I S P R A
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 282
ANCONA

A cura di:
G. Cello[1(†)], E. Tondi[1]

Con i contributi di:
Rilevatori: **L. Mattioni[3], E. Tondi[1]**
Analisti: **R. A. Negri[2], S. Giunta[2], C. Morigi[1]**
Area marina
Interpretazione: **E. Campiani[4], A. Correggiari[4], F. Foglini[4], F. Trincardi[4]**
Macropaleontologia: **L. Angeletti[4], A. Ceregato[4], M. Taviani[4]**
Micropaleontologia: **A. Asioli[5]**
Sedimentologia e Radionuclidi: **A. Gallerani[4], L. Langone[4], F. Lorenzini[4]**

(1) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino
(2) Dipartimento di Scienze del Mare - Università Politecnica delle Marche
(3) Repsol, Buenos Aires, Argentina
(4) CNR-ISMAR, Bologna
(5) CNR-IGG, Padova

Ente realizzatore: REGIONE MARCHE
GIUNTA REGIONE MARCHE
Servizio Territorio Ambiente Energia
P.F. Informazioni Territorio-Ambiente e Piano Paesaggistico

PROGETTO CARG

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
C. CAMPOBASSO

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Marche:
M. PRINCIPI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:
F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro
S. D'Angelo, A. Fiorentino, (area marina)

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

Revisione e informatizzazione dei dati geologici:
C. Cipolloni, M. P. Congi; ASC: **M. Rossi**

Coordinamento editoriale e allestimento stampa:
D. Tacchia, V. Pannuti

PER LA REGIONE MARCHE

Allestimento editoriale e cartografico (area emersa):
A. Rustichelli

Allestimento editoriale e cartografico (area marina):
E. Campiani

Allestimento informatizzazione dei dati geologici (area marina):
F. Foglini

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati a cura di:
LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA S.R.L., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri - *Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*
A. Bucci, C. Bettucci, A. Lacerra - *P.F. Informazioni Territoriali Ambientali e Beni Paesaggistici - Regione Marche*

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

Stampa:

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE ..... pag. 5

II - CENNI STORICI ..... » 9

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA ..... » 13

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO ..... » 15

V - STRATIGRAFIA ..... » 21
1. - LITOSTRATIGRAFIA ..... » 21
1.1. - SUCCESSIONE MARINA ..... » 22
1.1.1. - *Schlier* **(SCH)** ..... » 22
1.1.2. - *Formazione gessoso-solfifera* **(GES)** ..... » 24
1.1.3. - *Formazione a Colombacci* **(FCO)** ..... » 24
1.1.3.1. - Orizzonte del Trave **(tv)** ..... » 26
1.1.4. - *Argille azzurre* **(FAA)** ..... » 26
1.1.4.1. - Litofacies arenaceo-pelitica **(FAA_b)** ..... » 28
1.2. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI ..... » 30
1.2.1. - *Sintema del Fiume Musone* **(MUS)** ..... » 30
1.2.1.1. - Coltre eluvio-colluviale **(MUS_{b2})** ..... » 30
1.2.1.2. - Depositi di spiaggia **(MUS_{g2})** ..... » 31
1.2.1.3. - Depositi di frana **(MUS_{a1})** ..... » 31
1.2.1.4. - Depositi alluvionali **(MUS_b)** ..... » 32
1.2.1.5. - Depositi alluvionali terrazzati **(MUS_{bn})** ..... » 32
2. - BIOSTRATIGRAFIA ..... » 33
2.1. - SCHLIER ..... » 36
2.2. - FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA ..... » 36
2.2. - FORMAZIONE A COLOMBACCI ..... » 36
2.4. - ARGILLE AZZURRE ..... » 37

VI - GEOLOGIA MARINA ..... » 39
1. - INTRODUZIONE ..... » 39
2. - METODI DI INDAGINE ..... » 39
2.1. - POSIZIONAMENTO ..... » 40
2.2. - BATIMETRIA ..... » 40
2.3. - STRATIGRAFIA SISMICA ..... » 40
2.4. - CAMPIONATURA ..... » 42
2.5. - ANALISI GRANULOMETRICHE ..... » 42

PROGETTO CARG

3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO ADRIATICO ..... » 42
4. - STRATIGRAFIA ..... » 43
4.1. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA ..... » 43
4.1.1 - *Sistema di stazionamento alto (HST)* ..... » 46
4.1.2 - *Unità deposizionali* ..... » 46
4.1.3 - *Correlazioni tra carotaggi e profili sismici* ..... » 47
4.2. - BIOSTRATIGRAFIA ..... » 47
4.3. - STIMA DEI TASSI DI SEDIMENTAZIONE MEDIANTE ^{210}PB ..... » 50
4.4. - ANALISI SEDIMENTOLOGICA DEI DEPOSITI ..... » 54
4.5. - DEFORMAZIONE DEI SEDIMENTI ENTRO IL SISTEMA DI STAZIONAMENTO ALTO ..... » 55
5. - SEZIONI GEOLOGICHE ..... » 57
6. - CARTE DEGLI SPESSORI ..... » 58
7. - ANALISI MACROFAUNISTICHE ..... » 59
8. - TASSONOMIA ..... » 58
9. - ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA ..... » 63
10. - DATAZIONI ^{14}C E METODI DI CALIBRAZIONE ..... » 64

VI - TETTONICA ..... » 67
1. - ASSETTO REGIONALE ..... » 67
2. - TIPOLOGIE STRUTTURALI ..... » 71
2.1. - STADIO I ..... » 75
2.2. - STADIO II ..... » 81
2.3. - STADIO III ..... » 82
3. - EVOLUZIONE TETTONICA ..... » 86

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA ..... » 89
1. - FRANE ..... » 89
2. - IDROGEOLOGIA ..... » 92

BIBLIOGRAFIA ..... » 93

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il F. 282 "Ancona" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG - Marche a seguito della Convenzione stipulata tra il Servizio Geologico Nazionale (Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali - Presidenza del Consiglio dei Ministri ora in ISPRA) e la Regione Marche (Servizio Urbanistica e Cartografia).

L'area del foglio è caratterizzata, in affioramento, dalla presenza di terreni sedimentari appartenenti ad una successione marina mio - plio - pleistocenica e da depositi continentali quaternari. La porzione di territorio compresa nel foglio è stata, anche in passato, oggetto di rilevamenti specifici per le due precedenti edizioni (1933 e 1967) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

Nell'ambito del progetto CARG per la realizzazione del F. 282 "Ancona" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stata rilevata un'area che dal fiume Esino si estende verso oriente, fino ad oltre l'abitato di Ancona (fig. 1), nella quale si sono insediate numerose attività produttive e turistiche nonché alcune tra le principali reti viarie della provincia.

I criteri adottati per cartografare i terreni riferibili alla successione marina sono stati soprattutto quelli litostratigrafici e dell'analisi di *facies*; ciò allo scopo di utilizzare adeguate informazioni per la caratterizzazione dei paleoambienti e per la loro interpretazione in termini di evoluzione spazio - temporale.

Per i depositi continentali e marini olocenici è stata invece adottata una suddivisione in Sintemi; questi includono sia i depositi alluvionali (i quali costituiscono i depositi continentali più rappresentativi dell'area marchigiana) che tutti gli altri depositi continentali, o di spiaggia recenti, cartografati (depositi di frana, coltri eluvio - colluviali, depositi di spiaggia, ecc).

Il rilevamento geologico dell'area è stato eseguito in scala 1:10.000, utilizzando come base topografica la carta tecnica derivata della Regione Marche. Nel corso del lavoro di acquisizione della documentazione geologica esistente e durante le varie fasi del rilevamento sono state anche redatte le schede tematiche riportate di seguito:

1 - Schede di affioramento

2 - Schede di campionamento e analisi

3 - Schede delle frane

Dette schede contengono le informazioni di base per la banca dati del progetto CARG.

In generale, l'esecuzione del rilevamento è stata condizionata dalla scarsità degli affioramenti analizzabili, in particolare nei litotipi argilloso sabbiosi plio-pleistocenici. Ciò ha reso necessario, da un punto di vista metodologico, un approccio basato sulla estrapolazione di pochi dati geologico - strutturali.

Particolarmente importante è risultato anche lo studio di immagini telederivate a scala diversa (immagini Landsat e foto aeree in scala 1:12.000 e 1:33.000) le quali, unitamente alle indagini di terreno, hanno consentito di cartografare i diversi elementi morfologici e la distribuzione dei depositi continentali quaternari, nonché le varie tipologie di frana presenti nell'area.

Per la caratterizzazione della successione marina si è fatto largo uso dei criteri litostratigrafici classici, integrati, ove possibile, dalla descrizione di altri caratteri tipici dei depositi silicoclastici, quali, ad esempio, la presenza o meno di discontinuità fisiche, eventuali variazioni di spessore delle unità, e le *litofacies* costituenti le varie unità. Sulla base del rapporto arenaria/pelite (A/P) sono state inoltre distinte le seguenti *litofacies*:

Litofacies pelitica (con rapporto A/P < 40%)

Litofacies arenaceo-pelitica (con 40% ≤ A/P ≤ 70%)

L'approccio utilizzato per cartografare i terreni affioranti nell'area di interesse ha consentito di riconoscere e cartografare unità litostratigrafiche di rango differente (formazioni e *litofacies*) le quali hanno permesso di evidenziare l'estrema variabilità latero-verticale che caratterizza la successione mio-plio-pleistocenica marchigiana.

Le limitazioni imposte dalla natura fisica del territorio esaminato (soprattutto la scarsità degli affioramenti) non hanno comunque impedito di conseguire, a conclusione del progetto, alcuni risultati importanti per il miglioramento delle

PROGETTO CARG

conoscenze geologiche dell'area. In particolare, i risultati acquisiti nel corso delle vari fasi del lavoro hanno permesso di:

- precisare, sia attraverso indagini di terreno che con l'ausilio di dati di laboratorio, i caratteri specifici dei diversi litotipi affioranti;
- distinguere e cartografare, sulla base del rapporto A/P, le differenti *litofacies* che caratterizzano sia i sedimenti miocenici che plio - pleistocenici;
- caratterizzare, sia sotto il profilo litologico che stratigrafico, le diverse tipologie di depositi continentali quaternari affioranti nell'area;
- definire, sulla base dei caratteri biostratigrafici delle formazioni individuate, sia l'età che le condizioni ambientali tipiche dei diversi momenti della storia evolutiva dell'area;
- riconoscere e correlare, alla scala del bacino, le più importanti superfici di discontinuità di sedimentazione che interessano la successione e di interpretare le correlative superfici di continuità con l'obiettivo di evidenziare i più significativi effetti dei cambiamenti tettonico - eustatici avvenuti nelle aree bacinali e/o ai suoi margini;
- definire l'assetto geologico-strutturale e l'evoluzione tettonica dell'area in studio.

Fig. 1 - *Ubicazione del F. 282 "Ancona" e dei contigui F 281 "Senigallia", F 292 "Jesi" e F 293 "Osimo", rilevati nell'ambito del progetto CARG-Marche.*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

II - CENNI STORICI

L'area anconetana è stata oggetto, a partire dal secolo scorso, di numerosi studi, finalizzati principalmente alla comprensione dell'evoluzione geologica dell'area, e allo studio della successione stratigrafica locale.

Il primo rilevamento di dettaglio della geologia dell'area anconetana è probabilmente la "Carta geologica del M. Conero presso Ancona" di G. Bonarelli (1894); in questo lavoro viene dettagliatamente descritta la successione stratigrafica affiorante e si attribuiscono le strutture geologiche riscontrate al sistema appenninico anziché a quello dinarico, come era stato sostenuto da Canavari (1885) e successivamente da Suess (1909).

Successivamente, la pubblicazione di Cassetti (1905) evidenzia una lacuna stratigrafica tra la "*Formazione della Scaglia rossa*", attribuita all'Eocene, e i sovrastanti depositi marini, datati al Miocene medio e superiore.

La prima edizione del Foglio 118 - Ancona della Carta Geologica d'Italia (a cura di Sacco, Cassetti & Bonarelli) viene pubblicata nel 1931 ed è seguita nel 1936 dalle "Note illustrative" di Sacco & Bonarelli, comprensive dei Fogli circostanti.

In queste ultime la successione stratigrafica dell'anconetano viene per la prima volta correlata con quella umbro-marchigiana.

Altri lavori che successivamente hanno contribuito ad una migliore definizione della stratigrafia marchigiana sono quelli effettuati nella prima metà del secolo scorso da Renz (1933-1936) e successivamente da Selli (1954a; 1954b,

1967), in particolar modo per quanto si attiene alla caratterizzazione del complesso della "*Scaglia*", e, riguardo al lavoro di SELLI, 1967, dei depositi silicoclastici neogenici dell'avanfossa marchigiana.

Nella prima metà del secolo scorso sono stati pubblicati anche studi sui terrazzi fluviali delle Marche (T. LIPPARINI, 1938; G. M. VILLA, 1942), e lo "Studio geologico del Monte Conero" di E. MARCHESINI (1946). In quest'ultimo lavoro vengono descritte in maniera dettagliata le diverse formazioni che si susseguono regolarmente dall'Infracretacico al Miocene superiore, alle quali seguono, con "leggera discordanza progressiva", i depositi marini del Pliocene; vengono attribuiti al Quaternario solamente i depositi alluvionali, terrazzati o meno.

Nel lavoro di M. MANFREDINI (1951), sulla frana di Borghetto di Ancona, si evidenzia la presenza di disturbi tettonici (faglie e pieghe) che mettono a contatto i depositi pliocenici con quelli pre-pliocenici nella zona di Ancona e del Monte Conero.

I lavori di PIRINI & RADRIZZANI (1962) e di FANCELLI & RADRIZZANI (1964), in merito alla redazione della seconda edizione del Foglio 118 - Ancona alla scala 1:100.000, hanno ridefinito la nomenclatura delle formazioni affioranti, utilizzando quella utilizzata in letteratura per la tipica successione umbro-marchigiana, e hanno introdotto la formazione terrigena mio-pliocenica delle *Marne di Monte dei Corvi*. Inoltre, questi autori considerano la successione pre-pliocenica e il passaggio Miocene - Pliocene in continuità di sedimentazione.

Studi sui terreni miocenici pre-torbiditici affioranti nell'area di studio vengono condotti da CARLONI *et alii* (1968); questi autori suddividono la "*Formazione dello Schlier*" in una porzione basale marnoso-calcarea di età Langhiana, e in una sommitale marnosa che si estende fino al Tortoniano.

Riguardo ai terreni silicoclastici mio-plio-pleistocenici, specifici studi di stratigrafia per l'area anconetana vengono condotti negli anni '70.

Nei lavori di CRESCENTI (1971) e di CRESCENTI *et alii* (1974) viene considerato trasgressivo il contatto Miocene - Pliocene, posto al di sopra di un livello stratigrafico con caratteristiche litologiche ben definite (*Orizzonte del Trave*), al quale è attribuita un età messiniana.

Il contatto suddetto viene reputato trasgressivo anche da MORUZZI & FOLLADOR (1973), ma questo viene ubicato entro le marne immediatamente sottostanti l' *Orizzonte del Trave.*

Numerosi studi vengono incentrati sulla sequenza pleistocenica, tra i quali si ricordano quelli di CERETTI & COLALONGO (1975), COLALONGO *et alii* (1975 e 1979), NANNI (1980) e NANNI *et alii* (1986).

I lavori suddetti portano ad una dettagliata caratterizzazione sedimentologico-stratigrafica dei terreni pleistocenici, i quali risultano costituiti prevalentemente da *facies* pelitico-arenacee derivanti da cicli trasgressivo-regressivi sviluppatisi in continuità di sedimentazione all'interno del bacino di Monte Sicuro, e ven-

PROGETTO CARG

gono attribuiti ad una successione discordante rispetto ai sottostanti termini del Pliocene.

Successivamente, i lavori di CANTALAMESSA (1986) nell'ambito della pubblicazione "La geologia delle Marche", e di ORI *et alii* (1991), hanno ulteriormente migliorato la definizione del *pattern* stratigrafico, della natura dei sistemi deposizionali e l'evoluzione tettono-sedimentaria del bacino periadriatico mio-plio-pleistocenico. In particolare nel lavoro di ORI *et alii* (1991) vengono analizzati i terreni suddetti da un punto di vista stratigrafico-sequenziale, sulla base dei dati geologici superficiali e di sottosuolo (sezioni sismiche a riflessione e *log* di pozzi profondi per l'esplorazione di idrocarburi) disponibili per l'area adriatica, sia nelle zone a terra che a mare.

Per quanto attiene alla risoluzione biostratigrafia e cronostratigrafica dei terreni mio-plio-pleistocenici affioranti, questa ha raggiunto un notevole dettaglio a partire dagli studi di PIRINI & RADRIZZANI (1962) e di FANCELLI & RADRIZZANI (1964), seguiti da quelli di COLALONGO *et alii*, (1979) e CANTALAMESSA *et alii* (1986), nei quali sono riportati i risultati di studi integrati fra gruppi di fossili diversi. Detti studi hanno permesso di meglio definire le età delle formazioni rilevate e i paleoambienti. Per i terreni miocenici e plio-pleistocenici sono stati applicati schemi bio- e cronostratigrafici recenti, ampiamente sperimentati da diversi AA. e validi per l'intera penisola italiana.

Da un punto di vista geologico-strutturale l'area anconetana è stata oggetto di studio da parte di vari autori.

A livello locale, a seguito dei primi studi di dettaglio, tra i quali ricordiamo quelli già citati di BONARELLI (1894), BONARELLI & SACCO (1936) e MARCHESINI (1946), il lavoro di FANCELLI & RADRIZZANI (1964) precisa l'assetto geologico-strutturale dell'area, individando ed interpretando le strutture geologiche presenti

In seguito al terremoto di Ancona del 1972 sono stati eseguiti degli studi sismotettonici mirati ad una migliore definizione delle caratteristiche geologico-strutturali dell'area ed all'individuazione ed alla caratterizzazione delle faglie sismogenetiche presenti. Tra questi, ricordiamo quelli di CRESCENTI *et alii* (1977), CARLONI & ZECCHI (1979) e di CELLO & COPPOLA (1989).

A partire dagli anni '70, e soprattutto negli anni '80, in diversi lavori viene analizzato l'assetto tettonico dell'area anconetana nell'ambito della più generale evoluzione dell'Italia centrale, ed in particolare dell'area umbro-marchigiana (CENTAMORE *et alii*, 1972; AMBROSETTI *et alii*, 1981, AMBROSETTI *et alii*, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1983)

Da un punto di vista regionale l'area oggetto dello studio è stata attribuita da BALLY *et alii*, (1986) al dominio marchigiano esterno del sistema a *thrust* centro-appenninico.

Numerosi Autori (i.e. CALAMITA & DEIANA, 1988; CELLO & COPPOLA, 1989; CALAMITA *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1994; DEIANA & PIALLI, 1994; BARCHI

PROGETTO CARG

et alii, 1998; Deiana *et alii*, 2003; Mazzoli *et alii*, 2005 Pierantoni *et alii*, 2005) hanno inoltre evidenziato che lo stile strutturale del sistema a *thrust* centro-appenninico è caratterizzato da pieghe e sovrascorrimenti ad andamento appenninico (NW-SE) e dalla presenza di faglie e lineamenti morfotettonici variamente orientati.

Inoltre, si segnala che le continue modificazioni delle attribuzioni cronologiche relative ai terreni affioranti nell'area anconetana ha spesso portato a differenti interpretazioni sulla sua evoluzione geologico-strutturale; recentemente, però, la definizione accurata dei caratteri strutturali dell'area, nonché l'adozione degli schemi bio- e cronostratigrafici più recenti, ha finalmente permesso di rendere più vincolate le interpretazioni sull'evoluzione tettonica dell'area anconetana (Nanni, 1980; Cello & Coppola, 1984, Cello & Coppola, 1989).

Infine va segnalato che gli studi a carattere geotecnico, già effettuati negli anni '70 (Ceretti, 1974; Colosimo, 1978; Crescenti *et alii*, 1978), hanno avuto un ulteriore sviluppo negli anni '80, conseguentemente all'imponente fenomeno franoso che nel 1982 ha interessato la porzione settentrionale della città di Ancona; tra questi vanno ricordati il lavoro di Crescenti *et alii*, 1984, il volume speciale degli Studi Geologici Camerti (1986) dal titolo "La Grande Frana di Ancona del 13 dicembre 1982", ed il lavoro del Prof. Vincenzo Cotecchia, su commissione del Comune di Ancona, dal titolo "Interventi di consolidamento del versante settentrionale del Montagnolo e della relativa fascia costiera interessati dai movimenti di massa del 13 dicembre 1982".

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'area rilevata nell'ambito del progetto CARG-Marche si estende con una certa continuità e uniformità lungo la zona costiera che si sviluppa dalla foce dell'Esino, ad ovest, fino alla città di Ancona. Questo territorio, confinante ad ovest con le aree comprese nel F 281 "Senigallia" e a sud con quelle ricadenti nel F 293 "Osimo", presenta alcuni caratteri geomorfologici che sono tipici del paesaggio collinare della fascia costiera adriatica a nord di Ancona. Spostandosi da Ancona verso sud il paesaggio assume invece un aspetto più aspro soprattutto a causa dell'assetto geologico-strutturale dell'area.

Più in generale si può però dire che l'attuale assetto geomorfologico risulta condizionato da numerosi fattori e processi, tra cui: l'evoluzione neotettonica, la successione degli eventi climatici quaternari, le caratteristiche lito-strutturali del substrato roccioso e, inoltre, l'attività antropica, soprattutto quella più recente.

All'evoluzione tettonica dell'area ed alle caratteristiche litologiche del substrato roccioso è connessa la genesi e lo sviluppo di rilievi e della linea di costa; nell'area ad ovest di Ancona, i versanti, dolci e modellati nei terreni a prevalente componente pelitica, presentano dislivelli che raramente superano i 200 metri slm, con acclività variabile tra il 10% ed il 20%; mentre ad est e a sud di Ancona, dove affiorano i terreni messiniani prevalentemente marnosi, si osservano nette rotture di pendio, scarpate di erosione selettiva e una falesia alta anche 50 metri in corrispondenza degli affioramenti più resistenti (quali le marne calcaree della formazione dello *Schlier*).

L'intensa urbanizzazione e antropizzazione del versante costiero ad ovest di Ancona hanno quasi totalmente mascherato le forme pre-esistenti, rendendo difficile riconoscere con certezza i fenomeni in atto. Anche la morfologia costiera risulta essere fortemente alterata da opere di antropizzazione e urbanizzazione. Nel tratto prospicente l'agglomerato urbano di Falconara Marittima, la costa è interamente protetta da barriere di scogli. Spontandosi verso NW, le opere connesse con la costruzione dello stabilimento industriale API hanno anch'esse notevolmente modificato l'andamento originario della costa e la morfologia di foce del fiume Esino. La porzione terminale del fiume scorre attualmente in un'ampia valle asimmetrica estremamente antropizzata e urbanizzata; lungo questo tratto dell'Esino insistono inoltre numerosi insediamenti industriali, nonché l'aeroporto civile e militare di Ancona.

Alla natura litologica del substrato sono inoltre legate le caratteristiche litotecniche delle formazioni superficiali ad esso direttamente connesse, mentre i processi morfogenetici principali derivano dall'azione delle acque correnti superficiali e dalla gravità. Questi ultimi, particolarmente attivi sia lungo l'alta falesia che lungo i blandi versanti argilloso-pelitici, rispettivamente ad est e ad ovest della città di Ancona, danno origine ad estesi fenomeni franosi. Di fondamentale importanza, nella morfogenesi dell'area, è risultato l'intenso sollevamento generale che ha interessato tutto il rilievo appenninico a partire dal Pliocene superiore (Dramis *et alii*, 1992; Coltorti *et alii*, 1996). Tale sollevamento ha indotto un generale e rapido approfondimento dell'erosione lineare, sia pure con fasi di minore intensità o di stasi, in relazione alle diverse condizioni climatiche che si sono avvicendate nell'area a partire dal Pleistocene medio.

All'alternanza delle fasi climatiche del passato, caratterizzate da periodi freddi (periglaciali) e periodi temperati, sono legati momenti rispettivamente a prevalente sedimentazione e a prevalente erosione lineare, riconoscibili lungo gli assi vallivi, dove i depositi alluvionali sono disposti a quote decrescenti rispetto al fondovalle attuale risultando particolarmente sviluppati in sinistra idrografica dei principali fiumi (Coltorti *et alii*, 1991; Dramis *et alii*, 1992).

La piana alluvionale più recente (4° ordine) si presenta ben sviluppata e continua lungo il principale asse vallivo (fiume Esino) presente nel F. 282 "Ancona". Lo sviluppo della maggior parte di tali depositi, attribuiti all'Olocene recente, è riferito a processi di degradazione ed erosione dovuti all'antropizzazione dei versanti e, in particolare, al massiccio smantellamento della copertura boschiva per fini agro-pastorali, oltre che per soddisfare le sempre più forti richieste di legname (Gentili & Pambianchi, 1987; Coltorti *et alii*, 1996).

L' attività antropica rappresenta infatti uno dei principali fattori di controllo della morfogenesi recente e attuale, introducendo nel quadro evolutivo dell'area processi di erosione e di accumulo notevolmente più rapidi ed intensi di quelli dovuti alle cause naturali (Farabollini *et alii*, 2000).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area anconetana fa parte del dominio esterno dell'Appennino centrale (fig. 2), dove affiorano diffusamente dei depositi terrigeni mio - plio - pleistocenici, nei quali sono registrate, con buona continuità, le diverse fasi deformative neogeniche che hanno interessato questo settore di catena, evidenziate da una marcata variabilità litologica, sedimentologica e stratigrafica.

Questi terreni poggiano su di una successione prevalentemente carbonatica, riferibile alla successione umbro - marchigiana (fig. 3); questa successione (Centamore *et alii*, 1971) si è deposta prevalentemente in un ambiente pelagico che, a partire dal Lias medio, si andava raccordando verso sud con un ambiente di piattaforma carbonatica (piattaforma laziale - abruzzese; *Auctorum*), il quale, nel Lias inferiore, caratterizzava anche l'area umbro-marchigiana (*Formazione del Calcare massiccio*; Colacicchi *et alii*, 1970; Centamore *et alii*, 1971; Pialli, 1971). Questi due ambienti deposizionali, in alcune aree del paleomargine Afro - Adriatico, risultavano ben differenziati fin dal Triassico, in seguito alle fasi iniziali della frammentazione della Pangea. In questo periodo si andavano infatti localizzando aree bacinali di dimensioni variabili, interne ad un unico grande dominio di piattaforma carbonatica (Cello *et alii*, 1995b), alle quali può essere attribuito il rango di sub - domini (Cello *et alii*, 1991).

Nelle aree più settentrionali del margine continentale Afro - Adriatico, nel Triassico superiore, si andavano formando delle *facies* prettamente evaporitiche (*Formazione delle Anidriti di Burano*; Martinis & Pieri, 1964), seguite nel Giu-

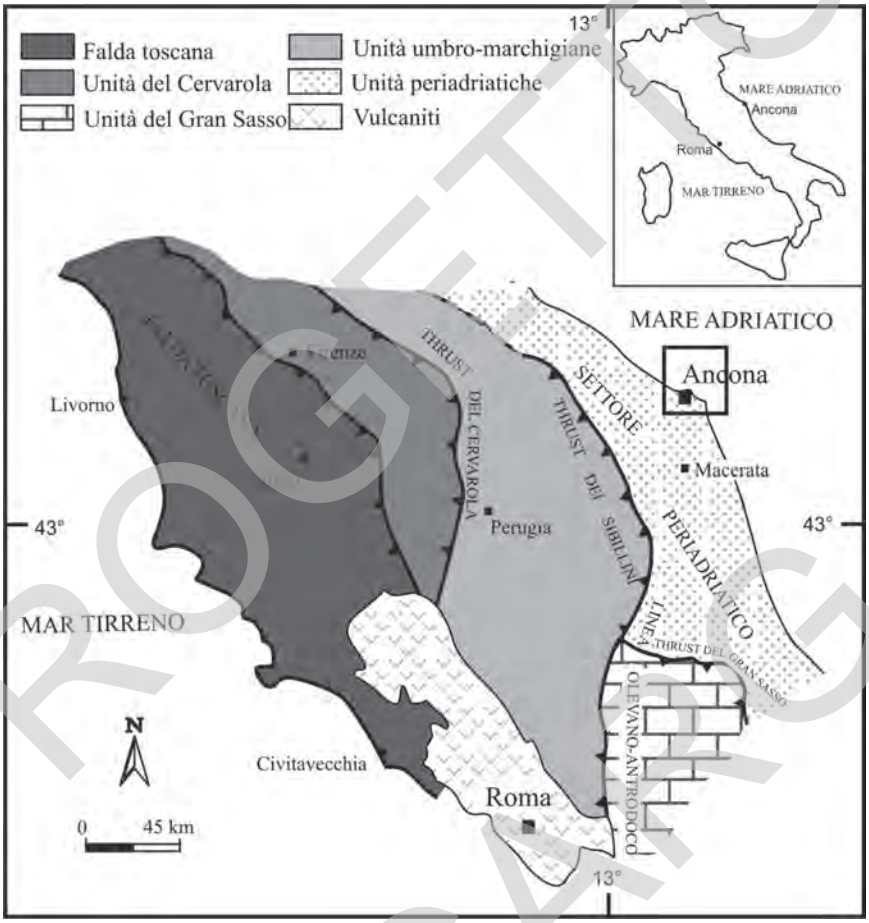

Fig. 2 - *Schema geologico-strutturale dell'Italia centrale (da Autori Vari).*

rassico iniziale da *facies* carbonatiche di piattaforma (*Formazione del Calcare massiccio*), mentre verso sud si aveva una predominante formazione di potenti successioni dolomitiche (Crescenti *et alii*, 1969).

Nell'area umbro - marchigiana, come già specificato sopra, la sedimentazione carbonatica di piattaforma si è evoluta in pelagica a partire dal Lias medio e si è protratta fino al Paleogene, in risposta ai processi estensionali indotti in principio dal *rifting* tetideo, realizzatosi a partire dal Giurassico e, successivamente, sia da fenomeni di subsidenza termica che di assottigliamento tettonico del paleomargine (Cello *et alii*, 1996; Marchegiani *et alii*, 1997, 1999).

