

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALI Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.24960

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

foglio 353

MONTALIO DI CASTRO

a cura di

R. F. niciello¹, D. De Rita¹ e A. Sposato² (coordinamento) A cspos...o¹, M. Fabbri¹, P. Marsili¹, I. Mazzin¹, P. F. ccara¹, A. Trigari³

con i contributi di:

C. Capelli¹, C. Faccenna¹, A. Fiorentino⁴, R. M. zza⁷, Possetti¹, R. Sardella⁵

Area marina: **G.B. La Monica⁵, F.L. Chiocci⁵** (coordinamento) **F. Falese⁵, B. Landini⁵** con il contributo di: **P. Tommasi²**

- 1 Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre;
- 2 IGAG Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria CNR Roma;
- 3 Libero professionista;
- 4 Consulente scientifico per la biostratigrafia;
- ⁵ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza";

Ente realizzatore



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 Lazio: D. Mantero Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'. alia - ISPRA:M.T. Lettieri Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Lazio: D. Mancinella

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica: F. Capotorti, D. Delogu, C Muraro (see mentario) R. Bonomo, V. Ricci, L. Y. a (vulcanico) S. D'Angelo, A. Fiorentin (a ce sommerse) Coordinamento contografice D. Tacchia (coord), S. Crussi Revisione informatizzazio e dei dati geologici: L. Battag'..., Ca. A. Fiorentino (ASC) Coordinamento ditoriale e allestimento per la stampa: D. Tacchia (coord), S. Grossi

PER LA REGIONE LAZIO: A. lestimento editoriale e cartografico: C. Del Vecchio (coord), A. Coppola Allestimento informatizzazione dei dati geologici ITALECO spa Roma, F. Valeri (coord.) C. Bol.

Informatizzazione e allestimento carto, afico r er la stampa: a cura della S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Lazio: D. Mancinella

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

Stampa:

INDICE

	-

	INDICE		
	I	- INTRODUZIONEP	'ag. 7
	1.	- IL PROGETTO CARG LAZIO	» 7
	1.1.	- CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLE AREE MARINE	» 7
	2.	- STUDI PRECEDENTI	» 9
	2.1.	- Aree terrestri	» 9
	2.2.	- Aree marine .	» 19
	3.	- INQUADRAM ENT / GEOLOGICO	» 23
	3.1.	- PRINCIPALI DOMINI STRUTTURALI	» 23
	3.2.	- DATI GEOFISICI	» 26
	3.3.	- Evoluzione 7 710 11CA	» 26
	4.	- METC DOLOGI	» 30
	4.1.	- Aree terrestri	» 30
	4.2.	- Aree Marine	> 33
	4.2.1.	- Metodi di prospezione e dati utilizzati	» 33
	4.2.2	Problemi di localizzazione	» 37
	4.2.3	- Trasformazione tempi/profondità nei dati sismici	» 37
	5.	- CORRELAZIONI TERRA-MARE	38
	5.1.	- RAPPORTI TRA AREE TERRESTRI ED AREE MARINE	» 38
	5.2.	- Correlazioni terra mare	» 38
\mathbf{V}	II	- CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI DELLE UNITÀ	
		AFFIORANTI	» 43
	1.	- INQUADRAMENTO BIOST AATIGR. FICO	
		E BIOCRONOLOGICO	» 43
	2.	- CARATTERI STRATIGRAFICI	» 44
	3.	- UNITA' MESOCENOZOICHE	» 45
	4.	- FORMAZIONE GESSOSO SOLFIFERA	» 45
	5.	- UNITA A LIMITI INCONFORMI	» 47
	5.1.	- Supersintema Spalle della Ciuffa	» 47
	5.1.1.	- Unità del Fosso di San Savino	» 47
	5.2.	- Supersintema Acquatraversa	» 49
	5.2.1.	- Unità di Mandria Polidori	» 49
	5.2.2.	- Unità dell'Arrone	» 50
	5.3.	- Supersintema Aurelio-Pontino	» 50
	5.3.1.	- Sintema Torrente Biedano	» 51

	5.3.1.1.	- Unità di Breccetello»	51
	5.3.2.	- Sintema Barca di Parma»	52
	5.3.2.1.	-Unità di Lestra dell'Ospedale»	52
	5.3.2.2.	- Tefrite di Castellaccio di Vulci.	53
	5.3.2.3.	-Unità di Roccarespampani»	54
	5.3.3.	- Sintema Fiume Fiora»	54
	5.3.3.1.	- Unità di Castel Ghezzo, »	55
	5.3.3.2.	- Unità del Sanguinaro»	56
	5.3.3.3.	-Unità di Pian d'Arcione»	56
	5.3.4.	- Sintema Fiume Marta»	57
	5.3.4.1.	-Unità di Casale San Martino»	58
	5.3.4.2.	- Unità di Valle del Gatto»	58
	5.3.4.3.	-Unità di Casa e Palombini»	59
	6.	- UNITÀ OLOC ENICHE»	59
	6.1.	- Depositi alluvionali»	59
	6.2.	- Deposity di duna»	60
	6.3.	- Depositi di spiaggia	60
	6.4.	- Depositi ancropici»	60
	III	- S1. ATIC A FIA DELLE UNITA' COSTITUENTI	
		LA PI TTAFORMA CONTINENTALE	61
	1.	- UNITA MESOCENOZOICHE (BASAMENTO ACUS' 1CO)»	61
	2.	- UNIT A DI SIN-RIFT »	63
	3.	- UNITÀ DI POST-RIFT»	66
	3.1	PLIOCENE MEDIO - PLEISTOCENE INFERIORE	67
	3.2.	- Pleistocene Medio-Superiore	67
	4.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE POST-GLA CIALE (SDP)»	71
	4.1.	- Definizione della SDP »	71
	4.2.	- Inconformità erosiva wurmiana	72
	4.3.	- Systems tract trasgressivo	73
*	4.3 1.	- Cordoni litorali relitti »	77
	4.3.2.	- Riempimento di paleoalve	79
	4.4.	- Systems tract di alto si zionamen d»	80
	5.	- SISTEMI DEPOSIZIONALI	81
	5.1.	- Sabbie litorali	82
	5.2.	- Sedimenti palinsesti	83
	5.3.	- Peliti di piattaforma »	85
	5.4.	- Praterie di fanerogame marine»	86
	18.7		00
	1	- GEUNIUKI ULUGIA»	89
	1.	- AKEE 1EKKES1KI»	89
	Ζ.	- AKEE MAKINE	- 91

V	- TETTONICA E CONSIDERAZIONI SULLA	
	NEOTETTONICA»	95
1.	- AREE TERRESTRI	95
2.	- AREE MARINE	97
VI	- LINEAMENTI IDROGEOLOGICI	101
1.	- GENERALITÀ »	101
2.	- MORFOLOGIA DEL TETTO DEL SUBSI RATO	
	A BASSA PERMEABILITÀ»	102
3.	- IL SISTEMA IDROGEOV JGICO DL TERRAZZI	
	MARINI PLEISTOCENICY »	103
3.1.	- Acquifero alluvionale del paleoalveo	
	del Fiume Fiora	103
3.2.	- Acquifero del erraz ⁷ marini pleistocenici» 104	
VII	- CARATTERIST, CHE CEOTECNICHE DEI FONDALI	
	MARUI	105
1.	- CON: IDER. ZIO NI INTRODUTTIVE	105
2.	- SITUA 'IONI G' OTECNICHE TIPO RISCONTRATE	
	NELL'AREA»	106
3.	- CARA TERISTICHE GEOTECNICHE DELLE UNIT	
	PIÙ SIGNIFICATIVE »	106
3.1.	- Argule e limi sovraconsolidati plio-pleistocenici $(UG1)$ »	107
3.2.	- Sedimenti di riempimento dei paleoalvei (UG3) »	107
3.3	SEDIMENTI ARGILLOSI ESTREMAMENTE SOFFICI (* G4).	109
VI	- OPERE DELL'UOMO	113
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVA	113
2.	- URBANIZZAZIONE AREA COSTIL RA	114
3.	- GRANDI OPERE»	114
ADSTD	ACT	117
	АСТ» Срабіа	11/
DIDLIO		149

I - INTRODUZIONE

1. - IL PPOCETTO CARC LAZIO

Il 1 oglio 353 – Montalto di Castro della Carta Geologica (Italia ir scala 1.50 00) è stato calizzato nell'ambito del Programma CARG (Legg 30, 89) med ante convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Reg. ne Lazio con finanziamento rispettivamente del 60 e 40%.

La realizzazione del foglio è stata coordin a in ambito regionale a l'Assessorato all'Ambiente che in accordo con il SCN la definito un gruppo di lavoro, costituito per la parte a terra da 1 coordinatore científico, 2 direttori di rilevamento e 6 rilevatori, e per la parte a mare da 1 coordinatore scientifico, 1 direttore di rilevamento, 1 analista e 2 rilevator

1.1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLE AREE MARINE

La cartografia geologica dei fondali marini da rappresentare a scala di dettaglio (1:50.000) è un problema tecnico/scientifico molto complesso e in qualche modo ancora aperto al momento della realizzazione dei fogli geologici n°353 Montalto di Castro e n° 354 Tarquinia.

I criteri che guidano la cartografia geologica di terra sono infatti di difficile applicazione a mare per un duplice motivo. Da una parte mentre a mare domina la sedimentazione, a terra domina l'erosione, con la conseguenza che solo in rare situazioni formazioni più antiche del Pleistocene superiore/Olocene arrivano ad affiorare sul fondo marino. D'altra parte per la limitata accessibilità ai depositi si ha la possibilità di prelevare solo carote di fondo marino profonde non più di qualche metro. Questo fa sì che le ricostruzioni siano essenzialmente basate sull'interpretazione di dati geofisici (essenzialmente sismici) solo in parte tarati da campionamenti diretti. La realizzazione di una carta geologica dei fondali è confrontabile con quella di una cara geologica terrestre fatta eseguendo i rilievi solo di notte utilizzando un elicottero che abbia montati a bordo radar/altimetro e capace di prele ari campioni di sedimento non più profondi di qualche metro.

Tenendo presente queste specificità sono possibili due approcci metodologici alternativi:

- 1) Dettagliare quanto più possibile le construistiche dei sedimenti presenti sul fondo marino, con uno maglia fitta di campionamenti e di rilievi sonar a scansione laterale (in grado di dare una visione acustica in pianta del fondale) in modo da to are dello carte sedimentologiche di affioramento che diano informazioni sul oli ologie realmente presenti sui fondali.
- 2) Fornire de li schem interpretativi delle unità sedimentarie che costituiscone il fondo e l'immediato sottofondo marino, ricollegandole ai processi geologici (esenzialmente variazioni del livello del mare) che ha no preste luto alla loro deposizione. Questa impostazione è quella che pi si avvi na alla normativa CARG con definizio e di UBSU (Un onformi y Bounded Stratigraphic Units) come unità cartog afic di ase.

vueste due impostazioni hanno trovato spalio ella definizione ispettivamente: 1) di una prima normativa pubblici a dal servizio Geologico Nizionale (Quaderno nº 1 serie III del S.G.N.) chi riteneva prioritaria la mappatura delle litologie e dello spessore dei depositi portglaciali e 2) in una nuova normativa elaborata da una commissio e C.P che iteneva prioritaria una suddivisione in sequenze deposizionali ed in *sv. ems. tracts*, molto simile a quello che viene stabilito per la cartogri na delle un tà terrestri.

Nei Fogli 353 e 354 assegnati con specifiche de Quaderno n° 1 serie III del S. G. N., ma realizzati durante l'ela orazione delle normative C. N. R., anche tenendo conto dei lavori di un Gruppo di Lovoro istituito dal S.G.N. per la verifica dell'applicabilità delle normative, si è cercato di integrare i criteri delle due impostazioni, fornendo contemporaneamente: 1) informazioni sulla natura dei sedimenti di fondo, campionati fittamente e descritti con grande dettaglio con una classificazione ternaria; 2) suddividere la copertura sedimentaria altoquaternaria in sequenze deposizionali (o sintemi), anche al fine di una correlazione tra le unità costituenti la piattaforma e quelle affioranti nella fascia costiera; 3) suddividere i depositi del sintema più recente (postglaciale) in sistemi deposizionali, cioè in insiemi di facies coeve e congruenti per

meccanismi deposizionali. La scelta di cartografare i sistemi deposizionali e non i *systems tracts* deriva dalla considerazione che questi ultimi sono composti, per definizione, da più sistemi deposizionali i quali, benché coevi possono essere anche estremamente differenti (le sabbie litorali sarebore ad esempio associate ai fanghi di piattaforma), differenze importanti per gli utilizzatori delle carte geologiche.

2. – STUDI PRECEDENTI

2.1. - AREE TERRESTRI

(a cura di D. de Rita, A. Esposito, M. Fabbri, P. Marsili, I. Mazzini, P. Paccara, A. Sposato)

Le informazioni di cara cre stor co-geologico che sono di seguito esposte sono state organizzate secondo la cuddivisione, proposta da numerosi Autori, in unità sedimentare legate al cicli pre-orogenico, sin-orogenico e post-orogenico, cercando, dove possibile, di are informazioni sui loro rapporti reciproci.

Studi geologici ono stati condotti in quest'area fin dal '500; essi hanno però avuto chasi semple una finalizzazione molto specifica volta alla determinazione e alla vilutazione elle risorse minerarie presenti nell'area.

E' scamente a partire dalla seconda metà del secolo scorso che soro in ciati i prini studi inalizzati all'individuazione della sequenza stratarafica ed alla determinazione cronologica dei litotipi affioranti con una seria di la cria a opera di DE STEFANI (1881, 1887) e DE BOSNIASKI (1531). Nel 1888 Moderni, Parone e Zezi effettuarono il rilevamento dei Fogli 161 2 "Civilavecchia" e N°143 "Bracciano" della Carta Geologica d'Italia alla scale 1:100.000.

Si deve arrivare alla metà di questo secolo per avere le prime osservazioni circa l'assetto strutturale delle formazioni affiorar i ir quest area.

MERLA (1951), riprendendo alcune consideraz oni di Migliorini, avanza per la prima volta l'ipotesi dell'alloctonia per i litotipi se limentari della zona.

SCARSELLA, alcuni anni dopo (193), in una tota preliminare al rilevamento del Foglio Civitavecchia, attribuisce terren non flyschoidi ad una facies "maremmana" differente da quella "umbro-marchigiana-sabina".

Nel 1959 MAXIA & ROMAGNOLI, nell'area compresa tra Civitavecchia e Tolfa, distinguono due serie in rapporti stratigrafici complessi: una "autoctona" in facies toscana e umbra e l'altra "alloctona" in facies toscana, «prive di chiari rapporti stratigrafici diretti».

Nel 1964 LOSAPPIO, sulla base di studi petrografici e biostratigrafici attribuisce l'arenaria affiorante nella zona di Civitavecchia alla formazione della Pietraforte. MALESANI, nel 1966, evidenzia il fatto che la Pietraforte è collocata

stratigraficamente all'interno della formazione di Sillano, presenta spessori molto variabili e non è un orizzonte continuo.

I maggiori contributi per la comprensione geologica dell'area si ebbero a partire dagli anni '70.

ABBATE & SAGRI (1970, 1982), definiscono le caratteristi he delle sequenze di eugeosinclinale dell'Appennino settentrionale. Il particolar, essi individuano tre unità litostratigrafiche coeve e molto simili formizione di Sillano, formazione di S. Fiora e formazioni d'la Tolta. La Pietraforte viene interpretata, da questi autori, come un insieme di corpi lentiformi più o meno discontinui all'interno di queste unit

ALBERTI *et alii* (1970), nelle vote illustrative della Carta Geologica d'Italia, riconoscono una serie "car onatica esale", riferibile al Lias, ricoperta stratigraficamente, sia pue con lacune, da una successione continua dal Cretacico medio-superior fine al Miocene inferiore. Quest'ultima comprende alla base una formazione a argillos isti policromi passanti superiormente alla Pietraforte di età ruroniano- an paniano. Al di sopra, ed in continuità di sedimentazione, quindi in rapporto di continuità stratigrafica, gli Autori propongono una 'serie com rensiva" formata da alternanze tra calcari, calcari marnosi, che eniu marn ed argilloscisti caratterizzate da frequenti eteropie ed interdictazioni. Alla base della formazione flyschoide si trovano masse ofioliti he, in gene e di modeste proporzioni.

FAZ. NI *et \sigma i*, nel 1972, propongono un modello interpretativo nolto dive o. Essi maividuano un complesso flyschoide "alloctono" costituito de due unitaruna "interna" e l'altra "esterna" tettonicamente sovi apposte.

L'unita esterna, sovrapposta al complesso basale (alda to cana), è costituita a. Flysch Tolfetani. Si tratta di calcari marnosi, calcarer al, marne, argille ed arginiti di età compresa tra il Cretacico superiore e l'Oligocene; secondo questi Autori i litotipi affioranti sono distinguibili ne le scurenti ormazioni: Flysch argilloso-calcareo; Flysch calcareo con lenti di mone rosse; Formazione del Mignone; Flysch calcareo e marne ros ce, r lysch renaceo.

L'unità interna, tettonicamente so rapposta all'unità dei Flysch Tolfetani, è invece costituita da tre formazion *Argillos isti varicolori manganesiferi*; *Pietraforte*; *Argille e calcari* (Formazione di Silano).

La stessa interpretazione viene proposta anche da BALDI *et alii* (1974), nel loro studio sul substrato della copertura vulcanica laziale, e da DEVOTO & LOMBARDI (1977).

Anche per BETTELLI *et alii* (1980a, 1980b) le arenarie della Pietraforte sono legate inferiormente ad un proprio complesso di base costituito dagli Argilloscisti manganesiferi del Cretacico inferiore e superiore. L'insieme degli argilloscisti più arenarie della Pietraforte si trova tettonicamente sovrapposto all'Unità del Canetolo e/o ai Flysch Tolfetani i quali, a loro volta, sono sovrapposti alle Unità della Falda Toscana.

L'Unità della Pietraforte, nella ricostruzione proposta da questi autori, occupa una posizione interna rispetto ai bacini dei rijsch Tolfetani e del "Canetolo" potendo presentare, tuttavia, "probabil rapporti terali con la parte cretacica dei Flysch Tolfetani".

Secondo CIVITELLI & CORDA (1982), l'insic ne Arculliti - Pietraforte costituisce invece una grossa lente situr a rolla porzione inferiore dei Flysch calcarei; la sua posizione stratigrafic è post, infatti tra il Flysch argilloso-calcareo (FAZZINI *et alii*, 1972), ila base, ed ¹¹ Flysch calcareo marnoso (FAZZINI *et alii*, 1972) al tetto.

La Pietraforte dell'area Tolfetana se obra «costituire più corpi canalizzati, separati da facies di intercanale, sovrappost stratigraficamente a torbiditi distali, nell'ambito di una sedimentazione emipelagico-terrigena»; per questi Autori le arenarie della Pietraforte conduiscono quindi dei corpi lentiformi all'interno delle Argilliti varicolori manga esitere.

Successivam ite, strui sulle associazioni a nannofossili (GARDIN, 1992), e poi a radiolari e nannofo sili (MARCUCCI & GARDIN, 1992), presentano evidenze biostratig afiche che depongono a favore dell'interpretazione di FAZZIN *et alii* (972). Su questa base FAZZINI & GARDIN (1994) propongono una ni vva ricostr zione dell'evoluzione tettonica del bacino, formi restando i rapporti ettonici a Flysch della Tolfa e Pietraforte.

Come si può osservare, differenti Autori (ALBERTI *et alii*, 171; FAZZ *st et alii*, 1072: CIVITELLI & CORDA, 1982) hanno fornito interpretazione di ordanti a per quanto riguarda la determinazione della seque ze strat grafiche sia per la actinizione delle diverse Unità strutturali e dei lor reporti reciproci. La difficoltà di stabilire in maniera univoca questi elementi fondamentali per la comprensione dell'assetto geologico di superfi ie, ceriva esenzialmente dalla omogeneità dei litotipi affioranti, dalla complessi à d'al'assetto strutturale e dalla scarsità di affioramenti significativi.

Il tentativo di effettuare delle correlazioni carattere regionale tra le formazioni affioranti nell'area di q esto studo ed i terreni alloctoni della Toscana meridionale ha indotto nun erosi cutori (FAZZINI *et alii*, 1972, BETTELLI *et alii*, 1978, BETTELLI, 1985, BONAZZI *et alii*, 1992) a suggerire l'opportunità di correlare il "Complesso di Canetolo" ad alcune formazioni riconosciute nella Toscana meridionale che costituiscono il primo ricoprimento sulla "Unità della Falda Toscana" e che, da un punto di vista paleogeografico, si suppongono occupare una posizione intermedia tra i domini "ligure" e "toscano".

Il "Canetolo" definito da ZANZUCCHI (1963, 1967) per l'Appennino parmense è stato infatti correlato (BETTELLI 1980, 1985) con alcuni termini della

successione stratigrafica ricostruita nei Monti della Tolfa che, oltre a presentare diverse affinità litologiche col "Complesso di Canetolo", costituisce nel Lazio settentrionale l'unità tettonicamente sovrapposta a diversi termini della serie toscana (come si può osservare in corrispondenza dene finestre tettoniche di Bagnarello, Sasso e Bagni di Traiano).

Nello studio del 1985 BETTELLI riconosce in tha zona compresa tra le valli dei fiumi Albegna e Fiora, cinque unità tet oniche sovraproste che, dal basso verso l'alto, sono: Unità di copertura rescana, Unita di Canetolo, Unità Argilloso calcarea, Unità della Piet forte, enità ofiolitica. Questo Autore stabilisce un'analogia tra il complesso alloctono di Canetolo ed il complesso dei Flysch Tolfetani.

BONAZZI *et alii* (1992) ncludono ell'Unità di Canetolo anche l'Unità Argilloso calcarea individ ata da Bettelli. La successione tipo dell'Unità del Canetolo (nella valle de Fium Albegna) quindi, dal basso verso l'alto, è la seguente: Flysch argilloso-c careo, Lysch calcareo, Formazione del Mignone, Flysch calcareo-manoso, Argi le calcari, Calcareniti di Scansano, Arenarie di Scerpena. Ad ec ezione egi ultimi due termini che risultano spesso mancanti o sono facilmente ponfondibil con il Macigno o con la Pietraforte, gli altri sono perfettamente con l'abili con la serie dei Flysch Tolfetani individuata da FAZZIN *et alii* (172) (fig. 1).



Fig. 1 - Schema riassuntivo dei principali studi precedenti

I sondaggi esplorativi effettuati dall'ENEL nella regione sabatino-vulsina, per ricerche geotermiche, fin dalla seconda metà degli anni '70, hanno incontrato l'Unità dei flysch alloctoni in profondità. Alcuni sondaggi hanno attraversato l'unità per circa 2.000-3.000 m. Il rapporto di so rapposizione tettonica tra questa unità e le sottostanti unità della Falda Tos una e di q ella sabina risulta molto chiaro dalla stratigrafia di questi sondaggi. In particol re, nei settori più occidentali del Lazio settentrionale, l'Unità dei fly ch allo coni è sovrapposta tettonicamente ad Unità della Falda Tos una mentre nei settori più orientali la sovrapposizione avviene sulla Falda Sciana.

La posizione stratigrafica dell' nità della Preraforte non è stata chiarita neppure da queste indagini priche si verifica una certa disomogeneità nell'identificazione delle diver e unità alle tone cui è legata.

I depositi legati al ci lo sin-orogenico o tardo-orogenico, conosciuti in letteratura come "Arenari di Manciano", non sono presenti in affioramento né in sondaggio nell'area del Folito Mortalto di Castro.

I litotipi mioconci del cico rost-orogenico, il cosiddetto "neoautoctono", sono segnalati di ALBFE 11 et alu (1970) nelle Note Illustrative dei Fogli 136 e 142 come "Marne e argille on gessi, conglomerati e sabbie" (**M5 cg**).

FAZZE e dia (1972) alevano i depositi del complesso neoautoctono che poggia o in discordanza sulle diverse formazioni alloctone. Si tratta di una formaz one detriti a conglomeratica i cui ciottoli provengono d'al'erosione dei litotipi o partene di al complesso alloctono. Gli Autori attribi scone a questi depositi una facies «strettamente legata all'ambiente continenta » riferibi e ad una core fluviale o lacustre e attribuiscono in maniera incerta questi depositi al Messiniano.

Solo nel 1983 FREGNI *et alii*, in un lavoro svolto ca Monu komani ed i Monti della Tolfa, distinguono due cicli di sedimentaziono per questi depositi e li datano con certezza. Il primo ciclo, di età messiniana, o caratterizzato da depositi evaporitici; il secondo, di età prevalen emonte pliocenica, inizia con depositi continentali lacustri di età messinian superiore e continua con sedimenti marini. I rapporti tra i due cicli, nella cona tra Tarquinia e Monte Romano, sono sia eteropici sia trasgre sivi.

Anche BARBERI *et alii* (1994) riconoscono due cicli sedimentari miocenici che, secondo PASQUARÈ *et alii* (1983), sono separati da una fase tettonica.

DE RITA *et alii* (1997), in un lavoro multidisciplinare, individuano nella zona in studio due bacini neogenici subsidenti: il bacino di Tolfa ad est dei rilievi vulcanici omonimi ed il bacino di Tarquinia. I depositi messiniani, rappresentati da conglomerati intercalati ad argille sabbiose con lenti di gesso, sono correlabili con i "Conglomerati di Montebamboli". Questi Autori propongono un'evoluzione del bacino di Tolfa secondo un modello tipo "*half-graben*", suggerito dalla presenza di una faglia bordiera ubicata al limite occidentale del bacino stesso.

Nel corso del Pliocene basale parte del Bacino di Tarquinia (BARBERI *et alii*, 1994), è stata interessata da una trasgressione mana cui sedimenti sono affioranti soprattutto lungo la valle del Fiume Mara e nei da torni di Tarquinia, oltre ad essere stati incontrati ed analizzati in sono ggi dell'E EL e dell'ENEL-AGIP. Si tratta per lo più di sedimenti argillosi, con un auriento della frazione sabbiosa e subordinatamente ghiaiosa nell'a parte medio-ana del Pliocene.

Diversi Autori distinguono il Pliocone della zona in due serie, parzialmente eteropiche tra loro e nelle quali sono raggruppate le diverse litofacies affioranti: la "Serie pliocenica parzialmente comprensiva" e la "Serie pliocenica differenziata".

BALDI *et alii* (1974) e ^TREGNI *et alii* (1.83) riconsiderano la parte inferiore della "Serie pliocenica perziale ente comprensiva", distinguendo delle "argille grigio-azzurre con cristali isolati di gesso" del Pliocene inferiore dal sovrastante "Calche di Tarq, ini" ("Macco") riferito al Pliocene inferioremedio; quest'ult no persa 'ateralmente a "sabbie gialle, molasse, arenarie calcaree e lenti di conglomerito".

FAZZ^P *c alii* (1972) individuano una lacuna stratigrafica tra il Pliocene inferior e la par basale del Pliocene medio, interpretandola come onnessa al solleva nento tetti nico durante l'attività magmatica locale i el complesso Tolfetan -Cerite Gli stessi Autori riconoscono una forte varia ilità li erai tra formizioni. Lennini conglomeratici in matrice sabbiosa mos rano pas aggi late di eteropici ad argille grigie, mentre le stesse ingli, grigo instrano eropia con le sabbie gialle o con il "Macco. La 'Serie pliocenica o l'erenziata" comincia con le "Argille a *Cladocora*" di carauenizzata, nella parte superiore, da una predominanza di sedimenti a gra ulometria grossolana (sabbie gialle, molasse e conglomerati sabbios). Contato di Dal PRA (1980) attribuiscono a questa successione trasgressiva un età pleistocenica inferiore sulla base delle associazioni a foramini en presenti nelle "Argille a *Cladocora*". I rapporti con la precedente Serie comprensiva con di tipo eteropico nelle aree in destra del Marta, mentre sono di virapposi one trasgressiva nella zona tra Tarquinia e Monte Romano (FAZZINI *e dii*, 19°2).

Sulla base di questi dati la prima disconformità infrapliocenica è compresa tra 3,5 e 3,2 Ma, mentre la seconda viene genericamente compresa tra 2,5 Ma e la base del Pleistocene.

Gli affioramenti della "Serie pliocenica comprensiva" sono osservabili soprattutto in una fascia allungata N-S, tra Blera, Civitella Cesi e Tolfa, a quote comprese tra 200 e 400 m s.l.m., mentre una seconda area, allungata in direzione circa NW-SE e limitata a SW dall'Aurelia, non raggiunge i 200 m s.l.m.

I termini Pliocenici sono stati spesso incontrati in sondaggi geognostici a diverse profondità, quasi sempre con le caratteristiche litologiche tipiche dei termini pliocenici marini (argille e argille sabbiose), ma anche con termini conglomeratici.

CARBONI et alii (1994) in uno studio cronostrat grafico di campioni prelevati da sondaggi, distinguono un Pliocene inferiore, nedio e su eriore sulla base delle associazioni a foraminiferi e a nannofossili calorei. Lo porzione inferiore del Pliocene è caratterizzata litologicar en o da una netta predominanza di depositi argillosi o limo-argillosi. Talo litofacico è direttamente sovrapposta ad argille di ambiente salmastro attobuite al Messiniano-Pliocene basale. Il Pliocene medio è contraddistino da la presenza di ghiaie alla base che gli Autori attribuiscono ad una disconformi à stratigrafica dovuta ad un episodio erosivo sul Pliocene inferiore.

I successivi depositi paternari sono di origine sia marina sia continentale legati alle oscillazioni eusta i ne con esse con le variazioni climatiche globali. Questo aspetto, i un area doressa durante il Pliocene, assume una certa importanza mor ologici so pratutto in relazione al sollevamento dell'area dovuto all'inizio 'ell'attivit' vulcanica del distretto Vulsino (Pleistocene medio basale). Successioni marine quaternarie (di età tra loro diversa) si possono osserva e su tutto il litorale alto-laziale, a nord di Montalto di Castro fino a sud di Tarc unia.

La resenza li depositi terrazzati di origine marina è ata ogeti di appr fondili studi negli ultimi anni (AMBROSETTI *et alii*, 1981 BARTOLI I & BOC 1983; BARTOLINI *et alii*, 1984; BELLUOMINI *et alii*, 1983; LONDONNA, 167; BOSI *et alii*, 1990; CONATO & DAI PRA, 1980; LAI PRA, 1978; HEARTY & L 1PRA, 1986a, 1986b; PALIERI *et alii*, 1990; MESSINA *et alii*, 1990; RADTKE *et alii*, 1982; RADTKE *et alii*, 1983; RADTKE, 1983)

Recenti studi condotti da BOSI *et alii* (1990), in consione della «Escursione sui terrazzi e linee di costa del litorale del Lazio secontrionale», rivedono criticamente lo schema stratigrafico ill'istrato in A (BROSETTI *et alii* (1981) per il Pleistocene inferiore e propongoro nuove unit, stratigrafiche utilizzando i criteri dell'allostratigrafia.

Depositi marini e continentali te ezzati precedenti l'inizio dell'attività vulcanica Vulsina e tra i più antichi osservabili, sono stati descritti da AMBROSETTI *et alii* (1981) nell'area immediatamente a nord di Montalto di Castro.

Gli Autori distinguono sedimenti con caratteristiche litologiche particolari ("Sabbie e ghiaie silicee di Mandria Polidori"), costituite essenzialmente da sabbie silicee, con intercalazioni di argille e di conglomerati a clasti quarzitici e metamorfici che successivamente BOSI *et alii* (1990) riferiscono al Pleistocene inferiore sulla base del nannoplancton calcareo (biozona MNN 19b, RIO *et alii*, 1990). A tale proposito la Cartografia Ufficiale (Foglio 136 Tuscania della Carta Geologica d'Italia 1:100.000), non fornisce utili indicazioni essendo troppo generica la suddivisione adottata. BOSI *et alii* (1990) inseriscono le sabbie silicee di Mandria Polidori nell'«Insieme di Camponio to» insieme ad una successione descritta come «costituita da ci ttolami i varia litologia (principalmente quarzosi, silicei e calcarei) pri i di mac ofossili». Questa successione non affiora mai, ma è stata riny nuta in sondag lo. I rapporti tra le due successioni non vengono chiariti, po izzando un rapporto eteropico o erosivo.

Nell'area a sud di Montalto fino a Tarquinia in BOSI *et alii* (1990) viene descritto il «Gruppo di S. Marcello costituito da sedimenti calcarenitici, conglomerati e sabbie fossili cre, svilup ati su due ordini di terrazzi a quote elevate (tra 80 e 160 m s.l.n.). RADTKE (1903), sulla base della bassa quantità di minerali vulcanici presenti in questi sedimenti, suggerisce un'età Pleistocene inferiore-medio, appena successiva a l'inizio dell'attività alcalino-potassica del Vulcano Vulsino.

Nelle medesi ne arec A 'BROSETTI *et alii* (1981) individuano e descrivono sedimenti argillo e sabbios francamente marini ("Argille di Fontanile Secco") fossiliferi al qual si so rappongono in disconformità stratigrafica depositi marini ostituiti a sabbie e calcareniti fossilifere (Calcareniti, Conglomerati e Sabbie li Montalt). BOSI *et alii* (1990) riuniscono le due formationi informali nell'«Inseme del Arrone», riferendo le "Argille di Fontan e Seco" alle oioz ne Marangb e MNN19d (Pleistocene inferiore) e, tentati amente, l'altra formazione ad un evento successivo all'inizio dell'atti a ulcalica acalino stassica, come sostenuto da RADTKE (1983). In que o caso rapporti tra le due un ità non sono chiari, non essendoci elementi per verifere e se si siano deposti in continuità o se i conglomerati siano trasgressivi sulle argille.

Per quanto riguarda il Pleistocene medi. A. BROSE II *et alii* (1981) individuano una successione che parte dal "Con ple so vulcanitico della Valle del Fiora" comprendendo "Sabbie e ginale in riori", "Ghiale e tufiti del Tafone", "Limi e sabbie di S. gostino", "S bbie e ghiale superiori", "Complesso a *Cerastoderma* e *Glyc. neris*", "P toclastiti e tufiti di Montalto", "Limi e sabbie di Rompicollo", "Comple so fluvio-lacustre a vulcaniti rimaneggiate", "Complesso continentale di Casale Palombini".

HEARTY & DAI PRA (1987) segnalano il Pleistocene medio nel settore compreso tra il Fosso Chiarone e il Fiume Mignone. E' costituito da depositi marini e lagunari ricchi di malacofauna, in particolare molluschi salmastri come *Cerastoderma* sp. Su questo gli Autori hanno effettuato l'epimerizzazione degli aminoacidi che ha fornito, come intervallo temporale, l'aminozona G.

BOSI et alii (1990) riferiscono al Pleistocene medio la "Formazione di Barca di Parma" e "La formazione del Fiora". La prima viene suddivisa in 3 membri

che includono la "panchina a *Glycimeris*" di BONADONNA (1967), le "Sabbie inferiori" e "Limi e sabbie di S. Agostino" di AMBROSETTI *et alii* (1981), la "formazione di S. Pantaleo" di HEARTY & DAI PRA (1987). La seconda comprende due membri corrispondenti, in parte alle "Sabbie superiori", "Complesso delle vulcaniti rimaneggiate", "Complesso *Cerastoderma* e *Glycimeris*" e "Limi e sabbie di Rompicollo" di AL BROSETTI *et alii* (1981).

La Formazione di Barca di Parma è costituita da cedimerti di origine marina e fluviale ad elementi prevalentemente volca ici, ricoperu da tufiti continentali. Al loro interno sono presenti orizzonti fossiliferi caratterizzati da *Glycimeris* sp. costituiti principalmente da sabbie laminate.

La Formazione del Fiora con sponde a due ambienti relativi ad uno stesso ciclo sedimentario; uno riferible al pale alveo del Fiume Fiora descritto in un lavoro specifico da MESSIN, *et alii* (1990) e l'altro costituito prevalentemente da sabbie grossolane di ofigine ulcanica deposte in ambiente da marino a salmastro contenente fauno a *De ax* sp., *Venus* sp., *Glycimeris* sp. e *Cerastoderma* sp.

Il "Complesso continen ale di Casale Palombini" di AMBROSETTI *et alii* (1981) viene incluso nella Formazione di Casale Palombini di BOSI *et alii* (1990). Essa è cost tuita da sabbie limose con ghiaie caratterizzate da clasti di origine vulcanica è sedimentaria deposte in ambiente continentale.

