. (1989) - *Rapporti fra barre e caratteri idrodinamico-geomorfologici nei litorali nord abruzzesi (medio Adriatico)*. Mem. Soc. Geol. It., 108, 161-173, Roma.

SORRENTINO (1934) - *Alcune caratteristiche di geomorfologia del versante adriatico dal Fiume Potenza al Pescara*. Boll. Soc. Geol. It., **53**, Roma.

SULTAN N., CATTANEO A., URGELES R., LEE H., LOCAT J., TRINCARDI F., BERNE S., CANALS M. & LAFUERZA S. (2008) - *A geomechanical approach for the genesis of sediment undulations on the adriatic shelf.* Geochemistry Geophysics Geosystems, **9/4** (in stampa).

TOZZI C. (1965) - *L'industria litica dei terrazzi Zannini (Chieti)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., S. A., **72**.

TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A. & RIDENTE D. (2004b) - *Evidence of soft-sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late-Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea*. Marine Geology, **213**: 91-119.

TRINCARDI F. & CORREGGIARI A. (2000) - *Muddy forced-regression deposits in the Adriatic basin and the composite nature of Quaternary sea level changes*. In: D. HUNT & R.L. GAWTHORPE (Eds.): "*Sedimentary Responses to Forced Regressions*". Geological Society, spec. publ., **172**: 247-271.

TRINCARDI F., CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) - *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-Marine Letters, **14**: 41-51.

VEGGETTI O. (1970) - *Osservazioni preliminari sulle variazioni dei litorali abruzzesi*. Studi geografici dell'Abruzzo in via di sviluppo, 17, Libreria Goliardica, Pisa.

VEZZANI L. & GHISETTI 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.

PROGETTO CARG