La successione umbro - marchigiana è caratterizzata dalla presenza di successioni sedimentarie variabili in spessore e in *litofacies*. In particolar modo, nel

PROGETTO CARG

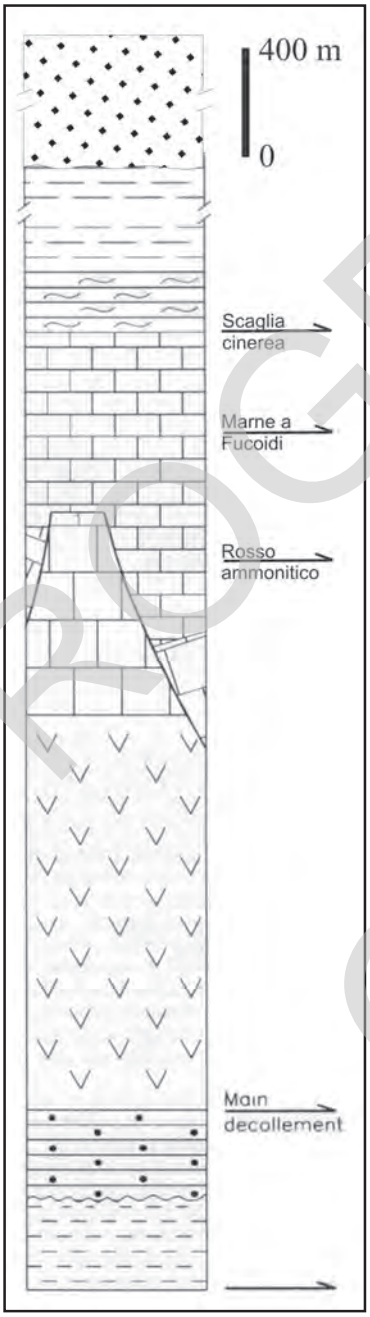

Fig. 3 - *Schema stratigrafico della Successione umbro - marchigiana e ubicazione dei principali livelli di scollamento (da Autori Vari).*

Ciclo plio-pleistocenico

Depositi torbiditici silico-clastici e carbonatici (Miocene superiore -Pliocene inferiore)

Sequenza emipelagica marnosa e marnoso-calcarea (Scaglia variegata, Scaglia cinerea, Bisciaro, Schlier, Marne con Cerrogna, Marne a Pteropodi, Eocene superiore - Miocene superiore

Sequenza pelagica costituita da calcari, calcari marnosi e calcari selciferi ben stratificati (Gruppo del Bugarone, Corniola, Rosso ammonitico, Marne del Monte Serrone, Calcari e marne a Posidonia, Calcari diasprigni, Maiolica, Marne a Fucoidi, Scaglia bianca e rossa, Lias medio - Eocene medio

Sequenza di piattaforma carbonatica (Calcari e marne a Rhaetavicula contorta e Calcare massiccio, Trias superiore - Lias inferiore)

Depositi evaporitici (Anidridi di Burano, Trias superiore)

Sequenza clastica continentale (Verrucano, Trias medio)

Basamento filladico (Permo-Carbonifero.)

PROGETTO CARG

Giurassico si riconoscono successioni complete, condensate e lacunose (*Auctorum*). Questa variabilità implica la presenza e la persistenza di un ambiente pelagico piuttosto difforme, in risposta alle fasi deformative che, nel tempo, hanno condizionato la deposizione delle successioni sedimentarie in parola (Centamore *et alii*, 1971).

La successione umbro-marchigiana, a partire dal Miocene, viene coinvolta in catena nella strutturazione dell'Appennino, una catena a pieghe e sovrascorrimenti, a vergenza nord-orientale. La deformazione e l'accrezione della copertura sedimentaria del margine Afro - Adriatico, che porterà alla costruzione della catena centro - appenninica, ha migrato nel tempo verso l'avampaese adriatico, cosicché l'area in esame, essendo localizzata in una delle porzioni più esterne della catena, è stata coinvolta solamente a partire dal Pliocene. Conseguentemente alla migrazione del sistema catena - avanfossa - avampaese, la paleogeografia del bacino umbro - marchigiano muta drasticamente e continuamente nel tempo, e la sedimentazione risulta fortemente controllata dalla continua riorganizzazione delle aree bacinali durante i diversi stadi evolutivi del sistema suddetto (Bigi *et alii*, 1999).

Nel settore periadriatico, le strutture geologiche legate alla formazione della catena centro - appenninica sono in genere sepolte al di sotto delle successioni torbiditiche di avanfossa depositatasi a partire dal Miocene (Bally *et alii*, 1986). Un'eccezione è rappresentata dall'area costiera compresa tra Ancona e il Monte Conero (entro la quale ricade la porzione orientale del F. 282 "Ancona"), dove affiorano dei terreni carbonatici e silicoclastici di età compresa tra il Cretacico inferiore ed il Pliocene inferiore, coinvolti nella strutturazione della catena.

Nell'area rilevata, la successione di avanfossa che sutura le strutture appenniniche è costituita dalla porzione superiore, di età pleistocenica, dei sedimenti riferibili al ciclo deposizionale plio-pleistocenico del bacino marchigiano esterno (*Auctorum*), ascrivibili alle *Argille azzurre*.

A seguito degli eventi deformativi che a partire dal Pliocene inferiore hanno coinvolto la fascia periadriatica marchigiano-abruzzese, si possono riscontrare in queste'area dei settori contraddistinti da una differente evoluzione tettono - sedimentaria (Bigi *et alii*, 1997b):

Settore anconetano;
Settore maceratese;
Settore fermano;
Settore teramano;
Settore chietino.

Nel Settore anconetano, entro cui ricade l'area rilevata, si deposita, tra la fine del Pliocene inferiore e parte del Pliocene medio, una successione condensata prevalentemente argillosa, seguita in discordanza da una successione arenaceo-pelitica di età Pleistocene inferiore; nella parte esterna (orientale) del bacino era

PROGETTO CARG

però già emersa, in questa finestra temporale, la dorsale del Monte Conero.

Nel Pleistocene medio, a seguito di un sollevamento a scala regionale (cfr. Cenni di Geomorfologia), tutta l'area marchigiana esterna è oramai emersa; ne fanno seguito pronunciati modellamenti del paesaggio ad opera degli agenti climatici e la deposizione di alluvioni, coltri eluvio-colluviali, depositi marini e di frana.

Più in particolare l'area di rilevamento può essere suddivisa in due zone omogenee da un punto di vista geologico-strutturale, una zona occidentale e una orientale (fig. 4). Nella zona occidentale, compresa tra l'abitato di Montemarciano e la città di Ancona, dove affiorano i terreni pelitici ed arenaceo-pelitici del Pliocene e del Pleistocene, appartenenti alle *Argille azzurre*. I terreni pliocenici risultano blandamente deformati e, in generale, definiscono una monoclinale immergente di 5°-10° verso NE. Nei terreni del Pleistocene sono state invece evidenziate alcune blande pieghe, con lunghezza d'onda intorno ai 500 m, orientate circa ENE-WSW.

Nella zona orientale, comprendente la città di Ancona, che si estende dal porto fino alla periferia più orientale della città, dove affiorano emipelagiti marnose mioceniche (*Schlier*) e depositi essenzialmente pelitici di età mio-pliocenica (*Formazione gessoso-solfifera*, *Formazione a Colombacci*, porzione pliocenica delle *Argille azzurre*). Questi terreni mostrano un locale andamento monoclinalico con immersione verso SW e risultano maggiormente deformati rispetto a quelli affioranti nella zona occidentale, in quanto coinvolti in alcune pieghe, con lunghezza d'onda di qualche chilometro, orientate circa NW-SE, e in sovrascorrimenti con medesima orientazione e vergenza nord-orientale.

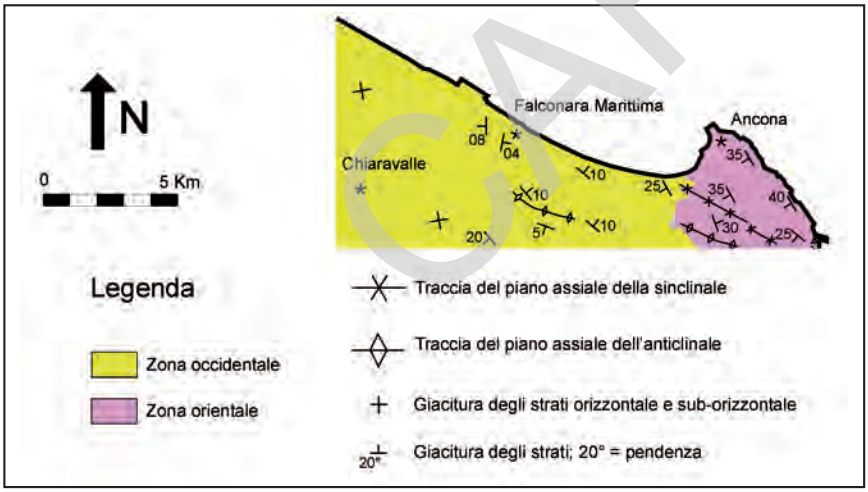

Fig. 4 - *Zone a carattere geologico-strutturale omogeneo ricadenti all'interno del F. 282 "Ancona".*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - STRATIGRAFIA

1. - LITOSTRATIGRAFIA

Nel F. 282 "Ancona" affiorano terreni appartenenti ad una successione marina mio - plio - pleistocenica e depositi continentali quaternari (fig. 5).

La successione marina affiorante è stata distinta in quattro unità litostratigrafiche, alle quali è stato attribuito il rango di formazione. Di seguito sono riportate le formazioni cartografate, denominate (dal basso verso l'alto):

- *Schlier*
- *Formazione gessoso-solfifera*
- *Formazione a Colombacci*
- *Argille azzurre*

All'*Orizzonte del Trave*, che si rinviene in continuità stratigrafica al di sopra della *Formazione a Colombacci* e, con contatto trasgressivo, alla base delle *Argille azzurre* affiorante nell'area in esame, è stato invece attribuito il rango di *orizzonte guida*. Il rango di *litofacies* è stato infine attribuito ai corpi arenaceo-pelitici e pelitici riconosciuti nella parte alta delle *Argille azzurre*.

Per quanto attiene ai depositi continentali quaternari e di spiaggia tardo-quaternari, questi ultimi sono stati descritti in base alle loro caratteristiche litologiche, genetiche e cronologiche ed accorpati in Sintemi. Le unità litostratigrafiche cartografate sono di seguito descritte sulla base delle informazioni bibliografiche disponibili e in base ai risultati del rilevamento e delle analisi di laboratorio eseguite nell'ambito del progetto CARG.

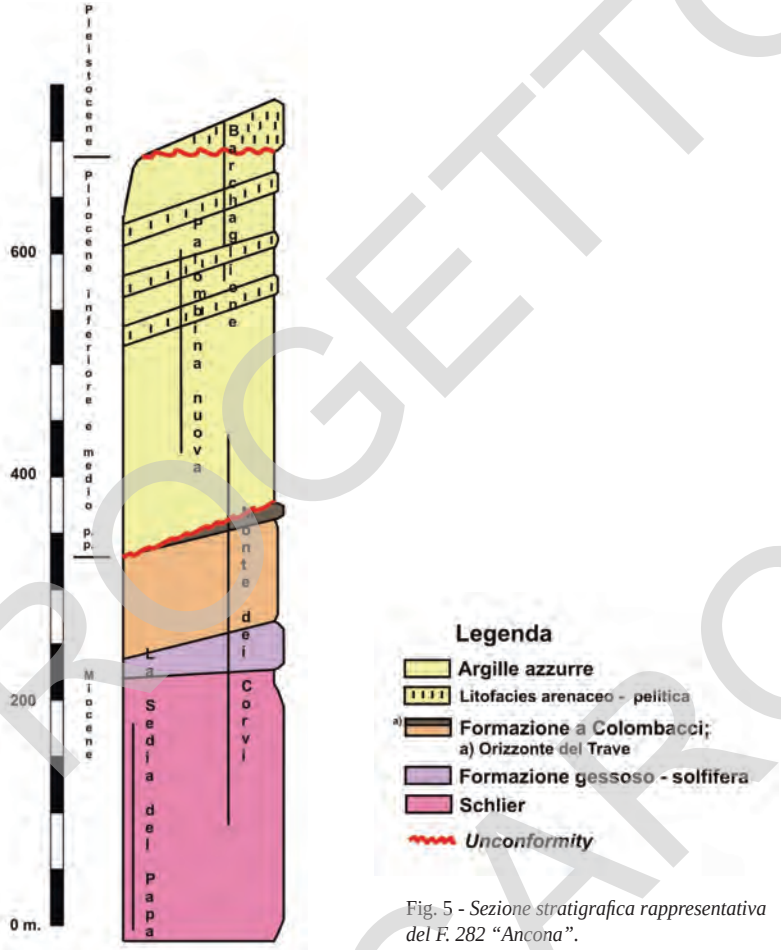

Fig. 5 - *Sezione stratigrafica rappresentativa del F. 282 "Ancona".*

1.1 - Successione marina

1.1.1. - *Schlier* **(SCH)**

La formazione in oggetto affiora diffusamente lungo la fascia costiera compresa tra la città di Ancona e l'abitato di Portonovo. E' costituita, alla base, da marne e marne calcaree piuttosto compatte, grigio-nocciola a frattura scagliosa, in bancate di qualche metro o in strati irregolari di 30-40 cm di spessore; il resto della formazione è costituito da marne grigio-nocciola e grigio-brune (fig. 6),

PROGETTO CARG

con rare intercalazioni di marne calcaree grigiastre. La formazione termina superiormente con strati marnosi e argille brunastre ricche in materia organica (fig. 7), con frequenti bioturbazioni (Montanari & Sandroni, 1995), alternati a strati marnosi bianco-grigiastri entrambi di spessore dell'ordine di qualche cm (*Marne di Letto Auctorum*).

La stratificazione è medio-spessa (circa 30-70 cm) e lo spessore complessivo della formazione è di circa 250 m.

L'età della formazione è Tortoniano *p.p.* - Messiniano *p.p.*.

L'ambiente deposizionale è emipelagico.

Fig 6 - *Schlier (località falesia di Monte dei Corvi). Si noti la presenza di alternanze di strati calcareo marnosi e argillosi.*

Fig. 7 - *Parte alta della formazione dello Schlier (Marne di Letto Auctorum), con alternanze di strati marnosi bituminosi nerastri e strati marnosi bianco-grigiastri (località Monte dei Corvi).*

PROGETTO CARG

1.1.2. - *Formazione gessoso-solfifera* **(GES)**

Si premette che essendo stato formalizzato il gruppo *Gessoso - Solfifera (Quad. ser. III, n° 7, fasc. 7, Catalogo delle formazioni geologiche italiane, Unità tradizionali)*, nei fogli futuri (es. F 293 "Osimo") comparirà il gruppo e non la formazione.

La *Formazione gessoso - solfifera* è costituita da argille bituminose e siltiti laminate strati di spessore centimetrico, calcari solfiferi in strati spessi 2-10 cm, corpi lenticolari, di spessore talora metrico, costituiti da aggregati di cristalli centimetrici di selenite, di colore verde, dispersi in una matrice pelitica bruno-violacea (fig. 8), da banchi di gessi nodulari biancastri, e da un orizzonte cartografabile a prevalenti gessi microcristallini in strati laminati, sito al tetto della formazione (**GES_a**; fig. 9). La *Formazione gessoso-solfifera* affiora con continuità nella fascia costiera compresa tra Ancona e Portonovo, con uno spessore di circa 40-50 m.

L'età della formazione è Messiniano *p.p.*.

L'ambiente di sedimentazione è evaporitico.

Fig. 8 - *Cristalli di selenite in matrice marnosa (località spiaggia di Mezzavalle), Formazione gessoso-solfifera.*

1.1.3. - *Formazione a Colombacci* (**FCO**)

La *Formazione a Colombacci* è costituita prevalentemente da argille e argille marnoso-siltose grigio-scure (fig. 10) con sottili intercalazioni calcareo-marnose biancastre (colombacci), ed arenacee. La stratificazione è medio-sottile. La parte inferiore della formazione (primi 15 m) è costituita da marne siltose brune in strati di 2-20 cm con sottili intercalazioni arenacee (*Formazione di Tetto Auctorum*). Lo spessore complessivo della formazione è superiore ai 100 m.

PROGETTO CARG

Fig. 9 - *Strati sub-verticali nella Formazione gessoso-solfifera (località spiaggia di Mezzavalle)*

Fig. 10 - *Marne argillose costituenti la Formazione a Colombacci (località spiaggia di Mezzavalle). Si noti l'elevato grado di fratturazione.*

PROGETTO

1.1.3.1. - Orizzonte del Trave (**TV**)

È costituito da strati spessi 20-30 cm di arenarie silicoclastiche e di calcareniti. Questo orizzonte presenta uno spessore variabile da circa 2 m a nord (Ancona) a circa 15 m a sud (Scoglio del Trave), ed è denominato in letteratura *Orizzonte del Trave* (fig. 11; in Crescenti *et alii*, 1974).

L'età della formazione è ascrivibile al Messiniano superiore; *l'Orizzonte del Trave* potrebbe estendersi fino al Pliocene basale.

L'ambiente deposizionale è di lago-mare.

Fig. 11 - *Orizzonte del Trave (* T*, località Monte dei Corvi).*

1.1.4. - *Argille azzurre* (**FAA**)

Le *Argille azzurre* affiorano estesamente nel territorio del F. 282 "Ancona" e nei Fogli limitrofi.

Nell'area oggetto del rilevamento, analisi biostratigrafiche effettuate da diversi Autori (Crescenti *et alii*, 1974; Colalongo *et alii*, 1979) hanno evidenziato una porzione inferiore della formazione prettamente pelitica, di età Pliocene inferiore-medio, sovrastata da terreni prevalentemente arenaceo-pelitici attribuibili al Pleistocene basale.

All'interno di questa formazione è presente quindi una lacuna medio-pliocenica al di sopra della quale si ritrovano i terreni arenaceo-pelitici del Pleistocene inferiore depositatesi nel bacino di Monte Sicuro (Colalongo *et alii*, 1979); questi ultimi poggiano in discordanza sia su quelli del Pliocene inferiore che su quelli del Pliocene medio *p.p.* (fig. 5).

PROGETTO CARG

Lo spessore delle *Argille azzurre* affioranti nel territorio compreso nel F. 282 "Ancona" è circa 300 metri. L'analisi dettagliata degli affioramenti ha inoltre consentito di riconoscere, nella parte alta della successione, tre orizzonti arenaceo-pelitici correlabili in tutta l'area rilevata (fig. 5) e ai quali è stato attribuito il rango di *litofacies*.

Recentemente l'età delle *Argille azzurre* affioranti nelle zone esterne del sistema a *thrust* centro-appenninico è stata definita sulla base dei rilevamenti e degli studi biostratigrafici effettuati nell'ambito del progetto CARG-Marche (F 292 "Jesi", F 302 "Tolentino", F 303 "Macerata"e F 314 "Montegiorgio"). Nei Fogli contigui al F. 282 "Ancona" sono stati riconosciuti, a diverse altezze stratigrafiche, corpi clastici grossolani ai quali è stato assegnato il rango di membri locali. Il più basso tra questi membri è stato denominato *Membro delle Arenarie di Borello*, riconosciuto nel F 292 "Jesi" e nel F 302 "Tolentino", quello sovrastante, denominato *Membro delle Spungone*; ha uno spessore massimo di circa 170 metri ed è riferibile al Pliocene medio basale. Gli orizzonti arenaceo - conglomeratici di questo membro, che affiora nel F 292 "Jesi", si ritrovano in discordanza angolare sui terreni piegati ed erosi del *Membro post -evaporitico* della *Formazione della Laga* e, a luoghi, al di sopra di un livello di peliti grigio - azzurre del Pliocene inferiore appartenenti alle *Argille azzurre*.

Un altro membro locale delle *Argille azzurre*, affiorante nel F 314 "Montegiorgio", è costituito essenzialmente da arenarie grossolane ed è stato denominato *Membro dell'Ascensione*; ha uno spessore massimo di circa 500 metri. Al *Membro dell'Ascensione* è stata attribuita un'età pliocenica superiore.

A chiusura della formazione delle *Argille azzurre* si rinviene un altro membro locale, il *Membro di Offida*, a cui è stata attribuita un'età compresa tra il Pleistocene basale e il Siciliano.

Come detto precedentemente, nel territorio compreso nel F. 282 "Ancona" la formazione in oggetto è caratterizzata da una successione prevalentemente pelitica che, nella sua porzione sommitale, è costituita principalmente da argille e argille marnose grigio - azzurre massive, più o meno siltose, in strati da sottili a sottilissimi, alternate a straterelli limoso - sabbiosi ocracei; raramente si osservano lenti sabbiose a granulometria molto fine di colore giallo o grigio, caratterizzanti pacchi di strati fittamente laminati (fig. 12). La stratificazione medio-sottile delle peliti è in genere mal distinguibile, la frattura è concoide e le tonalità grigio - azzurre; a luoghi, sono presenti sottili strati siltoso - sabbiosi a laminazioni piano - parallela osservabili al tetto degli strati argillosi. Si ricorda infine che nella porzione superiore della formazione sono presenti anche tre orizzonti stratigrafici, continui in tutta l'area di studio, attribuibili alla *litofacies arenaceo-pelitica*.

In conclusione, i caratteri litostratigrafici delle *Argille azzurre* affioranti nell'area anconetana, nonché la presenza di contatti discordanti tra i vari termini della successione, suggeriscono che, nell'insieme, questa presenta una estrema

PROGETTO CARG

variabilità latero - verticale alla scala del bacino di sedimentazione. Questa variabilità registra la penecontemporanea risposta sedimentaria ad eventi tettonici locali ed è stata utilizzata per la ricostruzione, in termini di evoluzione tettonica, della storia deformativa di questo settore di avanfossa appenninica (cfr. Tettonica).

L'età della formazione si estende dal Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore.

Fig. 12 - *Argille azzurre (Litofacies pelitica; località le Cave, stazione di Ancona).*

1.1.4.1. - Litofacies arenaceo-pelitica (**FAA$_b$**)

E' caratterizzata da un'alternanza di strati, da sottili a medio - spessi, di sabbie e straterelli di peliti rappresentate sia da livelli di qualche centimetro di spessore, isolati e laminati, che da orizzonti pelitico - arenacei con spessori massimi di 30-50 cm (fig. 13). La frazione sabbiosa è data da sabbie gialle ocracee, localmente giallo arancio, talora grigiastre, con granulometria da media a fine e con rari livelli più grossolani (fig. 14). Gli strati più spessi si presentano gradati e con laminazione generalmente piano - parallela e/o ondulata, localmente incrociata (fig. 15). La frazione pelitica è costituita da materiale argilloso - siltoso in lamine singole (spessore massimo di 1 cm) o associate a lamine di sabbia. Si rinvengono, inoltre, particolari strutture sedimentarie legate probabilmente a fenomeni meccanici di fluidificazione e ad attività biologica di organismi fossatori. Questa *litofacies* è tipica della porzione sommitale delle *Argille azzurre* e si ritrova sistematicamente alternata a livelli pelitici.

PROGETTO CARG

Fig. 13 - *Argille azzurre (Litofacies arenaceo-pelitica, località Monte Galluzzo). Si notino le variazioni di spessore degli strati.*

Fig. 14 - *Argille azzurre (Litofacies arenaceo-pelitica, località Ancona). Particolare di sabbie a granulometria variabile da fine a media, con sottili intercalazioni pelitiche.*

PROGETTO GRAFICO

Fig. 15 - *Argille azzurre (Litofacies arenaceo-pelitica, località Marina di Montemarciano). Orizzonte sabbioso con laminazione piano - parallela intercalato a peliti.*

1.2. - Depositi continentali quaternari

I dati litostratigrafici di terreno che contraddistinguono i depositi continentali dell'area marchigiana suggeriscono una ripetitività degli eventi deposizionali principali, con ripetizione ciclica di associazioni di *facies* e strutture che ne indicano un carattere freddo.

Nello schema adottato, ciascun ciclo principale e, perciò, ciascun evento maggiore di aggradazione (accumulo su precedenti superfici di discontinuità principali) insieme alla successiva superficie di discontinuità prodotta da processi di reincisione/terrazzamento (modellamento di nuove superfici di discontinuità principali), è stato attribuito a un sintema. Nel F. 282 "Ancona" i depositi quaternari presenti sono ascrivibili ad un unico sintema.

1.2.1. - *Sintema del Fiume Musone* (**MUS**)

1.2.1.1. - Coltre eluvio-colluviale (**MUS_{b2}**)

Data la natura prevalentemente pelitica/pelitico-arenacea dei terreni affioranti, nell'area rilevata si ha un'ampia diffusione di coltri eluvio-colluviali che

PROGETTO CARG

ricoprono settori talora ampi dei versanti collinari, delle superfici dei terrazzi ad essi raccordanti e riempono il fondo della maggior parte delle vallecole.

Gli spessori sono talora notevoli, spesso superiori ai 10-15 m. I depositi sono rappresentati per lo più da sedimenti fini, con granulometrie delle sabbie, limi e argille in proporzioni variabili, talora con subordinati frammenti arenitici angolari. La tonalità generalmente scura di tali terreni è da attribuire alla elevata percentuale di materia organica inglobata e al notevole grado di saturazione in acqua. Lungo i tratti di versante di raccordo fra superfici terrazzate successive, questi depositi contengono percentuali più o meno abbondanti di ciottoli rimaneggiati dai depositi alluvionali terrazzati.

1.2.1.2. - Depositi di spiaggia (**MUS_{g2}**)

Sono stati riconosciuti e cartografati sia depositi di spiaggia attuali che antichi, denominati rispettivamente «depositi di spiaggia **(MUS_{g2a})**», costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie grossolane; e «depositi di spiaggia antica **(MUS_{g2b})**», principalmente rappresentati da ghiaie, con ciottoli di dimensione variabile e in genere appiattiti. In particolare, uno sbancamento effettuato in prossimità della stazione di Montemarciano, ha permesso di osservare una sezione costituita da una successione di livelli ghiaiosi clinostratificati (giacitura 000/10), con i ciottoli di dimensioni anche fino a qualche cm, immersi in una matrice sabbiosa grossolana di colore ocraceo. L'età è riferibile all'Olocene.

1.2.1.3. - Depositi di frana (**MUS_{a1}**)

L'area rilevata è interessata da numerosi fenomeni franosi, più frequenti sui versanti con giacitura del substrato a franapoggio o a traversopoggio. Si tratta generalmente di colamenti o di frane complesse rappresentate da scivolamenti che evolvono in colamento. I fenomeni interessano talvolta interi versanti e i loro contorni sono spesso mal definiti. Alcuni fenomeni franosi (ad esempio la frana di Ancona) hanno superfici di scivolamento relativamente profonde all'interno della roccia inalterata. La maggior parte delle frane osservate interessa tuttavia le coltri colluviali o il regolite e presenta piani di scivolamento superficiali, corrispondenti con il passaggio alla sottostante roccia inalterata. Quando questi fenomeni superficiali danno origine ad accumuli distinti e di dimensioni cartografabili alla scala 1:25.000, sono stati rappresentati separatamente come «depositi di frana **(MUS_{a1a})**», quando attivi in tempi storici, o come «depositi di frana antica **(MUS_{a1b})**», in caso contrario.

PROGETTO CARG

1.2.1.4. - Depositi alluvionali (**MUS_b**)

Comprende l'insieme di terrazzi «minori» ascritti in letteratura al 4° ordine e le alluvioni, terrazzate o meno, costituiti da depositi eterometrici da limosi a ghiaiosi.

1.2.1.5. - Depositi alluvionali terrazzati (**MUS_{bn}**)

Lungo la porzione terminale della valle dell'Esino compaiono lembi di alluvioni terrazzate costituite da corpi limoso-argillosi, argilloso-limoso-sabbiosi, con intercalati lenti sabbiose e sabbioso-ghiaiose (fig. 16).

Le superfici dei relativi terrazzi si trovano rispettivamente a quote di 15-30 m e < 15 m sull'alveo.

I dati dei sondaggi geologici reperiti nel corso del lavoro, mostrano per tali depositi alluvionali uno spessore sicuramente maggiore di 15-20 metri; NANNI (1985) documenta spessori anche maggiori ai 50 metri nel territorio del Comune

Fig. 16 - *Alluvioni riferibili al Sintema del Fiume Musone affioranti lungo il fiume Esino, in località Ripa Bianca. Si notino le alternanze di orizzonti ghiaiosi e sabbiosi.*

PROGETTO CARG

di Falconara Marittima. Nelle zone più urbanizzate tali successioni sono seppellite al di sotto di terreni di origine antropica, spessi anche 2 metri e costituiti prevalentemente da pietrame calcareo anche grossolano, sovrapposto al vecchio terreno vegetale. Al di sotto, si ritrovano ampie lenti di terreni argillosi, raramente limosi e caratterizzati da un alto contenuto organico; tali successioni sono alternate a lenti prevalentemente limosi e sabbiosi, a scarsa consistenza in quanto saturi d'acqua e a livelli poco spessi e più ghiaiosi. Al di sotto di questa successione argilloso-sabbiosa, numerosi pozzi geognostici hanno riconosciuto sabbie addensate e consistenti, alla base delle quali si ritrovano spesse successioni ghiaiose. In prossimità della foce è probabile la presenza di depositi di spiaggia sepolti da materiali fluvio-lacustri. L'età è riferibile all'Olocene.

2. - BIOSTRATIGRAFIA

In queste note vengono utilizzati schemi biozonali del Miocene (fig. 17) e del Plio-Pleistocene inferiore (fig. 18). Questi schemi, elaborati in passato per l'area umbro-marchigiana e ampiamente collaudati a scala regionale, sono basati sui foraminiferi planctonici. Questi sono stati modificati ed integrati.

Gli schemi in parola riportano tutti quegli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici e che permettono quindi di evidenziare le variazioni apportate. Sono stati aggiunti anche eventi che, pur non rientrando nella definizione delle biozone, permettono di meglio definire la correlazione sia con gli schemi standard, sia con altri schemi elaborati da altri autori per lo stesso intervallo temporale.

I bioeventi che presentano un'età cronometrica incerta, non risultando correlabili direttamente con la scala delle inversioni di polarità o non avendo una taratura astronomica, vengono riportati nei diversi schemi con il tratteggio.

Le attribuzioni cronostratigrafiche delle formazioni cartografate sono state eseguite facendo riferimento alla scala cronostratigrafica standard (SCS) e alle più recenti linee guida delle commissioni e sottocommissioni nazionali e internazionali di stratigrafia (CIS, 1998; CIS, 1999).

Per quanto riguarda il F. 282 "Ancona", le analisi biostratigrafiche sono state effettuate sulla base dello studio di foraminiferi planctonici e bentonici.

Gli schemi biozonali utilizzati sono quelli proposti nei lavori di Micarelli & Potetti 1985 e in Cantalamessa *et alii*, 1986, aggiornati e integrati. In essi sono state riportate anche le biozone costituite sulla base del nannoplancton calcareo (Martini, 1971; Rio *et alii*, 1990) e la scala della polarità magnetica (Cande & Kent, 1995).