Per quanto ri tarda il Pleistocene superiore AMBROSETTI *et alii* (1981) individu no un omplesso formato da sedimenti di varia rigine (ma ina, fluvi le eq collea) affiorante nella zona costiera ad una distanza massima tella line di costa di circa 2 km denominato "Complesso mar to e confinentale superiore". La parte marina del complesso è caratteri zata da ricca malacofauna ad affinità senegalese. Sedimenti attribuiti al Pleistoc ne superiore sono stati rinvenuti da BARTOLINI *et alii* (1984) utilizzando il metodo della epimerizzazione dell'isoleucina su gusci di *Gly vinc* io sp. c *Cerastoderma* sp. Esemplari di *Strombus bubonius* (LAMA CK) sono stati rinvenuti rispettivamente nella piana di Tarquini, eq in loci ttà Il Mandrione (PALIERI & SPOSATO, 1988) all'interno di calci reniti con minerali vulcanici passanti a sabbie sciolte.

BOSI *et alii* (1990) indicano il "Con plesso narino e continentale superiore" come "Gruppo di Pian di Spille" che rappresenta il prodotto di due cicli sedimentari; il primo, riferibile al Tirreniano a *Strombus*, si rinviene anche in riva sinistra del Fiora sotto forma di sedimenti fluviali terrazzati. Il secondo corrisponde ad un ciclo successivo individuabile solo nella zona di Marina di Montalto come evidenza morfologica. BELLUOMINI *et alii* (1993) identificano lungo il litorale laziale depositi attribuiti indirettamente allo stadio isotopico 5 (SHACKLETON, 1995) tramite la racemizzazione dell'isoleucina.

I prodotti vulcanici affioranti nell'area del foglio al 50.000 Montalto di Castro sono di limitata estensione e sono attribuibili all'attività del distretto Vulsino. Questo distretto fa parte della Provincia vulcanica tosco-laziale sviluppatasi dalla fine del Pliocene in una zono su duralmente depressa, parallela alla costa (*Graben* principale). Il distretto Vulsino è caratterizzato da rocce appartenenti alla serie potassica e/o ad alto contenuto in potassio, generalmente considerate dagli Autori generate a magni provenienti dal mantello. E' inoltre caratterizzato da un de grado di esplosività ed ha eruttato in prevalenza colate piroclastiche, pri dotti di ricaduta ed idromagmatiti con subordinate effusioni laviche in un intervallo di tempo compreso tra 0.6 M.a. (VILLA, 1987) e il recente.

Il Distretto vulcanico vul ino è il p i orientale dei distretti vulcanici del Lazio. NAPPI & MARINI 1986) suddivid no la sua attività in quattro cicli principali:

1) Ciclo del Paleobolsena

Intorno ai (.o Ma (BALDE^T, *et alii*, 1994; CIONI *et alii*, 1989; NAPPI *et alii*, 1987; N COLET^T *et alii*, 1981) l'attività si manifesta in corrispondenza di un primitivo centro lo alizzato ai margini nord orientali dell'attuale conca lacustro di Bols na acui sono attribuiti i prodotti più antichi e periferici del Distetto Vuluno (NAPPI & MARINI, 1986; AURISICCHIO *et alii*, 1992).

2) Ciclo di Bolsena

L'attività d' questo ciclo può essere suddivisa in due sotocicli (NAFTI & MARINI, 1986).

Derimo sottociclo ha un'età intorno ai 0.4 Ma (VAREK ME, 1979; METZELTIN & VEZZOLI, 1983; NAPPI & MARINI, 1 86) ed e caratterizzato da una fase iniziale prevalentemente effusiva da appareti monogenici lungo il bordo nord orientale del Lago di Bolsena. Termina con un collasso settoriale e la formazione di un bacino lacustre si ato nord est dell'abitato di Bolsena (NAPPI & MARINI, 1986).

Il secondo sottociclo ha una aura esse zialmente esplosiva di tipo stromboliano e pliniano con contri sicuram ite all'interno dell'attuale caldera. Termina con l'eruzione ell'Ignimi ite di Orvieto (NAPPI *et alii*, 1982) o Ignimbrite C di SPARKS (1975) o L'oriano Formation di VAREKAMP (1979, 1980) che causa un ulteriore conasso del settore nord-orientale della caldera di Bolsena.

3) Ciclo di Montefiascone

Il centro di Montefiascone è localizzato nel settore orientale del Distretto Vulsino. I prodotti del centro di Montefiascone interessano solo marginalmente i Fogli Tarquinia e Montalto di Castro, pertanto non verranno descritti.

4) Ciclo di Latera

Il ciclo di Latera inizia con un'attività prevalentemente strato areale (NAPPI, 1969), che si conclude intorno ai 0.3 Ma (NAPPI *et alii*, 1995). Questa fase viene seguita da una serie di eruzio a pariane ed idropliniane con la messa in posto di colate piroclastiche c asi tutte i tipo trachitico in un intervallo di tempo compreso tra 0.278 0.166 N a (METZELTIN & VEZZOLI, 1983). Alla messa in posto di ciascum delle ignimbriti contribuiscono grandi volumi di magria, en conseguente svuotamento delle camere magmatiche e collasso caldorico. Ne la fase finale del ciclo di Latera si ha una ripresa dell'attività romboliana en apparati intracalderici e circumcalderici (NAPPI & MA (INI, 1986).

2.2. - AREE MARINE

(a cura di F.L. Chiocci, I. Falese, G.B. La Monica, B. Landini)

Le conoscenze sulle zono di mare comprese nel Foglio Montalto di Castro e nel Foglio Tarquaria si sono sviluppate negli ultimi due-tre decenni in seguito a dati raccolti.

- da' AGIP (per conto del Ministero dell'Industria) che ha svolto nei primi an i '70 prospezioni per esplorazione petrolifera che hanno i deressato tutto il norgine ti cenico ed ha eseguito una perforazione nel 976 al largo di lere valcanca (pozzo Matilde 1) che ad oggi rappreseno l'unico dato profondo di sottosuolo nella piattaforma contine tale del Lazio settentrionale;
- dal Progetto Finalizzato CNR "Oceanografia e Fo di Marini svolto nei primi anni '80 - che ha permesso una prima definizione dell'assetto sedimentologico e della stratigrafia operficiale della piattaforma continentale;
- dall'ENEL che ha svolto tra gli mi 70 e gi anni '90 studi di dettaglio per la realizzazione dell'impiano prima puel re poi policombustibile di Montalto di Castro;
- 4) dall'Università "La Sapienza" di Poma (Dipartimento di Scienze della Terra) e dal CNR (C. S. per la Geologia Tecnica e C. S. Quaternario e Evoluzione Ambientale, oggi confluiti nell'Istituto per la Geologia Ambientale e la Geoingegneria), che negli anni '90 hanno eseguito studi sismostratigrafici di estremo dettaglio su tutta la piattaforma continentale laziale.

AIELLO et alii (1978) per primi analizzano la struttura della piattaforma continentale, riconoscendo i tre orizzonti sismici più significativi della sua

evoluzione che sono, dall'alto verso il basso, una superficie d'erosione associata alla trasgressione versiliana, una superficie di erosione pre-versiliana e il tetto del substrato acustico.

ANGELUCCI *et alii* (1979) ricostruiscono, tra Torce valcalica e Porto Ercole, la distribuzione della coltre di sedimenti recenti ne assume spessori notevoli soprattutto in corrispondenza delle foci dei Fiumi Mignone, Marta e Fiora.

BARTOLE (1984) attraverso la correlazio e tra schioni signiche a riflessione e dati di pozzo ha identificato nella piatato ma continentale laziale-campana, quattro unità sismostratigrafiche appar enenti, ell'alto verso il basso, le prime due al ciclo neoautoctono del Neogo e superiore-chaternario; quella intermedia alle successioni alloctone terziate; quella più profonda alle unità carbonatiche meso-cenozoiche. L'unità intermedia e quella più profonda risultano interessate da intensi movimenti tange iziali che hanno portato alla creazione di strutture di compressione (a vergenze principalmente N e NE) che, sono da attribuire ad una tettonica tangenziale differenziale di cuvolamenti gravitativi che ha coinvolto le piastre carbonatiche meso-ceno oi che e le successioni terziarie sovrastanti.

BARTOLINI *e alii* (1985) tra Ansedonia e il Fiume Marta, delimitano arealmente una rona a se bie ferrifere di possibile interesse minerario e individuano alcune aree con strutture definite di tipo dunare, tra le batimetriche 60 e 10 m.

BO ELLI *et al* (1986) caratterizzano l'assetto morfologico stratignifico e sodimen ologico ella piattaforma continentale interna tra M. A genta o e T.re S. A ostino, attribuendo un'età plio-quaternaria alla sequenza si nica che diace sopra il basamento acustico. L'unità superiore di tale sequenza e formata da sodimenti che gli AA attribuiscono sia alla trasgressio de versi fiana sia all'attuale ta o di alto stazionamento eustatico.

IORTORA (1989a) dettaglia ulteriormente la stratigi. Ja superficiale della piattaforma interna tra Monte Argentario e la fo e del F. Mig ione mediante uno studio comparato delle registrazioni geofisiche di fondali e campioni di carote e di benna. La coltre sedimentaria coccnica ri ulta costituita da una unità trasgressiva sabbiosa basale, deposi durante l'in gressione versiliana, cui si sovrappone una unità pelitica di sedimentazione ecente.

TORTORA (1989b) analizzando la sequenza deposizionale postglaciale antistante la costa di Montalto di Castro, individua i fattori che hanno guidato l'evoluzione dell'area negli ultimi 18.000 anni; essi sono: 1) le variazioni del livello marino (erosione della piattaforma durante il basso stazionamento glaciale; instaurarsi dei primi colmamenti sui bassi morfologici del substrato durante la risalita eustatica, fenomeni progradazionali durante l'attuale alto stazionamento); 2) la morfologia del bacino accettore costiero (i depositi olocenici presentano depocentri orientati perpendicolarmente alla costa, essenzialmente lungo i paleoalvei dei fiumi); 3) gli apporti e la dispersione dei sedimenti in mare (la sedimentazione attuale è legata agli apporti principalmente extra bacinali di origine fluviale e, secondariamente, agli apporti intrabacinali quali il coralligeno di piattaforma, per la produzione di bioclasti e rielaborazione delle sabbie trasgressivo-relitte).

BARTOLE (1990), nell'ambito di una ricostrizione dei assetto strutturale dell'intero margine tosco-laziale basata sull'an lisi sismo tratigrafica delle prospezioni multicanale AGIP, individua cinque unità e smiche principali, correlandole con le unità geologiche de l'Appennino settentrionale e centrale affioranti o ritrovate in perforazione. Cueste sono le unità metamorfiche toscane cui seguono verso l'alto in sovrari osizione tettorica due unità intensamente deformate (rispettivamente Faldo foscana e Complessi Liguridi). Queste unità sono strutturate in scaglie tettonich con uno stile simile a quello dell'Appennino centro settentrionale. Nei cassi strutturali si riconosce un'unità di *sin-rift* di età Messiniano-basco Pliocenica, al di sopra della quale poggiano in trasgressione due unità postorogene rivise da una discordanza regionale di età medio-pliocenica

CHIOCCI (1991) dalle studio dell'evoluzione dei processi deposizionali agenti sulla piattaform, continen de del Lazio centro-settentrionale, ipotizza un basculamento tettonico verso nord del margine continentale, attivo da almeno 250.00° anni e tudora agente.

CH DCCI & L MONICA (1991), per mezzo di profili sismi i a riflessione monoca ale (Sub Bottom Profiler, Uniboom, Bubble Pulser Mini spacer) nani investigato la piattaforma continentale del Lazio centro-cettentrion e e, in rerticolare, hanno ricostruito con grande dettaglio la geon tria celle peliti di attaforma.

ISMES (1991 a, b) realizza un'approfondita cara ter zzazione geologicogeolecnica dell'area marina immediatamente ontistante la centrale ENEL di Montalto di Castro. In quest'ambito viene reali, zata una den a maglia di profili sismici a riflessione multicanale ad alta risc uzione, individuando cinque sismofacies, correlabili con le perfora tom esegu e a mare e a terra. Vengono anche ricostruiti i principali lineame ti morfologic e strutturali del sottofondo marino nell'area costiera.

LA MONICA *et alii* (1991) riconose no su utta la piattaforma continentale laziale alcuni lineamenti stratigrafici di base (superficie d'erosione würmiana, unità pelitica drappeggiante legata all'attuale fase eustatica) e, dalla ricostruzione dell'andamento di questi lineamenti, traggono alcune considerazioni sui processi attivi a scala regionale. Inoltre, dalla comparazione dei diversi settori della piattaforma, deducono i fattori a scala locale, che hanno condizionato l'assetto stratigrafico-deposizionale dei sedimenti di piattaforma (formazione di cordoni litorali, presenza di paleoalvei, affioramenti del substrato che limitano lo sviluppo areale dei sistemi deposizionali). TORTORA (1992), esegue uno studio dettagliato nell'area di Marina di Tarquinia per un ipotetico ripascimento del litorale in erosione mediante il versamento sulla spiaggia di inerti prelevati da tre aree della piattaforma continentale, comprese tra Monte Argentario e Marina di Roscia Romana.

ENEL (1993), sulla base degli stessi rilievi ismostrati rafici eseguiti da ISMES (1991), tarati da perforazioni, ha condoto uno stu io dettagliato dei fondali dell'area antistante la centrale ENF¹, lo stu lio, ber ché finalizzato alla caratterizzazione geotecnica dei fondali na fornito indicazioni geologiche in particolare per quanto riguarda la correlazione un sismofacies e stratigrafia delle carote di sedimento marino.

CHIOCCI (1994), attraverso 1'an 'isi sismostratigrafica di dettaglio dei depositi costituenti la pia aforma continentale, nell'area compresa tra L'Argentario e Capo Linaro, ha definito la leotettonica dell'area ed evidenziato i caratteri di tutti i lineanonti strutturali presenti.

CHIOCCI & LA MONICA (1996) e ^TA MONICA & RAFFI (1996), nell'ambito di uno studio multid' ciplinare, non effettuato delle ricerche sismostratigrafiche e sedimentologiche su tota la piattaforma continentale del Lazio: le indagini sismostratigrafici e hanno consentito di definire l'evoluzione dei fondali negli ultimi 2000 anni e di individuare i depositi eventualmente sfruttabili per interve di di rip scimento artificiale. Le indagini sedimentologiche hanno consentito di determinare la variabilità dei sedimenti e di torare il mezzo sismico.

TORTORA (1996),ricerca con una car tere sisr ostratigrafico/sedimentologico di dettaglio nell'rea Ansedonia - F. Chiarone ricostruisce l'evoluzione dei fondali nelle sola plattaforma interna (p ofondità inferiore a 50 m) nell'ultimo ciclo eustatic. V ene messa in luce la presenza di sedimenti trasgressivi, che si trovano interposti tra la superficie d'erosione würmiana e i depositi di sedime tazi e att. le, estremamente variabili per spessori, geometrie e caratteristiche randometriche. L'interazione tra diversi fattori (paleomorfologia della superi cie trasgredita, spessore dei depositi trasgressivi e di quelli di a o stazioneme to, prossimità alla linea di riva attuale, e quindi alle fondi di al nentaziuo e, entità dell'erosione durante la trasgressione) produce diverse situazioni stratigrafiche, sempre comunque caratterizzate da un alto grado di rimaneggiamento dei sedimenti.

CHIOCCI & LA MONICA (1999) hanno reinterpretato in chiave mineraria profili sismici a diverso grado di risoluzione e penetrazione eseguiti sulla piattaforma continentale compresa tra Ansedonia e la foce del F. Marta. Lo scopo era l'individuazione di depositi sabbiosi da utilizzare per la protezione e/o ricostruzione delle spiagge del litorale laziale in erosione tramite ripascimento artificiale.

CHIOCCI (2000), attraverso l'analisi di oltre 10.000 km di profili sismici ad alta risoluzione, ha studiato sei sequenze stratigrafiche di 4° ordine formatesi durante gli ultimi milioni di anni sulla piattaforma continentale laziale.

Infine, il tratto di piattaforma continentale compresentra L'Argentario e Civitavecchia, è stato analizzato in due tesi di lauga: FIORIN (1992), da dati di prospezioni sismiche monocanale ad altissima risoluzione, ricostruisce dettagliatamente l'evoluzione dei sistemi d'oposizionali che si sono succeduti dall'ultimo pleniglaciale all'attuale; MANCI ELLA (1990), attraverso l'analisi sismostratigrafica comparata di sezioni sismiche ad alta penetrazione e sezione sismiche ad alta risoluzione, esegue una ricostruzio e dell'assetto strutturale.

3. – INQUADRAMENTO SEOLOGICO

(a cura di C. Faccenna, R. Funciello & F. Rossetti)

3.1. – PRINCIPALI DOMINI STRUTTURALI

Il Foglio Montalto di Castro fa parte di un'area di catena interna nordapperminica, cove a partire dal Miocene medio-superiore, processi estensionali a sc. a crostale hanno obliterato la precedente fase di ispessimento, legata la costruz one dell'orogeno appenninico (fig. 2).

Il si ema Tir eno-Appennino nel suo settore settentrionale si è in rivic ato in co seguenza dei processi di *rifting* terziari che hanno framme, ato l'edif cio a fald costituito dal sistema orogenico Corsic Appennin, ormato i al'impilamento di unità appartenenti a diversi domine strutterali (CARMIGNANI *ei dii*, 1994; BARCHI *et alii*, 1998; DECANDIA *et alii*, 1998; JOLIVET *et alii*, 1998 con oibliografia). Tali domini verranno qui di seguito de critti procedendo dai settori più interni (occidentali) verso quelli esten i (orientali) (fig. 3).

- Il dominio continentale Sardo-Corso. Rapp es ita la crosta continentale europea ercinica su cui si è impostato il b cino Ligure Provenzale. E' composto da un basamento P leozoico int. so da granitoidi Permo-Carboniferi (DURAN DELGA, 1984)
- 2) Il dominio oceanico Ligure-Pierontese E' rappresentato da ofioliti Giurassiche e dalla loro copertura sedimentaria pelagica (Malm-Cretacico), con a tetto sequenze flyschoidi calcareo-marnose (Cretacico-Eocene). Tali complessi ofiolitiferi affiorano principalmente nella Corsica Alpina, costituendo le falde della Balagne e degli Scistes Lustrés, nonché nell'Arcipelago Toscano (Gorgona, Giglio, Elba e Monte Cristo) e nella Toscana meridionale (ABBATE *et alii*, 1980), ove sono stati riconosciuti nel sottosuolo (pozzo Pantani a nord di Civitavecchia) spesso metamorfosati in condizioni di alta-P/bassa-T (JOLIVET *et alii*, 1998 con bibliografia).



Fig. 2 - Schema strutturale sintetico del sistema Tirreno-Appennino nel suo settore settentrionale (modificato da BIGI et alii, 1989) ed interpretazione geologica del profilo crostale CROP03 (Da BARCHI et alii, 1998).



Fig. 3 - Schema stratigrafico di correlazione figura incipal domini di sedimentazione nell'area nord tirrenica (modificato da DURAN ELGA, 1984 e C. MIGNANI et alii, 1994). Nell'inserto in alto è mostrata una possibile ricos uzione palecento ica (da PRINCIPI & TREVES, 1984).

- Il dominio sub-Ligure. Occupa l'are di transizione fra il dominio oceanico e il dominio continentale Toscano e consiste di sequenze calcareo-arenacee di età Cretacico superiore-Oligocene.
- 4) Il dominio Toscano. Consiste di sequenze continentali in cui è possibile distinguere: (a) il dominio Toscano Interno, rappresentato dai termini nonmetamorfici della Falda Toscana *auct*. (Trias superiore-Oligocene superiore) e (b), dal dominio Toscano Esterno, rappresentato dai terreni metamorfici del Complesso Metamorfico Toscano *auct*., costituito da un basamento paleozoico ercinico e dalla sua copertura carbonifero-terziaria. (fra gli altri:

BERTINI *et alii*, 1991; ELTER & PANDELI, 1990 con bibliografia). Le litologie permo-triassiche del Verrucano appartengono a questo dominio.

5). Il dominio Umbro-Marchigiano. Consiste di depositi che costituiscono la zona esterna dell'Appennino settentrionale, rapposentoti da evaporiti basali (Triassico superiore), carbonati di piattaforma (Lias) e sequenze pelagiche (Giurassico-Eocene) arricchite nella porzione sommitale i depositi terrigeni (Paleogene) e serie flyschoidi (Miocone) (E RCHI *t alii*, 1998 con bibliografia).

3.2. - DATI GEOFISICI

Nel settore settentrionale, prospiciente la costa che da Civitavecchia va fino al golfo di La Spezia, l'a a bacinale tirrenica è impostata su crosta continentale assottigliata (WIGGER 1984 ONZIA I et alii, 1994). Un raddoppio crostale fra la Moho di pertinenza ionico-a ricica e tirrenica è stato evidenziato al di sotto della catena Ap enninica, MICOLICH, 1989; PONZIANI et alii, 1994), in buon accordo con la estribuzior dei terremoti intermedi e profondi nella regione (AMATO et alii, 1993). Nell'area tirrenica settentrionale, al di sotto dell'Isola d'Elba, è stata iconosciuta la presenza di un profondo riflettore sismico immer ente verso est (LETZ et alii, 1977; WIGGER, 1984), nterpret to da PONZIANT et alii (1994) come multiplo di onde P e quindi videnza di una protonda instrutturazione operata dalle fasi estensionali sulla suttura crostale tirrenica precedentemente ispessita (fig. 3). Questa interpretazione è confermata d'allo spessore ridotto della litosfera nell'intera regiora tirrer ca, compresa fra i 20 e i 50 km (SUHADOLCH & PANZA, 1989; DELLA VEDOVA et alii, 1991), dagli alti valori del flusso di calore nelle aree geotermiche toscare (MONGELLI et alii, 1998), e dalle evidenze geologiche che sottol neano l'importanza avuta dalla tettonica estensionale nell'evoluzione e nell'asser o a uare della regione toscana (CARMIGNANI et alii, 1994 con bibl; grana) (fig 3). In termini generali, la sismicità è distribuita con terremoti d' tipo compres, vo nella zona di avampaese e terremoti di tipo estensionale nel zona in rna (ANDERSON & JACKSON, 1987; FREPOLI & AMATO, 1997).

3.3. – EVOLUZIONE TETTONICA

Il processo di accrezione responsabile della costruzione dell'orogene appenninico ha coinvolto, con generale polarità orientale (e.g., ELTER *et alii*, 1975; BARCHI *et alii*, 1998; DECANDIA *et alii*, 1998 con bibliografia), dapprima (Cretacico sup.-Eocene) unità ad affinità oceanica e transizionale (Dominio

Liguride e Subligure A.A.) e successivamente (Oligocene-Miocene inf.) unità ad affinità continentale (Dominio Toscano A.A.) (JOLIVET *et alii*, 1998; BRUNET *et alii*, 2000 con bibliografia). Un diffuso metamorfismo di alta-P/bassa-T è registrato sia dalle sequenze ofiolitiche sia in que'le ac affinità continentale (JOLIVET *et alii*, 1998 con bibliografia).

I processi estensionali hanno riattivato le pre edenti struture compressive come nella Corsica Alpina (DANIEL *et c. i.*, 195) e indotto, a partire dal Miocene inferiore, la formazione di arco e cinali estensionali nel settore di catena interna in concomitanza con la "ormazione di bacini flessurali nella zona di avampaese (ELTER *et alii*, 1975; PATACCA *et alii*, 1990; SERRI *et alii*, 1993; BOSSIO *et alii*, 1993; CARMIGNINI *e alii*, 1994; BARTOLE, 1995; JOLIVET *et alii*, 1998; BRUNET *et alii*, 20°0). Entran bi i tipi di bacini sono risultati migrare verso est, a tergo della subluzione della litosfera ionico-adriatica (MALINVERNO & RYAN, 1986; ROYDEN *et alii*, 1987; KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI & ODP Leg 107 SCIENTIFIC STAFF, 1989; LATACCA *et alii*, 1990; DOGLIONI, 1991; JOLIVET *et alii*, 19°s) (tig. 4).

I processi di accorcianento nelle parti frontali sono stati accompagnati da complesse rotazi ni dei fro ii di sovrascorrimento, mentre, nell'area di catena interna, i bacini econsignali Tortoniano-Pleistocenici dell'area nord tirrenica, compre i quelli di Montalto di Castro - Tarquinia, si sono svibupetti senza alcuna otazione e l substrato (MATTEI *et alii*, 1997 con bibliografia).

In u quadro egionale i processi estensionali nell'area di atena si cara erizza... per la presenza di zone di taglio crostali con enso di figlio costantemente diretto verso est e con evoluzione da condizioni dutili a fragili (BARCHI et alii, 1998; DECANDIA et alii, 1998; JOLIV T et al., 1998). Tali zone a. taglio hanno accompagnato dapprima l'esumazio e in regime di bassa termalità delle unità metamorfiche in facies spisti blu e successivamente, la messa in posto dei corpi intrusivi toscani Mio-l'ioce ici (Jo IVET et alii, 1998; ROSSETTI et alii, 2000), come si è accertato in s per icie e nel sottosuolo delle aree circostanti i Fogli Tarquinia e Montalto Castro. L'assottigliamento crostale risulta dunque associato alla progressiva migrazione spazio-temporale verso est delle zone di taglio est nsionali OLIVET et alii, 1998), della sedimentazione bacinale e dell'attività maginatica (SERRI et alii, 1993; BARTOLE, 1995; MARTINI & SAGRI, 1993; BOSSIO et alii, 1998; JOLIVET et alii, 1998). Il tasso medio di migrazione rispetto all'asse del rift è stato di 1,5-2 cm/anno (FACCENNA et alii, 1997) (fig. 4). L'età dei depositi di sin-rift si estende dal Miocene inferiore (15-20 Ma) nel bacino della Corsica, fino al Pleistocene inferiore nell'area appenninica (BARTOLE, 1995 con bibliografia), dove, peraltro, le faglie estensionali sono ritenute ancora attive (D'AGOSTINO et alii, 1998).



Fig. 4 - Sezione geologica crostale e diagramma sinottico età-distanza relativo alla distribuzione dei principali stadi di metamorfismo registrati dalle unità di HP/LT (da BRUNET et alii, 2000), dei depositi di sin-rift e dell'attività magmatica lungo il transetto mostrato in fig. 2 (modificato da FACCENNA et alii, 1997, con bibliografia). E' messa in luce la concomitante migrazione spazio-temporale verso est dei processi compressivi ed estensionali a tergo del sistema catena-avanfossa migrante verso est.

L'attività magmatica ha generalmente accompagnato la formazione delle aree bacinali, seguendo un'analoga migrazione spazio temporale verso est (fig. 4). Nella regione, SERRI et alii (1993 con bibliografia) hanno riconosciuto varie pulsazioni magmatiche, estese dal Miocene medio (lamproiti di Sisco, 15-13.5 Ma) al tardo Pleistocene. In particolare, nell'area oscana i rodotti magmatici mostrano un carattere anatettico crostale preva ente (Pro incia Magmatica Toscana auct.) e sono rappresentati da una prevalente attività intrusiva (MARINELLI, 1967; POLI et alii, 1989. IN CENTI et alii, 1992). Lo stadio iniziale è rappresentato dai plutoni zonzogra itici di Montecristo (7.0 Ma), Monte Capanne e seamount Verce'i (7.3-6.2 Ma) e dal vulcanismo composito dell'isola di Capraia (6.9-6.0 Ma). Na 5.1 e 2.2 Ma, l'attività magmatica è risultata migrare verso la piattaform, continentale tosco-laziale, dove è rappresentata da intrusioni cide (Porto Azzarro, Giglio, Gavorrano, Campiglia, Castel di Pietra e Monteverdi) e da rioliti (San Vincenzo, Roccastrada, Tolfa-Ceriti e il secondo periodo di attività di Capraia). L'ultima fase magmatica inizia a 1.3 Ma con i d'omi di lava li Radicofani, Monti Cimini e Torre Alfina ed evolve verso le s rie alte in otassio (HK e UHK) della Provincia Comagmatica Romana (WASHI GTON, 19(3)). A questa attività vanno riferiti cinque principali distretti valcanici Bolsena, Vico, Sabatini, Colli Albani e Ernici), formatisi da 0.6 Ma al tardo reistocene.

In cuesto quacio, zone di taglio estensionali ad immersione crientale hanno controlle la me sa in posto dei corpi intrusivi del Giglio (FOSSET e dii, 1999 den Liba (Keller & Pialli, 1990; Daniel & Joliver, 1995) e di Monceristo (ROSSETTI et alii, 2000). Testimonianza della recente attività magmatica è la presenza nella regione tirrenica e osco-la dale di un'intensa a malia positiva nel flusso di calore, localizzata, con nassimi fino a 1000 mW/m2, nelle aree geotermiche di Larderello e Monte A miata (MONGELLI & ZITO, 1991) (fig. 5). Le aree di anomalia positiva del flusso di calore corrispondono a minimi di anomalia gravitazione le al massimo sollevamento delle sequenze sedimentarie neogenic'e, probabilmente in connessione con la presenza di corpi plutonici messi i posto in co dizioni crostali superficiali (MARINELLI et alii, 1993; BARBERI et alii, 1994) L'età di questo sollevamento è vincolata su basi stratigrafiche al Pli ene r edio superiore (BOSSIO et alii, 1993; BARBERI et alii, 1994). Questo dato trova conferma nell'età ottenuta con il metodo delle tracce di fissione riguardanti l'esumazione finale dell'intrusione di Monte Capanne (BOUILLIN et alii, 1994), anche se il ritrovamento di ciottoli di "eurite" elbana nei depositi messiniano-pliocenici della Toscana meridionale indica un episodio di esumazione più antico (TONGIORGI & TONGIORGI, 1964; BOSSIO et alii, 1993; MARINELLI et alii, 1993). Questo episodio di sollevamento a scala regionale è responsabile dell'assetto attuale dell'area tosco-laziale.



Fig. 5 - Isobate dell, Moho (a NI OLICH, 1989) e dati del flusso di calore (da DELLA VEDOVA et alii, 1991) ell'area tir nica. Nel settore tirrenico settentrionale è presente crosta commen le as. triglina (spessore inferiore a 20 km), mentre nel settore meridionale è resente cro a oceanica (modificato da JOLIVET et alii, 1998).

4. - METODOLOGIA

1. - AREE TERRESTRI (a cura di D. de Rita e A. Sposato)

Il Foglio Montalto di Castro comprende una acca costiera in cui sono presenti in affioramento terreni sia sedimentari sia culcanici di età dal Miocene superiore all'attuale.

Seguendo uno schema classico, il ilevameno dei foglio è stato condotto con il criterio litostratigrafico. Su questa base i terreni pre-Pliocenici sono stati organizzati o in unità stratigrafiche informali o in formazioni (se già ufficialmente istituite). Le unità stratigrafiche Plio-pleistoceniche, sedimentarie e vulcaniche sono state organizzate in Unconformity Bounded Stratigraphic Units (SALVADOR, 1987a, 1987b) sulla base della gerarchizzazione delle loro superfici limite. Quest'ultima scelta è stata dettata dalla constatazione che i terreni sedimentari quaternari della costa contengono un'ingente quantità di materiale vulcanoclastico tanto da permettere una correlazione tra unità coeve indipendentemente dalla loro genesi. Questo criterio offre anche il vantaggio di non discriminare le vulcaniti rispetto alle altre unità coeve. Si è deciso quindi di organizzare le unità quaternarie, sia costiere sia vulcaniche, nello stesso contesto delle Unconformity Bounded Stratigraphic Units. In questo modo si è avuta l'opportunità di rappresentare l'evoluzione del territorio in termini di equilibrio tra processi di sedimentazione e processi di erosione, soprattutto in relazione alle variazioni ambientali a scala regionale conte per esempio le variazioni eustatiche del livello del mare. In questo contesto le varie unità vulcaniche riconosciute, pur mantenendo il loro valore individuale, con sono più viste esclusivamente come appartenenti al vulcano da cui derivano, ma sono elementi deposizionali e quindi costruttivi dell'ambiente sedimentario in cui si depongono.

Fino ad oggi, la cartografia geo gica delle aree vulcaniche italiane ha utilizzato prevalentemente cri eri di rile amento su basi litologiche e chimicopetrografiche che hanno vuto il pregio di approfondire le conoscenze del vulcano in relazione ai processi inerenti il suo sistema magmatico, ma hanno relegato in secondo piano tun quei processi di ridistribuzione, immediata e non, dei suoi prodotti primari in relazione al riequilibrio delle condizioni di sedimentazione furante e dopo una eruzione. Le masse dei sedimenti vulcanoclastici scho per lo r u cartografate in modo indifferenziato senza alcuna relazione on le faci eruttive e di quiescenza del vulcano, e spesso neanche in relazione ai processi del contiguo ambiente sedimentario *s.s.*, mane do così la possib ità di rapp esentare anche i processi relativi ai momenti di non ttività del vulcano e relativi alla risposta che l'ambiente sedimentari circo cano dà all'a rivo nemessa dei sedimenti vulcanici.

Luso delle Unconformity Bounded Stratigraphic Urus, come superito dai Cuaderni del Servizio Geologico Nazionale (AAVV 1992) si è rivelato uno su mento di grande vantaggio per la correlazione ate ale tra le sequenze dell'ambiente costiero, quelle dell'ambiente di transizio e al vulcano ed il vulcano stesso. Ha inoltre permesso di correlazione di accrescimento costiero individuate dall'analisi dei rilievi sismi a a mare.

Gli episodi sedimentari costieri e quelli deposizionali vulcanici sono stati inquadrati in intervalli di tempo scan iti da eve ti regionali di ampio respiro in modo che le loro superfici limite avecero un estensione almeno regionale. Il riferimento più ovvio è stato quello alle variazioni del livello del mare che è stato identificato in base all'analisi e gerarchizzazione delle superfici di erosione e di paleosuoli. All'interno degli ampi intervalli di tempo (determinati in base anche alle datazioni radiometriche) sono state inserite unità distinte da criteri morfologici e litologici che comunque restano strettamente correlate in base al loro significato ambientale. Ad esempio, alla deposizione di ingenti spessori di sedimenti vulcanici nell'entroterra devono corrispondere, con lieve sfasamento temporale, unità sedimentarie costiere caratterizzate da un improvviso aumento della componente vulcanica.

La realizzazione di questa corrispondenza si è ottenuta analizzando e correlando sia in senso verticale sia laterale, le sezioni stratigrafiche costiere, marine e quelle relative all'evoluzione di un ampio bacino vu cano-sedimentario (bacino di Tuscania) che si è sviluppato nel setto e nord-orientale a partire dal Pleistocene medio e che ha registrato nell'accrezione della sequenza tutti gli episodi sia deposizionali sia erosivi che i sono venincati. I vari episodi riconosciuti sono stati datati sia in base alla presenza di unità vulcaniche note e già datate geocronologicamente siz in base al ritro amento di reperti fossili sia stabilendo possibili correlazioni tra superfici già note nell'ambito costiero ed evidenti superfici analoghe desenti ne la sequenza del bacino (dopo averle catalogate in ordine gera chico). La con elazione verticale e laterale della sequenza sedimentaria del brono ha inoltre permesso di riconoscere una geometria di colmamento che esclude la presenza di grandi eventi tettonici durante le fasi cruttive che si sono verificate in coincidenza con la sedimentazione. Infatti i corpi sedimentari tendono a migrare lateralmente senza realizzare randi imp amenti come nel caso di forti subsidenze. Ancora, le variazioni di spessore delle fasi riconosciute all'interno della sequenza del bacino la possible o non correlazione con depositi costieri e/o il corrispondente spesso dei corpi edimentari costieri coevi possono tentativame de esser posti in relaz. ne con e isodi di più o meno intensa erosione che a lo o volte pos ono corrispondere a variazioni climatiche, in accordo sia con le datazioni geocropologiche che con le correlazioni con gli stadi isotopici.

Poiche il rilevamento del Foglio Montalto di Castro e stato realizzato congiuntamente al limitrofo Foglio Tarquinia, la cal zzazione di questa corrispondenza si è ottenuta analizzando e correlando sia in senso verticale sia laterale, le sezioni stratigrafiche presenti anche in quel foglio.

In questo modo è stato possibile organizare le unità rilevate in 4 supersintemi (di cui solo 3 presenti in questo i glio) le cui superfici limite hanno ampia estensione regionale ec hanno evide, le rilievo morfologico. Tali superfici sono state ricondotte ad importanti fasi di caduta eustatica del livello del mare la cui testimonianza è non solo cell'evidenza morfologica della superficie ma anche nelle caratteristiche litologiche e di facies delle successioni stratigrafiche al letto ed al tetto.

All'interno dei supersintemi più antichi, corrispondenti a periodi in cui le oscillazioni del mare sono solo parzialmente testimoniate dalle variazioni di facies in una sedimentazione marina apparentemente continua, e dove le evidenze morfologiche di terreno delle superfici erosive interne non sono sempre seguibili in continuità si è preferito limitare la suddivisione al supersintema. All'interno di questi sono state distinte solo unità litostratigrafiche la cui successione verticale e correlazione laterale, pur non essendo sempre ben definita, permette il riconoscimento di una sequenza di eventi più o meno omogenea.

Ad esempio il Supersintema Spalla della Ciuffe e initato al letto da una superficie di trasgressione marina sui depositi continentali del Messiniano. Il Supersintema successivo (Acquatraversa) ha superfici di letto legate ad importanti cadute eustatiche del livello del riare (ver ficatesi rispettivamente nel Pliocene medio-superiore e nel Pleisto enc inferiore) testimoniate da facies trasgressive sui depositi pelagici dei supersinten i sottostanti.

La superficie al letto del Super otema Aureli. Pontino, infine, rappresenta la continentalizzazione ormai possi a a quella attuale dell'area esaminata. Questo Supersintema, più re ente e conprendente unità stratigrafiche che si seguono in continuità e che sono limitate al letto da superfici evidenti e correlabili, è stato suddivico in antemi, i cui limiti sono stati messi in relazione alle oscillazioni del livello con mare ad alta frequenza del Pleistocene mediosuperiore. Infatti, in tutti i casi anazzati, si è potuto constatare che le superfici limite, caratteriz ate da chare evidenze morfologiche, si potevano mettere in relazione ad osci lazioni del livello del mare ad alta frequenza per relazioni di età, sia su base geo ronologica che sull'età attribuibile in base alle associazioni faunistione.

4.2. - AREE MARINE

(a cura di F.L. Chiocci, F. Falese, G.B. La Monica, B. Landini,

4. 1. - Metodi di prospezione e dati utilizzati

La stesura della carta geologica nelle aree narine si è basata principalmente sull'esecuzione ed interpretazione di rilievi geologici, successivamente tarati da campionamenti del fondale e, ove possibne, da incagini dirette.

Le differenti fonti di dati che ono state un izzate per le ricostruzioni sintetizzate nella carta sono le seguente

 Rilievi con ecoscandaglio mul fascia (multibeam): benché fossero disponibili rilievi di estremo dettaglio eseguiti dall'Istituto Idrografico della Marina Italiana, si è ritenuto opportuno eseguire in alcune zone rilievi con ecoscandaglio multifascia che permettono, tramite la ripetuta generazione di un ventaglio di impulsi trasversalmente alla rotta della nave, di ottenere una matrice di valori x, y, z a copertura totale del fondale definendo un valore di profondità ogni pochi metri con una risoluzione verticale di 10-20 cm. Le zone rilevate sono quelle con morfologia più accidentata, per un totale di 160 km².

300 KHz
127
10-15 Hz
2 cm
0,5-150 m
200 m

Il modello di multibeam utilizzato è stato il SIMRAD EN 3000 le cui caratteristiche sono:

2. Rilievi con sonar a scansior laterale (s le scan sonar): forniscono un'immagine acustica in pia ta 'el fondale marino attraverso la ricezione degli echi diffratti dal fondo, in minor o maggior entità in funzione essenzialmente della itologia e a 'la "rugosità" del fondo stesso. Permettono quindi d'evider nare e cartografare con dettaglio la presenza di biocostruzioni, gli affi conenti d'esdimento grossolano in aree altrimenti coperte da sommento ne cc. Sono stati raccolti circa 550 km di registrazioni sonar e lizzando mosaici digitali a copertura totale dei fondali, sem re nelle zo e a morfologia più accidentata. L'acquisizione dei dati sonar e stata seguita utilizzando il sistema side scan sonar DA ASON CCS 515-1.500, tecnologia CHIRP le cui caratteristiche sono:

lequenza	190-210 kHz
Colertura le erale	25-500 m per canale
Risoluzione laterale	< 4 cm

Rines, di sismica monocanale ad alta risoluzione fornis ono un immagine acustica in sezione del sottofondo marino tramite infeccione di echi riflessi lalle discontinuità presenti. E' possibile ottenere un'immagine molto dettagliata delle geometrie deposizionali e, tramite l'interpolazione tra differenti sezioni, definire la distribuzione de la cessori delle diverse succesioni geologiche. Per la realizzazione de la carta geologica sono stati utilizzati 1.300 km di profili di s smica mono anale con differenti gradi di risoluzione/penetrazione acquisi con sori enti Uniboom, Sparker e Sub Bottom Profiler le cui caratteristic e sono:

tipo di sorgente	Sparker	Uniboom	Sub Bottom Profiler
Energia per impulso	1.000 joule	300 joule	5 joule
Spettro di frequenza	200-100 Hz	400-4000 Hz	3500 Hz
Durata dell'impulso	15 ms	0.2-0.4 ms	0.3-0.5 ms
Risoluzione	10 m	0.3-0.5 m	0.1 m
Penetrazione	0.5-1 sec	0.1-5 sec	0.1sec

4. Rilievi di sismica multicanale a grande penetrazione: operando con

frequenze più basse riescono a dare, sia pure con minor risoluzione, un'immagine acustica in sezione delle unità geologiche più profonde (sino a qualche km di profondità). Nell'area erano disponibili i profili AGIP/Ministero dell'Industria e i profili di sistenca pulticanale ad alta e bassa frequenza (alta e bassa risoluzione) renizzati da ENEL nelle aree circostanti la centrale. I profili AGIP/Ministero dell'Industria, sono stati acquisiti nel 1968 utilizzando:

sorgente	Aquapulse
Cavo	1600 m
Filtri	10-80 Hz
Amplifcatore	bnary gain opertura 1200%
Sequenza processing) edit; 2) deconvoluzione prima dello stack; 3)
	normal moveout, 4) stack; 5) T. V. filter; 6) stampa

I profili ENEL (65 linee per un tale di 130 km) sono state acquisiti con sorgente Unibom (23 linee) e Airgun (42 linee) equipaggiati con uno streamer cor 48 gruppi di icofoni.

5. Campioname ti del for lo marino mediante bennate, carotaggi a gravità e a vibre none per l'operiollo dei dati forniti dalle prospezioni geofisiche; in qu'nto limit i di numero e non in grado di penetrare il fon 'ale oltre qu'lche metro, i campionamenti del fondo sono stati pos zionati i aree chia e per te are le informazioni sonar (207 mediante ben a Van Vec) o smiche (49 carotaggi a gravità e 44 carotaggi a vibrazione) La classificazione tessiturale dei sedimenti clastici è stata basata sul diagramma ternario di Folk (1954) di seguito ripo tato.



6. Ispezioni e campionamenti con operatori subacquei, nelle aree a minor profondità per la definizione della morfologia/sedimentologia della spiaggia sommersa e per il rilevamento di affioramenti.



Fig. 6 – Ubicazione delle perforazioni e dei profili sismici c. ti za teste e illustrati nelle figure. In figura sono anche riportati i limiti dei formantalto Castro e Tarquinia.

Perforazioni profonde che forni cono informa ioni di sottosuolo anche a grande profondità, per il loro alto osto sono possibili solo nell'ambito di progetti industriali di esplorazione perolifera o di progettazione di grandi infrastrutture. Fortunatamente nell'area erano disponibile una perforazione petrolifera (Pozzo Matilde 1) circa 12 km a sud del limite meridionale del foglio e diverse perforazioni di media profondità eseguite da ENEL per l'impianto policombustibile di Montalto di Castro. In fig. 6 è riportata l'ubicazione delle perforazioni e la posizione dei profili sismici citati nel testo e riportati sui quadri a margine del Foglio.
Queste indagini sono risultate fondamentali per la definizione/datazione delle unità geologiche profonde e per la correlazione terra-mare dei sintemi quaternari.

Oltre ai dati sopracitati sono stati parzialmente utilizzati altri dati provenienti dalle aree limitrofe per inquadrare la stratigrafia e el Foglio Montalto di Castro nell'evoluzione del margine nel compartimento Civitavecchia Argentario.

4.2.2. - Problemi di localizzazione

La precisione dell'ubicazione del profili sismici e dei campionamenti utilizzati per lo studio non stata on genea; mentre infatti i dati raccolti nell'ambito del Progetto C.RG sono stati ocalizzati con sistemi di precisione (D.G.P.S.), quelli pregressi (ac' eccezione di quelli del P. F. Oceanografia e Fondi Marini localizzati con sistema Motorola Mini Range 3) sono stati localizzati con sistema molto neno precisi (LORAN C e G.P.S).

Per una corre ta utili za ione dei dati a bassa precisione è stata necessaria una loro rilocaliz azione es guita confrontando alcuni punti cospicui rilevabili sia sui vecchi sia sui acovi dati e sulla carta batimetrica di precisione dell'Isti uto Idrog afico della Marina Italiana. Le traslazioni calcolato per i dati pregre si variano a un massimo di 1100 m (per quelli localizza i con LORAN C) a un minimo di 250 m (per quelle localizzata con G.P.S. neu differenzi ele). La precisione minima così ottenuta per tutti i dati utilizzati per la realizza ione dell'acarta geologica è intorno a 100 metri.

4.2.3. - Trasformazione tempi/profondità nei dati sismici

Per la definizione della stratigrafia del morgine continentale sono stati utilizzati essenzialmente dati di sismica a riflessione, per la maggior parte monocanale, per i quali non è possibile determi are la velocità delle onde acustiche nelle diverse unità geologiche. Per poser trasformare le stratigrafie in stratimetrie sono state quindi utilizzate velocit, dedotte da dati di letteratura e dalle analisi di velocità sui dati di sismica multicanale:

1500 m/sec	acqua	/		
1500 m/sec	Sequenza deposizionale post	Olocene		
	glaciale			
1700 m/sec	Unità di <i>post rift</i>	Alto Pliocene-Pleistocene		
2000-2100 m/sec	Unità di <i>sin-rift</i>	Messiniano		
3600 m/sec	Unità flyschoidi liguridi	Cretaceo-Paleocene ?		
4000 m/sec	Falda toscana	Trias superiore		

5. - CORRELAZIONI TERRA-MARE (a cura di F.L. Chiocci & A. Sposato)

5.1. - RAPPORTI TRA AREE TERRESTRI ED AREE MARINI

Nei Fogli 353 e 354, posti lungo la costa turenica, è stato affrontato il problema della correlazione tra i dati di terre ed i dati di marc

Il rapporto tra il rilevamento e la concerafia delle aree emerse e le aree sommerse risulta evidentemente legati sia alle differenti situazioni ambientali che caratterizzano il tipo di rile amenti possi ili da effettuare, sia dalle caratteristiche ambientali stesse.

La linea di costa, pur vi iabile nel tempo e nello spazio rappresenta la separazione tra due mondi aratterizzati da un rapporto nettamente differente tra erosione e deposizione con una revalente erosione dalla parte emersa e con una prevalente deposizione dallo parte sommersa; basta pensare infatti che con un rapido sguardo allo carta geolo ico la fascia costiera mette a contatto terreni di età molto divers i tra loro con un'area costituita in superficie da prevalenti termini olocenici

I criteri che guidano la cartografia geologica a mare sono di difficile applicatione a torra a causa della spesso ridotta e localizzata presenza di affioramenti e della mancanza di dati profondi che possono permettere l'osservazione continua delle caratteristiche stratimetriche dei lepositi e delle supe fici di discontinuità.

Analogamente i criteri che guidano la cartografia geologi a di orraziono di d'ificile applicazione a mare; a causa della limitata ac essibil di ai depositi si ha la possibilità di prelevare solo carote di fondo manto protonde non più di qualche metro. Questo fa sì che le ricostruzioni siano essenzialmente basate sull'interpretazione di dati geofisici (essenzialn ente signici) solo in parte tarati da campionamenti diretti.

5.2. - CORRELAZIONI TERRA MARE

I rapporti stratigrafici tra le unità tettonizzate (Cretacico-Oligoceniche), le sequenze di *sin-rift* (Mio-Plioceniche inf.) e la potente sedimentazione di *post rift* (Pliocene superiore-Attuale) sono ben individuabili e gli orizzonti sismici sono superfici di inconformità a carattere regionale, estendibili a tutto il margine continentale del tirreno centro orientale. Tali inconformità sismostratigrafiche possono essere con ottima attendibilità correlate con i corrispondenti limiti delle grandi unità stratigrafico-strutturali intercettati in sondaggio nella zona costiera

(ENEL, 1993) e rilevati in affioramento nelle unità più interne nel Foglio 353 *Montalto di Castro* e nel Foglio 354 *Tarquinia*.

Per quanto riguarda i depositi di *post-rift* la correlazione si basa essenzialmente sul riconoscimento nella serie stratgrafica degli effetti delle variazioni del livello del mare tanto a mare quanto a terra.

Il grado di risoluzione è crescente verso il recente sia a more (dove solo per la parte più superficiale della piattaforma continentale si possono utilizzare prospezioni sismiche con frequenze molto alte) sia a terra (dove i cicli delle unità più recenti in parte ricoprono e in parte ere dono le unità più antiche).

Peraltro anche i caratteri specifici delle oscillazioni glacioeustatiche del Pleistocene medio-superiore (o cillazioni ripetute di circa 100 m in circa 100.000 anni) fanno sì che si abbia un inte segnale comune (in quanto dovuto alle variazione del livello cel mare assoluto) preponderante su disturbi locali, quali erosioni, processi de posizionali, fenomeni localizzati di subsidenza.

In altri termini ogni 100 00 anni si è passati da condizioni interglaciali con livello del mare ad una quota dicir a all'attuale, a condizioni glaciali con livello del mare di cir a 100 m più basso (fig. 7). Questo fatto ha forzato una migrazione della inea di rivi attraverso tutta la piattaforma continentale sino a raggiungere ma pozizione di circa 15 km più ad ovest rispetto all'attuale. Succes vamente in tempi relativamente brevi (nell'ordine dei 10 000 anni) la risalita eustatica i i invece causato una rapida sommersione de la piatti forma con mig-azione verso terra della linea di costa, fino a raggiungere quite si nili alle a tuali.



Fig. 7 - Curva di variazione dei rapporti isoto ici dell'oss eno, rappresentativa delle fluttuazioni del livello del mare (MARTINSON et alii, 1987).

Tutto ciò ha prodotto una ciclicità dei processi erosivi e deposizionali sia a terra sia a mare.

Pure se nei due domini i depositi presenti sono diversi (vedi oltre) l'individuazione di cicli (sequenze) deposizionali separati da superfici di erosione di estensione regionale di età nota ha permesso la correlazione terramare secondo lo schema riportata in fig. 8.



Fig. 8 - Schema delle correlazioni tra i cicli deposizionali terrestri e quelli marini.

Nel dettaglio le oscillazioni del livello del mare medio-alto pleistoceniche precedentemente descritte hanno prodotto:

<u>a terra</u> la formazione di piane costiere nelle fasi di deglaciazione e interglaciale, con il livello del mare in risalita (impaludamento delle valli fluviali) e con l'alto stazionamento (formazione di delta e progradaziono dei litorali). Tali depositi durante le fasi glaciali, sono stati parz almente si antellati dai corsi d'acqua e si sono solo preservati nelle aree interfluviati, durante i periodi glaciali, nelle attuali aree terrestri si sono invece avua periodi di erosione o al massimo di non deposizione.

I diversi cicli hanno quindi date luogo a depositi di piana costiera/ambiente marino poco profondo so apposti l'un l'altro o, nel corso di lento sollevamento tettonico dell'area, se anati lungo il margine continentale emerso, con i cicli più antichi in postzione più elevata e più verso monte rispetto ai più giovani

<u>a mare</u> al contrario le fasi i alto s' zionamento eustatico hanno prodotto: 1) sulla scarpata ontinentale eri condensate e/o superfici di non deposizione dovute al fato che totta la sedimentazione avveniva sulle piane costiere e sulle piattaforne contine tali; 2) in piattaforma la deposizione di un pacco di sedimente di segure variabile (in funzione della vicinanza con le fonti sedi nentarie duviali) che però, durante le successive fasi di cadute eustatica, soro stati totalmente rimossi dal transito della linea di riva su la piatta forma, che la accompagnato la caduta eustatica.

Cuesto conomeno ha causato la costante rimobilizzazione ve so il large del nateriale eroso (cui si sommava quello di provenenza fluvele) con il risultato di formare enormi accumuli sulla scarpe a continentale, troncati al tetto dalle superficie di erosione formata al momento del passaggio della nnea di riva e della successiva emersione della piattafo ma.

La situazione risultante è quindi quella di una e dimen azione ciclica con depositi formatisi in momenti e in luoghi diversi (ris inta e alto stazionamento a terra e caduta e basso stazionamento a narc), deli itati da superfici di erosione. Nella zona intermedia (corrispon ente alla p ttaforma continentale) la situazione è quindi complessa in qua to sono p esenti solo scarsi lembi spesso discontinui di depositi sfuggiti all'eros ne e diversi cicli si amalgamano tra loro.

Se a questo si uniscono difficoltà metodologiche quali la scarsa efficacia delle prospezioni sismiche in acqua bassa, si capisce come la correlazione si basi non tanto sulla continuità fisica dei depositi (peraltro spesso assente) quanto sull'individuazione delle superfici di erosione, limite di sequenze deposizionali, che rappresentano la struttura cronostratigrafica nella quale inserire le unità geologiche individuate a mare e a terra. Occorre sottolineare come le sopra descritte correlazioni tra le unità terrestri e marine con una risoluzione dell'ordine dei 100.000 anni siano abbastanza inusuali, in quanto dovute: 1) a un favorevole assetto tettonico/stratigrafico che permette a mare di campionare le diverse unita maliversi settori della piattaforma e a terra di avere cicli sgranati sul declavio del magine continentale; 2) all'attivarsi di attività vulcanica quaternaria nel bacino dei fiumi drenanti nell'area, che permette la datazione dei acli praantichi, 3) alla presenza nell'area o in zone immediatamente lipatto fe di periorazioni profonde e di prospezioni geofisiche speciali, che hano perioresso di definire alcuni punti di correlazione fisica tra le stratigrafie prestri e marte.

42

II - CARATTEP LITOSTK / J GRAFICI DELLE UNITA' AFFIORANTI

1. - INQUADRAM INTO BIOSTRATIGRAFICO E BIOCRONOLOGICO (a c ra di A. Forentino e R. Sardella)

La biostratigi fia delle successioni sedimentarie affiorari nell'area del Fogio "Montano di Castro" è stata effettuata principalmenti sulla base di analisi di associazioni a foraminiferi planctonici e bontonei, namofossili e ostracodi e, per quanto riguarda le facies continentali, resti di vertebrati (nommiferi).

Le unità mioceniche sono caratterizzate de associaz oni fossili tipiche di ambienti poco profondi. In alcuni casi si ricono cone forami iferi, frammenti di molluschi, briozoi, echinidi, alghe corallinacee, policaeti ca anellidi oppure rari ostracodi.

Meno complessa è risultata, infir e, la ricostruz one della stratigrafia per le unità plio-quaternarie anche grazie alla possi ilità di confronto con lavori pubblicati recentemente (CARBONI *et a* ¹*i*</sup> 1994). Le associazioni a nannofossili hanno consentito nella maggior parte dei casi di determinare direttamente la biozona alla quale attribuire i campioni esaminati; le associazioni a foraminiferi si sono rivelate per lo più abbastanza abbondanti e ben conservate da permettere anche in questo caso l'individuazione delle biozone.

Per quanto riguarda le unità deposte in ambiente neritico, si sono rivelati utili ai fini biostratigrafici gli ostracodi, per mezzo dei quali è stato possibile arrivare a definire degli intervalli di tempo limitati, nonostante le ancora scarse conoscenze in merito alla loro distribuzione stratigrafica di dettaglio (COLALONGO & SARTONI, 1979).

Relativamente alle facies continentali, si è fatto ricorso ai resti di vertebrati (mammiferi) sulla base dei quali si sono potute individuale le Unità Faunistiche che hanno consentito un inquadramento biocrono ogico. Le Unità Faunistiche sono definite essenzialmente in base al grado evolutivo dei diversi taxa componenti l'associazione; esse, pertanto, per a sono eparate tra loro da limiti in quanto questi non possono essere definitale poltre, le successioni continentali sono in larga misura discontinue e i resti di manmiferi fossili solitamente sono concentrati in singoli orizzonti che nanno una de tribuzione puntiforme nelle successioni stratigrafiche; quindi solo raramente le transizioni tra associazioni successive possono essere colto in continenta stratigrafica.

Per le zonazioni ci si e serviti in ogli caso degli indicatori stratigrafici disponibili e non si è potuto far ricorso ad un singolo schema biozonale. Tuttavia, per semplificare le tettura fello schema allegato (fig. 9), sono state riportate unicame ce le zonazioni de compaiono nei seguenti lavori ai quali si rimanda anche p r i part co ri relativi ai taxa citati: per i nannofossili del Plioquaternario RIO *et alii* (190); per i macroforaminiferi bentonici si è fatto riferimento alle zonazioni di SERRA-KIEL *et alii* (1998) per il Paleogene e di CAHUZ C & P IGNANT (1997) per il Neogene, per i planetonici pliopleisto enici dell'a ea mediterranea a IACCARINO & SALVATORIN (1982) e per i bentonici plio-ple stocenici a COLALONGO & SARTONI (1979). er gli ostra odi si è i tto ricellimento alla zonazione di SISSINGH (1976). Per i macmiferi si ono indicate le unità faunistiche secondo lo schema proposto ca GLO77 *et alii* (997).

Non tutti gli schemi biostratigrafici sono stati defin ti formaimente in modo tale da poter essere considerati dei veri e propri "standard": tuttavia, da quando alcuni di essi sono stati inseriti in più ampi s hemi stratigrafici, l'automatica, anche se in alcuni casi indiretta, correlazione con la scata cronostratigrafica ha fatto in modo che venissero utilizzen come s ndard. I riferimenti che si troveranno di seguito sono derivati a queste con lazioni (BERGGREN *et alii*, 1995a; BERGGREN *et alii*, 1995b).

2. – CARATTERI STRATIGRAFICI

L'inquadramento litobiostratigrafico delle successioni affioranti è riferibile allo schema dei rapporti stratigrafici riportato sul foglio. La descrizione delle unità è presentata a partire dalle unità più antiche fino a quelle più recenti.

3. - UNITA' MESOCENOZOICHE (a cura di A. Esposito e P. Marsili)

La successione dei litotipi cretaceo-paleogen ci i n affiora nell'area compresa nel Foglio 353 Montalto di Castro, a che se a uni termini della successione sono stati riconosciuti in sondaggio. Si tratta di epositi torbiditici ed emipelagici noti in letteratura come "Seri dei F1, ch Tol etani", "Serie della Pietraforte" o anche "Flysch calcareo-ar illi oo-arenaceo (*serie comprensiva*)" (ALBERTI *et alii*, 1970; BERTINI *et alii*, 1971; F. ZZINI *et alii*, 1972; BETTELLI *et alii*, 1980a, 1980b; CIVITELLI & COLOA, 1982).

Questi litotipi, che presintan caratteristiche sedimentologiche e composizionali simili ai cos'ddetti "F1 sch a Elmintoidi" che affiorano più estesamente nell'Appennin settentrionale, sono stati riferiti in letteratura sia al dominio paleogeografice Ligr e esterno sia al dominio Subligure di cui costituiscono le propaggini eridior al. In questo lavoro vengono interpretati come appartenenti ai dominio Subligure.

L'unità del F vsch de la Tolfa è composta da torbiditi calcaree rappresentate da alternanze tra calcareniti calcari, calcari marnosi ed argille con rapporti tra loro molto variabili met de l'unità della Pietraforte è costituita da litotipi marnosi cui segu no verso l'alto delle torbiditi silicoclastiche.

Ne profilo A A' i litotipi del ciclo sedimentario pre-orogenco sono stati indicati come "Be amento tettonizzato indifferenziato Flysch T lfetano" po ché non stato possibile effettuare analisi biostratigrafiche.

- FORMAZIONE GESSOSO SOLFIFERA (GES) (a cura di A. Esposito e P. Marsili)

Questa formazione, riferita in letteratura al ress. iono, representa la prima unità riconducibile al ciclo sedimentario neoauto tor c. E costituita da argille ed argille sabbiose, a luoghi con crist in di gesto, di colore grigio (GES), contenenti intercalazioni di conglome ati talvolta con matrice rossastra (GES_a). I ciottoli calcarei ed arenacei, provenienti dai litotipi flyschoidi e dalla Pietraforte, presentano grado di ce entazione molto variabile e hanno dimensioni comprese tra pochi cm ad alcuni dm di diametro. Lungo la sponda destra del Fiume Fiora, poco a nord dell'abitato di Montalto di Castro, sono inoltre presenti gessi alabastrini e/o microcristallini in strati da 50 cm ad oltre un metro, con intercalati sottili livelli di argilla grigia (GES_b).

Lo spessore massimo stimato in affioramento è di circa 20 metri.

Le caratteristiche sedimentologiche permettono di riferire questa formazione ad un ambiente di transizione.

Messiniano



Fig. 9 - Schema per la stratigrafia del Neogene-Quaternario (polarità magnetica da BERGGREN et alii, 1995, zone a macroforaminiferi bentonici da SERRA-KIEL et alii, 1998, zone a foraminiferi planctonici da IACCARINO & SALVATORINI (1982) e da COLALONGO & SARTONI (1979), zone a nannofossili da RIO et alii, 1990, unità faunistiche ed età a grandi mammiferi da GLIOZZI et alii, 1997).

5. - UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

(a cura di D. de Rita, M. Fabbri, I. Mazzini, P. Paccara, A. Sposato, A. Trigari)

I termini Plio-pleistocenici, studiati congiur amente i ll'area dei Fogli Montalto di Castro e Tarquinia, sono stati organizzati in supersintemi come illustrato in fig. 10; il dettaglio del Supersintema Autelio-Pontino è illustrato in Tav. 1.

5.1. - SUPERSINTEMA SPALLE DELLA CUIFFA

Questo supersintema è costituito dall'Unità pliocenica del Fosso di San Savino (**SBM**). La base del Sintema è costituita da una superficie ad alto rilievo, assai articolata ma che è sibile dio in sporadici punti dell'area studiata laddove è affiorante anche il su substrato.

Le analisi mi ropale nu logiche effettuate su un grande numero di campioni pliocenici non hono mai i dividuato la biozona a *Spheroidinellopsis*, e tale lacuna biostratigrat ce indica uno *hiatus* di sedimentazione nel Pliocene basale di questarea.

Pliocene inferiore

5.1.1.-- Unità del Fosso di San Savino (SBM)

Questa unità è caratterizzata da argille grigio azoro compatte e argille marnose con veli di silt intercalato. Nella parte commitale ono presenti, inoltre, sedimenti argilloso sabbiosi, con clasti qua ritici dispersi e lenti conglomeratiche con livelli argillosi. Gli orizzon i clastici grossolani (rinvenuti principalmente in sondaggio) sono cosmuti da ciottoli calcarei e calcareomarnosi, mediamente evoluti, eterom trici; data la carsità di affioramenti non è possibile fornire dati sullo spessore di questa lito acies.

Lo spessore massimo dell'unità osservato in campagna è di circa 50 metri. Spessori minori sono osservabili lungo le altre aste fluviali, dove l'Unità del Fosso di San Savino costituisce sempre la base delle scarpate.

L'ambiente di sedimentazione è marino circalitorale.

L'Unità del Fosso di San Savino poggia con contatto trasgressivo sulla Formazione Gessoso Solfifera in località Case Campomorto e Poggio del Corno; la superficie di letto affiora tra 35 e 40 m s.l.m. Le analisi micropaleontologiche effettuate su questi campioni hanno fornito buoni risultati sia per quanto riguarda i foraminiferi sia per il nannoplancton. Nel primo caso i campioni appartenenti alla biozona a *Globorotalia margaritae* sono caratterizzati da una fauna spesso di grosse dimensioni, sia per il *plancton* sia per il *benthos*, sempre abbondantissima e con rapporto P>>B. Nel plancton è sempre presente *Globorotalia margaritae* Bolli & Fruudez, 1965 ben conservata e nel benthos *Uvigerina rutila* Cushr n & Too 1941. Le analisi dei nannofossili hanno permesso di individuare la zona MN 12, confermando le attribuzioni cronologiche degli Autori allo Zanciano p. (ALBERTI *et alii*, 1970; FAZZINI *et alii*, 1972; CARBONI *et c. 1*, 994).



Fig.10 – Organizzazione delle Unità a Limiti Inconformi in supersintemi e loro relazioni stratigrafiche illustrate tenendo anche conto delle unità affioranti nel Foglio Tarquinia. Le sigle si riferiscono alla legenda del Foglio. Le sigle SBM_a, CPS, PGT, MTR, Supersintema di Tarquinia (RGG, MCC, PGM, LTL) si riferiscono ad unità affioranti nel Foglio Tarquinia.

Legenda: 1. Sabbie ghiaiose marine, con fauna a gasteropodi e lamellibranchi, localmente a clasti poco evoluti. 2. Sabbie limose marine. 3. Limi argillosi e localmente sabbiosi, (a – con resti di *Cladocora coespitosa*). 4. Calcarenite bioclastica con intercalazioni pelitico-sabbiose (Macco). 5. Sabbie ghiaiose in facies continentale. 6. Lave trachitiche della Tolfa. 7. Lembi di paleosuoli. 8. Principali superfici di erosione. U22 Discontinuità riconosciuta nelle stese sismiche a mare del Foglio Montalto di Castro.

Le analisi dei foraminiferi effettuate sulla parte alta dell'unità hanno evidenziato un rapporto P/B sempre favorevole al plancton ma con un aumento relativo della frazione bentonica. Il marker *Uvigerina rutila* è sempre presente mentre la presenza di rari esemplari di *Globigerina umo. teata* Orr & Zaitzeff, 1971, *Bulimina basispinosa* Tedeschi & Zar natti e *Julimina aculeata* d'Orbigny, 1826 fanno attribuire molti campioni i questa porzione dell'Unità del Fosso di San Savino ad una età possima al par aggio Zancleano-Piacenziano. Le analisi dei nannofossi¹ hono formo indicazioni analoghe riferendo tali campioni alle biozone M^{*}IN13 e L NN14-15.

Pliocene inferiore p.p.

5.2. - SUPERSINTEMA ACQUATRAVERSA

Il Supersintema di Acqui aversa costituito dall'Unità di Mandria Polidori (PLD) e dall'Unit dell'Arron (AA), relative ad ambienti di sedimentazione da continentale a marino Lo due unità, pur risultando circa coeve ed affioranti a poca distanza tra di loro, lo ngo la valle del Fiume Fiora, non permettono la determinazione dei oro raporto stratigrafico.

La superficie di base è visibile in pochi affioramenti; è stata inoltre riscont ata in alcuni sondaggi profondi; dai dati disponibili risulta a debole pendenza verso il nare.

F eistocene inferiore p.p.

5. 1. - Unità di Mandria Polidori (PLD)

L'Unità di Mandria Polidori è costituita da abbi silicee decarbonatate con rare intercalazioni limose, ghiaie e conglomenti ad elementi quarzitici e calcareo-marnosi. Lo spessore massimo e di circe 20 m. (cfr. Sabbie e ghiaie silicee di Mandria Polidori, AMBROS ITI *et alii* 19 1; Insieme di Campomorto, BOSI *et alii*, 1990). Localmente la parte sabbie a sommitale è profondamente pedogenizzata. Nella zona orientale ono resenti conglomerati in facies continentale ad elementi calcarei e calcareo-marnosi appartenenti alla Successione Toscana, con elementi quarzosi subordinati.

L'unità affiora esclusivamente in riva destra del Torrente Arrone, poggia sull'Unità del Fosso di San Savino (**SBM**) e sulla Formazione Gessoso Solfifera (**GES**). Le quote della superficie di letto nelle zone di Casale Camposcala, Poggio Tondo e Poggio del Corno varia tra 25 m e 56 m s.l.m. In località Case Campomorto e più a nord nella zona di Sorgente del Tufo la medesima superficie si osserva tra quote comprese tra 50 e 65 m s.l.m. Nelle aree

comprese tra il Torrente Arrone e Guinza della Merla la superficie è a quote comprese tra 55 e 75 m s.l.m. In località Il Mandrione e più a sud verso Mandria Nuova l'unità si rinviene da 85 a 110 m s.l.m. L'ambiente di sedimentazione non è ben definibile ma la presenza di rara fauna a frammi feri e nannoplancton nelle intercalazioni limose basali, fa ipotizzare, ur ambiente di sedimentazione marino-litorale. Queste intercalazioni limose sono state rifer e dagli Autori al Pleistocene basale (MNN19b) (CARBONI *et ci*, 199

Pleistocene inferiore p.p.

5.2.2. - Unità dell'Arrone (ATA)

In prossimità di Monte' o di Castro, e lango le valli del Torrente Arrone e dei corsi d'acqua adiacen afficano in lembi argille e argille sabbiose ricche di malacofauna (*Glycimeris vi acesce*). Lamarck, 1819, *Chlamys flexuosa* Poli, 1795, *Chlamys or rcutaris* Linee, 1758, *Ostrea* sp., *Lutraria lutraria* Linneo, *Venus multilam lla* Lonack, 1818) ricoperte da calcareniti fossilifere e conglomerati. (c. "Argille di Fontanile secco", AMBROSETTI et alii, 1981 e "Insieme d'. 1 Aron." Bon et alii, 1990).

L'unità in località S. Pietro affiora a quote comprese tra 10 e 14 m s.l.m., mentre lungo la destra del Torrente Arrone, a monte della S.S. Aurelia, offiora tre 18 e 25 m s.l.m. La superficie di letto non affiora e lo spessore massino, desu to dall'esame di alcuni sondaggi, è di circa 15 metri.

Combiente di sedimentazione è marino costiero. I li elli argillo i sono stati rileriti al Pleistocene inferiore, biozone a nannofo sili ca carei MNN19b e M VN19d (CARBONI *et alii*, 1994).

Pleistocene inferiore p.p.

5.3. - SUPERSINTEMA AURELIO-PONTINO

La superficie di letto di questo su ersintema e una superficie di erosione, che rappresenta la progressiva emersione dell'ar a esaminata. E' una superficie morfologicamente rilevante che si segue in modo abbastanza continuo. Corrisponde alla caduta eustatica relativa del livello del mare riferibile al Pleistocene inferiore ed è testimoniata dall'appoggio di facies trasgressive sui depositi sottostanti.

Il Supersintema Aurelio-Pontino è stato suddiviso in cinque sintemi; in questo foglio sono presenti solamente i quattro più recenti. Tali sintemi, sulla base della loro età, della loro successione sedimentaria e delle morfologie di letto e di tetto, sono stati correlati alle ultime maggiori oscillazioni eustatiche ad alta frequenza del Pleistocene medio superiore (Tav. 1).

Pleistocene inferiore p.p. - pleistocene superiore

5.3.1. - Sintema Torrente Biedano

Nel Foglio Montalto di Castro il Sinte na Torrente Biedano è costituito dall'Unità di Breccetello (BCL), di ambiene continentale. Non sono stati rinvenuti in affioramento depositi marini costieri relativi a questo sintema. Dati provenienti dall'indagine sismica eti tuata nella parte a mare, indicano che questi depositi possono essere presenti più a largo dall'attuale linea di costa.

La superficie di base à ad alto rilievo arrivando ad interessare i depositi marini del Pliocene superiore Correlazioni effettuate nel limitrofo Foglio Tarquinia indicano per questo sintem una età medio Pleistocenica con un range cronologico come eso tra 500 e 400 mila anni circa, compreso tra gli stages isotopici 12 e 10 SHACK LETON, 1995).

Pleistocene medio p.p.

5.3.1. - Unità di Breccetello (BCL)

l'ingo la valle del Fiume Fiora, in località Fontanile Secco, alla base di un fronte di cava di inerti, sono state rinvenute ghiaie ronge iche costituite in prevalenza da elementi calcareo marnosi della Successione Toscana e su ordinatamente da elementi vulcanici, immersi in patrice innoso sabbiosa (cfr. Membro del Breccetello, BOSI *et alii*, 1990). L'unità è stata rinvenuta in affioramento anche lungo il Torrente Arrone.