PROGETTO CARG

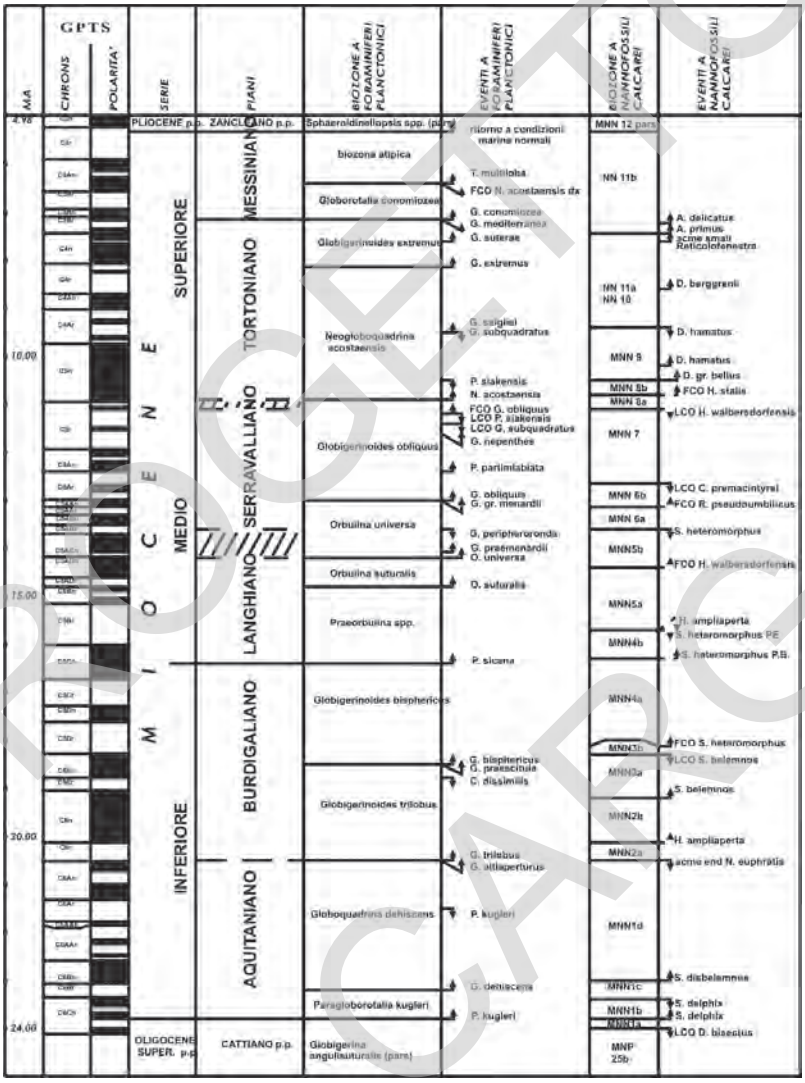

Fig. 17 - *Schema stratigrafico del Miocene.*
Magnetostratigrafia (GPTS) da Cande & Kent *(1995). Biocronologia e cronostratigrafia da* Berggren *et alii (1995, da* Montanari *et alii Eds., (1997, da* Sprovieri *et alii (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici da* Micarelli & Potetti *(1985), in parte modificate. Biozone a nannofossili calcarei da* Fornaciari & Rio *(1996) per il Miocene inferiore; da* Fornaciari *et alii (1996) fino al Tortoniano inferiore; da* Martini *(1971) fino al Messiniano con eventi supplementari di* Negri *et alii (1999). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti. (PB=Paracme Beginning; PE=ParacmeEnd).*

PROGETTO CARG

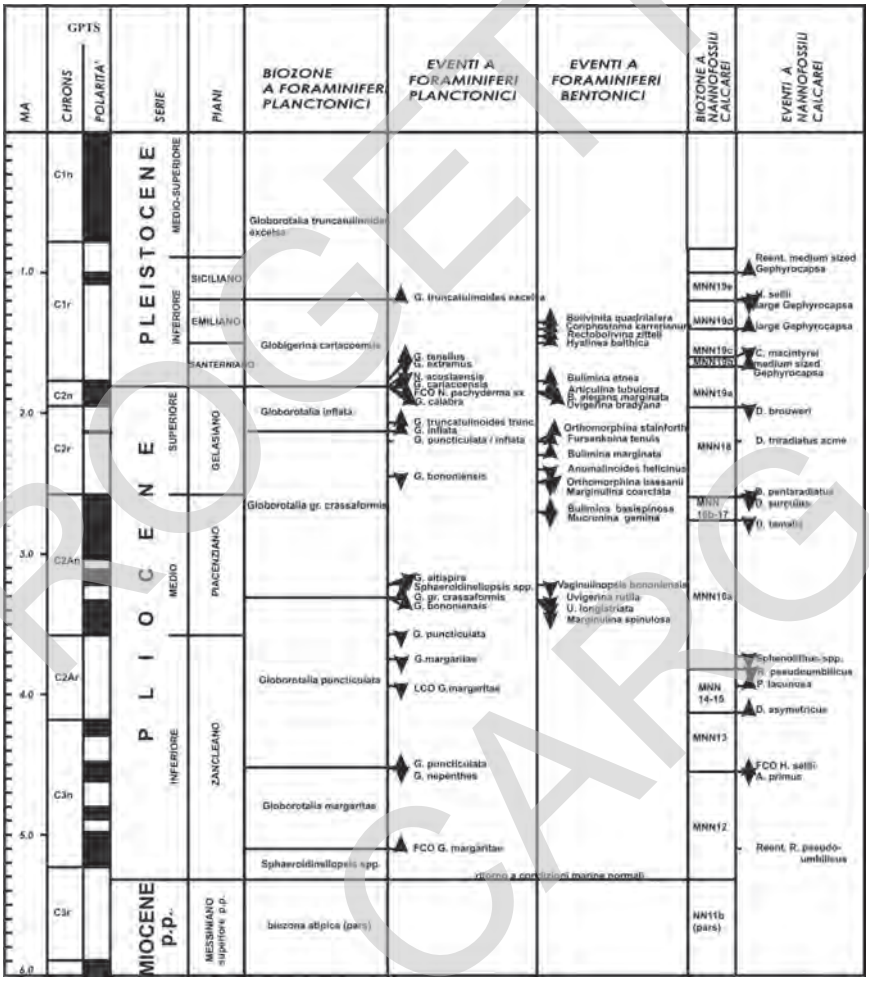

Fig. 18 - *Schema stratigrafico del Pliocene-Pleistocene inferiore.*
Magnetostratigrafia (GPTS) da Cande & Kent *(1995). Biocronologia da* Sprovieri *(1993). Biozone a nannofossili calcarei da* Rio *et alii (1990). Biozone a foraminiferi planctonici da* Cantalamessa *et alii (1986). Cronostratigrafia da* Rio *et alii (1994). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

PROGETTO CARG

2.1. - Schlier

Il contenuto paleontologico di questa formazione consiste in frammenti di Lamellibranchi e abbondantissima microfauna (Zona di Associazione a *Globigerinoides* e *Globoquadrinae* e Zona di associazione a *Orbulinae* e *Globorotalia menardii*, (PARKER, JONES & BRADY), indicativa del Tortoniano.

La porzione superiore della formazione *(Marne di Letto Auctorum)* è riferibile alla Zona di associazione a *Globorotalia conomiozea*, (KENNETT), del Messiniano inferiore.

2.2. - Formazione gessoso-solfifera

All'interno di questa formazione si riconosce una Zona di Associazione a piccole *Globigerinae* e *Bolivina dentellata*, TAVANI, indicativa del Miocene superiore.

2.3. - Formazione a Colombacci

I campioni prelevati in questa formazione hanno fornito età apparenti riferibili al Miocene inferiore e medio. Infatti sono state rinvenute forme quali *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *G. praebulloides* BLOW, *Paragloborotalia* spp., *Praeorbulina* sp., *Globigerinoides altiaperturus* BOLLI e *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN & BERMUDEZ.

L'intensa limonitizzazione che a volte interessa queste forme, testimonia una loro permanenza in un ambiente non marino; cio permette di interpretare le suddette forme come rimaneggiate, e provenienti dalla formazione dello *Schlier*.

Tuttavia, nei Fogli vicini (es: F 303 "Macerata"), è stata individuata un'associazione costituita da piccoli foraminiferi (*Turborotalita* spp., *Globigerina* spp., *Brizalina dilatata* REUSS, *Bulimina aculeata* d'ORBIGNY, *Globorotalia scitula* (BRADY)), riferibile alla *biozona atipica* pp.. La formazione viene pertanto attribuita al Messiniano superiore.

L'associazione faunistica di questa formazione è caratterizzata inoltre dalla presenza di Ostracofauna a carattere salmastro, come *Cyprideis ex gr. pannonica*, (MEHES), o *Loxoconcha hodonica*, POKORNY, e Ostracofauna e a carattere dulcicolo o come *Candona* spp. e *Candonocypris* spp., tipiche del Messiniano post-evaporitico.

Sull'*Orizzonte del Trave* sono state rinvenute Ostracofaune di tipo dulcicolo riferibili al Messiniano sommitale.

PROGETTO CARG

2.4. - Argille azzurre

Questa formazione presenta un peculiare contenuto paleontologico che consente una suddivisione di questa in intervalli ben definiti, sulla base delle differenti caratteristiche dell'associazione a foraminiferi.

I campioni esaminati hanno evidenziato l'assenza della porzione basale del Pliocene inferiore appartenente alla Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp.; nella porzione basale delle *Argille azzurre* affioranti nell'area in esame immediatamente al di sopra della *Formazione a Colombacci,* si rinviene infatti: (I) la Zona di Associazione a *Globorotalia margaritae*, BOLLI & BERMUDEZ, caratteristica della porzione medio-alta dello Zancleano e (II) la Zona di Associazione a *Globorotalia puncticulata*, (DESHAYES), sempre dello Zancleano. Nel settore occidentale è stata anche rinvenuta la Zona di Associazione a *Globorotalia ex gr. crassaformis*, (GALLOWAY & WISSLER), del Piacenziano. Al di sopra dei terreni del Piacenziano si rinvegono terreni contenenti microfaune riferibili al Santerniano - Emiliano (*G. cariacoensis,* ROGL & BOLLI, *Neogloboaquadrina pachyderma*, (EHRENBERG), ad avvolgimento sinistrorso, *Bulimina etnea*, SEGUENZA).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - GELOGIA MARINA

1. - INTRODUZIONE

Il Foglio 282 Ancona, a scala 1:50.000, comprende un'ampia area marina nella sua parte centrale e nordorientale. Quest'area è stata cartografata seguendo le indicazioni fornite dalle linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG 1:50.000 (AA.VV., 2009), mettendo in luce le caratteristiche principali dei depositi superficiali quali l'età, la composizione granulometrica, il contenuto faunistico e il contesto ambientale.

Nell'area affiora soltanto il cuneo di stazionamento alto olocenico (*HST*) definito in tutto l'Adriatico (Cattaneo *et alii*, 2003) e suddiviso in sotto-unità progradazionali in base a correlazioni sismo-stratigrafiche, variazioni del contenuto micro paleontologico, della composizione magnetica e datazioni assolute tramite ^{14}C (Oldfield *et alii*, 2003; Cattaneo *et alii*, 2007; Piva *et alii*, 2008; Vigliotti *et alii*, 2008).

2. - METODI DI INDAGINE

I rilievi eseguiti hanno permesso di: 1) ricostruire l'assetto sismo-stratigrafico dell'area, dalla zona costiera fino al limite del foglio verso mare; 2) rappresentare la distribuzione della granulometria dei sedimenti superficiali all'interno del

foglio; 3) definire le principali biocenosi e tanatocenosi che caratterizzano i depositi a fondo mare; 4) rappresentare una ricostruzione dettagliata della batimetria (con linee di livello a 1m) e della morfologia del fondale marino.

2.1. - Posizionamento

Tutti i dati geofisici e di campionatura sono stati posizionati mediante GPS differenziale. Nella navigazione sottocosta si è dovuto tenere conto delle limitazioni dovute alla navigazione commerciale in prossimità del porto di Ancona e alla presenza di aree di attività estrattiva nella porzione settentrionale del foglio.

2.2. - Batimetria

La carta batimetrica, che riporta isobate spaziate di 1 m su tutta l'area, 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 a profondità maggiori di 10 m; 3) rilievo ex novo della Regione Marche con ecoscandaglio a fascio singolo (*singlebeam*) del tipo Honeywell Elac LAZ-4700 su tutta l'estensione del Foglio e fino a pochi metri di profondità sottocosta (tipicamente 4-6 m) lungo le rotte dei profili CHIRP sonar. I dati acquisiti attraverso i vari rilievi sono stati integrati e hanno permesso la costruzione di una griglia regolare da cui sono state interpolate le curve batimetriche ogni metro.

2.3. - Stratigrafia sismica

I rilievi sismo-stratigrafici sono stati eseguiti con una spaziatura variabile in relazione alla morfologia del fondo e al tipo di unità stratigrafico-deposizionali da indagare, oltre che alla presenza di strutture che impedivano la navigazione. I rilievi eseguiti dalla Regione Marche nell'area del Foglio 282 Ancona sono stati pianificati tenendo conto di tutti i dati geofisici e di campionatura acquisiti da ISMAR e utilizzati nella cartografia del Foglio NK33-1/2 Ancona, a scala 1:250.000 (Trincardi *et alii*, in stampa) (campagne AN97, AMICI99, COSTA 2002, STRATA 2004). L'elaborazione della carta geologica si basa sull'interpretazione di circa 345 km di profili sismici ad altissima risoluzione (CHIRP sonar Benthos a 16 trasduttori), e di 388 km di nuova acquisizione tramite CHIRP sonar (campagna RM08) a 2 trasduttori a traino (fig. 19). L'esame dei dati pregressi acquisiti per vari scopi ha permesso di individuare le aree più problematiche su

PROGETTO CARG

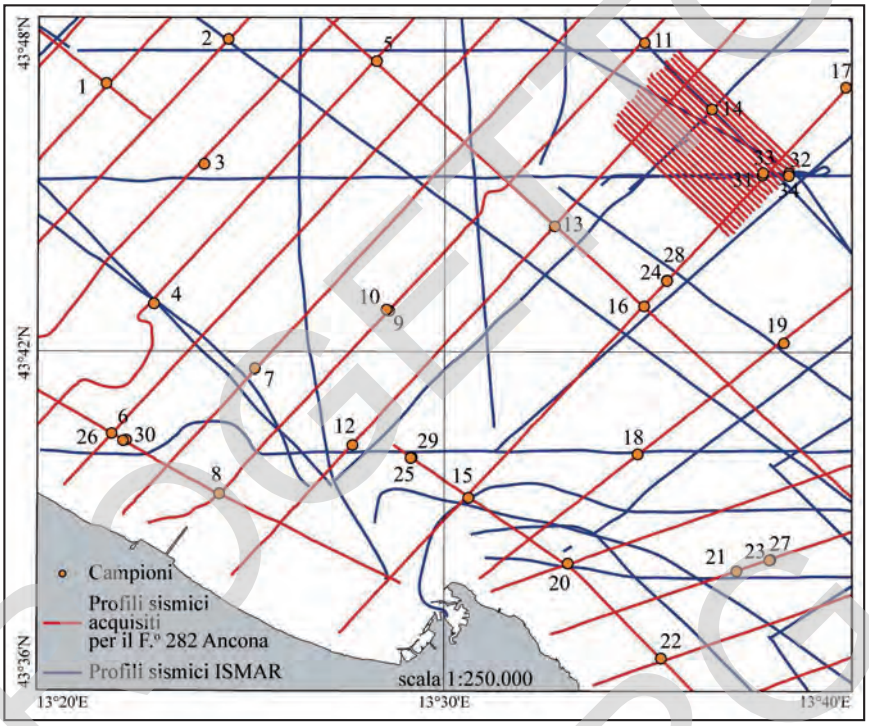

Fig. 19 - *Linee sismiche CHIRP sonar nel Foglio 282 Ancona. In blu i profili acquisiti da ISMAR nell'ambito di progetti precedenti ed utilizzate nel Progetto CARG della Cartografia Geologica dei Mari Italiani, a scala 1:250.000, in rosso i profili CHIRP sonar acquisiti dalla Regione Marche per il Foglio 282 Ancona.*

cui concentrare il lavoro ex novo e rendere più sicure le correlazioni dei riflettori sismici attraverso aree impregnate di gas. Le interpretazioni sono state confrontate, sulla base di correlazioni stratigrafiche disponibili, con i dati sismo stratigrafici acquisiti nei fogli adiacenti.

La fascia prossima alla costa è caratterizzata da diffuse impregnazioni di gas superficiali (Garcia-Garcia *et alii*, 2007; Cattaneo *et alii*, 2007); la presenza di gas biogenico nei primi metri di sedimento, limita la penetrazione del segnale sismico e rende problematica la correlazione dei riflettori in alcune aree. I nuovi profili acquisiti in acque basse e sottocosta sono distribuiti in modo da: 1) dettagliare le unità stratigrafiche più alte del cuneo tardo-olocenico sopra il limite di penetrazione dovuto alle impregnazioni di gas superficiale; 2) sfruttare "finestre" acustiche dove le impregnazioni di gas sono meno in superficie o assenti; 3) stabilire correlazioni più sicure, parallelamente alle isobate e sottocosta, soprattutto per quanto riguarda le unità più recenti; 4) definire cambiamenti di facies sismica all'interno delle principali unità riconosciute.

PROGETTO CARG

2.4. - Campionatura

Il tratto di mare Adriatico rappresentato nel Foglio 282 Ancona è stato indagato attraverso l'analisi e la correlazione di 8 carotaggi del fondo acquisiti utilizzando sistemi di campionatura a gravità, a pistone o a vibrazione a seconda dei materiali attesi. Sono stati inoltre raccolti 26 campioni superficiali tramite benna da 25 litri o boxcorer. A questi campioni si aggiungono carotaggi a pistone e a gravità, localizzati oltre i limiti del foglio, già inseriti nel progetto Cartografia Geologica dei Mari Italiani del Foglio NK33-1/2 Ancona, a scala 1:250.000, che sono stati utilizzati come controllo stratigrafico di unità più vecchie non raggiungibili da carotaggi nell'area del Foglio 282 Ancona.

2.5 - Analisi granulometriche

Le analisi granulometriche sono state eseguite su 22 campioni, prelevati all'interno del Foglio 282 Ancona, tramite setacciatura per la frazione più grossolana (> 63 μm) e tramite sedigrafo a raggi X per la frazione fine (< 63 μm). I dati relativi alla frazione sottile, con quelli desunti dalla setacciatura, sono stati integrati ed elaborati tramite GRADISTAT (Blott & Pye, 2001) allo scopo di costruire le curve di distribuzione granulometrica (istogramma di frequenza semplice e curva cumulativa) e di calcolare i relativi parametri statistici (diametro medio, mediana, moda, classazione, skewness, kurtosis) secondo Folk & Ward (1957).

I campioni sono stati suddivisi in classi granulometriche riferibili alla classificazione tipica (sabbie, silt, argilla), secondo la scala di Wentworth (1922), e sono stati classificati in base al diagramma ternario sabbia-limo-argilla di Folk (1954) ed è stata derivata una carta delle granulometrie superficiali dei sedimenti tramite interpolazione secondo metodo Kriging combinato con IDW (*inverse distance weighting*) (fig. 8).

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 sud del Foglio 282 Ancona. Questo bacino è stato progressivamente riempito da depositi fluvio-deltizi durante il Plio-Quaternario: il riempimento è organizzato in corpi clinostratificati di grande spessore (100 m) alternati a depositi torbiditici con geometria piano-parallela e terminazioni in *onlap* sulle strutture preesistenti (Trincardi & Correggiari, 2000; Trincardi *et*

PROGETTO CARG

alii, 2004; Ridente *et alii*, 2008). Dopo il massimo glaciale, il livello del mare si è innalzato di circa 120 m fino a circa 5.500 anni fa sommergendo l'Adriatico settentrionale. Il successivo stazionamento alto del livello del mare si è protratto fino ad oggi. Durante questo intervallo un prisma sedimentario clinostratificato fangoso si è accumulato parallelamente alla costa occidentale del bacino (Cattaneo *et alii*, 2004b). Questo deposito raggiunge uno spessore di oltre 30 m nell'area del Gargano ed è caratterizzato da una porzione prossimale poco profonda e poco pendente verso mare (*topset*) fino al ciglio deposizionale 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 per l'effetto di correnti di fondo che si muovono parallelamente alle isobate da NO a SE (Cattaneo *et alii*, 2007).

La porzione marina del Foglio 282 Ancona, a scala 1:50.000, raggiunge la profondità di circa 60 m nel suo vertice di NE estendendosi da costa oltre il ciglio deposizionale e attraverso parte del *foreset* del cuneo progradazionale tardo-olocenico. In quest'area il cuneo progradazionale non supera i 25 m di spessore in due depocentri distinti allungati parallelamente alla costa.

4. - STRATIGRAFIA

Le unità litologiche rappresentate nella parte marina del Foglio 282 Ancona costituiscono le facies attuali del sistema di alto stazionamento (*HST*). Attraverso la stratigrafia sequenziale si riconoscono corpi litoidi tridimensionali definiti in base alle superfici di discontinuità e linee tempo che li delimitano, consentendo di rappresentare i corpi deposizionali cartografati in base al loro rapporto di collocazione stratigrafica (Fig. 20).

4.1. - Sequenza deposizionale tardo-quaternaria

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria presente nell'area del Foglio 282 Ancona, composta da *systems tract* delimitati da superfici facilmente individuabili attraverso la sismica 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); il piano Tirreniano è oggetto di proposta di revisione (Cita & Castradori, 1995; Asioli *et alii*, 2005); in attesa di decisioni ufficiali da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia ci si attiene qui alle suddivisioni cronostratigrafiche in uso; l'ultima risalita del l.m. comprende gli stadi isotopici 2 *p.p.* e 1 *p.p.*; il Versiliano comprende la

PROGETTO CARG

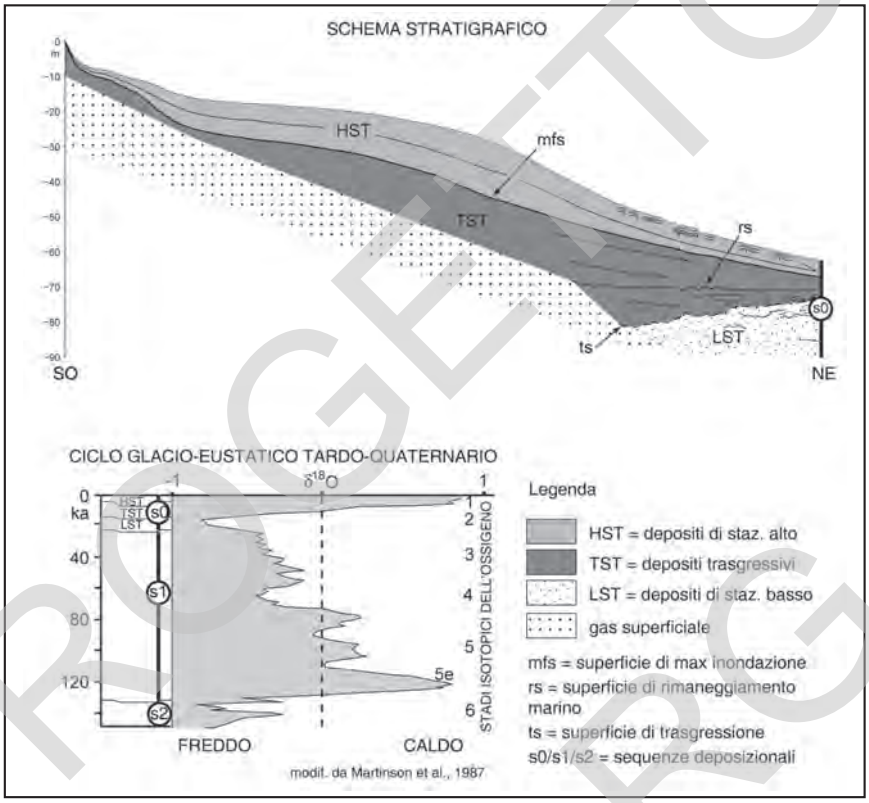

Fig. 20 - *Schema dei rapporti stratigrafici lungo il margine appenninico che illustra i depositi dell'ultimo glaciale, i depositi trasgressivi postglaciali, la presenza di ondulazioni e rilievi entro i depositi di stazionamento alto olocenici (HST) e la presenza di gas nei sedimenti superficiali verso terra. I vari system tracts della sequenza tardo-quaternaria (s0) sono riferiti alla curva isotopica dell'intero ciclo glaciale-interglaciale degli ultimi 130 ka.*

parte finale della risalita e lo stazionamento alto del l.m. (stadio isotopico 1 *p.p.*). I depositi di stazionamento alto e parte di quelli trasgressivi sono dunque 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 (fig. 21) e approssima la parte finale dell'evento freddo dello *Younger Dryas*.

Alla base dei depositi di stazionamento alto, la superficie di massima inondazione (*maximum flooding surface*; **mfs**), corrisponde a un intervallo condensato caratterizzato dalla presenza di molluschi (soprattutto ostreae) (Correggiari *et alii*, 2001); questa superficie approssima la scomparsa (*last occurrence*) del foraminifero plantonico *Globorotalia inflata* (Asioli *et alii*, 1996; Oldfield *et alii*, 2003; Piva *et alii*, 2008).

PROGETTO CARG

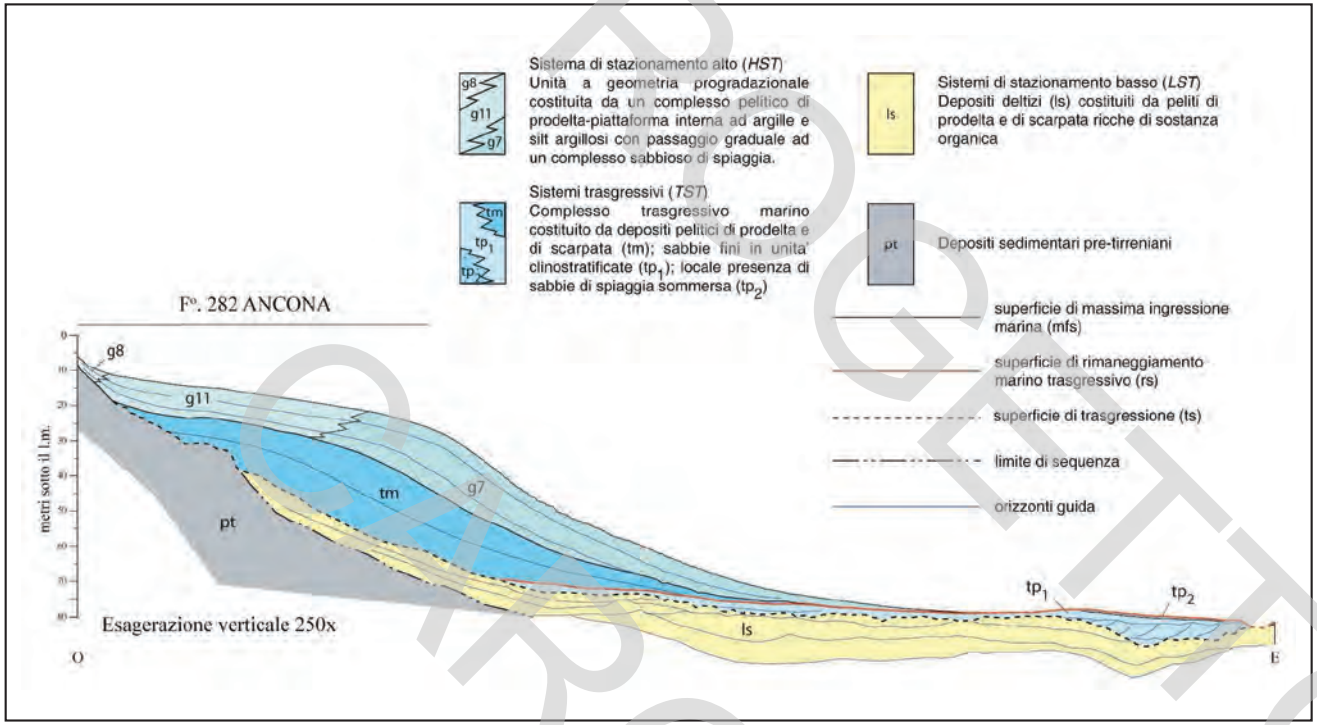

Fig. 21 - *Schema dei rapporti stratigrafici tra systems tract presenti nel Foglio 282 Ancona. La sezione si prolunga oltre il margine del Foglio verso E per definire meglio il contesto stratigrafico. I depositi di stazionamento basso (LST) sono lateralmente continui e si appoggiano verso terra su depositi sedimentari pre-tirreniani (pt). I depositi trasgressivi (TST) sono caratterizzati da un progressivo spostamento verso terra del depocentro e da geometrie progradazionali a basso angolo nella porzione più prossimale e recente (tm). I depositi di stazionamento alto (HST) sono organizzati in un cuneo progradazionale subacqueo con ciglio deposizionale a circa 20 m di profondità e presentano ondulazioni del sottofondo nel* foreset.

PROGETTO CARG

4.1.1. - *Sistema di stazionamento alto* (**HST**)

Nella porzione marina del Foglio 282 Ancona affiora unicamente il sistema deposizionale di stazionamento alto olocenico (*HST*). I depositi dell'*HST* hanno geometria progradazionale e sono costituiti da un complesso pelitico di scarpata di prodelta/piattaforma interna ad argille e silt argillosi che passa gradualmente, attraverso una zona di transizione, a un complesso sabbioso di spiaggia sommersa o, nell'area meridionale, a depositi di piede di falesia.

I depositi di prodelta in piattaforma sono organizzati in un clinoforme subacqueo con geometria progradazionale a bassissimo angolo con rottura di pendenza (ciglio deposizionale) tra 25 e 30 m di profondità e spessore fino a 25 m (Cattaneo *et alii*, 2007). Profili sismici ad altissima risoluzione acquisiti parallelamente alla costa, la correlazione di carote tramite datazioni AMS ^{14}C e variazioni secolari del campo magnetico terrestre mettono in luce la natura composita del cuneo di stazionamento alto, influenzato dalla presenza di apporti fluviali di diverso calibro, posizione e regime idrologico (Cattaneo *et alii*, 2007; Piva *et alii*, 2008; Vigliotti *et alii*, 2008). La superficie di massima inondazione (**mfs**) e le suddivisioni interne all'unità di stazionamento alto sono correlabili a scala di bacino (Piva *et alii*, 2008).

La scomparsa di *G. sacculifer* marca la base dell'inetrvallo della Piccola Età del Ghiaccio. All'interno di questo intervallo due picchi di abbondanza del foraminifero bentonico *V. complanata* marcano gli intervalli più freddi e di maggior apporto fluviale (Piva *et alii*, 2008). A mare della rottura di pendenza la velocità di sedimentazione nell'ultimo secolo, basata sul decadimento di radionuclidi a vita breve come il ^{210}Pb, supera i 1.3 mm/a e le facies fangose mostrano tracce di depositi di piena fluviale parzialmente preservate anche se variamente bioturbate (Frignani *et alii*, 2005). E' verosimile che questo valore potesse essere anche maggiore in condizioni naturali, prima della costruzione di dighe sulla maggior parte dei principali fiumi appenninici (Palinkas & Nittrouer, 2006).