La superficie di base non è attualmente visi ile ma in località Breccetello dall'analisi di stratigrafie di sondargi e da fonti di cava oggi non più osservabili, è stato possibile individu re la presenzi alla base dell'unità, di una superficie erosiva di origine fluviale. Lo spesso e è variabile; dati di sondaggio forniscono valori massimi conservati di birca 6 in (MESSINA *et alii*, 1990).

L'ambiente di sedimentazione è fluviale. Per il basso contenuto di elementi vulcanici e per la presenza di una superficie di erosione al tetto, tale unità viene attribuita ad un ciclo sedimentario riferito al Pleistocene medio basale.

Pleistocene medio p.p.

5.3.2. - Sintema Barca di Parma

Il Sintema Barca di Parma è costituito da unità marino-costiere, continentali e da unità vulcaniche, in particolare dall'Unità di Losura fell'Ospedale (LOS), dalla Tefrite di Castellaccio di Vulci (LPN) e de l'Unità di Roccarespampani (RSP). Questi depositi coprono un intervallo temporale m dio pleistocenico compreso tra 360 e 250 mila anni circa, c' e va dello stage isotopico 10 allo stage isotopico 8 (SHACKLETON, 1995) du ante il quale i centri vulcanici di Bolsena, Latera, Montefiascone e Vice erano at ivi; in considerazione però della distanza dai centri eruttivi, l'area vicne ad essere in pressata solo marginalmente dai depositi di Latera.

La messa in posto di r ù unità plcaniche a monte, ha permesso la formazione di notevoli spesori di depositi e maneggiati sulla costa. Nel presente foglio la morfologia so mitale relativa a questi depositi è presente solo marginalmente, nella parte i entale con quote massime di circa 45 m s.l.m., mentre si sviluppi ampiamente n'i Foglio Tarquinia, dove si estende con un margine interno operto da depositi vulcanosedimentari con quote fino a circa 90 m s.l.m.

La superficie di base e eterocrona, ad alto rilievo che taglia i termini più antichi ino all'Unità del Fosso di San Savino. Dalle zone costiere fino a quelle più interne del foglio la superficie di letto del sintema è osservabile, da quote prossime ai 10 m ino a circa 45 m s.l.m.

Peistocene medio p.p.

5.3 2.1. - Unità di Lestra dell'Ospedale (LOS)

Si tratta di limi, limi sabbiosi e sabbie ad elementi vul anici di ambiente costiero e continentale (cfr. *Membro Fosso Due Pe ati* pp., BOSI *et alii*, 1990) (LOS). Sabbie ad elementi vulcanici comostrati cate ricche di fauna marina (cfr. *Membro di Lestra dell'Ospe ale*, BOSI *e alii*, 1990) (LOS_g). La successione dei depositi marini, sal astri e continentali affiora fino a quote prossime ai 45 m s.l.m.; questa unite affior al di sotto dell'Unità di Pian d'Arcione (PCN).

La facies marina (LOS_g) è caratterizzata da malacofauna (*Cladocora*, *Glycimeris*, *Ostrea*) e da particolare abbondanza di minerali vulcanici e da clasti lavici. La facies continentale (LOS) comprende sedimenti di ambiente lacustre e palustre, con fauna ad ostracodi dulcicolo-salmastri, impronte di canne, foglie e abbondante presenza di materiale vulcanico rimaneggiato (pomici, scorie, ceneri). Questa facies continentale-salmastra, affiorante estesamente nel limitrofo Foglio Tarquinia, è stata rinvenuta in sondaggio nelle perforazioni

realizzate per la costruzione della Centrale di Montalto e per indagini geognostiche. I rapporti tra le due facies sono di parziale eteropia laterale. Lo spessore massimo rinvenuto in sondaggio e in affioramento è di circa 15 metri. Il rimaneggiamento dei depositi vulcanici è evider dato, nella fascia costiera, dalla presenza di una serie di orizzonti sabiosi cenentati (panchine), localmente con intercalazioni limose, ricchi di materiale vulcanico e di molluschi marini. Le strutture sedimentario presenti sono ipiche di ambiente circa litorale.

In corrispondenza del Torrente Arrone A Unità di Lestra dell'Ospedale poggia in contatto trasgressivo su'l'Unità dell'Arone (ATA) e sull'Unità del Fosso di San Savino (SBM), menu in corrispondenza del Fosso di Pian d'Arcione il contatto trasgressivo è scomente sull'Unità del Fosso di San Savino (SBM). In localiti Fontanile Secco l'Unità di Lestra dell'Ospedale poggia in contatto trasgressivo sull'Unità di Breccetello (BCL).

Nella porzione superiore dei sed' nenti di progradazione costiera di questa Unità, è stato rim enuto lungo la valle del Fosso di Pian d'Arcione, al bordo orientale del fo lio, un a posno di ricaduta pliniana le cui caratteristiche mineralogiche e petrografi ne, insieme all'analisi della dimensione e della natura dei fici e delle pomici, ne hanno permesso l'attribuzione all'Unità eruttiva di Canino (270-310 ka NICOLETTI *et alii*, 1979; METZELTIN ^e VEZZOLI, 1983).

Oue o elemento di correlazione stratigrafica, insier e ai raporti mori logici esservati in campagna con i terrazzi incassati a uote inferiori, consente di attribuire i sedimenti costieri di questa unità alle stadic isotopico 9 (SHACKLETON, 1995) confermando le datazioni effetrate predentemente con ni metodo dell'epimerizzazione dell'isoleucitina (HEALTV & DALPRA, 1986a; BELLUOMINI *et alii*, 1993; BARTOLINI *et alii*, 19°4)

Pleistocene medio p.p.

5.3.2.2. – Tefrite di Castellac io di Vu'ci (LPN)

L'unità (ALBERTI *et alii*, 1970) è ostituita da una lava di colore grigio, microcristallina, molto compatta con evidente fratturazione dovuta al raffreddamento. Al microscopio mostra una struttura porfirica olocristallina e tessitura isotropa; contiene fenocristalli di plagioclasio labradoritico, clinopirosseno diopsidico e raro sanidino immersi in una pasta di fondo a grana fine costituita da plagioclasio, clinopirosseno e sanidino; è presente la magnetite come minerale accessorio. Il chimismo è tefritico-fonolitico. Di provenienza vulsina (METZELTIN & VEZZOLI, 1983), si è incanalata nell'alveo del Paleofiora (BOSI *et alii*, 1990) causandone la deviazione nella posizione attuale. Affiora in sponda sinistra del Fiume Fiora nella località da cui prende il nome, con spessori intorno ai 35 metri. E' conosciuta in letteratura anche come "Colata latitica di Vulci" (METZELTIN & VEZZOLI, 1983). Età minore di 270 ka (FABBRI *et alii*, 1987).

La superficie di base di questa unità è ad alto rilievo e incide per circa 35 metri i depositi del substrato sedimentario relat vi alla Fo nazione Gessoso Solfifera (**GES**) e all'Unità del Fosso di Sar pavino (S**BM**)

Pleistocene medio p.p.

5.3.2.3. - Unità di Roccarespanpani (RSP)

L'Unità di Roccaresponpani è costituita da sabbie e limi ad elementi vulcanici in facies colluvole, coneri e pomici di ricaduta, riferibili all'attività di Latera, sia in giacitura prime a sia rimaneggiate.

L'Unità affiore, con limitate spessori (circa 10 m), in lembi isolati a quote di circa 50 m s.l.m. n conte to discordante con l'Unità di Mandria Polidori (**PLD**).

I depositi rel tivi a que ta unità, venivano attribuiti nei fogli della Carta Geologica d'Italia ella secta 1:100.000 ad una sequenza complessa costituita da depositi continen ali ricchi in materiale vulcanoclastico, intercalata all'interno dei dei ositi vulcai ci primari e indicata con diverse sigle (ct, T, z_2 , a_1).

Nel l'oglio T rquinia questa unità è ben caratterizzata c'onolog can nte sulla pase della presenza di orizzonti vulcanici e vulcanosedimen eri datati

leistocene medio p.p.

5.3.3. - Sintema Fiume Fiora

Il Sintema del Fiume Fiora è costituito da un à narino-costiere, continentali e vulcaniche, in particolare dall'Unità di Castel Chezzo (CGZ), dall'Unità del Sanguinaro (GUN) e dall'Unità di Pint d'Arcione (CCN).

La superficie di base è ad alto rilie o, eterociona, e arriva ad incidere l'Unità del Fosso di San Savino. Dalle zone pui interne fino a quelle costiere questa superficie è osservabile, rispettivamente, da quote prossime ai 50 m fino a circa 10 m s.l. m.

Nell'area costiera, i depositi di questo sintema costituiscono un terrazzo marino con uno spessore rilevante e contengono un'alta percentuale di minerali vulcanici. Il terrazzo marino presenta una morfologia sommitale che si sviluppa tra le quote di circa 30 e 45 m s.l.m. con un margine interno parzialmente coperto da depositi colluviali intorno ai 47 m s.l.m. La superficie di base del

terrazzo costiero coincide con una superficie di erosione marina ed è localmente caratterizzata dalla presenza di incisioni fluviali.

Nell'intervallo di tempo corrispondente a questo Sintema i centri vulcanici di Bolsena e Vico sono ancora attivi e l'attività dei ontri di Latera e di Montefiascone è al suo *climax*. La grande disponibilità di sedimenti in un momento di alto stazionamento determina aggradazione dei depositi vulcanoclastici. Nell'area costiera, i depositi che costituiscoro la parte superiore del terrazzo marino, contengono abbonda di coneri, pomici e scorie e localmente unità vulcaniche primarie che affioraro fino a circa 4 km dall'attuale linea di costa.

L'età, le facies presenti e le correl zioni con le indagini a mare indicano un periodo di deposizione compreso tra gli stages isotopici 8 e 6 (SHACKLETON, 1995), tra 250 e 160.00° anni circa, c.oè durante la parte superiore del Pleistocene medio.

Pleistocene medio p.p.

5.3.3.1. - Unità di Castel Ghezzo (CGZ)

Questa unità offiora lungo il corso del Fiume Fiora, in località Archi di Pontecchio con uno spessore massimo di circa 25 m. Si tratte di depositi in facies fluviale e stituiti da sabbie e ghiaie a stratificazione incrociano o pian paralleta, ad elementi vulcanici e calcareo marnosi, e da limi e limi sabbosi debolmente laminati di origine alluvionale dere s. escervano, intercalati, livelli di ricaduta stromboliana.

La superficie di base dell'Unità di Castel Ghezzo à una superficie ad alto rilievo che incide le sottostanti unità del substrato prevulcanico.

L'insieme di questi depositi, di quelli dell'U ita di Pocca espampani (**RSP**)e di quelli dell'Unità di Colle Ancarano (**ANK**), ffi ranu nell'adiacente foglio Tarquinia, veniva attribuita nei fogli ena Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 ad una sequenza compless costituita da epositi continentali ricchi in materiale vulcanoclastico, intercalata ell'interno lei depositi vulcanici primari e indicata con diverse sigle (**ct**, **T**, **a**², **a**¹).

L'età di questa unità, deducibile in base ai rapporti stratigrafici, tenendo presente anche il limitrofo Foglio Tarquinia, è attribuibile allo stadio isotopico 7 (SHACKLETON, 1995) (250 – 180 ka).

Pleistocene medio p.p.

5.3.3.2. - Unità del Sanguinaro (GUN)

L'Unità del Sanguinaro è costituita da depositi da ghiaiosi a sabbiosi, e limosi con evidenti strutture sedimentarie tipiche di ambiente fluviale (barre, canali intrecciati, *sheet flow*). I clasti ed i granul delle sabie sono di origine prevalentemente vulcanica con un'alta percentuale di pomic e scorie. Affiora localmente, lungo la fascia costiera e in corrispondenza delle principali incisioni fluviali, e lungo il corso dell'omonimo tos o dove, m sondaggio, sono stati rinvenuti oltre 40 metri di ghiaie sabbi e limi r feribili a questa unità (MESSINA *et alii*, 1990).

L'Unità del Sanguinaro pogg a su depositi della facies marina dell'Unità di Lestra dell'Ospedale (LOSg) in localita Podere S. Pietro; affiora alla base e localmente verso l'alto in raziale eteropia con l'unità di Pian d'Arcione (PCN). In località La Gaggiola in l'calità Breccetello sono stati rinvenuti resti di mammiferi come *Elephas a quus* F aconer & Cautley, 1847, *Bos primigenius* Bojanus, 1827, *Stephanorhinus* proferibili al Galeriano superiore-Aureliano.

I rapporti con le unita terrazzate del Pleistocene medio *p.p.* permettono di attribuire questa unità al Pleistocene medio *p.p.*

Pleistocene medio n.p.

5 3 3.3 - Unità di Pian d'Arcione (PCN)

depositi della Unità di Pian d'Arcione sono costitutti e arg. e obiose, sobie e ghiaie ad elementi vulcanici ricche di malacorauna marina (*Glycimeris in ubricus* (Brocchi, 1814) e Ostrea (Ostrea) edulis (Limeo, 1758) (**PCNg**). Passano in eteropia laterale a limi e limi sabbiosi di laguna salmastra ricchi di fauna oligotipica (*Cerastoderma lamarcki* Reev., 1614, *Cyp. ideis torosa* Jones, 1850) e, localmente, a limi sabbiosi continentali on esti vegetali e gasteropodi polmonati (**PCN**). Sono inoltre inter anat depositi vulcanici rimaneggiati e primari riferibili alla formazione di (rotte di Casti (cfr. "Tufo giallo Litoide" ALBERTI et alii, 1970; "Grotte di Casto Formation" VEZZOLI et alii, 1987), ampiamente affiorante nel limitrofo Loglio 7 arquinia. La sequenza marinosalmastra dell'Unità di Pian d'Arcione è cinusa da piroclastiti rimaneggiate a luoghi pedogenizzate che costituiscono la spianata riconoscibile tra 30 e 45 metri lungo una fascia quasi parallela alla linea di costa attuale. La successione dei depositi salmastri e continentali affiora fino a quote prossime ai 45 m s.l.m.

La superficie basale è incisa sui termini riferibili all'Unità di Lestra dell'Ospedale (LOS), anche nella sua facies marina (LOSg). Localmente è visibile l'appoggio sull'Unità di Breccetello (BCL) e sull'Unità dell'Arrone (ATA), lungo il Torrente Arrone in località Il Mandrione e in località Pian

d'Arcione. Lungo il Torrente Arrone in prossimità di Casalino dei Francesi poggia direttamente sull'Unità del Fosso di San Savino (SBM), mentre lungo il Fiume Fiora, in località l'Uliveto poggia sull'Unità di Mandria Polidori (PLD) ed anche sulla Formazione Gessoso Solfifera (GES). Le spessore massimo in affioramento è di circa 20 metri.

Datazioni effettuate con la racemizzazione degla aminoaci I (HEARTY & DAI PRA, 1986a, 1986b; BELLUOMINI *et alii*, 193; BA TOLIN¹ *et alii*, 1984) ed i rapporti con le altre unità marine terrazze e permettono di attribuire questa unità allo stadio isotopico 7 (SHACKLETON, 19.5). Ulteriore conferma circa l'intervallo stratigrafico in cui si de one questa un à è data dalla presenza della formazione di Grotte di Castr (166 - 190 ka, NICOLETTI *et alii*, 1981; METZELTIN & VEZZOLI, 1983).

Pleistocene medio p.p.

5.3.4. - Sintema Filme Marta

Il Sintema el Fiume Marta è costituito da unità marino-costiere e continentali, par colare uall'Unità di Casale S. Martino (MTN), dall'Unità di Valle el Gatto ALL) e dall'Unità di Casale Palombini (PMP) depositate princip lmente di ante il Pleistocene superiore. L'età, le facie presenti e le correlaz ni con le indagini a mare indicano un periodo di de osiz one com reso un gli stages isotopici 6 e 4 (SHACKLETON, 1995)

La superficie di base è ad alto rilievo, eterocronz e in ide i termini più intichi fino all'Unità del Fosso di San Savino (**SB**). Dal'z zone più interne fino a quelle costiere questa superficie è osservabile, i aportivamente, da quote prossime ai 30 m fino a circa 5 m s.l.m.

Durante l'intervallo di tempo corrisponden e a questo sintema si conclude l'attività di Vico e di Latera. La sedimentazi ne nelle zone più interne è caratterizzata da depositi fluvio-lacustri a granulon etria nel complesso fine.

Nell'area costiera, i depositi che ostituiscoro i terrazzo marino presentano uno spessore modesto e contengono un'alta pe centuale di minerali vulcanici; questi depositi sono caratterizzati da la pre enza di fauna senegalense. Il terrazzo marino presenta una morfologia sommitale che si sviluppa tra le quote di circa 10 e 25 m s.l.m. con un margine interno parzialmente rimodellato o coperto da depositi colluviali intorno ai 25 m s.l.m.

Pleistocene medio p.p. – Pleistocene superiore p.p.

5.3.4.1. - Unità di Casale San Martino (MTN)

I depositi relativi al ciclo marino più recente affiorano in modo discontinuo sulla fascia costiera. Si tratta di depositi costieri costiune la sabbie in facies di spiaggia, grossolane, a luoghi caratterizzate da orizzonti comentati. Le sabbie sono costituite prevalentemente da minerali vulcanici, anche se in percentuale minore rispetto agli orizzonti marini dei cicli precedenti, e subordinatamente da granuli quarzitici e calcareo-marnosi. Le facha a monuschi è abbondante, ma costituita in prevalenza da forme indicitrici di recise (*Glycimeris* sp., *Donax* sp., *Conus* sp.). Gli Autori, in local a Casale Costellaccia, hanno rinvenuto *Strombus bubonius* (Lamarck, 15-22), permettendo l'attribuzione al Tirreniano a sedimenti affioranti fino a 25 m s.l.m. (Dutirreniano *auct.*, 125 ka) (PALIERI & SPOSATO, 1988).

L'Unità di Casale San Marti lo affiora a quote massime crescenti da N verso S, da 8-10 m s.l.m. a circa 25 m s.l.r. in località Podere Beatrice e Podere San Pietro. Lo spessore massimo ru ver uto in affioramento è di circa 7 metri.

L'Unità di Casale San Maruno poggia in discordanza sull'Unità di Pian d'Arcione (**PCN**) e sull'Un à di Lestra dell'Ospedale (**LOS**). La presenza di fauna sen galorse conferma le datazioni effettuate (HEARTY & DAI PRA, 1986a, 1986b: BELLUON NI *et alii*, 1993) che permettevano di attribuire questi depositi allo sta lio isotopico 5 (SHACKLETON, 1995) (Tirreniano).

Plei. cene si jeriore p.p.

5.3.4.2. – Unità di Valle del Gatto (ALL)

i depositi relativi a questa unità sono costituti da lui i sabbie e ghiaie, a luoghi cementate, ad elementi principalme te u canic, con rari livelli diatomiferi e costituiscono generalmente lemi i olati incassati nelle valli attuali. Lo spessore massimo in affioramento è di crea 15 m.

Sono presenti lungo il Fiume Fora, in localito Breccetello ed in località Pietromassa, con quote massime di a fioramento intorno ai 25 m. Alcuni lembi di sedimenti fluviali sono terrazzati (Valle del Fora).

Nel limitrofo Foglio Tarquinia sono stati osservati lembi di depositi alluvionali antichi ascrivibili a questa unità, in contatto trasgressivo sul Tufo rosso a scorie nere vicano (**WIC**). Tali depositi sono caratterizzati da una superficie morfologica sommitale localmante correlabile con la spianata relativa al terrazzo dell'Unita di Casale San Martino (**MTN**) che permette di attribuire questa unità al Pleistocene superiore p.p.

Pleistocene superiore p.p.

5.3.4.3. - Unità di Casale Palombini (PMB)

L'Unità di Casale Palombini è costituita da sabbie e ghiaie, a luoghi grossolane, che spesso si rinvengono sotto forma *d' suon lines* all'interno dei corpi sabbiosi. I clasti sono costituiti prevalenter ente da interiale vulcanico, quarzitico e calcareo-marnoso con un grado di e oluzione morfologica molto alto. L'insieme di questi depositi rappreser a una successi ne continentale, di origine colluviale e in parte alluvionale, l'cal nente con evidenti strutture tipiche di ambiente fluviale (barre, canali introcciati, *s eet flow*). Sono altresì presenti locali rimaneggiamenti eolici e flussi perconcentrati.

L'Unità di Casale Palombin pogeia con superfici erosive sull'Unità di Casale San Martino (**MTN**) e sull'Un à di Pian d'Arcione (**PCN**); questo contatto è bene evidente jungo i tagli de la S.S. Aurelia, in località Casale Palombini (km 102-102) Lurgo il corso del T. Arrone, in località Pian d'Arcione, poggia anche su dimenti riferibili all'Unità di Lestra dell'Ospedale (**LOS**).

L'unità affiore in ler bi lino a circa 45 m s.l.m. Alla base è ben riconoscibile una superficie di crosione, n'entre superfici minori sono presenti al suo interno.

Lo spessore massimo tinvenuto in affioramento è di circa 5 metri.

I ra porti con le unità sottostanti indicano una età Pleistocenica superiore, anche se localmente alcuni lembi poggiano direttamente su LOS

Pleis ocene si periore p.p.

6. - UNITÀ OLOCENICHE

(a cura di P. Paccara & A. Sposato)

6.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI (**b**)

Comprende depositi alluvionali, colluviali e di piana costiera costituiti da conglomerati, ghiaie, sabbie, sabbie timose e uni argillosi a luoghi con materiale organico, a elementi vulcar ci, sedimenta, e metamorfici.

La superficie di base di questi de ositi non è osservabile direttamente, ma i dati di perforazione mettono in evidenza spessori di alluvioni superiori a 30-40 m, in particolare in corrispondenza della vane del Fiume Fiora.

I depositi di piana costiera sono caratterizzati da materiali ricchi in limi, torbe e sabbie argillose, con materia organica frequente. Questi sedimenti sono localizzati nelle aree di retroduna e di piana alluvionale costiera, dove in tempi storici le bonifiche hanno determinato la scomparsa di molte aree umide (il Lago di Burano costituisce infatti una delle poche antiche zone palustri ancora intatte). Lo spessore di questi sedimenti varia da alcuni metri fino a 10-15 m.

Olocene

6.2. - DEPOSITI DI DUNA (d_1)

Sono costituiti da sabbie con una forte selezione granulometrica per azione eolica; lo spessore di questi cordoni dunari è compreso in pochi metri; è stata osservata una continuità fisica del deposito dunaro dal confine toscano fino alle aree più meridionali della zona studiata. Si egne ano com nque delle ampie aree di copertura antropica in corrispondenza dei cerenti abitati, dove si interrompe anche la tipica vegetazione a nacchia mediterranea che bene individua la duna di retrospiaggia.

Olocene

6.3. - DEPOSITI DI SPIAGGI (g2)

I sedimenti di sriaggia pre enti lago il litorale del Lazio settentrionale sono costituiti essenzi almente da cobie a minerali vulcanici prevalenti, con granulometria de grossolana i medio-fine. Localmente, nelle aree relativamente coperte dal moto indoso ror presenza di barriere naturali o antropiche, questi depositi possone ospitare una modesta frazione limosa.

Sal sie di spia gia attuale a prevalente composizione ferrifere sono presenti localmente lungo litorale laziale settentrionale (BRONDI *et alii*, 1971).

Olocene

4. – DEPOSITI ANTROPICI (**h**)

Le maggiori aree antropizzate sono costitute de aggregati urbani di recente espansione e dalle infrastrutture realizzate a le o se vicio. Le attività edilizie degli ultimi decenni sono caratterizzate de riporti a volte molto estesi, costituiti da sedimenti sabbiosi e ghiaiosi a comportame to granulare, sia di natura vulcanica sia sedimentaria. Questi porti cost uiscono rilevati e massicciate anche di alcuni metri di spessore.

Olocene

II' - STRATICR FIA DELLE UNITA' COSTITUENTI LA PIATTAFORMA CONTINENTALE

a cura di J. L. Chiocci, F. Falese, G.B. La Monica, B. Landini)

1. - UNITÀ MESO CENOZOICHE (BASAMENTO ACUSTICO)

l uniche informazioni dirette della struttura profond, del ma gine continentale vengono dal pozzo Matilde 1, ubicato circa 12 k n a sud del fimite meridionale del Foglio (figg. 6 e 11).

La più profonda unità sismica riconosciuta nei prof. d' sismica a riflessione multicanale è stata correlata da BARTOLE (1990) con la Falda Toscana, sulla base di un confronto tra dati di sismica a g ande peneti zione, la predetta perforazione e la geologia dell'entroterra.

L'unità, potente più di 1000 m nel rozzo Matil e 1 (AGIP, 1977), giace sopra unità mai campionate, ma probabi nente metan orfiche, il cui tetto è mal riconoscibile e che, all'interno dell'area di studio, si potrebbe trovare a circa 4000 m di profondità nelle aree di piatu forma esterna. Il tetto delle metamorfiti, base della falda toscana, risale verso nord, verso l'alto strutturale Giglio-Argentario, dove affiorano estesamente le "**Metamorfiti Toscane**". Tale andamento è ben evidenziato anche dall'andamento delle anomalie magnetiche attribuite al tetto del basamento da CASSANO *et alii* (1986).

L'unità sismica interpretata come Falda Toscana ha nell'area di studio una potenza di circa 1500-2000 metri ed è troncata al tetto da un orizzonte sismico di grande ampiezza e continuità che segna il passaggio alle sovrastanti Unità Liguridi (BARTOLE, 1990), così interpretate anche per la presenza di rocce

basaltiche ritrovate in perforazione nella dorsale dell'Elba; queste sono responsabili di circoscritte anomalie magnetiche positive anche di forte intensità (COLANTONI *et alii*, 1984).



Fig. 11 - Stratigrafia del pozzo Matilde 1 (AGIP, 1977)

Questi depositi a forte alloctonica tettonica sono presenti all'interno del margine continentale in una fascia, pressoché continua dall'Argentario al Circeo, ampia circa 100 km e posizionata a cavallo della linea di costa. Nel Pozzo Matilde 1, prossimo all'area di studio, questa una estata correlata con la formazione della **Pietraforte**, peraltro affiorante regli antistenti settori costieri. Questa raggiunge in perforazione spessori molto maggiori oltre 2000 m) di quelli rilevati in affioramento.

L'unità infatti appare fortemente tetto izzata, con una strutturazione "appenninica" in scaglie est-vergenti che ca sano anche raddoppi tettonici quale quello in corrispondenza del ozzo, ubicato proprio sulla culminazione di un alto strutturale (si vedano a tal proposito i profili a grande penetrazione e alta risoluzione riportati nell'angolo inferiore destro del Foglio Geologico). Tale alto corrisponde alla principale celle strutture compressive ad andamento e vergenza appenninica che si sviluppa per oftre 20 km anche all'interno delle aree marine comprese nel Foglio Montalo condicionando così la geometria delle successive unità postorogene

2. - UNITÀ DI SIN-RIFT

Il toto della l'ietraforte è un'unconformity tettonica ben r conoscibile in sismica, in quante tetto delle unità orogenizzate e base della secuenza f sin -rift (rifletore \geq di \geq ITELLINI *et alii*, 1986, base unità 2 di BARTOLE 1990, Te ella 1).

Selli e Fabbri (1971) Zitellini et al. (1986)	Bartole (1990)	Aiello et al. (1978)	questo studio	
unità A Pliocene medio-superiore- Quaternario Orizzonte X	unità 1 Pliocene medio - Quaternario	mare <i>Jlocene</i> Pleistocen aperiore - Olo che <u>nità c</u> ?	SDP Sequenza eposizionale postglaciale	
unità B1 Mess. Post-evaporitico - Pliocene infmedio	unità 2 Miocene superiore - Pliocene inferiore		Sequenze di sin-rift Messiniano - Pliocene inferiore	
unità B2 Messiniano evaporitico				
unità B3 Messiniano pre-evaporitico	unità 2* Miocene inferiore-medio			

 Tabella 1: Comparazione tra le unità stratigrafiche utilizzate in questo studio e precedenti suddivisioni presenti in letteratura

Il riflettore alla base della sequenza di *sin-rift* è sempre fortemente riflettivo, indipendentemente dal fatto che le sottostanti unità siano costituite da termini flyschoidi (Pietraforte) o carbonatici (Falda Toscana). Tale riflettore è caratterizzato, per tutta la sua lunghezza dalla diffusa presenza di iperboli di diffrazione e al di sotto di esso non è possibile individuare alcuna geometria (fig. 12).



Fig. 12: Profilo sismico parallelo a costa, circa ² lia a le o di Marina di Tarquinia, in cui si osserva la superficie erosiva al tetto de unità orogene zate (frecce nere). Verso nordovest queste ultime sono ribassate per fagle e la superficie e osiva diviene il tetto delle unità di sin-rift (frecce bianche).

L'orizzonte, marcando la transizione tra il regime compressivo legato all'orogenesi appenninica e quello distensivo legato all'apertura del bacino tirrenico, è diacrono e si ringiovanisce procedendo verso est. Nell'area di studio dovrebbe avere un'età compresa tra la fine dell'Oligocene e la parte inferiore del Miocene.

Gli spessori della sequenza di *sin-rift* sono estremamente variabili e totalmente controllati dalla strutturazione delle sottostanti unità Liguridi, variando da più di 400 m nei bassi strutturali a zero in corrispondenza delle

culminazioni delle sottostanti unità tettonizzate. Alla base non sono state rilevate le forti riflessioni che altrove indicano la presenza di depositi evaporitici (SELLI & FABBRI, 1971). I riflettori della sequenza di *sin-rift* giacciono con terminazioni onlap sul basamento tettonizzato, ha no una geometria interna divergente (*offlap*) e sono troncati al tetto de una inconformità erosiva mediopliocenica, corrispondente all'orizzonte X i SELLI & FABBRI (1971) e alla base dell'unità 1 di BARTOLE (1990). L'orizzo te sism co, oltre che per il suo carattere erosivo, è ben definibile per n'ontrasto di racies sismica. I terreni della sequenza di *sin-rift* mostrano inf[°] ti una su tificazione molto più caotica e irregolare rispetto alla tranquilla st[°] tificazione pi no-parallela che caratterizza la successiva sequenza di *post-ri* (fig. 13).



Fig. 13: Profilo sismico trasversale a costa al rego della fc e de F. Mignone, in cui si osservano le differenze di facies sismica e i rappor stratigrafic e strutturali tra unità mesocenozoiche tettonizzate (il cui tetto è indicato dal, frecce re), sequenza di sin-rift (il cui tetto è indicato dal, frecce re), sequenza di sin-rift (il cui tetto è indicato dal frecce bianche) e di post-rift osservi come la sinforme al centro del profilo corrisponda a una zona ribassata per faglia delle unità meso-cenozoiche, come il grado di deformazione diminuisca bruscamente al passaggio tra unità di sin-rift e unità di post-rift.

Anche l'età di questa unconformity risulta essere progressivamente più giovane procedendo da ovest verso est. Nell'area di studio l'età dovrebbe essere medio-pliocenica (BARTOLE, 1995) e segnare la transizione tra un regime di forte subsidenza controllato dalla strutturazione del margine e un regime di

relativa minore subsidenza con progradazione dei depositi costieri s.l.. La presenza di un regime distensivo medio-pliocenico è testimoniata anche dalla messa in posto in questo periodo di un'intrusione presente a sud di Civitavecchia all'interno del margine continentale (C.SSA O et alii, 1986).

Sia BARTOLE (1990) sia soprattutto ZITELLINI *et alii* (1986) evidenziano una riattivazione in termini distensivi delle preesistemi strutture compressive legate all'orogenesi appenninica, con un'importante, a volte precominante, componente trascorrente.

3. - UNITÀ DI *POST-RIFT*

Compreso tra l'inconfo inità al tetto delle unità di *sin-rift* (o, dove queste ultime mancano, al tetto delle unità liguridi) e la superficie d'erosione creatasi durante l'ultimo ciclo glaciate, si viluppa una potente serie sedimentaria formata dall'accur ulo di sedimenti che si sono deposti con spessori notevoli lungo il margine continenta accrescendolo di circa una decina di chilometri e formando la part, superiore ella piattaforma continentale.

La base delle unità di *ost-rift* è in genere l'orizzonte X di SELLI & FABBRI (1971) ma in co rispondenza degli alti strutturali la base del *post-rift* coincide con il tetto delle unità orogenizzate, siano esse rappresent le dalle unità carbona che a nord o dai termini flyschoidi liguridi a sud (fig. 2 e fig. 13).

C i spessori delle unità di *post-rift* (tav. 2) vanno aumentandi verso il l'irgo, ragi ungendo i 500 m nella parte più esterna del Foglio alli si essori annuano di essere in parte controllati dalla strutturazione della sotti stante unità come evidente nelle sezioni sismiche (fig. 12) e dalla projenza di un depocentro (evidenziato nella parte inferiore di fig. 13) localizzato di fronte della scaglia tettonica/alto strutturale su cui è stata effettuata la proforazione Matilde 1 (vedi figura "Rapporti strutture profonde-superficiali", mogine del Foglio).

La parte più alta e più recente di questa seq enza sedimentaria ha un'età pleistocenica ed un assetto clinostra ficato in cu. l'entità dell'inclinazione va crescendo dai settori più interni delle piattaforn a continentale verso quelli più esterni, dove la stratificazione ha un andamento subparallelo all'attuale fondo marino della scarpata continentale.

Non essendo disponibili datazioni dirette, l'interpretazione dei meccanismi di deposizione e l'attribuzione di età si basano esclusivamente sull'interpretazione sismostratigrafica ad alta risoluzione che, grazie ad un assetto tettonico favorevole e alla presenza di datazioni nelle aree limitrofe, ha permesso di avanzare un'ipotesi abbastanza ben vincolata nell'evoluzione del margine continentale, almeno per l'ultimo milione di anni. Interpretazioni simili in altre aree mediterranee sono state eseguite da PIPER & AKSU (1992), da RIDENTE & TRINCARDI (2002) e da TESSON *et alii* (1990).

Una trattazione dettagliata dei dati, dei principi d'interpretazione utilizzati in quest'area e dei risultati è riportata in CHIOCCI (2000) utilizzati a rilevanza che questo procedimento assume per definire l'ascetto interno della piattaforma e stabilire le correlazioni con le unità presenti nella parte eme sa, essa viene qui brevemente riassunta.

3.1. - PLIOCENE MEDIO - PLEISTOCENE INFERIORE

La parte inferiore della crie di *pc t-rift* mostra caratteristiche sismiche (geometria e pendenza dei infettori interni, alta continuità e alta ampiezza degli stessi) che la fanno interpreta e come messasi in posto in facies bacinale. L'unità risulta deformata da biande rieghe che coincidono con i bassi strutturali dove hanno sedimentato le sequerize di *sin-rift* (fig. 12-13 e parte inferiore del Foglio). La stabilità nelle posizione dei depocentri indica come la deformazione sia probabilmente da ascriviere ad una subsidenza differenziale dei segmenti sbloccati dalla teconica distensiva, attiva ancora nel Pliocene superiore-Pleisto ene inferiore. Anche le deformazioni fragili si inscrivore in questo quadre con faglie normali subverticali che bordano i bacini subsidenti. Gli spessori vanno avianentando verso il largo, arrivando a 200 m. Le facie oaci ali non ermencino di evidenziare inconformità e/o hiatus deposizie ali; tuttavia in alcuni casi si rilevano lembi di superfici di erosi ne, ssenzi lucente in orrispondenza di alti strutturali.

All'interno di questo intervallo si osservano zone di o acita acustica e forti anomalie di ampiezza che fanno ipotizzare la presenza di gas (fig. 14). Il fatto che tali anomalie si ritrovino in corrispondenza di struttu e antiformi indica come il gas sia di provenienza profonda.

3.2. - PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORI

Questo periodo geologico è caratterizzato da grandi oscillazioni del livello del mare, indotte dalla ciclicità climatica forzata dalle variazioni dei parametri ambientali. In questo periodo la progradazione dei margini continentali tirrenici si è verificata soprattutto durante le fasi di caduta e di basso stazionamento eustatico (fasi glaciali), mediante accrescimento frontale della scarpata continentale (CHIOCCI, 1991) e tale fenomeno è valido a scala mediterranea (CHIOCCI *et alii*, 1997) e globale (SUTER *et alii*, 1987).

La ricostruzione delle modalità di variazione del livello del mare viene essenzialmente effettuata nei gusci di microorganismi marini fossili mediante le misure del rapporto tra gli isotopi dell'ossigeno, essendo quest'ultimo controllato dal volume dei ghiacci presenti sui poneta (CHAPPEL & SHACKLETON, 1986). Con questi studi si definisco to degli stages" isotopici in cui i numeri pari corrispondono ai picchi glacial (basso livello del mare) e i numeri dispari ai massimi interglaciali (alto 'vello del mare)



Fig. 14: Profilo sismico perpendicolare a costa traveso di Porto delle Murelle. Le variazioni laterali del coefficiente di riflessione (anomatie di ampiezza) indicano la presenza di gas all'interno dei sedimenti, in corrispondenza della culminazione di una struttura antiforme.

In fig. 15 è riportata la curva composita di variazione dei rapporti isotopici rappresentativa delle variazioni eustatiche degli ultimi 1,2 milioni di anni. Infatti l'isotopo 16 dell'ossigeno, è più leggero e quindi maggiormente presente rispetto all'isotopo 18 nelle molecole d'acqua che evaporando partecipano al ciclo idrologico; per questo motivo durante le glaciazioni si ha una sua



concentrazione nei ghiaccia continentali e nelle calotte polari con un conseguente decremento del rapporto O^{16}/O^{18} nelle acque marine.

Fig. 15: Correlazione tra la curva di variazi ne dei $\delta^{is}O(\Lambda$ (RTINSON et alii, 1987) e limiti di sequenza individuati nelle aree marin

A partire da 8-900.000 anni fa il liv llo del nare ha avuto delle variazioni di elevata frequenza e ampiezza (rispettivamente circa 100.000 anni e 100 m, WILLIAMS, 1988), che hanno determinato la formazione di sequenze deposizionali di 4° ordine (sensu VAIL *et alii*, 1977 e DUVAL *et alii*, 1992), i cui limiti sono rappresentati in piattaforma da superfici di inconformità e sulla scarpata da superfici di conformità a queste ultime correlate. In realtà le inconfomità sono spesso poligeniche essendosi formate durante i periodi di caduta del livello del mare, essendo poi state ulteriormente erose durante le fasi

di emersione della piattaforma continentale ed essendo state definitivamente rielaborate, infine, durante la risalita del livello del mare.

L'ultima di tali superfici di erosione si è formata durante il pleniglaciale würmiano ossia durante lo *stage* isotopico 2. Per questo motivo le è stata attribuita la sigla U2.

All'interno della serie pleistocenica si indiv luano, oli e all'inconfomità würmiana tre superfici di inconformità più a uche (conominue U16, U12 e U10 come i relativi *stages* isotopici) caratte izzute da una marcata disconformità angolare. Verso il bacino, in corrispondenza di una brusca rottura di pendio (paleociglio della piattaforma) le superfici per ono il carattere erosivo e diventano superfici di conformita (r.g. 16). Circa 12 km a sud del limite meridionale dell'area rilevata proprio in corrispondenza della rottura di pendio dove le inconformità U16 e U12 diventano conformità, si osservano piccoli cunei deposizionali interpretabil come cunei litorali di minimo eustatico. Il più superficiale di questi (quello in corrispondenza della superficie U12) presenta uno spessore massimo di circa 10 m, una larghezza di circa 500 m e una lunghezza paralli a al poncio di almeno una ventina di km (dal traverso di S. Marinella alla foco del F. Mignone) ed è sepolto da 90 m di sedimento.

Al di sopra d'le in onformità erosive sono presenti due a volte tre conformità corre ate, caratterizzate dalla presenza di incisioni a "V". Tali superf i sono s ite denominate U8, U6 e U4 (la U4 iene troncata immedia amente uori dall'area del Foglio), sempre in accor o con gli *adi* isoto ici cu, sono stati attribuiti.



Fig. 16: Schema dei rapporti stratigrafici delle cauenze deposizionali alto pleistoceniche circa al traverso di Montalto di Castro.

CHIOCCI & NORMARK (1992) hanno dimostrato che tali incisioni presenti con maggior evidenza sulla scarpata superiore al traverso del delta del F. Tevere, sono l'espressione sismostratigrafica di canalicoli erosivo/deposizionali che si sviluppano sulla scarpata superiore in momenti di minimo eustatico. Una simile interpretazione è stata proposta anche da SPINELLI & FIELD (2001). Queste superfici possono quindi essere considerate come limiti conformi di sequenza deposizionale, correlati con inconfomità non più presenti nel record

sedimentario in quanto erose (almeno) dall'ultima fase di basso stazionamento eustatico.

I rapporti tra le superfici sono i seguenti: l'inconformità U12 tronca erosivamente l'inconformità U16 ed è a sua volta troncate dall'inconformità U2 la quale, tronca anche l'inconformità U10 e le conformità co, elate U8, U6 e U4 (fig. 16).

L'età delle superfici limite di sequenze eposizion de è stata quindi stabilita per via deduttiva (CHIOCCI, 2000) tranute: a correlazioni sismostratigrafiche con perforazioni eseguite su bassi for tali a Monulto di Castro; b) comparazioni con la curva di variazioni del rano to isotopico ¹ O/¹⁶O (rappresentativa della curva eustatica globale) e c) dati biosi atigrafici relativi a carotaggi a gravità effettuati su relitti di erosic le in piattato ma poco a sud di Capo Linaro. Su queste basi l'età delle su erfici l'inite di sequenza deposizionale risulta quella riportata in Tabella 2.

U22*	U16	U 12*	U 10	U 8	U 6	U 4	U 2 *
850.00	630.00	450.000	350.00	260.000	140.000	60.000	18.000
Conform.	Inconform	Inconform	Inconform.	Conform.	Conform.	Conform.	Inconform.
correlata	erosiva	erosiva	erosiva	correlata	correlata	correlata	erosiva

 Tabella
 Età e car teristiche dei limiti delle sequenze deposizionale medio-alt puistoceniche.

 Gli asteris hi indicano le unità per cui esistono indicazioni conologiche dirette (CHIOCCI, 2000).

4 - SEQUENZA DEPOSIZIONALE POST-GLACIA' E (SD))

4.1. DEFINIZIONE DELLA SDP

L'ultimo ciclo eustatico ha avuto un minimo irca 20.009 anni fa coincidente con la massima espansione dei ghiacciai würn ani. Il livello del mare ha raggiunto una quota di circa 120 m sotto l'attual livello del mare, lasciando completamente scoperta la piattafor na contine tale e creando una superficie d'erosione estesa a scala globale.

Tale superficie rappresenta la base della Sequenza Deposizionale Postglaciale, una sequenza incompleta di 5° ordine, ma anche la parte iniziale di una sequenza di 4° ordine. (sensu VAIL *et alii*, 1977). Questa è essenzialmente costituita sulla piattaforma dai *systems tract* trasgressivo e di alto stazionamento. I *systems tract* di regressione forzata e di basso stazionamento relativi all'ultimo ciclo eustatico si sviluppano invece sulla scarpata continentale e nelle aree bacinali, al di fuori della carta. Circa 70 km a sud, in corrispondenza del delta del F. Tevere, BELLOTTI *et alii*, 1994 e CHIOCCI & MILLI, 1995, hanno ricostruito in dettaglio geometrie, caratteri e cronologia dello sviluppo della sequenza postglaciale del F. Tevere.

L'applicazione di tecniche interpretative strat gran o-sequenziali anche all'interno delle sequenze deposizionali di ordine e evato, oltre ad accordarsi con l'approccio CARG di cartografare unità a limiti in onformi, permette in caso di assenza di datazioni di avere una indicazione approcrimative sull'età dei diversi corpi deposizionali, attribuendo i systeme une cet che compongono la SDP agli intervalli temporali corrispondenti all'andame to della curva eustatica. Tale operazione è possibile solo nell'a sunto, assolu mente valido per l'area in esame, che i tassi di subsidene a/sole vamento siano di ordini di grandezza inferiori rispetto ai tassi di ariazione custatica che, per l'ultima risalita del livello del mare, raggiungo o e superano il alore di cm/anno.

4.2. - INCONFORM LA EROSIVA WUMMIANA

L'inconformi erosiva vürmiana (U2) è il limite basale della SDP e l'elemente primare della cratigrafia dell'immediato sottofondo marino. Essa è quasi sompre in discordanza angolare rispetto alle unità sottostanti specie in piattaforma interno ed intermedia ed è pertanto ben definibile su base sismica (fig. 17). Il suo a damento è riportato in tavola 3. La morfologa, generalmente piatte e regolare, si caratterizza per la presenza di profone incisio i in correspondenza degli antichi alvei fluviali, attivi durare le fasi di enersione della piattaforma continentale nei periodi glaciali.

Si tratta in realtà di una superficie poligenica (vedi anche il prossimo paragrafo) in quanto: 1) si è formata durante le fasi di decerioramento climatico che hanno portato all'ultima glaciazione (120.000-20.000 anni fa), per il passaggio della linea di riva in regressione forza (COSAMENTIER et alii, 1992) dalla caduta eustatica; 2) è rimasta e nersa e qu'ndi esposta all'azione dagli agenti subaerei per tutta la durata delle glaciazione vürmiana ed infine 3) è stata erosa nuovamente al passaggio della linea di i va trasgressiva nel corso della rimonta eustatica versiliana. Tutti e tre i processi sono avvenuti in tempi diversi nei diversi settori della piattaforma, per cui l'inconformità è: 1) un'importante discontinuità cronologica (in corrispondenza di questa si ha infatti uno hiatus erosivo-deposizionale variabile da 100.000 anni nei settori più costieri a poche migliaia di anni in prossimità del ciglio della piattaforma); 2) un importante limite litologico e paleoambientale (al di sopra e al di sotto della superficie si ritrovano sedimenti deposti in ambienti e con battenti d'acqua anche molto differenti) e 3) un importante limite geotecnico/applicativo (i sedimenti al di sotto della superficie sono infatti sovraconsolidati per le emersioni, la ripetuta
azione del moto ondoso e per la rimozione di parte della colonna sedimentaria sovrastante, mentre quelli al di sopra dell'inconformità sono normalmente consolidati non essendo mai emersi).



7: P. filo sism o ad altissima risoluzione perpendicolare a costa al tre erso de la fo del T.te Arrone; si osserva la differenza in facies acustica, la forte ampiezz. della rifles one e la netta discordanza angolare che caratterizza ovunque l'inco form. à wur fang 2).

Verso mare la superficie di inconformità perde le sue coratteristiche di dis ordanza angolare diventando una superficie di concordanza o conformità correlata (VAN WAGONER *et alii*, 1988).

4.3. - Systems tract trasgressivo

Il systems tract trasgressivo è l'osieme del depositi messisi in posto in condizioni di arretramento della linea di iva essenzialmente durante la rimonta eustatica versiliana, avvenuta tra 18.000 e 6.000 anni fa.

In realtà sulle piattaforme tirreniche il *systems tract* trasgressivo è in genere estremamente ridotto o assente, tranne che in situazioni particolari dove alti tassi di sedimentazione e/o morfologie depresse dell'inconformità basale hanno permesso la preservazione dei depositi che hanno accompagnato la risalita eustatica.

Infatti la trasgressione versiliana ha avuto un carattere essenzialmente non deposizionale, con costante rimobilizzazione dei prismi litorali verso il continente. L'espressione del *systems tract* trasgressivo in questi casi è rappresentato da un lag trasgressivo, prevalentemente costituito da tritume conchigliare e da ciottoli arrotondati presenti alla base della SDP.

L'area compresa nella carta geologica è una ruzial eccezione a questa regola, in quanto si sono a volte preservat sia der siti litorali, sia, subordinatamente, depositi lagunari/palustri, formatisi con li ello del mare più basso dell'attuale in condizioni di rimonta evicatica (Figg. 18 e 19).



Fig. 18: Carotaggi VM00/38, VM00/32 e VM00/19.



Fig. 19: Carotaggi VM00/11 e CG00/6.

I rapporti stratigrafici dei depositi costituenti il systems tract trasgressivo sono riportati in fig. 20 in cui vengono evidenziate le superfici chiave per l'interpretazione stratigrafico-sequenziale. A causa dell'assenza dei depositi di basso stazionamento, la base del systems tract trasgressivo (superficie di trasgressione, ossia la prima superficie in cui vi sono evilenze di un netto aumento del livello del mare) coincide ovunqui con l'inconformità basale. Inoltre su tutta la piattaforma, il passaggio d'ita line di rive na comportato una forte erosione dei depositi presistenti con formazione di una superficie di rielaborazione (ravinement). Tale su erficie, ontrolla la preservazione del systems tract trasgressivo (BELKN/ & KRAFT, 1 S1; NUMMENDAL & SWIFT, 1987), ed è diacrona rispetto al empo geologico in quanto la sua formazione accompagna la migrazione de' a linea di riva verso il continente.

Nella superficie alla base della SDP con cidono inconformità basale (creatasi durante il basso stazionemente eustatico), superficie trasgressiva (creatasi all'inizio della risalita eustatica) e superficie di ravinement (creatasi durante la migrazione verso erra della nea ai riva). Proprio quest'ultima è responsabile dell'attuale mo ologia cella superficie poligenica. Infatti l'andamento assolutamente più to ed ome geneo, privo di qualsiasi asperità morfologica, della superficie en siva lla bese della SDP difficilmente può essere riferito ad erosione subaere, molto meglio invece si giustifica con un'erosione in ambiente litorale da parte lel moto ondoso che, agendo su un substato facilmente erodibile in temp diversi ma omogeneamente su tutto lo sviltopo de lito ale può rodure un progressivo spianamento del substrato trasprediti



Fig. 20: Rapporti tra le superfici all'interno della sequenza deposizionale post glaciale.

Le uniche aree in cui la superficie di ravinement si separa dalle superfici di trasgressione e di inconformità basale sono le zone in corrispondenza dei paleoalvei. Infatti, mentre le morfologie vallive sono state modellate durante il basso stazionamento eustatico - e probabilmente anche la superficie di trasgressione giace sul fondo delle valli incise - la superficie di ravinement si trova al tetto dei depositi che riempiono i paleoalvei. Infatti durante la risalita

del livello del mare, a causa dell'innalzarsi del livello di base dei fiumi e per l'effetto barriera dei cordoni litorali, le valli fluviali si sono trasformate in lagune e paludi (vedi prossimo paragrafo) che sono state successivamente troncate dalla superficie di ravinement al passaggio della linea di ri a.

4.3 1. - Cordoni litorali relitti

Nel settore di piattaforma compreso tra il Fosso del Tafone e il F. Marta sono presenti depositi litorali rasgressivi, ormatisi sulla piattaforma continentale quando il livello del mare era più basso di quello attuale. Questi depositi a volte affiorano sul ondo del mare, dove sono in genere incrostati da coralligeno, a volte sono sepolti sotto spessori variabili di "peliti di piattaforma" o di "sedimenti palinses". I cordoni litorali relitti hanno in genere una base piatta (coincidente con la superficie d'erosione basale) e un tetto convesso (fig. 21) e sono stati interpretati como messisi in posto immediatamente dopo il passaggio della linea di riva; il loro tetto sarebbe stato successivamente rielaborato dal noto ondoso. La struttura interna è genericamente progradante con set di accrescimento di spessore decimetrico; gli spessori totali dei paleoco doni pos ono arrivare sino a 18 m in corrispondenza delle culminazioni. Dal pu to di vist litologico, i depositi sono stati campionati olo nella loro porte su mitale La facies deposizionale è quella della spia gia su nu sa; infatti le carote, al di sotto di una crosta biocostruita (costituita i) prevalenza da alghe rosse, briozoi e serpulidi) di spessore sovente superiore al metro, sono ostituite da sabbie fini e medie con molluschi, nterca' e con livelli più g. ssolani generalmente bioclastici e subordinatamen ottolosi (Figg. 18 e 19).

I cordoni litorali relitti, ubicati a batin etri, abbas anza costante, si sviluppano parallelamente all'attuale costa per diverse decine di km. Il loro limite verso mare coincide all'incirca con la batin trica degli 80 m e si trova ad una distanza dalla costa compresa t a i 10 e i 12 km. Per quanto riguarda il limite verso terra, nonostante la sce sa penetrazione del segnale sismico, al traverso di Porto delle Murelle essi sono stati ri onosciuti fino ad una profondità di 25/30 m.

Le culminazioni di questi depositi si rinvengono in due principali fasce batimetriche. La prima, compresa tra i 30 e i 40 m, è situata tra le foci dei fiumi Marta e Fiora, si presenta più discontinua e con culminazioni meno accentuate (probabilmente perché sottoposta ad una forte erosione post-deposizionale da parte del mare in risalita) e ha spessori massimi di 12 m. La seconda che, si estende parallelamente alla costa tra i paleoalvei del F.sso del Tafone e del F. Marta, per circa 19 km quasi senza soluzione di continuità (è interrotta solo dal



paleoalveo del F. Fiora), è situata a una profondità compresa tra i 60 e i 70 m, ha una larghezza media di circa 1,5 km e spessori massimi di 18 m (tav. 4).

Fig. 21: 'rofili sismi in alto (a) ad altissima risoluzione e in basso (b) a magori penetrazione erpendicolar a costa al traverso Porto delle Murelle in cui si osseri i un paler ordone i vrale, part del systems tract trasgressivo.

I mancanza di una datazione assoluta dei depositi si potizza tu'età versiliane per i lineamenti descritti, che si sarebbero formati durante la risalita el livello del mare conseguente alla deglaciazione, eventualmente in conseguente a momenti di stasi della risalita (o di maggior apporto sedimentario) che, in base alle curve eustatube ricost ute per il Tirreno (BELLOTTI *et alii*, 1994 e ANTONIOLI & CERACTI 1996), dovrebbero corrispondere a 9.500-10.500 anni (la meno protonta) e 12.000-13.000 anni (la più profonda).

Entrambe le fasce si interromp no brusc, ne te in corrispondenza delle forme erosive canalizzate ("Paleoalve", vedi pil avanti) prodotte dall'erosione fluviale durante l'emersione della piattal run continentale. Questo fatto indica: a) o una mancata formazione di cordoni litorali in corrispondenza delle foci fluviali; b) e/o l'impostazione dei cordoni su morfologie preesistenti all'emersione della piattaforma, sempre comunque collegate a paleolinee di riva; c) un'età pre-versiliana dei lineamenti che potrebbero essersi formati in ambiente litorale in era pre-glaciale e poi essere stati incisi dall'erosione fluviale durante l'emersione della piattaforma nell'ultimo glaciale.

4.3.2. - Riempimento di paleoalvei

Uno dei caratteri salienti delle aree marine comprese tra l'Argentario e Capo Linaro è la presenza di un gran numero di forme eresive canalizzate sulla piattaforma continentale interna e intermedia, interpretabili come alvei fluviali attivi durante i periodi di basso stazionamento eretatico, quindo il livello del mare era circa 100-120 m più in basso di grafio attube e la piattaforma era per gran parte emersa e soggetta all'azione de sin genti meteorici.

Queste forme presentano sezioni di forma v. iabile, larghezza media di circa 2-3 km e si sviluppano con continui a da costa fine a 13 km verso il largo, dove si esauriscono alla profondità di circe 70-80 m. La loro profondità rispetto al fondale circostante diminuisco progresso amente da costa verso il largo; nel caso del paleoalveo del F. Lora si passa dal valore di oltre 25 m sotto costa sino a zero in corrispondenza ella be umetrica degli 80 m (tav. 4).

All'interno dei paleoalve, spesso a rilevano forme di erosione sovrapposte (fig. 22), dovute probabilment, a oscillazioni del livello del mare, che hanno causato ripetuti cicli di erosione e di deposizione all'interno del paleoalveo, oppure alla norme le dinamica erosiva/deposizionale attiva all'interno dei sistemi fluviali.

A toti i cors d'acqua che sfociano nel tratto di costa comprese nel Foglio geolog co (Fosso chiarone, Fosso del Tafone, F. Fiora, T.te Arrone e F. Marta) corrispo dono preoalvei; per quanto riguarda le loro dimencioni, e pare il pale alveo dei F. Fiora, queste non rispecchiano né le reali dimensione dei bacini idrografici, né i valori delle portate dei corsi d'accua actuali Ciò fa i otizzare che durante il periodo glaciale e la successiva de laciazione i valori acile portate e le dimensioni dei reticoli fluciali poressero essere significativamente diversi da quelli attuali.

I sedimenti che riempiono i paleoalvei ono ovunquo caratterizzati da litologie pelitiche e da una notevole omogen ità verticale, come indica la mancanza di riflessioni nelle prospezio in sismiche (Fig. 22). Alcuni carotaggi di limitata lunghezza, ma soprattutto le perforazioni seguite da ISMES (1991b) nell'area tra la foce del F.sso Chiaro e e la foce del F. Fiora, hanno recuperato terreni limoso-argillosi alla base, seguit verso l'alto da terreni limoso-sabbiosi e sabbiosi, con letti di argille molto ricche in materia organica, depositate in ambiente lagunare e palustre (ENEL 1993). Benché sia possibile la presenza di lenti di sedimento grossolano nelle parti più basse dei paleoalvei (testimoniata da riflessioni ad alta ampiezza nei profili sismici e da intervalli discontinui rinvenuti in perforazione), il riempimento dei paleoalvei appare essere essenzialmente di natura pelitica, con depositi formatisi a seguito dell'impaludamento della parte terminale delle aste fluviali per la risalita eustatica nell'intervallo compreso tra 12.000 e 8.000 anni fa.



Fig. 22: Profili sismici in alto (a) ad altissime risoluzione e n basso (b) a maggior penetrazione al traverso della foce del Fiume Fiora i cui si oss va un lineamento erosivo interpretato come paleoalveo.

4.4. - Systems tract di alto stazionamento

Si tratta di depositi messisi in posto successivamente alla stabilizzazione del livello del mare, avvenuta gradualmente tra 8.000 e 6.000 anni fa.

E' a partire da questo momento che i diversi sistemi deposizionali (vedi oltre) attualmente attivi sulla piattaforma iniziano a formarsi, per il variare del regime eustatico e climatico. Alla base del *systems tract* di alto stazionamento si trova la superficie di massima ingressione che nelle parti esterne della piattaforma e nel bacino si trasforma in una superficie di nel deposizione che può arrivare ad affiorare sul fondo del mare a causa de li scarsi tassi di sedimentazione.

Al rallentare e all'arrestarsi della ri ponta eustatica, gli apporti di provenienza continentale sono stati in rado di e mpensare l'aumento di battente d'acqua in cui i sedimenti potevno deporsi (encetto noto in stratigrafia sequenziale con il nome di *acce ioda on space*). Lungo costa quindi è iniziata una progradazione, con accre cimento di depositi verso il largo, che ha dato luogo alle attuali pianure e stiere oloceniche e ai cunei litorali.

In piattaforma è invecci inizi da la deposizione delle peliti di piattaforma, la cui dispersione avviene ancolo oggi al opera della corrente geostrofica, a partire dalle fonti di immissione (foci fluviali). I corsi d'acqua infatti non erano stati capaci di fornire sedime di ella piattaforma durante la risalita eustatica, per la scarsa capacità i trasporte dovuta alla risalita del livello di base e per la presenza cui para terminali delle aste fluviali di lagune e paludi in grado di intrappi are i sedimenti. Con la stabilizzazione del livello marino el contrario, le lagu e vengone colmate e i sedimenti riescono a raggiunger il mare dove vengone presi in carico dalle correnti litorali (le frazioni gre solane) e e alla corrente geostrofica (le frazioni fini) e dispersi rispettivamente in ambier e di spirggia e sulla piattaforma continentale.

I depositi del *systems tract* di alto stazionamento sono affioranti sui fondali e contituiscono le unità cartografate nel Foglio. Il criteri sonto e stato quello di individuare i diversi sistemi deposizionali (*sensu* FISHER & MCGOWAN, 1967) coevi ed eteropici che costituiscono il *systems tract* di alto stazionamento.

5. - SISTEMI DEPOSIZIONALI

I sistemi deposizionali che costi iscono la sequenza postglaciale sono differenziabili in base ai processi che presiedono o hanno presieduto alla loro formazione. Di conseguenza, benché di norma al variare di un sistema deposizionale vi sia una variazione tessiturale/composizionale del sedimento, i limiti tra i diversi sistemi deposizionali possono essere eteropici e graduali.

5.1. - SABBIE LITORALI

Il sistema deposizionale litorale comprende i sedimenti sottoposti all'azione del moto ondoso in maniera permanente o saltuaria cune l'itorali sono presenti con continuità lungo tutta la falcata compresa nel Foglio Montalto di Castro. Il sistema delle sabbie litorali comprende i sottosiste ni dunare, ci spiaggia emersa e di spiaggia sommersa.

La fascia di dune costiere si estende perallelamente alla linea di riva e presenta soluzione di continuità in corrisponenza delle aree interessate dai centri urbani e in prossimità delle foci fluviali. Le dune, che spesso sono interessate da erosione al piede, cono estituite da sabbie fini con un buon indice di classamento; sono stabilizzate da vegetazione arbustiva tipica della macchia mediterranea, che passa verso mare alla egetazione erbacea dei cordoni di retrospiaggia (quando presenti) alla vegetazione stagionale della parte interna della spiaggia emersa. La spioggia, e tesa dal limite delle dune – o dai cordoni di retrospiaggia – alla battiga è costituita da sabbie medio-fini nelle aree occidentali e leg ermento pi grossolane verso sudovest.

La spiaggia sommersa si estende dalla battigia verso mare sino a profondità variabili tra gli 8 e i 15 m circa, dove il sedimento mobile è colonizzato e ricoper o dalle proterie di fanerogame marine o passa ai sedimenti polinsesti. La fascia profondita inferiore a 5 m è soggetta, con relativa contir utà, all'zzione del moto ondose e delle correnti litoranee ed è caratterizzato da u ele ata mobolità del scalmenti, com'è evidenziato dalla presenza di più ordini di l'arre, sia parallele sia inclinate rispetto alla linea di riva.

I sedimenti costituenti la spiaggia sommersa sono in revalenza sabbie: n. die, da bene a moderatamente classate in prossini à lella baligia e nella zona delle barre; fini, in genere ben classate nella fascia e mpresa tra le barre e le praterie di fanerogame. In vicinanza del polido, to au entano le frazioni grossolane costituite da detrito bioclastico der var e dalla disgregazione dei gusci di organismi bentonici associati al posidon to stesso. In corrispondenza delle foci fluviali, dove le praterie al merogame si interrompono, i sedimenti di fondo sono caratterizzati da una gladazione dimensionale trasversale, con transizione da sabbie a sabbie limose al rno a 7,8 m di profondità

Dal punto di vista mineralogico le sabbie litorali sono quarzoso-feldspatiche, con una componente carbonatica superiore al 20%; minerali accessori sono Augite, Granato e Melanite, sono presenti inoltre frammenti litici di origine vulcanica (C.N.R., 1985; TORTORA, 1989a). Il grado di usura dei granuli è modesto e infatti sono prevalenti forme angolose e subangolose. Questa caratteristica, più di altre, differenzia questi depositi da quelli appartenenti ai depositi trasgressivi, i cui granuli presentano una superficie più levigata e un contorno maggiormente. La morfologia superficiale dei granuli, oltre che le caratteristiche composizionali, consente di riferire l'origine di queste sabbie allo smistamento sotto costa a opera del moto ondoso delle frazioni più grossolane legate agli apporti dei fiumi che drenano attualmente le aree prospicienti, dove affiorano estesamente vulcaniti quaternarie e lito pi schimentari sia mesocenozoici (calcareo-dolomitici e argilloso-arenace), sia plic enici e quaternari marnoso-sabbioso-conglomeratici (TORTORA 1989a; EVA GELISTA *et alii*, 1996; TORTORA, 1996).

5.2. - Sedimenti Palinsesti

Secondo la definizione di WIFT *et a.* (1971) i sedimenti marini si possono essere suddivisi in moderni, relitti e palinsesti. La suddivisione si basa sul fatto che questi siano rispettivemente prodotti solo dai processi attuali, formatisi in condizioni eustatiche e ame entali di erse dalle attuali e poi abbandonati sulla piattaforma in segunto alla rise ita del livello del mare, formatisi in condizioni diverse dalle attuali di mariera significativa dai processi erosivo-deposizionali in a to.

Sedimenti reliti nor sono affioranti sui fondali in quanto anche le culmin zioni a paleocordoni trasgressivi sono attualmente sede di sedime tazione c rbonatica ad opera di organismi incrostanti. I sedimenti moderni sono costituiti dai sistemi deposizionali descritt nei para rafi prec lenti e successivi a questo (5.1, 5.3 e 5.4).

sedimenti palinsesti comprendono un ampio spettro di depositi che, formatisi con livello del mare più basso dell'attuale in ambienti prossimi alla hi ea di riva, si trovano oggi su fondali più profondi, pettanto i loro caratteri vengono modificati dai processi sedimentari li agenti attualmente. Si tratta quindi di sedimenti relitti "riaggiustati" in funzione dell'ambiente attuale. Le litologie variano dalle sabbie grossolane alle sabbie fini, con la frazione pelitica sempre significativa. La distribuzione gianuloi etrica è caratteristicamente bimodale, proprio per la presenza si nultanea di elementi attuali e di elementi relitti; la componente bioclastica è spesso predominante nelle frazioni grossolane e deriva dalla rielaborazione del tarpeto di sedimento più grossolano che viene lasciato sulla piattaforma continentale durante la trasgressione. Il sistema deposizionale dei sedimenti palinsesti è quello che presenta la maggior variabilità al suo interno. E' infatti formato da sedimenti trasgressivi di diversa natura e spessore, rielaborati da processi di intensità e natura variabile (azione del moto ondoso, correnti di risucchio, bioturbazione); inoltre i sedimenti trasgressivi, più grossolani e spesso bioclastici, sono frammisti (in proporzione ancora una volta variabile) con sedimenti di deposizione attuale, in genere più fini e meno diversificati. Questi caratteri si traducono - come dettagliato da TORTORA (1996) in un'area ristretta immediatamente a NW di quelle comprese nel Foglio Montalto di Castro - in brusche variazioni laterali dei caratteri, dello spessore e della stratigrafia dei primi metri di sottofondo marino.

I "Sedimenti Palinsesti" hanno spessori che vari no de qualche decimetro a qualche metro e giacciono a volte direttamente sulla su erficie d'erosione würmiana, a volte al di sopra di altri deposi come il "riempimento di paleoalvei" o i "paleocordoni relitti". Verse terra sono limit ti dalle praterie di fanerogame mentre verso il bacino si ri tovino sino a profondità di 50 m in quanto oltre tale profondità l'energia ambie tale non è più in grado di modificare significativamente i den siti relitti e i edimenti lasciano posto alle peliti di piattaforma (figg. 18 e 16).



Fig. 23: Spessore delle peliti di piattaforma tra la foce del F. Tevere e la foce del Torrente Chiarone (da LA MONICA et alii, 1991).

5.3. - PELITI DI PIATTAFORMA

Nelle zone più esterne della piattaforma è presente una spessa copertura pelitica di deposizione attuale (fino a 8 m), mentre della piattaforma interna e intermedia si riscontrano spessori massimi di 4- m e la elite è per lo più amalgamata con i sedimenti relitti a formare i sistema leposizionale dei sedimenti palinsesti (tav. 4). In realtà lo spessore crece versi il largo sino ad un massimo che si trova centrato sull'isobati dei 90 m. Olure questa profondità gli spessori decrescono arrivando a valori inferiori ad 1 m in corrispondenza del ciglio della piattaforma continentale posto a circa 40 m di profondità).



Fig. 24: Andamento della corrente geostrofica e probabile localizzazione di vortici contrari a ridosso degli aggetti costieri.

I sedimenti di piattaforma sono costituiti da peliti, con una componente sabbiosa spesso inferiore al 5%, composta quasi esclusivamente da microfaune. La frazione pelitica è prevalentemente limosa nelle aree più interne della piattaforma e in prossimità dei corpi relitti presenti nen i mediato sottofondo, dove la sedimentazione è influenzata dalle frazioni più fini a gli apporti fluviali e dall'attività di organismi bentonici in grado di rimescola e il sedimento di fondo; nelle aree più esterne la componente prevalente è rigillosa. Tali peliti sono profondamente bioturbate al puro di non mostrare alcuna struttura sedimentaria evidente (figg. 18 e 19) ed han o un contenuto in acqua che decresce in funzione dei tassi di sedimentazione.

Le peliti di piattaforma rappesen pio la porzione più settentrionale di un ampio accumulo, di probabile origine tiborina (LA MONICA *et alii*, 1991), che ha il suo massimo spessore al caverso di Torre Marangone (a sud di Civitavecchia) e che si allunga, in forma di lente, parallelamente alle isobate (fig. 23).

La natura dell'accumulo e ovvir nente indipendente dagli apporti fluviali che in prossimità di Forre Marangone sono pressoché inesistenti. Esso è piuttosto da met re probabilmente in relazione con la deflessione verso il largo della corrente ge strofica co tiera da parte del Promontorio di Capo Linaro, con la creazione di un cea di unima energia o di un vortice orario subordinato che creano le condizioni idonee alla sedimentazione della pelite (CHOCCI & LA MONIC, 1991) (f. 24).

5.4 **D**PATERIE DI FANEROGAME MARINE

Questa famiglia di piante acquatiche è presente n' Mediterraneo con due specie endemiche: *Posidonia oceanica* e *Cimodocea odosa* (quest'ultima caratterizza i bassi fondali, ma è assente nell'rea 'e' Foglio), i cui rizomi e apparati fogliari intrappolano detrito bioclastico e se imenui fini dando origine a una sorta di terrazzo (*matte*) rile no rispeto al fondale circostante e particolarmente resistente all'erosio e. Si può qu'ndi comprendere come le praterie a fanerogame vengano considerate e lle buone barriere naturali a protezione delle spiagge. Le praterie s' intercano ad aree di "*intermatte*", di forma subtondeggiante o allungata, sul cui rondo è presente detrito bioclastico, spesso strutturato in ripple dall'azione del moto ondoso (fig. 25). Anche dal punto di vista biologico questa formazione riveste un notevole interesse perché, favorendo il proliferare di biocenosi bentoniche e nectoniche legate agli apparati fogliari e ai rizomi affioranti, porta alla costituzione di un ambiente a elevatissima diversità ecologica; può inoltre dare origine, nel caso di praterie dense, a nicchie ecologiche abitate da specie sciafile tipiche del Piano Circalitorale quali Popolamenti e vere e proprie Biocenosi a Coralligeno (PERES & PICARD, 1964).

Il sistema si sviluppa con relativa uniformità, sebbene con caratteristiche differenti da luogo a luogo, a profondità comprese tra c/15 e 30/35 metri; la continuità viene interrotta solamente in corrispindenza a lle foci dei corsi d'acqua più importanti (Fiora, Arrone e Marta), probabilmente a causa delle sfavorevoli condizioni ecologiche (eccessive sedimentazione, scarsa limpidezza dell'acqua) ma anche per la diversa nature del substrato..

Come evidenziato in studi precedenti (ARL ZONE & BELLUSCIO, 1996), la presenza di grandi estensioni di *nette* morte in utta l'area e l'assenza, quasi ovunque, di praterie con elevata e nsità, corrisponde a un fenomeno di alterazione su più larga scale che inter ssa le coste del Lazio settentrionale ormai da diversi anni. Dall'estremità nord-occidentale del Foglio fino alla zona antistante la foce del Fiure Ficea, il posidonieto, impostato su fondali detritici, si presenta estremamente gradate, a fasci fogliari sparsi e con margine inferiore nettamente regressivo sono inoltre presenti ampie chiazze di *matte* morta che verso e profenettà maggiori sono ricoperte da spalmature di fango misto a sabbia de ritico-orga ogena.

Questi schipent sono liffusi anche nei canali che separano le zone vegetate. Nel tra o compreso tra la foce del Fiume Fiora e quella del Torrente Arrone la prateri si svilup a su un substrato litoide abbondantemente colonizzato da organisti i incrostanti. Nell'insieme il fondale è caratterizzato da un mesale di *matte* sabola, prevalentemente bioclastica, e aree incrostate soprettutto da ighe e brozzi. A sud della foce del Torrente Arrone il limite interio della meneria si posta verso terra fino a circa -7 m. In tutta l'area meridione e il posidonieto è in postato su sabbia e *matte* morta ed è interrotto da a pri canan il cui fondo è costituito da sabbie detritico-organogene.