4.1.2. - *Unità deposizionali*

Nella carta principale i depositi di *HST* sono rappresentati in cinque unità distinte:

1 - **Depositi di frana sottomarina** (**g_{17}**), corrispondenti al fronte subacqueo della frana di Ancona;
2 - **Depositi di piede di falesia** (**g_{15}**), costituiti da depositi eterogenei derivati dallo smantellamento della falesia ad opera del moto ondoso;
3 - **Depositi di spiaggia sottomarina** (**g_8**), costituiti da sabbie da fini, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina*;

PROGETTO CARG

4 - **Depositi di transizione alla piattaforma, prisma litorale** (**g**$_{11}$), costituiti da silt medio e grossolano intercalato a sottili strati sabbiosi (sabbia molto fine) e bioclastici, la cui successione verticale mostra una chiara tendenza negativa;

5 - **Depositi di scarpata di prodelta** (**g**$_7$), costituiti in prevalenza da argille e silt argillosi contenenti faune a *Turritella communis*.

I depositi di piede di falesia (**g**$_{15}$) sono limitati all'area costiera circostante il Conero e passano verso mare a depositi di transizione (**g**$_{11}$). I depositi di spiaggia sottomarina (**g**$_8$) caratterizzano la fascia costiera a nord della città di Ancona. I depositi di transizione al prodelta (**g**$_{11}$) 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 dell'abbondante materia organica portata dai fiumi e accumulata all'interno del clinoforme (Orange *et alii*, 2005).

La direzione di trasporto dominante è verso SE, ma con una componente verso il bacino rinforzata durante gli eventi di tempesta che contribuisce anche al trasporto di sedimento attraverso l'unità **g**$_{11}$ e verso il *foreset* (unità **g**$_7$) portando alla crescita verso mare del clinoforme. Oltre i 40 m di profondità, il *foreset* è caratterizzato dalla presenza di ondulazioni che interessano il fondale marino e i primi metri dei depositi del sottofondo (Correggiari *et alii*, 2001).

4.1.3. - *Correlazione tra carotaggi e profili sismici*

La figura 22 documenta la correlazione della base dell'unità più superficiale dell'*HST*, caratterizzata da basso contenuto di minerali magnetici e che questo andamento è coerente con la geometria sigmoidale dei riflettori sismici osservati e in particolare con l'ispessimento dell'unità verso terra. Si noti anche che la stessa unità è la sola coinvolta dalle ondulazioni del sottofondo riconoscibili verso la base del *foreset* progradazionale.

4.2. - Biostratigrafia

L'analisi micropaleontologica, condotta in modo semiquantitativo sulla microfauna sia planctonica che bentonica a livello specifico ed in taluni casi anche sub-specifico, allo scopo di poter operare una ricostruzione del paleo ambiente, è stata eseguita sulla carota AN97-28. La carota è collocata al di fuori del foglio in depositi a profondità maggiori che meglio si prestano all'indagine micropaleontologica, ma è correlabile attraverso i profili sismici ai depositi olocenici presenti

PROGETTO CARG

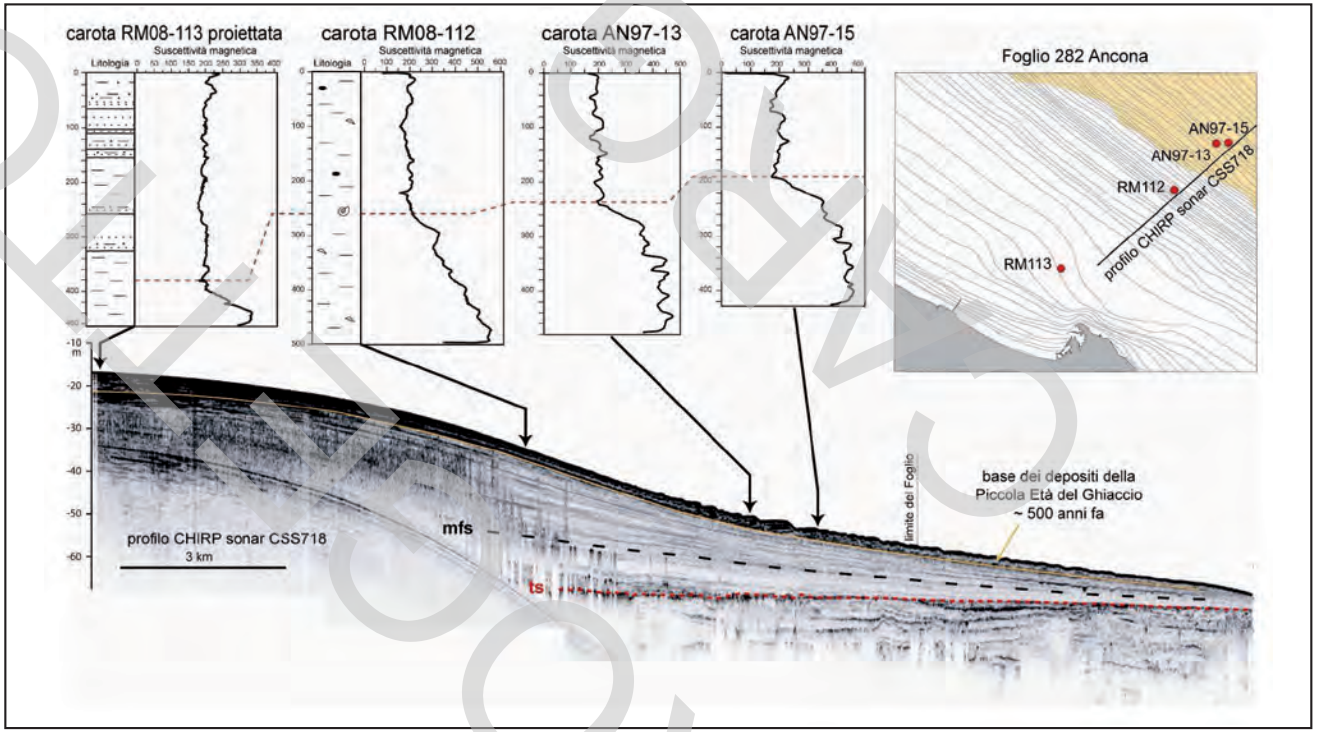

Fig. 22 - *Profilo CHIRP sonar che illustra la geometria dei depositi olocenici. La superficie di trasgressione (ts), al tetto di depositi continentali, marca la base dei depositi trasgressivi di ambiente marino e la superficie di massima ingressione marina (mfs) marca la base dei depositi di stazionamento alto. Le carote, prelevate all'interno di questi depositi, permettono di tracciare la base dell'unità accumulata a partire dalla Piccola Età del Ghiaccio che corrisponde ad una netta diminuzione dei valori di suscettività magnetica. In giallo, nella carta di ubicazione dei dati, l'area interessata da ondulazioni del fondo ben visibile anche sul profilo sismico.*

Nota_282_14-10-11.indd 48 17/11/11 11.08

nel foglio. Sono stati prelevati 121 campioni di spessore 1 cm, distanziati tra loro di 5 cm. Il sedimento è stato seccato in forno a 50°C e lavato attraverso un setaccio di maglia 0.063 mm. I residui sono stati esaminati sotto un microscopio ottico stereoscopico.

Per l'interpretazione dei risultati ottenuti nello studio micropaleontologico dei sedimenti dell'Adriatico si fa riferimento alle informazioni sull'ecologia di foraminiferi disponibili in letteratura (si veda per una sintesi Murray, 2006 e Sen Gupta, 1999) oltre che ad alcuni modelli, quello di Jorissen (1987, 1988), per la distribuzione dei foraminiferi bentonici attuali in Adriatico, e quello di Van der Zwaan & Jorissen (1991), per le associazioni bentoniche caratteristiche di piattaforme a sedimentazione fine (come la moderna "fascia dei limi" adriatica). Dal modello di distribuzione di Jorissen (1987, 1988) per l'Adriatico (basato sullo studio dei sedimenti superficiali di carote e box-cores) si evidenzia la seguente zonazione di biofacies:

biofacies I: è rappresentata da un'associazione dominata da specie (tra cui *Uvigerina mediterranea*, *Uvigerina peregrina*, *Cibicidoides pachyderma*, *Cassidulina laevigata carinata*, *Bulimina costata*, *Bigenerina nodosaria*, *Trifarina angulosa*, *Hyalinea balthica*, *Gyroidinoides* spp, *Sphaeroidina bulloides*), influenzate da fattori correlati con la batimetria, tra cui in particolare l'ammontare di sostanza organica e quindi disponibilità di cibo. Queste specie abitano sostanzialmente la parte più esterna della piattaforma e la parte superiore della scarpata (si veda anche de Stigter *et alii*, 1998)

biofacies II: occupa la parte più costiera (indicativamente a profondità minori di 20-25 m) con sedimenti più grossolani e, generalmente, un basso contenuto in sostanza organica. Le forme dominanti, caratterizzate comunque da una notevole variabilità specifica, sono *Ammonia beccarii*, *Ammonia perlucida*, *Ammonia beccarii tepida*, *Elphidium crispum*, *Elphidium gr. granosum*.

biofacies III: è generalmente dominata da forme probabilmente epifitiche (*Asterigerinata mamilla*, *Cibicides lobatulus*, *Neoconorbina terquemi*, *Rosalina bradyi*, *Buccella granulata*, *Gavelinopsis praegeri*, *Hanzawaia boueana*, *Reussella spinulosa*) ed occupa la parte al largo della piattaforma (20-100 m nel nord Adriatico, in particolare) caratterizzata da sedimenti sabbiosi. Quest'area comunque, rappresenta le cosiddette "sabbie relitte" di età pleistocenica e pertanto quest'associazione non dovrebbe essere considerata "attuale".

biofacies IV: occupa l'area sostanzialmente corrispondente alla moderna fascia dei limi (indicativamente tra i 20-25 m fino a 80-100 m di profondità), con forte accumulo di sedimento fine e conseguente accumulo di sostanza organica e scarso contenuto in ossigeno. Le forme dominanti sono: *Nonionella turgida*, *Valvulineria complanata*, *Bulimina gr. marginata*, *Melonis barleeanum*.

PROGETTO CARG

Rispetto a quest'ultima biofacies, Van der Zwaan & Jorissen (1991) hanno formulato un modello dinamico di distribuzione dei foraminiferi bentonici. Le aree tipo "fascia dei limi" possono essere considerate come ambienti fortemente "stressati", essendo caratterizzati da un alto contenuto in sostanza organica e soggetti a drastica diminuzione del contenuto di ossigeno alla fine dell'estate, in cui è promossa la proliferazione di specie opportuniste. Tali specie sono, in particolare, *N. turgida* e *V. complanata*, che occupano rispettivamente la porzione più interna (verso costa), e quella più al largo della fascia dei limi. In questi ambienti i livelli più profondi del sedimento sono occupati da *B. ex gr. marginata* che all'aumentare delle condizioni di stress tende ad invadere i livelli più superficiali del sedimento rimpiazzando le forme più superficiali e relativamente meno resistenti (*N. turgida* e *V. complanata*). Verso costa l'associazione tipica della fascia dei limi passa alle specie appartenenti alla biofacies II, sotto più o meno diretta influenza di acqua dolce, mentre verso il largo, dove tale influenza è trascurabile, si passa ad associazioni dominate da specie come *C. laevigata carinata*.

Per ulteriori informazioni sulla distribuzione attuale dei foraminiferi nell'Adriatico si veda anche D'Onofrio (1969), Jorissen *et alii* (1992), Barmawidjaja *et alii* (1992), Donnici & Serandrei Barbero (2002).

La figura 23 riporta la posizione della carota AN97-15 studiata nel Foglio 282 Ancona in relazione ad altre carote studiate e datate in tutto il bacino adriatico. Il quadro appare coerente e permette di individuare con sicurezza la base dei depositi di *HST* (scomparsa di *Globorotalia inflata*) e dei depositi degli ultimi 500 anni circa (scomparsa di *Globigerinoides sacculifer*). La figura 24 riporta due picchi di *V. complanata* al di sopra della scomparsa di *G. sacculifer* a circa 3m di profondità nella carota AN97-15. Questi picchi rappresentano le due fasi più fredde della Piccola Età del Ghiaccio, come indicato da Piva *et alii*, 2008.

4.3. - Stima dei tassi di sedimentazione mediante ^{210}Pb

Allo scopo di ottenere una stima dei tassi di sedimentazione, l'attività del ^{210}Pb è stata misurata sulla carota RM08-112 e le informazioni ottenute sono state integrate con quelle pubblicate in precedenza e sintetizzate da Frignani *et alii*, 2005). Il ^{210}Pb ($t_{1/2}$ = 22.3 anni) è stato ampiamente utilizzato negli ultimi 40 anni come tracciante di processi sedimentari in ambiente acquatico su una scala temporale di 100-150 anni. I risultati dell'analisi del ^{210}Pb sono mostrati in figura 7, in appendice, in cui in ascissa è stata plottata l'attività del ^{210}Pb totale (Bq kg^{-1}), mentre in ordinata la profondità (cm).

I profili di ^{210}Pb totale mostrano andamenti decrescenti verso il basso. Nel caso della carota RM08-112 non si è raggiunto in profondità un livello con attività di ^{210}Pb costante. In questo caso per ottenere un profilo di ^{210}Pb in eccesso è stato

PROGETTO CARG

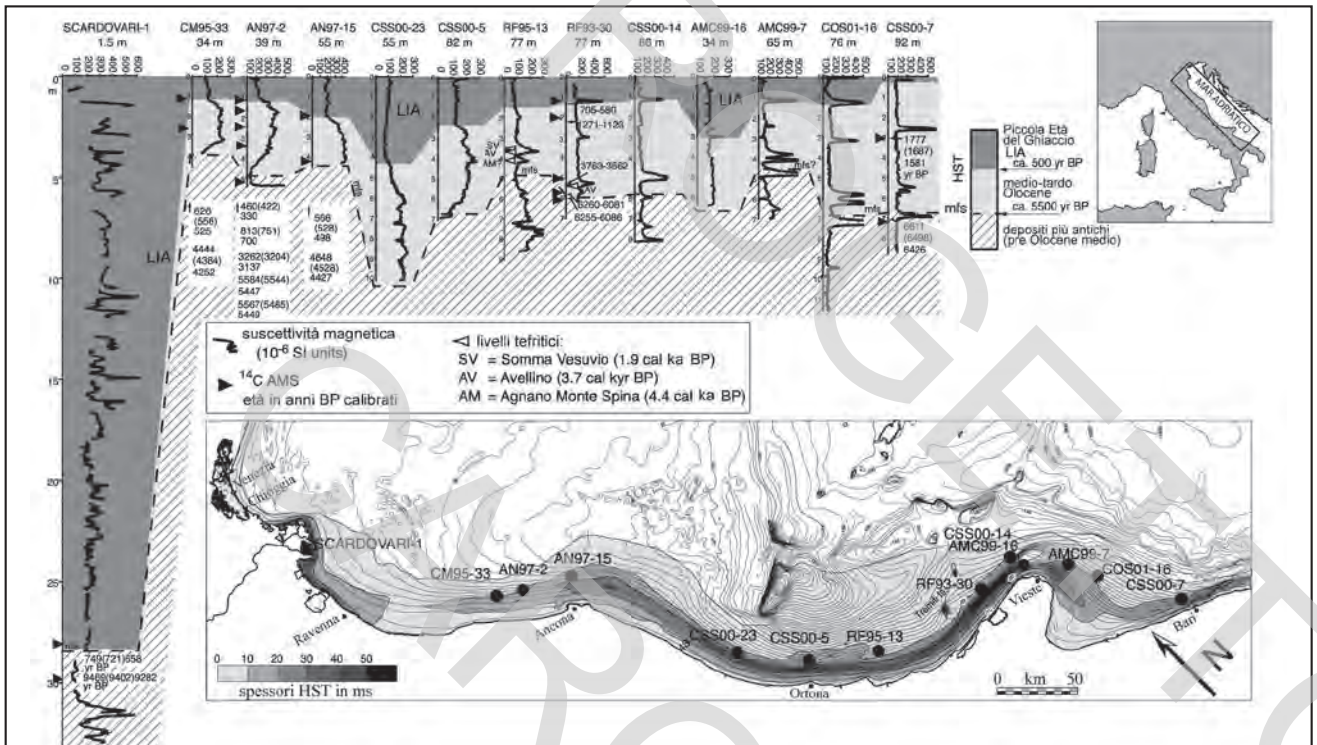

Fig. 23 - *Distribuzione degli spessori del systems tract di stazionamento alto (HST). La correlazione delle carote lungo il margine è basata sull'interpretazione della suscettività magnetica, delle ecozone a foraminiferi, idetificazione di tefra e datazioni ^{14}C (modificato da* Cattaneo *et alii 2004 e* Correggiari *et alii 2005b). Da notare l'identificazione di una sub-unità del systems tract di stazionamento alo correlabile a scala di bacino e deposto durante la piccola età del ghiaccio (LIA).*

PROGETTO GRAFICO

Nota_282_14-10-11.indd 51 17/11/11 11.08

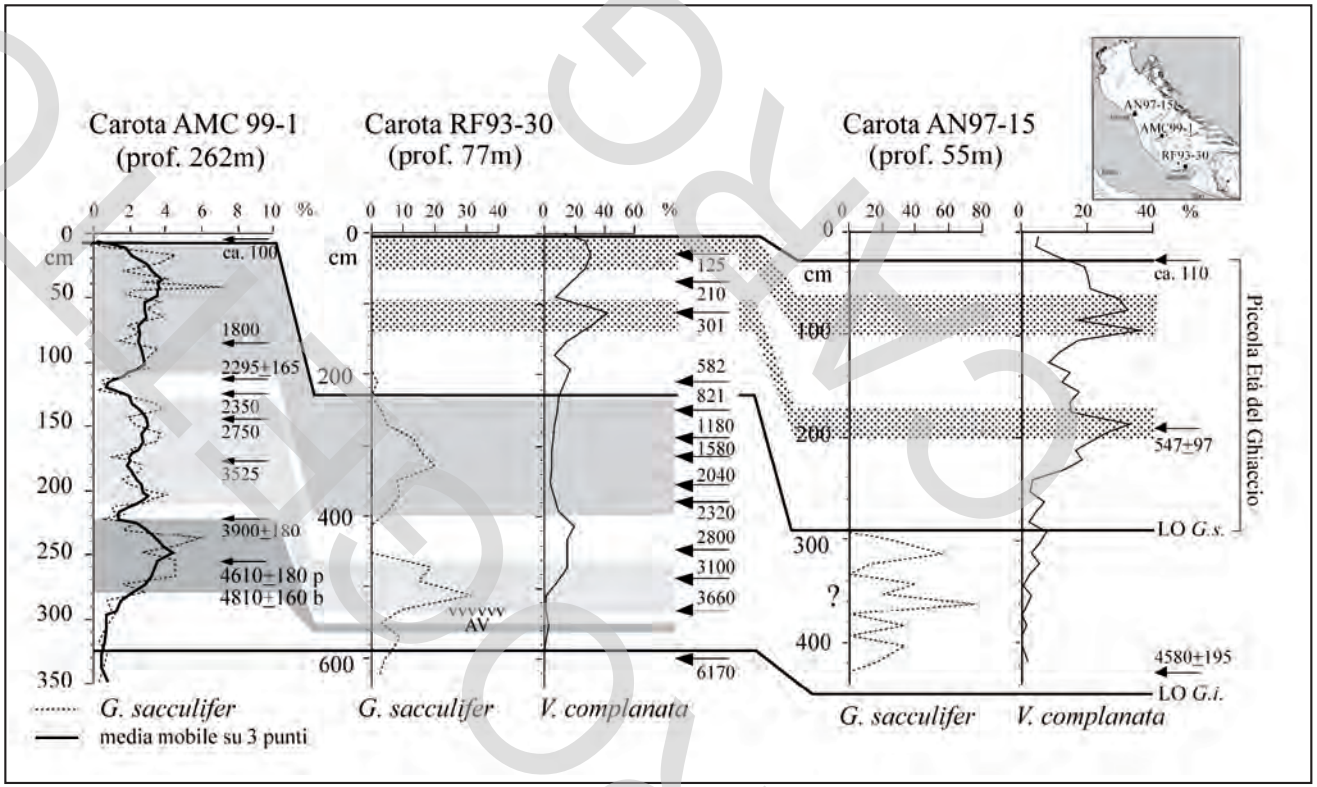

Fig. 24 - *Correlazione della carota AN97-15 nel Foglio 282 Ancona, cona lcune carote stratigrafiche di riferimento in Adriatico. Sono messi in evidenza nelle carote AN97-15 e RF93-30 due aumenti localizzati di V. complanata, con un retino puntinato, che marcano fasi climaticamente più severe durante la Piccola Età del Ghiaccio (da* Piva *et alii, 2008).*

17/11/11 11.08
Nota_282_14-10-11.indd 52

utilizzato il valore medio di altre 2 carote misurate in aree adiacenti; questo valore corrisponde anche aquello trovato nella carota AN97-15 a pochi km (Correggari *et alii*, 2001; Frignani *et alii*, 2005). Nella carota RM08-112 il ^{210}Pb in eccesso presenta un intervallo tra 8 e 18 cm caratterizzato da un andamento quasi verticale. Questa caratteristica può essere stata determinata da un episodio di sedimentazione molta rapida (es. evento di piena) oppure da processi di mescolamento fisico o biologico per l'attività di organismi bentonici; trattandosi di un intervallo meno bioturbato di quelli sopra e sottostanti si propende per la prima ipotesi. Il fatto che a circa 20 cm la porosità mostra un minimo potrebbe far pensare ad un processo di trasporto eccezionale che ha determinato un livello gradato tra 20 e 8 cm di profondità.

Una stima grossolana dell'entità della sedimentazione può essere effettuata confrontando direttamente la profondità di penetrazione del ^{210}Pb in eccesso. In base al tempo di mezza vita del ^{210}Pb questa profondità rappresenta circa 100 anni. Tuttavia, nel caso della carota RM08-112 questa profondità non è stata raggiunta. Il modello CF-CS (Appleby P.G. & Oldfield F., 1978; Frignani *et alii*, 2005) applicato all'intero set di dati ha fornito un tasso di sedimentazione media di 1.21 cm y^{-1}. Dato che il tratto verticale precedentemente evidenziato può determinare una distorsione nel calcolo del tasso di sedimentazione, si è quindi proceduto a calcolare anche le rette di regressione rispettivamente per il livello

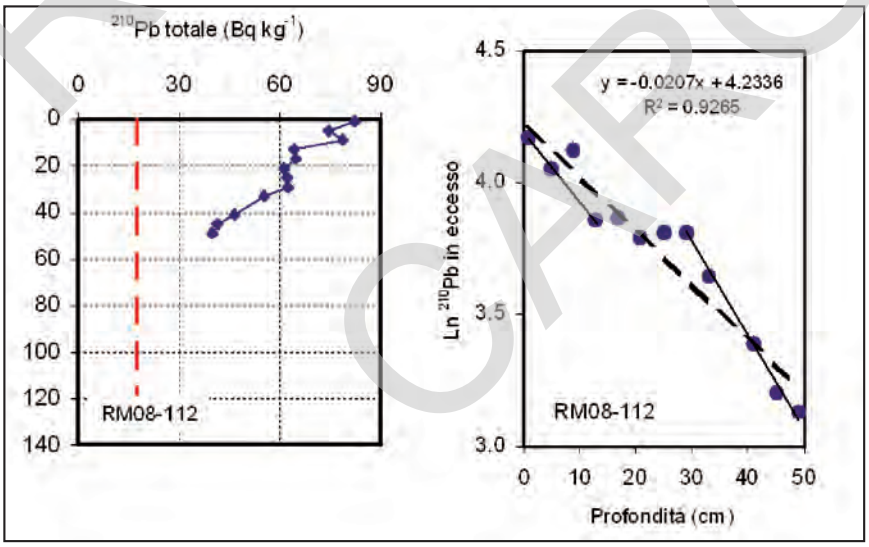

Fig 25 - *Profili di ^{210}Pb totale (Bq kg-1). La linea tratteggiata rossa marca il valore di ^{210}Pb supportato calcolato come media dei livelli più profondi. Logaritmo naturale del ^{210}Pb in eccesso plottato vs. la profondità nella carota. Sono anche mostrati i best fitting, le relative equazioni e i valori dei coefficienti di correlazione.*

PROGETTO CARG

superiore ed inferiore rispetto allo strato mescolato tra 18 e 8 cm. Le velocità di sedimentazione così calcolate sono pari a 0.98 cm y^{-1} nella parte più superficiale della carota e 0.72 cm y^{-1} in quella più profonda di 18 cm.

La velocità di sedimentazione misurata nell'ultimo secolo è comunque maggiore del valore ottenuto dai dati micro paleontologici che attribuiscono circa 500 anni alla base dell'unità a basso valore di suscettività magnetica in carota dando un tasso medio di circa 0.6 cm y^{-1}.

4.4. - Analisi sedimentologica dei depositi

Le analisi granulometriche condotte su 22 campioni superficiali permettono di delimitare, in carta, cinque fasce principali in base al diagramma ternario di Folk (1954) (sabbia, sabbia limosa, limo sabbioso, limo e argilla), con orientamento subparallelo alle isobate e granulometria decrescente da terra verso mare. In figura 26 sono invece rappresentati i valori granulometrici in micron.

In prossimità della costa prevalgono depositi di sabbia molto fine distribuite fino all'isobata dei 10-12 m.

A ridosso della falesia del Monte Conero sono presenti depositi eterogenei con blocchi rocciosi di varie dimensioni, ciottoli e sabbie grossolane, in bianco in figura 26. A mare di questa fascia, la classe della sabbia molto fine appare più stretta che nel tratto di costa a nord di Ancona.

A profondità maggiori di 19-20 m si osserva il passaggio alle granulometrie più fini (< 15 μm). Questa fascia corrisponde al *foreset* del clinoforme (facies $\mathbf{g_7}$, in carta).

L'analisi dei parametri statistici derivati secondo l'approccio di Folk & Ward (1957) ha permesso di caratterizzare ulteriormente i sedimenti superficiali in base ai valori di cernita (*sorting*) e di asimmetria (*skewness*). La cernita indica quanto la distribuzione granulometrica differisce dal valore del diametro medio ed esprime, in generale, il grado di elaborazione cui è stato sottoposto un sedimento. La classazione esprime la capacità selettiva del mezzo di trasporto, cioè la sua capacità di prelevare e/o depositare i granuli: abbandonando quelli più grossolani e prendendo in carico quelli più sottili (Bosellini *et alii*, 1989; Ricci Lucchi, 1980). I sedimenti nelle classi granulometriche che vanno dal silt grossolano al silt medio fine sono poco cerniti e non presentano alcun andamento significativo, riflettendo la generale caduta di energia al crescere della profondità.

I campioni del Foglio 282 Ancona presentano generalmente un'asimmetria positiva, e quindi una distribuzione polimodale, all'interno di tutte le classi granulometriche indicando che si tratta di sedimenti caratterizzati da una coda di materiale sottile. I campioni di sabbia molto fine più prossimi alla costa mostrano invece una distribuzione simmetrica unimodale dovuta probabilmente all'effetto dominante del moto ondoso.

PROGETTO CARG

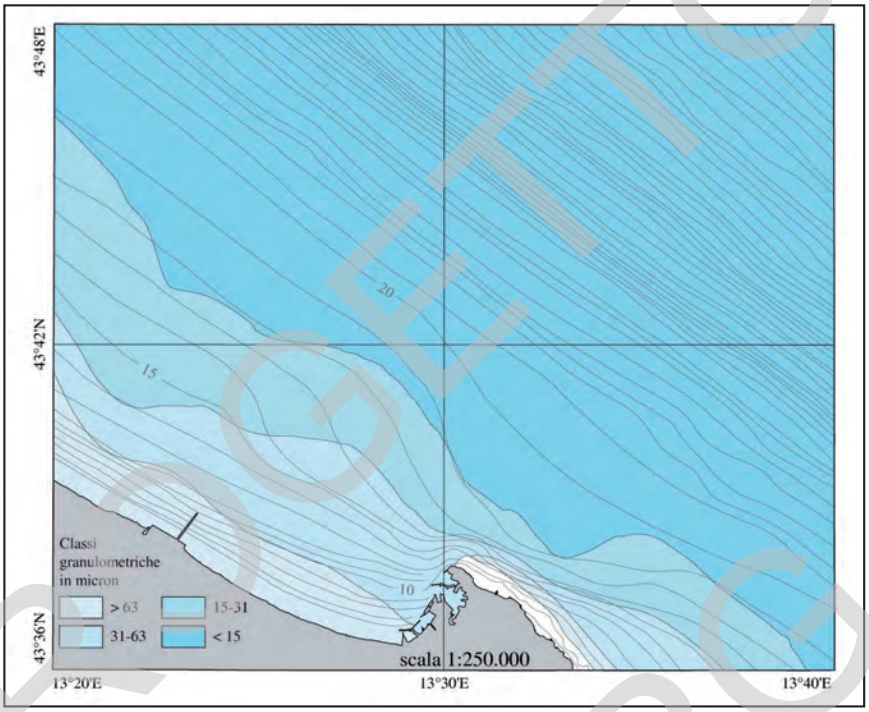

Fig. 26 - *Carta granulometrica, espressa in micron, del Foglio 282 Ancona.*

4.5. - Deformazioni dei sedimenti entro il sistema di stazionamento alto

Nel Foglio 282 Ancona la scarpata deposizionale (*foreset*) del clinoforme di stazionamento alto presenta ondulazioni sub-parallele alle isobate con rilievo di pochi metri e spaziatura variabile tra 100 e 300 m. Le ondulazioni, rappresentate sulla carta da un soprassegno, sono presenti a profondità maggiori di 40 m dove il fondo mare supera la pendenza di ca 1° (fig. 27) e si presentano lungo una fascia allungata per 55 km in direzione parallela alla costa su una superficie totale di 550 km^2. Tali strutture interessano il fondo del mare e solo la parte più superficiale 2-3 m) del clinoforme di stazionamento alto, depositatasi a partire dall'inizio della Piccola età del Ghiaccio (Correggiari *et alii*, 2001).