Fig. 25: Profilo sonar a scansione laterale parallelo a costa localizzato a circa –20 m tra i paleoalvei del T.te Arrone e del F. Marta. Si osserva come in questo settore il fondo del mare sia costituito da matte di Posidonia Oceanica prevalentemente morte ed in parte insabbiate. Sono evidenti i ripple nelle aree di inter-matte.

IV – GEOMORFOLOGIA

1. - AREF TERRESTRI

(a c ra di I. Mazzini, P. Paccara & A. Sposato)

Il Folio al 50.000 Montalto di Castro comprende una fa cia contera ad anda nento lovemente arcuato, che si estende da circa 4 km a So della foco del F. Arrone fino all'area del lago di Burano a WNW, una fascia refostante ostituita dalle morfologie terrazzate costiere, presenti fino ad una quota mossima di poco più di 60 m s.l.m., solcate dalle volli dei fiumi Chiarone, Tafone, Fiora ed Arrone.

Lungo la costa tirrenica le morfologie più ecc. Li sono appresentate dalle spiagge attuali ad estensione ridotta (CAPUTO et ali, 1981), con profondità dell'ordine della decina di metri, con d'ine di retro piaggia che arrivano a quote di alcuni metri e piane costiere a morfologia depressa (prossime al livello del mare) sede in tempi storici di zone paludose oggi bonificate; *remnants* di tali ambienti sono conservati nell'area di Capalho Scalo (all'estremità NW del Foglio) con la zona paludosa del lago di Burano ed in prossimità dell'area della centrale elettrica dell'ENEL di Montalto di Castro.

Verso l'entroterra si estende una successione di tre gruppi di terrazzi, più o meno marcati, con la presenza di morfologie sommitali pianeggianti a bassa pendenza verso il mare e via via profondamente incise dal reticolo fluviale. Le linee di costa rappresentate in Tav. 5 sono le linee di massima quota degli affioramenti dei depositi trasgressivi marino-costieri relativi ai due ordini di terrazzi più recenti. I due ordini di terrazzi più bassi sono caratterizzati da superfici superiori delle unità costiere dei Sintemi del Fiume Marta e del Fiume Fiora. La morfologia della superficie superiore di questi due ordini di terrazzi più bassi in quota è ben conservata ad esclusione di rimodellamenti minori stora ambiente subaereo, testimoniati dai depositi continentali dell'unità di Casale Palmbini (PMB); La morfologia della superficie superiore di un terzo or line di terrazzi che si estende ampiamente ad E del Foglio Montalto di Castro con è conservata in questo Foglio, solo in una piccola area in prosunità di Casanno dei Francesi sulla sponda destra della valle dell'Arron affiorano i depositi relativi a questo terrazzo marino (Unità di Lestra ell'Ospedale LOS), Sintema di Barca di Parma) che raggiungono le quote massime ed in parte conservano una morfologia sommitale nell'arci di Barca li Parma (Foglio 354).

In Tav. 6 sono rappresentati a tratto continuo i margini interni dei terrazzi marini più bassi dove questi concidono con il limite di massima trasgressione marina rappresentata anche di depositi in facies marino-costiera; dove il limite è tratteggiato non sono stati ru venuti elementi morfologici e/o geologici per definire la posizi ne dell'un ssima trasgressione di linea di costa.

In conformita è elementi stratigrafici illustrati nella Tav. 5, i due terrazzi più bassi sono filo iti ri pettivo nente agli alti stazionamenti degli stadi isotopici 5, 7 e 9 (§ HACKLET N, 1995). Nel Foglio Montalto di Castro sono presenti esclusi amente i ue terrazzi più bassi e le quote di massimo trasgressione relative ono indi aduate rispettivamente tra i 10 e 25 m e tra 40 = 35 m s.l.n.

Verso i incerno le morfologie dei terrazzi divengono più crotondate con forme di erosione prevalenti sui depositi limoso sabbio ren ivi al Pleistocene ineriore (Unità di Mandria Polidori, Supersintema A quatra ersa). Localmente ta morfologie planari sono caratterizzate dalla prese ze di suon profondi e mono evoluti ad indicare una cronologia antica rispetto an cicli deposizionali dei terrazzi più recenti contenenti minerali vulcanos dun tari.

I corsi d'acqua principali che interessano il ogne corrono all'incirca perpendicolarmente alla costa, dal Finne Chiaro e a nord al Fiume Arrone a sud, e presentano un andamento pre alente in dir zione NE-SW. Questi sono costituiti da un fondovalle a bassiss na pende za con ampiezza variabile tra poche centinaia di metri ed alcuni km; "alveo atuale è incassato di pochi metri nel fondovalle e localmente presenta un ancamento meandriforme.

Solo localmente sono presenti terrazzi fluviali; nella valle del Fiora un terrazzo alluvionale è presente alla quota di circa 20 m in prossimità dell'area di Breccetello.

La successione degli eventi che hanno modellato il paesaggio di quest'area è il risultato dell'interazione degli episodi glacioeustatici lungo la costa e dell'attività esplosiva dei vicini distretti vulcanici.

Le unità relative al Pleistocene medio e superiore presentano una buona continuità lungo la costa mentre solo lo studio di dettaglio sul terreno, esteso ai Fogli circostanti, ha permesso di individuare la relazione esistente tra gli espandimenti vulcanici del Lazio settentrionale e la fascia costiera. In particolare il ritrovamento di elementi di correla one strat rafica delle unità vulcaniche rinvenute all'interno dei depositi della fascia costiera e lo studio dettagliato delle superfici di maggiore di continu tà all'i terno dei depositi vulcanici e nei lembi terrazzati lungo le maggiori aste nuviali hanno permesso di delineare la storia evolutiva del pac aggio nell'area compresa nel fogli. Tale storia evolutiva è ampiamente discu sa nei paragra^m relativi alla descrizione dei supersintemi e dei sintemi ed è il'ustrato schematicamente nella Tav. 1B.

2. - AREE MARINE

Dal punto di vista gen ra', l'assetto fisiografico della piattaforma continentale si nquadri ella transizione tra Tirreno centro-meridionale e Tirreno settentri nale. Infi il le piattaforme campane e del Lazio centromeridionale pesen no una maggiore pendenza, un ciglio ben definito ed una scarpat contine, ale frammentata da bacini delimitati da dorsali o de seamount; invece a piattafoi na toscana presenta una maggiore estensione ed una minore acclivita con un ciglio mal definito e una scarpata continent le interota da bacin ampie poco profondi, digradanti l'uno nell'altro.

loci dettaglio anche nel settore Argentario-Civita cchi si i dividua un sotore meridionale (sino al traverso del Lago di Bura o) in cui la piattaforma ha un ciglio ben definito situato ad alcune decine di chie meri dana costa (da 16 km al traverso di Civitavecchia sino a 26 km el traverso cel Lago di Burano) e una scarpata con pendenze di 2,6°, contrapposo ad un setto e settentrionale in cui il ciglio diventa mal definito e la scarpata ha e pindenze massime di 1,3°. Il Foglio Montalto di Castro ricade interemente nel primo dei due.

Dal punto di vista morfologico, nella maggio parte dei casi, è possibile suddividere (Tav. 7 e fig. 26):

- 1) la spiaggia sommersa, caratte. zzata alla presenza di barre e da una pendenza compresa tra $1,0^{\circ}$ (nel settore nord) e meno di $0,7^{\circ}$ (nel settore sud);
- la piattaforma interna, dal limite della spiaggia sommersa sino a circa -45 m, con pendenze di 0,3-0,4°;
- la piattaforma intermedia, dai circa -45 m ai circa -100 m con pendenze di di 0,43°;

 la piattaforma esterna, con pendenze di 0,26°, compresa tra i – 100 m e il ciglio della piattaforma posto a –140 m di profondità, circa 4 km a SW dell'estremità sudoccidentale del Foglio (fig. 6).



9. 26 - Rilievo ombreggiato del terreno (da dati I.G.M.I. e I.I.M.

Lella piattaforma interna è presente la secca di Porto delle Murelle, una struttura positiva che si eleva rispetto ai fondal che stanti di alcuni metri (sino a 10 m); il tetto della secca digrada debolmente verso male, raggiungendo una profondità massima di 25 m. Sui fondali de la secca, che si estende su di un'area di 55 km², è quasi sempre presente *P sidonia ocea ica* che si impianta su di un substrato duro del quale sono sem re stati compionati litotipi direttamente riferibili ad attività di incrostazione da pare di organismi sessili (alghe corallinacee, briozoi, coralli, serpulidi, ecc.). Tuttavia l'estensione della struttura potrebbe far ipotizzare un substrato costituito da unità litoidi e da cordoni litorali trasgressivi nella parte più esterna. Il limite nordoccidentale della secca è estremamente netto e rettilineo e corrisponde con il bordo sinistro del paleoalveo sepolto del F. Fiora, mentre verso sudest la struttura prosegue ma con una minore articolazione dei fondali.

Al di fuori delle aree di secca di Porto delle Murelle, i fondali della piattaforma interna sono regolari, a eccezione delle fasce batimetriche in cui sono presenti i cordoni litorali relitti e il posidonieto.

Nella piattaforma intermedia è presente, nella sola notà meridionale, una fascia a morfologia articolata, corrispondente a' a culminazione dei cordoni litorali relitti.



Fig. 27: Profili sismici coincidenti (in alto ad altissima risoluzione e in basso a maggior penetrazione) trasversali a costa in cui si osservano degli alti morfologici dovuti a testate di strato sulla piattaforma esterna.

Nella piattaforma esterna la morfologia è in genere molto blanda; tuttavia nelle fascia batimetrica tra -100 e i -110 m sono presenti alti morfologici dovuti alla presenza di testate di strato della serie clinostratificata, che formano relitti di erosione affioranti o parzialmente sepolti dalla peliti di piattaforma (fig. 27).

94

Infine, sempre in piattaforma esterna, è presente un'area subpianeggiante che costituisce un terrazzo morfologico allungato parallelamente al margine e ben visibile in tav. 7 e nei profili sismici di fig. 28.

V – TETTO NICA E CONSIDERAZIONI SULLA NEOTETTONICA

1. - AREF TERRESTRI

(a c ra di A. Sposato & P. Paccara)

Nel l'oglio Montalto non sono compresi in affioramento te reni più an ichi del l'essimano. Tuttavia, sia le stese sismiche a mare, sia i son laggi pro ondi effetuati dall'ENEL nell'area di Pian dei Cangani per la calizzazione della contrale policombustibile, hanno individuato sedimera più antichi correlati con i terreni del ciclo pre-orogenico intensamente tettonizza

L'area compresa nel Foglio 353 è stata studiata in dettaglio per quanto riguarda gli indizi di tettonica recente. Studi ef ettuali per la calizzazione della centrale elettrica dell'ENEL di Montalto di Casto L'anno messo in evidenza (a nord del Foglio, fuori carta) la presinza di elementi tettonici a prevalente andamento appenninico nei depositi iel Messiniano e del Pliocene inferiore la cui attività è sigillata dai termini ali pliocenici. I rilevamenti effettuati per i Fogli Montalto di Castro e Tarquinia non biano evidenziato, a causa della discontinuità degli affioramenti, elementi diretti relativi a queste fasi tettoniche; gli unici eventuali indizi possono essere individuati nella presenza e nella conformazione dei bacini neogenici confinati tra le dorsali a direzione appenninica degli alti strutturali che dall'area dei Monti della Tolfa si allungano verso NW e progressivamente si immergono al di sotto della copertura neogenica. I dati raccolti durante il rilevamento, i dati bibliografici ed i dati regionali indicano che l'area ha assunto, in conseguenza alle fasi distensive lungo il margine tirrenico della catena appenninica, una configurazione in alti e bassi strutturali a direzione circa appenninica a cui è seguito un generale sollevamento, testimoniato dalle quote di affioramento dei depositi neogenici e dalla presenza dei numerosi terrazzi marini pleistocenici sollevati rispetto all'attuale livello del mare (Tav. 5 e 6).

Studi sui depositi del Pliocene e Pleistocene in eriore dei fascia costiera di quest'area (PALIERI *et alii*, 1990; CARBONI *et ilii*, 1994 hanno messo in evidenza la presenza di una successione di acies complessi amente regressiva dalle successioni pelagiche del Pliocene interiore e medio alle successioni via via più costiere del Pleistocene, a testimonore un generale sollevamento regionale di questa area già durante la parte alta col Pliocene, alternata da fasi trasgressivo/regressive minori concidenti con gli eventi climatici globali.

Per quanto riguarda gli elementi di notettonica relativi al Pleistocene non sono stati individuati nel conso del rilevamento elementi strutturali significativi.

Il cattivo stato di conservazione delle superfici superiori dei depositi attribuibili al Pleistocene incore e 1 difficoltà di stabilire rapporti stratigrafici non permettono fa in letture dell'eventuale attività tettonica recente. Le quote di affioramento de depositi e le morfologie sommitali dei corpi deposizionali costieri di questo periodo in Icano un generale sollevamento dell'area. Tuttavia, sulla base delle discontinuità riscontrate nei depositi del Pleistocene inferiore è stata ir stizzata lo presenza di una struttura disgiuntiva circa trasversale alla costa t renica lun o la valle dell'Arrone (come già evidenziato in BOSI et alii, 1990) de perme e di giustificare le discontinuità altimetriche rileva e a etto delle unità plioceniche e nei depositi delle unità del Supersinte na di Machia dell' Turchina. Questa struttura permette di giustific re i diva o di quote sistente tra i termini del Pleistocene inferiore che risultano a quote più basse nclla parte settentrionale dell'area costiera. In BOSI el alii (1990) è stata ipotizzata inoltre una struttura longitudinale alla costa per giustificare le discontinuità altimetriche tra i termini del Poisto ne in criore (ovvero tra l'Unità di Podere San Marcello, affiorante nel lir troit. Foglio Tarquinia, e l'Unità dell'Arrone); i dati di campagna non hai no portato nuovi elementi di valutazione

Per quanto riguarda gli elemeni di neotettonica relativi al Pleistocene medio-superiore l'analisi della successione ei terrazzi marini permette di individuare, sulla base degli andamenti delle quote di massima trasgressione come indicate nella Tavola 6, un generale sollevamento dell'area con una velocità progressivamente maggiore verso S (BOSI *et alii*, 1990). La massima trasgressione della facies marina dell'Unità di Lestra dell'Ospedale presenta una buona continuità altimetrica tra le quote di 55 e 60 m nella parte immediatamente ad E-SE del foglio mentre, a N della valle del Fiora, risulta troncata dalla successiva trasgressione dell'Unità di Pian d'Arcione. Dati di

sondaggio inediti illustrano comunque una buona continuità laterale della superficie di letto di questa successione a cavallo della valle del Fiume Fiora.

2. - AREE MARINE

Le prospezioni di sismica ad alta penet azione ilevano al di sotto di una potente serie clinostratificata Plio-Plast cenica, una strutturazione del basamento in scaglie tettoniche ve genti vorso N-NE. Una perforazione effettuata proprio in corrispondente di una di preste scaglie ha recuperato terreni flyschoidi in facies liguri de unche lo stile strutturale si ricollega alle unità dei Monti della Tolfa, contituenti il promontorio di Capo Linaro.

L'assetto strutturale del margine continental è il risultato della successione e sovrapposizione di tre fas tettor che principali BARTOLE (1990).

- 1 una fase compressiva (O'gocene ? Tortoniano *p. p.*) legata all'Orogenesi Appenninic, caratterizzata da sistemi di thrust embricati e di thrust E-ve genti orientati in direzione NW-SE ed organizzati per lo più in piggy-back sequence (BARTOLE, 1984; BARTOLE, 1990);
- 2 una fase distensiva (Tortoniano *p. p.* Pliocene *p. p.*) legata al *rifting* tirrenico che determina lo smantellamento, più o meno accentuato, delle strature compressive. Faglie normali ad andamento l'istrico costituis ono sistemi di semi-graben che individuano la cini formati da biocchi fortemente basculati e delimitati da faglie norma i

una fase di collasso subverticale (Pliocene p. r - att ale), che segna la conclusione del processo di*rifting*nella zone in esame e l'inizio di una fase di*post-rift*del bacino tirrenico settenti on le (BARTOLE, 1990; BARTOLE*et alii*, 1991).

I depositi del Pleistocene medio-superiore sono interessati da diversi tipi di deformazioni neotettoniche sia duttili sia fragili.

L'architettura stratigrafica del mogine è ca atterizzata da una generale tendenza all'offlap (divergenza de riflettori ve o il largo) causata dalla subsidenza che, similmente a qua o accado per la maggior parte delle piattaforme tirreniche, è maggiore nello parti sterne della piattaforma rispetto alle parti interne (vedi profili riportati nel Foglio geologico).

Confrontando le pendenze delle superfici di inconformità U16 e U12 (per il cui significato si rimanda al § 3.2) ed ipotizzando che esse in origine avessero avuto la stessa pendenza della superficie U2, si può definire un <u>basculamento in senso terra-mare</u>, variabile da 0,1 a 0,35°/100.000 anni per l'ultimo mezzo milione di anni. A questa subsidenza in senso terra-mare, si sovrappone poi un <u>basculamento parallelo al margine continentale</u>, con un sollevamento relativo dei settori più sudorientali rispetto a quelli nordorientali.



Fig. 28: Profili sismici perpendicolari a cosca al traverso: (a) della foce del F. Marta, (b) delle foce del del F. Fiora e (c) tra le foci del T.te Tafone e del T.te Chiarone. Dal confronto tra i profili si vede come la preservazione delle unità pleistoceniche in piattaforma sia maggiore a nord e diminuisca verso sud, a testimoniare un basculamento della piattaforma con sollevamento relativo dei settori meridionali.

Questo fenomeno è testimoniato da: 1) il maggior grado di preservazione delle sequenze deposizionali pleistoceniche che, presenti verso NW, vengono sempre più erose dall'inconformità U2 spostandosi verso SE (fig. 28) dalle quote via via crescenti verso di un terrazzo deposizionale (con significato di cuneo litorale deposizionale di basso stazionamento) presente al largo della foce del F. Mignone, sulla superficie U12. Il tetto dei terrazzo la attualmente un gradiente di 0,5 m/km. Assumendo per cuest'ult mo line amento una quota costante al momento della sua formazio e, la subsidenza parallela al margine continentale nel settore del ciglio dell' piattafo ma risulta essere di 0,01°/1000 anni nella parte più prossima all'are a compresa nel Foglio Geologico anche se in realtà al traverso di Capo Lina o tare valore si quintuplica.

Il basculamento parallelo al margine con sollevamento relativo dei settori sudorientali è un fenomeno attivo almeno la 500.000 anni e si osserva verso sud fino almeno al travere o di Tor Paterno, nei pressi di Anzio (CHIOCCI, 1991). Verso nord invece il fe meno appare terminare, fino a invertirsi in corrispondenza di una line. N S passante grossomodo per Ansedonia, corrispondente al a risali a c l basamento metamorfico.

Oltre alla sub idenza in enso parallelo e trasversale al margine continentale, i depositi molio-al plei tocenici sono interessati da fenomeni di subsidenza differer ziale che deformano i sedimenti creando antiformi e sinformi



Fig. 29: Profilo sismico sparker perpendicolare a star sante per il pozzo Matilde 1, posto circa 12 km a sud del limite meridionale dell'area ai studio. Le frecce nere indicano il tetto della scaglia Tettonica (Pietraforte), le frecce bianche indicano il tetto delle unità di sin rift.

In fig. 29 si osserva come in corrispondenza dell'alto strutturale campionato nel pozzo Matilde 1 (horst di unità liguridi) e del basso strutturale al fronte di questo, vi sia una deformazione dell'intera serie postorogena con una struttura sinforme che arriva a interessare almeno la superficie U22. Una maniera per ricostruire queste deformazioni è di individuare l'intersezione tra i limiti di sequenza deposizionale e la superficie U2 che li tronca: 1) vicino a costa e 2) proprio in corrispondenza delle strutture meno subsidenti (figura *limiti di sintema e sequenze deposizionali* nel Foglio). Come si può osservare le superfici più antiche vengono preservate verso il largo e nelle zone più subsidenti. L'origine di queste deformazioni è come già detto dere le ad una <u>subsidenza differenziale</u>; i settori dove il basamento meno subsidenti lei settori dove si ha una potente serie di *sin e post-rift*. L'attri uzione a una subsidenza differenziale anziché a una tettonica com reciva del Incamento descritto, oltre che in accordo con le conoscenze si ll'assetto tettonico generale dell'area, è confermato dalla mancanza di migra tone dei depo entri.

Per quanto riguarda le deformazioni fragili recenti, queste sono in genere faglie normali ad alto angolo di piccolo rigetto (max 5-6 m) con lunghezze in pianta mai superiori a 3 km. In tav. 2 è riportata, per ognuno dei lineamenti di tettonica fragile individuo i nell'area, l'ubicazione, il meccanismo, la lunghezza minima verificata e quella nassimo possibile e l'età dell'ultimo limite di sequenza deposizionale interes, to ualla deformazione.

. – LINEAMENTI IDROGEOLOGICI

(a cura di R. Mazza & G. Capelli)

1. - GEVERALITÀ

Da un punto di vista idrogeologico l'area relativa al foglio geologico Mon ilto ui Castro è caratterizzata dalla presenza del sistema idrogeol gico costituito dalle superfici di affioramento delle formazioni prevalentemente di too sabbioso, sabbioso-argilloso e conglomeratico appar enenti ai terrazzi m ini pleistocenici (CAPELLI & MAZZA, 1994). L'untà risulta separata idraulicamente dalle formazioni delle argille messinane, plioceniche e pleistoceniche, caratterizzata nel complesso da bassi valori del coefficiente di permeabilità. Tale formazione affiora con conti ui a lungo il margine interno della piana costiera del Lazio settentri nale, con di ezione parallela alla linea di costa e costituisce il substrato a bas a permeabilito dell'intera area relativa al foglio geologico in oggetto. L'a setto stri turale descritto consente la saturazione delle litologie costituenti i orrazzi e di conseguenza permette una circolazione idrica sotterranea strettamente connessa alla geometria del tetto del substrato a bassa permeabilità e alle caratteristiche idrogeologiche delle coperture pleistoceniche, definite mediante una suddivisione delle stesse in complessi idrogeologicamente omogenei, caratterizzati cioè da medesime capacità trasmissive e di immagazzinamento.

2. - MORFOLOGIA DEL TETTO DEL SUBSTRATO A BASSA PERMEABILITÀ

La geometria del tetto del substrato a bassa permetabilità riveste una notevole importanza nell'idrogeologia dell'area. Infatti, la distribuzione spaziale degli affioramenti delle litologie prequaternarie e la loro es gua soggiacenza determinano una circolazione idrica sotterranea for emente condizionata dalla presenza dell'*aquiclude*.

Genericamente il tetto del substrato impermeabile presenta un progressivo abbassamento da sud verso nord e dall'entroterra vero il mare. La geometria della superficie considerata sem¹ a do uta principalmente all'azione erosiva dei corsi d'acqua, che caratterizzino un recolo idrografico di tipo parallelo, con fossi drenanti direttamente verso mare. Attualmente le incisioni fluviali interessano maggiormento i l'intipi argillosi nel settore più interno, dove determinano il loro affioramento in quasi tutti i fondo valle, interrompendo la continuità laterale della circolozione idrica all'interno delle unità acquifere terrazzate. In conspondenza della fascia più prossimale alla costa il substrato è probabilmente in cressato di medesimi processi evolutivi, avvenuti durante le fasi di basso stazionamento marino, che hanno generato un sistema di incisioni vallive successive nente obliterate dalla sedimentazione delle unità acquifere. In tale se ore si riscontra quindi una continuità idraulica all'interno dei complessi quatern, i perm abili con le direttrici principali di flu so so ten neo corri pondenti alle paleoincisioni. Nell'area compresa tra il Fico e il Tor ente Arrone il substrato impermeabile subisce un forte obbassamento in orrispondenza della direttrice Archi di Pontecchio - Porto delle Murelle, dovuto al 'azione erosiva del Fiume Fiora che seguiva la stessa direttrico prima della sua diversione avvenuta in epoca pleistocenica superiore a seguito di eventi eustatici (MESSINA et alii, 1990). La portata nºdia del Fiora, decisamente più elevata di quella degli altri corsi d'acqua presenti nell'area, ha prodotto una paleoincisione di grande dimensione, uccessivat ente colmata da un notevole spessore di materiale alluvionale (al ieno 50-60 n tri). L'elevata permeabilità del sedimento unitamente al suo spessore fa sì che in questo settore si riscontri una potenzialità idrica relativamente elevata.

L'importanza della serie argillosa pliocenica sull'idrogeologia dell'area è dunque legata alla sua caratteristica di bassissima permeabilità d'insieme che impedisce un drenaggio delle acque verso gli strati più profondi e permette una circolazione idrica limitata alle formazioni acquifere pleistoceniche.

3. - IL SISTEMA IDROGEOLOGICO DEI TERRAZZI MARINI PLEISTO-CENICI

L'intera superficie di affioramento dei complessi narini terrazzati pliopleistocenici può costituire da un punto di vista idrog ologico un'unità territoriale di riferimento, essendo definiti per essa i limiti di flusso, di potenziale, le aree di ricarica e il livello di base erso cui tendono le acque sotterranee e di superficie (Tav. 8).

All'interno di questa idrostruttira sono distinguibili degli acquiferi planimetricamente contigui che, put se costituiti sempre dai medesimi complessi litoformazionali, hanno tra loro scarse possibilità di comunicazione idraulica. Le falde di maggiore interesse sono ospit te dalle litoformazioni costituenti i terrazzi marini pleistocenic. Le falde che saturano i complessi idrogeologici di questo sistema, a seguto dell'assetto stratigrafico che caratterizza la serie trasgressiva, sono di tipo sia libero che semiconfinato. Le direttrici di flusso sono rivolte sosta zialmente verso mare. Di conseguenza il contributo che le acque sotterranec forniscone al flusso di base dei principali corsi d'acqua risulta essere molto mocesto. Gli e tesi affioramenti del substrato a bassa permeabilità lungo la fascia or entale dell'unità in oggetto precludono la possibilità di scambi con le idrostrutture dell'entroterra e fanno sì che la inarica sia costitu a esclusiva nente dagli apporti zenitali. La geometria della falda fratica è constructerizzata da in andamento delle isopiezometriche genericamente rigoline e para elo alla costa, con una variazione del gradiente idraulico in direzione ortogonale alla stessa e condizionato dalla pendenza del etto del substrato impermeabile. Rispetto al regolare andamento della superficie freatica descritta si individua la complicazione connessa con la presenza del paleoalveo del Fiume Fiora. Per il sistema idrogeologico dei terrazzi marini pleistocenici sono quindi riconoscibili due diversi acquiferi cantterizzati de differenti assetti strutturali e modalità di circolazione idrica sotte ranea: l'acquifero alluvionale del paleoalveo del Fiume Fiora e l'acqui fero dei ter azzi marini pleistocenici.

3.1. - ACQUIFERO ALLUVIONALE DEL PADEOALVUO DEL FIUME FIORA

Il paleoalveo del Fiume Fiora si estende nel territorio compreso tra l'attuale corso dello stesso fiume e il Torrente Arrone (Tav. 8).

L'acquifero è costituito prevalentemente dai termini litologici appartenenti alla serie dei terrazzi marini pleistocenici e, per estensioni sempre minori, dalle alluvioni, dai depositi di duna e dalla colata tefritica di Castellaccio di Vulci. I limiti di questa idrostruttura sono marcati quasi ovunque dagli affioramenti del complesso delle argille azzurre, che rappresenta anche il substrato a bassa permeabilità. Questo infatti affiora abbondantemente verso l'interno nel settore compreso tra i due corsi d'acqua, nella valle del Torrente Arrone, per tutta la sua lunghezza fin quasi alla foce, e lungo il versante sinistro della valle del Fiume Fiora, dalla località di Breccetello fin oltre l'abitato di Montalto di Castro. In località Tenuta Giovanna, La Valeria e Mandra Spir cor la quota del tetto delle argille è inferiore a quella dei settori terminali deg i alvei de Fiume Fiora e del Torrente Arrone. L'acquifero considerato risulta ad eleva a potenzialità; i sedimenti che colmano la paleovalle sono inatti co tituiti d'asabbie e ghiaie di ambiente fluviale a matrice relativari ne grossolana. L'andamento delle isofreatiche subisce, in tale area, un marcata inflessione verso le zone più interne testimoniando l'esistenza di una direzio e preferenziale del flusso sotterraneo orientata lungo la di attrice che da Archi di Pontecchio va al Porto delle Murelle. L'andamento delle linee a potenziali denuncia inoltre l'esistenza di una marcata ricarica del paleoalveo ad opera dell'attuale Fiora.

3.2. – ACQUIFERO DEL TERRAZZI MAYLNI PLEISTOCENICI

I dati speri entali con i quali è stato possibile ricostruire i presenti lineamenti idroge logici ricuardano il settore dell'idrostruttura che si estende dal Torrente A one ere sud-est, fino al limite orientale del foglio, anche se la medesi na idrosti ttura è altresì presente anche a nord-ovest dal turne Fiora, fino al imite sette rionale del foglio.

Tale settore è limitato quasi ovunque dal substrato argilloso prequaterrario. Non si riscontrano emergenze localizzate. Lo spessore medio delle formizioni accultere si attesta sui 20 metri, con i valori massimi di ci ca 30 metri nella uscia più interna (Macchia di Pian d'Arcione) e min mi di una decina lungo la fascia più strettamente costiera. La superficie descritta delle isofreatiche è molto regolare; le isolinee appaiono subparallele tra loro e alla costa, con un gradiente costante che aumenta leggermente verso mare e in prossiniità del T. Arrone. Inoltre, specialmente per la fascia più interna, e lnee isopotenziali vengono interrotte in prossimità dei corsi d'accua a causa cogli affioramenti delle argille nei fossi. La ricarica avviene per inf trazione d'elle acque zenitali senza apporti provenienti da altri acquiferi. La de posizione delle litoformazioni costituenti l'acquifero è avvenuta in molteplici cicli sedimentari con una forte presenza di facies continentali vulcaniche e fluvio-deltizie. Ciò si traduce in una struttura a orizzonti e lenti litologicamente diversi, con frequente variabilità laterale e verticale e quindi con mutazioni repentine dei valori dei parametri idrogeologici. Fa parte della stessa idrostruttura la formazione di "Lestra dell'Ospedale", che costituisce il terrazzo marino più antico. Questa è presente in piccoli lembi lungo il bordo orientale dell'idrostruttura, direttamente al di sopra del substrato impermeabile. Tale formazione è sede di acquiferi minimi isolati idraulicamente che hanno un interesse locale

VII - CARAT' ERISTICI E EOTECNICHE DEI FONDALI MARINI (a cura di P. Tommasi)

1. – CO VSIDER, ZIONI INTRODUTTIVE

L'ac pa può e sere suddivisa in zone, ciascuna delle quali è aratter zza da una situazione geotecnica tipo (SGT). Ogni SGT corrisponde ad una successione di unità geotecniche (UG), ovvero unit. (o gruppi di unità) ratigrafiche a ciascuna delle quali possono essere associate le medesime prorietà geotecniche. Nella tabella 3 è indicata la corrispondenza tra le unità geotecniche e le formazioni geologiche cartografate nel Poglio o descritte nei profili riportati al piede.

Questa suddivisione può contribuire, anche se , grande scala, ad attività progettuali di prima fase (progettazior e prelimin, e di opere *offshore*, posa di condotte e cavi, scavi subacquei, ecc. e di pianificazione territoriale.

•	Unità geotecnica	•	Formazioni geologiche
	UG1(substrato argilloso plio-pleistocenico)		Unità di <i>post rift</i>
	UG2		Cordoni litorali relitti
	UG3		Riempimenti dei paleoalvei
	UG4 (sedimenti argillosi estremamente soffici)		Peliti di piattaforma
	UG5 (depositi a Posidonia oceanica)		Praterie di fanerogame marine

Tabella 3. Corrispondenza tra unità geotecniche e formazioni geologiche

2. - SITUAZIONI GEOTECNICHE TIPO RISCONTRATE NELL'AREA

Nell'area si riscontrano cinque *SGT* (denomina : con le le tere da **A** a **D**):

- A. Aree in cui il substrato argilloso plio-pleistoconico (UC) è ricoperto da depositi (*mattes*) a Posidonia (UG5) spessorino a 2 m. J depositi, pelitici e sabbioso-bioclastici, contengono resti algoli (rizom) che conferiscono al sedimento compressibilità, soprattu o a breve termine, ma anche una certa resistenza agli sforzi tangenzia esercitati di correnti e moto ondoso. Laddove mancano i depositi a Posidonia il substrato presenta una sottile copertura di concrezioni.
- **B.** Aree dove i sedimenti sobiosi da poco a mediamente addensati, dei cordoni litorali relitti (UG2) sovroppongono ai sedimenti argillosi pleistocenici (UG1). I cordoni banno sosso una fascia corticale cementata costituita da depositi biogenica carbonatici il cui spessore può essere di un metro o anche più ed avere coratteris che simili alle più tenere calcareniti bioclastiche.
- **C.** Aree dove il substrato a gilloso plio-pleistocenico (UG1) è ricoperto da una coltre di scrime, i argillosi molto soffici (UG4) che si dispongono per lo più in le ti allung te, parallele a costa e spesse sino ad 8 m (vedi Foglio), ma rico rono con rinore continuità e spessore anche altre zone.
- **D** D_1 . Aree do e i sedimenti argillosi della UG1 passano lateralmente e v rticamente ai terreni fluvio-lacustri (UG3) depositati nei p. eoalvei (1). A olto (D_1) può essere presente una sottile copertur di odimenti argillosi soffici (UG4). Nei paleoalvei si riconosce un orizionte giossolano di base a cui si sovrappone il materiale più fine, riempimento effettivo dei paleoalveo (UG3), che è stato caratterizzato in corrispondenzi del paleoalveo del Torrente Tafone, e del Fiume Fiora.

3. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DELLE U ITÀ PIÙ SIGNIFICATIVE

Per le UG 1, 3 e 4 si hanno dati sulle caratteristiche geotecniche, ricavati dalle indagini condotte dall'ENEL nel tratto di mare prospiciente la centrale di Montalto di Castro (vedi ad es. ENEL, 1994) e dall'Università di Roma "La Sapienza" (Dipipartimento Scienze della Terra e Dipartimento Idraulica Trasporti e Strade) congiuntamente con il CNR (Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria).

3.1. - ARGILLE E LIMI SOVRACONSOLIDATI PLIO-PLEISTOCENICI (UG1)

La formazione corrisponde al terreno tipo T4 della caratterizzazione geotecnica effettuata dall'ENEL (1994). I sedim nu presentano una certa sovraconsolidazione, variabile nell'area in est ne, ed anno una fascia sommitale ossidata (a testimonianza di un'emers one) ed ar morbidita, spessa da l a 6 m.

Questi terreni sono costituiti da lire a cillosi, di prasticità medio-bassa, sabbiosi verso l'alto. Il peso dell'unit' di volune γ ed il contenuto d'acqua w_n variano rispettivamente tra 18.6 e ¹ 6 kN/m³ e tra 20% e 30%. A questi valori corrispondono indici dei vuoti e_0 compresi tra 0.65 e 0.75. Il grado di sovraconsolidazione, OCR è rari a 2, a in l'icare una contenuta erosione.

Tra i 36 ed i 55 m di profondità dal fondale la resistenza al taglio non drenata c_u varia da 170 c 200 kPa per i materiali "intatti", mentre si riduce nettamente nella fascia amporbidita ed alterata (fig. 30). Questi terreni sono molto meno considenti delle cigile azzurre plioceniche affioranti nella fascia costiera, che a profonditi di 2-3 m presentano una c_u variabile tra 250 e 350 kPa ed e_0 variabile tra 0.7 e 0.8.

Gli indicadi compressioilità C_c e di scarico C_s , variano rispettivamente nei campi (25-0.35 0.04-0.08. Il coefficiente di consolidazione c_v è empreso tra 2.3 e $5 \times 10^{-7} \text{m}^2$). Il modulo elastico in condizioni non drer de E_u ror una tensione verticale di 25 kPa è stato valutato pari a 130-150 MPa

2. - SEDIMENTI DI RIEMPIMENTO DEI PALEOALVEI (U3)

Sono disponibli dati sul paleoalveo del Torrente Talone, interessato dalle indagini per le opere a mare della centrale di Montalto di Castro, e sul paleoalveo del Fiume Fiora, indagato con un car ta gio (CG006) eseguito a 10 km dalla costa (figg. 6 e 23).