Ondulazioni simili a quelle che caratterizzano i depositi di stazionamento alto dell'Adriatico sono documentate su numerosi margini continentali (Cattaneo *et alii*, 2004b). All'interno di questo tipo di depositi si possono sviluppare sovrapressioni, tipicamente lungo la fascia dove è massimo il tasso di deposizione (Sultan *et alii*, 2008; Wolinski & Pratson, 2007). Il notevole apporto di sostanza organica dai fiumi e il rapido decadimento di questa portano alla formazione

PROGETTO CARG

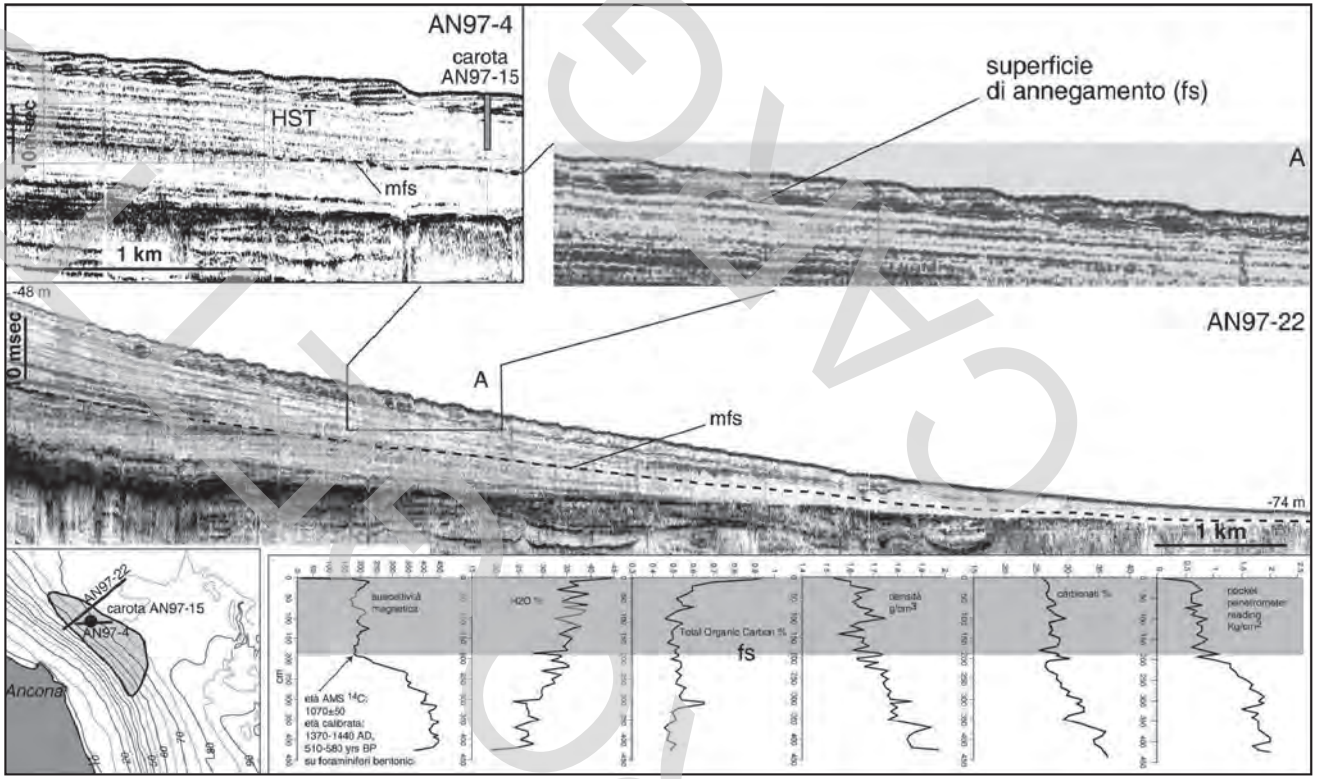

Fig. 27 - *Profilo sismico CHIRP AN97–22 al largo di Ancona che mette in evidenza ondulazioni del fondo del mare che interessano la parte più superficiale del cuneo di stazionamento alto (HST). La carota AN97-15 mostra in corrispondenza dell'unità ondulata un netto cambiamento nel valore di suscettività magnetica e un cambiamento meno netto in contenuto d'acqua con diminuzione della densità.*

17/11/11 11.08
Nota_282_14-10-11.indd 56

di gas biogenico che impregna i depositi fino a pochi metri sotto il fondo. La combinazione di sovrapressioni indotte dalla rapida deposizione e impregnazione di gas nei sedimenti superficiali può favorire processi di instabilità all'interno del clinoforme. A differenza di altri casi osservati in Adriatico, nel caso del Foglio 282 Ancona le ondulazioni interessano solo i depositi più superficiali del clinoforme e non tutto il suo spessore al di sopra della **mf**s (Correggiari *et alii*, 2001). Le ondulazioni della zona al largo di Ancona sono attribuibili a deformazione dei sedimenti al di sopra di una superficie che marca un cambio di composizione e di caratteristiche meccaniche dei sedimenti (Correggiari *et alii*, 2001). I depositi di stazionamento alto al di sotto della unità deformata appaiono infatti piano-paralleli e continui suggerendo che la diversa geometria sia in relazione ad una diversa composizione e caratteristiche geotecniche. E' possibile comunque che, una volta deformata, l'area sia stata caratterizzata da sedimentazione differenziale per azione di correnti (Berdt *et alii*, 2006; Lee *et alii*, 2002; Puig *et alii*, 2007; Cattaneo *et alii*, 2004a;).

Oltre alla presenza di deformazioni nella porzione più profonda del clinoforme progradazionale olocenico, il Foglio 282 Ancona è interessato anche dalla presenza di deformazioni superficiali riferibili al piede della Frana di Ancona (Cotecchia., 2006). La frana di Ancona è un deposito composito caratterizzato da piani di scollamento multipli a varia profondità sotto il piano di campagna ed estensione parallela alla costa. La frana è stata attiva in eventi ripetuti, alcuni catastrofici, in epoca storica e l'ultima attivazione è avvenuta nel 1982. Questo evento ha avuto conseguenze lungo ed oltre la linea di costa. I sedimenti costieri sommersi sono stati coinvolti dalla deformazione al piede della frana lungo un fronte di poco più di 1 km e fino a una distanza dalla costa di 500-600 m. Quest'area di deformazione è stata riportata in carta sulla base delle interpretazioni di Cotecchia (2006) perché non è stato possibile acquisire profili sismici CHIRP sonar nel corso dei rilievi della Regione Marche.

5. - SEZIONI GEOLOGICHE

Le sezioni geologiche schematiche, riportate in carta, rappresentano l'architettura dei depositi tardo-quaternari lungo due tracce perpendicolari alla linea di costa. Le sezioni illustrano la geometria interna e i rapporti stratigrafici dei depositi di stazionamento alto con i *systems tract* precedenti. I depositi trasgressivi, sotto la superficie di massima inondazione (mfs), sono costituiti da peliti di piattaforma e sono stati raggiunti da alcuni carotaggi in aree più distali (a mare del limite orientale del presente foglio) ma possono essere con sicurezza correlati verso terra, grazie ai profili sismici, sotto il cuneo di *HST*. I carotaggi hanno raggiunto depositi trasgressivi di età tra 6.000 e 8.000 anni, riconducibili all'evento

PROGETTO CARG

paleoceanografico che ha portato alla deposizione del *Sapropel S1* in Mediterraneo (Ariztegui *et alii*, 2000) caratterizzati da livelli ad alto contenuto di materia organica e bassa suscettività magnetica (Vigliotti *et alii*, 2008).

Le sezioni geologiche, supportate dai dati bio- e crono-stratigrafici, mettono in evidenza: 1) la natura irregolare del limite di sequenza (sb) che coincide quasi sempre con la superficie di trasgressione (ts); 2) la presenza di corpi deposizionali, tracciabili su una estensione ridotta all'interno del Foglio, attribuibili a facies di transizione o di mare basso depositati durante l'ultimo massimo glaciale (*LST*); 3) i corpi trasgressivi discontinui, al di sopra del limite di sequenza (sb), con rilievo irregolare, costituiti da materiali più grossolani (sabbie) attribuibili a depositi di spiaggia (facies $\mathbf{tp_2}$ del *TST*, fig. 20); 4) i depositi trasgressivi (*TST*) molto spessi e continui, costituiti da depositi marini di prodelta; 5) i depositi di stazionamento alto (*HST*) che riflettono gli apporti appenninici 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, 2004b, 2007); 6) il *foreset* dell'*HST* caratterizzato da ondulazioni del fondo, parallele alla costa e al ciglio del clinoforme la cui estensione è messa in luce nella carta; queste ondulazioni dei sedimenti coinvolgono solo l'unità più alta dell'*HST* accumulata negli ultimi 500 anni circa.

6. - CARTE DEGLI SPESSORI

Le due carte accessorie riportate ad una scala minore (1:250.000) sintetizzano la distribuzione degli spessori dei depositi di stazionamento alto olocenico (*HST*) e della sua unità più recente, depositata durante gli ultimi 500 anni circa. La base del *HST* corrisponde, in tutti i carotaggi a profondità sufficiente per contenere foraminiferi planctonici, alla scomparsa del foraminifero planctonico *Globorotalia inflata* (Asioli, 1996) e corrisponde ad un intervallo di ridotta velocità di sedimentazione e arricchimento della componente biogenica e bioclastica nel sedimento. Nella sua parte superiore il deposito di *HST* comprende la Piccola Età del Ghiaccio. La base di questo intervallo è approssimata dalla scomparsa del foraminifero planctonico *Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1877) meglio definito in carote prelevate a profondità maggiori di circa 50 m (Piva *et alii*, 2008). L'unità stratigrafica così definita comprende anche l'intervallo successivo alla Piccola Età del Ghiaccio corrispondente agli ultimi 130 anni circa.

Entrambe le carte sono state costruite in base a correlazioni sismo stratigrafiche e mostrano un andamento delle isopache parallelo a costa. Il depocentro del cuneo di *HST* raggiunge uno spessore di circa 25 m, mentre quello dell'unità superiore occupa una fascia localizzata più a mare, più ristretta e di spessore inferiore a 5 m che definisce la zona di deposizione principale durante gli ultimi 500 anni.

PROGETTO CARG

Entrambe le unità mostrano un aumento rapido dello spessore da terra verso mare. Questo dato riflette la presenza di spazio sufficiente ad accogliere i sedimenti in condizioni di livello del mare stazionarie. Entrambe le carte, al centro dell'area rappresentata, mostrano un'interruzione del depocentro che sembra riflettere la presenza di un massimo di spessore dei depositi trasgressivi marini sottostanti. 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 nella media degli ultimi 5.5 ka. Questo fatto può essere dovuto a fattori climatici, soprattutto attraverso cambiamenti nel ciclo idrologico, ma anche al crescente impatto delle attività antropiche sui bacini di drenaggio (come disboscamenti, agricoltura e più recentemente urbanizzazione; Oldfield *et alii*, 2003).

7. - ANALISI MACROFAUNISTICHE

I campioni studiati provengono dalle carote RM08-109, RM08-112, RM08-113, RM08-114. Per ciascuna carota, ogni 20 cm circa sono stati prelevati campioni lavati su batterie di setacci da 1,00 mm, 0,5 mm e 0,063 mm.

I depositi più distali, prevalentemente pelitici, sono caratterizzati da associazioni tassonomicamente poco strutturate, composte da molluschi infaunali e semi-infaunali prevalentemente filtratori e detritivori-depositivori quasi sempre dominate dal gasteropode *Turritella communis* e dal bivalve *Corbula gibba*. *Kurtiella bidentata* è relativamente abbondante lungo tutte le carote studiate, cui si accompagnano subordinatamente *Nucula nitidosa*, *Nucula* ex gr *hanleyi*, *Abra* cf *nitida* e *Abra* sp.; più sporadici ma significativamente associati a intervalli ricchi di materia organica, sono stati identificati gasteropodi necrofagi (*Nassarius pygmaeus*) e predatori (*Bela brachystoma*), mentre abbastanza comune è lo scafopode *Antalis inaequicostata* e frammenti di decapodi e di echinodermi spatangoidi sono distribuiti lungo quasi tutte le carote, maggiormente concentrati in corrispondenza degli accumuli organici. Le carote più prossimali RM08-113 e RM08-114, sono rappresentate da depositi siltosi con una più significativa componente sabbiosa e risultano talora influenzati dai depositi più grossolani di falesia (RM08-113). In un generale contesto di spiaggia sommersa caratterizzato da *Chamelea gallina*, *Acanthocardia paucicostata*, *Plagiocardium papillosum*, *Spisula subtruncata*, *Calyptraea chinensis*, *Aporrhais pespelecani* e Nassariidae, si evidenziano episodi di accumulo bioclastico e annerimento delle conchiglie dovuto a condizioni riducenti (RM08-114) e la presenza di taxa legati a fondi più consolidati (*Ostrea* sp., *Chlamys* sp.). Questo tipo di associazioni faunistiche è caratteristico di ambienti deposizionali relativamente instabili, sottoposti a frequenti apporti continentali e ad elevate energia e tasso di sedimentazione.

PROGETTO CARG

8. - TASSONOMIA

L'ordinamento sistematico dei *taxa* si basa sulla consultazione di diversi atlanti iconografici specialistici (e.g.: Cossignani *et al.*, 1992; Giannuzzi-Savelli *et al.*, 1994, 1996, 1999, 2001, 2003; Ardovini & Cossignani, 1999) e sulla consultazione di alcuni siti web riconosciuti per la tassonomia italiana ed europea (e.g.: www.faunaitalia.it/checklist/; www.itis.gov; www.somali.asso.fr/clemam/; www.marinespecies.org).

MOLLUSCA

GASTROPODA
Aporrhais pespelecani (Linnaeus, 1758)
Bela brachystoma (Philippi, 1844)
Calyptraea chinensis (Linnaeus, 1758)
Hyala vitrea (Montagu, 1803)
Nassarius pygmaeus (Lamarck, 1822)
Odostomia sp.
Turritella communis Risso, 1826

BIVALVIA
Abra cf. *nitida* (O.F. Müller, 1776)
Abra sp.
Acanthocardia paucicostata (Sowerby G.B. II, 1841)
Chamelea gallina (Linnaeus, 1758)
Chlamys sp.
Corbula gibba (Olivi, 1792)
Gari fervensis (Gmelin, 1791)
Kurtiella bidentata (Montagu, 1803)
Nucula ex gr. *hanleyi* Winckworth, 1931
Nucula nitidosa Winckworth, 1930
Nucula sp.
Ostrea sp.
Phaxas pellucidus (Pennant, 1777)
Plagiocardium papillosum (Poli, 1795)
Saccella commutata (Philippi, 1844)
Spisula subtruncata (da Costa, 1778)

SCAPHOPODA
Antalis inaequicostata (Dautzenberg, 1891)
Antalis vulgare (da Costa, 1778)

PROGETTO CARG

ECHINODERMATA

Spatangidae spp. ind.

GRANULORETICULOSA

FORAMINIFERA

Planctonici

Globigerina bulloides = *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826
Globigerina quinqueloba = *Globigerina quinqueloba* Natland, 1938
Globigerina rubescens = *Globigerina rubescens* Hofker, 1956
Globigerinella aequilateralis =
Globigerina siphonifera D'ORBIGNY, 1839
Globigerinella praecalida = *Globigerina calida* PARKER, 1962
Globigerinoides ruber = *Globigerina rubra* d'Orbigny, 1839
Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877.
Questa specie comprende:
Globigerinoides sacculifer = *Globigerina sacculifera* Brady, 1877
Globigerinoides quadrilobatus =
Globigerina quadrilobata d'Orbigny, 1846
Globigerinoides trilobus = *Globigerina triloba* Reuss, 1850
Globorotalia inflata = *Globigerina inflata* d'Orbigny, 1839
Neogloboquadrina pachyderma =
Aristospira pachyderma Ehrenberg, 1861
Orbulina universa = *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839

Bentonici

Adelosia longirostra = *Quinqueloculina longirostra* d'Orbigny, 1826
Ammonia beccarii = *Nautilus beccarii* Linneo, 1758
Ammonia perlucida = *Rotalia perlucida* Heron-Allen & Earland, 1913
Asterigerinata mamilla = *Rotalina mamilla* Williamson, 1858
Bigenerina nodosaria = *Bigenerina nodosari* d'Orbigny, 1826
Brizalina spathulata = *Textularia variabilis* Williamson
var. *spathulata* Williamson, 1858
Bolivina subspinescens = *Bolivina subspinescens* Cushman, 1922
Buccella granulata = *Eponides frigidus granulatus* Di Napoli Alliata, 1952
Bulimina costata= *Bulimina costata* d'Orbigny, 1852
Bulimina marginata = *Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826.
Questa specie comprende le seguenti tre forme secondo Jorissen, 1987:
Bulimina marginata d'Orbigny 1826 forma *marginata* d'Orbigny 1826
Bulimina marginata d'Orbigny forma *denudata* Cushman e Parker, 1938
Bulimina marginata d'Orbigny 1826 forma *aculeata* d'Orbigny 1826

PROGETTO CARG

Cassidulina laevigata carinata= Cassidulina laevigata d'Orbigny
var. *carinata* Silvestri, 1869
Cibicides lobatulus = Nautilus lobatulus Walker & Jacob, 1798
Cibicidoides pachyderma = Truncatulina pachyderma Rzehak, 1886
Cornuspira involvens = Operculina involvens Reuss, 1850
Eggerella scabra = Bulimina scabra Williamson, 1858
Elphidium advenum = Polystomella advena Cushman, 1922
Elphidium crispum = Nautilus crispus Linneo, 1758
Elphidium decipiens= Polystomella decipiens Costa, 1856
Elphidium granosum = Nonionina granosa d'Orbigny, 1846
Epistominella exigua = Pulvinulina exigua Brady, 1884
Fursenkoina spp = questo gruppo comprende le seguenti specie:
Fursenkoina fusiformis = Bulimina pupoides d'Orbigny
var. *fusiformis* Williamson, 1858
Fursenkoina tenuis = Virgulina tenuis Seguenza, 1862
Stainforthia complanata = Virgulina schreibersiana Czjzek
var. *complanata* Egger, 1895
Gavelinopsis praegeri = Discorbina praegeri Heron-Allen & Earland, 1913
Globocassidulina subglobosa = Cassidulina subglobosa Brady, 1881
Hanzawaia boueana = Truncatulina boueana d'Orbigny, 1846
Hyalinea balthica= Nautilus balticus Schroeter, 1783
Melonis barleeanum = Nonionina barleana Williamson, 1858
Neoconorbina terquemi= Rosalina orbicularis Terquem, 1876
Nonionella turgida = Rotalina turgida Williamson, 1858
Quinqueloculina padana = Quinqueloculina padana Perconig, 1954
Quinqueloculina seminulum = Serpula seminulum Linneo, 1758
Quinqueloculina oblonga = Quinqueloculina oblonga Reuss, 1856
Reussella spinulosa = Verneulina spinulosa Reuss, 1850
Rosalina bradyi= Discorbis globularis (d'Orbigny)
var. *bradyi* Cushman, 1915
Sigmoilopsis schlumbergeri = Sigmoilina schlumbergeri Silvestri, 1904
Sphaeroidina bulloides = Sphaeroidina bulloides d'Orbigny, 1826
Spiroplectinella wrighti = Spiroplecta wrighti Silvestri, 1903
Textularia aciculata = Textularia aciculata d'Orbigny, 1826
Trifarina angulosa = Uvigerina angulosa Williamson, 1858
Triloculina trigonula = Miliolites trigonula Lamarck, 1804
Trochammina inflata = Naulitus inflatus Montagu, 1808
Uvigerina mediterranea = Uvigerina mediterranea Hofker, 1932
Uvigerina peregrina= Uvigerina peregrina Cushman, 1923
Valvulineria complanata = Rosalina complanata d'Orbigny, 1846

PROGETTO CARG

9. - ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA

La Tab. 1 riporta le sigle e i meta-dati relativi alle stazioni di campionamento effettuate nell'area del Foglio 282 Ancona. Nella colonna di sinistra il numero progressivo delle stazioni rappresentate in figura 19 mentre la sigla si riferisce alle campagne di rilevamento ISMAR (CNR) e Regione Marche.

N.	SIGLA	TIPO	LATITUDINE	LONGITUDINE	PROFONDITÀ
1	RM37	BE	43.780333	13.361250	21.60
2	RM38	BE	43.793483	13.411300	30.00
3	RM40	BE	43.756333	13.401417	21.50
4	RM41	BE	43.714833	13.381033	16.30
5	RM42	BE	43.787117	13.472083	38.10
6	RM43	BE	43.676383	13.363900	13.50
7	RM45	BE	43.695700	13.422483	16.50
8	RM47	BE	43.658567	13.407983	13.60
9	RM48	BE	43.712800	13.477500	0.00
10	RM48	BE	43.713183	13.476317	21.00
11	RM49	BE	43.792617	13.581783	53.00
12	RM50	BE	43.673067	13.462567	16.50
13	RM51	BE	43.737967	13.544950	35.00
14	RM52	BE	43.772800	13.609350	53.00
15	RM53	BE	43.657467	13.509783	18.60
16	RM54	BE	43.714233	13.581683	33.60
17	RM55	BE	43.779367	13.664417	59.00
18	RM56	BE	43.670417	13.579000	22.70
19	RM57	BE	43.703267	13.639017	41.00
20	RM59	BE	43.638000	13.550533	18.50
21	RM60	BE	43.635667	13.619667	21.20
22	RM61	BE	43.609750	13.588717	15.00
23	RM109	VC	43.639083	13.633583	22.00
24	RM112	VC	43.721950	13.591017	38.00
25	RM113	VC	43.669417	13.486717	16.00
26	RM114	VC	43.674467	13.369783	11.00
27	RM209	BC	43.638933	13.633133	22.00
28	RM212	BC	43.721867	13.591017	38.00
29	RM213	BC	43.669300	13.486367	16.00
30	RM214	BC	43.674217	13.368600	11.00
31	AN97-13	CP	43.753223	13.630167	0.00
32	AN97-16SW	SW	43.753889	13.641000	0.00
33	AN97-14SW	SW	43.753556	13.630500	0.00
34	AN97-15	CP	43.753556	13.641000	0.00

Tab. 1 - *Campioni nel Foglio 282 Ancona*

Legenda: BE = *Benna* - BC = *Boxcore* - VC = *Vibracore* - CK = *Carotiere Kasten*

PROGETTO CARG

10. - DATAZIONI ^{14}C E METODI DI CALIBRAZIONE

Il materiale utilizzato per le datazioni ^{14}C in Adriatico è essenzialmente di tre tipi: 1) foraminiferi plantonici, in genere misti; 2) foraminiferi bentonici, in genere misti; 3) molluschi provenienti da ambiente di deposizione prossimo al livello del mare; 4) torbe provenienti da ambienti transizionali costieri.

Le datazioni sono state effettuate con il metodo del radiocarbonio (metodologia AMS, Accelerator Mass Spectrometry) presso il laboratorio CAMS-LLNL (Center for Accelerator Mass Spectrometry del Lawrence Livermore National Laboratory, California, USA) o presso il laboratorio NOSAMS (National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility, Woods Hole Oceanographic Institution, USA).

Tutte le età radiocarbonio ottenute sono state corrette e calibrate per trasformare gli anni radiocarbonio (età ^{14}C) in anni siderali, poiché è noto che gli anni apparenti misurati con il radiocarbonio non hanno durata costante nel tempo (Suess, 1955). Sono oggi disponibili curve di calibrazione che permettono di tener conto delle complesse fluttuazioni nel tempo della concentrazione di ^{14}C in atmosfera. Le procedure di calibrazione per campioni marini comprendono inoltre l'inserimento di un valore di correzione per l'effetto serbatoio (delta R) causato da valori del contenuto isotopico del carbonio presente in mare non in equilibrio con quello atmosferico (Stuiver & Braziunas, 1993; Hughen *et alii*, 2004; Reimer *et alii*, 2004). Questa correzione diversa da bacino a bacino si applica misurando l'età apparente di molluschi raccolti e conservati nei musei o nelle collezioni prima che l'impatto delle esplosioni nucleari alterasse i rapporti isotopici del C in atmosfera, quindi prima del 1950. Il valore così documentato per l'effetto serbatoio in Adriatico risulta dalla media ponderata di due valori ottenuti da molluschi campionati a Rimini (Langone *et alii*, 1996) e a Barletta (con un valore di 135,8 anni e un errore associato di 40,8 anni (vedere dettagli in Piva *et alii*, 2008). I dati sono materialmente stati calibrati utilizzando il *software* Calib5.02 (Stuiver M. & Reimer P.J., 1993; Hughen *et alii*, 2004). La Tab. 2 riporta i campioni utilizzati nel Foglio 282 Ancona, il materiale datato e i risultati ottenuti in età radiocarbonio e calibrate.

La precisione e l'accuratezza delle datazioni radiocarbonio ottenute dai campioni marini sono limitate da quattro principali fattori di incertezza: (1) la precisione analitica di laboratorio; (2) l'integrità geologico-stratigrafica dei materiali datati; (3) gli errori dovuti a variazioni del serbatoio marino; (4) le procedure di calibrazione (Lowe *et alii* 2007). I problemi associati a questi diversi tipi di limitazioni metodologiche e pratiche sono discussi in dettaglio nell'Appendice 6 delle note illustrative del Foglio NK33- 5 Pescara a scala 1:250.000 (Trincardi *et alii*, in stampa).

PROGETTO CARG

n	Sigla Carota	Profondità (m)	Profondità campione (cm)	Materiale analizzato	Età ^{14}C (a BP)	±	Età calibrata max(cal.)min 2 sigma (a BP)
34	AN97-15	55,1	205-207	foram. bent.	4520	50	450 (547) 644
			421-428	foram. bent	1070	50	4385 (4580) 4774

Tab. 2 - *Datazioni assolute con il metodo del radiocarbonio sui campioni prelevati dalle carote. Il numero nella prima colonna è la sigla con cui è riportata la posizione delle carote nella carta superficiale.*

NOTE: *Il programma di calibrazione usato per i dati relativi alla carta superficiale è RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM REV 4.3 (disponibile nel sito Internet: http://depts.washington.edu/qil/calib/calib.html). Il programma è stato messo a punto da University of Washington - Quaternary Isotope Lab e riportato in Stuiver M. & Reimer P.J. (1993). I campioni di conchiglie di foraminiferi o molluschi marini sono stati corretti applicando anche la correzione per l'effetto serbatoio (delta R) media per il bacino Adriatico (Langone et alii, 1996).*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - TETTONICA

1. - ASSETTO REGIONALE

L'area anconetana fa parte del settore appenninico centrale (fig. 28a) che è limitato ad oriente dall'attuale avanfossa adriatica e ad occidente dal Bacino Tirrenico. Questo settore appenninico è caratterizzato, verso ovest, da una struttura crostale di spessore variabile tra 6 e 15 chilometri (Spakman, 1990), da un elevato flusso di calore (con valori medi superiori a 100 mW/m^2; Della Vedova & Pellis, 1985) e da anomalie gravimetriche positive (Corrado *et alii* 1974). Queste ultime, come si può osservare dal profilo di figura 28b, tendono a diminuire di intensità spostandosi verso est, fino a raggiungere il valore zero in prossimità delle zone assiali appenniniche, per diventare poi rapidamente negative in corrispondenza del settore umbro-marchigiano.

L'andamento in superficie delle isoanomale e, in particolare, di quelle che delimitano la fascia di transizione da valori positivi a valori negativi, descrive una forma arcuata a convessità orientale la quale si sviluppa pressoché parallelamente alla dorsale appenninica (Pialli *et alii*, 1996, Eds.). Ad oriente di questa fascia, nell'area oggetto del rilevamento, i dati gravimetrici evidenziano anomalie negative con valori compresi tra -20 e -40 milligals.

La zona di transizione tra il dominio tirrenico e quello centro - appenninico è localizzata tra la Valdichiana e Gubbio e risulta caratterizzata, in profondità, da un raddoppio crostale (Federico & Minelli, 1995). Qui, infatti, la discontinuità

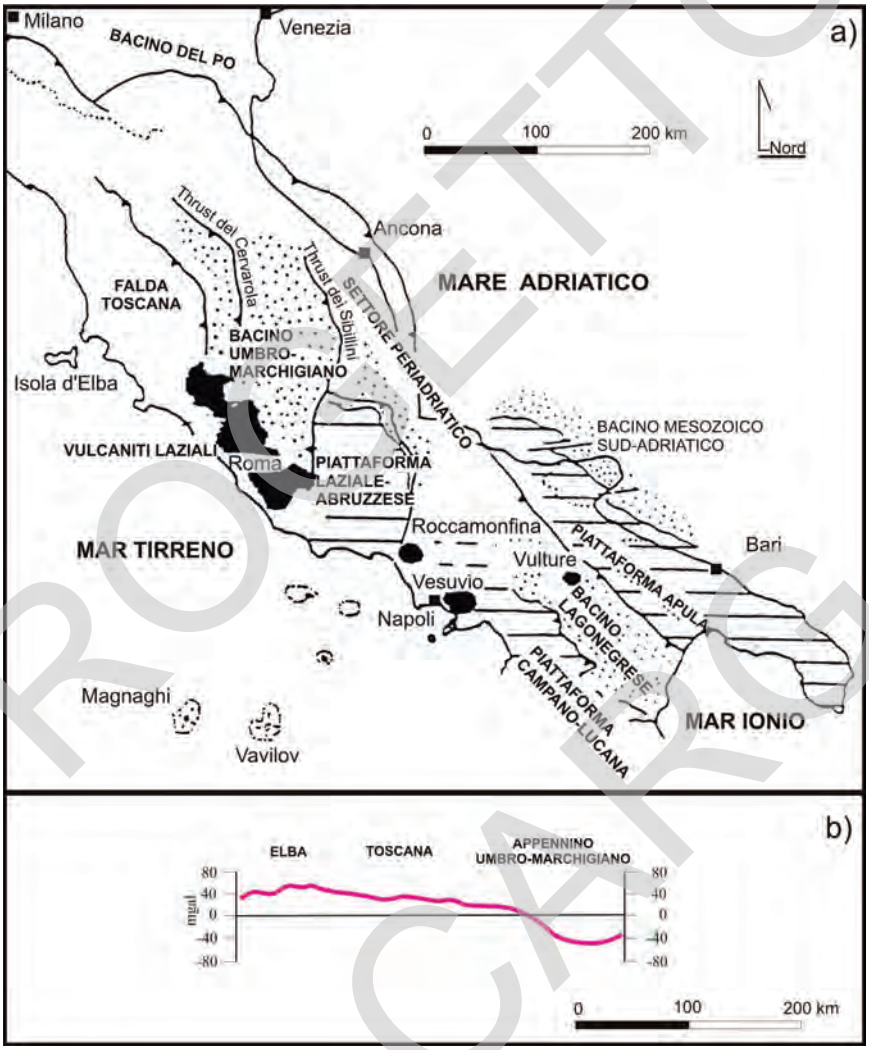

Fig. 28 - *Schema geologico semplificato dell'Appennino (a), ridisegnato da* Doglioni C. & Flores G. *(1997), e profilo gravimetrico regionale (b), ridisegnato da* Cassinis *et alii (1991).*

di *Mohorovicic* "ad affinità tirrenica" è ubicata a circa 15-20 km di profondità, mentre la *Moho* "adriatica" è stata rilevata a profondità intorno ai 40 km (Amato *et alii*, 1996).