Paleoalveo del Fiume Fiora

L'effettivo riempimento del paleoalveo si incontra ad una profondità di 1.4 m coperto da peliti della UG4 ($w_n = 75\%-90\%$) e da un sedimento grossolano in matrice argillosa, in accordo con il profilo sismico realizzato in corrispondenza del carotaggio. Si tratta di un limo debolmente argilloso di bassa plasticità con tracce di sabbia, avente c_u massima di 15 kPa a 2 m di profondità, a cui corrisponde un contenuto d'acqua del 35%.



Fig. 30: Profilo della resistenza non drenata nella UG1.
Paleoalveo del Torrente Tafone

L'ENEL (1994) ha identificato 2 terreni di riempimento: limi argillosi o sabbiosi (T2p) e sabbie limose talora ghiaiose (12) di riempimento dei paleoalvei.

T2p è il riempimento effettivo del paleoalveo. All'interno di T2p si trovano sacche di limi argillosi con intercalazioni sobiose probable riempimento di meandri abbandonati (T1p).

La composizione granulometrica del terrene T2p varia tra quella di un limo sabbioso a quella di un limo argillose, talvolta con frazione ghiaiosa. I livelli più grossolani ed eterogenei si trovare ane base (10-15 m dal fondo), mentre al tetto prevalgono le componenti più argillose e omogenee. L'indice di plasticità I_P del terreno T1p, più pelitico, è compreso tra n 30% ed il 65%, mentre nel terreno T2p si riduce al 25%- 45

In T1p il peso dell'unite a volur e γ è compreso tra 16.65 e 17.65 kN/m³ con un contenuto acqua W_n ari bile tra il 45% ed il 65 %. Nel più addensato T2p γ varia da 17.7 a 15.6 'N/m³ e w_n tra il 30% ed il 45%; ovvero, sempre compreso tra il li bite liquid ed il limite plastico. Entrambi i terreni presentano un sensibile et o di ovvero nsolidazione (OCR è pari a 4 per T1p e 8 per T2p).

In f.g. 31 è riportata la c_u misurata nei terreni T2p e T1p e quella determinata sul materiale del paleoalveo del F. Fiora.

Un teriale compionato nella parte sommitale del paleos veo del Frome Fiora può essere assimilato da un punto di vista geotecnico al rie mpimento T2p del paleoalveo del Torrente Tafone per plasticità contenuto d'acqua, e composizione granulometrica.

3.3. - SEDIMENTI ARGILLOSI ESTREMAMENTE SOFFICI (UG4)

I materiali della UG4 sono stati pre'vvat, su pi nenti, con carotaggi a gravità aventi penetrazione massima di 4 m abicazione in fig. 6 e fig. 23). I campioni sono molto simili; differenze nelle proprieta intrinseche e nello stato di addensamento sono legate alla distanta dall'origine del flusso sedimentario (foce tiberina) ed alla presenza di concrezioni. Il sedimento è un'argilla e limo di media plasticità e attività, con indice di plasticità I_P maggiore per il campione della lente più a nord di Civitavecchia (CG004) in conseguenza di una più abbondante frazione argillosa CF (CF=45%-60% per la lente più settentrionale, CG004, contro il 36-58% per i materiali del prodelta del Tevere, ed il 30-58% della lente a largo di Civitavecchia, campionata con il carotaggio U2000). La composizione mineralogica dell'argilla delle lenti (UG4) e del prodelta tiberino



è molto simile. Diversa è invece l'argilla pliocenica di Tarquinia (più cristallizzata, con montmorillonite e priva di clorite).

Fig. 31: Resistenza non drenata dei materiali di riempimento del paleoalveo del T.te Tafone.

I log di alcune caratteristiche geotecniche sono riportati nelle figure 32, 33. Lungo la verticale U2000 w_n varia tra il 50% e il 75%, decresce debolmente con la profondità, in accordo con le verticali del prodelta tiberino (TOMMASI *et alii*, 1998). Nel depocentro della lente settentrionale (CGU)4 e CG003) w_n è maggiore (70%-95%) e decresce vistosamente cor la profon tà. Nella zona più distale della stessa lente (CG005) w_n è più alto in supert cie (>100%), ma diminuisce assai più velocemente con la profondità (% a 1 + m di profondità).



Fig. 32: Log di alcune caratteristiche geotecniche del carol 3810 CG004.

Per le lenti più vicine alla costa (CG004, CG003 e lente a largo di Civitavecchia) il peso dell'unità di vilume γ vala tra 15.8 e 16.9 kN/m³ nei primi 3.5 m di profondità a cui corri ponde un adi e dei vuoti e₀ compreso tra 1.78 e 2.15. Per il materiale più distai (CG005) il valore di γ a 1.4 m è risultato pari a 16.0 kN/m³, a cui corrisponde un e di 1.69 a conferma della maggiore porosità. Nei campioni del prodelta tiberino e₀ varia tra 1.55 e 2.05 (i valori più alti si riferiscono al materiale estremamente superficiale).

La c_u , determinata con scissometro da laboratorio, è estremamente modesta in tutti i siti (da 1 a 6 kPa nei primi 3.5 m di sottofondo); tranne che nella parte più distale (CG005) dove raggiunge gli 8 kPa ad 1.5 m. Il maggiore gradiente di w_n e c_u con la profondità lungo la verticale CG005 è il risultato di diverse modalità deposizionali. La verticale CG005 è infatti localizzata in una zona più distale della lente settentrionale, dove i tassi di sedimentazione sono 3-4 volte inferiori; pertanto nel sedimento si è potuto verificare un fenomeno di *ageing* che si manifesta con valori di p'_c e c_u maggiori a quelli di un materiale normalmente consolidato.



Un contributo alla resistenza ed alla rigidezza vicne ionnito dalle concrezioni, come dimostrato dalle brusche variazion di c_v dalla più difficile per trazione dei carotieri nelle fasce pelitiche concrezionate.

Le caratteristiche di compressibilità sono piuttosto un formi (tabella 4). Il modulo edometrico E_{ed} è simile per tutti i campioni e piuttosto basso (< 1 MPa).

provino	Profondità	$e_v(m^2/s)$	C _{ae}	$C_{\alpha e}/C_{c}$	E _{ed} (kPa)
Lente Civitavecchia	1.05-2.7	4.7-6.6*10-8	0.01	0.030-0.035	279-463
CG004	1.25	6.6*10 ⁻⁸	0.01	0.031	194
Prodelta Tevere	0.5–4	2*10-8-4*10-9	0.01	0.02	-

Tabella 4. Coefficienti di consolidazione e modulo edometrico per i diversi campioni

VIII - OPERE DELL'UOMO (a cura di P. Paccara & M. Fabbri)

1. – AT IVITÀ STRATTIVA

Le materie plime utilizzate dall'uomo nell'area del Foglio Montalio di Casto comprendono sia depositi incoerenti sia materiali lapidei.

depositi incoerenti oggetto di estrazione sono e senz almente ghaie e stobie, prelevate da cave di prestito prossime alle aste fluviali. Gli impieghi spaziano dalla preparazione dei calcestruzzi alla produzione di materiale arido per rilevati.

Le principali aree di estrazione si concentra o nello piana fluviale del Fiume Fiora; qui sono presenti alcune cave che sfruttane i doposta alluvionali ghiaiosi.

Sempre lungo il Fiume Fiora sono state attive per lungo tempo le Cave del "Breccetello", nelle quali si estra va ghiaio c i depositi alluvionali del paleoFiora (Unità del Sanguinaro, Ple stocene n dio p.p.), costituiti per la quasi totalità da elementi vulcanici, come nomeno i lavici, scorie, pomici di varie dimensioni, e secondariamente da elementi calcareo-marnosi appartenenti sia ai Flysch della Tolfa sia alla Successione Toscana. Le stesse cave fornivano sabbie di varia granulometria, utilizzate come miscele per malte e intonaci.

Attività minori di estrazione di inerti si segnalano lungo la S.S. Aurelia tra Montalto di Castro ed il Torrente Arrone, dove sono ancora sfruttati i depositi alluvionali del paleoFiora, presenti a modesta profondità sotto ad una coltre di depositi limosi e sabbiosi di ambiente di laguna costiera ("Unità di Pian d'Arcione"). Per quanto concerne i materiali litoidi, è sfruttata la Tefrite di Castellaccio di Vulci, che viene principalmente utilizzata per pavimentazione stradale e per rivestimenti di pregio, secondariamente per la produzione di pietrisco stradale, di conglomerati a elevate caratteristiche di resistenze e du volezza e di blocchi per scogliera. Si tratta di una lava grigia microcri allina, conpatta, i cui siti di estrazione sono ubicati lungo il Fiume Fiora a norce di Montalte di Castro.

2. – URBANIZZAZIONE AREA COSTIERA

L'urbanizzazione dell'area contiere si è sviluppata per lo più nei pressi della cittadina di Montalto di Castro e nel si o centro satellite ubicato sulla costa (Montalto Marina), quest'n'uma cresciuta a partire dagli anni '60.

Negli ultimi due deconi l'e avità edilizia, costituita da nuovi insediamenti residenziali e turistici, si è espansa a partire dal piccolo nucleo abitativo presente sul litorale adiace de alla foce de F. Fiora, seguendo da vicino l'andamento della costa in direzione sud.

3. – GF ANDI OP ERE

Sicu mente le Centrale ENEL di Montalto di Castro è la naggi re ta le gran i opere realizzate nell'area. Negli anni '70 e '80 il sito prescelto per ospi ero la centrale nucleare fu oggetto di numerosi edi pprotonilla studi riguardanti la sicurezza del sito dal punto di visia geologico. Per questo in pianto furono eseguite numerose campagne di studio condaggi geognostici protondi, prospezioni geofisiche, analisi degli elementi neotettonici e rilevamenti geologico - strutturali anche delle a se contermini. Con l'abbandono del progetto nucleare l'ENEL ha riconvertito la arutura realizzata in una centrale policombustibile.

Per la costruzione del manufato e dei cer izi ad essa connessi si è modificata radicalmente la morfolog ca di una zona molto vasta, pari a circa 1 Kmq.

I terreni di scavo per l'alloggiamento della porzione interrata dell'edificio hanno creato, accanto al sito della centrale, una nuova collina costituita interamente dai riporti delle operazioni di scavo, sebbene oggi poco riconoscibile. Anche la grande quantità di elettrodotti che partono dalla Centrale stessa hanno contribuito ad una sostanziale modifica permanente dei luoghi e dei paesaggi circostanti.

L'altra grande opera da ricordare è la S.S. Aurelia, la quale negli anni '60 ha visto l'ampliamento della sede stradale e la costruzione delle attuali 4 corsie.

Questa arteria ha facilitato lo sviluppo delle attività lavorative e commerciali della zona, contribuendo ad un miglior collegamento di queste aree con il resto della fascia tirrenica dell'Italia centrale.

Permangono tuttavia zone interne caratterizzate da basen densità abitativa e da una rete stradale rada e poco capillare, specie ne le zone ru ali tra Montalto di Castro, Tuscania e Tarquinia. Qui le attività economiche sono ancora legate all'agricoltura di tipo intensivo, e alle attività zootecciche, ar che se in modo più limitato rispetto al passato. Per tali se tor economici la S.S. Aurelia e le principali strade di collegamento perso l'interno costituiscono assi viari obbligati verso i restanti centri abite i della provincia di Viterbo, della provincia di Roma verso sud (come ad es ni Porto di Civitavecchia) e con la confinante Maremma Toscana a nord.

ABSTRACT

(D. de Rita and A. Sposato)

The Montalto di Castro geological sheet comprises a coastal area in which both sedimentary and volcanic terrains occur, with ages ranging from the Upper Miocene to present.

Following a classical scheme, the mapping of the sheets has been conducted using a lithostratigrafic criterion. On the basis of this, the pre-Pliocenic terrains have been organized either in informal stratigaphic units or in Formations (if already officially established). The edimentary and volcanic Plio-Pleistocenic stratigraphic units, on the other hand have been organized in Unconformity Bounded Stratigraphic Units (SALVADO 1987a, 1987b) on the basis of the hierarchization of their boundary surfaces (superfici limite). This last decision was dictated from the observation that quaternary sedimentary terrains of the coast contain a relevant quantity of volcanoclastic material, in order to permit a correlation between coeval units independently of their genesis. This criterion also offers the advantage of not discriminating volcanic rocks from other coeval units. It has been hus decided to organize the quaternary units, both coastal and volcanic in the same framework of the Unconformity Bounded Stratigraphic Units. In this manner it has been possible to represent territory evolution in terms of equilibrium between sedimentary and erosional process s, mostly with relation the environmental variations on a regional scale such is, for xan ple, the sea-level custatic variations. Within this framework the different recognized volcanic units, while maintaining their original value, are considered not only as clusively related to the volcanic district to which they belong, but as depositional elements and thus constructive of the sed mentary environment in which they deposit.

Up to now, the geological cartography of l han olcane areas was mainly based on lithological and chemico-petrographic marping criteria. Such criteria have had the virtue of extending knowledge of the volcano in relation to the processes inherent to its magmatic system, but have relegated to the background all those processes of immediate or the redistribution of its primary products, in relation to the re-equilibrium of the odime tary conditions during and after an eruptive crisis. The masses of volcanoclastic sediments are mostly mapped in an undifferentiated manner without any relation to the eruptive and quiescent phases of the volcano, often without even correlating them to the processes within the contiguous sedimentary environment *sensu strictu*, thus without the possibility of representing the processes related to the moments of non-activity of the volcano and relative to the response given by the surrounding sedimentary environment on the arrival of the masses of volcanic sediments. The use of the Unconformity Bounded Stratigraphic Units, as suggested by the *Quaderni del Servizio Geologico Nazionale* (AAVV, 1992) has proved a very advantageous instrument for the lateral correlation between the sequences of coastal environment, those of transitional environment the volcano, and the volcano itself. It also permitted the correlation of the principal surfaces recognized with the discontinuity surfaces of the accretionary coastal wedge, located from the analysis of offshore seismic profile.

The coastal sedimentary and volcanic depositional episodes have been set into time intervals marked by wide-raging regional events in such a way that their boundary surfaces had, at least, a regional extension. The most obvious reference has been that of the sective variations, located from the analysis and hierarchization of erosion surfaces and paleosols. Within the ample time intervals (also determined with radion etric dating) units distinguished according to morphological and lithological criteria have been inserted, which however remain strictly correlated by their environmental significance. As an example, the inlant deposition for considerable thickness of volcanic sediments has to correspond, with such the temporal discrepancy, to whole coastal sediment thicknesses chara terised by a sudden increase in the volcanic component.

This correspondence has been achieved by analysing and correlating, vertical y and laterally, both the coastal stratigraphic sections and those relative to the evolution of an ample volcano-sedimentary basin (the 7 uscania basin) that developed in the north-eastern sector starting from the mi -Plioc ne, and which has recorded, during the accretion of the sequence all the depositional and eruptive episodes which have occurred. The different episodes recognized have been dated, either according to the presence of well-known and ready geochronologically-dated volcanic units, or on fossil fundings, or by establishing possible correlations between already-known surfaces in the coastal environment and evident analogous surfaces which occur in the basin sequence (after cataloguing them in hierarchical orde). The vertical and lateral correlation of the basin sedimentary sequence has also permitted to recognize a filling geometry that excludes the pr sence of large tectonic events during the eruptive phases that have occurred in coincidence with sedimentation. The sedimentary bodies, infact, tend to mig ate laterally, without the occurrence of large stackings, as would occur with subsidences. Furthermore, the thickness variations of the different phases recognized within the basin sequence, the possible correlation or non-correlation with coastal deposits and/or the corresponding thickness of the coeval coastal sedimentary bodies can tentatively be set against episodes of more or less intense erosion that, in their own account, correspond to climatic changes, in accordance both with can the geochronological datings, and with the isotopic stages correlations.

Because the mapping of the Montalto di Castro Sheet has been achieved conjointly to the adjacent Tarquinia Sheet, the accomplishment of such correspondence has been obtained by analysing and correlating, both in a vertical and lateral direction, the stratigraphic section also present in this sheet.

By so doing, it has been possible to organize the mapped units into 4 Super-Synthems (only 3 of which are present in this Sheet) whose boundary surfaces have wide regional extension and have ordent horphological relief. Such surfaces have been re-conducted to important phases of eustatic sea-level fall, the evidence of which lies not only within the morphology of the surface, but also in the lithological and facies characteristics of the stratigraphic successions above and below.

Within the older Super-S nthem, correspondent to periods in which sealevel oscillations are only partially evidenced from facies variations in an apparently continuous so timer ation, and where it is not always possible to follow the ground-level more ologic evidences of the internal erosion surfaces with continuity, it was decided to amit the subdivision to the Super-Synthem. Within these, only lith -subtigraphic units have been distinguished, whose vertical succession and la cral correlation, while not always well-defined, permits the contification of a more or less homogeneous sequence of events.

As a example the Spalla della Ciuffa Super-Synthem is bounded at the top by a transgressive marine surface over the continental Messinia deposits. The successive Super Synthem (Acquatraversa) has basal surfaces ower out ary surfaces, or caselaps se in discordanza) related to important sease vel variations (which have occurred in the Mid-Upper Pliocene and in the Lower Plastocene) tostified by transgressive facies over the pelagic diposits of the underlying Super-Syntems.

Lastly, the basal surface of the Aurelio-Pontino Super Synthem, represents the continentalization, close to the present o.e, of the examined area. This Super-Synthem, more recent, and comprehensible of stratgraphic units which follow each other in continuity, and be need at the base by evident and relatable surfaces, has been subdivided into Synthems, the beindaries of which have been related to high frequency sea-level os illations of the Mid-Upper Pleistocene. In fact, in all the analysed cases, it has open possible to note that the boundary surfaces, characterised by evident morphological features, could be correlated to high frequency sea-level oscillations according to age relation, either on a geochronological basis, or on the attributable age on a faunal assemblage basis.

Marine areas

As far as the marine areas are concerned, the Montalto di Castro geological sheet offers a (at present) unique opportunity to apply tratigraphic criteria based on Unconformity Bounded Units to Up er Pleisto ene deposits, so allowing a direct correlation of the latter with the units on lan.

In fact, it has a very specific structural string with Liguride complex thrusts NE-verging overlaid by *sin-rift* sequences in structural lows and then by a Plio-Pleistocene progradation of the continental margin. The presence of a structural constrain represented by the thrusts offshore the Monti della Tolfa coast caused a relative uplift to the south/s loside ce to the north in the Civitavecchia-Argentario coast span, with a tilt of the margin overimposed to the subsidence increasing from the coast lowards the shelf break. Because of such peculiar setting, it has been possible to correlate a key stratigraphic horizon detected on a well log on the coast (and dated at isotopic stage 22) with a seismic reflector on the shelf offshore Montalto di Castro, so doing a reference basetime for the Upper Pleistocen; sequences making up the more recent and shallower part of the continental margin. Above that reflector two major unconformities truncating each other are present, overlaid by several correlative conformities, highlighted by gulies features owing to phases of hyperpychal flows acting on continental slope during sea level lowstands. Everything is finally truncated by the cross nal unconformity created during last glacial period ser level lows and (20- 3,000 years BP) and reworked during following see level ise (18- ,000 years BP)

By comparing the oxygen isotope curve (considered a reliable proxy of sea level changes) with the above described seismic strater phy, a correlation as been made between sea level lowstand and sequence boundary (i.e. erosional unconformities or correlative conformities). The proposed cronostratigraphy has been proved by nannoplancton analysis performed on morphological highs on the shelf a few miles to the south of Montalto di Castro Sheet.

The achievement of a good cr nostratigr ph. framework on the shelf, allowed a correlation between marine and subactial units, absolutely impossible via facies analysis or physical continuity of the deposits.

In fact in Quaternary time high-frequency, high-amplitude sea level changes, created a situation where forced regression and lowstand deposits are present on the outer shelf and upper slope, whilst highstand deposits are present on the coast as coastal terraces in the interfluviatile areas. Transgressive deposits are usually not preserved as they are eroded during lowstand by emersion and exposure of the shelf and by ravinement during sea level rise.

As far as the recent most unit is concerned, the "postglacial depositional sequence", it lies over the erosional unconformity created by last sea level

lowstand and reach maximum thickness of little more than 10 m. It is composed by rather different sediment, that gives to the seafloor different geomechanical characters.

Offshore hemipelagic shelf mud is present. It origine as from Tiber River rather than by the rivers debouching in the area as indicated by the distribution of the shelf mud deposit, increasing towards the bouth and becreasing to zero toward the coast. Actually the deposition of the mud oppears to be controlled by the interaction of the coastal (geostrophic) corrent flowing to the north and the structure of the coast, namely C. Linar headlan

More towards the coast transgressive sandy hu ral wedges as thick as 18 m are present at about -60 and -30 n; u v are partially reworked by wave action on present or sub-present environment. Therefore on the seafloor a complex mix of sandy to muddy sediments are present, giving rise to the "palimpsest" depositional system. Coal ward extended meadows of *Posidonia oceanica* (an endemic Mediterranean species of minime plant) are present roughly between -30 and -15m. The coast is characterized by sandy beaches.

Below beach s, me dows and palimpsest sediment, a number of incised valleys created d ring sea le el lowstand are present, filled during following sea level rise b organic rich thad and fluvial-lacustrine sand.



LEGEND of the 'MONTALTO DI CASTRO' 353 Geological Sheet

Anthropical deposits (**h**). Holocene

Beach (\mathbf{g}_2) and dune (\mathbf{d}_1) deposits. Alluvial, colluvial and coastal plain deposits: conglomerates, gravels, sands, limy-sands and clays, locally with organic matter (\mathbf{b}) .

Holocene

AURELIO-PONTINO SU ERSYNTHE Y

FIUME MARTA SYNTH

Casale Palombi (Unit (11B)

Sands, coarse grovels constituted by volcanic, quartzitic and marly-calcareous, pebbles with high evolutionary grade (cfr. *Complesso continentale di Casale Palomb ni* p.p. and *Complesso marino e continentale Superiore* p.p. AMBR(SETTI *et a i*, 1981). They occur at altitudes between 3 c id 55 m a.s.l., unconfermably, with local linear erosion shapes, above the sediments a criticale in the Casal S. Martino Unit and the Pian d'Arcione Unit. Upror Pleistocene p.p.

Valle del Gatto Unit (ALL)

Lines, sands and gravels, locally cemented, with dominal by volcanic elements, with rare diatomitic levels that usually form isclated strips embanded in present valleys. The maximum outcrop thickness is circ. 15 .n. Some fluvial sediment strips are terraced (Fiora Valley).

Upper Pleistocene p.p.

Casale S. Martino Unit (MTN)

Sands, locally cemented and with coarse intercalations, principally constituted by volcanic origin material and subordinately quartzitic and calcareous material (cfr. *Gruppo di Pian di Spille* p.p., BOSI *et alii*, 1990). They occur in a discontinuous manner and not above the 25 m a.s.l quote. Transgressive above the Pian d'Arcione Unit. The Malacofauna is abundant (*Glycimeris* sp., *Donax* sp., *Strombus bubonius, Conus* sp.). The occurrence of *Strombus bubonius* permits to attribute the Unit to the Tyrrenian (125 ky) (PALIERI & SPOSATO, 1988).

Upper Pleistocene p.p.

FIUME FIORA SYNTHEM

Pian d'Arcione Unit (PCN)

Limes and sandy limes of brackish lagoon environment r h in oligotypical fauna (*Cerastoderma Lamarcki, Cyprides toosa*) a d local y continental, with vegetal remains and pulmonate gastropoc intercalated to re-worked and primary volcanic deposits ascribable to the Groundi Castro Formation (cfr. *Tufo giallo Litoide* ALBERTI *et alii*, 197 Grotte di Costro Formation, VEZZOLI *et alii*, 1987; Age 166/190 ky NICOLET L *et alii*, 1981; METZELTIN & VEZZOLI, 1983). (**PCN**). Sandy clays, ands and gravels with volcanic elements rich in marine malacofauna (*Gh cimeris insubricus* and *Ostrea (Ostrea) edulis*) (**PCN**₀).

The succession of marine, brackis' and continental deposits occurs up to altitudes close to 4 m a.s.l. (c. *Membro di Pian d'Arcione*, BOSI *et alii*, 1990). Middle Pleistoce e p.p.

Sanguinaro Unit (CUN)

Gravels sandy ravels and sands with volcanic elements containing ashy pedogenized level (cfr. *Membro del Sanguinaro*, BOSI *et alii*, 1–90). Occurs at the base and towords the top of the Pian d'Arcione Unit when it is in petial neter tropy. Contains continental fauna and mammals (*Elepha. antiquus Bos princenius, Stephanorhinus* sp.) referable to the Upper Caleron-Actoria. Nuddle Pleistocene p.p.

Castel di Ghezzo Unit (CGZ)

Sands and conglomerates with volcanic and colcar cous-marly elements; limes and sandy-limes in fluvial, marshy and colluvial facios; n contains, intercalated, strombolian fall deposits.

Middle Pleistocene p.p.

BARCA DI PARMA SYNTHEM

Tefrite di Castellaccio di Vulci (LPN)

Grey lava flow of the Vulsino District, micro-crystalline, very compact. Contains plagioclase phenocrysts, pyroxene and rare sanidine. The chemism is tephritic-phonolitic (cfr. *Lave di Vulci*, METZELTIN & VEZZOLI, 1993); (Age younger than 270 ky; FABBRI *et alii*, 1987).

Middle Pleistocene p.p.

Lestra dell'Ospedale Unit (LOS)

Limes, sandy limes and sands containing volcanic elements of coastal and continental environment (cfr. *Membro Fosso Due Ponti* p.p., BOSI *et alii*, 1990) (**LOS**). Sands containing volcanic elements, clinostramed rich in marine fauna (cfr. *Membro di Lestra dell'Ospedale*, BOSI *et alii*, 1990) (**LOS**_g). The succession of the marine, brackish and continenta deposits occurs up to quasi 45 m a.s.l.; Westerly of the Fiora Valley inis un outcrops below the Pian d'Arcione Unit.

Mid. Pleistocene p.p.

Roccarespampani Unit (RSP)

Sands and limes with volcar c elements in colluvial facies; intercalations of pumice levels referable to the Latera activity, both in primary deposition and reworked.

Middle Pleistocene p n

TORRENTE B' EDANO S 'N'I HEM

Breccetel' Unit (CL)

Evolve polygen c gravels in fluvial facies dominantly constituted of marlycalcare us eleme ts of the *Successione Toscana* and rare' of volcanic element, in a sondy-limy matrix. It sporadically occurs in rips c limited extension and for the low volcanic material content it is attributed to a pre-lous cycle to the one represented by the Lestra dell'Ospedal On. (cfr. *Memoro del L'eccetello*, BOSI *et alii*, 1990).

Middle Pleistocene p.p.

ACQUATRAVERSA SUPERSYNTHEM

Mandria Polidori Unit (PLD)

Siliceous sands, gravels and congloi erates will dominant quartzitic elements with rare marine-environment clay interealations. Locally the uppermost sandy section is deeply pedogenized (cfr. *Sabbie e Ghiaie Silicee di Mandria Polidori*, AMBROSETTI *et alii*, 1981). In the eastern area they pass into conglomerates in continantal facies with calcareous and marly-calcareous elements from the *Successione Toscana*, with subordinate quarztitic elements (Cfr. *Insieme di Campomorto*, BOSI *et alii*, 1990). Calcareous nanoplancton biozone MNN 19b. Lower Pleistocene p.p.

Arrone Unit (ATA)

Clays and sandy-clays with malacofauna (*Glycimeris* sp., *Clamis* sp. and Ostrea sp.) covered by fossiliferous calcarenites and conglomerates (cfr. Argille di Fontanile Secco, AMBROSETTI et alii, 1981 e Insieme dell'Arrone, Bosi et alii, 1990) in probable heterotropy with the Mandria Policori Unit. Occurs in strips along fluvial valleys in the vicinities of Mon alto di astro. Calcareous nanoplancton biozones MNN 19b MNN 19d. Lower Pleistocene p.p.

SPALLE DELLA CIUFFA SUPFR SYNTHEM

Fosso San Savino Unit (SBM)

Grey clays and limy and sondy-clays with intercalations of conglomerates with evolved marly-calcareous elements, in abundant sandy matrix, belonging to the marly-calcareous succession of $t^* \in Flysch$ della Tolfa and Pietraforte arenaceous, with aimensions variable between a few cm and 60-80 cm in diameter. The semientary of vironment is circa-littoral marine.

Uvigerina rutila biozone COLALONGO & SARTORI, 1979; SPROVIERI & HASEGAW, 1990; *Coborotalia margaritae* biozone (IACCARINO & SALVA ORINI, 1 82); Calcareous nanofossil biozones MNN12, MNN13 and MNN1 -15.

Lower Pliocene p. p.

CESSOSO-SOLFIFERA FORMATION (GES)

Clays and sandy clays, locally with chalk crystals (GES), with intercalation of conglomerates at times with reddish matrix and viable ementation grade constituted by heterometric calcareous and arena eous clasts, from a few cm to some dm in diameter (GES_a). Alabast the chalks in layers ranging from 50 cm to over a metre with thin grey clay let els intercalate (GES_b);

Transitional environment Messinian

HOLOCENE DEPOSITIONAL SYSTEMS

LITTORAL SANDS. Coarse to medium and fine sand; mud sand at Fiora, Arrone and Marta rivers mouths. More frequent mineral consuments are quartz and feldspars; also frequent are carbonate skeletal and hell fragments. Less frequent are Fe-Mg minerals and volcanic lithic fragments.

"PALINSESTI" SEDIMENTS. Pelite (20-90%) sand due to biological (benthic organisms) and/or physical (waves) t working of older sediments laid down when sea level was lower. Skeletal and shell fragments, always present, may become the most frequent constituents closer to the posidonia meadows or where sediment is cemented by organism and/or organic activity. Thickness of the deposit may change from place to place but generally it is less than 2 m.

SEAGRASS MEADOW Sea class is nainly *Posidonia oceanica* which grows preferentially on sond or on "in the in a shore zone stretching from 8 to 30 m in depth. Meadow ensity changes from place to place and it is very low west the Fiora River mout

SHELF PELITE. Pelite is mainly muddy at the internal shelf whereas clay compo ent is more abundant at the external one. These sediments are draping and their transition to the "palinsesti" deposits is gradual and etheropic.

BUT TO PALEO-RIVER CHANNELS. Paleo-channels are buried by in estiment sometimes containing vegetable remains and dep sited in a fluvial-marsh environment during the transgressive eustatic phase Seliment grain-size is heterogeneous and sand-gravel lenses may be interbedded. Paleo-channels have been evidenced through high-frequency seismic surveys. The filling sediment is truncated at the top by an evident erosion surface and covered by "palinsesti" sediments inshore and by shelf pelite of Isnore

- AA.VV (1992) Carta Geologica d'Italia 1:50.000 *Guida al rilevamento*. SGN, Quaderni serie III, Vol 1. Istituto Poligrafico e Z ecca del. Stato – Roma.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (19 0) Apernine ophiolites: a peculiar oceanic crust. Ofioliti, Special V sue in Tethyar Ophiolites, 1: 59-96.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) *The Eugeosy. clinal sequences*. Sedim. Geol. 4: 251-340.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) Le unità torbidiuche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continen ali della Tetide. Mem. Soc. Geol. It., 24: 115-126.
- AGIP (1977) Temperat e sott ranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca e u pr duzion di idrocarburi in Italia. Ed. ENI, 1-1390, Milano.
- AIELLO E., BAR OLINI C. GAL ANI G., ROSSI S. & VALERI G., CERTINI L., CLERICI C., LENAZ R. ()78) – Studio della piattaforma continentale mediotirrenica per 'a ricerce' delle sabbie metallifere: 1) da Capo Linaro a Monte Ar entario. Bon. Soc. Geol. It., 97: 495-525.
- ALBER 1 A., BER NI M., BONO G. L., NAPPI G. & SALVATI L (1970) Note il. strative d lla carta geologica d'Italia alla scala 1:100. 00. Fo. 136 Tusc mia - oglio 142 Civitavecchia. Serv. Geol. d'Italia.
- AMA 10 A., ALESSANDRINI B., CIMINI G., FREPOLI A. & VAC 1 G. (193) -Active and remanant subducted slabs beneath Itey: evidence from seismic tomography and seismicity. Annali di Geofisica, X XVV 201-214.
- AM. ROSETTI P., BARTOLINI C. & BOSI C. (1981) L coluzione geologica e morfologica quaternaria dell'area adiacene in bassa ville del fiume Fiora (VT). Geogr. Fis. e Dinam. Quat., 4: 104-134, 35 †
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) Active tectorics of the Adriatic region. Geoph. J. R. Astr. Soc., 91: 937-97.
- ANGELUCCI A., BORELLI G.B., BUR AGATO F., TORTORA P. (1979) Risultati preliminari delle indagini "place s" nel t itto di piattaforma continentale compreso tra Torre Valdaliga e il recontorio dell'Argentario. Atti Conv. Scient. Naz. P. F. Oceanografia e Fondi Marini, 669-681.
- ANTONIOLI F. E FERRANTI L. (1996) La risalita del livello del mare Tirreno nel corso dell'Olocene. Cinquanta anni di ricerche. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 93-99.
- ARDIZZONE G.D., BELLUSCIO A. (1996)- Le praterie di Posidonia oceanica delle coste laziali In: Biologia e Benthos. "Il mare del Lazio", 194-217, Tipografia Borgia, Roma.

- AURISICCHIO C., NAPPI G., RENZULLI A. & SANTI P. (1992) Mineral chemistry, glass composition and magma fractionation of the welded ignimbrite in the "Civitella d'Agliano Formation", Vulsini Volcanic District (Italy). Min. et Petrog. Acta, 35: 157-182.
- BALDI P., DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A. & CALAMAI . (1974) Studio geologico del substrato della copertura vu¹can ca laziale i ella zona dei laghi di Bolsena, Vico e Bracciano. Mem. Soc. Geol. 1 13: 57 -606.
- BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FOR ELISI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI M. A., SBRANA A., VERNIA L. & VILLA I. M., (1994) - *Plio-Pleistocene geological evolution of the geomermal area of Tuscany and Latium.* Mem. Descr. Carta Ceol. 'Italia, **49**: 77-134.
- BARCHI M., DE FEYTER A., M. GNANI M. Y., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA M. (1998) - Extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy): Evidences from the CROP03 acep seionic relection line. Mem. Soc. Geol. It., 52: 557-578.
- BARTOLE R. (1964) Tecienic structure of the Latian-Campanian shelf (Tyrrheniar Sea). Poli. Ocean. Teor. ed Appl., II, 3, 197-230.
- BARTOLE R. (19 0) Caro eri sismostratigrafici, strutturali e paleogeografici della puttafor a conunentale tosco-laziale; suoi rapporti con l'Appennino se entriona. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 599-622.
- BARTO E, R. (199) The North Tyrrhenian-Northern Apennines post-collisional system: constrain for a geodynamic model. Terra Nova, 7:7-0.
- BAR DLE K., IORELLI R., MATTEI G., PEIS D., & BRANCOLINI G. (991) A setto stratigrafico strutturale del Tirreno settentrionale sta o dell'arte. Studi Geolologici Camerti, Vol. sp. 1991/1, CROP 03, 1 5-140
- B. PTOLINI C., BERNABINI M., BURRAGATO F., MAINO A (1986) Rilievi per "placers" sulla piattaforma continentale del Tirreno centro-settentrionale. C.N.R.: Prog. Fin. Oceanografia e Fondi Ma. i - So toprogetto Risorse Minerarie, 97-117.
- BARTOLINI C. & BOSI C (1983) The yrmenian ansgression in the Tarquinia area (northern Latium, Italy). Ge gr. e Fis. Din. n. Quat., 6: 131-136.
- BARTOLINI C., BOSI C., BELLUOMIN G. & D LITALA L. (1984) Isoleucine epimerization as a tool for dating for the Latium a raised beaches. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 485-490.
- BELKNAP D. F. E KRAFT J. C. (1981) Preservation potential of transgressive costal lithosomes on the U. S. Atlantic Shelf. Marine Geology, 42: 429-442.
- BELLOTTI P., CHIOCCI F. L., MILLI S., TORTORA P. & VALERI P. (1994) Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: integration of highresolution seismics, well logs, and archeological data. J. Sed. Res., B64, 3: 416-432.