Nel settore umbro - marchigiano la crosta al di sotto dell'Appennino mostra forti variazioni di spessore (da circa 23 a circa 36 km; Nicolich, 1989; Ponziani, 1995) e una riduzione dei valori di velocità delle onde sismiche a mano a mano

PROGETTO CARG

che ci si sposta dall'Adriatico verso il Tirreno (Federico & Pauselli, 1996). I dati dei rilievi aereomagnetici effettuati dall'AGIP (1981) evidenziano: (i) un "basamento" magnetico discontinuo localizzato a profondità comprese tra 6 e 15 km e immergente verso occidente dall'Adriatico fino all'Umbria (fig. 29a) e (ii) "*trend* magnetici" orientati circa nord - sud e NNE-SSW, cartografati da Cassano *et alii* (1996) come discontinuità crostali che si estendono per qualche decina di chilometri interessando sia le zone assiali che quelle esterne di catena (fig. 29b). Analoghe strutture le quali tagliano e/o bordano in sottosuolo le strutture positive del settore periadriatico compreso tra Ancona e Pescara sono ben evidenti anche nella carta delle anomalie di *Bouguer* (fig. 29c).

L'assetto attuale dell'Appennino centrale, così come evidenziato dai dati geofisici, è il risultato della costruzione neogenica di una catena a pieghe e sovrascorrimenti. Nell'ambito di questa catena si riconoscono differenti provincie strutturali caratterizzate da specifici attributi e da uno stile strutturale ben definito. In particolare, l'area oggetto dello studio ricade nella provincia periadriatica, dove affiorano essenzialmente sedimenti terrigeni di età mio-pliocenica i quali si presentano blandamente deformati e ricoperti, in discordanza, da depositi quaternari.

Le informazioni disponibili per il settore periadriatico includono dati geologici (di superficie e di sottosuolo) e dati geofisici (gravimetrici, magnetici e sismici) sufficienti, per quantità e qualità, a definire l'assetto geostrutturale dell'area e per tracciare un quadro regionale della storia deformativa delle zone esterne di questo settore di catena. L'uso integrato di questi dati fornisce infatti risultati apprezzabili nello studio regionale dei sistemi a *thrust*, specie delle zone esterne caratterizzate, come in Appennino, da estesi affioramenti di terreni tardo-orogenici che mascherano la struttura profonda dell'area.

Nel settore periadriatico marchigiano si ritrovano in sottosuolo (come documentato dai dati dei pozzi profondi per l'esplorazione di idrocarburi e/o dall'interpretazione di profili sismici a riflessione) terreni i quali risultano variamente strutturati a formare una catena sepolta che si estende fino alla zona mediana adriatica (Bally *et alii*, 1986).

Nell'ambito di questa provincia strutturale parte delle pieghe associate ai *thrust* neogenici coinvolgono solo i terreni terziari e risultano pertanto scollate dal loro substrato mentre altre coinvolgono in tutto o in parte la successione mesozoica e, a luoghi, anche porzioni di basamento (Lavecchia, 1988; Calamita *et alii*, 1992). Da ciò deriva lo stile strutturale tipico della provincia periadriatica che risulta caratterizzata da strutture di dimensioni variabili le quali riflettono l'ubicazione in profondità dei diversi livelli di scollamento presenti nell'ambito del *multilayer* di copertura del margine afro-adriatico.

Il limite geologico tra le zone esterne e quelle assiali di catena è rappresentato, in superficie, da un *thrust* di rilevanza regionale (*thrust* dei Monti Sibillini) il quale incrocia verso sud il *thrust* del Gran Sasso d'Italia e prosegue lungo la linea

PROGETTO CARG

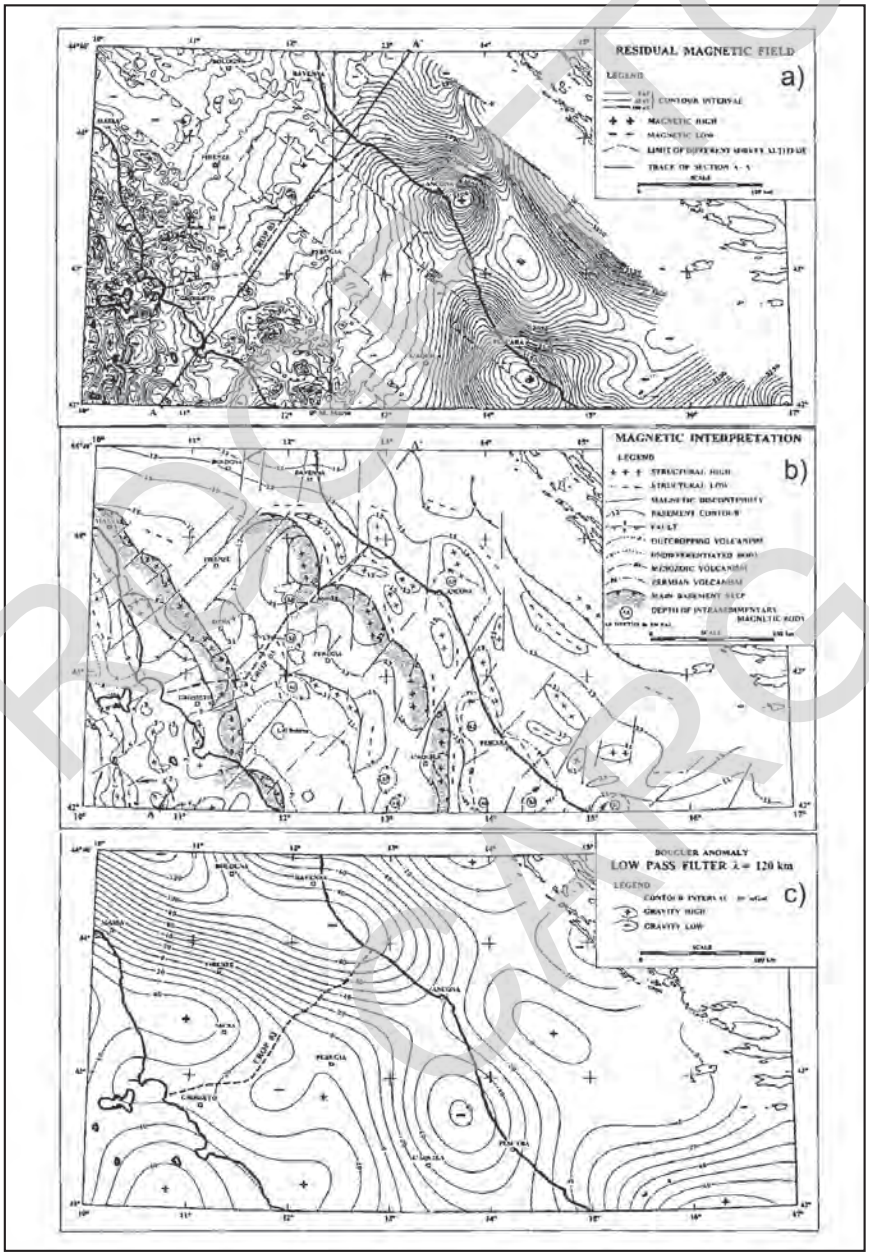

Fig. 29 - *Carta del campo magnetico residuo (a), modello interpretativo (b) e carta delle anomalie gravimetriche (c); da* CASSANO *et alii, 1996.*

PROGETTO ARG

Olevano-Antrodoco. Ad oriente di questo limite, ubicate nel settore esterno della catena, si riconoscono in affioramento le seguenti strutture (fig. 30):

I - le anticlinali di Cingoli-Strada e, più a sud, quella di Treia-Pollenza,
II - le strutture per lo più sepolte di Macerata e di Polverigi,
III - l'anticlinale del Monte Conero.

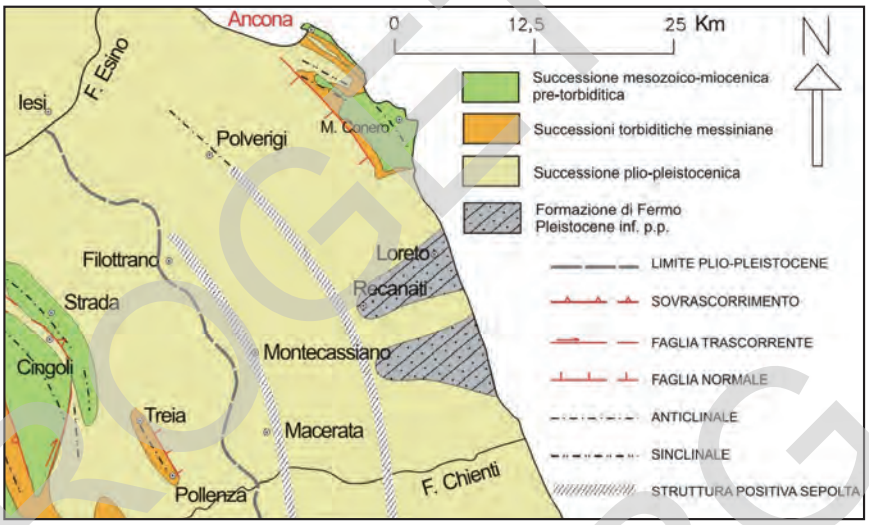

Fig. 30 - *Assetto geologico-strutturale del settore peri adriatico marchigiano compreso tra il fiume Esino (a nord) e il fiume Chienti (a sud).*

2. - TIPOLOGIE STRUTTURALI

I dati strutturali acquisiti nel corso del progetto CARG - Marche, unitamente a quelli relativi alla partizione litostratigrafica della successione mio - plio - pleistocenica affiorante nella fascia periadriatica marchigiana, hanno consentito di riconoscere e caratterizzare tre diversi stadi nella storia evolutiva neogenica di questo settore appenninico. Ognuno di questi stadi è stato distinto integrando i dati geologici di superficie e di sottosuolo disponibili in tutta l'area periadriatica (Bally *et alii*, 1986; Calamita *et alii*, 1991; Ori *et alii*, 1991; Calamita *et alii*, 1994) e risulta caratterizzato da un definito intervallo temporale e da una specifica connotazione paleotettonica (pre-orogenica) la quale ha influenzato in maniera determinante i caratteri litologici, stratigrafici, ambientali e sedimentologici delle successioni sedimentarie rilevate, nonché la natura dei loro contatti (discordanze geometriche, discontinuità di sedimentazione e correlative superfici di continuità).

Di seguito vengono brevemente illustrati i caratteri delle principali strutture pre-orogeniche che interessano i vari termini della successione rilevata; succes-

PROGETTO CARG

sivamente vengono analizzate quelle strutture la cui attribuzione ai diversi stadi evolutivi neogenici è stata suggerita dalle evidenze di cronologia relativa riconosciute nell'area marchigiana esterna.

Strutture pre-orogeniche. La presenza di strutture pre-orogeniche in Appennino centrale è stata evidenziata da numerosi Autori sia alla scala regionale (Cello & Coppola, 1989; De Donatis *et alii*, 1996; Marchegiani *et alii*, 1999) che alla mesoscala (Marchegiani *et alii*, 1997 e referenze citate nel testo). Alla scala regionale le faglie pre-orogeniche sono ritenute responsabili della differenzazione dei caratteri della successione umbro-marchigiana, mentre alla scala dell'affioramento dette strutture sono in genere costituite da associazioni di faglie ad alto angolo rispetto alla stratificazione. Si tratta per lo più di superfici di faglia pressoché planari con rigetti da decimetrici a metrici che diminuiscono sistematicamente verso l'alto fino ad annullarsi in corrispondenza di un livello sommitale non deformato (fig. 31).

Le faglie pre-orogeniche che si ossevano in affioramento realizzano estensione e assottigliamento di pacchi di strati con spessore cumulato variabile da circa un metro a qualche decina di metri. Si presentano, spesso, in sistemi coniugati caratterizzati da una linea d'intersezione giacente in un piano pressoché parallelo alla stratificazione. Questa geometria viene mantenuta anche quando gli strati mostrano giaciture variabili in funzione della posizione strutturale acquisita a seguito del loro coinvolgimento in strutture plicative. Questo tipo di evidenza rappresenta un forte indizio per l'interpretazione di questa tipologia di faglie come strutture sviluppatesi prima che l'area fosse interessata da processi di piegamento. Inoltre, la frequente presenza di lenti discontinue sabbiose e/ o pelitico - siltose lungo le superfici di faglia e l'ispessimento della successione sedimentaria all'*hanging wall*, avvalorano l'ipotesi che dette strutture si siano sviluppate quando i sedimenti non erano ancora del tutto litificati e la pressione dei fluidi interstiziali conferiva loro una forte mobilità.

Nell'area anconetana (nella zona del Monte Conero) tali strutture si rinvengono soprattutto nelle formazioni cretaciche delle *Marne a Fucoidi*, della *Scaglia bianca*, della *Scaglia rossa* e della *Scaglia cinerea* (fig. 31). Qui, inoltre, rispetto alla tipica successione umbro-marchigiana affiorante nelle zone interne appenniniche, le formazioni in parola presentano, a luoghi, spessori alquanto ridotti (fig. 32). Ciò è stato interpretato da Montanari & Sandroni (1995) e da Marchegiani *et alii* (1999) come il risultato di processi sin-sedimentari connessi presumibilmente con lo sviluppo di una o più frane sottomarine legate all'attività di paleofaglie. In particolare, è stato osservato che (i) nelle *Marne a Fucoidi* manca la porzione eformati più calcarea, (ii) nella *Scaglia bianca* manca completamente il livello guida ittiolitico noto come "*Livello Bonarelli*" e che lo spessore della formazione è estremamente ridotto e (iii) nella *Scaglia rossa* manca il *Membro selcifero inferiore*.

PROGETTO CARG

Fig. 31 - *Faglia normale sinsedimentaria nella Formazione della Scaglia rossa (località Monte Conero).*

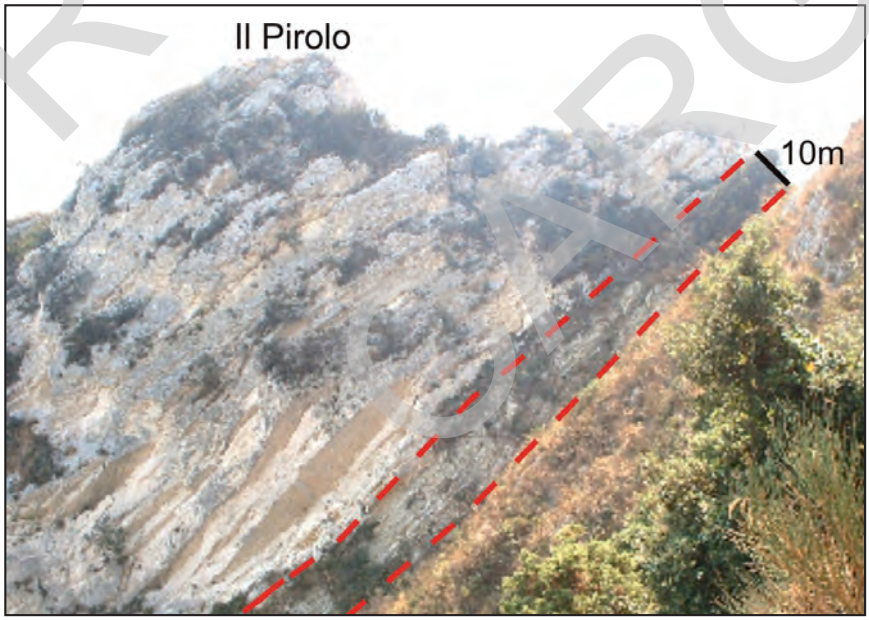

Fig. 32 - *Promontorio del Pirolo (versante orientale del Monte Conero). Si noti lo spessore ridotto della Formazione delle Marne a Fucoidi.*

PROGETTO ARG

Un'altra tipologia di strutture pre-orogeniche è rappresentata da fratture e meso-faglie (con rigetti centimetrici) le quali si presentano oblique rispetto alla stratificazione. Queste strutture mostrano una componente di movimento normale e una dilatante; quest'ultima favorisce i flussi di materiale non litificato verso gli spazi vuoti determinati dall'apertura delle fratture (fig. 33). I caratteri di questa popolazione di strutture consentono quindi di qualificarle come fratture ibride e di classificarle come strutture semi - duttili (Price & Cosgrove, 1990) poiché registrano la deformazione di sedimenti solo in parte litificati.

Nel contesto deformativo che ha interessato i terreni mio-pliocenici affioranti nelle aree di interesse questi processi di fratturazione si sono evidentemente sviluppati solo in rocce precocemente cementate, mentre la deformazione del fango calcareo-argilloso circostante si è realizzata attraverso flussi di materiale con comportamento duttile governato probabilmente dallo sviluppo, durante la diagenesi, di una pressione parziale dei fluidi che raggiungeva valori supraidrostatici.

Fig. 33 - *Filone sedimentario su meso- faglia entro la Scaglia rossa (Località Monte Conero).*

PROGETTO CARG

2.1. - Stadio I (messiniano - pliocene inferiore p.p.)

Le strutture maggiori originate nel corso di questo stadio evolutivo coinvolgono sia la successione meso-cenozoica che i terreni del Miocene e del Pliocene inferiore (pre - zona a *G. puncticulata*).

Le strutture principali sviluppatesi durante lo Stadio I sono costituite da sovrascorrimenti e da strutture di accomodamento ad essi associate (pieghe, faglie di trasferimento e strutture di collasso).

Le maggiori strutture di accomodamento sono rappresentate da pieghe parallele, orientate circa NW-SE, le quali presentano, spesso, un marcato senso di asimmetria con vergenza orientale; hanno dimensioni dell'ordine di qualche chilometro e si sviluppano in direzione assiale per una decina di chilometri.

Le faglie di trasferimento tra le strutture plicative sopra descritte, ove presenti, sono generalmente orientate in direzione circa E-W e N-S; le prime mostrano cinematiche trascorrenti sinistre e le seconde destre.

Le strutture di collasso sono, di norma, rappresentate da faglie normali localizzate al fronte dei sovrascorrimenti (immergenti verso l'avampaese) oppure a tergo (immergenti verso le zone di catena).

Un'importante tipologia di strutture che interessano sia i sedimenti miocenici che quelli pliocenici, è rappresentata da pieghe e faglie di crescita. Entrambe queste strutture si riconoscono in base ai rapporti laterali con i sedimenti bacinali sin e post-crescita e attraverso le variazioni di *facies* e/o di spessore che ne caratterizzano lo sviluppo verticale.

Queste strutture testimoniano dell'importante ruolo svolto dalla tettonica sin - sedimentaria durante la strutturazione delle zone esterne di catena e del carattere progressivo e continuo degli eventi compressivi neogenici (Deiana *et alii*, 2001). In particolare, è proprio lo sviluppo progressivo di queste strutture che condiziona, nel tempo, l'evoluzione del bacino marchigiano esterno e, conseguentemente, i caratteri d'insieme della successione mio-plio-pleistocenica affiorante.

Nel F. 282 "Ancona" (e in quelli contigui rilevati nell'ambito del progetto CARG-Marche) sono state inoltre riconosciute alcune associazioni di strutture geneticamente connesse con i processi deformativi associati ad eventi sin e tardo/post-orogenici.

Strutture sin - orogeniche. Le strutture sin - orogeniche sviluppatesi nel corso dello Stadio I sono state raggruppate in due popolazioni i cui caratteri consentono di ascriverle: (i) ad un evento deformativo precoce (pre - *thrusting*) e (ii) all'evento principale di *thrusting*.

Strutture pre - thrusting. Le associazioni di strutture pre - *thrusting* sono costituite principalmente da fratture mesoscopiche con componenti dilatanti e di

PROGETTO CARG

taglio. Queste possono essere raggruppate in due sistemi:

- Sistema I (fig. 34a). Le strutture appartenenti a questo sistema sono rappresentate principalmente da fratture organizzate in due *set* coniugati, il primo orientato circa NE-SW e immergente sia a NW che a SE e il secondo orientato circa E-W immergente sia verso N che verso S; le fratture appartenenti al Sistema I si presentano spesso riempite da calcite fibrosa.
- Sistema II (fig. 34b). Le associazioni di strutture appartenenti a questo sistema sono costituite da rare faglie inverse e, principalmente, da fratture di taglio coniugate orientate circa NW - SE. I rigetti misurati sono variabili tra alcuni centimetri e qualche metro; lungo le strutture maggiori si osservano, spesso, strie meccaniche ed altri tectoglifi che indicano chiaramente i sensi di movimento che le caratterizzano e/o strutture di accomodamento che distribuiscono il rigetto su diversi segmenti minori.

Le relazioni geometriche tra queste tipologie di fratture e la stratificazione mostrano che le strutture del Sistema II raccorciano e ispessiscono pacchi di strati con spessore cumulato massimo dell'ordine della decina di metri e che dette relazioni sono mantenute anche dopo che gli strati sono stati soggetti a piegamento.

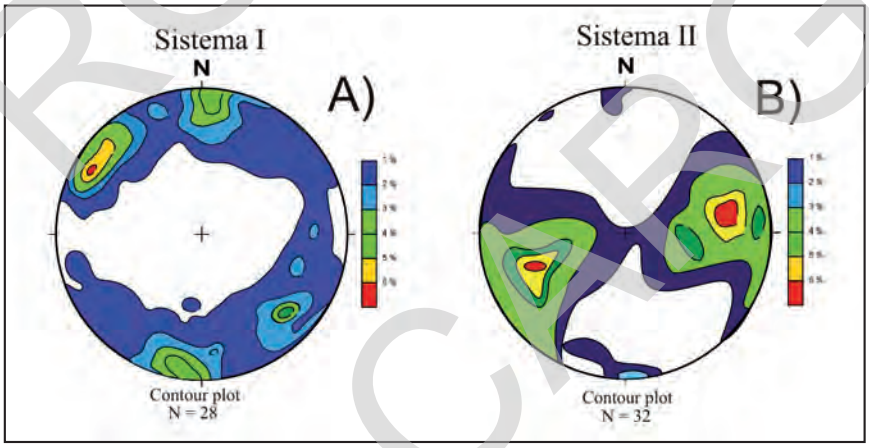

Fig. 34 - *Dati giaciturali relativi alle strutture sin-orogeniche pre-thrusting (proiezioni stereografiche; reticolo di Schmidt emisfero inferiore).*

Strutture sin - thrusting. A questa tipologia di strutture appartengono i principali *thrust* e le pieghe sviluppatesi durante la fase di accrezione delle zone esterne del sistema a *thrust* centro - appenninico. In settori più occidentali e meridionali rispetto all'area oggetto del rilevamento, lo sviluppo di pieghe associate a *thrust* di rilevanza regionale ha portato all'attuale assetto delle zone di *footwall* del *thrust* dei Monti Sibillini. In questi settori le strutture sin - *thrusting*, che coinvolgono anche

PROGETTO CARG

i terreni miocenici e quelli del Pliocene inferiore, sono rappresentate da pieghe generalmente asimmetriche, ad andamento circa NW - SE, con fianchi occidentali immergenti di circa 10° - 15° e fianchi orientali da sub - verticali a rovesciati.

Nell'area anconetana, un esempio di questo tipo di strutture è dato dall'anticlinale asimmetrica a vergenza nord-orientale del Monte Conero. Questa è costituita essenzialmente da terreni calcarei e marnosi meso-cenozoici, con al nucleo la formazione della *Maiolica*. L'anticlinale in parola, con asse orientato NW-SE, presenta due terminazioni periclinaliche e risulta fortemente asimmetrica in quanto il fianco nord-orientale ha una pendenza media di circa 70°-80° mentre quello sud-occidentale ha una pendenza di circa 25° (fig. 35).

Il fianco orientale di queste strutture è, spesso, interessato da *thrust* minori (*splay thrust*) che interessano, localmente, anche i terreni miocenici e quelli del Pliocene inferiore appartenenti alla formazione delle *Argille azzurre*.

Una situazione esemplificativa di questo assetto è presente lungo la zona costiera che si estende tra la città di Ancona e l'abitato di Portonovo (Cello & Coppola; 1989); qui, le emipelagiti mioceniche dello *Schlier* e i sedimenti messiniano-pliocenici affioranti sono interessati da un piano di sovrascorrimento (figg. 36 e 37), orientato NW-SE ed immergente verso sud-ovest, il quale determina l'accavallamento dei terreni tardo-miocenici della *Formazione a Colombacci* su quelli del Pliocene inferiore (*Argille azzurre*).

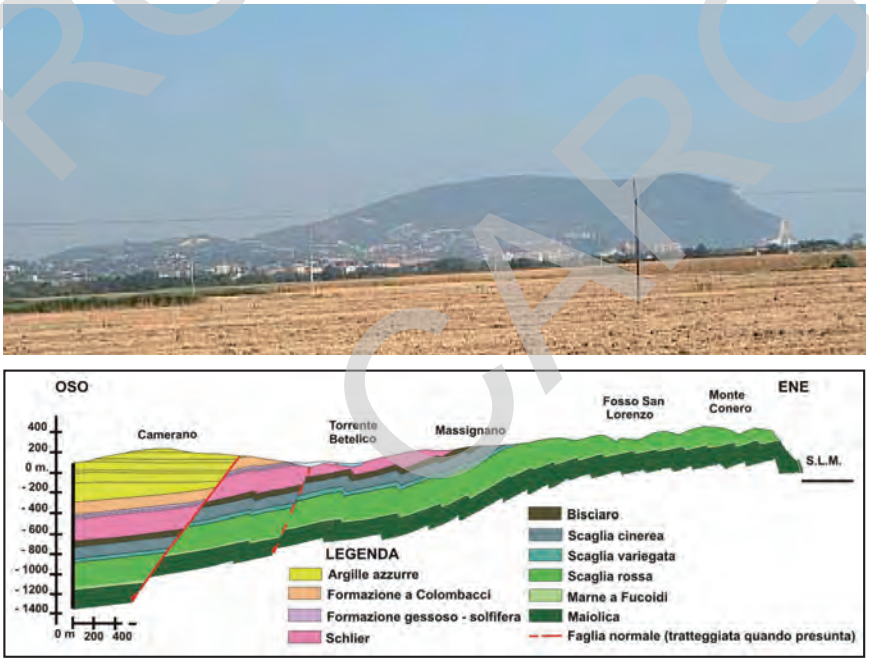

Fig. 35 - *Panoramica del Monte Conero (visto da sud) e sezione geologica (modificata da Cello & Coppola, 1989).*

PROGETTO CARG

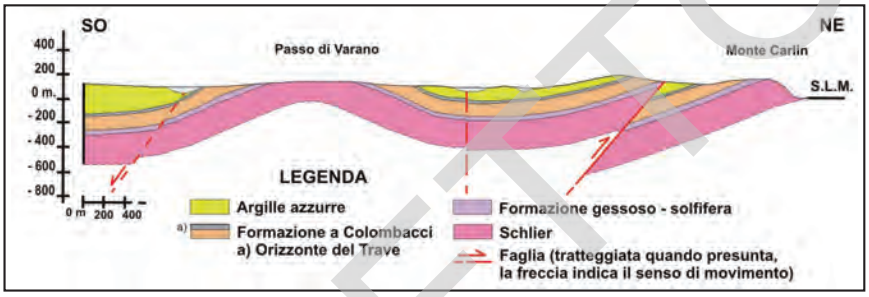

Fig. 36 - *Sezione geologica attraverso i termini miocenici e pliocenici affioranti nel F. 282 "Ancona".*

Fig. 37 - *Piano di sovrascorrimento nella Formazione a Colombacci (località spiaggia di Mezzavalle).*

Come si può vedere dal profilo di figura 36, ad ovest del sovrascorrimento si rinvengono due importanti strutture plicative pressoché simmetriche; una sinclinale (la sinclinale delle Tavernelle) orientata NW-SE, con al nucleo terreni appartenenti alle *Argille azzurre* e un'anticlinale (l'anticlinale di Monte d'Ago), sempre orientata NW-SE, con al nucleo terreni appartenenti allo *Schlier*.

La sinclinale delle Tavernelle è interessata da una faglia trascorrente destra orientata NW-SE che si sviluppa, in superficie, all'interno dei terreni della formazione delle *Argille azzurre*. L'anticlinale di Monte d'Ago è bordata, lungo il fianco sud-occidentale, da una faglia normale che si segue in affioramento da Camerano fino a Torrette. Questa struttura presenta il massimo rigetto (circa 200

PROGETTO GRAFICO

m) in prossimità del Monte Conero (fig. 35), dove mette a contatto i terreni messiniani della *Formazione gessoso-solfifera* con i terreni del Pliocene medio appartenenti alle *Argille azzurre*. In corrispondenza di Monte d'Ago, la faglia in parola corre all'interno delle *Argille azzurre* e presenta un rigetto di circa 50 m (fig. 36).

Strutture plicative più blande di quelle sopra descritte si rinvengono anche nella zona occidentale del F. 282 "Ancona", dove affiorano esclusivamente i terreni appartenenti alle *Argille azzurre*.

Nei pressi di Monte Barcaglione, ad esempio, si osserva un'anticlinale con un asse orientato circa NW-SE e i cui fianchi non superano pendenze di 15° (fig. 30).

Nella zona orientale del F. 282 "Ancona" sono presenti anche alcune mesopieghe con asse orientato NW-SE e talune faglie minori, con componente principalmente normale, orientate NE-SW (fig. 38). Queste mesostrutture interessano, in particolare, le formazioni dello *Schlier* e della *gessoso-solfifera*.

Strutture tardo - orogeniche. Si tratta principalmente di faglie caratterizzate da due tipologie dominanti: (i) faglie indotte dalle condizioni di disequilibrio del cuneo tettonico (Davis & Reynolds, 1996) e (ii) faglie di collasso (Cello, 1996). Le prime possono avere sia cinematica inversa che normale, in funzione della tipologia di riequilibrio (ispessimento o assottigliamento) necessaria alla stabilità del cuneo tettonico. Si ritrovano, spesso, come associazioni di strutture di rango inferiore rispetto al sovrascorrimento principale e, nell'insieme, caratterizzano la deformazione interna di un *thrust sheet* (Cello & Nur, 1988).

Le faglie di collasso sono invece tipicamente faglie normali che si ritrovano sistematicamente localizzate a tergo di singoli *thrust sheet* oppure al loro fronte (come si può osservare, ad esempio, lungo il fronte della struttura di Cingoli - Strada, oppure ad oriente della struttura di Polverigi; Calamita *et alii*, 1991). Queste faglie si sviluppano, di norma, come elementi strutturali isolati caratterizzati da lunghezze quasi sempre inferiori a 10 chilometri e da un rapporto rigetto / lunghezza dell'ordine di 1:10.

Le faglie di collasso ubicate a tergo dei principali *thrust sheet* immergono sistematicamente verso ovest; perdono rapidamente rigetto lungo la direzione e tendono a raccordarsi, nel sottosuolo, con lo scollamento principale; quelle ubicate al fronte della struttura immergono tipicamente verso est e sono state interpretate come strutture di collasso connesse con la dissipazione parziale dei fluidi dovuta alla loro migrazione verso le aree di *footwall* a seguito della messa in posto di un *thrust sheet* (Cello & Nur, 1988; Cello & Deiana, 1995).

Nell'area anconetana, la faglia normale che si segue in affioramento da Camerano fino a Torrette può essere interpretata come una faglia di collasso che si sviluppa a tergo delle macroanticlinali associate ai sovrascorrimenti (Cello & Coppola, 1984; 1989). Come già evidenziato, questa struttura presenta il massimo rigetto (circa 200m) in corrispondenza della culminazione della struttura

PROGETTO CARG

del Monte Conero (fig. 37), dove mette a contatto i terreni messiniani della *Formazione gessoso-solfifera* con i terreni del Pliocene medio appartenenti alla formazione delle *Argille azzurre*. Nella sua prosecuzione verso NW, questa stessa struttura corre all'interno della sola formazione delle *Argille azzurre* e presenta un rigetto di circa 50 metri (fig. 38)

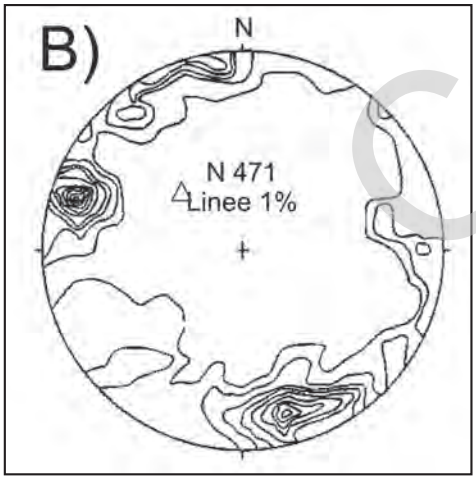

Fig. 38 - *a) Mesopiega asimmetrica, orientata NW-SE, nella Formazione gessoso-solfifera (località Spiaggia di Mezzavalle); si osservi la vergenza a nord-est;*
b) Diagramma di densità polare degli elementi mesostrutturali che interessano le formazioni mioceniche affioranti nella zona orientale del F. 282 "Ancona" (proiezione stereografica; reticolo di Schmidt emisfero inferiore; da Cello & Coppola, *1984).*

PROGETTO CARG

2.2. - Stadio ii (pliocene inferiore p.p. - pleistocene inferiore p.p.).

In questo intervallo temporale, che inizia nel Pliocene inferiore al livello della zona a *G. puncticulata*, nel bacino marchigiano esterno si registra essenzialmente lo sviluppo di pieghe sin - deposizionali che danno origine a due dorsali principali ad andamento longitudinale note in letteratura come: (i) la dorsale di Agugliano - Ortezzano - Bellante (AOB, ubicata in posizione interna) e (ii) la più esterna dorsale costiera (Ori *et alii*, 1991).

La crescita di queste dorsali condiziona profondamente, nel tempo, i caratteri della successione plio - pleistocenica che, in generale, presenta una marcata variabilità negli spessori e nelle *facies*, sia lungo l'asse del bacino che trasversalmente. In questo periodo, inoltre, i sistemi deposizionali che caratterizzano la formazione delle *Argille azzurre* sono, per lo più, confinati all'interno di depressioni di dimensioni limitate e registrano i processi di rielaborazione e ridistribuzione dei flussi gravitativi provenienti dai settori interni della catena (Ori *et alii*, 1991).

Nell'ambito della porzione infra - pliocenica della successione affiorante a nord del fiume Chienti, è stata riconosciuta, spesso con difficoltà e solo a luoghi, la presenza di una discontinuità geometrica che si registra all'interno dei sedimenti del Pliocene inferiore (zona a *G. puncticulata*). Questa discontinuità è stata meglio identificata in sottosuolo sulla base di dati di perforazioni profonde ed attraverso l'analisi di profili sismici a riflessione (Calamita *et alii*, 1991; Ori *et alii*, 1991). L'integrazione tra dati di superficie e di sottosuolo consente quindi di essere più confidenti nell'attribuire un significato regionale a questa discontinuità e nella sua utilizzazione per correlazioni alla scala del bacino.

Dopo la riorganizzazione degli ambienti deposizionali, a seguito della crescita di strutture sin-sedimentarie, la successione registra lo sviluppo, a varie altezze stratigrafiche, di intercalazioni localizzate di corpi clastici più o meno grossolani e di discordanze angolari.

Nel corso di questo stadio evolutivo, il bacino rimane confinato entro i limiti rappresentati, ad occidente, dalle strutture appenniniche pre-esistenti e, ad oriente, dalla soglia via via più accentuata della dorsale costiera.

La struttura di Agugliano - Ortezzano - Bellante rappresenta invece una ruga intrabacinale che cresce progressivamente nel corso di questo intervallo temporale (fig. 39). In quest'ottica, durante l'intervallo Pliocene inferiore (parte alta della zona a *G. puncticulata*) - Pleistocene, questo settore del bacino marchigiano esterno può essere considerato come un *open piggy back basin* (*sensu* Ori *et alii*, 1991) poiché nonostante la presenza di strutture di crescita intrabacinali le diverse aree depocentrali rimanevano ancora collegate fra loro.

Nell'area anconetana, la struttura Agugliano - Ortezzano - Bellante è rappresentata dall'anticlinale di Polverigi, che costituisce il confine sud-occidentale della zona in esame. Detta struttura, orientata circa NW-SE, si presenta leg-

PROGETTO CARG

germente asimmetrica con il fianco nord-orientale poco più inclinato rispetto a quello sud-occidentale. A nord dell'anticlinale di Polverigi affiorano i depositi pleistocenici del bacino di Monte Sicuro (Colalongo *et alii*, 1979). Il confine settentrionale di detto bacino è rappresentato dagli attuali affioramenti pliocenici della fascia costiera compresa tra Ancona e Falconara Marittima (i quali, nel Pleistocene, costituiscono un alto strutturale probabilmente emerso) mentre quello orientale è marcato dalla faglia ad andamento appenninico che si segue da Torrette fino a Camerano.

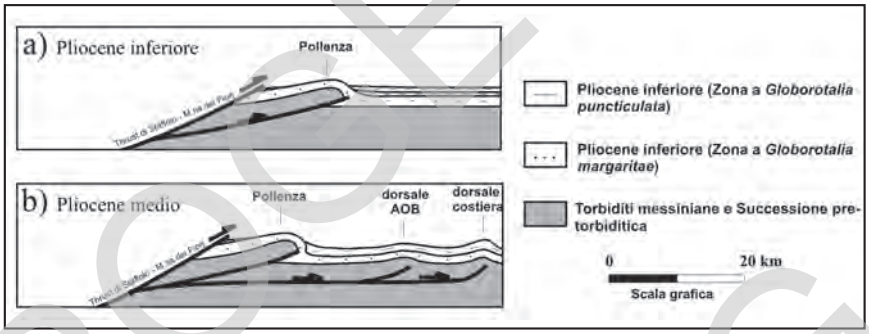

Fig. 39 - *Schemi paleotettonici mostranti l'evoluzione del bacino marchigiano esterno da una fase di avanfossa (a) ad una di* open piggy back basin *(b).*

2.3. - Stadio iii (pleistocene-attuale).

Le strutture attive in questo stadio sono costituite principalmente da (i) faglie normali, (ii) trascorrenti (sia transtensive che transpressive) e (iii) inverse nonché da (iv) blande pieghe orientate circa ENE-WSW. Le suddette strutture possono essere osservate direttamente in affioramento oppure possono essere ipotizzate sulla base dei loro effetti (anche quando non emergono in superficie).

A scala regionale le faglie dislocano e/o ri-attivano pre - esistenti strutture e, dato l'intervallo di tempo nel quale agiscono, sono da considerare, nell'insieme, faglie post-orogeniche. Va precisato comunque che le strutture che sono in attività nel corso dello Stadio III mostrano caratteri completamente differenti a seconda della loro ubicazione nell'ambito delle diverse zone di catena e pertanto la loro attività e le cinematiche che le caratterizzano non dipendono da un unico regime di *stress*.

Nelle zone assiali appenniniche affiorano faglie a carattere essenzialmente distensivo e/o transtensivo (Cello *et alii*, 1997), mentre nelle zone esterne di catena si riconoscono, in affioramento, principalmente faglie a componente trascorrente (Cello & Coppola, 1984; 1989) e, in sottosuolo, faglie con componenti di *dip-slip* (sia inverse che normali; Calamita *et alii*, 1991).

PROGETTO CARG

Le informazioni riguardanti le pieghe presenti nel F. 282 “Ancona” sono state acquisite attraverso una sistematica misura della giacitura degli strati e mediante la loro successiva elaborazione statistica (fig. 40).

Come è mostrato in figura 40, le giaciture misurate in tutta l’area oggetto del rilevamento presentano due direzioni preferenziali: una orientata NW-SE, registrata essenzialmente nei terreni di età mio-pliocenica (fig. 40a) e l’altra orientata ENE-WSW, dominante nei depositi pleistocenici (fig. 40b). Le misure riportate nel diagramma di figura 40a sono state raccolte essenzialmente in prossimità di Ancona e nella zona di Monte dei Corvi, mentre quelle riportate in figura 40b sono state raccolte prevalentemente nei depositi sabbiosi pleistocenici che affiorano diffusamente nelle zone eformati delle colline situate tra eformat e il fiume Esino.

Il lavoro sistematico di acquisizione dati effettuato nella zona occidentale del F. 282 “Ancona”, dove la giacitura dei depositi pleistocenici affioranti è caratterizzata da una blanda pendenza degli strati, ha consentito di evidenziare la presenza di coppie simmetriche di anticlinali e sinclinali, con lunghezza d’onda di qualche centinaio di metri e con assi orientati circa ENE-WSW. In particolare, dette strutture risultano localizzate in corrispondenza dell’alto morfologico Monte Ferro-Agugliano, orientato anch’esso ENE-WSW, il quale rappresenta lo spartiacque tra il fiume Esino e il fiume Aspio (fig. 41).

Sempre nella zona occidentale del F. 282 “Ancona” sono ben riconoscibili, anche sulla base dei loro caratteri morfotettonici, una serie di lineamenti orientati circa NNE-SSW e alcune mesofaglie orientate circa NW-SE e NE-SW (fig. 42). Dette faglie interessano i depositi pleistocenici e tagliano e/o riattivano le strutture pre-esistenti.

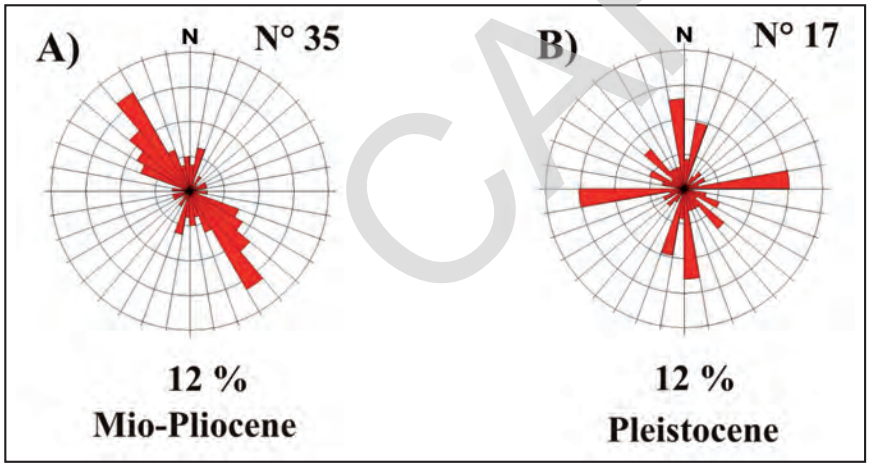

Fig. 40 - Rose diagrams *delle direzioni dei piani di stratificazione, raggruppate per Epoca (proiezioni stereografiche; reticolo di Schmidt emisfero inferiore)*

PROGETTO CARG

Fig. 41 - *Panoramica (vista da Offagna) della zona di spartiacque tra il fiume Aspio e l'Esino.*

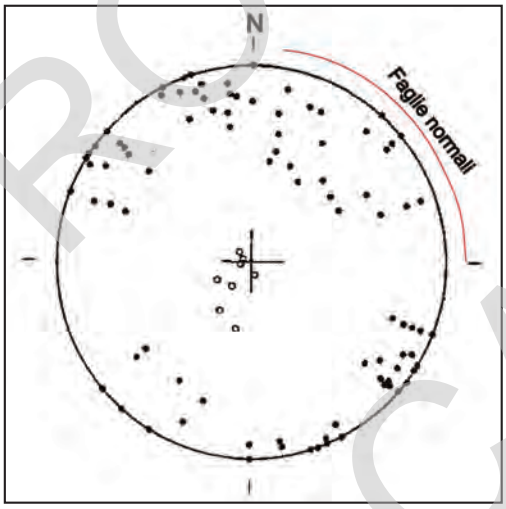

Fig. 42 - *Proiezione stereografica (reticolo di Schmidt emisfero inferiore) dei poli dei piani di faglia minori che interessano i terreni pleistocenici affioranti nel settore occidentale dell'area anconetana (modificato da* Cello & Coppola, *1984).*

Laddove i lineamenti morfotettonici ad andamento NNE-SSW presentano una certa continuità, questi sono stati interpretati come elementi strutturali i quali registrano indizi di attività tardo pleistocenica. In questo caso, i suddetti elementi possono essere considerati come strutture superficiali connesse con aree sorgenti di terremoti.

In tempi storici l'area anconetana è stata infatti interessata da diversi terremoti che, sebbene di magnitudo medio-bassa, risultano comunque significativi in termini di valutazione del rischio da terremoto (Crescenti *et alii*, 1977; Cello &

PROGETTO CARG

Coppola; 1989, Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani; CPTI; 1999, tab.1).

Particolarmente interessanti, da un punto di vista scientifico, risultano le sequenze sismiche di bassa energia (1 < M < 4) del 1973, 1974 e 1975, le cui aree sorgenti sono state localizzate, rispettivamente, nei pressi dell'abitato di Palombina Nuova, nell'*offshore* immediatamente al largo di Ancona e in corrispondenza del Fosso Borranico, ubicato a nord-ovest del Monte Conero (fig. 34).

In queste aree sono state individuate quattro fasce sismogenetiche, orientate tra N-S e NNE-SSW, dove l'attività sismica è localizzata a profondità ipocentrali comprese fra 2,5 e 7,0 Km circa (concentrazione massima 2,5-3,5 Km; fig 35; Crescenti *et alii* 1977).

Anno	Località	Latitudine	Longitudine	Profondità ipocentri	Magnitudo equivalente
1269	Rio Borranico	43° 33′	13° 33′	X	5.85
1474	Ancona	43° 36′	13° 31′	X	X
1690	Rio Borranico	43° 33′	13° 33′	X	5..30
1917	Numana	43° 30′	13° 35′	X	X
1930	Marina				
Alta	43° 39′	13° 20′	X	5.85	
1968	Ancona	43° 36′	13° 30′	X	X
1972	" "	" "	" "	X	5.15
1972	" "	" "	" "	X	4.30
1972	Mare Adriatico	43° 38′	13° 37′	X	5.15
1972	Monsano	43° 35′	13° 17′	X	5..5
1972	Chiaravalle	43° 37′	13° 21′	X	5..5
1972	Marina Alta	43° 39′	13° 20′	X	5.3
1973	Ancona	X	X	2.5 - 6.1	X
1974	Palombina Nuova	X	X	2.5 - 5.0	X
1974	Rio Borranico	X	X	6.7 - 3.2	X
1975	" "	X	X	4.2 - 2.7	X

X = dato mancante

Tab. 1 - *Terremoti storici con epicentro nell'area anconetana. I dati relativi ai terremoti del 1269, 1690 e 1917 sono stati tratti dal catalogo storico CPTI (1999), mentre quelli relativi alle sequenza sismiche del 1974 e 1975 derivano da dati strumentali pubblicati in* Crescenti *et alii, (1977).*

PROGETTO CARG

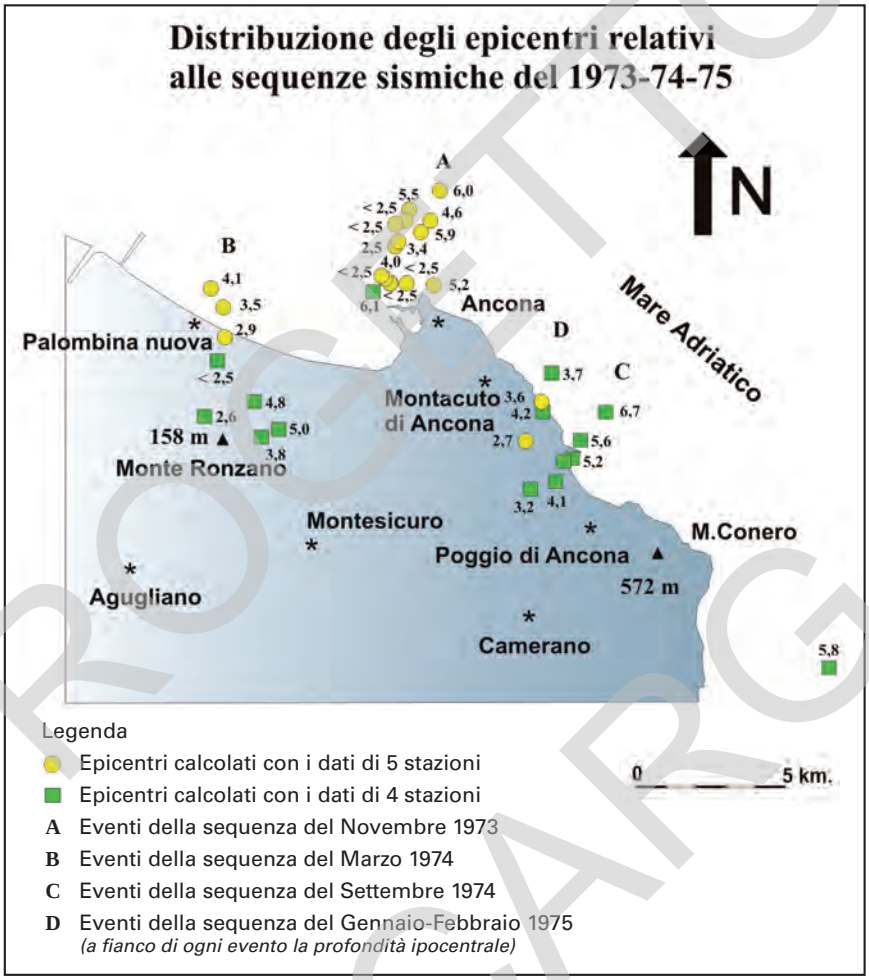

Fig. 43 - *Localizzazioni epicentrali degli eventi registrati dal Novembre 1973 al Febbraio 1975 (modificata da* Crescenti *et alii, 1977).*

3. - EVOLUZIONE TETTONICA

Le relazioni geometriche e cronologiche esistenti tra le diverse tipologie di strutture esaminate e i caratteri litostratigrafici della successione marina mio -plio - pleistocenica marchigiana consentono di tracciare, per questo settore appenninico, uno schema di evoluzione tettonica sufficientemente dettagliato.

La progressione degli eventi deformativi che hanno interessato l'area compresa nel F. 282 "Ancona" e le aree contermini rilevate nell'ambito del progetto CARG-

PROGETTO CARG

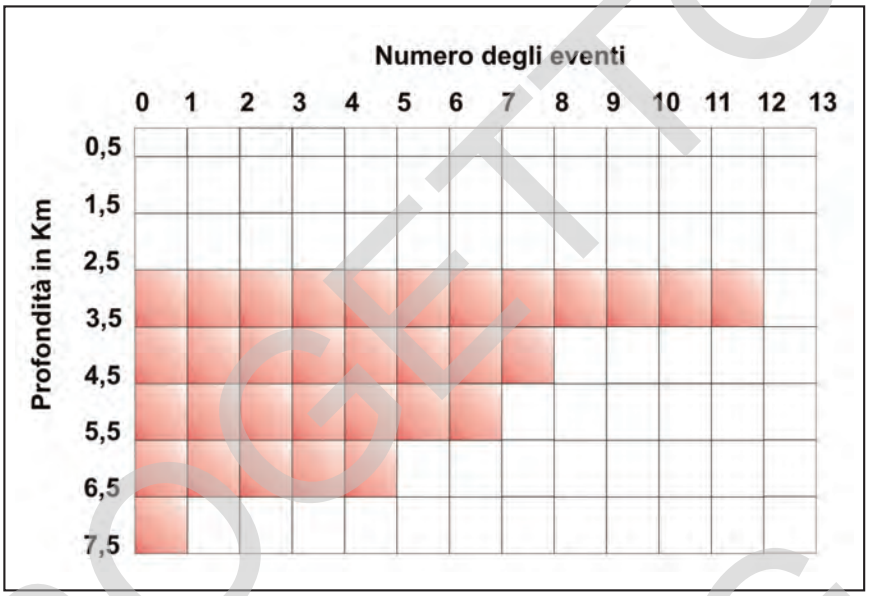

Fig. 44 - *Istogramma delle frequenze degli eventi in funzione della profondità ipocentrale (modificata da* Crescenti *et alii; 1977).*

Marche, è infatti adeguatamente registrata dalle associazioni di strutture sviluppatesi in sequenza nell'ambito dei depositi di avanfossa che venivano progressivamente incorporati nel sistema a *thrust* appenninico a partire dal Messiniano.

L'inizio della storia deformativa di questo settore di catena è posto in coincidenza con lo sviluppo delle strutture pre-orogeniche che, come detto, giocano un ruolo fondamentale nel differenziare nello spazio e nel tempo le diverse successioni affioranti. Nell'area anconetana, dette strutture sono ben visibili alla scala dell'affioramento; si tratta essenzialmente di faglie mesoscopiche interpretate come associazioni di strutture di rango inferiore rispetto a faglie distensive regionali attivatesi, probabilmente, in seguito alla flessurazione di litosfera apula a causa della migrazione progressiva, nel tempo e nello spazio, dell'insieme catena-avanfossa verso le aree di avampaese.

Nell'area in oggetto, indizi dell'attività più recente di questa tipologia di faglie si possono cogliere, ad esempio, nella estrema variabilità degli spessori e delle *facies* che caratterizzano, in generale, le formazioni tardo-mioceniche e plioceniche.

Al passaggio Messiniano-Pliocene, nell'area anconetana cominciano ad enuclearsi le principali strutture regionali connesse con i processi di *thrusting*. Queste, durante la loro crescita, deformano progressivamente le strutture pre - esistenti e i depositi di avanfossa modificandone gli originali rapporti.

PROGETTO CARG

Nel corso di questa fase tettonica tutta l'area costiera subisce un generale sollevamento che alla fine del Messiniano origina una serie di dorsali sommerse poco profonde che separano bacini allungati in direzione appenninica.

A partire dal Pliocene inferiore sommitale (post - zona a *G. puncticulata*) e fino al passaggio plio-pleistocenico, l'evoluzione tettonica di questo settore è controllata principalmente dallo sviluppo di strutture plicative sin-sedimentarie connesse con la crescita progressiva della porzione settentrionale della dorsale di Agugliano - Ortezzano - Bellante. Le pieghe che si sviluppano nel corso di questo stadio evolutivo sono orientate circa NW-SE e presentano, a luoghi, una blanda vergenza nord-orientale, come avviene, ad esempio, per l'anticlinale di Polverigi.

Gli indizi di attività legati alla crescita di questa struttura sono registrati principalmente dalla differenziazione dei caratteri litologici e sedimentari all'interno della successione pliocenica e dalla natura dei contatti tra le sequenze deposizionali distinte nell'ambito della successione marina affiorante tra l'area anconetana e il settore teramano dell'avanfossa periadriatica.

Nel Pliocene medio basale nell'area anconetana si riattivano e si amplificano le principali strutture già impostate nella fase messiniana e si registra l'emersione di tutta la fascia costiera. Ciò è evidenziato da un'ampia lacuna sedimentaria che si estende dal Pliocene medio p.p. fino al Pleistocene basale. Al passaggio plio-pleistocene si registra invece il collasso del settore occidentale dell'area anconetana, dove si imposta il bacino di Monte Sicuro, all'interno del quale le condizioni di sedimentazione marina consentono la deposizione dei sedimenti del Pleistocene basale sui terreni del Pliocene medio p.p. e del Pliocene inferiore. Rimaneva invece emersa la zona costiera.

A partire dal Pleistocene inferiore, nell'area anconetana, si sviluppano blande pieghe simmetriche con asse orientato circa ENE-WSW. Dette strutture risultano chiaramente incompatibili con la storia eformativi che ha interessato precedentemente l'area e che ha portato allo sviluppo delle strutture maggiori che interessano i terreni giurassico-cretacico-paleogenici e, in maniera meno accentuata, anche quelli miocenici e pliocenici. Nel corso degli Stadi I e II, infatti, la geometria del campo di *stress* responsabile della genesi delle principali associazioni di strutture analizzate era caratterizzato da un asse principale massimo sub-orizzontale e orientato SW-NE (Cello & Coppola, 1989). La presenza di queste blande pieghe ad andamento ENE-WSW sembra invece suggerire che, a partire dal Pleistocene inferiore, nell'area anconetana si è instaurato, ed è correntemente attivo, un regime di *stress* caratterizzato da un asse principale massimo sub-orizzontale e orientato circa NNW-SSE.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - FRANE

L'area compresa nel F. 282 "Ancona" è caratterizzata da una elevata franosità che interessa circa il 20% del territorio rilevato. I fenomeni franosi cartografati sono da mettere in relazione soprattutto alle caratteristiche litologiche ed ai processi morfoevolutivi (naturali e antropici) dei terreni che, in generale, presentano caratteri fisico-meccanici piuttosto scadenti. Le peliti della formazione delle *Argille azzurre* si presentano sovraconsolidate e con parametri geotecnici che non si discostano molto dai valori puramente indicativi riportati di seguito: $15° < \ < 20°$; $1{,}5 kg/cm^3 < \gamma < 2 kg/cm^3$; $1 kg/cm^2 < Cu < 1{,}6 kg/cm^2$. Laddove, a causa dei processi di alterazione dovuti all'azione degli agenti atmosferici e delle acque meteoriche, le peliti si presentano alterate, è evidente che i suddetti parametri registrano un netto decadimento delle caratteristiche fisico-meccaniche del materiale. Caratteri geotecnici scadenti presenta anche la coltre superficiale costituita da pelite alterata e da depositi eluvio-colluviali provenienti dal disfacimento della pelite stessa.

La maggior parte dei fenomeni franosi che interessano l'area compresa nel F. 282 "Ancona" è caratterizzata da frane di colamento e da frane del tipo *slump-earth flow*; in quest'ultimo caso i fenomeni interessano sia le *litofacies pelitiche* che quelle *arenaceo-pelitiche*. I movimenti gravitativi sono evidenziati da una tipica morfologia del versante con ripetuti avvallamenti e/o ondulazioni del ter-

reno verso valle. Lungo la falesia che si estende dalla città di Ancona all'abitato di Portonovo, numerose sono anche le frane di crollo.

In generale, lo spessore dei diversi depositi franosi, nonché la natura dei terreni coinvolti, appaiono variabili in funzione delle tipologie di frana che si attivano; tra le frane censite sono prevalenti quelle di colamento costituite per la massima parte da terreni caotici comprendenti porzioni di substrato argilloso, blocchi eterometrici di arenarie, cogoli diagenetici e materiali ciottolosi di origine alluvionale.

In riferimento alla distribuzione areale dei fenomeni franosi va osservato che il maggior numero di frane sono localizzate nel settore occidentale del F. 282 "Ancona", nella zona compresa tra Ancona e Falconara dove affiorano, in prevalenza, i termini pelitici della *Argille azzurre*; qui i fenomeni franosi censiti ricoprono circa il 70% del territorio.

Nell'area anconetana, i fenomeni franosi interessano anche alcuni centri abitati (si vedano gli Atti del Convegno "Studio Centri Abitati Instabili" organizzato dalla Regione Marche e dal CNR, 1989). Tra questi, il fenomeno più noto e significativo è la cosiddetta "Frana di Ancona" in località Posatora.

L'ultima riattivazione di questo imponente fenomeno gravitativo si è avuta la notte del 13 dicembre 1982 alle ore 22,40, quando la porzione di terreno (220 ettari) che da Fornetto declina verso il mare cominciò a scivolare trascinando nel suo lento movimento ogni opera antropica che si trovava su di essa. Più di tremila persone si ritrovarono improvvisamente senza tetto; a mezza costa le reti idriche e del gas furono divelte e lungo la costa, per un tratto di 2500 m, la ferrovia e la strada Flaminia vennero distrutte.

La "Frana di Ancona", data la sua rilevanza per il rischio idro-geologico dell'area, è stata ampiamente studiata sia da un punto di vista scientifico da diversi ricercatori (i cui lavori sono raccolti in un Numero speciale (1986) della rivista Studi Geologici Camerti: "La grande frana di Ancona del 13 dicembre 1982"), che da un punto di vista geotecnico, in particolare dal Prof. Vincenzo Cotecchia su commissione del Comune di Ancona, con un progetto mirato al suo consolidamento ("Interventi di consolidamento del versante settentrionale del Montagnolo e della relativa fascia costiera interessati dai movimenti di massa del 13 dicembre 1982"). I risultati di questi studi hanno mostrato che la Frana di Ancona, nel suo complesso, è un fenomeno gravitativo articolato che coinvolge sia i depositi marini plio-pleistocenici costituenti le *Argille azzurre*, sia una coltre eluvio-colluviale che può essere spessa qualche decina di metri.

Il movimento principale si può classificare come una deformazione gravitativa profonda caratterizzata da una forte componente traslazionale e con emersione a mare (Coltorti *et alii*, 1986).

La profondità del fenomeno, superiore a 100 m, è suggerita da diverse evidenze quali le dimensioni superficiali del tratto di versante deformato, la contem-

PROGETTO CARG

poraneità di attivazione dei movimenti di massa superficiali e delle fratture su tutta l'area, e le dimensioni orizzontali e verticali delle scarpate e delle trincee,

La relativa indipendenza del movimento di insieme dalla morfologia superficiale di dettaglio, è stata successivamente confortata anche dai risultati di indagini geofisiche (sismica a rifrazione e riflessione) e di perforazioni profonde. All'interno del corpo di frana principale è stata rilevata, inoltre, la presenza di un movimento gravitativo di profondità intermedia con emersione a Palombella e una serie di movimenti franosi superficiali (ad es. la frana Barducci) attivati o intensificati dalle modificazioni topografiche prodotte dai due fenomeni già citati. Questi ultimi (essenzialmente frane rotazionali e colamenti) sono responsabili delle maggiori deformazioni superficiali e degli spostamenti più vistosi.