- BELLUOMINI G., MANFRA L. & PROPOSITO A (1993) Una recente aminocronologia dei depositi marini pleistocenici dell'area di Montalto di Castro e Tarquinia (Viterbo). Il Quaternario, 6 (2): 241-248.
- BERGGREN W. A., HILGEN F. J., LANGEREIS C. G., KFY T.D. OBRADOVICH J. D., RAFFI I., RAYMO M. & SHACKLETON N. J. (1995a) – Late Veogene (Pliocene-Pleistocene) chronology: new perspectives in high resolution stratigraphy. Geol. Soc. Am. Bull., **107**: 1272-1287.
- BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISCHEF C. C. III & AOBRY M. P. (1995b) A revised Cenozoic geochronology and chronestratigraphy. In Geochronology Time Scales and Global Stratignohic Correlation, SEPM Spec. Publ. 54: 129-211.
- BERTINI G., CAMELI G. M., COSTANTINI A. DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A., DI FILIPPO M., ELTER F. A., DINI I., LIOT A D., PANDELLI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - S. vitture geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana me dionale), stato attuale delle conoscenze e problematich. Studi Geologic Camerti, 1: 155-178.
- BERTINI M., D'A 11CO C, L FRIU M., GIROTTI O., TAVAGLINI S. & VERNIA L. (1971) - No illustrativ della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fog¹⁰ 127 Vue bo Serv. Geol. d'Italia, 109 pp.
- BETTEL I G. (19 0) Le unità tettoniche del complesso ligure nell'area tra il F 4lbegna e F. Fiora (Toscana meridionale). Mem. Soc. G ol. It., 21. 157-16
- BET CLLI G. (1985) Geologia delle alte valli dei fiumi Albegna e Fiora (To cana meridionale). Geologica Romana, 24: 147-188.
- E ETTELLI G., BONAZZI U. & FAZZINI P. (1978) Il "complesso di Canetolo" nella Toscana meridionale. Atti Soc. Nat. e Mat. di Moderna 109: 77-118.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & FAZZINI P. (1980) Il comp¹esso alloctono ligure nella Toscana meridionale. Mem. Soc. Geo. It., 21: 163-158.
- BETTELLI G., FAZZINI P. & GELMINI R. (1980) *Voluzione strutturale della Toscana meridionale*. Mem. Soc. Cool. It., **21**: 137-141.
- BIGI G., CASTELLARIN R., CATALANO .., COLI M C SENTINO D., DAL PIAZ G.V., LENTINI F., PAROTTO M., PATAC A E., PRA URLON A., SALVINI F., SARTORI E., SCANDONE P. & VAI G. B. (19c) - Sv netic structural-kinematic map of Italy - Scale1: 2.000.000. Progetto FinanzzatoGeodinamica - C.N.R., Roma.
- BONADONNA F. P. (1967) Studi sul Pleistocene del Lazio. III: Linee di costa lungo il litorale di Tarquinia (Lazio settentrionale). Geologica Romana, 6: 121-131.
- BONAZZI U., FAZZINI P. & GASPERI G. (1992) Note alla carta geologica del bacino del fiume Albegna. Boll. Soc. Geol. It., 111: 341-354.

- BORELLI G.B., BURRAGATO F. & TORTORA P. (1986) Caratteristiche morfologiche, stratigrafiche e sedimentologiche della piattaforma continentale interna tra Monte Argentario e S. Agostino. Mem. Soc. Geol. It. 33: 121-137.
- BOSI C., PALIERI L., SPOSATO A (1990) Guida al escursione sui terrazzi e linee di costa del litorale del Lazio settentrionale. Es grafica, Roma.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L. M., LA ZAROT O A., M ZZANTI R., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G., AN RELLI F. & TERZUOLI A. (1998) -Neogene-Quaternary sedimentar evolution in the western side of the Northern Apennines. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 3-525.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZ AROL TO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & CANDRELLI T (1993) - Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del N autoctono Toscano. Mem. Soc. Geol. It., 49: 17-98.
- BOULLIN J. P., POUPEAU & S. BIL N., (1994) Etude thermo-chronologique de la denudation du pluto. au Mor e Capanne (Ile d'Elbe, Italie) par lestraces de fission. Bu l. Soc. Géol. France, **165**: 19-25.
- BRONDI A., FERI STTI O. N. CHEITI J.& SIRCANA S. (1971) Studio delle sabbie del litorale osco-lazia .Composizione mineralogica generale-distribuzione di U. T. nelle abbie ai Nettuno. Rend. Soc. It. Min. Petr., 27: 49-82.
- BRUNE C., MON 'P., JOLIVET L. & CADET J.P. (2000) Migration of empression a d extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40Ar/39A ages or micas alog a tran 2ct from Corsica to Tuscany. Tectonophysics, **3** 1: 127–155
- C.N.R. Auton vari (1985) Atlante delle spiagge italiane Dinamis o Tendenza evolutiva – Opere umane. Progetto Finaliz ato Conservatione del Suolo" – Sottoprogetto "Dinamica dei Litorali". S LLCA Firenze.
- C. HUZAC B. & POIGNANT A. (1997) Essai de bio2010 ion dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. Bull. Soc. géol. France, **168** (2) : 155-169.
- CAPELLI G. & MAZZA R. (1994) Lineamenti i, ror cologici dei terrazzi marini pleistocenici del Lazio settentrione¹ c. Kisultati ella campagna di rilevamento 1991-1992. Geologica Romana, ²): 589-600
- CAPUTO C., LUPIA PALMIERI E. & PU LIESE F. (981) Variazioni della linea di riva tra Ansedonia e Capo Linare (Civit vecchia). Riv. Geogr. It., 87 (2): 221-242.
- CARBONI M. G., PALAGI I., PALIERI L., RAFFI I. & SPOSATO A. (1994) Dati preliminari sull'evoluzione geologica della fascia costiera tirrenica del Lazio settentrionale durante il Pliocene. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 49: 177-188.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D.
 & MECCHERI M. (1994) Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). Tectonophysics, 238: 295-315.

- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA Scala 1:100 000. Foglio N°136 "Tuscania". Serv. Geol. d'Italia, 1969, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA Scala 1:100 000. Foglio N°137 "Viterbo". Serv. Geol. d'Italia, 1970, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA Scala 1:100 000. Loglio N°1-2 "Civitavecchia". Serv. Geol. d'Italia, 1969, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA Scala 1:100 000. Fogl o N°143 "Bracciano". Serv. Geol. d'Italia, 1971, Roma.
- CASSANO E. FICHERA R. & ARISI ROTA T. (1986) Rilievo aeromagnetico d'Italia. Alcuni risultati interpretativi. apporto AGI presentato al 5° Convegno C.N.R. GNGTS, Roma, 17-1° novembre 1986, 20 pp.
- CHAPPEL J. E SHACKLETON N. J. (1986) Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324: 137-140.
- CHIOCCI F. L. (1991) Evider e di un basculamento alto-pleistocenico della piattaforma continenta del I zio centro-settentrionale. Studi Geologici Camerti, **91**/2 p.271-281.
- CHIOCCI F.L. (994) Lefinizione dell'assetto tettonico generale e delle dislocazioni presenti ne la piattaforma continentale tra l'Argentario e Capo Ling , l'attivagli i uni 800.000 anni. Rapporto per ENEL DCO.
- CHIOCC F.L. (20 9) Depositional response to Quaternary fourth-order sea-level fi ctuations n the Latium margin (Tyrrhenian Sea, Ital . Sedimentary Reponses to Forced Regressions, **172**, 271-289.
- CHIC CCI F.L., LRCILLA G. & TORRES J. (1997) Middle-Late Presstocene s atal architecture of Western Mediterranean Margin as t'e result of the sack-ing of lowstand deposits. Sedimentary Geology, **112**: 1/5-217
- C LOCCI F.L. & LA MONICA G.B. (1991) Dinamich d posizionali recenti e attuali nella sedimentazione di piattaforma ricostruite attraverso prospezioni di sismica monocanale ad alta risoluzione. 10 Conv. Cauppo Naz. Geofis. Terra Solida, 1: 545-548.
- CHIOCCI F.L. & LA MONICA G.B. (1996) A. alisi sismostratigrafiva della piattaforma continentale In:Sisr ostratigrafia, Iorfologia e sedimentologia dei fondali. "Il mare del Lazio", 40-61, Tipogafia Borgia, Roma.
- CHIOCCI F.L. & LA MONICA G.B. (199) Ind: Iduazione e caratterizzazione dei depositi sabbiosi presenti sulla Piattaforma Continentale della Regione Lazio e valutazione di un loro utilizzo ai fini del ripascimento dei litorali in erosione. Convenzione: Università degli Studi di Roma "La Sapienza" Dipartimento Scienze della Terra – Regione Lazio Assessorato Opere e Reti di Servizi e Mobilità. Rapporto finale della prima fase pp. 100.

- CHIOCCI F.L. & MILLI S. (1994) Middle-Upper Pleistocene high-resolution sequence stratigraphy of the Latium continental margin. Tentative integration of outcrop (inland) and high-resolution seismic (marine) data. Poster a invito in: "Second High-Resolution Sequence Stratic approx Conference". Tremp (Spagna), p.27-28.
- CHIOCCI F.L. & MILLI S. (1995) Construction of a cronostro igraphic diagram for a high-frequency sequence: the 20 1/y b.p. to preser Tiber Depositional Sequence. Il Quaternario, 8: 2, 339-34 5.
- CHIOCCI F.L. & NORMARK W.R. (1997) Effec. of sea-level variation on upperslope depositional processes of shore of Tibe. delta, Tyrrhenian Sea, Italy. Marine Geology, **104**: 109-1/2.
- CIONI R., LAURENZI M. A., SURANA A. & VILLA I. M., (1989) Geochronology and stratigraphy of bc al pyroclastites of the Vulsini volcanic district. Plinius 1: 75-76.
- CIVITELLI G. & CORDA L. (1) 2) Nu vi dati sulla Pietraforte: sue caratteristiche e rapporti con i flysch ca car i dell'area tolfetana. Geologica Romana, 21: 191-216.
- COLALONGO M. 1 & SARTO 1 S. (1979) Schema biostratigrafico per il Pliocene ed il justi Pictocer in Italia. Nuovi contr. realizz. Carta Neotett. d'It. 251: 64 5-654.
- COLAN ONI P., FA BBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (1984) Penoramico sulla geologia dei nari italiani. Acqua-Aria, 8: 803-820.
- CON TO V. & DAI PRA G. (1980)-Livelli marini pleistocenici e cotettonic, fra Civitavecchia e Tarquinia (Italia centrale). Geologica Romana, 19:131-194, 2ff; 3 tab.
- L GOSTINO N., CHAMOT-ROOKE N., FUNICIELLO R., JO WAT L. & SPERANZA F. (1998) The role of pre-existing thrust faults & topography on the styles of extension in the Gran Sasso range (Central Italy) Tecton physics, **292**: 229-254.
- DAI PRA G. (1978) Le linee di cost urreniane del litorale laziale dal fiume Tevere a Tarquinia. Geol. Appl. Idrogeol. 13. -10.
- DANIEL J.M. & JOLIVET L. (1995) Letachment faults and pluton emplacement: Elba Island (Tyrrhenian Sea). Bull. Soc. Geol. France, 4: 341-354.
- DANIEL J. M., JOLIVET L., GOFFÉ B. & POINSSOT C. (1996) Crustal-scale strain partitionning: footwall deformation below the Alpine Corsica Oligo-Miocene detachement. J. Struct. Geol., 18: 41-59.
- DE BOSNIASKI S. (1881) *L'età geologica dei Monti della Tolfa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **3** Pisa.
- DE RITA D., BERTAGNINI A., FACCENNA C., LANDI P., ROSA C., ZARLENGA F. DI FILIPPO M. & CARBONI M.G. (1997) - *Evoluzione geopetrografica-strutturale dell'area tolfetana*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 146-175.

- DE STEFANI C. (1881) Schiarimenti sopra alcuni terreni intorno a Civitavecchia. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **2**.
- DE STEFANI C. (1887) Il piano pontico nei Monti della Tolfa. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **5**.
- DECANDIA F.A, LAZZAROTTO A., LIOTTA D., CERNC 3ORI L. & VICOLICH R. (1998) - The CROP03 traverse: insights on post-col isional evolution of Northern Italian penibsula. Mem. Soc. Geol. It., 5. 427-4. 9
- DELLA VEDOVA B., MARSON I., PANZA C. 1 & SUHADOLC P. (1991) Upper mantle properties of the Tuscan-T rrhenian. crea: a framework for its recent tectonic evolution. Tectonophys. s, **195**: 311-3 3.
- DEVOTO G.& LOMBARDI G (1977) 1° formazioni sedimentarie ed eruttive del settore tolfetano-cerite-re inziate (Le io nord-occidentale).; Boll. Acc. Naz. Lincei; 227: 3-35.
- DOGLIONI C. (1991) A proposed of kinematic modelling for W-dipping subduction – Possible applications the Transmission Appennines systems. Terra Nova, **3**: 423-434.
- DURAN DELGA M. (1984 Principaux trait de la Corse alpine et correlationavec les Alpes lig re., Mem. oc. Geol. It., 28: 285-329.
- DUVAL P. CRAME, C. Val P. R. (1992) –*Types and Hyerachy of Stratigraphic C cles (abs)*. International Symposium on Sequence Stratigraphy of European E sins, Dijor P. 44-45.
- ELTER I M. & PANDELI E. (1990) Alpine and Hercynian oroge ic phases u the baseman rocks of the Northern Apennines (Larderello gothermal ield, southern Tuscany, Italy). Eclog. Geol. Helv., 83: 241–264.
- LITER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to P. esc.) evolution of North Apennines. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**: 3-18
- ENEL (1993) Rilievo sismico a riflessione a mare con metodo sparker nella zona di Pian del Gangani (Montalto nord).
- ENEL (1994a) Opere marittime del te nunule GN. Progetto di massima.
- ENEL (1994b) Impianto policor bustibile di Iontalto di Castro. Opere marittime del terminale GNL, Reazione ger rale.
- EVANGELISTA S., FULL W.E. & TORTOR P. (1996) Provenance and dispersion of fluvial, beach and shelf sands in the bassa maremma coastal system (Central Italy): an integrated approach using fourier shape analysis, grain size and seismic data. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 195-217.
- FABBRI M., FUNICIELLO R., GIULIANI O., ODDONE M. & VILLA I. M. (1987) -Vulsini ovest: un riesame cronologico e tettonico. Rend. Soc. It. Min. Petr., 42: 182-183.
- FACCENNA C., MATTEI M., FUNICIELLO R. & JOLIVET L. (1997) Styles of backarc extension in the Central Mediterranean. Terra Nova, 9: 126-130.

- FAZZINI P. & GARDIN S. (1994) Ipotesi sull'evoluzione paleogeografica delle Liguridi esterne nella Toscana meridionale. 76° Congresso Nazionale Soc. Geol. It., Riassunti: 73-75.
- FAZZINI P., GELMINI R., MANTOVANI M. P. & PELLEGRIN, M. (1972) Geologia dei Monti della Tolfa (Lazio settentrionale; province a Viterbo e Roma). Mem. Soc. Geol. It., 11: 65-144.
- FIORINI R. (1992) Sismostratigrafia dei leposili recenti di piattaforma tra Civitavecchia e l'Argentario. Tesi d' La rea inedita in Scienze Geologiche, Università "La Sapienza", Roma, 172.
- FISHER W. L. & MC GOWAN J. H. 967) Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their clatic ship to occurrence of oil and gas. Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, 17: 213-248.
- FREGNI P., GASPERI G. & GELMINI R. (1933) Il Messiniano tra la Toscana meridionale e il Lazio sette prionale. Mem. Soc. Geol. It., 25: 141-144.
- FREPOLI A & AMATO A. (1971 Con emporaneous extension and compression in the Northern Apennines for earthquake fault plane solutions. Geophys. Jour. Int., 179: 368-738
- GARDIN S. (1992 Biostra grafia a nannofossili calcarei delle unità tolfetane nell' ca tino nelle 1 oscana meridionale. Implicazioni geologiche. Tesi di D torato di Ricerca, Università di Bologna.
- GLIOZ E., ABBA ZI L., ARGENTI P., AZZAROLI A., CALOI L., CAFASSO BAPBATO L., DI STEFANO G., ESU D., FICCARELLI G., GIROTTI C KOTAKI, T., MASINI, J., MAZZA P., MEZZABOTTA C., PALOMBO M. R PETRONI C., POOK L., SALA B., SARDELLA R., ZANALDA E & TORRE D (1997) -Biochronology of selected mammals, molluscs an ostrac ds from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. The sofe of the art. Riv. Ital. Paleont. Strat. 103/3: 369-388.
- HEARTY P.J. & DAI PRA G. (1986a) Aminosi atig. phy of quaternary marine deposits in Lazio region of central Italy. Zei ch ift tu. Geomorph. N.F., 62, 131-140.
- HEARTY P.J. & DAI PRA G. (198 b) Palog ographic reconstruction of quaternary shoreline environmen. in Tosca a and north Lazio, central Italy. ENEA RT/PASS/86/27.
- HEARTY P.J. & DAI PRA G (1987) Ricostruzione paleogeografica degli ambienti litoranei quaternari della Toscana e del Lazio settentrionale con l'impiego dell'aminostratigrafia. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **106**: 189-225.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. Paleontologia stratigrafica ed evoluzione. Quaderno 2: 115-125.

- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI P. & TONARINI S. (1992). *Genesis* and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: Thirty years after the Marinelli's model. Acta Vulc., **2**: 247-265.
- ISMES (1991) Centrale termoelettrica policombust one d' Montalto di Castro. Opere Civili Marittime del Terminale GNL. Indagini g'ofisiche a mare -Rapporto conclusivo. ENEL-DCO Rapporto In erno.
- ISMES (1991) Centrale termoelettrica pol ombus, bile di Iontalto di Castro. Opere Civili Marittime del Termine e NL. Indagini geofisiche a mare -Rapporto conclusivo. ENEL-DCO Rapporte Interno.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ 3., MATTEI N., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., CADET J.P., FUNCIEL OR., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998) - Midcrustal shear zor s in post-ogenic extension: example from the Northern Tyrrhenian S a (Italv). J. Geoph. Res., 103: 12.123-12.160.
- KASTENS K.A., MASCLE. AUFOUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI P., EMEIS K. C., (LASON J., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F. F. MCKFNZIE J. MENDELSON J., MULLER C., RÉHAULT J. P., ROBERTSON A., SATIO I R., SPROVIER R. & TORI M. (1988) - ODP Leg 107 in the Tyre enian See insight into passive margin & back-arc basin evolution Geo. Soc. .m. Bull., 100: 1140-1156.
- KELLEF J.V. & PALLI G. (1990) Tectonics of the Island of Elba: a reappraisal. E II. Soc. Ge I. It., 109: 413-425.
- IA MOL CA G.B. CHIOCCI F.L., RAFFI R., ALMONTI A., CARA P., CR STO. ALO G.C., D. LENEDETTO C., FALESE F., FIORINI R., FRATTINI L. TALIANA D. & TUFONI D. (1991) Indagini sedimentologiche e sist ostra. Che di dettaglio della piattaforma continentale tra l'Argentario la rada di Gaeta: illustrazione della ricerca. Workshop attività ocean granca CNK, Roma 11-12/7/1991, p.118-125
- LA MONICA G.B. & RAFFI R. (1996), Morfologia e securentologia della spiaggia e della piattaforma continentale interna In: ism stratigrafia, Morfologia e sedimentologia dei fondali. "Il mere del Laza", 62-105, Tipografia Borgia, Roma
- LETZ H., REICHERT C. & WIGGER P. (1 77) Rest ts of two seismic refraction lines in the Northern Apennines (lines 1 and 3). Boll. Geof. Teor. Appl., 75-76: 225-232,
- LOSAPPIO A. (1964) Un esemplare di ammonite nella Pietraforte di S.Severa.. Boll. Soc. Geol. It. **83**: 265-274, Pisa.
- MALESANI P. (1966) *Ricerche sulle arenarie XIV: la formazione di Sillano*. Boll. Soc. Geol. It **85** (2): 371-402, Roma.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) Extension in the Tyrrhenian sea & shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics, 5: 227-245.

- MANCINELLA D. (1996) Assetto strutturale ed evoluzione tettonica recente della piattaforma continentale tra il promontorio dell'Argentario e Civitavecchia derivata da analisi sismostratigraficche a differenti scale. Tesi di Laurea inedita in Scienze Geologiche, Università "La Serenza" Roma, 227.
- MARCUCCI M. & GARDIN S. (1992) The Fosso Cu o Formation: redefinition and new age data from radiolarian and no noplankto biostratigraphy. Cretaceous Res. 13: 549-563.
- MARINELLI G. (1967). Genèse des magn s de vulcanisme Plio-Quaternaire des Apennines. Geologische Rundscha, **57**: 12, 141.
- MARINELLI G., BARBERI F. & CIONI⁺ (1993) Solic amenti neogenici e intrusioni acide della Toscana e del L zio settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 279-288.
- MARTINI I. P. & SAGRI M (1993) Tecton-sedimentary characteristics of Late Miocene-quaternary exten onal basins of the Northern Apennines, Italy. Earth Sc. Review 34: 1 -233.
- MARTINSON D. G. ISIAS N. G. IA's J. D., IMBRIE J., MORE T. G. & SHACKLETON N. J. (1987) - Age and the orbital theory of the ice ages: development of a high-, solution to 300.000-year chronostratigraphy. Quaternary Resc. 27: 30
- MATTE M., SAC OTTI L., FACCENNA C. & FUNICIELLO R. (1997) Magnetic force of we kly deformed clay-rich sediments in the Ite an perinsula: rel tionship with compressional and extensional tectonics. Fector physics, ?71: 107-122.
- MA C & ROMAGNOLI G. R. (1959) Le form zion seau entre tra Civitavecchia e Tolfa. Uni. Roma Ist. Geol. E Pale nt., 37 1-13.
- M. RLA G. (1951) Geologia dell'Appennino settentrio ale, Boli. Soc. Geol. It., 70: 95-385.
- MESSINA P., PALIERI L. & SPOSATO A.(1990) 1 a al crisione lel F. Fiora (Lazio Settentrionale) in relazione agli eventi el tat ci ac. Pleistocene mediosuperiore. Il Quaternario 3 (2): 11º 150, Roma
- METZELTIN S., VEZZOLI L. (1983) *C* ntributi al'a gologia del Vulcano di Latera (Monti Vulsini, Toscana Meridio ale-Lazio ettentrionale). Mem. Soc. Geol. It., **25**: 247-271.
- MODERNI P., PERRONE E. E ZEZI P. (1888) *Carta geologica d'Italia alla scala* 1:100.000, F°142, "*Civitavecchia*". R. Uff. Geol. d'Italia
- MONGELLI F., PIALLI G. & ZITO G. (1998) *Tectonic subsidence, heat flow and uplift in Tuscany: a new geodynamic and geothermal approach.* Mem. Soc.Geol. It., **52**: 275-282.
- MONGELLI F. & ZITO G., (1991) *Flusso di calore nella regione Toscana*. Studi Geologici Camerti, Vol. Sp. 1991/1: 91-98.

- NAPPI G.(1969) Stratigrafia e petrografia dei Vulsini sud-occidentali (Caldera di Latera). Boll. Soc. Geol. It. 88: 171-181.
- NAPPI G., CHIODI M., ROSSI S., & VOLPONI E. (1982) L'ignimbrite di Orvieto nel quadro dell'evoluzione vulcano-tettonica dei Vul ... o. entali. Caratteristiche geologiche e tecniche. Boll. Soc. Geol. It., **101** 327-342.
- NAPPI G. & MARINI A.(1986) I cicli eruttivi dei Vu sini oriente i nell'ambito della vulcanotettonica del complesso. Mem. S. c. Geol. It., 35: 79-687.
- NAPPI G., RENZULLI A. & SANTI P.(1987) A. evolutionary model for the Palaeo-Bolsena and Bolsena Volcanic Complexes. A structural and petrographic study. Period. Min., 56: 241-267
- NAPPI G., RENZULLI A., SANTI P. GIL OT P.Y.(1995) Geological evolution and geochronology of the V Isini Volcanic District (Central Italy). Boll. Soc. Geol. It., 114: 599-613
- NICOLETTI M., PETRUCCL VI C. ARO M. & TRIGILA R. (1979) Nuove datazioni vulsinie per uno schen, di ev uzione dell'attività vulcanica: Nota II: Il Quadrante N rd-Occident, le eriod. Min., 48, 153-165
- NICOLETTI M., P TRUCCI N. C., PIRO M. & TRIGILA R. (1981) Nuove datazioni vulsinie per uno scher a di evoluzione dell'attività vulcanica: Nota II: Il Que d'arre Suc Occidentale. Period. Min., 50: 141-169.
- NICOLI A R. (19.7) Crustal structures from seismic studies in the forme of the E ropean G otraverse (southern segment) and CROP p oject. In: The Lin osphere n Italy, edito da A. Boriani, M. Bonafede, G. 1 Picce do G. B. Vai, Accademia dei Lincei, Roma, pp. 41-61.
- NUMENDAL, D. & SWIFT D.J.P. (1987) Transgressive s atig aphy to quencebounding unconformities: some principles de ved from Holocene and Cretaceous examples. in: Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution, NUMMENDAL et alii Eds, SEPM Sp. Pubb. 41: 241-260
- PALIERI L., RAFFI I. & SPOSATO A. (1990) D. ti p. liminar sul Pliocene nella fascia costiera del Lazio settentrionale. Rend So. Geo.. It., 13: 11-114, 3ff.
- PALIERI L. & SPOSATO A. (1988) Semalazione di fauna a Strombus Bubonius nell'area compresa tra Tarquini e Montalio a Castro. Il Quaternario, 1(2): 161-166, 2ff.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CA PGLIOM G. B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F. P. (1992) – *Carta Geologica d' Italia –* 1:50.000 - Guida al Rilevamento. Servizio Geologico Nazionale Quaderni serie III vol. 1, pp. 203.
- PASQUARÉ G., CHIESA S., VEZZOLI L. & ZANCHI A. (1983) Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore. Mem. Soc. Geol. It., 25: 145-157.

- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. Mem. Soc. Geol. It., 45: 425-451.
- PERES J.M. & PICARD J. (1964) Nouveau manuel de Biolomie Benthique de la mer Méditerranee. Rec. Trav. St. Mar. Endoum 2, **31** (47), 1-137.
- PIPER D.J.W. & AKSU A.E. (1992) Architecture of stacked Quaternary deltas correlated with global oxygen isotopic curve. Geology, 20, 415-418.
- POLI G., MANETTI P. & TOMMASINI S. (19°) *A petrological rewiew on Miocene-Pliocene intrusive rocks from Sc thern a. Tirrenian Sea (Italy).* Period. Min. **58**: 109-126.
- PONZIANI F., DE FRANCO R., MF ELLI G., BIELLA G., FEDERICO C. & PIALLI G., (1994) - Caratteristiche della Cross dell'Appennino settentrionale in base alla revisione dati dei cofili N-C-S e B-C-A della campagna DSS 1978. Studi Geologici Camerti, Vol. Sp. e. 1994/1: 151-162.
- POSAMENTIER H.W., JAMES J.P., A' LEN G.P. & TESSON M. (1992) Forced Regressions a sequence tr agraphic framework: concepts, examples, and exploration ignific icc Assoc. Pet. Geol. Bull., **76**: 1687-1709.
- PRINCIPI G. & T EVES B. (984) Il sistema corso-appenninico come prisma d'ac es ne. L'^qessi al problema generale del limite Alpi-Appennino. Mem. S c. Geol. 1 28: 529-576.
- RADTK U. (1983) Genese und altersstellung der marinen ter assen zwischen Chitavecchi und Monte Argentario (mittelitalien) u ter besonderer beruckstenargung der elektronen spin resonance altersbestin nungs me nod. Dusseldorfer Geographische Schriften, **22**: 178-184.
- ADTKE U., HENNIG G. J., LINKE W. & MUNGERSDOV J (19'3) 230Th/234U and ESR-dating problems of fossil shells in Pie to ene marine terraces (northern Latium, central Italy). Quaternario 23: 37-50
- RADTKE U., HENNIG G. J. & MANGINI A. (152) *Cutersuckengen zur* Chronostratigraphie mariner terrassen in Mi elita..en-230Th/234U- und ESR- Datierungen an fossilen Mo' usken. Eis. italter u. Gegenwart., **32**: 49-55.
- RIDENTE D. & TRINCARDI F. (2002) Eustatic a d tectonic control on deposition and lateral variability of Quatern rv reg essive sequences in the Adriatic basin (Italy). Marine Geology, **184**: 273-293.
- RIO D., SPROVIERI R. & CHANNEL J. (1990) Pliocene-Early Pleistocene chrostratigrafy and the Tyrrenian deep-sea record from Site 653. In: "Proc. ODP, Scientific Results", edito da K.A. Kastens, J. Mascle et alii, 107: 705-714.

- ROSSETTI F., FACCENNA C., ACOCELLA V., FUNICIELLO R., JOLIVET L. & SALVINI F. (2000) *Pluton emplacement in the Northern Tyrrhenian area (Italy)*.In: Vendeville, B., Mart Y. and Vigneresse J.L. Eds., Salt, shale and igneous diapirs in and around Europe, Geological Society, London, Spec.Pub., **174**: 55-77.
- ROSSETTI F., FACCENNA C., JOLIVET L., TECCE F. FUNICIEL O R. & TECCE F. (1999) Syn and post orogenic extension: the case stray of Giglio island (Northern Tyrrhenian Sea, Italy). Tectono, hysics, **304**. /3-92.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE . (1987) Segmentation and configuration of subducted lithosphere in It v: an import t control on thrust-belt and foredeep-basin evolution. G 109, 15: 714-717.
- SALVADOR A. (1987a). Unc rformity Lounded Stratigraphic Units. Geol. Soc. Am. Bull., 98: 232-237
- SALVADOR A. (1987b) Stratic aphic classification and Nomenclature Igneous and Metamorphic Rock Bidies. JSSC. Geol. Soc. Am. Bull., 99: 440-442.
- SARTORI, R. & OD P 107 SCIENTET STAFF (1989) Drillings of ODP Leg 107 in the Tyrrhen in sea: en tive basin evolution compared to deformations in the surrounding chains. In The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Reserved edu da: ... Boriani Bonafede, M., Piccardo, G.B., Vai, G.B., A cademia Vazionale dei Lincei, Roma, pp. 139-156.
- SCARS LLA F. (1 53) Relazione preliminare sui rilevamenti geologi i fatti du. nte il 1º 3 nei fogli 139, 140, 142, 174. Boll. Serv. Geol d'Itali, 77
- SELL R. & LABBRI A. (1971) *Tyrrhenian: Pliocene Deep-Sea*. Pend. Acc. Naz. Line. Cl. Sc. Fis., Mat., Nat., 8,50, 5, 104-116.
- SLRRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., F. RRAND Z.C., JAHURI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.M. SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKUPVSKAYA E. (1998) – Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tell, on Paulocene and Eocene. Bull. Soc. Géol. France 169/2: 281-299.
- SERRI G.F., INNOCENTI F. & MANETT L. (1993) Geochemical & petrological evidence of the subduction of deminated Adri, tic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of Central Italy. Tectonophysics, **223**: 117-147.
- SHACKLETON N.J. (1995) New data on the evolution of Plioceneclimatic variability. In: Paleoclimate and evolution, with emphasis on human origins, edito da E.S. Vrba, G.H. Denton, T.C. Partdrige, L.H. Burkle, 242-248, Yale University/ New Haven and London.
- SISSINGH W. (1976) Tentative Middle Miocene to Holocene ostracode biostratigraphy of the central and eastern Mediterranean Basin. Proc. Kon. Ned. Akad. Wetesch. B 79: 271-299.

- SPARKS R.S.J. (1975) Stratigraphy and Geology of Ignimbrites of Vulsini Volcano, Central Italy. Geol. Rund., 64: 497-523.
- SUHADOLC P. & PANZA G.F. (1989) Physical properties of the lithosphereastenosphere system in Europe from geophysicol and. In: The Lithosphere in Italy, edito da A. Boriani, M. Bonafede C B. Piccarlo, & G.B. Vai, Accademia dei Lincei, Roma, pp. 15-40.
- SUTER J., BERRYHILL H.L. & PENLAND S (1987) Late O aternary Sea level fluctuations and depositional sequence. Southwes Louisiana continental shelf. in: Sea Level Fluctuation a d Coasu. Evolution, NUMMENDAL et alii Eds, SEPM Sp. Pubb. 41: 199-2 2.
- SWIFT D.J.P., STANLEY D.J.Y & CUR AY J.R. (1971) Relict sediments on the continental shelf: a recor ideration. Jur. Geol., 79: 322-346.
- TESSON M., GENSOUS B., ALLEN G.P. & RAVENNE C. (1990) Late Quaternary deltaic lowstand we ges of the Rhone continental shelf, France. Marine Geology, 91: 325-332.
- TOMMASI P., CHICCCI F.L & TSU F. (1998) Geotechnical Properties of Soft Clayey Sea nents on the Submerged Tiber River Delta, Italy. Marine Georesource and Geotechnology, pp 221-242.
- TONGIORCI, I & LONGIC GI M. (1964) Age of the Miocene-Pliocene limit in It y. Nature 4917: 365-367.
- TORTO A P. (1989 La sedimentazione olocenica nella piattafor la continentale ini na tra l. Monte Argentario e la foce del Fiume N gnone (Tu eno Centrale). Giornale di Geologia, **51**/1: 93-117.
- Tor OPA P. (1989) I fondali antistanti la costa di Monta o di Casto (Alto Lazio): caratteristiche ed evoluzione tardo-qua ernaria II Quaternario 2: 175-187.
- TOR TORA P. (1992) Contributo dell'indagine se limentolog ca al ripascimento dei litorali in erosione: ipotesi di ricostruzio e a. "a spuggia di Marina di Tarquinia (Lazio settentrionale). Boll. Soc. Col. 1., 111: 315-333.
- TORTORA P. (1996) Depositional and costonal coststal processes during the last postglacial sea-level rise: an example from the contral Tyrrhenian continental shelf (Italy). Journal of Sediment, v Research, 66: 2, 391-405.
- VAIL P. R., MITCHUM R.M. & THOMPSON S. III (1977) Seismic Strathigraphy and global changes of sea level, part. 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. In: Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration (C. E. Payton Ed.), A.A.P.G. men 26: 83-97.

- VAN WAGONER J. C., POSAMENTIER H. W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUTIT T. S. & HARDENBOLD J. (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS C. K., HASTINGS B. S., KENDALL C. G., POSAMENTIER H. W., ROSS C. A. VAN WAGONER J. C. (eds) –Sea-level changes: an Integrated approach. SEPM pecial Publication, 42: 39-45.
- VAREKAMP J.C. (1979) Geology and petrology of the Vuls nian volcanic area (Latium, Italy). Geol. Ultraiectina, 22 pp. 384
- VAREKAMP J.C (1980) The Geology of the Vulsinian area, Latium, Italy. Bull. Volcanol, 43: 487-503
- VEZZOLI L., CONTICELLI S., INPOCEN J.F., LANDI P., MANETTI P., PALLADINO D.M. & TRIGILA R. (1987) Stratig ophy of the Latera Volcanic Complex: proposals for a new no ciencloture. Period. Min., **56**: 89-110.
- VILLA I. M. (1987) Daw ioni ^{3°} Ar⁴⁰Ar delle basi delle vulcaniti della Provincia Romana. Riassunti Co., esso S cietà Italiana di Mineralogia e Petrografia, Pisa, Maggio 1987.
- WASHINGTON H 5. (1965) The Roman comagmatic region. Carniege Inst Washington Yearb. 56: 06-214.
- WIGGER P. 1. (198-.) Die Krustenstruktur der Nordapennins und angrenzender G biete mu besonderer Berucksichtigung der geothermischen Anomalie der I skana. Geovissenshaftliche Abbandlungen Reithe, B/heft (1-87.)
- WITLIANS D. F. 1988) Evidence for and against sea-level c anges from the stable isotopic record of the Cenozoic. In: WILGUS C. W., I ASTINGS J. S., VENDALL C. G., POSAMENTIER H. W., ROSS C. A. XV. N W. CONER J. C. (eds) Sea-level changes. An integrated approach. SEPM S jecial Publications, 42: 31-36.
- ZANZUCCHI G. (1963) La geologia dell'alta Val Parma. Mem. Soc. Geol. It., 4: 131-212.
- ZANZUCCHI G. (1967) Osservazioni preliminari sul'a tenonica della media Val Taro. L'Ateneo Parmense-Acta N² arana **3** (1) 59-89.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. & FABPRI A. (1986) Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian Sea. Ciornale di Geologia, ser. 3°, **48**: 25-40.