L'intensa urbanizzazione dell'area dissestata e la presenza di importanti vie di comunicazione di importanza nazionale, ha reso necessario, dove l'evento calamitoso del 1982, prendere seri provvedimenti per la consolidazione e la stabilizzazione dell'area in frana.

Per pianificare nel migliore dei modi gli interventi da attuare per raggiungere tali scopi, negli anni successivi all'evento sono state compiute nell'area in frana, a terra e a mare, numerose indagini geologico-strutturali, geofisiche, idrogeologiche, geotecniche, etc.. Le prime, corredate da sondaggi e sismica a riflessione, hanno permesso di chiarire controversie di natura stratigrafica e tettonica presenti prima di tali indagini, ed hanno migliorato la comprensione del rapporto tettonica-terremoti-frane. Le indagini idrogeologiche hanno permesso di comprendere il ruolo primario delle trincee come vie di infiltrazione principali nel sottosuolo delle acque meteoriche, e delle fratture dell'ammasso roccioso come vie di flusso preferenziali delle acque sotterranee; nonché la necessità di abbattere i carichi piezometrici al piede della frana. Le prove geotecniche di laboratorio sono state finalizzate principalmente alla caratterizzazione della resistenza dei materiali, anche in funzione delle caratteristiche delle discontinuità presenti (giunti di stratificazione, fratture e faglie).

La progettazione degli interventi di consolidamento e stabilizzazione dell'area in frana è stata sede di numerose controversie tecniche e politiche negli anni successivi al 1982. In particolare, la relazione tecnica generale di Cotecchia (1994) prevedeva la realizzazione di drenaggi superficiali (fossi di guardia, canali e pozzetti di raccolta delle acque superficiali) e profondi (pozzi, gallerie, trincee), di un rilevato in terra, di appesantimento, localizzato al piede della frana (sul quale sorgono i tratti ricostruiti della ferrovia e della strada Flaminia), sistemazioni idraulico-forestali, e locali opere di sostegno (paratie di pali, tiranti, etc.).

L'attività di monitoraggio dell'area in frana è stata condotta negli anni precedenti e successivi all'evento calamitoso del 1982 sulla base di analisi di foto aeree, scattate in anni differenti, e sull'utilizzo di inclinometri; le misure effettuate hanno permesso di constatare che i movimenti gravitativi nell'area non sono ancora del

PROGETTO SCARC

tutto esauriti, affermazione tra l'altro confermata da avvenimenti, anche molto recenti (Settembre 2006), di modesti dissesti superficiali. A seguito di una legge regionale del 2005, finalizzata soprattutto alla prevenzione del rischio idrogeologico nell'area dissestata in oggetto (la legge tra l'altro prevede la redazione di un piano d'emergenza), è stato appena messo a punto un modernissimo sistema di monitoraggio in tempo reale dell'area in frana, basato sulla tecnologia GPS e sull'utilizzo di stazioni totali automatiche ad alta precisione.

2. - IDROGEOLOGIA

Gli acquiferi presenti nel territorio compreso nel F. 282 "Ancona" sono rappresentati dalle *litofacies arenaceo-pelitiche* intercalate alle peliti pleistoceniche della formazione delle *Argille azzurre*. Tali corpi, che solitamente hanno una discreta continuità laterale ed affiorano sugli spartiacque principali, sono caratterizzati da permeabilità medio-alta. Gli *acquiclude* sono dati invece da marne argillose, da argille marnose e argille, ubicate alla base e al tetto delle unità arenacee. L'assetto giaciturale delle unità acquifere suggerisce quindi la possibilità di rinvenire, nell'area, condizioni di acquiferi confinati.

L'occorrenza di acque sotterranee nei depositi terrigeni è testimoniata dalla presenza di sorgenti alimentate, per la maggior parte, da acquiferi modesti e poco profondi strettamente legati al regime pluviometrico.

Nella pianura alluvionale del fiume Esino, è presente un importante acquifero di subalveo le cui acque vengono ampiamente utilizzate a scopi civili, industriali e agricoli (Coltorti & Nanni, 1987b). I sondaggi reperiti per questo studio evidenziano che alcuni acquiferi di modesto rilievo sono presenti anche nelle coltri eluvio-colluviali e nei depositi alluvionali dei fossi affluenti il fiume Esino.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

A.A. VARI (1991) - *L'ambiente fisico delle Marche.* Ed. Regione Marche e S. E. L. C. A., 255 pp, Firenze

AA. VV, (2009) - *CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - 1:50.000. PROGETTO CARG: linee guida per il rilevamento geologico , la cartografia e l'informatizzazione dei dati delle aree marine.* Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Ser. III, **12 (II).**

AGIP (1981) - *Italia - Carta magnetica*. Att. Min. Direz. Espl. Idrocarburi, Met. Appl. Geofis., S. Donato Milanese.

AMATO A. *et alii* (1996) - *Quadro geodinamico dell'Appenino settentrionale: contributo di recenti dati sismologici.* Società Geologica Italiana. In: "Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03", Abstract volume: Accademia Nazionale dei Lincei, Roma: 1-3.

AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene inf. E il Pleistocene medio.* C.N.R., P. F. Geod., Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, 513.

AMBROSETTI P., CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1981) - *Schema di evoluzione neotettonica dell'area umbro-marchigiana tra il Tronto ed il Metauro.* Rendiconti Società Geologica Italiana, **4**: 471-475

APPLEBY P.G. & OLDFIELD F. (1978) - *The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment.* Catena, **5**:1-18.

ARDOVINI R. & COSSIGNANI T. (1999) - *Atlante delle conchiglie di profondità del Mediterraneo*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-112, Ancona.

ARIZTEGUI D., ASIOLI A., LOWE J.J., TRINCARDI F., VIGLIOTTI L., TAMBURINI F., CHONDROGIANNI C., ACCORSI C.A., BANDINI MAZZANTI M., MERCURI A.M., VAN DER KAARS S., MCKENZIE J.A. & OLDFIELD F. (2000) - *Palaeoclimatic reconstructions and formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the Central Mediterranean region*. Palaeoclimatology, Paleoecology, Paleogeography, **158**: 215-240.

ASIOLI A. (1996) - *High resolution foraminifera biostratigraphy in the Central Adriatic basin during the last deglaciation: a contribution to the PALICLAS Project, in Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments*. Edited by F. Oldfield and P. Guilizzoni, Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia, **55**: 197 - 218.

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.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines.* Memorie della Società Geologica Italiana, **35**: 237-310.

BARCHI M. R., DE FEYTER A., MAGNANI M. B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B. M. (1998) -*The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt.* Memorie della Società Geologica Italiana, **52**: 557-576.

BARMAWIDJAJA D.M., JORISSEN F.J., PUSKARIC S. & VAN DER ZWAAN G.J. (1992) - *Microhabitat selection by benthic foraminifera in the Northern Adriatic Sea*. Journal of Foraminifera Research, **22/4**: 297-317.

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C., & AUBRY, M.-P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.* In BERGGREN, W.A., KENT, D.V. & HARDENBOL, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Spec. Publ.-Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **54**:129-212.

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.

PROGETTO CARG

Bigi S., Calamita F., Cello G., Centamore E., Deiana G., Paltrinieri W. & Ridolfi M. (1997) - *Evoluzione messiniano-pliocenica del sistema catena-avanfossa nell'area marchigiano-abruzzese esterna.* In: G. Cello, G. Deiana & P. Pierantoni (Editori), "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 29-35.

Bigi S., Calamita F., Cello G., Centamore E., Deiana G., Paltrinieri W. & Ridolfi M. (1999) - *Tectonics and sedimentation within the Messinian foredeep in the Central Apennines,* Italy. Journal of Petroleum Geology, **22**: 5-18.

Blott S. J. & Pye K. (2001). *Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments.* Earth Surf. Proc. Land. **26**, 1237-1248.

Boccaletti M., Calamita F., Centamore E., Deiana G. & Dramis F. (1983) - The Umbria-Marche Apennine: an example of thrust and wrenching tectonics in a model of ensialic Neogenic Quaternary deformation. Bollettino Società Geologica Italiana, **102**: 591-592

Bonarelli G. & Sacco F. (1936). - Note illustrative al Foglio 118 della carta Geologica d'Italia

Bonarelli G. (1894) - *Carta geologica del M. Conero presso Ancona*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **13**: 170-172

Bosellini A., Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1989). *Rocce e successioni sedimentarie.* Ed. UTET, Collana Scienze della Terra, pp.396.

Calamita F. & Deiana G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy).* Tectonophysics, **146**: 139-147.

Calamita F., Cello G., Centamore E., Deiana G., Micarelli A., Paltrinieri W. & Ridolfi M. (1992) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica.* In: G. Pialli, M. Barchi & M. Menichetti (Editori), "Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce", Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1991/1: 91-98.

Calamita F., Cello G., Deiana G. & Paltrinieri W. (1994) - *Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (central Apennines, Italy).* Tectonics, **13**: 873-881.

Calamita F., Cello G., Invernizzi C., & Paltrinieri W. (1991) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M.S. Vicino-Polverigi (Appennino marchigiano esterno).* In: M. Boccaletti, G. Deiana & G. Papani (Editori), "Neogene thrust tectonics", Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1990: 69-86.

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.

Canavari M. (1885) - *Osservazioni intorno all'esistenza di una terraferma nell'attuale bacino adriatico.* Proc. Verb. Soc. Toscana Sc. Nat, **4**.

Cande S. & Kent D. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic.* Journal of Geophysical Research, **100**: 6093-6095

Carloni G. C. & Zecchi R. (1979) - *Le strutture tettoniche marchigiane e i principali fuochi sismici.* Acta Nat. Aten. Parm., **15**: 73-97

Carloni G. C., Cati F. & Borsetti A. (1968) - *Stratigrafia del Miocene marchigiano.* Giornale di Geologia, **35**, 2: 341-368

Cassano E., Anelli L., Cappelli V. & La Torre I., (1996) - *Interpretazione dei dati magnetometrici e gravimetrici nell'Appennino settentrionale in relazione al profilo CROP 03.* Società Geologica Italiana. In: "Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03", Abstract volume: Accademia Nazionale dei Lincei, Roma: 30-32.

Cassetti M. (1905) - *Appunti geologici sul M. Conero presso Ancona e suoi dintorni*. Bollettino Comitato Geologico d'Italia, **36**.

PROGETTO CARG

CASSINIS R., PIALLI G., BROGGI M. & PROSPERI M. (1991) - *Dati gravimetrici a grande scala lungo la fascia del profilo CROP 03; interrogativi sull'assetto della crosta e del mantello*. In: G. PIALLI, M. BARCHI & M. MENICHETTI (Editori), "Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce", Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1991/1: 41-47.

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.

CATTANEO A., CORREGGIARI A., MARSSET T., THOMAS Y. & TRINCARDI F. (2004a) - *Morphobathymetric analysis of seafloor undulations on the Adriatic shelf and comparison to known examples of deepwater sediment waves*. Mar. Geol., **213**: 121-148.

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

CATTANEO, A., TRINCARDI, F., ASIOLI, A., CORREGGIARI A. (2007) - *The Western Adriatic shelf clinoform: energy-limited bottomset*. Continental Shelf Research, (Milligan T. e Cattaneo A., Eds.) **27**: 506-525.

CELLO G. & COPPOLA L. (1984) - *Assetto geologico-strutturale dell'area anconetana e sua evoluzione Plio-Quaternaria.* Bollettino della Società Geologica Italiana, **103**: 97-109.

CELLO G. & COPPOLA L. (1989) - *Modalità e stili deformativi nell'area Anconetana*. Studi Geologici Camerti, **11**: 37-47.

CELLO G. & DEIANA G. (1995) - *Role and effects of pore fluid pressure in thrusting: The case history of the Umbria-Marche Apennines, central Italy.* Tectonics, **14**: 848-854.

CELLO G. & NUR A. (1988) - *Emplacement of foreland thrust systems*. Tectonics, **7**, (2): 261-271.

CELLO G. (1996) - *Sugli effetti meccanici di processi indotti da incrementi localizzati e transienti della pressione dei fluidi ed implicazioni sulle modalità e i tempi di accrezione del sistema a thrust umbro-marchigiano.* In: G. CELLO, G. DEIANA & P. PIERANTONI (Editori), "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 279-290.

CELLO G. LENTINI F. & TORTORICI L. (1991) - *La struttura del settore calabro-lucano e suo si gnificato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico.* In: M. BOCCALETTI, G. DEIANA & G. PAPANI (Editori), "Neogene thrust tectonics", Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1990: 27-34.

CELLO G., DEIANA G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L. & MAZZOLI S. (1996) - *Riconoscimento ed analisi di alcune associazioni di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche in Appennino centrale*. In: G. CELLO, G. DEIANA & P. PIERANTONI (Editori), "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 291-303.

CELLO, G., MAZZOLI, S., TONDI, E. & TURCO, E. (1997) - *Active tectonics in the central Apennines and implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy*. Tectonophysics, **272**: 43-68.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geologici Camerti, **1**: 7-89.

CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1972) - *Modello strutturale umbro-marchigiano: correlazioni con le regioni adiacenti*. Bollettino Servizio Geologico, **93**: 158-188

CERETTI E. & COLALONGO M. L. (1975) - *Osservazioni sul passaggio Pliocene-Quaternario nei dintorni di Ancona.* Atti Soc. It. Sci. Nat. Museo civ. Storia Nat., **116**, 3-4: 231-243

CERETTI E. (1974) - *La Frana "Barducci"*. Giornale di Geologia, **39**, 2: 573-598.

PROGETTO CARG

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.

Colacicchi R., Passeri L. & Pialli G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale.* Memorie della Società Geologica Italiana, **9**: 839-874.

Colalongo M. L., Cremonini G., Fabbri P. & Ricci Lucchi F. (1975) - *Studio sedimentologico-biostratigrafico di alcune sezioni pleistoceniche nei dintorni di Offagna (Ancona).* Geol.ogica Romana, **14**: 125-140

Colalongo M. L., Nanni T. & Ricci Lucchi F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel pleistocene anconetano.* Geol.ogica Romana, **18**: 71-92

Colosimo P. (1978) - *Comportamento di argille plio-pleistoceniche in alcuni versanti instabili dell'anconetano.* Memorie della Società Geologica Italiana, **19**: 215-244.

Coltorti M. & Nanni T. (1987b) - *La pericolosità geologica in un area in rapido sviluppo urbanistico: il tratto di costa tra Ancona ed il fiume Esino.* Memorie Società Geologica Italiana, **37**: 519-531.

Coltorti M. & Nanni T. (1987a) - *La bassa valle del Fiume Esino: geomorfologia, idrogeologia e neotettonica.* Bollettino Società Geologica Italiana, **106**: 35-71

Coltorti M., Consoli M., Dramis F., Gentili B. & Pambianchi G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro- meridionali.* Geogr. Fis. Dinam. Quat. **14**: 87-100.

Coltorti M., Dramis F., Gentili B., Pambianchi G. & Sorriso-Valvo M. (1986) - *Aspetti geomorfologici della frana di Ancona.* In:"a grande frana di Ancona del 13 Dicembre 1982". Studi Geologici Camerti, Numero Speciale: 29-40.

Coltorti M., Farabollini P., Gentili B. & Pambianchi G. (1996) - *Geomorphological evidence for anti-Apennine faults in the Umbro-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy.* Geomorphology, **15**: 33-45.

Corrado G., Iacobucci F., Pinna E. & Rapolla A. (1974) - *Anomalie gravimetriche e magnetiche e strutture crostali nell'Italia centro - meridionale.* Boll. Geofisica Teor. Appl., **64**: 23-32.

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.

Cossignani T., Cossignani V., Di Nisio A. & Passamonti M. (1992) - *Atlante delle conchiglie del Medio Adriatico. - Atlas of shells from Central Adriatic Sea.* Ed. L'Informatore Piceno, 1-108, Ancona.

Cotecchia V. (1994) - *Interventi di consolidamento del versante settentrionale del Montagnolo e della relativa fascia costiera interessati dai movimenti di massa del 13 dicembre 1982.* Comune di Ancona. Assessorato alle politiche del territorio.

Cotecchia V. (2006) - *The second Hans Cloos lecture. Experience drawn from the great Ancona landslide of 1982*. Bull. Eng. Geol. Env: **65**: 1-41.

CPTI (1999) - *Catalogo parametrico dei terremoti italiani.* Editrice Compositori

Crescenti U., Coppola I., & Tommasoni D. (1974) - *Sul Mio-Pliocene di Ancona: note di stratigrafia.* Bollettino Servizio Geol.ogico, **95** (1)

Crescenti U., Crostella A., Donzelli G. & Raffi G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese*. Memorie della Società Geologica Italiana, **8**: 343-420.

Crescenti U., Curzi P.V., Gallignani P., Gasperini M., Rainone M., & Stefanon A - *La frana di Ancona del 13 dicembre 1982; indagini a mare.* Memorie della Società Geologica Italiana, **27**: 545-553

Crescenti U., Dattilo G. & Massa G. (1978) - *Note di geologia tecnica nel territorio di Ancona.* Studi Geologici Camerti, **4**: 67-73

Crescenti U., Nanni T. Rampoldi R. & Stucchi M. (1977) - *Ancona: considerazioni sismo-tettoniche.* Boll. Geof. Teorica Appl., (**73-74**): 33-48

PROGETTO CARG

D'Onofrio, S. (1969). *Ricerche sui foraminiferi nei fondali antistanti il delta del Po*. G. Geol. Ser. 2, **36**: 189-310.

Davis G.H. & Reynolds S.J. (1996) - *Structural Geology*. Wiley Ed., New York, 776 pp.

De Donatis M., Mazzoli S., Paltrinieri W. & Wezel F.C. (1996) - *Evoluzione tettonica dell'avanfossa appenninica marchigiano-romagnola dal Miocene superiore al Pleistocene*. In: G. Cello, G. Deiana & P. Pierantoni (Editori), "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 375-384

De Stigter H. C., Jorissen F. J. & Van der Zwaan G. J. (1998) - *Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to deep sea transect in the southern Adriatic Sea*. Journal of Foraminifera Research, **28**: 40-65.

Deiana G. & Pialli G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Memorie della Società Geologica Italiana, **48**: 473-484

Deiana G., Cello G., Chiocchini M., Galdenzi S., Mazzoli S., Pistolesi E., Potetti M., Romano A., Turco E. & Principi M. (2001) - *Tectonic evolution of the external zones of the Umbria-Marche Apennines in the Monte San Vicino-Cingoli area*. Atti del Convegno in memoria del Prof. G.Pialli. Memorie della Società Geologica Italiana,Vol. spec. 1 (1), 229-238

Deiana G., Mazzoli S., Paltrinieri W., Pierantoni P. P. & Romano A. (2003) - *Struttura del fronte montuoso umbro-marchigiano-sabino*. Studi Geologici Camerti, **1**: 15-34

Della Vedova B. & Pellis G. (1985) - *Age estimates from heat flow and subsidence data in the rifting basins of the southern EGT segment. ESF*, 2nd EGT Workshop, Venice: 235-239

Doglioni C. & Flores G. (1997) - *An introduction to the Italian Geology*, Lamisco Ed, pp. 93

Donnici, S. & Serandrei-Barbero, R. (2002) - *The benthic foraminiferal communities of the North Adriatic continental shelf*. Marine Micropaleontology **44**: 93-123.

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: M. Tozzi, G.P. Cavinato & M. Parotto (Editori), "Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto", Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1991/2: 287-293

Fancelli R. & Radrizzani S. (1964) - *Note illustrative al foglio 118 della carta Geologica d'Italia*.

Farabollini P., Gentili B., Materazzi M. & Pambianchi G. (2000) - *Analisi del rischio geo-ambientale: il bacino del Potenza nelle Marche centrali*. Atti del Convegno CNG "Il territorio fragile", Roma, dicembre 2000.

Federico C. & Minelli G. (1995) - *Analisi gravimetrica del graben dell'alta Valle del Tevere e considerazioni sulla evoluzione tettonica dell'area.* In: "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 febbraio 1995, Abstract volume.

Federico C. & Pauselli C. (1996) - *Modelli di flusso di calore nell'AS: ripercussioni nell'interpretazione della linea CROP 03.* Società Geologica Italiana. In: "Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03", Abstract volume: Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, **48**

Folk R.L. & Ward W. (1957) - *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters.* Journ. Sed. Petr., **27**: 3-26.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1-36

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**(2): 37-63.

Frignani M., Langone L., Ravaioli M., Sorgente D., Alvisi F. & Albertazzi S. (2005) - *Fine-sediment mass balance in the western Adriatic continental shelf over a century time scale.* Mar. Geol., **222-223**: 113-134.

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

PROGETTO GAMG

Gentili B. & Pambianchi G. (1987) - *Morfogenesi fluviale ed attività antropica nelle Marche Centro-Meridionali.* Geogr. Fis. Quat., **10**: 204-217

Giannuzzi-Savelli R., Pusateri F., Palmieri A. & Ebreo C. (1994) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-125, Roma.

Giannuzzi-Savelli R., Pusateri F., Palmieri A. & Ebreo C. (1996) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-258, Roma.

Giannuzzi-Savelli R., Pusateri F., Palmieri A. & Ebreo C. (1999) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-127, Roma.

Giannuzzi-Savelli R., Pusateri F., Palmieri A. & Ebreo C. (2001) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-246, Roma.

Giannuzzi-Savelli R., Pusateri F., Palmieri A. & Ebreo C. (2003) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-298, Roma.

Hughen K., Lehman S., Southon J., Overpeck J., Marchal O., Herring C. & Turnbull J. (2004) - *^{14}C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years*. Science, **303**: 202-207.

Jorissen F.J. (1987) - *The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea*. Marine Micropaleontology, **12**: 21-48.

Jorissen F.J. (1988) - *Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variation*. Utrecht Micropal. Bulletin **37**: 176.

Jorissen, F.J., Barmawidjaja, D.M., Puskaric, S. & Van der Zwaan, G.J. (1992) - *Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with the organic flux*. Marine Micropaleontology, **19**: 131-146.

Langone L., Asioli A., Correggiari A. & Trincardi F. (1996) - *Age-depth modelling through the late Quaternary deposits of the central Adriatic basin*. In: P. Guilizzoni & F. Oldfield (Eds.): "*Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*". Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 177-196, Pallanza.

Lavecchia G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis.* Tectonophysics, **147**: 263-296

Lee H.J., Syvitski J.P.M., Parker G., Orange, D., Locat J., Hutton E.W.H. & Imran J. (2002). *Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the "Humboldt slide", and modelling results.* Mar. Geol. **192**: 79-104.

Lipparini T. (1938) - *I terrazzi fluviali delle Marche.* Giornale di Geologia, S 2°, **13**: 5-22

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.

Manfredini M. (1951) - *Cause tettoniche di una frana di colamento.* Bollettino Servizio Geologico D'Italia, **73**

Marchegiani L., Bertotti G., Cello G., Deiana G., Mazzoli S. & Tondi E. (1999) - *Pre-orogenic tectonics in the Umbria-Marche sector of the Afro-Adriatic continental margin*. Tectonophysics, **315**: 123-143

Marchegiani L., Deiana G. & Tondi E. (1997) - *Tettonica pre-orogenica in Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, **14**: 211-228

Marchesini E. (1946) - *Studio geologico del M. Conero (Ancona).* Giornale di Geologia, S 2°, **18**: 5-28

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* In Farinacci (Editor) "Proceed II Plank. Conf. Rome", Ed. Tecnoscienze (2): 738-785.

Martinis B. & Pieri M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale.* Memorie della Società Geologica Italiana, **4**: 648-672.

PROGETTO CARG

MAZZOLI S., PIERANTONI P. P., BORRACCINI F. & PALTRINIERI W. (2005) - *Geometry, segmentation pattern and displacement variations along a major Apennine thrust zone, central Italy.* Journal of Structural Geology, **27**: 1940-1953

MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of the Miocene sediments in the Umbria-Marche area (Central-Northern Apennines).* VIIIth Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15-22 September, 1985. Abstracts.

MONTANARI A. & SANDRONI P. (1995) - *Le Rocce del Conero Raccontano*: 5-60

MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (Editors) (1997) - *Miocene stratigraphy. An integrated approach.* Elsevier.

MORUZZI G. & FOLLADOR V. (1973) - *Il Miocene superiore ed il Pliocene inferiore della zona dello scoglio del Trave (tra Ancona e il Monte Conero) e loro inquadramento geologico regionale.* Geol.ogica Romana, **12**: 129-149

MURRAY J. W. (2006) - *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, 426 pp.

NANNI T. (1980) - *Note illustrative sulla geologia dell'anconetano*. Ed. a cura della Regione Marche, Provincia di Ancona e Comune di Ancona, 47 pp.

NANNI T., PENNACCHIONI E. & RAINONE M. L. (1986) - *Il bacino pleistocenico marchigiano*. Estratto da "Atti riun. Esc. Grup. Sed. C.N.R. sul Pleistocene marchigiano. Ancona 5-7 Giugno 1986.

NANNI T. (1985) - *Le falde di subalveo delle Marche: inquadramento idrogeologico, qualità delle acque ed elementi di neotettonica*. Ed. Reg. Marche, Serv. Progr., 122 pp

NEGRI A., GIUNTA S., HILGEN F.S., KRIJGSMAN W. & VAI G.B. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the M. del Casino section (northern Appennines, Italy) and paleoceanographic condition of time of late Miocene sapropel formation.* Marine Micropal., **36** (1): 13-30.

NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and CROP projects*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G. B. PICCARDO AND G.B. VAI (Editors), "The lithosfere in Italy". Advances in Earth Sciences Research. Accademia Nazionale dei Lincei, Roma: 41-61

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., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M. L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene- Pleistocene adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology.* 3rd E. A. P. G. Conference, Adriatic Foredeep Field Trip Guide Book, 26-30/5/91 Firenze

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

PIALLI G. (1971) - *Facies di piana cotidale nel Calcare massiccio dell'Appennino umbro- marchigiano.* Boll. Soc. Geol. It., **90**: 481-508.

PIALLI G., BARCHI M. & MINELLI G. (Editors) (1996) - *Results of the CROP-03 deep seismic reflection profile*. Atti del convegno: Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP-03, Roma 7-9 novembre 1996. Memorie della Società Geologica Italiana, **52**

PIERANTONI P. P., DEIANA G., ROMANO A., PALTRINIERI W., BORRACCINI F. & MAZZOLI S. (2005) -*Geometrie strutturali lungo la thrust zone del fronte montuoso umbro-marchigiano-sabino.* Bollettino Società Geologica Italiana, **124**, 2: 395-411

PROGETTO CARG

Pirini C. & Radrizzani S. (1962) - *Stratigrafia del Foglio 118-Ancona.* Bollettino Servizio Geologico Italiano, **83**: 71-200

Piva A., Asioli A., Trincardi F., Schneider R. R. & Vigliotti L. (2008). *Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean).* The Holocene, **18/1**: 153-162.

Ponziani F. (1995) - *Nuova interpretazione di dati di sismica a rifrazione profonda in Italia centrale. Geodinamica e tettonica del sistema Tirreno - Appennin*, In: "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 febbraio 1995, Abstract volume.

Price N. J. & Cosgrove J. W. (1990) - *Analysis of geological structures.* University Press, Cambridge. 502 pp.

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.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck, J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P. G., Buck C.E, Burr G.S., Cutler K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., Manning St., Ramsey C.B., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J. & Weyhenmeyer C.E. (2004) - *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP.* Radiocarbon, **46**: 1029-1058.

Renz O. (1933) - *Il terziario umbro-marchigiano e dell'Abruzzo settentrionale.* Giornale di Geologia, S. 2°, **8**

Renz O. (1936) - *Stratigraphische und mikropaleontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin.* Eclogae Geol. Helvetiae, **29**

Ricci Lucchi F. (1980) - *Sedimentologia. Parte II - Processi e meccanismi di sedimentazione*. Clueb: 9-28.

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 distribuction patterns in the Western Mediterranean.* In: Proceedings of the ODP, Scientific Results, **107**: 513-533.

Rio D., Sprovieri R. & Di Stefano R. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series.* Riv. It. Paleont. Strat., **100** (1): 103-124.

Sacco F. & Bonarelli G. (1936) - Note illustrative della carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. - Fogli Ancona, Jesi, Fermo e Macerata.

Selli R. (1954a) - *La limite plio-pleistocene dans les environs d'Ancona (Marche).* XIX Congres Geologique International, Alger, 1952, Comptes Rendus. Sectio XIII, fasc. XV, Alger.

Selli R. (1954b) - *Il bacino del Metauro.* Giorn. Geol., s. 2, **24**: 1-294

Selli R. (1967) - *Cenni sul Neogene dell'avanfossa marchigiana*. U.I.S.G., Comm. Strat. Comit. Neogene Medit., IV Congr. Guida alle escursioni: 126-135

Sen Gupta B.K. (Ed) (1999) - *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 371 pp.

Spakman W. (1990) - *Tomographic images of the upper mantle below central Europe and Mediterranean*. Terranova, **2**: 542-553

Sprovieri R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bioevents.* Riv. It. Paleont: Strat., **99** (3): 371-414.

Sprovieri R., Di Stefano R. & Sprovieri M. (1996) - *High resolution chronology for late Miocene mediterranean stratigraphic events.* Riv. It. Paleont: Strat., **102** (1): 77-104.

Stuiver M. & Braziunas T. F. (1993) - Sun, ocean, climate and atmospheric 14CO2 : an evaluation of causal and spectral relationships. The Holocene, Vol. 3, **4**: 289-305.

PROGETTO CAPG

Stuiver M. & Reimer P.J. (1993) - Extended 14c data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. Radiocarbon, **35**: 215- 230.

Suess E. (1909) - Das Antlitz der Erde.

Suess, H. E. 1955. *Radiocarbon concentration in modern wood*. Science, **122**:415-17.

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).

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., Argnani A. & Correggiari A. (a cura di) (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1: 250.000. Foglio NK33*-1/2 Ancona.. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.

Trincardi F., Cattaneo A., Correggiari A. & Ridente D. (2004) - *Evidence of soft-sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late-Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea*. Mar. Geol., **213**: 91-119.

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.

Van der Zwaan G.J. & Jorissen F.J. (1991) - *Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia*. In: R.V. Tyson & T.H. Pearson (Eds.): "*Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*". Geological Society, spec. publ., **58**: 65-82.

Vigliotti L., Verosub K.L., Cattaneo A., Trincardi F., Asioli A. & Piva A. (2008) - *Paleomagnetic and rock magnetic analysis of Holocene deposits from the Adriatic Sea: Detecting and dating short-term fluctuations in sediment supply.* Holocene, **18/1**: 141-152

Wentworth C.K. (1922) - *A scale of grade and class terms for clastic sediments.* Journal of Geology, **30**: 377-392.

Villa G. M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. Giornale di Geologia, S. 2°, **16**: 5-75

Wolinski M.A. & Pratson L.F. (2007) - *Overpressure and slope stability in prograding clinoforms: implications for marine morphodynamic*. J. Geophysic. Res., **112**, F04011.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG