



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 486

FOCE DEL SELE

A cura di:

A. Cinque¹ e P. Romano¹ (Parte I) e di
F. Budillon² e B. D'Argenio^{1, 2} (Parte II)

Con contributi di:

**A. Bellonia², C. Caiazzo, S. Fabbrocino¹, L. Ferraro², D. Insinga²
e C. Rosskopf³**

¹Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dipartimento di Scienze della Terra

²Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), CNR

³Università degli Studi del Molise, Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente ed il Territorio

Ente realizzatore:



REGIONE CAMPANIA
Assessorato Difesa del Suolo

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. Todisco

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Campania: L. Monti.

Responsabile del Progetto CARG fino al 2004: D. Stanzione.

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica

A. Fiorentino, R. Graziano, F. Papasodaro

Parte a mare: S. D'Angelo, A. Fiorentino

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici

L. Battaglini, V. Campo, M.G. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale

D. Tacchia, S. Falcetti

PER L'UNIVERSITÀ DI NAPOLI "FEDERICO II"

Responsabile scientifico

L. Brancaccio

Direttore dei rilevamenti

A. Cinque

Responsabile dell'informatizzazione

P. Romano

PER L'ISTITUTO PER L'AMBIENTE MARINO COSTIERO (IAMC), CNR

Responsabili scientifici

B. D' Argenio e E. Marsella

Direttore dei rilevamenti

F. Budillon

Responsabile dell'informatizzazione

N. Pelosi

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa da banca dati
a cura di SYSTEMCART - ROMA*

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

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

C. Russo & R. Piccirillo - Università di Napoli "Federico II"

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

Stampa: A.T.I. - S.EL.CA. srl - L.A.C. srl - SYSTEMCART srl - 2009

INDICE

PREMESSA	pag. 7
<i>PARTE PRIMA</i>	
<i>Aspetti generali e geologia dell'area emersa</i>	
I - INTRODUZIONE	» 9
II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 13
III - PRECEDENTI CONOSCENZE	» 23
IV - CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI	» 27
1. - LA PIANA DEL SELE	» 27
2. - L'AREA DI PIANA COSTIERA INQUADRATA DAL FOGLIO	» 31
V - STRATIGRAFIA	» 33
PREMESSA	» 33
1. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE DEL BACINO "PIANA DEL SELE - GOLFO DI SALERNO"	» 35
1.1. - SETTORE DELLA PIANA DEL SELE	» 35
1.1.1. - <i>supersintema Battipaglia-Persano (BP)</i>	» 35
1.1.1.1. - Porzione deposta in ambiente di conoide alluvionale	» 37
1.1.1.2. - Porzione deposta in ambiente di piana costiera	» 39
1.1.2. - <i>travertini di Seliano (TSN)</i>	» 41
1.1.3. - <i>sintema Gromola (GML)</i>	» 42
1.1.3.1. - Depositi alluvionali (GML_b)	» 44
1.1.3.2. - Depositi colluviali (GML_{b2})	» 44
1.1.3.3. - Depositi eolici (GML_d)	» 45
1.1.3.4. - Depositi palustri e di stagno (GML_e)	» 46
1.1.3.5. - Depositi lagunari	» 46
1.1.3.6. - Depositi di spiaggia (GML_{g2})	» 48
1.1.4. - <i>travertini di Paestum (TPP)</i>	» 50
1.1.5. - <i>sintema Campolongo (SLG)</i>	» 52
1.1.5.1. - Depositi alluvionali (SLG_b)	» 54
1.1.5.2. - Depositi colluviali (SLG_{b2})	» 55
1.1.5.3. - Depositi eolici (SLG_d)	» 55
1.1.5.4. - Depositi palustri e di stagno (SLG_e)	» 56
1.1.5.5. - Depositi travertinosi (SLG_{fl})	» 57

1.1.5.6. - Depositi lagunari (SLG_g)	» 58
1.1.5.7. - Depositi di spiaggia (SLG_{g2})	» 59
1.2. - UNITÀ APPARTENENTI ALLE VALLI IN DESTRA SELE	» 60
1.2.1. - <i>sintema Fasanara (NSR)</i>	» 60
1.2.2. - <i>sintema Masseria Acqua Santa (MQS)</i>	» 61
2. - UNITÀ IN FORMAZIONE NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA.....	» 61
2.1. - SEDIMENTI DI SPIAGGIA (g2)	» 62
2.2. - SEDIMENTI FLUVIALI (b)	» 62
VI - TETTONICA E MORFOTETTONICA	» 63
VII - EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA	» 67
VIII - EVOLUZIONE DEL PAESAGGIO IN TEMPI STORICI	» 71
1. - ASPETTI GEO-ARCHEOLOGICI	» 71
2. - LA BONIFICA DELLA PIANA DEL SELE.....	» 75
IX - IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA	» 79
1. - IDROGEOLOGIA	» 79
2. - GEOLOGIA APPLICATA	» 82

PARTE SECONDA
Geologia dell'area marina tra 0 e -250 m

X - - METODOLOGIE ANALITICHE E CRITERI CARTOGRAFICI	» 85
PREMESSA.....	» 85
1. - DATI DI GEOFISICA.....	» 85
2. - CAMPIONATURE DEL FONDO E DEL SOTTOFONDO	» 88
3. - CRITERI CARTOGRAFICI.....	» 89
XI - CARATTERI GEOMORFOLOGICI	» 91
1. - IL SETTORE PIATTAFORMA-SCARPATA.....	» 91
2. - LA PIATTAFORMA INTERNA.....	» 95
3. - ELEMENTI DEPOSIZIONALI E VARIAZIONI DEL LIVELLO DI BASE	» 98
XII - ANALISI DEI CAMPIONI	» 101

1.	- ANALISI GRANULOMETRICHE E DEL CONTENUTO A FORAMINIFERI BENTONICI.....	» 101
2.	- ANALISI DI CAROTAGGI.....	» 103
3.	- ANALISI DEI TEFRA.....	» 105

XIII - UNITÀ CARTOGRAFATE..... » 107

1.	- UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE DEL BACINO “PIANA DEL SELE-GOLFO DI SALERNO”; SETTORE DEL GOLFO DI SALERNO.....	» 107
1.1.	- DEPOSITI DI PIATTAFORMA (g₁₈).....	» 107
1.2.	- DEPOSITI DI SCARPATA (m₂).....	» 108
2.	- UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE DEL BACINO “PIANA DEL SELE-GOLFO DI SALERNO”; SETTORE DELLA PIANA DEL SELE.....	» 108
2.1.	- PORZIONE SOMMERSA DEI TRAVERTINI DI PAESTUM (TPP_a)	» 109
3.	- UNITÀ IN CORSO DI FORMAZIONE (<i>HST</i>)	» 109
3.1.	- AMBIENTE LITORALE	» 109
3.1.1.	- <i>Depositi di spiaggia sommersa</i> (g₈).....	» 109
3.1.2.	- <i>Depositi deltizi</i> (g₁).....	» 110
3.2.	- AMBIENTE DI PIATTAFORMA CONTINENTALE	» 110
3.2.1.	- <i>Depositi di piattaforma interna</i> (g₁₉).....	» 110
3.2.2.	- <i>Depositi bioclastici</i> (g₁₂).....	» 110
3.2.3.	- <i>Corpi litoidi organogeni</i> (g₁₃).....	» 111
3.2.4.	- <i>Depositi di piattaforma esterna</i> (g₂₁)	» 111
3.3.	- AMBIENTE DI SCARPATA.....	» 111
3.3.1.	- <i>Depositi di scarpata</i> (m₂)	» 111

BIBLIOGRAFIA..... » 112

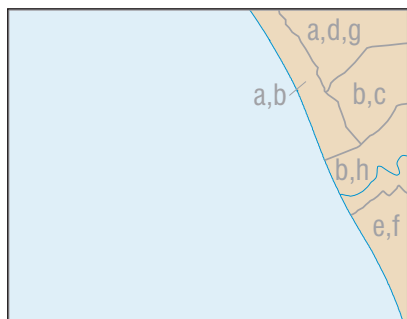
APPENDICE 1..... » 119

APPENDICE 2..... » 133

PREMESSA

Il Foglio 486 (Foce del Sele) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato, nell'ambito del progetto CARG, attraverso due distinti contratti: un accordo di programma, relativo alla parte terrestre del foglio, stipulato tra il Servizio Geologico Nazionale e la Regione Campania su finanziamenti 1996 e l'altro, una convenzione relativa alla sola parte marina del foglio, tra il Servizio Geologico Nazionale e la Regione Campania, ex legge 226/99.

RILEVATORI ED ANALISTI:



Rilevatori della parte terrestre:

C. Caiazzo (a), A. Cinque (b), C. Donadio (c), R. Landolfi (d), G. Robustelli (e), C. Roskopf (f), F. Todisco (g), C. Vitale (h).

Rilevatori della parte marina:

F. Budillon e A. Bellonia.

Analisti per la parte terrestre:

G. Aiello, D. Barra; G. Ciampo (ostracodi); V. Di Donato (foraminiferi); E. Russo Ermolli (pollini).

Analisti per la parte marina:

D. Insinga (tefrostratigrafia), L. Ferraro (foraminiferi), M. Iorio (petrofisica).

Il rilevamento della parte terrestre ed i connessi carotaggi sono stati effettuati negli anni tra il 1999 ed il 2003. Il rilevamento e i campionamenti del fondo e sottofondo nelle aree marine sono stati effettuati tra il 2001 ed il 2004.

Le presenti Note Illustrative si articolano in una Parte Prima, dedicata agli aspetti generali ed alla geologia del settore terrestre del Foglio ed una Parte Seconda dedicata alla geologia del settore marino compreso tra 0 e 250 metri di profondità. Ove non diversamente specificato in calce ai titoli di capitoli o paragrafi, essi si intendono redatti dai curatori della Prima o della Seconda Parte.

PARTE PRIMA

Aspetti generali e geologia dell'area emersa

(a cura di Aldo Cinque e Paola Romano, con contributi di C. Caiazza,
S. Fabbrocino e C. Rosskopf)

I - INTRODUZIONE

L'area compresa nel Foglio 486 (Foce del Sele) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 appartiene interamente all'unità geografica della Piana del Sele. Tale piana costituisce anche un'unità morfotettonica e geostratigrafica, visto che essa si colloca all'interno di una ben definita depressione strutturale e visto che essa sottende sue specifiche successioni sedimentarie. Per quest'area, la prima cartografia geologica prodotta fu quella in scala 1:100 000 della prima edizione dei Fogli Campagna (poi Eboli) ed Amalfi, curata dal Real Ufficio Geologico ed edita tra il 1908 ed il 1910.

Una descrizione geologica più attenta e moderna si ebbe con la seconda edizione dei Fogli 197 (Amalfi) e 198 (Eboli) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100 000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971a, 1971b), i quali furono rilevati nel corso degli anni sessanta del '900 sotto la direzione di A. MORETTI e F. SCARSELLA, il primo, e di M. A. MANFREDINI, il secondo. Soffermandoci solo sui terreni post-orogeni, perché sono gli unici presenti nel presente Foglio 486, osserviamo che i citati Fogli degli anni sessanta attribuiscono ad un generico Plio-Pleistocene ("Br" del Foglio Eboli e Q-P del Foglio Amalfi) la potente ed estesa formazione ghiaiosa che viene oggi attribuita al Pleistocene inferiore e che è nota in letteratura come "Conglomerati di Eboli" (CINQUE *et alii*, 1988a) e, sui limitrofi, moderni Fogli CARG in scala 1:50 000, come "supersintema di Eboli". Per massima parte della piana, fu poi utilizzata l'ampia "Formazione argillosa-sabbiosa-ghiaiosa", giustamente ritenuta meno antica della precedente, ma attribuita anch'essa ad un generico Plio-Pleistocene. Di quello che è oggi noto come un complesso litorale tirreniano (paleocordone di Gromola *Auct.*) si riconobbe solo la facies eolica (cartografata come "Duna antica consolidata") e solo per un breve tratto della sua estensione reale. Vennero poi distinti i depositi travertinosi (ma accorrandoli in un'unica formazione; "tv") e le unità alluvionali vennero classificate utilizzando le

quote relative dei terrazzi cui esse danno luogo (CESTARI, 1971; SGROSSO, 1971).

Nel corso degli ultimi decenni sono poi apparse diverse pubblicazioni scientifiche che hanno contribuito a migliorare la conoscenza geologica della Piana e a definire il contesto geologico in cui si inserisce. Per una rassegna di questi contributi si rimanda al capitolo Precedenti Conoscenze.

Lo studio effettuato per la redazione della presente Carta Geologica in scala 1:50 000 ha previsto sia un rilevamento geologico in scala 1:10 000 che un'attenta analisi geomorfologica condotta sul campo, su foto aeree e su carte topografiche in scala 1:5 000 degli anni '80 (Carta Tecnica dell'Italia Meridionale; Cassa per il Mezzogiorno). Ciò è stato integrato dal riesame di circa trecento stratigrafie di sondaggio pre-esistenti (ad uso geotecnico e idrogeologico) e dallo studio di 11 carotaggi continui effettuati *ad hoc*; studio che ha previsto osservazioni sedimentologiche ed analisi micropaleontologiche e palinologiche volte a definire paleoambienti di sedimentazione e condizioni paleoclimatiche. Lo studio ha consentito di meglio definire l'estensione di unità già note, di riconoscere nuove unità stratigrafiche e di operare suddivisioni all'interno degli ampi accorpamenti formazionali presenti sui citati Fogli 1:100 000 della Carta Geologica d'Italia.

Avendo meglio chiarito i rapporti geometrici e cronologici tra i vari terreni presenti ed aderendo alle normative del progetto CARG, le unità completamente formate e non ubiquitarie sono state organizzate secondo i criteri delle UBSU. Esse appartengono tutte all'ampio Bacino della Piana Sele-Golfo di Salerno; denominazione con la quale s'intende sia la omonima depressione peri-tirrenica (vedi capitolo II), sia i bacini fluviali che verso di essa convergono dai retrostanti rilievi appenninici. Nella depressione tettonica, le fasi di subsidenza hanno permesso l'accumulo di successioni quaternarie, spesse da centinaia a migliaia di metri, che sulla Piana alternano intervalli alluvionali, transizionali e litorali, mentre nel Golfo sono dominate da depositi marini.

Nelle valli che discendono dall'Appennino, il Quaternario è rappresentato solo da discontinui affioramenti di formazioni epiclastiche potenti al più alcune decine di metri e ridotte a lembi sospesi da successive fasi di sollevamento tettonico e/o di dissezione fluviale.

Tenuto conto delle frequenti difficoltà a correlare eventi e depositi appartenenti a questi due diversi scenari, ma anche della diversità dei criteri di scansione stratigrafica applicabili nei due casi, si è ritenuto utile mantenere una certa indipendenza tra le organizzazioni stratigrafiche proposte per le aree vallive e per quelle di piana costiera. È stata pertanto introdotta una suddivisione in settori del vasto Bacino Piana del Sele-Golfo di Salerno. Per il presente Foglio, in particolare, vigono il settore della Piana del Sele e il settore delle Valli in Destra Sele (qui rappresentato dal basso corso del F. Tusciano). Al fine di consentire comunque una lettura stratigrafica unitaria per l'intero bacino, in queste Note vengono illustrati i dati e gli indizi di cronologia relativa che sono al momento disponibili

circa i rapporti tra le unità riconosciute nei due citati settori. Col rilevamento degli altri Fogli nei quali si estende il Bacino, qualora necessario, potranno essere creati nuovi settori con proprie organizzazioni stratigrafiche.

Per la classificazione stratigrafica della porzione di Piana del Sele ricadente nel Foglio 486 sono stati adottati: il supersintema indistinto di Battipaglia-Persano (in massima parte medio-pleistocenico), il sintema Gromola (di età tirreniana) ed il sintema Campolongo (di età versiliana). Sono state inoltre distinte due unità litostratigrafiche di natura travertinosa (travertini di Seliano e travertini di Paestum); la prima inserita nella parte alta del supersintema Battipaglia-Persano e la seconda cronologicamente interposta tra i due sintemi di Gromola e Campolongo. Nell'ambito di questi due sintemi sono state distinte e cartografate delle variazioni di facies che sono in buona parte eteropiche tra loro.

Per quanto riguarda l'unità Battipaglia-Persano si precisa che solo in poche aree, più ricche di dati di sottosuolo, è stata possibile una lettura sequenziale delle sue successioni e - per via ciclostratigrafica e climatostratigrafica - ricavare qualche nuova indicazione d'età per la sua parte più recente (vedi Sezione B-B'). Il rango di supersintema le è stato attribuito in considerazione del fatto che le conoscenze acquisite la fanno ritenere certamente attraversata da discontinuità significative, legate al sovrapporsi di più cicli a controllo glacio-eustatico e tettonico. Purtroppo, le pessime condizioni di affioramento e l'inadeguata fittezza e qualità dei dati di sottosuolo raccolti, non hanno consentito di dare espressione cartografica a questa complessità, per cui il supersintema in questione risulta al momento indistinto. Si ritiene tuttavia possibile che future ricerche, tra cui quelle per la redazione del Foglio Eboli (dove il complesso è meglio esposto) possano portare a istituire più sintemi al suo interno.

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(a cura di C. Caiazza)

Il fianco tirrenico dell'Appennino campano-lucano è caratterizzato da una serie di depressioni tettoniche estensionali (Piana del Garigliano-Golfo di Gaeta, Graben Campano, Piana del Sele-Golfo di Salerno, Golfo di Policastro) che ribassano di migliaia di metri sotto il livello del mare ampi settori interni dell'edificio a falde costruitosi con le precedenti fasi compressive mio-plioceniche (CINQUE *et alii* 1993; ASCIONE *et alii*, 1997; CAIAZZO *et alii*, 2006). Secondo un'ipotesi avanzata da ORTOLANI & PAGLIUCA (1988), le faglie dirette che determinano l'alternarsi di alti e bassi strutturali lungo il versante tirrenico della catena potrebbero rappresentare la risposta superficiale, fragile, di arcature crostali più profonde determinate da compressione longitudinale. La letteratura più recente interpreta, invece, gli alti come relitti emergenti della catena appenninica e le interposte depressioni come effetti periferici del dominio estensionale tirrenico, inteso come bacino di retro-arco (DOGLIONI *et alii*, 1990; PATACCA *et alii*, 1991; CINQUE *et alii*, 1993; MARANI *et alii*, 2004; CAIAZZO *et alii*, 2006).

La Piana del Sele, per buona parte rappresentata nel Foglio 486, si colloca all'interno di una di tali depressioni peri-tirreniche: quella nota come "depressione del Sele" o come "graben della Piana del Sele-Golfo di Salerno" (IPPOLITO *et alii*, 1973; BARTOLE *et alii*, 1984; MOUSSAT *et alii*, 1986; ARGNANI *et alii*, 1989; SACCHI *et alii*, 1994). Si tratta di una morfostruttura depressa che è delimitata dagli alti strutturali dei Monti Lattari e dei Monti Picentini, a nord, e dai rilievi compresi tra i Monti Alburni ed il Cilento, a sud-est (Fig. 1).

La parte continentale della depressione è caratterizzata da colline marginali (alte fino a 400 m) che si sono individuate con la deposizione e la deformazione dei Conglomerati di Eboli *Auct.* (Pleistocene inferiore) e, a valle di queste, da una piana alluvionale-costiera che si è formata a partire dal Pleistocene medio e che

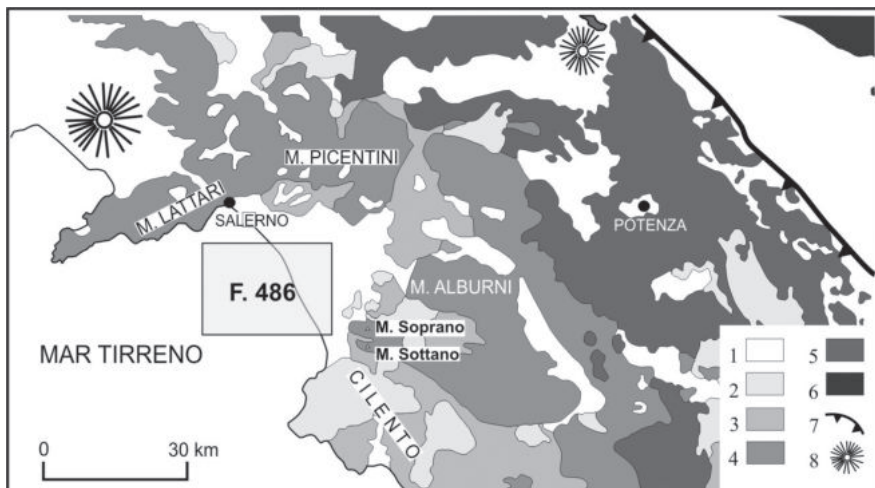


Fig. 1 - Schema geologico semplificato dell'Appennino campano-lucano e posizione del Foglio 486. 1) Depositi clastici plio-quadernari e vulcaniti quadernarie; 2) Depositi sin-tettonici miocenici; 3) Unità Liguridi (Cretaceo-Oligocene); 4) Carbonati meso-cenozoici delle piattaforme appenniniche; 5) Unità Lagonegresi (Triassico inferiore-medio-Miocene); 6) Carbonati meso-cenozoici della Piattaforma Apula; 7) Fronte di sovrascorrimento della catena; 8) Edifici vulcanici.

degrada verso mare (SW) partendo da quote di radice che oscillano tra circa 50 e 150 m s.l.m. a seconda della presenza o meno di conoidi pedemontani (vedi Cap. IV). I versanti bordieri del lato settentrionale (alla base dei M. Lattari e dei M. Picentini) presentano maggiore acclività ed altezza rispetto a quelli del lato meridionale (Cilento), che manifestano anche una maggiore sinuosità planimetrica per la presenza di dissezioni vallive sovralluvionte a seguito di subsidenze.

Analoga asimmetria morfostrutturale si manifesta nella porzione marittima della depressione (Fig. 2), dove si nota anche che l'ampiezza e la batimetria della piattaforma continentale risentono di un basculamento verso NW (ARGNANI *et alii*, 1989).

Le isopache della successione epiclastica post-orogena, misurate con indagini sismiche nel Golfo di Salerno (BARTOLE *et alii*, 1984), segnalano spessori che giungono fino a 2400 millisecondi (tempi doppi) ed evidenziano chiaramente come lo spazio di accomodamento per tali terreni sia stato prevalentemente disegnato da strutture tettoniche circa SW-NE. Risulta anche evidente una asimmetria dei fianchi: a geometria da scarpate di faglia quello settentrionale, meno fortemente fagliato ed inflesso verso NW quello meridionale (Fig. 3).

Sebbene presenti margini zig-zaganti, la depressione della Piana del Sele-Golfo di Salerno ha un chiaro allungamento in direzione WSW-ENE e, come dimostrano i profili sismici riportati in SACCHI *et alii* (1994), è assimilabile ad un semi-graben la cui *fault zone* principale -collocata lungo il margine settentrionale

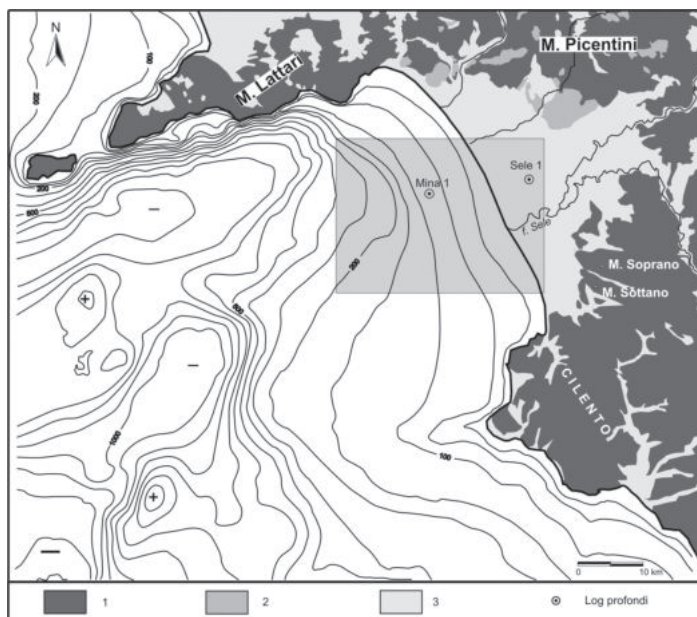


Fig. 2 - Mappa batimetrica del Golfo di Salerno da ARGNANI et alii (1989). 1) Terreni meso-cenozoici della catena; 2) Principali lembi dei conglomerati di Eboli (Pleistocene inferiore); 3) Altri depositi quaternari. Il rettangolo indica l'area del Foglio 486.

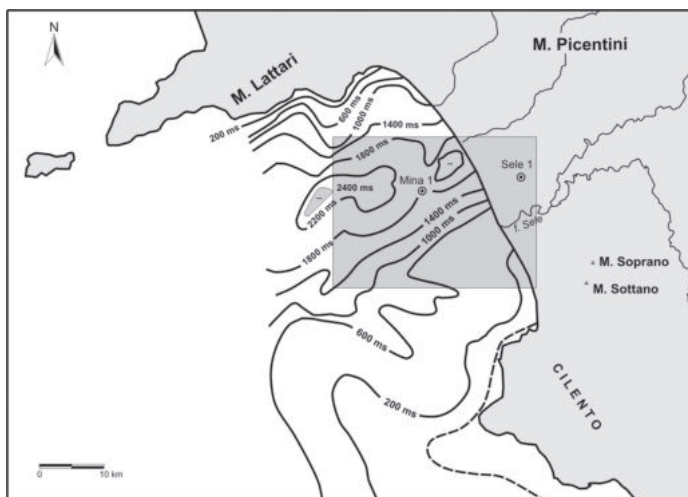


Fig. 3 - Mappa degli spessori di sedimenti post-orogenici nel Golfo di Salerno, da BARTOLE et alii (1984). Valori espressi in millisecondi e relativi a tempi doppi. Il rettangolo grigio indica l'area del Foglio 486.

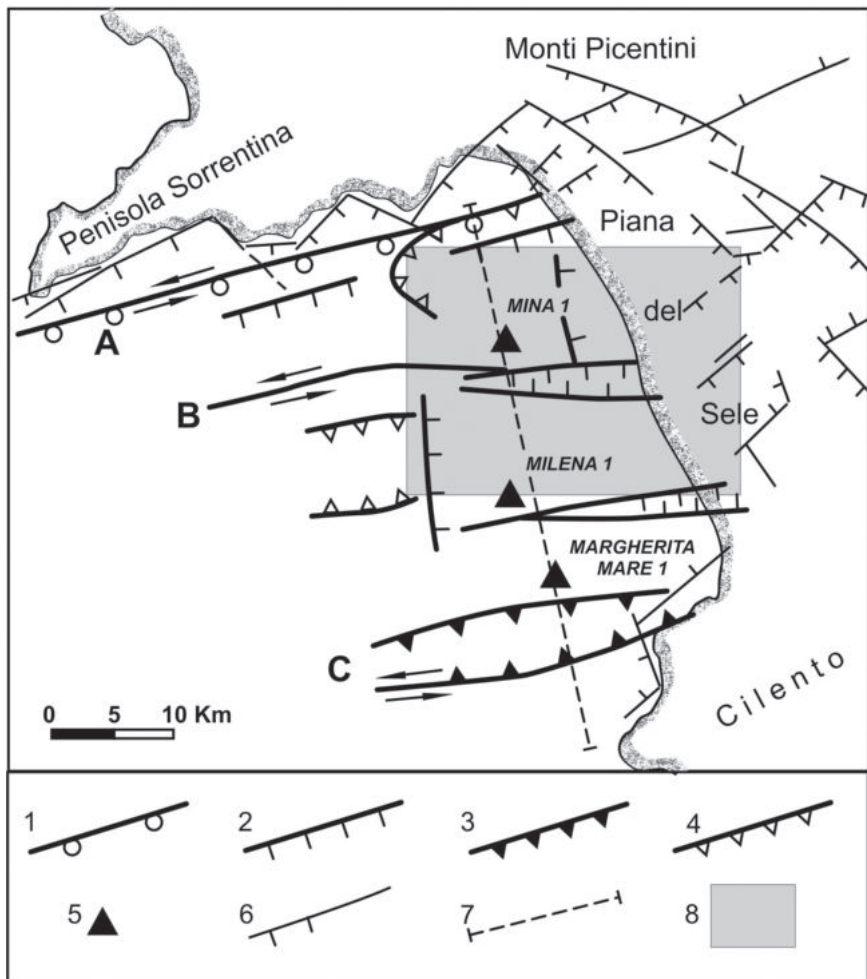


Fig. 4 - Principali strutture tettoniche del semi-graben del Golfo di Salerno-Piana del Sele (da SACCHI et alii, 1994, modificato). 1) Faglie normali a basso angolo; 2) Faglie normali ad alto angolo; 3) Faglie inverse e sovrascorimenti; 4) Inversioni tettoniche del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Le frecce indicano probabili trascorrenze; 5) Sondaggi per ricerche di idrocarburi; 6) Faglie ad attività quaternaria, a terra e lungo costa, che risultano dai rilievi Carg e dalla letteratura citata in queste note illustrative; 7) Traccia della linea sismica E-117; 8) Area del Foglio 486.

del bacino- è data da faglie dirette a geometria listrica e prevalente orientazione “anti-appenninica”. Sia nei citati profili sismici a mare che nella porzione continentale della depressione (LIPPMANN-BAGGIONI & GARS, 1984; ZUPPETTA & SAVA, 1992) appare evidente anche la presenza di componenti trascorrenti che, a livello

dei termini più antichi del riempimento sedimentario, danno talora luogo a deformazioni di tipo traspressivo ed inversioni tettoniche (Fig. 4 e 5).

L'attuale assetto morfostrutturale del semi-graben è dominato dagli effetti di una tettonica estensionale quaternaria che genera faglie normali "antiappenniniche" e riattiva con cinematica obliqua dei tratti di pre-esistenti faglie NW-SE (CAIAZZO *et alii*, 2000). Tale tettonica è attribuibile ad un evento deformativo pleistocenico, riconosciuto a scala regionale (D2 di CAIAZZO *et alii*, 2006), e caratterizzato da un campo di *stress* con σ_3 orientato NW-SE.

Permangono tuttavia delle incertezze sull'età d'inizio dei ribassamenti e della sedimentazione; BRANCACCIO *et alii* (1987) la fanno risalire al Miocene superiore, osservando che terreni marini di quella età e del Pliocene inferiore sono presenti nella zona di Salerno (CIAMPO *et alii*, 1979; ORTOLANI *et alii*, 1979; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; SCANDONE *et alii*, 2004) e risultano, invece, assenti sugli alti strutturali bordieri.

SACCHI *et alii* (1994) riprendono quest'interpretazione e correlano tentativamente i citati affioramenti salernitani con i più bassi termini della sequenza postorogenica attraversata dal pozzo *off-shore* Mina 1 (Fig. 6; AGIP, 1977; ORTOLANI & TORRE, 1981). Gli Autori, inoltre, assegnano al Quaternario solo gli ultimi 990 m della successione in foro, proponendo un'assegnazione al Pliocene superiore delle argille e marne sabbiose che sono state attraversate tra 990 e 2087 metri di profondità. In effetti, la presenza di *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY) (segnalata per tali terreni nel *log* originario del pozzo Mina 1) attesta solamente che essi non sono più antichi del Pliocene superiore (MPL6; Gelasiano). A favore di una attribuzione al Quaternario di tutti i sedimenti post-miocenici attraversati dal pozzo Mina 1 si esprimono invece CASCIELLO *et alii* (2004).

A terra, lungo i bordi del massiccio carbonatico dei Monti Picentini, una fase di decisa accentuazione tettonica del rilievo che è quasi certamente coetanea dello sprofondamento del graben del Golfo di Salerno-Piana del Sele è testimoniata dalla deposizione delle potenti ed estese successioni epiclastiche dei Conglomerati di Eboli (ora supersintema CE nei Fogli 467, 468 e 486). Alla stessa unità sono tentativamente ascrivibili i conglomerati che il pozzo Sele 1 (Fig. 7; IPPOLITO *et alii*, 1973) ha attraversato da - 410 m s.l.m. fino a fondo foro (-1467 m s.l.m.). Questi depositi rappresentano il frutto della degradazione di versanti di faglia e, ancor di più, di deiezioni torrentizie che pervenivano alla paleo-piana costiera da valli che stavano disseccando il massiccio dei Monti Picentini, all'epoca in corso di sollevamento lungo faglie NW-SE e NE-SW.

Basandosi su dati pollinici, LIPPMANN-PROVANSAL (1987) ritiene che tali conglomerati cominciarono a deporsi nel Pliocene superiore, mentre le datazioni K/Ar su intercalazioni piroclastiche riportate in CINQUE *et alii* (1988a) portano ad assegnare l'intero complesso al Pleistocene inferiore.

I Conglomerati di Eboli mostrano di aver subito una complessa tettonica sin

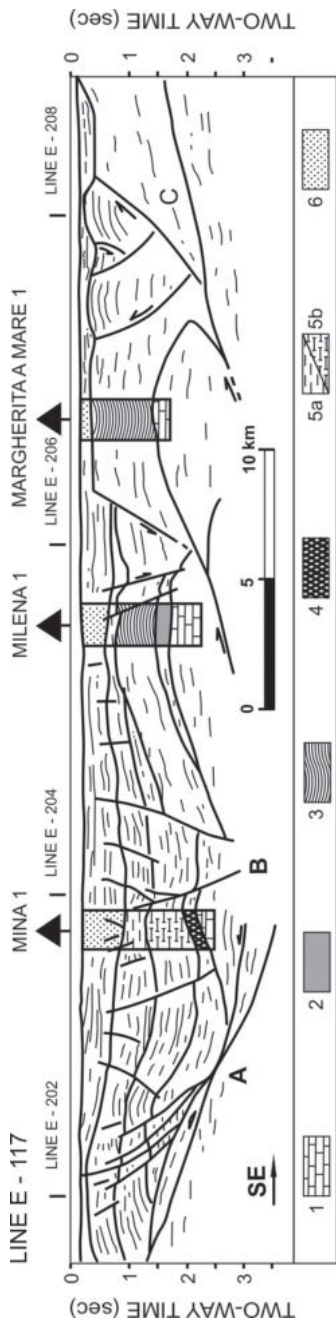


Fig. 5 - Interpretazione della linea sismica E-117 (vedi traccia in Fig. 4) secondo SACCHI et alii (1994). 1) Calcarei e calcari dolomitici (Cretacico superiore); 2) Argilliti e marne con intercalati calcari (Cretacico); 3) Argille ed arenarie (Miocene); 4) Argille e marne con intercalate arenarie e conglomerati (Miocene superiore); 5) Argille marnose e marne con intercalate sabbie e conglomerati (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore); 6) Argille ed argille marnose con intercalate sabbie fini (Pleistocene); A,B,C) Principali linee tettoniche (cfr. Fig. 4)

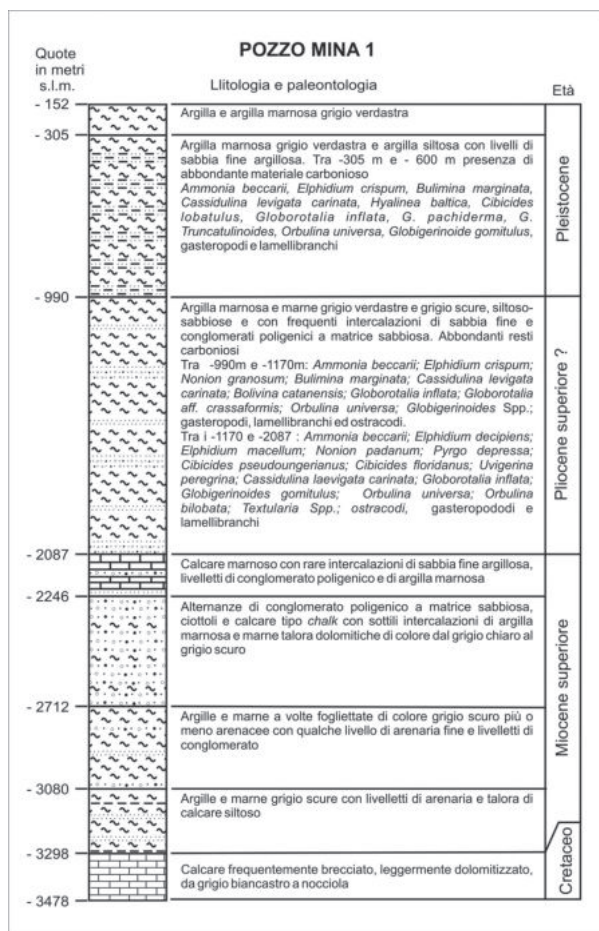


Fig. 6 - La successione attraversata dal sondaggio per ricerca di idrocarburi Mina 1, secondo il log originale E.R7.AG/1 dell'Agip.

e post-sedimentaria, comprensiva di eventi estensionali e trascorrenti che spesso indussero forti basculamenti verso monte (LIPPMANN-BAGGIONI & GARS, 1984; ZUPPETTA & SAVA, 1992). A ciò seguì un periodo di stabilità tettonica durante il quale si modellò, in discordanza sui conglomerati basculati, un paesaggio erosionale a bassi gradienti che oggi si conserva a tratti sulla sommità delle colline conglomeratiche tra Salerno ed Eboli (BRANCACCIO *et alii*, 1987).

Lo smembramento e la sospensione fino a 400 metri di quota di tale antico paesaggio erosionale si deve ad un'ulteriore fase di *block faulting* che si può tentativamente collocare all'inizio del Pleistocene medio e che attiva faglie sia "antiappenniniche" (circa SW-NE) che "appenniniche" (circa NW-SE) e, meno frequentemente, circa antimeridiane. A questa stessa fase deformativa si deve

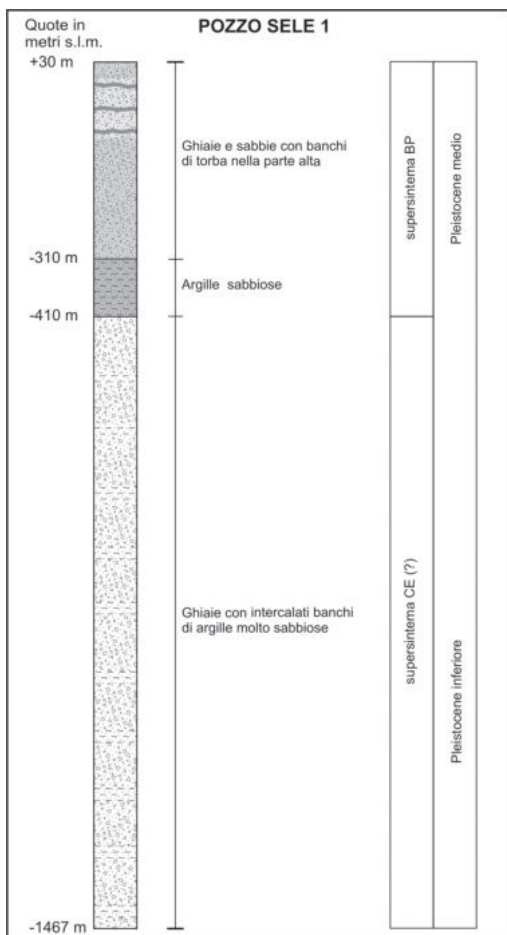
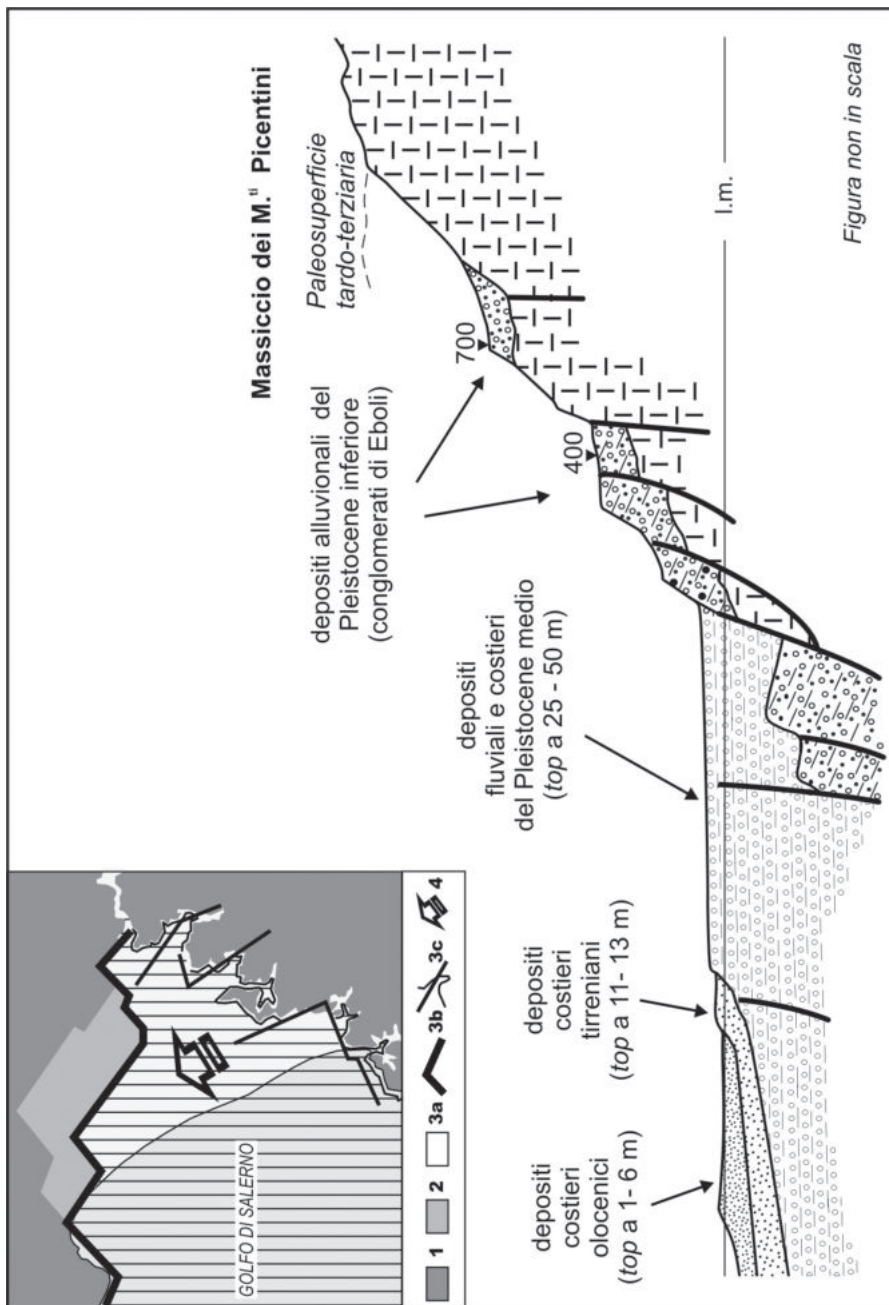


Fig. 7 - Litostratigrafia del sondaggio profondo Sele 1 secondo il log divulgato dall'Agip Mineraria, con indicate le probabili correlazioni con i supersintemi utilizzati nel presente Foglio per il Pleistocene inferiore e medio.

probabilmente ascrivere la riattivazione delle faglie bordiere dei Monti Picentini, con un sollevamento di questi ultimi che porta a quote superiori ai 700 m s.l.m. dei conglomerati alluvionali interpretabili come le facies più prossimali dei Conglomerati di Eboli (CAPALDI *et alii*, 1988; RUSSO, 1990).

Nel contempo, i settori più esterni dell'antica piana entrano in subsidenza e vengono così esposti a trasgressioni marine. La porzione di Piana che diviene subsidente con questi eventi tettonici non è solo quella più costiera, ma include anche una ampia appendice allungata verso NE che penetra fin nella zona oggi occupata dal conoide del Torrente Tenza (periferia sud di Campagna; Fig. 8).

Su queste porzioni subsidenti si depositeranno, nel corso del Pleistocene medio, i terreni del supersintema indistinto di Battipaglia-Persano, potente centinaia



di metri e costituito da alternanze di intervalli alluvionali, transizionali e litorali organizzate in più cicli a controllo eustatico e tettonico. Nel corso del tardo Pleistocene medio cessa la subsidenza e vi subentrano leggeri moti surrettivi, cosicché si accentua la tendenza progradante del sistema e la sommità dell'unità Battipaglia-Persano dà origine ad un ampio terrazzo, apparentemente unitario, che degrada da 100 a 25 metri circa s.l.m. Nel corso del Tirreniano si verifica l'addizione di un'ulteriore fascia sedimentaria litoranea, dopo di che la Piana subisce ancora un leggero sollevamento tettonico. Un'ulteriore addizione frontale la Piana la subisce, infine, con le fasi di progradazione che si hanno dopo la risalita eustatica versiliana.

Fig. 8 (pagina precedente) - *Sezione geologica schematica dai Monti Picentini (NE) alla costa tirrenica (SW); da BRANCACCIO et alii (1987) modificata. Il substrato pre-quadernario è mostrato in modo indifferenziato. Vi si evidenziano i fagliamenti ad alto angolo pre e post-Conglomerati di Eboli Auct., a rigetto plurietometrico, nonché quelli -di minore entità- occorsi durante il Pleistocene medio. Nell'insero in alto (a cura di A. Cinque e C. Caiazza): 1) substrato pre-quadernario; 2) settore ove sopravvivono lembi dei Conglomerati di Eboli, basculati e sollevati fino a quota 400 m; 3a) area di accomodazione dei terreni medio-pleistocenici; 3b) margine di detta area delineato da faglie dirette e transtensive di forte rigetto; 3c) margine di detta area con onlap intravallivi da subsidenza e faglie minori; 4) direzione di probabile basculamento sin-sedimentario durante parte del Pleistocene medio.*

III – PRECEDENTI CONOSCENZE

Rimandando al capitolo precedente per la letteratura scientifica che riguarda il contesto geologico regionale, l'assetto strutturale del graben ospitante la Piana del Sele e le formazioni in esso ospitate che non affiorano nel presente Foglio, in questo capitolo si fornisce una rapida rassegna delle pubblicazioni che hanno riguardato i terreni e le morfologie presenti nell'ambito del Foglio 486.

Per l'ampia porzione di Piana che si colloca alle spalle del paleo-cordone di Gromola, contributi rilevanti sono stati quelli di BAGGIONI (1975) e LIPPMANN-PROVANSAL (1987). Nonostante i due diversi cognomi, si tratta della stessa autrice, la quale, attraverso osservazioni geomorfologico-stratigrafiche e considerazioni paleoclimatiche, riconosce la presenza di tre ordini di terrazzi fluviali. Il primo e più vasto ordine viene tentativamente ascrivito al Riss, mentre il secondo viene attribuito al Tirreniano ed il terzo all'Olocene. Nello stesso settore di piana, BRANCACCIO *et alii* (1987) riconoscono la genesi policiclica del ripiano (solo apparentemente unitario) che precede gli eventi tirreniani e mettono in evidenza un sollevamento generalizzato di circa 15 metri nel corso del Pleistocene superiore.

AMATO *et alii* (1991), utilizzando dati di superficie e di sottosuolo, segnalano il forte spessore (>250m) dei terreni a letto del ripiano morfologico pre-tirreniano, ne riconoscono l'incastro morfotettonico entro i Conglomerati di Eboli e vi notano litofacies attribuibili ad ambienti sia fluviali che transizionali. Per questi terreni, che vengono definiti come "Complesso di Persano", gli autori propongono una età che copre circa tutto il Pleistocene medio. Il lavoro citato segnala, inoltre, la presenza di tettonica sinsedimentaria e di faglie che disturbano con rigetti decametrici il ripiano impostato sui terreni mediopleistocenici e che sono sature dalle formazioni litorali tirreniane. Altre utili informazioni sulla tettonica fragile che ha afflitto l'area durante il Quaternario, si ricavano anche da CINQUE *et alii* (2000).

Per quanto riguarda i terreni litorali del Pleistocene superiore, la presenza di termini di spiaggia al di sotto delle antiche dune costiere segnalate da CESTARI (1969) è stata per la prima volta segnalata da BAGGIONI (1975) che li riconobbe, tra 10 e 13 metri di quota, a Gromola e a Masseria S. Cecilia; località poste a circa 3 km dalla costa attuale. Altri affioramenti dello stesso paleocordone sono stati descritti da RUSSO & BELLUOMINI (1992) che vi riconoscono, almeno in alcune località in destra del Sele, due distinte pulsazioni trasgressive ("A" più recente e "B" più antica). Sedimenti di spiaggia più antichi del paleocordone di Gromola sono stati segnalati, solo in sinistra del Sele, da BRANCACCIO *et alii* (1987) a 5,2 e 6 chilometri circa dalla costa odierna (località Masseria Stregara e Ponte Barizzo; entrambe fuori dal Foglio 486) a quote massime che sono rispettivamente di 14,5 e 17 metri s.l.m..

Dati circa l'età di queste antiche spiagge pleistoceniche sono riportati in tre articoli. Il primo (BRANCACCIO *et alii*, 1986) fornisce misure di epimerizzazione dell'isoleucina su conchiglie di *Glycymeris* che suggeriscono una attribuzione all'OIS 5.5 dei depositi di Ponte Barizzo ed all'OIS 5.3 di quelli di Gromola. Nel secondo articolo (BRANCACCIO *et alii*, 1988) si riportano nuove misure di epimerizzazione che, per i depositi di spiaggia di Masseria Stregara, suggeriscono età vicine a 120.000 anni, mentre per quelli di Gromola indicano, stavolta, una età prossima alla fine dell'ultimo interglaciale. Questa nuova datazione sui depositi di Gromola introduce l'ipotesi che l'omonimo paleocordone dunare copra sabbie di spiaggia ascrivibili a due distinti picchi trasgressivi dell'Ultimo Interglaciale (OIS 5.3 e 5.1); ipotesi che - come già detto - viene sostenuta anche in RUSSO & BELLUOMINI (1992), i quali riescono però a datare solo il primo dei due eventi trasgressivi (quello denominato "B"; campionato a 7-8 metri di quota in località Arenosola), ottenendo un rapporto racemico che suggerisce una età tra 100.000 e 110.000 anni.

Per quanto riguarda i terreni olocenici che formano la porzione più esterna della Piana del Sele, si segnalano gli studi di BAGGIONI (1975), CINQUE (1986) e BRANCACCIO *et alii* (1987), i quali riconoscono e mappano due distinti cordoni costieri: quello di Laura, più antico e spingentesi fino a 1,5 km all'interno, e quello di Sterpina, che si spinge fino a circa 500 m dalla costa attuale.

Per i relativi depositi di spiaggia, BRANCACCIO *et alii* (1988) riportano datazioni radiometriche su gusci di lamellibranchi che danno età comprese tra 3.640 +/- 50 e 5.330 +/- 50 anni BP nel caso del cordone di Laura e una età di 2.500 +/- 70 anni BP per dei gusci prelevati a circa 500 metri dalla costa attuale entro fosse di cava aperte sul cordone di Sterpina. Per una spiaggia più esterna di questo stesso cordone (a 250 m dalla costa attuale, in località Spineta di Battipaglia) ROSSKOPF *et alii* (1995) segnalano l'intecalazione di pomici dell'eruzione vesuviana del 79 d.C.

Sempre in riferimento alle fasi di progradazione costiera tardo-oloceniche, LIPPMANN-PROVANSAL (1987) ritiene, sulla base di ritrovamenti di frammenti di

terracotte, che presso Porta Marina di Paestum si fosse già costituita una fascia costiera praticabile già nell'Età del Ferro. In base allo studio d'immagini telerilevate, foto aeree e sondaggi, GUY (1990a; 1990b) ipotizza che - in epoca classica - a breve distanza da Porta Marina vi era ancora una piccola laguna (o stagno artificialmente mantenuto aperto verso il mare). Per altri aspetti relativi alla evoluzione dell'area in tempi storici si rimanda al capitolo VIII di queste Note.

Circa la stratigrafia dell'intero prisma sedimentario costiero che si è aggiunto alla Piana nel corso dell'Olocene, BARRA *et alii* (1998; 1999) ricostruiscono - mediante sondaggi ed analisi sedimentologiche e paleoecologiche - che la trasgressione versiliana si preannunciò con l'instaurarsi di specchi d'acqua costieri limitati verso mare da lidi sabbiosi a tendenza ingressiva. A partire dal medio Olocene la tendenza della falcata costiera diventa, invece, progradante e si forma un'ampia fascia a cordoni litorali sabbiosi.

Circa la geomorfologia e la geologia della porzione marina del Foglio 486 si ricordano gli importanti contributi (già citati nei capitoli I e II) che BARTOLE *et alii* (1984), MOUSSAT *et alii* (1986), ARGNANI *et alii* (1989) e SACCHI *et alii* (1994) diedero alla definizione del complessivo assetto batimetrico, strutturale e stratigrafico del Golfo di Salerno. Dei tentativi di analisi ciclostratigrafica di dettaglio per il tardo Quaternario del Golfo di Salerno sono, invece, venuti da TRINCARDI & FIELD (1991) e da BUDILLON *et alii* (1994), i quali definirono, sulla base di profili sismici ad alta risoluzione sulla piattaforma continentale, la distribuzione e le *facies* dei sedimenti depositi a partire dalle fasi di abbassamento eustatico relative all'ultima glaciazione.

Per quanto riguarda, infine, i travertini pleistocenici ed olocenici affioranti nella porzione meridionale del Foglio 486, un primo tentativo di inquadramento stratigrafico e cronologico si ritrova in BRANCACCIO *et alii* (1987) ed in LIPPMANN & VERNET (1986). Circa le modeste placche travertinose che incrostano i ruderi della antica Paestum, CINQUE (1986) e VIOLANTE & D'ARGENIO (2000) hanno smentito la vecchia interpretazione di DE LORENZO (1930) e D'ERASMO (1934; 1935) che chiamava in causa crisi bradisismiche per spiegarne la quota di affioramento e che poneva tali eventi alla base della decadenza della città greco-romana. In effetti quelle incrostazioni si sono deposte indipendentemente dal livello di base della piana circostante ed il loro accumulo è l'effetto, non la causa, dell'abbandono della città e dei connessi sistemi di regimazione idraulica.

IV - CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI

Il settore emerso del Foglio 486 appartiene interamente alla unità fisiografica della Piana alluvionale costiera del fiume Sele, della quale il Foglio inquadra solo una parte. Si ritiene, pertanto, opportuno premettere una illustrazione dei caratteri tipici della intera Piana, così da rendere più efficace e comprensibile la successiva descrizione della porzione rappresentata nel Foglio.

Per quanto riguarda il settore sommerso (fondali del Golfo di Salerno) si rimanda al capitolo XI di queste Note Illustrative.

1. - LA PIANA DEL SELE

La Piana del Sele è un'ampia pianura costiera che si affaccia sul Mar Tirreno con una falcata che va dalla periferia sud di Salerno fin alle colline di Agropoli e che stabilisce un raccordo di costa bassa tra la scoscesa Costiera Amalfitana e le coste, solo un poco meno acclivi, del promontorio cilentano. Essa ha una estensione totale di circa 300 kmq e si spinge sino alla base dei Monti Picentini, verso Nord e Nord-est, e fin sotto le colline terrigene che preannunciano il massiccio dei Monti Alburni, verso Est. Verso Sud-ovest, infine, la piana si addentra a lambire le dorsali calcaree del Monte Soprano e Monte Sottano, nonché, presso Agropoli, i primi contrafforti flyschoidi del Cilento. Il perimetro della piana è vagamente assimilabile ad un triangolo, ma l'unico lato pressoché dritto è la sua fronte marittima. I margini interni, decorrenti ai piedi dei primi rilievi appenninici, risultano invece zig-zaganti a causa dell'alternarsi di scarpate di faglia bordiere ad orientazione NW-SE e NE-SW.

Il più importante corso d'acqua che percorre la piana e che ne sta all'origine, coi suoi apporti detritici, è il Fiume Sele. Esso perviene sulla piana pochi chilo-

metri dopo l'immissione del F. Tanagro e, attraversandola, riceve prima le acque del Torrente Tenza (uscite dalla finestra tettonica di Campagna) e poi, quando è a soli 7 km dalla foce, quelle del F. Calore. Altri importanti corsi d'acqua che hanno contribuito alla crescita della piana sono, da nord verso sud, il Torrente Fuorni, il Fiume Picentino, i torrenti Asa e Rialto, il Fiume Tusciano, il Fosso Capodifiume (corso di risorgiva carico solo di soluzioni carbonatiche) ed il Fiume Solofrone.

Riguardo alla geomorfologia della Piana, va notato che gran parte di essa (ad esclusione della cimosa aggiuntasi nell'Olocene; vedi oltre) è fittamente reincisa, sia dai sopracitati corsi d'acqua maggiori che da numerose vallecicole di basso ordine gerarchico che hanno origine sulla piana stessa. Sebbene si tratti di incisioni poco profonde ed ampiamente svasate, ne consegue che le antiche superfici di accumulo sono ridotte a lembi terrazzati o –laddove è stata più fitta la dissezione- a dossi allungati e altimetricamente accordanti che hanno sommità planari o dolcemente convesse. L'involuppo geometrico di questi relitti rivela che la piana nel suo insieme va innalzandosi verso l'interno (cioè verso NE) fino a raggiungere quote di oltre 100 metri laddove alle alluvioni del Sele si sono sommate le deiezioni del T. Tenza.

Analogamente, per azione di altri conoidi alluvionali, si hanno locali incrementi di quota e di pendenza nelle zone marginali di Battipaglia ed Eboli. Altre localizzate anomalie altimetriche si hanno alla base dei monti Soprano e Sottano; stavolta a causa di lobi travertinosi il più esterno dei quali si spinge quasi fino alla costa determinando un dosso calcareo che fu scelto dai coloni greci per fondarvi l'antica Paestum (Fig. 9).

A parte queste locali eccezioni, le antiche superfici di accumulo sono molto lievemente inclinate verso mare. In destra del Sele, ad esempio, tra la base del conoide del Tenza (area a SE di Eboli) e la località Fiocche, il terrazzo policiclico che insiste sul supersintema BP (Pleistocene medio; vedi Cap. V) degrada verso SW di soli 35 m (da 50 a 18-16 m s.l.m.) in una decina di chilometri. Localmente vi si riconoscono dei flessi suborizzontali (a circa 30, 25 e 18-16 m s.l.m.) che rimarkano alcune delle tappe di progradazione che contribuirono alla crescita di questo ampio terrazzo. Ben evidente su quasi tutta la lunghezza della piana (da Pontecagnano a Capaccio Scalo) è poi l'ordine di ripiani deposizionali costieri che si formò con lo stazionamento marino di età tirreniana ("paleocordone di Gromola" *Auct.*), di cui appaiono ancora leggibili, a tratti, il dosso sabbioso costiero (orientato N35W) e, più frequentemente, i piatti relitti dell'aggradazione sedimentaria retrodunare (normalmente a quote tra gli 11 ed i 14 m s.l.m.). Nella zona di destra orografica più prossima al F. Sele, uno di questi ripiani ed i depositi fluvio-palustri che lo formano, si addentra maggiormente verso l'interno della piana (Fig. 9 e 10), venendo a coprire un settore del terrazzo medio-pleistocenico precedentemente ribassato da una faglia SW-NE.

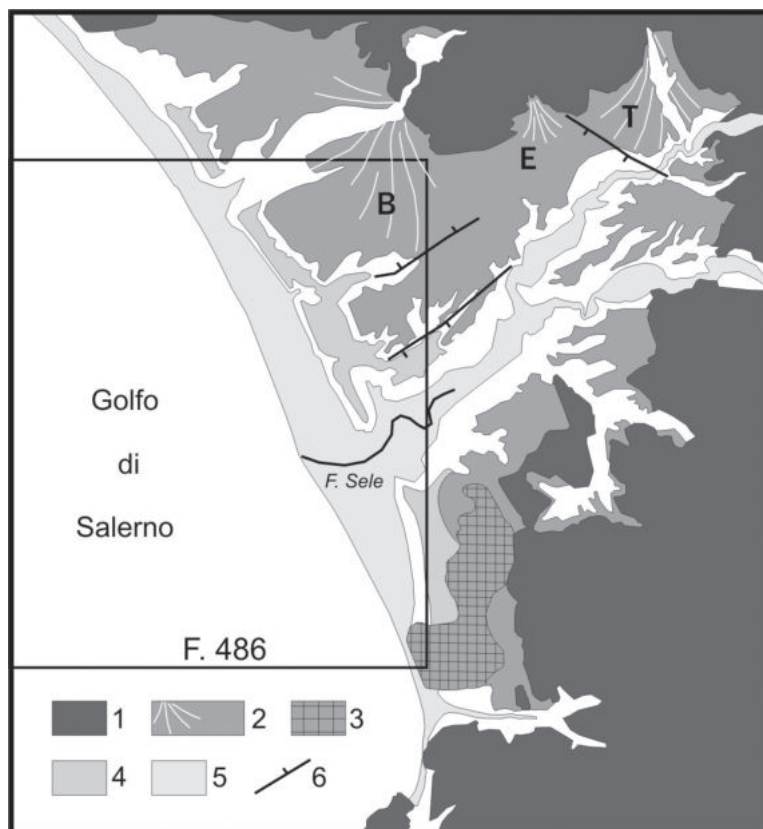


Fig. 9 – Schema delle principali superfici geomorfologiche della Piana del Sele. 1) rilievi collinari e montuosi; 2) lembi del terrazzo deposizionale policiclico associato ai sedimenti del Pleistocene medio e superiore p.p., con principali conoidi contribuenti (B: conoide di Battipaglia; E : conoide di Eboli; T: conoide del T. Tenza); 3) area con morfologie da deposizione travertinosa policiclica e divagante (Pleistocene medio Olocene); 4) lembi del terrazzo deposizionale associato al paleocordone tirreniano di Gromola ed ai coevi depositi transizionali; 5) piana costiera olocenica e correlate superfici di fondovalle fluviale modestamente reincise; 6) principali faglie che disturbano il terrazzo mediopleistocenico.

In sinistra del Sele (tra Gromola e Capaccio Scalo), il paleocordone tirreniano raggiunge quote maggiori (fino a circa 23 m s.l.m.) per via di una maggiore addizione di sabbie dunari; nel frattempo esso tende a piegare in direzione quasi N-S per raccordarsi ad un antico promontorio travertinoso. Al sovrapporsi ed affiancarsi di lobi travertinosi di età comprese tra il Pleistocene medio e l'Olocene si deve, in massima parte, la attuale morfologia del tratto di piana a monte di Capaccio Scalo-Paestum (zona di Cafasso e dintorni) ed anche di quello a sud di Paestum, dove non si manifesta più il paleocordone tirreniano.



Fig. 10 – Zona di Torre Barriata. In primo piano il terrazzo fluviale che si associa all'unità SLG_b e, sullo sfondo, il terrazzo di età tirreniana, associato alle facies transizionali dell'unità GML.

Sull'intero tratto che va da Salerno alla periferia nord di Agropoli, la parte più esterna della Piana è costituita da una fascia accresciutasi a seguito delle fasi oloceniche di progradazione costiera e di aggradazione lacuo-palustre alle spalle di cordoni sabbiosi litoranei (Fig. 9). I ripiani retrodunari, che a tratti si devono a recenti opere di bonifica per colmata (vedi Cap. VIII), si svolgono a quote tra 1 e 3-4 metri circa s.l.m.. I cordoni dunari, spesso multipli, mantengono un'altezza modesta, raggiungendo solo in brevi tratti i cinque o sei metri s.l.m..

Fin qui gli elementi geografici che sono ascrivibili alle varie fasi di progradazione costiera conosciute dalla Piana e che risultano organizzati in fasce circa parallele alla costa. Ma la geografia fisica della Piana del Sele consta anche di elementi, per così dire, trasversali che si legano all'azione dei fiumi che l'attraversano. In particolare, ai fiumi di maggior portata si associano solchi che dissecano la media ed alta Piana anche di alcune decine di metri. Lungo il Sele ed il Calore è stata riconosciuta la policiclicità di questi solchi, con intercalata formazione di terrazzi fluviali sia d'erosione che di deposizione (AMATO *et alii*, 1991). L'ultima fase di dissezione è quella occorsa durante la regressione dell'Ultimo Glaciale; essa disseca, infatti, anche il paleocordone di Gromola e risulta anteriore alla trasgressione versiliana, tanto che i sedimenti transizionali a questa associati invadono anche il basso tratto del solco scavato dal Sele sulla piana tardo-pleistocenica. Raccordinate al ripiano costiero olocenico e circa coetanee di esso, sono anche le superfici alluvionali di fondovalle (reincise di pochi metri al massimo) che risal-

gono lungo i solchi vallivi maggiori (Fig. 9). In esse sono spesso riconoscibili più ordini di terrazzi, il più recente dei quali è riferibile a variazioni dell'impatto antropico sui suoli di epoca storica (VITA-FINZI, 1975).

2. - L'AREA DI PIANA COSTIERA INQUADRATA DAL FOGLIO

La porzione di Piana del Sele che è inquadrata dal Foglio 486 comprende tutti gli elementi caratteristici di quella vasta unità fisiografica (descritti al paragrafo precedente), ad esclusione delle colline periferiche interne, costituite in massima parte da conglomerati alluvionali infrapleistocenici (vedi Cap. II).

In destra del Fiume Sele, il Foglio inquadra una porzione del ripiano sedimentario che si associa al supersintema BP (Pleistocene medio; vedi Cap. V), le cui quote sono qui comprese tra i circa 60 m della zona di Battipaglia ed i circa 16 m della zona più prossima al paleo-cordone di Gromola. La porzione più elevata di questo settore appartiene all'antico conoide (oggi disseccato) che il Tusciano formò all'uscita della forra con la quale esso disseca le colline conglomeratiche poste alle spalle del centro urbano di Battipaglia (poco fuori Foglio, verso NE; Fig. 9). Solo tra il fosso del torrente Lignata ed il solco del Sele, il ripiano medio-pleistocenico risulta chiaramente scomponibile in una parte superiore, più antica, che appiattisce intorno a quota 30 m s.l.m. (zona di Bivio Cioffi) ed una successiva fascia che mostra appiattimenti (più modesti e discontinui) a quote intorno a 25 e 18-16 m s.l.m.. In destra del T. Lignara si hanno modeste tracce di questi due ultimi ordini di ripiani, mentre quello di quota 30 m sembra mascherato dal conoide del Tusciano.

Come già detto nel paragrafo precedente, l'alta piana si presenta disseccata non solo dai corsi d'acqua maggiori (da NW verso SE: il Fiume Picentino, il Torrente Asa, il Torrente Rialto, il Fiume Tusciano ed il Fiume Sele), ma anche da tutta una serie di aste drenanti minori che hanno origine sulla piana stessa. Questa dissezione è particolarmente fitta nella zona assiale (a cavallo del F. Sele) che si estende tra l'incisione del torrente Lignara e la zona di Borgo S. Cesareo. Qui, di conseguenza, gli antichi ripiani risultano ridotti ad una serie di dossi allungati. Sia per l'originaria, leggera inclinazione verso mare dei ripiani, sia per la presenza di faglie che hanno influenzato il reticolo idrografico, la maggioranza dei dossi si allunga in direzione NE-SW. L'elevata maturità morfologica delle incisioni fa poi sì che detti dossi presentino fianchi a dolce pendenza e con profili concavo-convessi.

A valle della superficie policiclica medio-pleistocenica, si ha un ordine di ripiani sub-orizzontali che si collocano tra gli 11 ed i 14 m s.l.m. e che rappresentano il frutto della deposizione costiera avutasi durante l'Ultimo Interglaciale (paleo-cordone di Gromola ed associate aggradazioni retro-dunari. Tali ripiani

sono interrotti dagli ampi solchi fluviali del Tusciano e del Sele Fig. 9). Presso quest'ultimo (località di S. Cecilia, in destra, e di Gromola, in sinistra) l'erosione selettiva che si è esplicata durante l'approfondimento e lo svasamento del solco fluviale ha ridato evidenza geomorfologica al paleo-cordone, smantellando maggiormente i teneri sedimenti lagunari e di stagno cui le sabbie litorali (a tratti cementate) facevano passaggio verso terra.

Al fondo del solco col quale il fiume Sele s'incastra nei terreni pleistocenici della piana, si hanno ampi terrazzi fluviali olocenici che appaiono reinciati solo di pochi metri dal Sele medesimo. Anche lungo il basso corso del Fiume Tusciano si osserva la dissezione della pianura formatasi nel Pleistocene medio e superiore, ma qui alle fasi d'incisione si sono alternate fasi di aggradazione alluvionale che hanno dato riempimenti a più forte gradiente longitudinale.

Alla base del dolce pendio che scende dal paleo-cordone di Gromola verso SW, si estende con continuità un'area piatta e pochissimo elevata (di norma tra 1 e 4 metri s.l.m.) che fu occupata da ambienti prima lagunari e poi stagnali verso la fine della trasgressione versiliana. Come mostrano antiche mappe geografiche e carte topografiche (ad esempio, RIZZI-ZANNONI, 1808), larghi tratti di questa fascia costiera è stata occupata da stagni ed acquitrini sino alle bonifiche operate in epoca borbonica e nella prima metà del '900. A questa bassa fascia costiera si lega un'appendice ugualmente piatta e poco elevata che penetra entro il solco che il Sele aveva scavato sulla piana durante il tardo Pleistocene. Una fitta serie di canali di drenaggio, collegati tramite collettori a potenti idrovore, consente l'attuale uso agrario di questo territorio depresso.

A delimitare verso mare la sopra citata fascia bonificata, si pongono dei cordoni di sabbie di spiaggia ed eoliche che non si elevano più di 4-5 metri s.l.m. e testimoniano fasi di progradazione della costa occorse nella seconda metà dell'Olocene. Questi cordoni costieri tendono leggermente a convergere tra loro andando verso le periferie NE e SW della Piana, mentre le massime spazature (significative di crescenti ritmi di progradazione) si osservano presso il Sele. Una configurazione a cuspide della costa -ma appena accennata- attesta il ruolo degli apporti clastici del Sele nell'avanzamento tardo-olocenico della costa e l'efficacia distributiva del moto ondosso dominante. Il cordone più esterno, fissato da una pineta piantata negli anni 30 del novecento, conserva ancora la morfologia ondulata delle dune che lo hanno accresciuto negli ultimi secoli. La spiaggia che lo margina verso mare risulta di norma poco ampia e ripida, a causa della tendenza all'arretramento manifestatasi negli ultimi decenni; tendenza che a luoghi ha prodotto berme che attaccano gli antichi depositi dunari.

Nell'angolo SE del Foglio sono infine evidenti le morfologie lobate e terrazzate cui danno luogo i vari corpi travertinosi di Gaudio, Seliano, Paestum e Licinella; corpi che sono stati alimentati dalle acque molto cariche di carbonato provenienti dalla dorsale calcarea del M. Soprano (fuori Foglio in direzione est).

V - STRATIGRAFIA

PREMESSA

L'area del Foglio 486 ricade per intero nell'ampio Bacino della Piana Sele-Golfo di Salerno. Come già discusso nel Capitolo II, si tratta di un bacino definitosi nel corso del Quaternario che include non solo l'omonima depressione estensionale peri-tirrenica, ma anche i bacini fluviali che verso di essa convergono dai retrostanti rilievi dell'Appennino campano-lucano.

Trattando delle unità completamente formate e non ubiquitarie che appartengono a tale Bacino, nel seguito del capitolo saranno distinte quelle pertinenti alle valli intra-appenniniche convergenti verso la Piana del Sele (Settore delle Valli in Destra Sele) e quelle appartenenti alla piana costiera (Settore Piana del Sele). Nella seconda parte delle presenti Note Illustrative saranno poi descritte le unità del settore Golfo di Salerno).

Il settore Valli in Destra Sele è ampiamente rappresentato nei contigui Fogli Salerno ed Eboli, mentre nel presente Foglio compare con solo due unità alluvionali tardo-quaternarie del basso corso del F. Tusciano (FAS e MSQ).

Le unità della Piana del Sele sono raggruppabili in un supersintema ancora largamente indistinto (supersintema Battipaglia-Persano, BP) e due sintemi (sintema Gromola, GML, e sintema Campolongo, SLG). Sono inoltre distinte due unità litostratigrafiche: quella dei travertini di Seliano (TSN) e quella dei travertini di Paestum (TPP). La prima è iscritta nella parte alta del supersintema BP e continua, subaffiorante, sul fondale marino di fronte agli Scavi di Paestum. La seconda in massima parte interposta tra il sintema Gromola ed il sintema Campolongo. La posizione cronologica di queste unità cartografiche è illustrata in Fig. 11, la quale - per completezza - si estende fino al supersintema di Eboli, non affiorante nel Foglio 486, ma certamente presente nel sottosuolo (vedi Capitolo II).

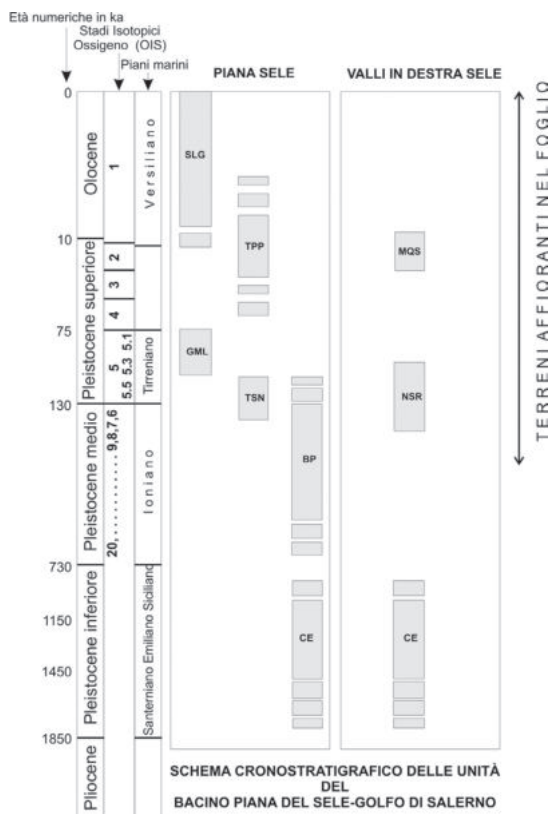


Fig. 11 – Schema cronostatigrafico delle unità cartografiche utilizzate per il bacino Piana del Sele-Golfo di Salerno e per i suoi settori “Piana del Sele” e “Valli in destra Sele”. L’unità CE, non affiorante nel Foglio 486, è presente nel sottosuolo della Piana. Le prosecuzioni a tratteggio dei rettangoli grigi indicano estensioni cronologiche incerte.

Per i sintemi di Gromola e di Campolongo, sono state distinte e cartografate le litofacies eteropiche e sub-eteropiche che li compongono. Data la scarsità di affioramenti, tali mappature hanno richiesto un notevole ricorso a dati di sottosuolo (stratigrafie di decine di sondaggi e di sondaggi effettuati nel corso del rilevamento) e ad estrapolazioni basate su criteri geomorfologici. Per il supersintema Battipaglia-Persano, le cattive condizioni di affioramento e la mancanza di indizi morfostratigrafici non hanno consentito di delineare la distribuzione in superficie né delle discontinuità che ne permetterebbero una suddivisione in sintemi, né delle variazioni latero-verticali di tessitura che lo caratterizzano. Esso viene cartografato con due toni che indicano diversi ambienti di formazione e diverse associazioni di facies.

1. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE APPARTENENTI AL BACINO “PIANA DEL SELE-GOLFO DI SALERNO”

1.1. - SETTORE DELLA PIANA DEL SELE

1.1.1.- *supersintema Battipaglia-Persano (BP)*

Include tutti i sedimenti accumulatisi sulla Piana dopo il ridisegno tettonico dell'area subsidente (ultima fase di forte fagliazione del supersintema Eboli) e prima della trasgressione di età tirreniana che è testimoniata dal sintema Gromola. Comprende sedimenti di ambiente fluviale, transizionale e marino costiero riferibili a più cicli deposizionali ad influenza eustatica e tettonica. Dati di sondaggio pregressi -finalizzati a ricerche idriche e. quindi, sommariamente descritti- non ne attraversano la base, pur spingendosi fino a circa 250 m di profondità.

Tale supersintema include per intero il Complesso di Persano di AMATO *et alii* (1991). Con la sua porzione più avanzata (SW) e recente, esso include anche quei terreni affioranti in destra del Sele che gli stessi Autori attribuirono ai primi picchi trasgressivi dell'Ultimo Interglaciale in base a correlazioni geomorfologiche con affioramenti in sinistra Sele (unità litorali di Ponte Barizzo e di Masseria Stregara; vedi Capitolo III). La decisione di includere anche detti terreni nel supersintema Battipaglia-Persano è legata al fatto che solo l'episodio trasgressivo testimoniato dal sintema Gromola dà luogo ad una discontinuità stratigrafica e geomorfologica seguibile su buona parte della Piana (sia in destra che in sinistra del Sele), risultando, quindi, utile ad effettuare una scansione allostratigrafica alla scala di bacino. Detta discontinuità è peraltro marcata dal fatto che alcune faglie di direzione SW-NE dislocano l'unità Battipaglia-Persano e risultano, invece, sature dall'unità Gromola.

In quanto ad età, il supersintema copre certamente massima parte del Pleistocene medio. La sua base è tentativamente posta vicino al passaggio Pleistocene inferiore-Pleistocene medio per i rapporti con i conglomerati del supersintema Eboli. Il suo tetto viene collocato nel corso del Tirreniano (qui inteso come intero OIS 5; Ultimo Interglaciale) ritenendo validi i dati cronologici che la letteratura riporta per i complessi litorali di Ponte Barizzo e Masseria Stregara (vedi Cap. III).

La superficie-limite inferiore del supersintema Battipaglia-Persano (ovvero il suo appoggio sui conglomerati del supersintema Eboli) nel Foglio 486 è ubicata sempre nel sottosuolo e non è ricostruibile per carenza di sondaggi abbastanza profondi da intercettarla. Essa viene comunque ipotizzata come una superficie articolata da faglie dirette ed oblique di notevole rigetto -oltre che da morfologie erosionali- sulla base di quanto è ricostruibile nella parte alta della Piana del Sele

(BRANCACCIO *et alii*, 1987; AMATO *et alii*, 1991), dove è chiaro l'incastro del supersintema in questione entro il paesaggio a blocchi fagliati che caratterizza gli affioramenti del supersintema Eboli.

Va comunque ricordato che nel Golfo di Salerno, i dati del pozzo Agip "Mina 1" (Fig. 6) e diverse linee sismiche (Fig. 5; SACCHI *et alii*, 1994) dimostrano continuità di sedimentazione marina tra gli equivalenti distali dei due supersintemi. Il sondaggio a terra "Sele 1" ha quasi certamente superato la base dell'unità Battipaglia-Persano, ma lo scarso dettaglio sedimentologico che caratterizza il *log* disponibile, insieme all'assenza di dati cronologici, non consente di ubicare con certezza il passaggio al sottostante supersintema Eboli. Quanto in tal senso indicato sul *log* del pozzo "Sele 1", riportato in Fig. 7 e nella analoga figura a margine della Carta, è solo un tentativo basato sui caratteri tessiturali della successione.

La superficie-limite superiore di BP coincide -per ampi tratti- con la superficie topografica attuale, includendo sia forme terrazzate (superfici di accumulo poco rimodellate), sia forme da incisione lineare e, localmente, scarpate di faglia di rigetto decametrico e molto addolcite dall'erosione (vedi anche Cap. IV).

Verso SW la superficie-limite sommitale di BP scompare al di sotto del sintema Gromola, i cui depositi trasgressivi vengono a ricoprirla invadendo anche alcune forme vallive preesistenti e suturando le faglie che avevano in precedenza dislocato il supersintema in questione. L'incisione operata dal F. Tusciano risulta in buona parte colmata dal sintema Fasanara. Laddove le incisioni su BP sono nate o si sono riapprofondite in tempi più recenti (tardo Pleistocene superiore ed Olocene antico), esse appaiono *pro parte* coperte da termini del sintema Campolongo.

Oltre la linea di costa, il supersintema BP risulta ampiamente coperto dai sedimenti depositi durante l'ultimo ciclo glacioeustatico del quarto ordine, inclusivi delle facies distali del sintema Gromola e dei successivi *system tract* del sistema deposizionale tardo-quaternario (SDTQ; vedi Parte Seconda).

Considerato nel suo intero spessore, il supersintema Battipaglia-Persano risulta costituito da intervalli prevalentemente ghiaiosi, sabbiosi e pelitici che si alternano con frequenza verticale da metrica a decimetrica (Fig. 12). Nella zona più interna (NE) vi sono segnalate, a tratti, anche lenti di travertino.

Dato che quest'articolazione è nota solo da pochi sondaggi troppo spazati, la geometria dei vari corpi non è ricostruibile in modo attendibile. Vi si evidenziano tuttavia variazioni riferibili a ripetute migrazioni della linea di costa e discontinuità riferibili a fasi di reincisione. Gli intervalli pelitici includono talora argille grigie e azzurre fossilifere e talaltra livelli torbosi. Alcuni intervalli francamente sabbiosi o sabbioso-ghiaiosi sono riferibili a sistemi di spiaggia-duna. In superficie l'unità presenta sempre suoli ben sviluppati e coltivati che ne oscurano i caratteri sedimentologici primari.

Con riferimento alle parti sommitali del supersintema, sono state distinti -tramite cambiamento del tono di campitura- una porzione formatasi in ambiente

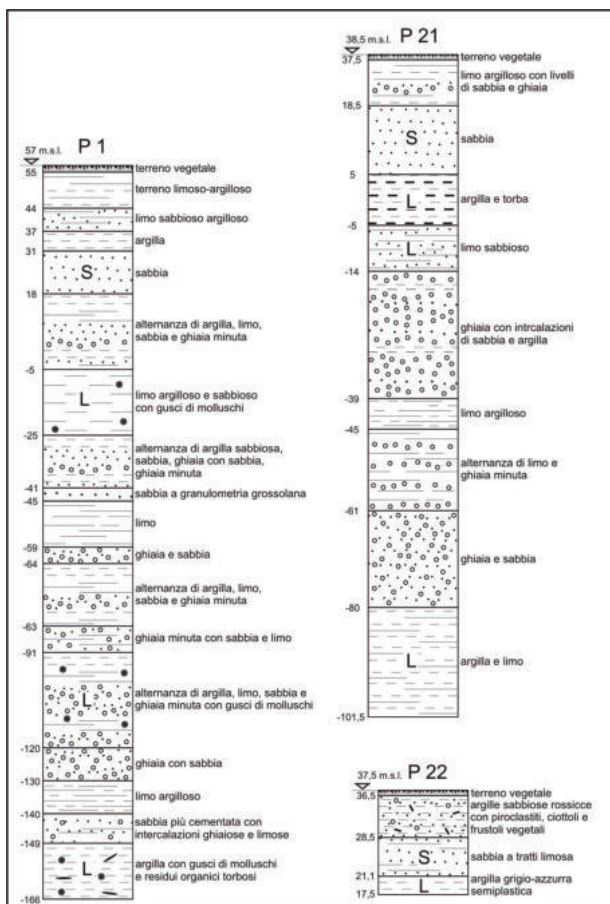


Fig. 12 – Litostratigrafia di tre sondaggi pregressi ricadenti presso l'angolo NE del Foglio 486 e che attraversano il supersintema BP. Si noti la presenza di intervalli sabbiosi attribuibili a spiagge/dune costiere (S) ed intervalli pelitici attribuibili a lagune e/o stagni costieri (L) fino a quote massime di 20-28 m s.l.m.. Gli altri intervalli sono probabilmente di origine alluvionale.

di conoide alluvionale ed una porzione formatasi in ambiente di piana costiera. Nella porzione più meridionale del foglio è stata inoltre distinta l'unità litostratigrafica dei travertini di Seliano. PLEISTOCENE MEDIO – TIRRENIANO *p.p.*

1.1.1.1. - Porzione deposta in ambiente di conoide alluvionale (**BP_a**)

E' dominata da sedimenti prevalentemente ghiaioso-sabbiosi formatisi in un



Fig. 13 – Località Taverna delle Rose, periferia sud di Battipaglia. Un tipico aspetto dei termini finali dell'unità BP in facies di conoide proximale.

ambiente alluvionale correlabile al paleo-conoide terminale del F. Tusciano, con apice presso Battipaglia. La frazione ghiaiosa (da fine a grossolana) ha clasti quasi esclusivamente carbonatici, provenienti dalle serie mesozoiche dei Monti Picentini e dal rimaneggiamento dei conglomerati del Pleistocene inferiore del supersistema Eboli (Fig. 13).

Le successioni chiudono in alto con alluvioni fini (sabbioso-limoso-argillose) a componente piroclastica spesso notevole e con intercalati frequenti episodi pedogenetici. Queste alluvioni più fini sembrano testimoniare fasi di rimaneggiamento dei depositi sottostanti ad opera di acque dilavanti su un conoide sostanzialmente inattivo (probabilmente già re inciso dal Tusciano). In sommità è spesso conservato un profondo paleosuolo bruno scuro, ben strutturato, molto decalcificato e argillificato. Per caratteri e posizione morfo-stratigrafica, questo paleosuolo è attribuibile a fasi di alterazione cominciate durante l'OIS 7.

Nel sottosuolo (sondaggio CFS 6; Fig. 14), l'ultima fase di deiezione ghiaiosa prograda su sedimenti pelitici di stagno, probabilmente costiero e collegabile ad una trasgressione glacioeustatica con tetto a circa 20 m s.l.m. L'analisi pollinica condotta su dette peliti ha rivelato la diffusa presenza di piante acquatiche che confermano l'attribuzione ad ambienti di stagno. Essa mette poi in luce degli spettri dominati da essenze arboree caratteristiche di un clima caldo-umido di tipo inter-

glaciale (*Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Quercus ilex* type, etc.).

La presenza sporadica di *Zelkova* indica un'età non posteriore allo stadio isotopico 5 (FOLLIERI *et alii*, 1986), mentre l'assenza di altri taxa esotici suggerisce (anche per raffronto con il *record* palinologico del vicino bacino lacustre di Acerno; MUNNO *et alii*, 2001) che il periodo interglaciale riconosciuto non sia più antico dell'OIS 9. Considerato il numero degli eventi trasgressivi che la Piana ha registrato dopo la deposizione dei sedimenti di stagno in questione (vedi paragrafo successivo e Fig. 14), appare molto probabile che questi ultimi risalgano proprio allo stadio isotopico 9.

Verso la sommità dell'intervallo pelitico, la presenza significativa del pino suggerisce condizioni climatiche fresco-aride che potrebbero marcare una transizione interglaciale-glaciale cui attribuire anche la successiva ripresa della progredizione del conoide. Su tali basi, l'ultima fase di deiezione ghiaiosa del paleoconoide di Battipaglia viene tentativamente riferita all'OIS 8.

1.1.1.2. - Porzione deposta in ambiente di piana costiera (**BP_b**)

Questa porzione è formata da sedimenti a tessitura per lo più sabbiosa e/o pelitica, formati in ambienti di piana costiera *l.s.*. Utilizzando alcuni sondaggi a carotaggio continuo effettuati nell'ambito dei rilevamenti Carg (vedi Appendice), ed i *log* di numerosi sondaggi pregressi, si è riusciti a ricostruire la sezione geologica di Figura 14.

In essa si distinguono: (k) complessi di spiaggia per lo più sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi; (w) complessi lagunari e lacuo-palustri argilloso-limosi, a luoghi ricchi di componente vegetale o di torbe; (y) corpi alluvionali a tessitura per lo più sabbioso-limosa, ricchi di brevi episodi pedogenetici, molti dei quali con segni di idromorfia. Alcuni sondaggi spostati più a SW permettono anche di osservare il passaggio dei depositi di spiaggia a (x) sabbie fini e peliti di acque relativamente profonde.

Le litofacies rappresentative di antiche spiagge hanno talora restituito foraminiferi bentonici quali *Elphidium* spp. e, con minor frequenza, *Asterigerinata* spp.. Le analisi effettuate sugli intervalli lagunari rivelano associazioni ad ostracodi costituite nel complesso da numerosi individui di *Cyprideis torosa* (JONES) e *Loxococoncha stellifera* (G.W. MÜLLER).

Inoltre sono anche presenti rari esemplari di *Semicytherura* sp., *Callistocythere* sp., Ilyocyprididae, e Candonidae. Le associazioni a foraminiferi bentonici, quando presenti, sono caratterizzate dall'abbondanza relativa di *Ammonia tepida* (CUSHMAN) e, subordinatamente di *Elphidium* spp. Nel complesso le microfaune testimoniano un ambiente deposizionale di acque meso-oligoaline a luoghi mesopolialine. Gli intervalli lacuo-palustri contengono una ostracofauna relativamente ben diversificata (con Candonidae, Darwinulidae, Ilyocyprididae e Limnocytheri-

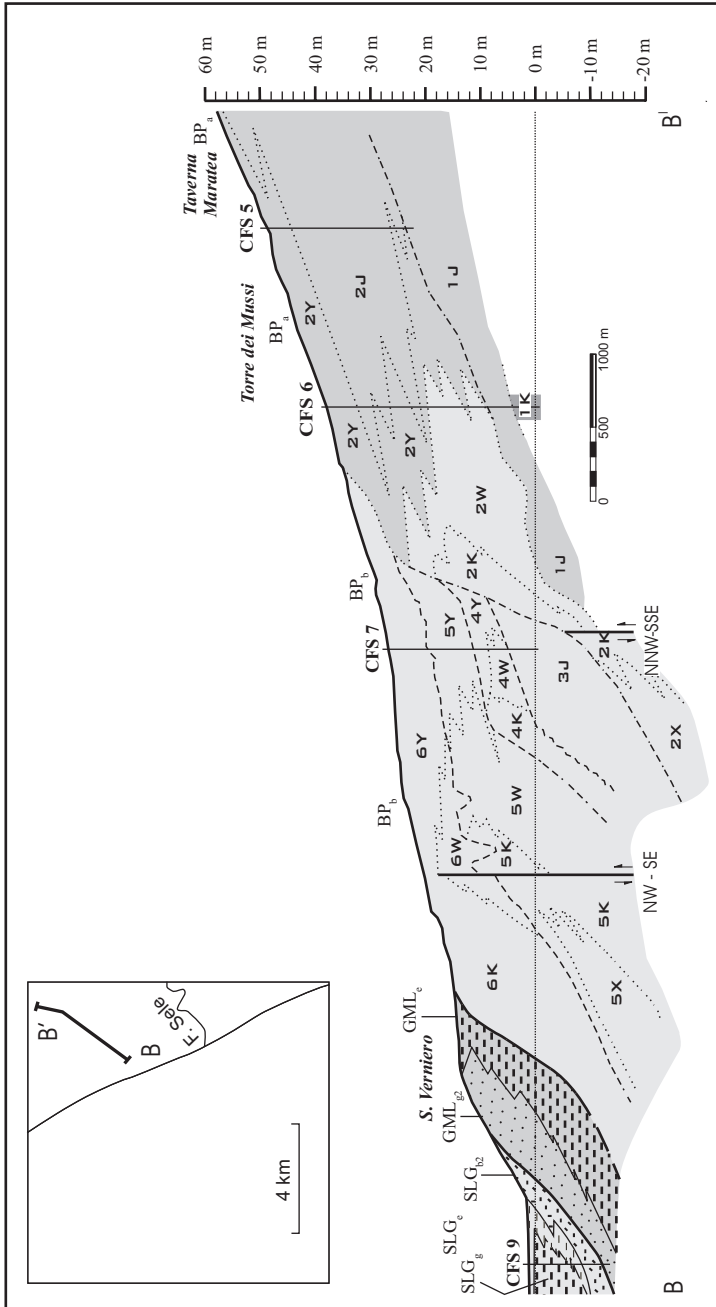


Fig. 14 – Sezione geologica trasversale alla costa (vedi ubicazione nell'inserito e sulla Carta) mostrante i rapporti tra le unità SLG, GML e BP, nonché l'articolazione interna di quest'ultima. Essa si basa sui sondaggi Carg mostrati (CFS 5, 6, 7 e 9) e sui log di molti altri sondaggi pregressi. Nell'ambito di BP, sono distinte varie parasequenze (numeri da 1 a 6) e le unità che le compongono (J: conglomerati di conioide; Y: depositi fluviali e alluvionali fini; W: peliti di laguna-stagno costiero; K: sabbie di spiaggia e duna; X: sabbie fini e peliti infralitorali).

dae) che è caratteristica di acque oligoaline. I pollini evidenziano associazioni tipiche di condizioni caldo-umide (interglaciale) con una foresta mesofila dominata dalla quercia decidua e una foresta d'alta quota dominata dall'abete. La presenza di Cyperaceae, piante erbacee tipiche di suoli umidi o acquitrini, e il ritrovamento sporadico di polline di *Typha* sono indizio dell'esistenza di specchi d'acqua dolce. Il ritrovamento in alcuni campioni del sondaggio CFS7 di alghe dinoflagellate potrebbe essere indizio di ambiente lagunare o comunque di ambienti dulcicoli molto prossimi alla linea di costa.

In termini di evoluzione sedimentaria, i rapporti geometrici evidenziati nella Sezione B-B' (Fig. 14) indicano il succedersi di più cicli trasgressivi, ciascuno dei quali fa migrare verso terra un sistema barriera-laguna. Viste le indicazioni di ordine palinologico riportate nel paragrafo precedente e considerato, altresì, che l'intera successione predata il sottostadio OIS 5c (cfr. sistema Gromola), gli episodi trasgressivi che la sezione evidenzia nel supersistema BP sono probabilmente riferibili agli stadi isotopici 9 e 7, nonché alla prima parte (5e) dell'OIS 5.

L'insieme dei cicli sovrapposti dà luogo ad un assemblaggio progradante di cunei sedimentari costieri. I termini alluvionali sono spesso in eteropia con quelli lacuo-palustri, ma colmano anche incisioni taglienti termini di cicli trasgressivi precedenti. Altre complicazioni stratigrafiche sono localmente date da faglie sin-sedimentarie con rigetti sino ad una decina di metri. I termini alluvionali sono dominati da clasti carbonatici e pertanto attribuibili ad apporti del F. Tusciano nella zona nord-occidentale; mentre sono più poligenici ed anche più arrotondati nell'area posta a sud del Canale Lignara, che riceveva apporti dal F. Sele.

Ove conservano le originarie superfici d'accumulo sub-orizzontali, questi terreni chiudono in alto con paleosuoli bruni molto evoluti (decalcificati ed argillosi) che rimandano al contributo di almeno una fase interglaciale. A luoghi vi si sovrappongono sottili coperture di piroclastiti fini, rimaneggiate e pedogenizzate.

1.1.2. - travertini di Seliano (TSN).

Costituisce una unità di tipo litostratigrafico collocata nella parte più recente del supersistema indistinto Battipaglia-Persano. Alcuni sondaggi pregressi ne evidenziano l'appoggio su sedimenti litorali e transizionali ascrivibili alle più recenti tra le ingressioni marine che caratterizzano il supersistema BP (probabilmente correlabili agli episodi Ponte Barizzo e/o Masseria Stregara della letteratura; BRANCACCIO *et alii*, 1988; AMATO *et alii*, 1991). Verso SE i travertini di Seliano scompaiono al di sotto dei travertini di Paestum; verso W e SW essi sono invece coperti, in discordanza, da termini del sistema Gromola. In particolare, nelle zone di Gaudio e di Seliano, alcuni scassi agricoli e scavi di fondazione hanno rivelato, fino alla quota massima di circa 12 m s.l.m., il locale ricoprimento

di questi travertini ad opera di sottili lembi di sabbie di spiaggia alterate, a luoghi fossilifere, ascrivibili alla litofacies “g₂” del sintema Gromola. Un’età anteriore a quella del paleocordone costiero di Gromola è d’altro canto suggerita dal fatto che il tracciato planimetrico di quest’ultimo tende a flettere verso ovest avvicinandosi alla località Seliano.

L’unità è costituita da travertini da litoidi a friabili che alternano –sia verticalmente che lateralmente- facies fitoermali e fitoclastiche, talora con evidente laminazione suborizzontale e con lenti decimetriche di argille torbose ricche in gasteropodi dulcicoli. La successione esposta per 3 m circa alla Necropoli di Gaudio presenta una evoluzione da ambiente palustre riducente (granuli limonitici da ossidazione di zolfo ferri) ad ambiente via via più ossigenato.

A luoghi reca in copertura piroclastiti alterate e due livelli di suolo sovrapposti: il più antico ha tessitura argilloso-sabbiosa molto compatta ed ha colore bruno-rossastro; il secondo è limo-sabbioso, di colore grigiastro e reca frammenti ceramici di età compresa tra il protostorico ed il recente. Lo spessore dell’unità è molto variabile e giunge fino ad un massimo di una quindicina di metri circa. PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*- PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*.

1.1.3. - sintema Gromola (GML)

Includo tutti i terreni che si depositarono sulla Piana a seguito della trasgressione testimoniata dal paleocordone costiero di Gromola e delle connesse fasi di progradazione costiera e di aggradazione del retro-barriera.

La superficie-limite inferiore si evidenzia in superficie come discontinuità geomorfologica rispetto ai ripiani del supersintema BP (piccole paleoscarpate costiere addolcite e discontinue) e, soprattutto, rispetto alle incisioni che avevano già disseccato quest’ultimo (incastri di GML entro valli e vallecole incise in BP). Nella zona di Torre-Barriata-Bivio S. Cecilia, la penetrazione “ad incastro” di GML sulla piana precedentemente costruita da BP è facilitata da pregressi ribassamenti lungo faglie orientate SW-NE. Nel sottosuolo, la superficie-limite inferiore (accertata solo localmente in base a dati di sondaggio) è ipotizzabile come una superficie trasgressiva, articolata anche da faglie, che si va approfondendo verso SW, fino a sfumare in una zona con continuità di sedimentazione presso la costa attuale o sulla piattaforma continentale del Golfo di Salerno.

La superficie-limite superiore del sintema coincide -dove esso è esposto- con la topografia attuale, includendo sia forme deposizionali poco rimodellate (dossi da cordone costiero e ripiani di aggradazione palustre ed alluvionale), sia forme di incisione lineare (Fig. 9 e 10). Verso SW la superficie-limite sommitale di GML scompare al di sotto del sintema Campolongo, le cui facies transizionali e fluviali vengono inoltre a ricoprirla anche invadendo alcune forme vallive preesistenti.

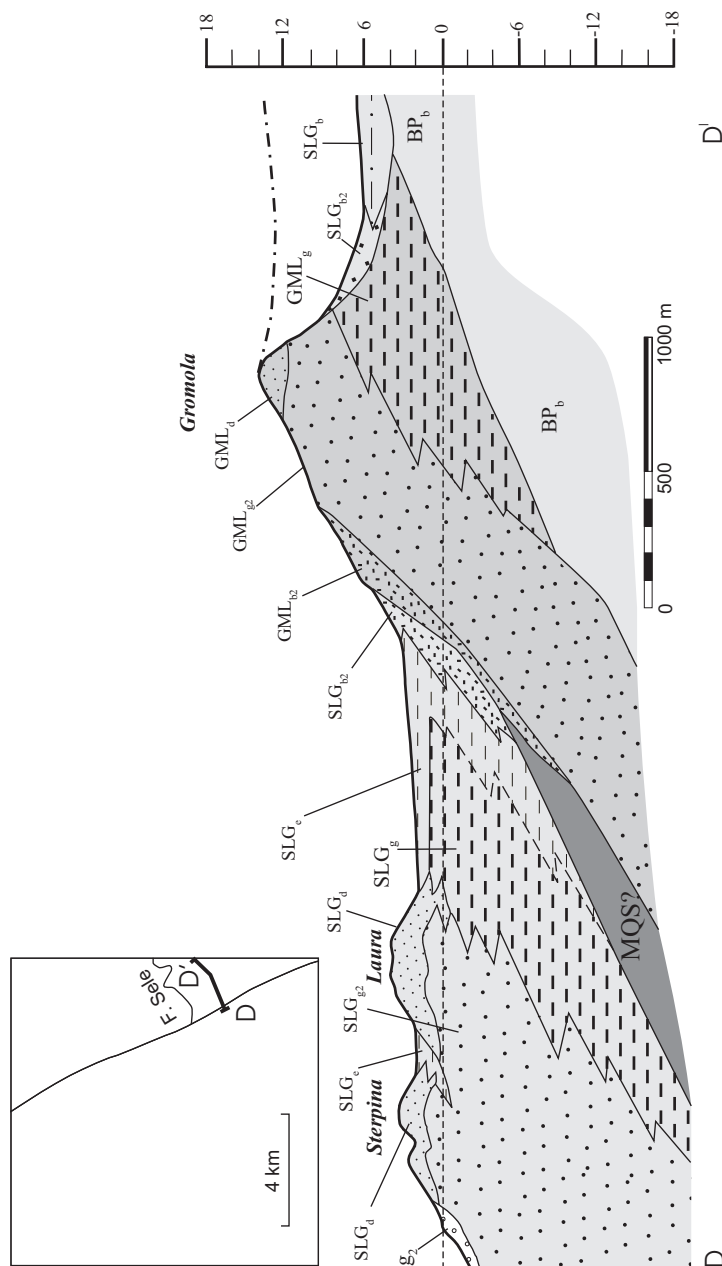


Fig. 15 – Sezione geologica trasversale alla costa (vedi ubicazione nell'inserito e sulla Carta) mostrante i rapporti tra le unità BP, GML e SLG, nonché l'articolazione interna di queste ultime. Oltre che sui dati di affioramento, la sezione si basa su log di sondaggi pregressi inediti, sui dati di sottosuolo di BARRA et alii (1898, 1999) e su estrapolazione dei sondaggi Carg CFS 1, 9 e 10. Sono tentativamente attribuiti all'unità MQS dei depositi fluviali riconducibili al periodo regressivo dell'Ultimo Glaciale. La linea a tratti e punti indica, per l'area di retro-cordone di Gromola, la topografia esistente prima della reiniscione innescata dal sollevamento tettonico post-Tirreniano e dalla regressione eustatica dell'Ultimo Glaciale

Il sintema Gromola è attribuito sicuramente al Tirreniano per la sua posizione stratigrafica e geomorfologica, nonchè in base a misure di racemizzazione effettuate su lamellibranchi presenti nelle facies di spiaggia (BRANCACCIO *et alii*, 1986, 1988; RUSSO & BELLUOMINI, 1992) le quali suggeriscono una attribuzione al sottostadio OIS 5.3 e/o al 5.1. PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*

Nel sintema Gromola sono state distinte sei unità di rango inferiore che rappresentano varie espressioni sedimentarie del ciclo ingressivo-regressivo testimoniato dall'intero sintema (Fig. 15). Esse vengono qui di seguito descritte seguendo l'ordine alfabetico delle sigle di facies recate a pedice.

1.1.3.1. - Depositi alluvionali (**GML_b**)

Alternanze di sabbie limose, limi sabbiosi, limi torbosi, suoli idromorfi e subordinatamente ghiaie ricche in matrice pelitica. Mai ben esposta e nota solo per qualche sondaggio pregresso e qualche taglio artificiale poco profondo, questa unità è stata cartografata anche grazie ad evidenze geomorfologiche. Essa forma riempimenti terrazzati a quote tra 12 e 17 metri entro vallecicole di basso ordine gerarchico che avevano disseccato il supersintema BP prima della trasgressione eustatica associata al sintema GML. Marginalmente include anche depositi colluviali provenienti dai fianchi vallivi che non sono risultati cartografabili separatamente e che hanno comunque caratteri litologici e litomeccanici abbastanza simili.

Sostanzialmente eteropica di GML_e (in particolare della sua porzione lacuo-palustre sommitale), questa litofacies ha spessore molto variabile, giungendo a valori massimi di alcuni metri.

1.1.3.2. - Depositi colluviali (**GML_{b2}**)

Depositi per lo più sabbioso-limosi, a luoghi includenti anche clasti centimetrici ereditati dalle adiacenti unità del Pleistocene medio e superiore, con caratteri tessuturali e strutture tipiche dei depositi di piede versante a basso angolo. Il loro colore complessivo -tra il marrone ed il bruno-arancio- ne denuncia l'origine per rimaneggiamento di manti di alterazione. Localmente può passare ad alteriti in posto di simile composizione che le pessime condizioni di affioramento non hanno consentito di mappare separatamente. Solo laddove la loro superficie sommitale è stata meno affetta da successive erosioni (come nel caso di Fig. 16) il manto alteritico appare ben conservato e caratterizzabile.

Potenti sino a qualche metro, i depositi GML_{b2} formano coltri colluviali lungo il fianco esterno del paleocordone individuato dalle unità GML_{g2} e GML_d. La

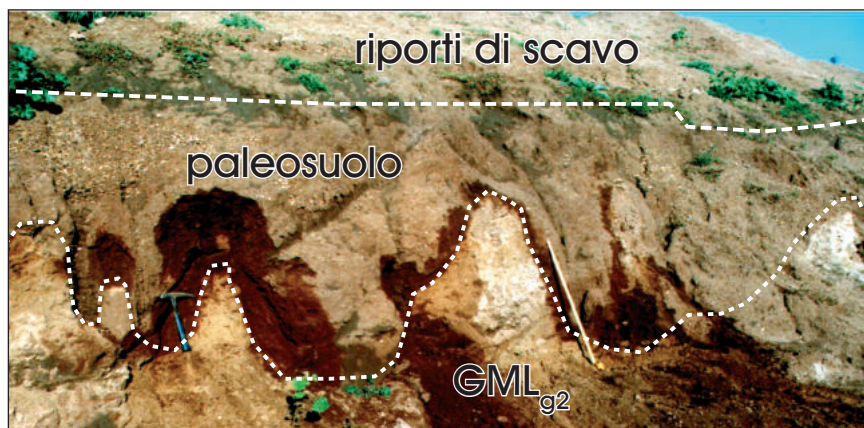


Fig. 16 – Il fronte di alterazione, conformato a guglie e tasche da dissoluzione, che separa le sabbie ghiaiose di GML_{g2} dal sovrastante paleosuolo, bruno e molto decalcificato, di età post-tirreniana. Le bande a tono più scuro si devono a nostre ripuliture volte a meglio evidenziare il citato contatto.

loro formazione viene ascritta al tardo Tirreniano, ma è quasi certamente continuata anche in momenti successivi del Pleistocene superiore.

1.1.3.3. - Depositi eolici (GML_d)

Sabbie medie e fini giallastre, a tratti apparentemente massive ed a tratti con laminazione incrociata a forte angolo.

Vi si osservano anche orizzonti bioturbati da apparati radicali di vegetazione litorale.

Nella zona di Masseria S. Cecilia vi sono state osservate intercalazioni canalizzate di depositi di piena fluviale (ascrivibili al vicino F. Sele anche per l'alta poligenicità ed il forte arrotondamento dei clasti) includenti anche *clay chips* e blocchi di peliti erosi da un retrostante specchio lacuo-palustre. Le sabbie di quest'unità eolica costiera appaiono talora irregolarmente cementate da calcite, ingiallite dall'alterazione e leggermente rubefatte. Il loro spessore è di norma contenuto in pochissimi metri. Grazie all'effetto ostacolo esercitato dai dossi di travertino di Seliano o per la presenza di fondali più bassi che gli stessi travertini (sommersi) garantivano, nella zona di Capaccio Scalo si hanno ispessimenti fino ad una dozzina di metri (zona del Parco Comunale "La collina"), così che la paleoduna conserva una certa prominenza sul retrostante, coevo terrazzo di aggradazione costiera. Scassi di fondazione effettuati poco a monte di questo residuo rilievo dunare hanno messo in evidenza il passaggio eteropico a facies di stagno-palude costiera (GML_e).

1.1.3.4. - Depositi palustri e di stagno (GML_e).

Alternanze centimetriche e decimetriche di argille limo-sabbiose, limi torbosi, torbe e sabbie, talora ghiaiose, a matrice pelitica. I loro caratteri sedimentologici e paleontologici, unitamente ai rapporti geometrici con altre litofacies del sintema, ne permettono l'attribuzione ad antichi stagni e paludi costiere limitati a valle da cordoni sabbiosi litorali (cfr. GML_d e GML_{g2}). Le analisi palinologiche effettuate su campioni da carotaggi (Vedi Appendice I) indicano, per la parte inferiore della litofacies, alternanze tra piante acquatiche (*Typha*) e piante di acquitrino (Cyperaceae), suggerendo ripetute oscillazioni della lama d'acqua. Tra i pollini di specie arboree si nota la predominanza della Quercia in associazione ad altri elementi della foresta decidua, fra cui l'essenza esotica *Zelkova* che –nei record stratigrafici italiani- non supera l'OIS 5 (FOLLIERI *et alii*, 1986). Nel complesso le associazioni rappresentano un clima di tipo interglaciale. Un relativo inaridimento è testimoniato, nella parte terminale dell'unità, dal deciso incremento dei pollini di erbacee (soprattutto Poaceae), ma con la persistenza di elementi termofili nella foresta decidua (*Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Corylus* e *Tilia*).

Sono probabilmente riferibili all'unità GML_e anche i resti di *Hippopotamus amphibius* LINNAEUS e di *Elephas antiquus* FALCONER & CAUTLEY segnalati presso S. Cecilia da DE LORENZO & D'ERASMO nel 1938 e ristudiati da LEUCI nel 1994.

L'unità ha spessore variabile e raggiunge valori massimi di circa 10 m nella fascia immediatamente a tergo del coetaneo paleocordone costiero (GML_d e GML_{g2}) e di circa 15 m nel settore di piana più prossimo al F. Sele. In questo secondo caso, essa ha anche una maggiore estensione verso l'interno perchè colma un solco che è collegabile in parte ad erosioni fluviali occorse in un *low stand* precedente ed in parte al rigetto di faglie SW-NE ribassanti a meridione.

In vicinanza del paleocordone tirreniano, l'unità GML_e passa eteropicamente a successioni che includono anche facies di ambiente lagunare (GML_g; vedi oltre) le quali diventano prevalenti verso SW, ossia al di sotto delle sabbie di spiaggia del sintema, marcando la fase ingressiva del sistema barriera-laguna (Fig. 17).

1.1.3.5. - Depositi lagunari (GML_g)

Sebbene non presente in affioramento, questa facies del sintema Gromola è stata riconosciuta in molti dei sondaggi pregressi analizzati ed è stata, inoltre, attraversata da alcuni dei carotaggi effettuati nel corso del rilevamento del Foglio (vedi Appendice 1). Si tratta di argille ed argille limo-sabbiose di colore azzurro e grigio che a luoghi includono intercalazioni di limi neri torbosi.

Le indagini polliniche vi segnalano resti di alghe dinoflagellate e di piante

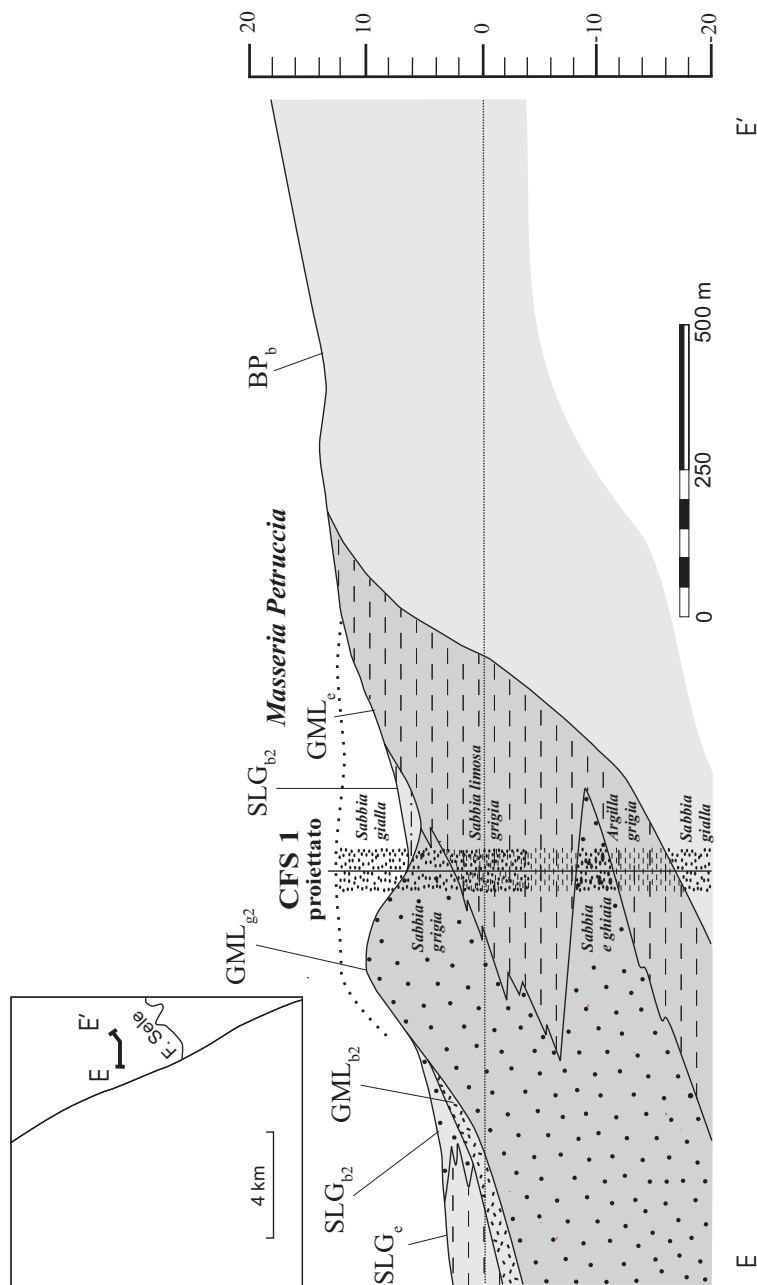


Fig. 17 – Sezione geologica trasversale alla costa (vedi ubicazione nell'inserito), mostrante i rapporti tra le varie litofacies del sistema GML ed il suo appoggio sul supersistema BP. Si noti la forte esagerazione verticale. La linea punteggiata indica la morfologia originaria (conservata in altri tratti della Piana del Sele) del top del sistema GML.

acquatiche caratteristiche di ambienti a bassa salinità. In quanto a microfossili, l'unità contiene associazioni caratterizzate da *Cyprideis torosa* (JONES), *Loxoconcha elliptica* (BRADY), *Loxoconcha stellifera* (G.W. MÜLLER), *Leptocythere* sp.. Vi si associano rari individui appartenenti alle famiglie Candonidae, Cypridae, Cyprididae, Darwinulidae ed Ilyocyprididae, tra gli ostracodi, e di *Ammonia tepida* (CUSHMAN) ed *Elphidium* sp. tra i foraminiferi bentonici. In alcuni livelli sono inoltre presenti rari esemplari di *Bolivina* sp. e *Nonionella* sp.. Le microfaune indicano nel complesso una deposizione in acque da oligo-mesoaline a polialine.

Verso terra (NE) l'unità fa passaggio eteropico a GML_e ed analoghe facies palustri caratterizzano a tratti la sua base trasgressiva sui terreni dell'unità BP. Nella fascia corrispondente al paleocordone tirreniano, i depositi lagunari in questione sono ricoperti dalle sabbie di spiaggia GML_{g2}.

Lo spessore dell'unità è variabile e raggiunge valori massimi intorno alla ventina di metri.

1.1.3.6. - Depositi di spiaggia (GML_{g2})

Sabbie e sabbie ghiaiose giallastre, spesso irregolarmente cementate e talora fossilifere (con prevalenza di *Glycymeris* sp., e *Cardium* sp.; Fig 17). Potenti sino a 15 m circa, raggiungono la quota massima di 13 m s.l.m. A S. Cecilia, un taglio di canale profondo fino a 6 metri e trasversale alla paleospiaggia, ha permesso di notarvi, tra quota 5 m e quota 11 m, associazioni di facies che testimoniano un'evoluzione da zona di limite piattaforma-spiaggia sommersa (alternanza di sabbie a laminazione incrociata "gibbosa", sabbie a laminazione piano-parallela ed incrociata alla scala dei *ripples* e livelli argillosi) a spiaggia sommersa inferiore (sabbie a stratificazione incrociata a basso angolo e a grande scala) ed a spiaggia sommersa superiore (sabbie a laminazione incrociata tabulare e piano-parallela con locali intercalazioni di strati e lenti ghiaiose). Il diretto passaggio di questi ultimi depositi a sabbie eoliche (GML_{d1}) viene ascritto ad una fase di deflazione interposta (Fig. 18). Le facies di battaglia dell'unità GML_{g2} sono invece conservate in altri punti del cordone, come ad esempio a Gromola, dove affiorano sabbie da fini a grossolane, a luoghi ciottolose, che mostrano laminazione piano-parallela ed incrociata a basso angolo, con alcune lamine costituite prevalentemente da minerali pesanti. Nei sondaggi effettuati, i livelli a granulometria minore rivelano microfaune caratterizzate dalla presenza di *Cyprideis torosa* (JONES), *Loxoconcha elliptica* (BRADY) e *Aurila nevanii* (RUGGIERI) tra gli ostracodi, e di *Ammonia tepida* (CUSHMAN), *Ammonia parkinsoniana* (D'ORBIGNY), *Ammonia gaimardi* (D'ORBIGNY) ed *Elphidium crispum* (LINNAEUS) tra i foraminiferi bentonici. Esse sono rappresentative di ambienti dal mesoalino al polialino. Nei livelli più grossolani si rinvenivano per lo più rari esemplari di *Ammonia* spp., compatibili con ambienti di spiaggia.



Fig. 18 – Un aspetto delle sabbie di spiaggia dell'unità GML_{g2} come apparse durante il taglio di un canale in località Masseria S. Cecilia. Si notino i livelli fossiliferi, qui dominati da valve di cardioidi



Fig. 19 – Parete a sud-est della Masseria S. Cecilia, mostrante i depositi dell'unità GML. Si notano, in basso, le facies di battigia GML_{g2} (con una discordanza dovuta a una fluttuazione minore del livello marino) e, in alto, le sabbie eoliche GML_d .

1.1.4. -travertini di Paestum (TPP)

Questi depositi costituiscono una unità di tipo litostratigrafico che ha però anche connotazioni di età relativa, in quanto si sovrappone stratigraficamente ai terreni del sintema Gromola e risulta in gran parte anteriore alla deposizione dei limitrofi terreni del sintema Campolongo.

E' costituita da travertini da litoidi a friabili che alternano livelli microermali laminati (incrostazioni su briofite), livelli stromatolitici convoluti, strati di travertini fitoermali e, subordinatamente, livelli fitoclastici straterellati. Lo spessore dell'unità, stimato in base ai pochi sondaggi che l'hanno attraversata, si aggira tra i 5 ed i 20 m (VIOLANTE & D'ARGENIO, 2000). Le facies, l'architettura stratigrafica e la geomorfologia del corpo consentono di interpretarlo come un'ampia placca auto-aggradante (fino a rendersi pensile sulla piana circostante) che è andata progradando verso W e SW e che è stata alimentata da sorgenti carsiche pedemontane site oltre il margine orientale del Foglio (cfr. Cap. IX) in una fase in cui il connesso Fiume Salso aveva un tracciato diverso dall'attuale. Oltre ai pochi affioramenti posti ai margini della placca, per la sua caratterizzazione sedimentologica possono vedersi i grandi blocchi squadrati che formano le mura greche della città di Paestum, i quali furono cavati dall'unità in questione, di solito a brevissima distanza dai siti di messa in opera (VIOLANTE & D'ARGENIO, 2000). Gli affioramenti presso l'angolo SW della cinta muraria greca (Fig. 20) mostrano la clinostratificazione dell'ultima fase di progradazione di questo complesso travertinoso.

Le piccole scarpate che troncano ad occidente la placca travertinoso (ad esempio, presso "Porta Marina" di Paestum) sono probabilmente dovute ad erosione ad opera del moto ondoso occorsa nelle fasi finali della trasgressione versiliana e prima che fasi di progradazione costiera tardo-oloceniche costruissero una piana costiera avanti al dosso travertinoso di Paestum (CINQUE, 1986). Un tentativo di datazione radiometrica uranio-torio è stato condotto sui travertini di fondazione della città antica affioranti presso l'angolo sud-occidentale della cinta muraria greca, ottenendo i seguenti risultati analitici: $\text{ppmU} = 0.819 \pm 0.019$; $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0.875 \pm 0.012$; $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 0.029 \pm 0.020$; $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 2.982 \pm 0.347$; Età in anni = 3200 ± 2200 . A parte l'ampio margine di errore, va segnalato il fatto che i travertini campionati presentano segni di precipitazioni tardive che ne hanno certamente ridotto l'età apparente.

Sempre a proposito di vincoli cronologici si ricorda che nell'area della città greco-romana di Paestum, diversi saggi archeologici hanno rinvenuto livelli del tardo Neolitico poggianti sull'unità già formata (VOZA, 1962). In un solo saggio del primo '900, nei pressi della Basilica-Heraion, in pochi decimetri di copertura terrosa sovrapposta ai travertini, furono rinvenuti manufatti che andavano dalle Età dei metalli fino al Mousteriano-Levalloisiano (BLANC & SEGRE, 1953; VOZA, 1962; AURIGEMMA *et alii*, 1986). In attesa di moderne verifiche del dato e del contesto stratigrafico, si può ipotizzare che nel luogo del saggio si abbia un



Fig. 20 – I clinoformi frontali della placca travertinosa di Paestum (TPP) presso l'angolo SW delle mura greche della città.

isolato affioramento di travertini più antichi (probabilmente un dosso dell'unità TSN avvolto, ma non ricoperto dai travertini di Paestum). Un'alternativa da non escludere è anche quella che interpreta la presenza dei reperti paleolitici come frutto di antichi riporti antropici.

Perfettamente allineato con il dosso formato sulla piana costiera dai travertini di Paestum, pochi ettometri al largo si ha un corpo travertinoso sommerso (A2.1 in Cap. XIII) che viene tentativamente ascrivito alla medesima unità TPP per posizione e per un grado di conservazione morfologica (lobi deposizionali originari ancora ben evidenti) che è molto maggiore di quello mostrato dai travertini di Seliano. La probabile continuità fisica tra la parte esposta a terra e la parte sommersa di TPP (esposti a partire dalla batimetria dei -14 m) risulta mascherata dalla copertura data dal sintema SLG, a terra, e da depositi di spiaggia sommersa ancora in corso di formazione, a mare. Dato che i travertini sommersi si estendono fino a profondità di almeno 18,5 m (ove scompaiono sotto recenti sedimenti di piattaforma interna; vedi cap. XI e XIII), quanto noto circa la curva di risalita post-glaciale del mare (LAMBECK *et alii*, 2004) porta a ritenere la loro deposizione in ambiente subaereo non più recente di circa 8 ka BP. PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.* – OLOCENE *p.p.*

1.1.5. - sistema Campolongo (SLG)

Rappresenta il prisma di sedimenti che -nel corso dell'Olocene- si è accresciuto sul fronte della Piana del Sele seguendo una tendenza che è stata prima trasgressiva e poi progradante. Esso costituisce la parte più interna e più elevata dei *system tract* olocenici riconoscibili anche nel Golfo di Salerno nell'ambito del SDTQ (vedi Parte Seconda).

Il margine verso terra (NE) del sistema poggia lungo il declivio che delimita ad occidente la fascia di affioramento del sistema GML, tenendosi con le sue facies lacuo-palustri a non più di 3 m circa s.l.m. Questo prisma ha spessore crescente verso mare e raggiunge una potenza valutata tra 15 e 20 m all'altezza della costa attuale.

La sua parte più antica (Olocene inferiore) testimonia il sollevarsi e l'ingredire di un sistema barriera-laguna; la sua parte più recente (Olocene superiore) mostra, invece, la crescita progradazionale dei cordoni costieri e, nel retrobarriera, il passaggio da ambienti lagunari ad ambienti palustri, finalmente colmati da apporti fluviali e, negli ultimi due secoli, da locali colmate di bonifica.

La superficie-limite inferiore affiora come discontinuità geomorfologica rispetto al paleocordone del sistema Gromola (Fig. 9 e 21) ed ai travertini di Paestum (brusche rotture di pendenza e modeste ripe d'erosione) e, soprattutto, rispetto alle incisioni che avevano già disseccato i terreni tirreniani (incastri di SLG

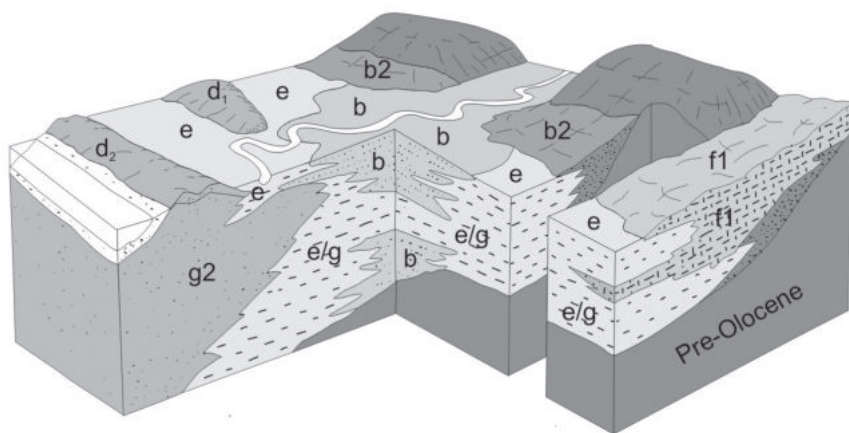


Fig. 21 – Diagramma a blocco con vista da sud, mostrante i rapporti stratigrafici tra le varie litofacies che compongono il sistema SLG, nonché le loro relazioni con gli elementi del paesaggio della bassa Piana del Sele e coi terreni pre-olocenici. Il dosso allungato presso il margine interno del blocco è il paleocordone di Gromola. e/g) Depositi palustri e lagunari; d1) Depositi di duna costiera del “cordone di Laura”; d2) Depositi di duna costiera del “cordone di Sterpina”; g2) Depositi di spiaggia; b) Depositi alluvionali; b2) Depositi colluviali; f1) Depositi travertinosi.

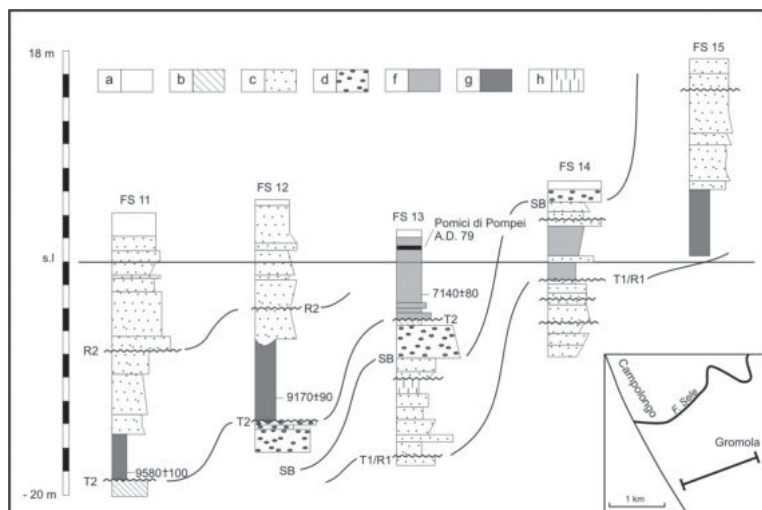


Fig. 22 – Interpretazione stratigrafica di un allineamento di sondaggi tra la depressione a tergo del "cordone di Sterpina" ed il fianco esterno del "cordone di Gromola" (da BARRA et alii, 1999, semplificata). a) Copertura recente; b) Suoli e paleosuoli; c) Sabbie di spiaggia e duna; d) Ghiaie e sabbie fluviali; f) Fango a fauna salmastra; g) Fango a fauna salmastra e marina con livelli organici; h) Argilla con fauna di mare aperto; T/R) Superfici di trasgressione e regressione. I numeri sulla destra delle colonne stratigrafiche danno i risultati, in anni B.P., di alcune datazioni ^{14}C . I sondaggi da FS 11 ad FS 15 sono riportati in Carta come P16, P17, P15, P14 e P13.

entro valli e valleciole incise in GML). Particolarmente marcata è la penetrazione "ad incastro" di SLG entro il solco inciso dal Sele durante il tardo Pleistocene superiore (regressione post-tirreniana).

Nel sottosuolo, la superficie-limite inferiore (accertata solo localmente in base a dati di sondaggio) è ipotizzabile come una superficie trasgressiva che generalmente va approfondendosi verso SW, ma che presenta anche solchi trasversali in corrispondenza dei fiumi maggiori. Essa giunge a -10/-15 metri presso la costa attuale e continua sulla piattaforma continentale del Golfo di Salerno fino ai minimi glacio-eustatici dell'OIS 2 (BUDILLON et alii, 1994).

Sia alcuni sondaggi pregressi da noi esaminati che quelli riportati in BARRA et alii (1998 e 1999) segnalano immediatamente a letto di questa superficie, paleosuoli e depositi fluviali che qui vengono tentativamente ascritti all'Ultimo Glaciale (vedi Fig. 15 e 22).

In altri settori della fascia costiera olocenica (meno prossimi alle foci fluviali), diversi sondaggi incontrano, invece, a letto delle peliti lagunari del sintema, dei depositi litorali e transizionali che potrebbero appartenere sia alla parte più esterna del sintema Gromola, quanto ad altre pulsazioni trasgressive del Pleistocene superiore.

La superficie-limite superiore del sintema Campolongo è quasi ovunque esposta e coincide con la topografia attuale. Essa è dominata da forme deposizionali poco o niente rimodellate che ben riflettono i processi delle varie facies in cui si articola il sintema (Fig.21).

L'età del sintema è ben vincolata da diverse datazioni ^{14}C effettuate sia su materiale vegetale proveniente dai termini pelitici transizionali (campionati a più altezze mediante sondaggi), sia su gusci di lamellibranchi prelevati dalle spiagge dei paleocordoni costieri e, infine, dalla presenza di piroclastiti della eruzione vesuviana del 79 d.C. (BRANCACCIO *et alii*, 1986, 1988; BARRA *et alii*, 1998, 1999; ROSSKOPF *et alii*, 1995). OLOCENE

Nel sintema Campolongo sono state distinte sei unità di rango inferiore che rappresentano varie espressioni sedimentarie del ciclo ingressivo-progradazionale testimoniato dall'intero sistema (Fig. 21). Esse vengono qui di seguito descritte seguendo l'ordine alfabetico delle sigle di facies recate a pedice.

1.1.5.1. - Depositi alluvionali (SLG_b)

Questa unità unisce in se vari corpi sedimentari di ambiente alluvionale e fluviale e dai caratteri leggermente diversificati. In particolare essa include: 1) sabbie, sabbie limose e limi fluviali (con episodi ghiaiosi che divengono più frequenti verso il margine interno del Foglio; Fig. 23) che formano terrazzi a pochi metri di quota lungo il basso corso del F. Sele; 2) depositi alluvionali fini posti al fondo di incisioni di basso ordine gerarchico che dissecano i terreni pleistocenici; 3) depositi fluvio-palustri allo sbocco dei corsi d'acqua sulla piana costiera olocenica.

La terza tipologia forma corpi fluvio-transizionali che presso il Sele hanno tessitura pelitico-sabbiosa e facies da fiume a meandri con argini naturali; presso il Tusciano, invece, hanno tessiture sabbiose e ghiaiose che rimandano a facies a più alta energia, forse da canali intrecciati su dolce conoide. Nella zona archeologica del Santuario di Hera Argiva (sulla sponda sinistra del Sele, a 3 km circa dalla costa), dei carotaggi eseguiti dalla Fondazione Lerici per la Soprintendenza Archeologica di Salerno, ritrovarono a 3 metri di profondità il passaggio da termini limo-sabbiosi e limo-argillosi (facies d'argine e di piana inondabile) a sabbie ghiaiose d'alveo fluviale. Queste ultime furono attribuite all'Eneolitico, mentre la base dei limi fu datata al VII secolo a.C.. Il livello di frequentazione greco-romana si trova tra 1 ed 1,5 m sotto il p.c., mentre le pomici vesuviane del 79 d.C. si trovano a 65 cm di profondità.

I terreni inclusi in questa unità sono largamente eteropici e coevi delle altre litofacies del sintema Campolongo ed hanno spessore variabile, fino ad un massimo di una decina di metri. In riferimento a quelli collegati al F. Tusciano, il riesame di alcuni sondaggi pregressi ha permesso di osservare che la parte più



Fig. 23 – Un aspetto dei depositi fluviali terrazzati che costituiscono l'unità SLG_b lungo il Fiume Sele, qualche chilometro a monte della foce.

avanzata del ventaglio da essi formato è stata leggermente erosa dal mare e coperta da sabbie di spiaggia dell'unità SLG_{g2} , mentre le ali laterali dello stesso corpo risultano “annegate” da peliti e torbe dell'unità SLG_e .

1.1.5.2. - Depositi colluviali (SLG_{b2})

Depositi eterometrici, ma per lo più sabbioso-limosi, di colore complessivo bruno e bruno-nerastro, da massivi a rozzamente stratificati e con intercalati suoli humiferi. Formano coltri colluviali alla base dei pendii che discendono da NE verso il margine interno della depressione retro-barriera olocenica, nonché lungo i fianchi di alcune incisioni che dissecano le unità BP e GML. Spessi al massimo qualche metro, sono eteropici e sovrapposti agli altri termini del sintema Campolongo.

1.1.5.3. - Depositi eolici (SLG_d)

Rappresentano le facies eoliche del sintema ed, in superficie, si rinvencono sui paleocordoni costieri olocenici ed alle spalle delle spiagge attuali. In questo secondo caso, i depositi sono da trattarsi come “unità formata” in quanto la dominante tendenza all'arretramento che caratterizza la costa da diversi decenni rende trascurabili e localizzati i fenomeni di ulteriore addizione eolica. Normalmente ricoperti da sottili suoli e, localmente, da riporti antropici, questi depositi hanno spessore generalmente compreso tra pochi decimetri e 4 m circa. Sebbene siano

state cartografate con un unico simbolo, ai fini di ricostruzioni morfologiche possono distinguersi due sub-unità cronologiche, associate rispettivamente al cosiddetto “cordone di Laura” ed a quello “di Sterpina” (BRANCACCIO *et alii*, 1987, 1988; CINQUE *et alii*, 1988b; BAGGIONI, 1973, 1975; ROSSKOPF *et alii*, 1995), i cui andamenti sono evidenziati in Carta da sovrassegni geomorfologici ed i cui rapporti morfostratigrafici sono esemplificati nello schema di Fig. 21 e nella sezione di Fig. 15.

Nel caso del dosso di Laura, che in realtà deriva dalla fusione di più cordoni costieri leggermente “fesonanti” contro il promontorio travertinoso di Paestum, l’unità è formata da sabbie medie e fini sciolte, a luoghi intercalate a depositi sabbioso-limosi di interduna e generalmente pedogenizzate in superficie. Tali sabbie si elevano sino a 5 m s.l.m. e, in vicinanza del Sele, sono interrotte per circa due chilometri per antiche fasi di erosione laterale divagante operate dal fiume. Potendole ritenere circa coeve delle sottostanti facies di spiaggia, la loro età può collocarsi tra circa 5,3 e 3,6 ka (vedi oltre).

Nel caso del dosso di Sterpina, che appare localmente suddivisibile in due cordoni elementari, l’unità è formata da sabbie medie e fini sciolte e poco o niente alterate, che si elevano fino a circa 5 m s.l.m. e che presentano intercalati, negli avvallamenti interdunari, sottili episodi sabbioso-limosi brunastri. A tratti le sabbie presentano una sensibile componente piroclastica, legata soprattutto all’eruzione vesuviana del 79 d.C.. Tale ultimo carattere, insieme a quanto noto circa l’età dei sottostanti depositi di spiaggia (vedi oltre), consente di assegnarle agli ultimi 2500 anni circa.

1.1.5.4. - Depositi palustri e di stagno (SLG_e)

Depositi di ambienti di stagno e palustre costituiti da fitte alternanze di limi sabbiosi, sabbie argilloso-limose nerastre, limi torbosi, torbe e, occasionalmente, sottili livelli di ghiaie fini. La componente grossolana è legata ad *input* alluvionali, mentre le sabbie fini sono anche di apporto eolico dalla spiaggia. Tra 1 e 2 m di profondità dal piano di campagna, vi si ritrovano spesso intercalate le pomici dell’eruzione vesuviana del 79 d.C., il cui spessore è di uno o due decimetri. Localmente (zone più depresse di Tenuta Spineta, Campolongo e Aversana) l’unità è ricoperta da depositi dovuti a recenti colmate di bonifica (vedi Cap. VIII), i quali non sono stati cartografati distintamente perchè di incerta delimitazione e spesso solo alcuni decimetri.

Le analisi paleoecologiche condotte su alcuni campioni dell’unità SLG_e hanno rivelato la presenza di *Cyprideis torosa* (JONES), *Darwinula stewensoni* (BRADY & ROBERTSON) e *Candona* sp., con associazioni riferibili ad ambienti oligoalini tendenti al dulcicolo anche per la presenza di oogoni di characeae.

L'unità passa verso il basso (di norma a partire da 0-1m s.l.m.) a depositi di ambiente lagunare (SLG_g) insieme ai quali costituisce un complesso pelitico di retro-barriera che è in massima parte eteropico e coetaneo delle facies di spiaggia del sintema. Lo spessore di SLG_e varia tra 1 e 4 m circa.

1.1.5.5. - Depositi travertinosi (SLG_{fl})

Travertini in strati e lenti di spessore decimetrico, di solito molto vacuolari e raramente litoidi, con episodi sia fitoclastici (sabbie travertinose laminate) che fitoermali (travertini con impronte di erbe e canne). In questi ultimi si riconoscono anche impronte di foglie, con dominanza di *Quercus* e *Laurus*. Localmente si rinvencono sottili intercalazioni di livelli argillosi e limo-torbosi. Per le loro facies e per le morfologie deposizionali che vi si associano, questi travertini si possono riferire ad ambienti di pendio dolce e di palude, rispettivamente associati a lobi progradanti leggermente prominenti sulla pianura costiera e ad aree umide poste alle spalle di cordoni costieri. Lo spessore visibile giunge sino a circa 5 metri, ma localmente potrebbe essere anche più elevato (base non esposta e difficoltà a riconoscere in sondaggi il passaggio ai sottostanti travertini di Paestum). Nella

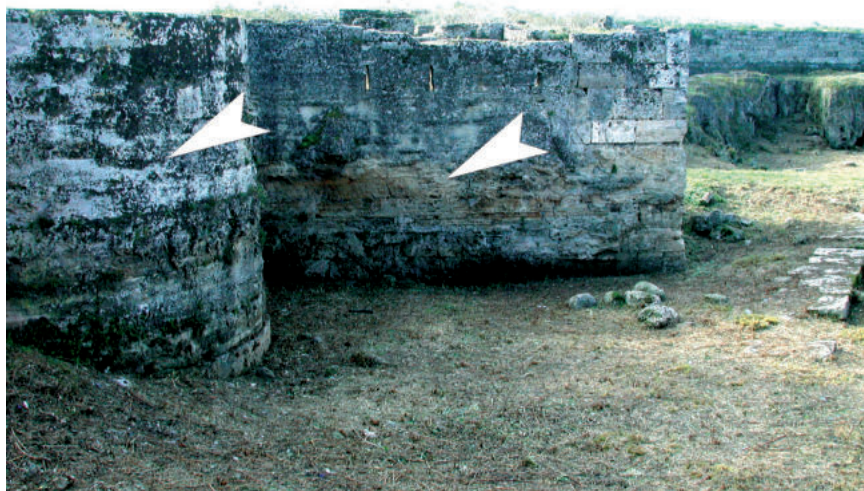


Fig. 24 – L'antica Porta Marina di Paestum. Nonostante siano stati ampiamente rimossi con gli scavi archeologici, rimangono attaccati alle mura dei brandelli dei travertini in facies di cascata e di vasca (alcuni dei quali indicati dalle frecce) che si formarono nel corso del Medioevo ad opera di acque ricche in bicarbonato defluenti, in questo caso, dall'interno verso l'esterno della città.

località Licinella, l'unità presenta chiari rapporti di interdigitazione con i termini palustri dell'unità SLG_e. In località S. Venere i travertini più recenti inglobano resti dell'Età del Bronzo (da antica a tarda), dell'Età del Ferro e dell'epoca greco-romana. A quest'unità si possono ascrivere anche le sottili e discontinue placche di travertino (di norma spesse solo pochi decimetri e non cartografabili) che incrostarono i resti dell'antica città di Paestum durante e dopo la sua decadenza altomedievale (vedi capitolo VIII). A ridosso dell'antica Porta Marina, le deposizioni travertinose medievali (qui in facies di argine e cascata) raggiunsero uno spessore tra 1 e 4 metri circa, ma detto corpo travertinoso è stato asportato con gli scavi archeologici (Fig. 24).

1.1.5.6. - Depositi lagunari (SLG_g)

Questa litofacies del sintema Campolongo non è affiorante, ma è ampiamente presente nel sottosuolo della piatta depressione morfologica che si interpone tra gli affioramenti tirreniani ed i cordoni costieri olocenici, nonchè al di sotto delle sabbie che costituiscono questi ultimi.

L'unità si compone di argille e limi di colore grigio e nerastro, di solito molto plastici, includenti talora dei livelli di sabbie limose che divengono più grossolane e abbondanti verso SW.

Dati micropaleontologici ottenuti dal sondaggio CFS9 (vedi Appendice 1) indicano, nella porzione bassa dell'unità, episodi a salinità relativamente elevata (polialino) con presenza di *Ammonia tepida* (CUSHMAN) (molto abbondante); *Ammonia perlucida* (HERON-ALLEN & EARLAND); *Elphidium sp.* e Miliolidae. I dati palinologici ricavati da campioni dello stesso sondaggio indicano paleoclimi caldo-umidi, di tipo interglaciale, con foresta decidua dominata dalla quercia, accompagnata da carpino e ontano e, secondariamente da elementi termofili quali nocciolo, olmo e tiglio. La flora mediterranea è presente con leccio, olivo e filirea, mentre sono da ascrivere a foreste d'alta quota delle cime appenniniche i pollini di faggio ed abete. Gli elementi erbacei più rappresentati sono le Poaceae, accompagnate da piccole quantità di Asteraceae e Cyperaceae. La presenza, seppur scarsa, di spore e di piante acquatiche suggerisce la co-presenza -sulla piana costiera- di ambienti dulcicoli.

Misure ¹⁴C riportate da BARRA *et alii* (1998, 1999) suggeriscono che la base dell'unità (trasgressiva sui depositi pleistocenici della Piana) si colloca tra il primo ed il secondo millennio dell'Olocene; risale, invece, a circa 4 ka BP la sostituzione -nell'area di retrobarriera- dell'ambiente lagunare con ambienti di stagno e palustri (vedi SLG_e).

Lo spessore di SLG_g è variabile e tende ad aumentare dalla base degli affioramenti di GML verso mare, raggiungendo massimi di una dozzina di metri nei

pressi del paleocordone di Laura, per poi assottigliarsi di nuovo verso mare, coperto da crescenti spessori di sabbie litorali oloceniche (SLG_{g2}).

1.1.5.7. - Depositi di spiaggia (SLG_{g2})

Questa unità accorpa tutte le facies di spiaggia del sintema Campolongo, ovvero del cuneo sedimentatosi sulla Piana del Sele durante l'Olocene; prima con *trend* trasgressivo e poi con *trend* progradazionale. L'unità raggiunge il suo spessore massimo (15-20 m) presso la costa attuale e -per il risalire della sua base- si assottiglia verso l'interno per scomparire all'incirca lungo il margine NE dei cordoni costieri marcati dall'unità SLG_d. Eteropica delle facies lagunari e lacuo-palustri del sintema (SLG_e), la sua parte più profonda ed esterna può essere assegnata ai primi millenni dell'Olocene, fermo restando che la sua prosecuzione oltre la linea di costa attuale include, verosimilmente, anche termini più antichi (*Transgressive System Tract* versiliano sulla antistante piattaforma continentale; BUDILLON *et alii*, 1994).

Immediatamente sotto le sabbie dunari di SLG_d e spesso esposte in occasione di sbancamenti, si hanno i termini del medio e tardo Olocene, che rappresentano le spiagge di massima ingressione e le successive progradazioni della linea di riva. In particolare, sotto gli affioramenti di SLG_d del "cordone di Laura" si hanno depositi di spiaggia costituiti da sabbie medie e grossolane (raramente ghiaiose) contenenti sparsi gusci di lamellibranchi marini. Tali depositi si spingono a quota massima di circa 1,5 m s.l.m. e precedenti datazioni ¹⁴C su gusci di lamellibranchi raccolti in varie località in sinistra del Sele (BRANCACCIO *et alii*, 1988) permettono di inquadrarli tra 3,6 e 5,3 ka circa.

E' un'unità non affiorante, ma ampiamente presente nel sottosuolo della parte più esterna della Piana del Sele, ove è coperta da sottili spessori di sabbie eoliche costiere (SLG_e) ed è venuta spesso in luce in occasione di scavi di fondazione e di prelievi di sabbia.

Si compone di sabbie clastiche sciolte, da fini a grossolane e a luoghi includenti lenti di ghiaie sabbiose o livelletti di sabbie fini limose. A luoghi mostrano clinostratificazioni da battaglia e rari gusci fossili di lamellibranchi.

Utilizzando i dati disponibili per gli eteropici sedimenti lagunari del sintema (SLG_g) la parte bassa dell'unità SLG_{g2} può ascrivere ai primi due millenni dell'Olocene, fermo restando che sedimenti di spiaggia ascrivibili a precedenti momenti della trasgressione versiliana possono essere presenti -a quote inferiori- nell'area di *offshore*. All'apice della medesima trasgressione appartiene la porzione di SLG_{g2} che è presente, al di sotto di depositi eolici, nell'area di Laura. In tale zona, i depositi di spiaggia si spingono fino a 1,5 m s.l.m. e precedenti datazioni ¹⁴C su gusci di lamellibranchi, raccolti in vari punti (BRANCACCIO *et alii*, 1988),

permettono di inquadrarli tra 3,6 e 5,3 ka circa. La porzione di SLG_{g2} che si associa al paleocordone di Sterpina (appartenente alla parte progradante del sintema) può inquadrarsi tra circa 2,5 ka BP e la tarda età Romana sulla base di una datazione ^{14}C su gusci di molluschi (BRANCACCIO *et alii* 1988), per la presenza di una intercalazione piroclastica ascrivibile alla eruzione vesuviana del 79 d.C. (ROSSKOPF *et alii*, 1995) e per alcuni vincoli geoarcheologici provenienti dalla zona di Paestum (GUY, 1990a; 1990b).

Nel suo insieme, l'unità SLG_{g2} raggiunge lo spessore massimo (15-20 metri) presso la costa attuale. Spostandosi verso l'interno, la base dell'unità tende a risalire ed il suo spessore a ridursi, fino ad azzerarsi nei pressi del margine orientale del paleocordone di Laura.

1.2. - UNITÀ APPARTENENTI ALLE VALLI IN DESTRA SELE

1.2.1. - *sintema Fasanara (NSR)*

Alluvioni a tessitura medio-grossolana costituite da alternanze di sabbie, ghiaie sabbiose e ghiaie a clasti in massima parte calcarei e dolomitici, di dimensioni fino a centimetriche e ben smussati. Contengono rare lenti siltose e limo-sabbiose (NSR_p). Mai ben esposta, a causa della mancanza di forme di dissezione ripide e dell'intenso uso agricolo del territorio, l'unità è stata individuata soprattutto mediante dati di sondaggi e delimitata seguendone le relitte morfologie deposizionali. Morfologicamente l'unità dà luogo ad una sorta di conoide confinato entro una paleovalle poco profonda. Infatti, quest'unità fluviale del basso corso del F. Tusciano si incastra nel ripiano formato dal supersintema BP, colmando quasi completamente il solco che in esso aveva scavato lo stesso fiume. L'unità è a sua volta reincisa dal Tusciano e da altri corsi d'acqua minori. La superficie-limite inferiore è la citata forma di dissezione, scavata nel supersintema BP; essa emerge in superficie con un modesto gradino che decorre dalla periferia occidentale di Battipaglia verso SW, fino alla Azienda Spineta. La superficie-limite superiore è un articolato paesaggio d'erosione che per ampi tratti ha modificato la originaria morfologia di accumulo, specie verso valle. Tale superficie d'erosione scompare verso valle sotto i terreni del sintema Masseria Acqua Santa. Avendo colmato una ampia incisione a "v" ed essendo poi stata anche reincisa, l'unità ha uno spessore molto variabile che, in base ad alcuni dati di sondaggio, sembra raggiungere una ventina di metri al massimo.

Circa l'età del sintema, si osserva che esso si incastra entro termini di BP che sono riferibili alla parte alta del Pleistocene medio. La tessitura dei depositi ed il loro forte spessore fanno ipotizzare -per contrasto con le dinamiche fluviali

interglaciali che le vicende oloceniche testimoniano- una genesi connessa a climi freddi in grado di sovraccaricare di gelifratti il corso d'acqua. Per mancanza di contatti diretti, non sono chiari i rapporti stratigrafici con il sintema Gromola, rispetto al quale l'unità non manifesta neanche chiari rapporti geomorfologici. Pertanto si può solamente fissare tra il Pleistocene medio finale ed il Pleistocene superiore l'arco di tempo entro cui il sintema ricade. L'unità presenta spessore variabile e giunge ad una potenza massima di circa 20 m. **PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE (?)**

1.2.2. - sintema Masseria Acqua Santa (**MQS**)

Alluvioni ghiaioso-sabbiose e sabbiose con subordinati episodi pelitici, costituite da detrito per lo più carbonatico (**MQS_b**). Mal esposta, l'unità è nota soprattutto per dati di sondaggi pregressi. Morfologicamente essa dà luogo ad un conoide alluvionale che fuoriesce dalla valle scavata dal Fiume Tusciano nei depositi di piana del Pleistocene medio e superiore.

La superficie-limite inferiore è la citata forma di dissezione scavata nei sintemi Gromola e Fasanara. Essa si esprime anche in superficie sotto forma di incastro morfologico del conoide entro le morfologie associate ai citati sintemi precedenti. La superficie-limite superiore coincide in buona parte con la topografia attuale, consistendo in una morfologia a conoide rimodellata da forme di dissezione. Verso valle, la superficie-limite superiore, che qui include anche piccoli gradini di erosione frontale, scompare sepolta sotto i terreni del sintema Campolongo; in particolare sotto facies fluviali e fluvio-palustri (**SLG_b**)

Non si hanno elementi per una datazione precisa del sintema, ma considerando il suo incastrarsi entro un'incisione che disseca anche il sintema Gromola, nonché i citati rapporti con terreni del sintema Campolongo, essa può farsi ricadere in massima parte nel tardo Pleistocene superiore. L'unità ha spessore variabile e giunge fino ad una potenza massima di 15 m circa. **PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - OLOCENE p.p. (?)**.

2. - UNITÀ IN FORMAZIONE E NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

In ragione della scarsa varietà geomorfologica dell'area, i terreni in formazione (o comunque di genesi molto recente) che compaiono nel Foglio 486 si sono potuti raggruppare in due sole unità, riferite rispettivamente ai sedimenti delle spiagge attuali (**g2**) ed ai sedimenti degli alvei fluviali (**b**).

2.1. - SEDIMENTI DI SPIAGGIA (**g₂**)

Sabbie medie e grossolane, localmente poco ghiaiose, costituenti le spiagge attuali. Le spiagge a tessitura più grossolana si hanno nel tratto costiero più prossimo alla foce del F. Tusciano. Le sabbie sono dominate da componente silicoclastica (feldspati, quarzo, miche, etc.) derivata da apporti fluviali attingenti alle unità terrigene terziarie del retrostante Appennino. Vi si riconosce tuttavia una subordinata presenza di minerali femici di origine vesuviana. La recente tendenza all'arretramento erosivo delle spiagge (più sensibile verso nord-ovest) porta alla esposizione ed al rimaneggiamento di depositi di spiaggia emersa dei secoli precedenti.

2.2. - SEDIMENTI FLUVIALI (**b**)

Depositi fluviali delle aree di alveo attivo e golenali lungo i maggiori corsi d'acqua che attraversano la Piana del Sele. Si tratta per lo più di depositi ghiaioso-sabbiosi lungo il Tusciano e di depositi sabbioso-limosi con rare barre ghiaiose lungo il Sele. La natura dei clasti è prevalentemente carbonatica lungo il Tusciano e più poligenica (carbonatica e silicoclastica) lungo il Sele, dove è anche superiore il grado di arrotondamento. Localmente i depositi così cartografati si presentano fissati da vegetazione arbustiva ed arborea.

VI - TETTONICA E MORFOTETTONICA

(a cura di C. Caiazza)

Come eventi tettonici più antichi, la geologia del Foglio 486 mette in evidenza la fase di subsidenza che creò lo spazio di accomodamento per il potente supersintema Battipaglia-Persano. Si ricorda che questo è spesso almeno 250 m sulla base dei sondaggi per ricerche d'acqua trivellati tra Eboli e Battipaglia (AMATO *et alii*, 1991) e di oltre 400 metri per quanto suggerisce il sommario *log* del pozzo profondo Sele 1 (Fig. 7). Visto lo scenario tettonico delineato al Capitolo II, è probabile che lo spazio di accomodazione per tali sedimenti sia stato creato anche da una generale tendenza al basculamento verso NW (vedi Figg. 5 e 8).

Le stratigrafie di sondaggio raccolte per l'area del Foglio e per porzioni più interne della Piana, pur non permettendo accurate ricostruzioni paleogeografiche, indicano che nel supersintema Battipaglia-Persano sono presenti più episodi d'ingressione di ambienti marini e transizionali, in alternanza a periodi di progradazione e regressione.

Dato che gran parte dello spessore del supersintema si colloca sotto il livello marino, se ne deve dedurre che la sua deposizione è stata accompagnata da altrettanta subsidenza. Tale comportamento tettonico riguarda la prima parte dell'arco temporale coperto dal supersintema (Pleistocene medio antico) e ad esso vanno forse assegnate le evidenze di tettonica sin-sedimentarie segnalate da AMATO *et alii* (1991) nell'area tra Eboli e la conoide del T. Tenza presso Campagna.

Per la parte alta del complesso, la presenza di sedimenti marini costieri e transizionali sollevati fino a 20 m s.l.m. nel presente Foglio e fino ad oltre 30 m nell'alta piana (AMATO *et alii*, 1991; Fig. 12), fa invece concludere che nel corso del Pleistocene medio si sia verificata una inversione di tendenza. I sollevamenti furono più marcati (e forse anche più precoci) nelle parti di piana poste più a NE, lasciando, invece, soggetti alle trasgressioni glacio-eustatiche quaternarie i

settori più occidentali (vedi ad esempio la sezione di Fig. 14). Nel corso del tardo Pleistocene medio una leggera tendenza al sollevamento si estese anche a questi ultimi favorendo un assemblaggio progradante dei cunei sedimentari depositatisi a seguito di varie pulsazioni eustatiche trasgressive.

I citati movimenti verticali sono stati accompagnati da fagliamenti che talora trovano anche un'espressione morfologica in superficie. Si tratta di alcune modeste scarpate di faglia molto addolcite dall'erosione, nonchè di incisioni lineari con carattere di susseguenza. Diverse vallecicole susseguenti mostrano profili trasversali asimmetrici. Ciò viene messo in relazione al fatto che le dislocazioni da esse seguite accostano sedimenti a diverso grado di erodibilità; il che può avvenire anche con rigetti modesti, vista la fitta variabilità litologica verticale che caratterizza i terreni implicati.

Gli elementi di tettonica fragile messi in evidenza dalle citate forme, ma a luoghi anche da anomali accostamenti di facies rivelati da gruppi di sondaggi, hanno sia direzione circa E-W (notati anche fuori Foglio, tra Battipaglia e Pontecagnano) che NE-SW e NW-SE. Ad essi si aggiungono dei più rari lineamenti circa N-S che hanno anche espressione geomorfologica più blanda.

Sulla base di evidenze geomorfologiche e stratigrafiche, è possibile ipotizzare la presenza di alcuni "disturbi" tettonici che hanno condizionato la evoluzione sedimentaria del supersintema BP e la geometria del paleo-conoide che il F. Tusciano costruì al suo sbocco sulla piana costiera. Uno di questi "disturbi" (dal tracciato solo parzialmente ricostruito in Carta e ribassante a settentrione) passa nel solco del torrente Lignara, oggi sistemato come canale artificiale. La dislocazione è testimoniata dal fatto che, a sud di tale incisione, l'unità BP presenta un terrazzo sommitale che a nord scompare. Di questo ampio e dolce terrazzo, nel Foglio 486 compare solo la estrema propagine sudoccidentale, posta intorno a quota 30 m nella zona di Bivio di Cioffi. Sebbene con qualche difficoltà legata ad ondulazioni di rimodellamento, tale terrazzo può essere seguito verso NE (fuori Foglio) fino alla periferia sud di Eboli, dove raggiunge quote intorno a 50 m. Poco sotto la sua superficie, sono stati ritrovati depositi pelitici di ambiente transizionale a quota 29 m presso il Podere S. Anna (Località La Verdesca; Foglio 487). A nord del solco del T. Lignara, al contrario, si osserva una blanda morfologia a ventaglio che ha l'apice nella forra tagliata dal Tusciano nei Conglomerati di Eboli e che degrada in modo piuttosto regolare sino ad almeno 25 m di quota. Verosimilmente detto paleo-conoide è cresciuto all'interno del settore depresso in destra del T. Lignara, coprendo quei terreni che, relativamente sollevati, in sinistra del torrente affiorano a formare il sopracitato terrazzo di quota 30 m.

Un altro lineamento tettonico che interessa l'unità BP può essere ipotizzato poche centinaia di metri ad est della SS 18 sulla base di una brusca variazione litostratigrafica osservata confrontando diversi sondaggi pregressi. Si tratterebbe di una faglia sepolta, ad andamento circa N-S e ribassante ad occidente che è

stata anch'essa in grado di confinare alcune tardive fasi di crescita del conoide del Tusciano. Faglie di direzione appenninica e ribassanti a SW sono quasi certamente presenti lungo la direttrice Podere Cioffi-Masseria La Storta (con associato gradino, molto addolcito dall'erosione, tra ripiani a quota 25 m ed a quota 20 m circa) e tra l'Azienda Agricola Spineta e la località Femmina Morta (segnante il limite interno delle morfologie deposizionali suborizzontali associate al sintema GML).

Tra i lineamenti tettonici cui si associano anche piccole e dolci scarpate di faglia, spiccano per evidenza quelli di un set di faglie ad orientamento N50 che passa per la zona di Torre Barriata-La Storta. Si tratta di faglie con attività più recenti di quelle "appenniniche" appena citate. Esse ribassano verso SE e appaiono suturate dai depositi e dalle morfologie deposizionali del sintema Gromola. I gradini morfologici cui danno luogo sono alti pochi metri, ma sondaggi reperiti per la zona del ponte di Fiocche sul Sele (nel Foglio 487) assegnano ad una di esse un rigetto stratigrafico di circa 30 m, in massima parte compensato da sedimentazione differenziata (depocentro sul blocco ribassato) ascrivibile alla parte finale del supersintema Battipaglia-Persano.

All'attività di questo sciame di faglie nel corso del tardo Pleistocene medio si può verosimilmente imputare la definizione (a grande scala) dell'attuale tracciato finale del F. Sele, il quale divaga entro un solco che è, appunto, accostato alla base della gradinata di terrazzi duplicati che tali faglie creano. Che tale tracciato fosse già impostato nel Tirreniano lo testimoniano i depositi di foce che si interdigitano alle facies di spiaggia e dunari del sintema Gromola in località Masseria S. Cecilia. Prima delle citate dislocazioni tettoniche, il tratto finale del Sele poteva decorrere in direzione approssimativamente E-W, come suggerisce l'abbondanza di ghiaie ascrivibili a questo fiume nei sondaggi CFS2 e CFS3.

Circa l'età della fagliazione sin qui descritta si può affermare, in sintesi, che essa è attiva durante la sedimentazione del supersintema Battipaglia-Persano, probabilmente con ritmi che vanno decrescendo nel tempo. Le faglie più recenti sono quelle di direzione circa N50 e ribassanti a SE che disturbano la zona in sinistra del Sele più prossima al fiume poco prima della deposizione del sintema Gromola.

Come evidenze di tettonica post-tirreniana si hanno il modesto sollevamento dei depositi di spiaggia del sintema Gromola (generalizzato al tratto tra il Tusciano e Capaccio Scalo) e, forse, una faglia di direzione appenninica che si può chiamare in causa, ipoteticamente, per limitare verso sud questo ampio settore affetto da sollevamento post-tirreniano. Circa il primo aspetto, va considerato che in aree stabili del Mar Tirreno le quote eustatiche massime del Tirreniano sono stimate intorno a 4-6 m, per cui il sollevamento subito dal paleocordone di Gromola è calcolabile in 8-6 metri (ULZEGA & HEARTHY, 1986; FERRANTI *et alii*, 2006). Va tuttavia ricordato che le citate quote paleo-eustatiche si riferiscono al picco caldo del sottostadio OIS 5.5; se -come suggeriscono le misure di racemizzazione- le

spiagge del sintema Gromola appartengono ai sottostadi 5.3 e/o 5.1, il sollevamento subito potrebbe essere stato di una decina di metri più forte. Circa la citata faglia che limiterebbe a sud il settore in sollevamento, si ricorda che gli indizi sono la minore elevazione del tratto più meridionale della Piana del Sele (attraversato dal F. Solofrone), difficile da spiegare con motivi erosionali o di mancata aggradazione, insieme al fatto che anche in sondaggi non vi si trovano depositi litorali a quote superiori ai 6 metri s.l.m.. Alla attività di questa faglia supposta potrebbe collegarsi anche la migrazione delle sorgenti sulla piana allorchè presero a depositarsi i travertini di Paestum.

È probabile che il settore soggetto a sollevamento nel Pleistocene superiore fosse limitato verso SW da una faglia NW-SE decorrente lungo il fianco esterno sepolto (sotto il sintema SLG) del paleocordone di Gromola. A favore di questa ipotesi vi è il fatto che, in alcune sezioni costruite con *log* di sondaggi, detto fianco risulta troppo inclinato per essere una superficie di semplice regressione. In sondaggi collocati lungo detta fascia, inoltre, i terreni dell'unità SLG_c vengono talora a ricoprire non i termini di spiaggia di GML (come sarebbe normale nel caso di una evoluzione legata solo alla regressione post-tirreniana ed alla trasgressione versiliana) bensì le peliti di GML_c. Queste ultime potrebbero essere state in affioramento -durante la deposizione trasgressiva di SLG- proprio perché esposte lungo la ipotizzata scarpata di faglia.

Infine, circa l'attività tettonica dell'area durante il tardo Pleistocene superiore e l'Olocene, la attuale posizione batimetrica dello *shelf break* dell'ultima glaciazione suggerisce che non vi siano stati moti apprezzabili a partire dall'OIS2. Inoltre, l'evoluzione testimoniata dal sintema Campolongo (ingressiva fino a circa cinquemila anni fa e poi progradazionale) è quella tipica di zone stabili o almeno prive di movimenti verticali rilevanti. Tuttavia va segnalato che la parte basale dei depositi lagunari di SLG, datata tra 8 e 9 ka sulla base di misure di radiocarbonio (BARRA *et alii*, 1999), si trova oggi tra -18 e -10 m s.l.m., mentre la maggioranza degli autori (PIRAZZOLI, 1996; LAMBECK *et alii*, 2004) ricostruisce per quelle epoche un livello marino di almeno una decina di metri più basso. Si potrebbe dedurre che la Piana del Sele abbia subito sollevamento tettonico anche durante l'Olocene. Ma i dati sull'articolazione della risalita glacioeustatica post-glaciale sono ancora incerti e, inoltre, lo studio effettuato da BARRA *et alii* (1998), anch'esso corredato di datazioni ¹⁴C, segnala età calibrate tra 8765 e 9435 anni B.P. per i sedimenti lagunari di SLG ritrovati a quote tra -6,5 e -8 m s.l.m.

VII - EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

Dato che i più antichi terreni affioranti nell'area sono del Pleistocene medio (probabilmente della seconda metà di esso), la storia geomorfologica dell'area del Foglio 486 non può spingersi più indietro di quella data.

Le esistenti conoscenze sulla geologia e geomorfologia dell'intero Bacino, unitamente alle evidenze stratigrafiche riconosciute nel sottosuolo del presente Foglio, consentono di ricostruire qualitativamente che -nel corso del Pleistocene medio- l'area era sede di una piana costiera che registrava frequenti variazioni della linea di costa sotto l'impulso sia una subsidenza a ritmi variabili (cui si accompagnavano fagliazioni e forse basculamenti), sia dell'eustatismo climatico. Nel contempo, per effetto delle stesse variazioni climatiche e del dinamismo tettonico dell'*hinterland* collinare e montuoso, i corsi d'acqua discendenti sulla piana registravano variazioni del carico solido, sia in termini di quantità che di tessitura. Di conseguenza la piana costiera -coi suoi domini fluviali e transizionali - era soggetta sia a cicliche variazioni di ampiezza che ad alterne fasi di prevalente aggradazione e di reincisione.

Probabilmente la prima parte del Pleistocene medio ha visto prevalere la subsidenza sul colmamento sedimentario, così che la linea di costa riusciva a spingersi -almeno durante gli *high stand*- fin quasi alla base delle colline costituite di conglomerati di Eboli della zona di Battipaglia (angolo NE del presente Foglio).

Nel corso del Pleistocene medio, i ritmi medi di subsidenza si vanno riducendo per lasciare infine posto a leggeri moti surrettivi che sembrano interessare prima i settori più interni e poi quelli più esterni della pianura costiera che andava nel frattempo costruendosi. Questa evoluzione tettonica, combinandosi con le fluttuazioni eustatiche, ha conferito all'insieme dei cunei sedimentari costieri di *high stand* un assetto di tipo essenzialmente progradazionale.

Sia a causa di successivi rimodellamenti erosionali, sia per l'aggradazione al-

luvionale che ha accompagnato la generale tendenza progradazionale della piana, i leggeri dislivelli tra i tetti dei vari prismi affiancati non danno luogo a terrazzi ben distinti e seguibili. Tuttavia sono localmente evidenti dei ripiani intorno a quota +30 m (zona del Bivio di Cioffi), intorno a + 25 m (ad esempio, in località Femmina Morta) e uno o forse due tra +20 e +16 m s.l.m. (Serretelle, Tempa delle Craste, Cioffi). Questi terrazzi trovano una migliore espressione in sinistra del Sele, nell'ambito del Foglio 487. Nell'area del presente Foglio che cade in destra Sele, i ricoprimenti alluvionali che rendono poco evidente la gradinata di terrazzi costieri sono in gran parte dovuti al Tusciano, cui si deve anche la blanda morfologia a conoide che si ha subito a valle della forra che il fiume taglia nelle colline conglomeratiche subito a monte del centro di Battipaglia.

Nel tardo Pleistocene medio il Tusciano si incastra decisamente nel suo conoide, verosimilmente anche in risposta a leggeri sollevamenti lungo faglie ad andamento "appenninico". Nel solco d'erosione così creatosi si depositeranno poi – probabilmente in una fase di sovraccarico solido legata a fattori climatici – le alluvioni ghiaioso-sabbiose del sintema Fasanara, formandovi una sorta di conoide confinato. Diversa sembra essere stata la risposta del basso Sele alle vicende tardo-quadernarie; in particolare le sue fasi di deposizione e dissezione sembrano aver risposto più alle variazioni di livello di base indotte dalla tettonica e dall'eustatismo, che non a variazioni del suo carico solido. La differenza di comportamento rispetto al Tusciano risiede verosimilmente nel fatto che il Sele ha un bacino idrografico molto più ampio, un profilo longitudinale molto più dolce ed un punto di innesto sulla piana costiera molti chilometri più a monte.

Verso la fine del Pleistocene medio o all'inizio del Pleistocene superiore, l'attivarsi di uno sciame di faglie orientate circa N50 e ribassanti a SE deforma la piana e deflette il corso del basso Sele, deviandolo all'incirca sulla sua posizione attuale. Forse dopo essere stato anche approfondito per erosione durante una fase di mare basso, questo nuovo solco diviene sede di ambienti umidi transizionali determinati dalla trasgressione tirreniana di cui è espressione l'intero sintema Gromola. In altri termini esso diviene una appendice allungata verso NE degli specchi lacuo-palustri sorretti dai cordoni sabbiosi costieri che stanno avanzando verso terra. Una rientranza analoga, ma meno pronunciata e dovuta solo ad erosione, si forma anche in corrispondenza del Tusciano ed entrambe vengono rapidamente colmate da sedimenti fluviali e transizionali.

Nelle vicinanze di Paestum, la trasgressione testimoniata dal sintema Gromola trova parziale ostacolo in una placca travertinosa polilobata che si era da poco formata sulla piana costiera (solo in parte inquadrata dal presente Foglio; travertini di Seliano), la quale viene in parte sommersa. Il cordone costiero che marca il limite dell'ingressione tirreniana (cordone di Gromola), viene a luoghi innalzato da depositi eolici costieri, mentre la associata depressione retro-barriera si colma di sedimenti palustri e alluvionali formando dei terrazzi che sono oggi posti a quote comprese tra circa 12 e 14 metri s.l.m..

Successivamente, a causa dei bassi eustatici dell'intervallo OIS 4-OIS 2 e, forse, col concorso di un ultimo fagliamento lungo costa ad opera di faglie di direzione appenninica, si ha la reincisione delle morfologie tirreniane della piana ad opera del basso Sele e di altri corsi d'acqua.

Grossomodo nello stesso periodo, nella zona di Paestum si registra una ripresa della deposizione travertinosa che forma l'ampia placca di depositi calcarei (TPP) sul cui margine sorgerà poi la omonima città greca.

Probabilmente durante l'OIS 2, il Tusciano inizia a costruire un piccolo conoide alluvionale (sintema Masseria Acqua Santa) nella zona pianeggiante posta subito a valle del paleocordone tirreniano. E' probabile che anche il Sele ed altri corsi d'acqua della piana abbiano formato corpi alluvionali durante l'ultima glaciazione, ma questi sono coperti dai sedimenti olocenici della piana attuale più esterna e della antistante piattaforma continentale, la cui estensione varia da 11 a 30 km.

Con la risalita eustatica post-glaciale, la linea di costa migra rapidamente lungo la piattaforma e, intorno a 8000-9000 anni fa circa, investe l'area dell'attuale Piana del Sele portandovi un sistema di lidi costieri sabbiosi che si spostano verso l'alto e verso terra delimitando alle loro spalle ambienti lagunari (sintema Campolongo).

Poco prima di cinquemila anni fa, il corpo sabbioso costiero era giunto nella posizione oggi testimoniata dal paleocordone di Laura. Successivamente la tendenza ingressiva lascia il posto a quella progradazionale ed i lidi sabbiosi cominciano a migrare verso l'esterno, mentre le retrostanti aree depresse completano il loro colmamento sedimentario grazie anche agli apporti fluviali. Nella zona intorno a Paestum contribuisce a tale colmamento anche una nuova fase di deposizione travertinosa (SLG_{fl}).

VIII – EVOLUZIONE DEL PAESAGGIO IN TEMPI STORICI

(a cura di C. Roskopf)

1. - ASPETTI GEO-ARCHEOLOGICI

La fascia costiera della Piana del Sele è caratterizzata da contesti geomorfologici e geologici peculiari e diversi, in destra e sinistra del Sele, che hanno certamente influito sulla distribuzione e il tipo di frequentazione da parte dell'uomo nel tempo. Infatti, nel settore in sinistra, con ogni probabilità, sussistevano condizioni ambientali più favorevoli, data la presenza, oltre che dei paleo-cordoni litorali e delle retrostanti superfici terrazzate, dei dossi travertinosi di Gaudio, Seliano e Paestum. Questi, infatti, costituivano degli alti topografici che, pur vicini alle preziose aree umide createsi a seguito dei picchi ingressivi tardo-pleistocenici ed olocenici, offrivano suoli ben drenati su cui insediarsi. A parte le tracce di età paleolitica rinvenute sui rilievi montuosi retrostanti (località Getsemani e Monte di Capaccio, GRECO & VECCHIO, 1992), è proprio sui dossi travertinosi di Paestum e di Gaudio che sono state ritrovate alcune importanti evidenze della frequentazione dell'uomo in tempi preistorici.

Le più antiche tracce di frequentazione sono state rinvenute all'interno della cinta muraria di Paestum durante uno dei primi scavi di Spinazzola nel 1907 (AURIGEMMA *et alii*, 1986; SESTIERI, 1953, BLANC & SEGRE, 1953) nell'area tra la Basilica e il tempio di Nettuno. Si tratta di manufatti litici ritrovati al di sopra del banco travertino in pochi decimetri di terreno di copertura. La presenza di materiale rimescolato, che data dal Levallouisiano all'età del bronzo, del ferro e al periodo greco, lascia però dei dubbi di rimaneggiamento.

Ad una frequentazione in tempi molto più recenti è riferibile il giacimento preistorico rinvenuto presso la porta Aurea (VOZA, 1962) a circa 80 m a NW del

tempio di Cerere, che ha restituito, al di sotto di un sottile strato di humus, manufatti in ceramica, selce ed ossidiana databili dalla fase più antica del Neolitico al Eneolitico e riferibili alla Cultura di Laterza.

Al di fuori del perimetro della città antica, la presenza dell'uomo preistorico è documentata nella zona di Gaudio, a ca. 1 km a nord della cinta muraria, dove è stata rinvenuta una necropoli, costituita da una serie di tombe del tipo a forno, scavate nel travertino e databili all'Eneolitico (SESTIERI, 1950; VOZA, 1962).

I ritrovamenti citati, oltre a fissare limiti di età minima alle formazioni travertinose, testimoniano, con l'esigua profondità di rinvenimento e le loro stratigrafie, che il terrazzo di travertino è stato interessato successivamente solo da localizzati episodi di aggradazione alluvionale-palustre, come ad esempio presso il suo margine occidentale in corrispondenza di Porta Marina dove la presenza di resti di terracotta riferibili all'età del ferro (LIPPMAN-PROVANSAL, 1987) all'interno degli strati sommitali evidenzia una fase di deposizione immediatamente precedente l'arrivo dei coloni greci.

Mentre le zone di Paestum e Gaudio in tempi protostorici sembrano godere di discrete condizioni di stabilità, il settore di piana tra la città antica ed il cordone litoraneo di Sterpina, era soggetto ad aggradazione fluvio-palustre come testimonia la successione travertinosa ivi affiorante. Tale aggradazione si è articolata in più fasi, permettendo temporanee frequentazioni dell'uomo, come testimoniano i livelli e reperti archeologici intercalati a varie altezze ai depositi travertinosi (sezione di S. Venere; CESTARI, 1971; LIPPMAN-PROVANSAL, 1987) riferibili rispettivamente al Bronzo antico, al tardo Bronzo, all'età del Ferro e infine all'età classica.

Con l'arrivo, all'inizio del VI sec. a.C., dei coloni greci provenienti da Sibari, ha inizio una progressiva espansione e differenziazione delle attività umane nella piana di Paestum. Nella città di Poseidonia la più antica organizzazione urbanistica risale agli ultimi decenni del VI sec. a.C., periodo di grande sviluppo edilizio che vede la realizzazione di importanti monumenti di culto tra cui il tempio maggiore dell'Heraion del Sele, la Basilica e il Tempio di Cerere (Athena) databili tra il 530 e il 490 a.C.

L'organizzazione del territorio al di fuori delle aree urbanizzate di Poseidonia -rappresentate dal VI al IV sec. a.C. soltanto dallo spazio pubblico occupato dai santuari e dall'agora, e da quello privato situato ad ovest del precedente- è documentata, oltre che nell'area del Heraion di Foce Sele e in una ampia fascia posta da nord-ovest fino ad est della città (località Terra del Tesoro, Arcioni, Spina, Andriulo-Laghetto, Stazione di Paestum, ecc.), dai rinvenimenti in località Ponte di Ferro e Lupata, e nell'area di piana posta a sud della città antica (località Santa Venere e Linora).

In particolare, in località Ponte di Ferro, sulla riva destra del Fiumicello a circa 600 m dall'attuale linea di riva e a meno di un chilometro dall'ingresso di Porta

Marina alla città, è stato rinvenuto un sepolcreto scavato entro sabbie litorali. Tale sepolcreto è costituito da oltre 140 tombe, le cui caratteristiche, soprattutto se confrontate con le coeve tombe delle necropoli urbane, evidenziano chiaramente la condizione servile delle persone sepolte. Considerando l'età attribuibile (fine VI sec. a.C. - inizio V sec. a.C.) emerge chiaramente la loro relazione con il grande sviluppo edilizio di Poseidonia. Il sepolcreto ricade presso il margine interno del cordone olocenico più antico (cordone di Laura), entro una porzione che risultava già all'epoca appiattita. La disposizione regolare delle tombe, infatti, evidenzia una morfologia piana, e la loro posizione rispetto all'attuale livello del mare (1-2 m) testimonia che la falda acquifera all'epoca giaceva a quote simili se non più basse di quella attuale. Ciò permette di ipotizzare che in epoca arcaica la linea di riva già si trovasse in posizione simile a quella odierna.

La palude antistante la porta occidentale (Porta Marina) già esisteva nel VI secolo a.C., come evidenzia la presenza di frammenti di terracotta all'interno di depositi che recano anche detriti vegetali, piccoli gasteropodi e ostracodi tipici di acque da dolci a leggermente salmastre, perchè alimentata da sorgenti fortemente mineralizzate come quella della Lupata. E' presumibilmente in relazione alla costruzione del cordone di Sterpina che si era avuta la chiusura della laguna e la sua trasformazione in uno stagno costiero. All'epoca della eruzione del Vesuvio del 79 d.C., l'area umida avanti a Porta Marina costituiva un sistema chiuso con acque molto tranquille, tanto da permettere la stratificazione delle ceneri al di sopra dei lapilli (GUY, 1990a; 1990b).

Nel periodo della massima espansione urbanistica dei coloni greci, il settore di piana a sud della città di Paestum costituiva un'area improduttiva e sterile, caratterizzata dall'affioramento del banco di travertino, ed era sfruttato soprattutto per l'escavazione del travertino come testimoniano le antiche cave rinvenute. In esso sono state ritrovate numerose testimonianze della frequentazione umana durante il V e IV secolo a.C., rappresentate in particolare da una necropoli, una vicina area di culto e due assi stradali; il primo, ad andamento N-S (facendo presumibilmente parte della strada che originariamente doveva collegare Paestum con Agropoli) e il secondo, che interseca il primo e presenta andamento NW-SE. La posizione di tali reperti al di sotto di uno strato di travertino spesso fino a 4 m - rimosso a partire dagli anni '60 - evidenzia il protrarsi della frequentazione di quest'area fino ad almeno il III secolo d.C. (GRECO & VECCHIO, 1992) e consente di datare l'ultima fase di aggradazione fluvio-palustre ad un periodo successivo.

Già nel I secolo a.C. (secondo una testimonianza di Strabone, in MAIURI, 1951), la piana di Paestum è interessata da un progressivo impaludamento che non soltanto mantiene attivo l'ambiente paludoso antistante Porta Marina, ma è risentito anche all'interno della città di Paestum. Circa le cause di tale impaludamento, che ha portato ad un parziale seppellimento della città da parte di concrezionamenti calcarei, sono state avanzate una serie di ipotesi a partire dalla tesi del

bradisismo sostenuta da DE LORENZO (1930) e D'ERASMO (1934). A questa si è opposta quella del FRIEDLAENDER (1937) che ipotizzava un semplice ristagno delle acque incrostanti del Capodifiume. Secondo il Maiuri, le acque del Capodifiume penetrarono attraverso il varco di Porta Giustizia nella città defluendo verso ovest attraverso la Porta Marina, depositando spessori crescenti di travertino fino ad un massimo di ca. 5 metri nei punti più depressi. Le acque dilagavano anche intorno ai templi, incrostando il lastricato stradale e l'abitato medievale (testimoniato fino al V-VI sec. d.C.) che si formò nella zona più elevata della antica città (area presso il Tempio di Cerere). L'interposizione di terra tra mura e incrostazioni calcaree mostrerebbero secondo il MAIURI (1951) che almeno nella fase più progredita del processo di incrostazione, le mura erano già in stato di abbandono.

A partire dal 1200-1300 il litorale è soggetto a prevalente progradazione al ritmo medio di 0.3-0.4 m/anno circa. Infatti, le torri di guardia costiere costruite in tale periodo, verosimilmente a piccola distanza dal mare, si rinvennero a inizio '800 (RIZZI ZANNONI, 1808) ad una distanza di poco superiore a 200 m. La costruzione delle torri costiere, quindi, predata la fase di progradazione della linea di riva in relazione all'accrescimento del secondo, più esterno, allineamento dunare riferibile al cordone di Sterpina (Fig. 25).

La seicentesca Carta del Magini del 1620 (in BRUNO & LEMBO, 1982) evidenzia la presenza di due sbocchi sul mare del Tusciano e del Sele, e la confluenza del Capodifiume nel Solofrone. Nelle carte di inizio '800 e nella Pianta del bacino di bonifica del Sele, del 1860, sia il Sele che il Tusciano si presentano con un unico sbocco a mare. L'abbandonato ramo meridionale del Sele, si ritrova indicato con il toponimo di "Sele morto" nella cartografia del 1908 dell'I.G.M.I., mentre il Capodifiume sbocca a nord del Solofrone, mostrando un ramo secondario settentrionale in corrispondenza di Acquarola. La carta del BAMONTE del 1819 mostra una biforcazione del corso del Capodifiume all'altezza della porta meridionale della città antica di Paestum (Porta Giustizia) presso la quale si stacca dall'alveo principale (diretto aSE) un ramo minore che defluisce verso mare, bordando le mura meridionali della città e sfociando nei pressi della Torre di Paestum.

Dal 1809 al 1908 avviene una forte progradazione della foce del Sele, più marcata sul lobo destro, e un significativo avanzamento di tutta la fascia litorale (specie di quella in destra del Sele), ad eccezione della foce del Tusciano che è interessata, invece, da un netto arretramento (COCCO & DE MAGISTRIS, 1988).

Nel periodo successivo (1908-1954) prevale la tendenza generale alla progradazione sia in sinistra che in destra Sele, ad eccezione della sua foce, il cui lobo destro subisce un arretramento di oltre 25 m. Dal 1954 in poi si avverte in modo sempre più pronunciato l'inversione della precedente tendenza e l'affermarsi di fenomeni erosivi (COCCO & DE MAGISTRIS, 1988; COCCO & IULIANO, 1999).



Fig. 25 – La Piana del Sele al passaggio tra XVIII e XIX secolo (RIZZI ZANNONI, 1808) con evidenziati (in nero) i residui laghi costieri della depressione retrodunare olocenica. La lunga striscia boscosa "a" insiste sull'area acquitrinosa di Campolongo.

2. - LA BONIFICA DELLA PIANA DEL SELE

Dopo essere stata intensamente coltivata e sede di città nell'epoca classica, la bassa piana del fiume Sele in epoca medievale risultava praticamente disabitata. La frequentazione era limitata alle sue riserve di caccia come i feudi di Persano e di Serre, caratterizzate dalla presenza di ampi terreni boscati ricchi di selvaggina. Ancora nel 1790, come osserva il GALANTI (1792), non esisteva nessun villaggio tra Salerno e Agropoli. Gli unici nuclei abitati si trovavano lungo i margini interni della pianura e comunque in posizioni topografiche rilevate rispetto alle aree depresse.

La bassa piana era caratterizzata da una viabilità estremamente ridotta, rappresentata fino alla fine del XIX secolo dall'attuale S.S. N.18, la cosiddetta "Strada per Vallo" che collegava Salerno con Vallo della Lucania passando per Pontecagnano e Battipaglia ed attraversando il Sele all'altezza di Barizzo. Le uniche costruzioni esistenti lungo questa strada erano delle cappelle rurali costruite tra il X e il XIV

secolo e, come unico insediamento stabile, il Monastero Benedettino di S. Mattia, situato nella località omonima tra Battipaglia e il mare (GUGLIELMI, 1990).

Anche dall'esame di altri antichi documenti cartografici storici (BRUNO & LEMBO, 1982) emerge chiaramente lo stato di degrado e di abbandono in cui versava la bassa piana del fiume Sele, caratterizzata dalla presenza di una serie di stagni costieri: il *Lago Piccolo* o *Pantano della Fonte*, posto tra il Tusciano e l'Asa, il *Lago di Evoli* o *Lago della Spineta*, tra Tusciano e Sele e, in sinistra del Sele, il *Lago Grande* e il *Lago Pestano* o *Palude Lucana*. Mentre i documenti cartografici disponibili chiariscono, almeno approssimativamente, l'ubicazione e l'estensione originaria degli stagni situati a nord della foce del Sele, manca ogni riferimento per quelli posti in sinistra. Questi ultimi, tuttavia, si dovevano localizzare il primo nei pressi di Capaccio Scalo e il secondo presso le antiche mura di Paestum.

Il problema del prosciugamento delle aree costiere depresse viene affrontato in modo concreto per la prima volta con la presentazione di un progetto di bonifica nel 1818, purtroppo senza alcun seguito. Dopo le prime iniziative del governo borbonico a partire dal 1828, trascorrono circa 30 anni tra problemi tecnici e legislativi e difficoltà economiche prima che la materia venga regolata nel 1855 attraverso la creazione dell'Amministrazione Generale delle Bonificazioni con il compito di presiedere e coordinare tutte le opere di risanamento idraulico.

I primi interventi di bonifica, limitati inizialmente al settore a nord del Tusciano, vengono avviati soltanto a seguito della redazione dei primi progetti di prosciugamento del 1857-1858. Negli anni successivi vengono realizzati per il prosciugamento delle aree basse comprese tra Tusciano e Sele le vasche di colmata di Campolongo e di Aversano -quest'ultima divisa successivamente in due bacini, Aversano e Spineta- una rete di canali di scolo e di collettori, ed i canali derivanti destro e sinistro del Sele; vengono inoltre avviate le prime opere di derivazione delle acque (1868). Negli ultimi decenni del 1800, si completa soltanto il prosciugamento delle aree basse poste tra Tusciano ed Asa, grazie anche agli apporti di sabbia dalla vicina duna, mentre la restante piana continua ad essere un'area estremamente insalubre, infestata dalla malaria. Agli inizi del 1900 il 100% della popolazione presente lungo il tratto ferroviario Battipaglia-Agropoli, era affetto da malaria. Solo all'inizio degli anni trenta, a seguito della distribuzione di chinino, l'incidenza scende notevolmente (18%), ma un'altissima percentuale dei casi riscontrati risulta essere recidiva (BRUNO & LEMBO, 1982).

Ancora nel 1915, i lavori di colmata sono solo in parte completati, non avendo ancora raggiunto la quota di colmata prevista nelle vasche di Campolongo e di Aversano, mentre resta ancora da completare la sistemazione idraulica di diversi canali collettori quali il Lignara e la Radica. Nei decenni successivi continuano le opere di colmata, mentre si avvia, a seguito del decreto di concessione del 1929 alla costituita Società Anonima delle Bonifiche (S.A.B.), la bonifica integrale della piana. Questa vede la realizzazione di opere molto importanti quali la diga di

sbarramento sul fiume Sele all'altezza di Persano (1934) e il connesso sistema di canali di irrigazione, gli impianti idrovori in località Asa, Aversana e Foce Sele, l'acquedotto per il comprensorio in sinistra del Sele, nonché l'arginatura dei fiumi Tusciano e Sele (1934-36). Segue, infine, la bonifica della fascia costiera attraverso la piantumazione della pineta nel 1938.

E' nel corso del dopoguerra, con l'eliminazione della malaria, che la bonifica integrale di tutta la piana può ritenersi un fatto compiuto, grazie anche alla realizzazione della trasformazione fondiaria con la riduzione delle grandi proprietà terriere e la contrazione del pascolo e dell'incolto, e il connesso miglioramento della viabilità e dei collegamenti interni.

IX – IDROGEOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA

1. - IDROGEOLOGIA (*a cura di S. Fabbrocino*)

Il territorio che ricade nel Foglio 486 costituisce la fascia costiera dell'unità idrogeologica della Piana del Sele. La caratterizzazione idrogeologica di detta area è riferibile quasi esclusivamente agli studi derivati dalle indagini eseguite dalla ex Casmez (CELICO, 1978; 1983), i cui dati sono stati successivamente rielaborati ed integrati, almeno per il settore compreso tra il F. Tusciano ed il F. Sele, da BUDETTA *et alii* (1994).

Il complesso assetto stratigrafico-strutturale si riflette in un acquifero multistrato, con una circolazione idrica sotterranea articolata, in prima approssimazione, in una falda superficiale ed in almeno una falda confinata, profonda.

In particolare nell'area in esame la circolazione idrica connessa alla falda profonda si esplica prevalentemente nel supersintema indistinto di Battipaglia-Persano ("Complesso di Persano" *Auct.*, AMATO *et alii*, 1991), costituito dai terreni, in facies alluvionale e di transizione, che, dall'analisi dei sondaggi disponibili, risultano composti, fino ad una profondità di oltre 250 m, di alternanze decametriche di intervalli ghiaiosi, sabbiosi e pelitici. Verso terra questo complesso ha continuità idrogeologica con i conglomerati (supersintema Eboli) formanti le colline tra Montecorvino Rovella, Battipaglia ed Eboli le quali, a loro volta, ricevono locali travasi sotterranei dal massiccio carbonatico dei Monti Picentini. Verso la costa, i termini più permeabili del supersintema Battipaglia-Persano sono generalmente tamponati dalle facies pelitiche dei Sintemi Gromola e Campolongo.

Idrogeologicamente l'unità Battipaglia-Persano può considerarsi confinata, ovvero semiconfinata, sia per la sua intrinseca struttura (il deflusso idrico sotterraneo, seppure sviluppato negli orizzonti detritici più grossolani, è riconducibile ad

un'unica falda), sia perché sottoposto a materiali meno permeabili. Nell'ambito dei suoi intervalli sedimentari più superficiali, quelli a tessitura meno fine ospitano poi l'acquifero superiore, che -verso SW- si protende anche in alcune unità permeabili dei citati sistemi Gromola e Campolongo.

Tutto quanto sopra riportato risulta evidente dall'esame della piezometria dell'area, ovvero dall'osservazione della carta a curve isopiezometriche della falda superficiale e della falda profonda (Fig. 26).

Per effetto di fenomeni di drenanza, la morfologia piezometrica della falda superficiale, nel settore di piana in oggetto, è sostanzialmente coincidente con quella della falda profonda: i livelli piezometrici della falda profonda sono leggermente superiori, rispetto a quelli della falda superficiale, solo per la maggiore permeabilità dell'acquifero semiconfinato.

I dati piezometrici e l'elevata resistività delle acque, riscontrata nella fascia costiera della piana del Sele, fanno escludere la presenza di fenomeni di ingressione d'acqua marina. Lo schema di circolazione idrica sotterranea proposto viene confermato dall'elaborazione e dalla interpretazione dei dati chimici ed isotopici delle acque della falda profonda. Inoltre la zona a nord della foce del Sele risulta caratterizzata da un maggior carico salino e da più alti tenori in alcalini.

L'analisi dei dati idrochimici (TDS e rapporti caratteristici) insieme alle osservazioni isotopiche ($\delta^{18}\text{O}$ e U.T.), pur confermando che nel settore in esame l'acquifero alluvionale riceve alimentazione solo dalle precipitazioni dirette e

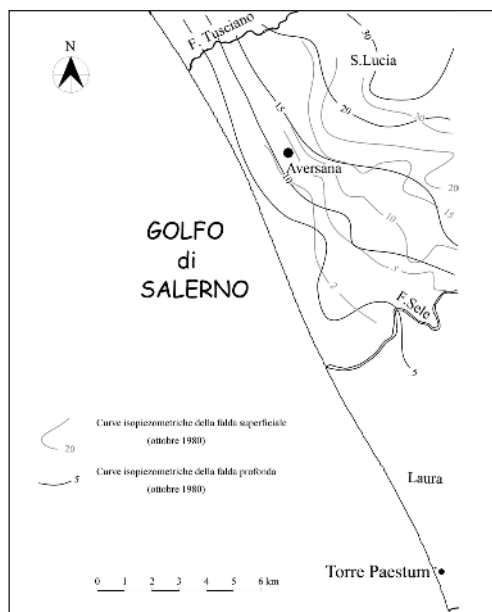


Fig. 26 – Isopiezometriche delle due falde idriche caratterizzanti l'area del Foglio 486.

dalle zone adiacenti, poste a bassa quota, indica chiaramente che l'alimentazione proveniente dalle strutture carbonatiche, tributarie della piana, si risente fino alla costa. In altri termini si deve ritenere che le acque della falda in pressione siano "intrappolate" sotto l'impermeabile (relativo), rappresentato dai depositi superficiali della fascia costiera, e che trovino recapito lentamente nella falda superficiale per effetto di fenomeni di drenanza.

La maggiore salinità che si registra a N della foce del Sele potrebbe essere attribuita ad un eccessivo sfruttamento locale della falda, che, pur non innescando ingressione marina, determina un richiamo di acque più profonde e mineralizzate.

Infine si sottolinea la presenza proprio a N della foce del Sele di un'ampia zona interessata da fenomeni di riduzione di solfati: la scarsa presenza di ioni SO_4 e la abbondanza di ioni Fe inducono a correlare detta condizione alle caratteristiche dell'acquifero, confinato e con abbondanza di materiale organico.

In sinistra Sele, nella parte più meridionale del presente Foglio, la circolazione idrica sotterranea si sviluppa, invece, prevalentemente nei depositi travertinosi ivi affioranti (Fig. 27), dotati di un grado di permeabilità relativo più alto rispetto a quello dei restanti litotipi (CELICO *et alii*, 1982; CAPOZZOLI *et alii*, 1995).

Tale area, tuttora oggetto di studio, è caratterizzata dalla presenza di sorgenti (tra le quali si annovera Torre Paestum - portata media di $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$) con acque ad

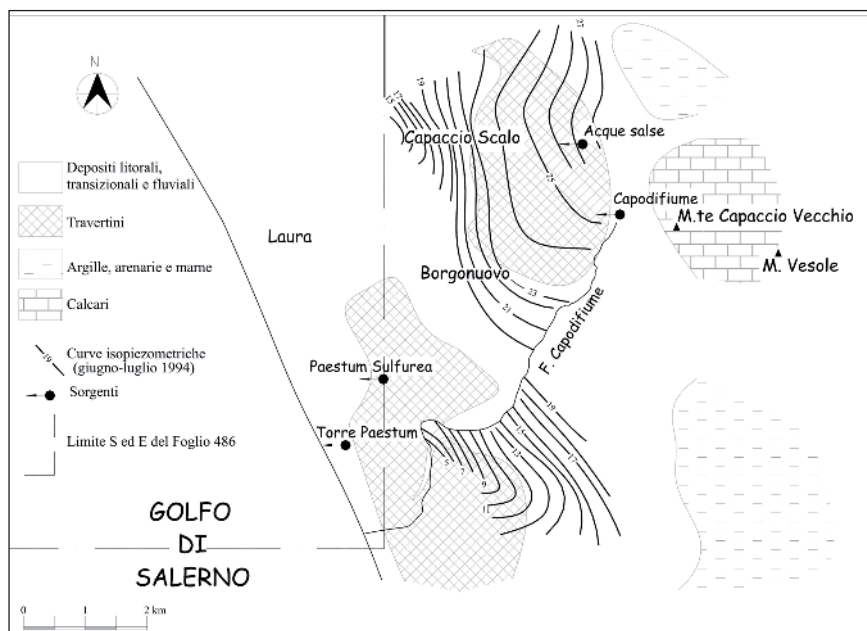


Fig. 27 – Isopiezometriche e sorgenti della parte meridionale della Piana del Sele.

elevata mineralizzazione, non associata ad alte temperature. In particolare trattasi di acque clorurato-alcaline, derivanti dal mescolamento tra acque bicarbonato-alcaline, circolanti in acquiferi carbonatici, e acque di origine marina. Nell'ambito di detta particolare fenomenologia le sorgenti più prossime alla costa (compresa Torre Paestum) denotano un minore grado di mineralizzazione rispetto a quelle più interne (Capodifiume), fuori carta. Gli studi più recenti sembrano escludere un fenomeno di ingressione marina ed attribuiscono tale peculiarità ai travasi idrici sotterranei provenienti dalla idrostruttura carbonatica di M.te Vesole. Quest'ultima, pur avendo il suo recapito preferenziale alle sorgenti di Capodifiume, ubicate lungo il contatto tra i calcari, i travertini e le formazioni terrigene mioplioceniche, alimenta, attraverso l'acquifero di pianura, anche le sorgenti site in prossimità della costa, e tra queste Torre Paestum.

La componente clorurata, come ipotizzato in CELICO *et alii*, 1982, non sarebbe quindi riconducibile ad un attuale fenomeno di ingresso sotterraneo di acqua marina, ma alla mobilitazione di acque salate intrappolate negli acquiferi interni (dorsale carbonatica di M.te Vesole-M. Soprano) durante antiche trasgressioni marine. Detto schema sembra trovare riscontro anche nella analisi di dati idrogeologici e idrochimici di CAPOZZOLI *et alii* (1995), la quale individua i seguenti aspetti significativi dell'idrodinamica sotterranea della zona: (a) per effetto della diluizione operata dalle acque di infiltrazione diretta, sia pure con qualche anomalia, si verifica un decremento della salinità delle acque di falda procedendo verso la costa; (b) per lo stesso motivo, si registra un incremento della temperatura delle acque procedendo dall'entroterra verso la costa; (c) esiste una stratificazione verticale della mineralizzazione delle acque di falda.

2. - GEOLOGIA APPLICATA

In virtù della sua configurazione pianeggiante e sub-pianeggiante, l'area del Foglio Foce del Sele non presenta rilevanti problematiche di dissesto geomorfologico. Anche i tratti a maggiore acclività hanno pendenze che non superano la decina di gradi e non manifestano suscettibilità a franare. Risultano localmente sensibili le limitazioni geotecniche alle opere di fondazione offerte dai terreni torbosi e dalle torbe soffici che si presentano a piccola profondità nelle unità sedimentarie transizionali del sintema Gromola (GML_g) e, soprattutto, del sintema Campolongo (SLG_g). Altre limitazioni sono dovute, nella zona costiera a più bassa elevazione (tra pochi decimetri a qualche metro s.l.m.) alla presenza di terreni sciolti permeati da una falda idrica molto superficiale.

Lungo i bassi tratti del Tusciano e del Sele, laddove gli alvei sono molto poco incassati entro la pianura olocenica, si hanno tratti di territorio ove è alta la pericolosità da esondazione, come testimonia anche la casistica storica e la presenza

di argini artificiali. La esposizione al rischio di allagamento durante episodi meteorici di forte intensità è alta anche nel fondovalle di alcuni impluvi di basso ordine gerarchico e nelle aree depresse costiere cui essi fanno capo. Su questi argomenti si rimanda ai Piani Stralcio per il Rischio Idrogeologico della Autorità di Bacino Interregionale “Sele” e delle Autorità di Bacino Regionale “Destra Sele” e “Sinistra Sele”.

Un'altra problematica geoambientale che è presente nell'area riguarda la tendenza all'arretramento delle spiagge manifestatasi negli ultimi decenni su alcuni tratti della falcata costiera, specialmente nella zona più prossima alla foce del Tusciano e, in misura minore, sull'ala destra dell'appena accennata cuspideltizia del Sele (COCCO & IULIANO, 1999; COCCO *et alii*, 1990).

Riguardo alla sismicità, si osserva che –secondo il catalogo nazionale storico– i maggiori eventi sismici documentati per la piana del fiume Sele, dotati di intensità macrosismica maggiore o uguale al IX grado MCS, hanno avuto epicentri posti nella fascia assiale della catena appenninica (ovvero a distanze superiori ai 25 km dalla linea di costa) ed hanno prodotto effetti non superiori al VI-VII grado MCS nella bassa piana (terremoti del 1694, 1853, 1857 e 1980). Rari terremoti con magnitudo sino a 4 sono stati registrati nella parte più occidentale del Golfo di Salerno.

Tra gli effetti geologici rilevati nella fascia costiera della piana del Sele a seguito del terremoto irpino del 1980, risentito nell'area con intensità del VI grado MCS, si inseriscono quelli osservati a pochi chilometri a nord della foce del Tusciano e rappresentati dalla formazione di vulcanelli di sabbia a grana fina (DA ROTT *et alii*, 1981) e, presumibilmente, quelli rinvenuti a sud della foce del Tusciano, a ca. 1 km a nord del Lido Lago, rappresentati da strutture da liquefazione interessanti sedimenti litorali storici (ROSSKOPF *et alii*, 1995).

Riguardo ai materiali utili si osserva che lungo i greti fluviali e le aree golenali del Tusciano e del Sele si sono avute in passato delle modeste attività estrattive di ghiaie e sabbie alluvionali; pratica che è stata giustamente vietata e dismessa per le note ricadute negative sulla dinamiche fluviali e costiere. Nell'area pestana, i travertini di varia età ivi affioranti sono stati spesso cavati (fin dall'epoca greca) per usi edilizi locali. Nelle zone di S. Venere e Licinella piccole fasi di estrazione si sono avute fino a pochi decenni orsono, talora anche con l'intento aggiuntivo di riesumare paleosuoli sepolti da sottili placche travertinose e metterli a coltivo.

I materiali estraibili nell'area del Foglio 486 (inerti, travertini ed argille lagunari; vedi unità **b**, **g₂**, **TSN**, **TPP**, **GML** e **BP**) non presentano in generale valori merceologici e condizioni di affioramento tali da renderne economicamente vantaggiosa l'estrazione e da compensare gli impatti negativi (idrogeologici e ambientale-paesaggistici) che l'impianto di cave comporterebbe.

PARTE SECONDA

Geologia dell'area marina tra 0 e -250 m

(a cura di Francesca Budillon e Bruno D'Argenio,
con contributi di A. Bellonia, L. Ferraro e D. Insinga)

X - METODOLOGIE ANALITICHE E CRITERI CARTOGRAFICI

PREMESSA

Il rilevamento delle aree marine del foglio 486 si basa essenzialmente sull'analisi ed interpretazione di dati geofisici e stratigrafici. L'acquisizione di dati morfoacustici, batimetrici e sedimentologici è stata pianificata in modo da assicurare un'accuratezza adeguata alla scala di rilevamento, che di norma è stata di 1:10000. Per il rilevamento della fascia tra 0 e -20 m, oltre ai prelievi di campioni ci si è avvalsi dell'ausilio di foto aeree, utili nei primi metri di profondità, oltre che dei dati forniti dal "Progetto Posidonia" del Ministero dell'Ambiente.

I settori distali sono stati investigati utilizzando la nave oceanografica Urania in dotazione del CNR (campionature, rilievi acustici e sismoacustici) e la N/O Tethis in dotazione dell'IAMC-CNR (rilievi *multibeam*, *SIDECAN SONAR*, campionature del fondo marino).

Per il rilievo del settore più sottocosta si è fatto ricorso a mezzi minori a seconda delle esigenze della ricerca.

1. - DATI DI GEOFISICA

I dati batimetrici sono stati acquisiti nel corso degli ultimi 5 anni con sistemi *singlebeam* e *multibeam* a seconda della profondità: il SeaBat 8111R (versione 2.10) e 8125 della Reson hanno fornito la topografia del fondo in tre dimensioni. Il primo strumento utilizzato nei settori profondi oltre 30 m, opera con una frequenza di 100 kHz nel *range* di profondità da 3 a 700 metri ed emette un fascio di

Le immagini acustiche dei fondali sono state acquisite tramite un sistema *SIDESCAN SONAR* ad elevata risoluzione, costituito da un *tow fish* digitale modello EdgeTech Df 1000 e Klein 2000 con doppia frequenza operativa (100/500 kHz) e risoluzione di immagine a 12 bit, trasportato a traino tramite cavo coassiale.

I dati *SIDESCAN SONAR* sono stati acquisiti con *range* laterale di 150 m e una spaziatura tra due linee di acquisizione adiacenti variabile in funzione del grado di complessità del fondale, fino ad un'interlinea minima di 250 m, in modo da avere una sovrapposizione fino al 30 % di sonogrammi adiacenti, tale da realizzare una copertura totale del fondale investigato.

L'elaborazione dei dati acustici acquisiti col *SIDESCAN SONAR* è stata realizzata in ambiente PC Windows, utilizzando i *software* ISIS e Delphmap sviluppati dalla Triton Elics. L'elaborazione dei dati comprende diverse operazioni, qui di seguito riportate nell'ordine con cui vengono eseguite:

- estrazione dei dati di navigazione dai file di origine;
- correzione della navigazione;
- correzione dello *slant range*;
- creazione del fotomosaico delle immagini acustiche.

I dati *SIDESCAN SONAR* hanno fornito un dettagliato quadro d'insieme delle immagini acustiche dei fondali (Fig. 29), necessario per il rilevamento delle tessiture, delle associazioni di litofacies, delle forme di fondo, della zone con affioramento di fondi duri, delle colonizzazioni ad alghe e a fanerogame marine e degli effetti dell'antropizzazione.

Per l'analisi dell'area marina in questione sono stati utilizzati anche i dati sismoacustici acquisiti nel corso degli ultimi 10 anni nell'ambito dei diversi progetti per i quali lo IAMC-CNR di Napoli è stato impegnato, nonché durante gli ultimi 6 anni nell'ambito del progetto CARG. Il data set sismico comprende dati *Sparker*, dati *Subbottom Chirp* e dati di sismica multicanale. Spesso, contestualmente alle acquisizioni *multibeam*, si è acquisito anche il dato *Subbottom Chirp*, ottenendo pertanto una griglia sismica particolarmente ridondante, nell'ambito della quale si è effettuata una selezione, sia in base alla qualità del dato, sia in funzione delle campionature disponibili utili per la loro calibrazione.

I dati sismici, utili per definire lo spessore delle unità superficiali, sono stati infatti calibrati con i dati litostratigrafici puntuali dei carotaggi (per una penetrazione massima di 8 m), che hanno dato utili informazioni sullo spessore dei depositi olocenici, sulla presenza di litologie palinseste e sui depositi di origine vulcanica (tefra), consentendo un inquadramento cronologico e cronostratigrafico dei livelli stratigrafici attraversati.

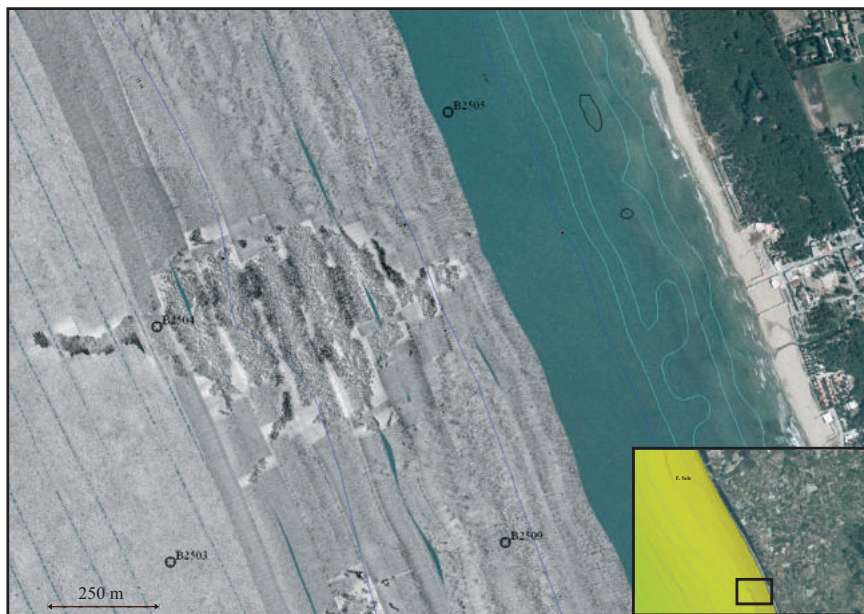


Fig. 29 - Esempio di mosaico SIDESCAN SONAR (sezione 090), in un settore di piattaforma interna: l'immagine è relativa ad un affioramento roccioso (vedi § V.1.1.4) con coperture di coralligeno sessile, *Posidonia oceanica* e lenti di sabbia.

2. - CAMPIONATURE DEL FONDO E DEL SOTTOFONDO

Per il rilevamento del foglio Foce Sele sono stati utilizzati 25 campioni di fondo (benne e *box-corer*) di cui sono disponibili analisi granulometriche e/o descrizioni della litofacies, e 8 carotaggi (Fig. 28), analizzati per il rilevamento del foglio o in lavori pubblicati (BUCCHERI *et alii*, 2002; CONFORTI, 2003; INSINGA, 2003; INSINGA *et alii*, 2008; IORIO *et alii*, 2004; ESPOSITO *et alii*, 2004; BUDILLON *et alii*, 2005; SACCHI *et alii*, 2005; IORIO *et alii*, 2008).

Tutte le analisi granulometriche dei campioni sono state eseguite presso il laboratorio di sedimentologia dell'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR con granulometro laser per le frazioni fini e con pile di setacci per le frazioni ghiaiose, seguendo la classificazione di FOLK (1954), come prescritto dai criteri di rilevamento APAT.

Nel settore marino che ricade nel Foglio 486 Foce Sele, è stata inoltre analizzata la distribuzione areale e batimetrica dei foraminiferi bentonici e sono state descritte le associazioni dominanti nei differenti habitat. I sedimenti analizzati provengono da oltre 20 stazioni, situate sulla piattaforma continentale (0-200 m),

precedentemente selezionate dall'interpretazione dei dati *SIDESCAN SONAR*, in modo da definire i limiti areali tra le diverse associazioni in funzione della tipologia del fondale.

Per lo studio delle microfaune si sono prelevate sezioni di sedimento di circa 1 cm di spessore all'interfaccia acqua-sedimento. I campioni sono stati lavati con setacci da 125 micron e poi asciugati ad una temperatura di 60°C. Il residuo ottenuto è stato analizzato allo stereomicroscopio per il riconoscimento tassonomico delle specie. Per lo studio quantitativo si è presa in esame una frazione del campione ottenuta mediante *micro-splitter* e corrispondente ad un contenuto di circa 300 foraminiferi. Per la valutazione del significato ecologico delle varie specie si è fatto riferimento ai lavori di BLANC-VERNET (1969), BLANC-VERNET *et alii*, (1979), COPPA (1987, 1988), COPPA *et alii*, (1994), FERRARO *et alii*, (1997).

3. - CRITERI CARTOGRAFICI

La carta geologica delle aree marine del foglio 486 Foce Sele mostra la distribuzione delle diverse litofacies nell'ambito di elementi deposizionali presenti a fondo mare (*ubiquitari e non ubiquitari, completamente formati e no*). Inoltre vengono rappresentati i principali lineamenti morfologici, in accordo con le normative CARG espresse nel documento della "Commissione per il Rilevamento delle aree marine dei fogli al 50000 (CATALANO *et alii*, 1996)" e nelle "Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG" (Servizio Geologico Nazionale, 2002, www.apat.it/progetti/PROGETTO_CARG/Rilevamento_aree_marine).

Le litofacies principali, individuate attraverso l'analisi dei sedimenti di fondo mare, costituiscono la parte affiorante di corpi sedimentari depositi negli ambienti costieri, di piattaforma e di scarpata superiore e appartengono ai *Systems Tract* (POSAMENTIER & ALLEN 1999) della Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria (SDTQ), informalmente istituita (CATALANO *et alii*, 1996).

La SDTQ è formata nell'insieme da "elementi deposizionali" migrati verso mare e verso terra durante il ciclo regressivo-trasgressivo del Pleistocene superiore-Olocene, in funzione delle variazioni relative dello spazio di accomodamento e della quantità stessa dei sedimenti forniti al sistema costiero. La SDTQ e i *Systems Tract* che la compongono, esprimono pertanto la stratigrafia dei sedimenti costieri tardo-quaternari depositi lungo il margine continentale nel Golfo di Salerno, in funzione delle variazioni del livello relativo del mare, durante l'ultimo ciclo glacioeustatico del quarto ordine, compreso tra 125 ky (stage MIS5e) e l'attuale (TRINCARDI & FIELD, 1991; BUDILLON *et alii*, 1994).

La rappresentazione cartografica delle aree marine pertanto evidenzia gli elementi deposizionali (spiaggia sommersa, piattaforma interna, piattaforma esterna,

scarpata superiore) e le relative associazioni di litofacies. Gli elementi deposizionali sono distinguibili in base all'ambito batimetrico, allo spessore ed alla loro natura, nonché alle tessiture e ai rapporti di giacitura evidenziati dai riflettori sismici. Gli elementi deposizionali attuali, non completamente formati ed eteropici tra loro e quelli completamente formati, compongono i vari *systems tract* della sequenza deposizionale. In questo modo si concilia l'utilità di rappresentare in cartografia le litologie e le tessiture dei fondi mobili, con il vantaggio di inquadrare gli ambienti sedimentari cartografati in un contesto evolutivo. I criteri cartografici così stabiliti consentono sia l'integrazione tra un approccio litostratigrafico "classico" e un approccio stratigrafico sequenziale, che la caratterizzazione dei sistemi e degli elementi deposizionali attuali e recenti.

Le unità mappate sono quindi gruppi di strati delimitati da superfici prevalentemente sincrone o da intervalli ad esse assimilabili (parasequenze e gruppi di parasequenze), al cui interno si possono riconoscere vari sistemi/elementi deposizionali la cui natura è identificata concretamente da carotaggi e campionature del fondo mare e la cui geometria è definita dalle indagini sismoacustiche ad alta risoluzione. Le varie classi tessiturali al fondo mare sono determinate dall'interpretazione dei dati ecografici e dalla campionatura diretta e i loro areali forniscono la principale informazione sulle associazioni di litofacies cartografabili (Fig. 29).

XI - CARATTERI GEOMORFOLOGICI

1. - IL SETTORE PIATTAFORMA-SCARPATA

L'area marina rilevata che ricade nel foglio 486 Foce Sele si estende su di un'area di circa 450 km² e comprende aree di spiaggia sommersa, piattaforma e scarpata superiore fino alla batimetrica dei 250 m.

La piattaforma continentale è la prosecuzione al di sotto del livello marino della piana alluvionale del Fiume Sele (AMATO *et alii*, 1991) e mostra una marcata asimmetria procedendo da nord verso sud, con un'estensione variabile tra 10 e 25 km che riflette i diversi domini morfostrutturali del segmento del margine tirrenico orientale ai quali appartiene.

L'elemento morfologico più evidente è il ciglio della piattaforma che separa aree con pendenze comprese tra 0,5° e 1,5° da aree con pendenze superiori a 1,5°. L'estensione variabile della piattaforma, la differente profondità del ciglio e le diverse classi di pendenza osservabili in piattaforma sono controllate principalmente dall'architettura stratigrafica complessiva dei *systems tract* appartenenti alle diverse sequenze deposizionali che hanno edificato questo tratto di margine (TRINCARDI & FIELD, 1991; 1992; BARTOLE *et alii*, 1984; BUDILLON *et alii*, 1994; SACCHI *et alii*, 1994; FERRARO *et alii*, 1997). Tali sequenze si sono deposte colmando lo spazio di accomodamento creatosi in seguito al dislocamento delle unità della catena, che ha comportato nel settore settentrionale del Golfo di Salerno rigetti variabili, fino a circa 3000 m, tra la sommità della dorsale dei Monti Lattari e il substrato della valle del Sele, come già ampiamente discusso nel Cap. II di queste note, al quale si rimanda.

Nel settore marino a nord della foce del F. Sele il ciglio della piattaforma ricalca in pianta l'andamento della linea di costa, e si sviluppa con andamento

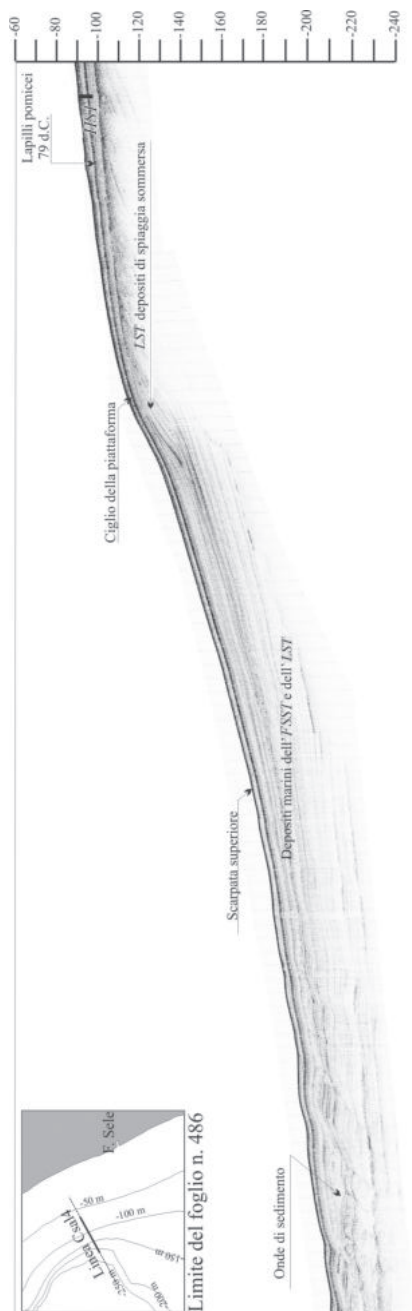


Fig. 30 – La linea Subbottom Chiap Csa14 mostra gli elementi deposizionali ed i systems tract che costituiscono il margine della piattaforma nel settore del foglio a nord del F. Sele.

concavo verso mare ad una distanza massima dalla costa di circa 11-12 km. Il ciglio, qui ben evidenziato, si attesta ad una profondità massima di circa 125 m, in accordo con le quote dello stazionamento eustatico basso dell'ultimo picco glaciale nell'area tirrenica (LAMBECK & BARD, 2000). A sud dell'allineamento con il Fiume Sele si osserva un brusco cambiamento di direzione del ciglio, che in pianta assume un andamento proteso verso mare con una evidenza morfologica più blanda. In questo settore esso dista fin oltre 20 km dalla costa e si attesta alla profondità di circa 180-190 m.

Oltre il ciglio si estende il tratto di scarpata superiore, caratterizzato da pendenze comprese complessivamente tra $1,5^\circ$ e $5,5^\circ$. Nel tratto più settentrionale, che si raccorda in profondità alla Valle di Salerno, sono visibili nicchie di distacco, gully e assi di deflusso per lo più coperti dal drappeggio olocenico. Alcune nicchie minori allineate perpendicolarmente alle isobate, la cui estensione è al limite della cartografabilità, interessano invece le unità attuali. Le unità maggiormente diffuse in affioramento lungo il margine si sono deposte a partire dal tardo Olocene (depositi dell'*highstand systems tract*, *HST*) con spessori variabili. Esse nel settore settentrionale del foglio, raggiungono spessori di oltre 10 m. In quest'area dette unità sono costituite da depositi pelitici con intercalazioni vulcanoclastiche relative all'attività recente del Somma Vesuvio (LIRER *et alii*, 1973; INSINGA *et alii*, 2008) e, in ambiente infralittorale e circolittorale superiore, con livelli sabbiosi correlabili ad episodi alluvionali di carattere eccezionale o ad eventi di tempesta (BUDILLON *et alii*, 2005 a, b; BUDILLON *et alii*, 2006; IORIO *et alii*, 2004). Le unità oloceniche di *HST* oltrepassano il ciglio della piattaforma e ricoprono le unità deposte al margine della piattaforma durante le fasi di basso stazionamento del livello del mare (Fig. 30).

Nel settore a sud della foce del F. Sele la piattaforma è molto ampia e mostra

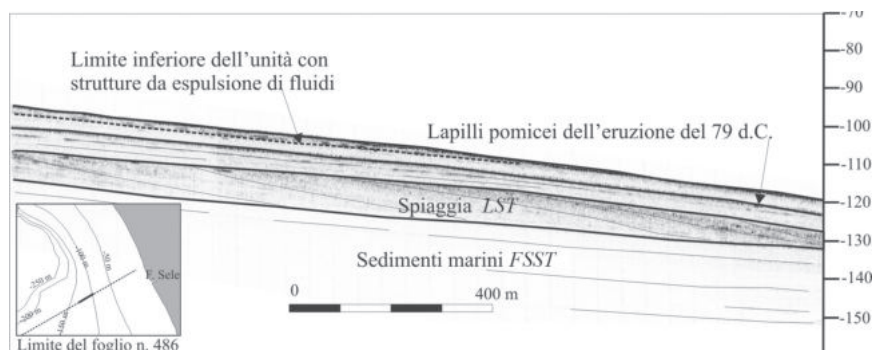


Fig. 31 - I depositi di spiaggia formati durante l'ultimo lowstand nel settore meridionale del foglio non sono presenti al margine della piattaforma, come nel settore settentrionale, ma sono preservati in depressioni morfologiche preesistenti. Il ciglio della piattaforma relativo a questa fase di stazionamento basso del livello del mare non è morfologicamente evidente.

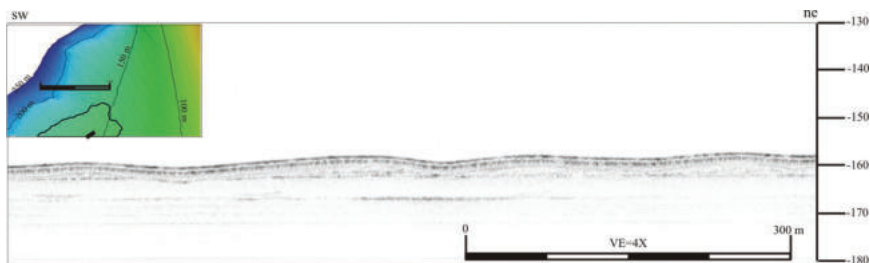


Fig. 32 – Una vasta superficie ad onde di sedimento si estende oltre i depositi di spiaggia relativi all'ultimo lowstand ed interessa i suoi riflettori distali. Essa pertanto è di origine marina (TRINCARDI & FIELD, 1991) e si è probabilmente formata ad una paleo-batimetria compresa fra -30 e -50 m.

pendenze minori. Il ciglio connesso con l'ultimo stazionamento basso del livello marino, non è morfologicamente evidente, sebbene i depositi di spiaggia relativi a tale fase siano presenti in gradini morfologici intorno ai 125 m di profondità, in prosecuzione con l'andamento del ciglio. Dal momento che essi risultano ricoperti da un consistente drappeggio di sedimenti post-glaciali prevalentemente attribuibili all'*HST* (Fig. 31), non sono stati cartografati nel campo carta principale, ma sono stati segnalati nello schema a cornice indicando il limite esterno delle progradazioni di spiaggia.

Al contrario, in questo settore di piattaforma, come già accennato, è conservato un ciglio molto più esterno e profondo che risulta ereditato da cicli glacio-eustatici antecedenti all'ultimo. Esso è probabilmente dislocato tettonicamente, dal momento che linee Sparker più penetrative mostrano faglie normali che interessano il sottofondo e risalgono quasi fino a fondo mare. Tale ciglio nel settore esterno della piattaforma sottende una ampia superficie erosiva originatasi in ambiente sottomarino, già segnalata da TRINCARDI & FIELD, 1991. Essa si sviluppa ad una profondità compresa tra 160 e 180 m, oltre i depositi di spiaggia sommersa relativi all'ultimo *lowstand* deposti durante le fasi di stazionamento basso del livello del mare e mostra una morfologia articolata con onde di sedimento a lunghezza ettometrica, orientate NE-SW (Fig. 32). In sezione, tali morfologie appaiono asimmetriche con i tratti più acclivi volti a SE, costituiti da riflessioni troncate e inclinate verso NW. Un sottile drappeggio di emipelagiti relative all'*HST*, evidenziato da un riflettore caratteristico delle pomici del 79 d.C., di spessore inferiore al metro (pertanto non cartografabile), sigilla queste morfologie.

L'unità olocenica di *HST* è di gran lunga meno spessa in questo settore del foglio, rispetto a quello più settentrionale. Essa si rastrema a circa 160 m di profondità, lasciando in sub-affioramento le unità deposte durante la fase di minimo eustatico (*lowstand systems tract*, *LST*) in continuità stratigrafica con le sottostanti unità, deposte durante le fasi precedenti di abbassamento eustatico del livello del mare (*falling stage systems tract*, *FSST*, POSAMENTIER *et alii*, 1992; PLINT & NUMMENDAL, 2000) del Pleistocene superiore.

Dall'interpretazione delle linee sismiche e dall'analisi della topografia sottomarina si può ipotizzare che, durante le fasi di abbassamento del livello relativo marino del Pleistocene superiore, il settore a nord del margine progradasse in zone di bacino con ampio spazio di accomodamento ed i depositi di *LST* siano andati ad ampliare l'estrema propaggine della piattaforma. Nel settore a sud le unità progradanti del tardo Pleistocene hanno raggiunto il bordo interno di un preesistente rilievo morfologico presente in scarpata, che ha limitato lo spazio di accomodamento dei sedimenti costieri. Tale rilievo morfologico costituisce la porzione sommitale delle unità liguridi e cilentane (SACCHI *et alii*, 1994) che è rimasto costantemente sommerso almeno dal Pleistocene superiore, dal momento che non è evidente alcuna superficie di erosione subaerea nel record sismico più superficiale. Si è venuta quindi a creare durante la fase di massima regressione, un'ampia zona costiera di mare basso dal congiungimento delle unità progradate nel corso del Pleistocene superiore, con l'area rilevata già presente al paleomargine e sulla quale si deponevano unità marine concordanti. Attualmente, nella sua parte meridionale, la piattaforma ha un profilo concavo verso l'alto con un tratto più pendente corrispondente alla superficie superiore del cuneo olocenico ed il tratto meno acclive corrisponde alla ampia superficie erosiva di origine marina che si estende nel settore esterno della piattaforma. Quindi il limite esterno della piattaforma in questo settore non ricalca l'andamento della linea di costa, ma è ereditato dalla topografia sommersa dell'alto morfo-strutturale, a sua volta forse controllato dall'estensione verso NW delle Unità Cilentane s.l..

2. - LA PIATTAFORMA INTERNA

Il settore di piattaforma interna presenta in affioramento termini appartenenti al *systems tract* di stazionamento alto e solo nel tratto meridionale si osserva un limitato settore con elementi deposizionali continentali relitti (cfr. par A1.4: travertini di Paestum) tra 12 e 17 m di profondità.

Lo spessore dell'*HST* ricalca classicamente l'andamento tridimensionale di un cuneo che si protende verso mare, il cui massimo spessore (11 m) si osserva alla profondità di circa 40 m in corrispondenza della Foce del Sele (Fig. 33), con una leggera deriva verso nord (probabilmente dovuta alla circolazione marina predominante a celle con circolazione antioraria e alla presenza di una depressione preesistente).

In questo settore di piattaforma il segnale sismico evidenzia un'ampia diffusione di gas, probabilmente biogenico, che grosso modo coincide con i massimi spessori dell'*HST* e può essere messo in relazione con la deposizione estuarina dei principali corsi d'acqua. In particolare il gas sembra essere diffuso nei livelli sabbiosi (da centimetrici a decimetrici) presenti nei primi metri di sottofondo

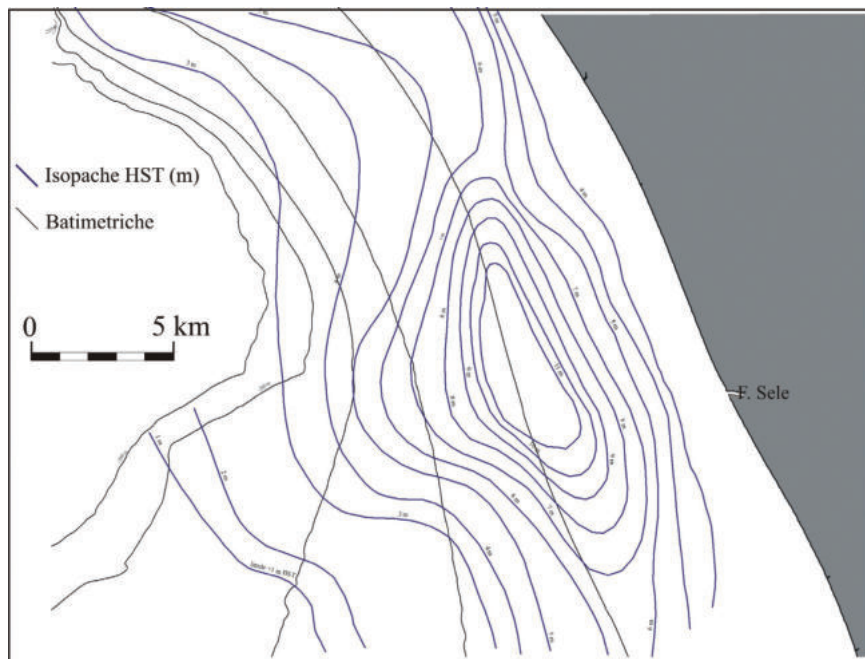


Fig. 33 – Spessore dell'highstand systems tract (valori in m con fattore di conversione tempo/spazio pari a 1520 m/s).

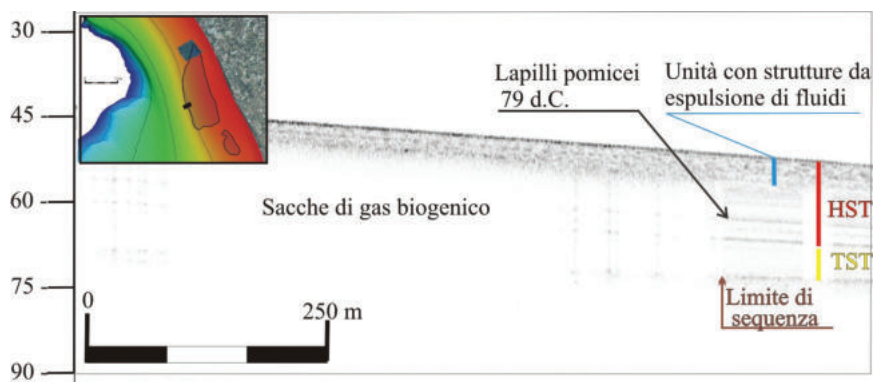


Fig. 34 – (A) Aree con presenza di gas biogenico nel sottofondo; (B) dettaglio di sezione Subbottom Chirp al limite esterno dell'area. Il limite di sequenza è inteso sensu HUNT & TUCKER, 1992

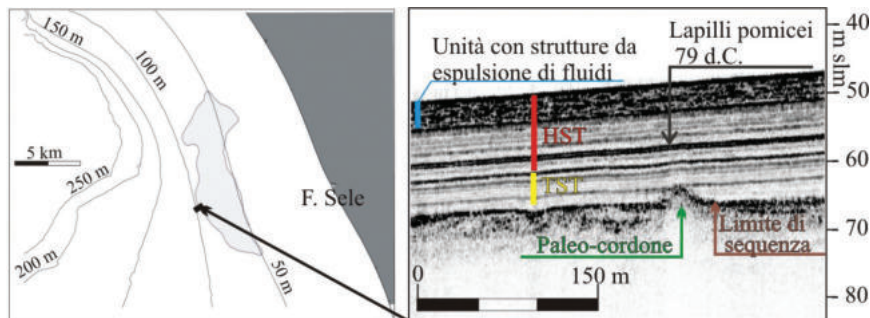


Fig. 35 – (A) Area di piattaforma con presenza a fondo mare di un'unità con caratteristiche sismo-acustiche tipiche della espulsione di fluidi, a luoghi, con leggera deformazione superficiale, tipo creep. (B) La base di tale unità può essere tentativamente datata su base sismostratigrafica intorno a 1 ky B.P.

nel settore antistante il prodelta del Sele, come evidente dalla stratigrafia di un carotaggio a gravità (C65, fig.1). Il gas maschera le riflessioni acustiche, anche se presente in bassa percentuale nei sedimenti porosi (Fig. 34). Inoltre i livelli pelitici più superficiali costituiscono un livello impermeabile che ne limita la risalita al fondo mare, sebbene localmente siano state riconosciute nelle immagini acustiche forme riconducibili a *pockmarks*.

A valle dell'area caratterizzata da presenza di gas, si estende un settore di piattaforma in cui l'unità più superficiale inclusa nell'*HST* è costituita da riflessioni discontinue e leggermente deformate che lasciano ipotizzare fenomeni di espulsione di fluidi o di parziale mobilizzazione (fenomeni di tipo *creep*). Analoghe strutture sono state riconosciute nei settori antistanti altri corsi fluviali (Sarno, Bonea, Asa, Tusciano, Bussento) e pertanto possono essere associate alla deposizione recente di depositi di prodelta. Nel Golfo di Salerno lo spessore massimo di tale unità è di circa 4 m ed il suo limite inferiore è costituito da un riflettore marcato (fig. 35) a elevata continuità laterale, che probabilmente costituisce un livello incoerente di debolezza. Infatti questa unità è limitata alla base da un riflettore molto marcato e che giace tra il fondo mare ed il livello di pomici del 79 d.C.. Ipotizzando un tasso di sedimentazione costante (ipotesi non completamente valida dal momento che questo sembra essere in leggero incremento a partire dagli ultimi 3 ky, IORIO *et alii*, 2004, 2007) si può attribuire a tale superficie un'età non più antica di circa 1 ky BP. Si osserva pertanto una forte discontinuità tra la sedimentazione precedente e quella posteriore ai 1000 a BP, la cui spiegazione rimane ancora poco chiara.

3. - ELEMENTI DEPOSIZIONALI E VARIAZIONI DEL LIVELLO DI BASE

Nel'area marina del Foglio Foce Sele prevalgono i fondi mobili e non vi sono affioramenti di fondi duri, se si eccettua un'area limitata nella sezione 090 (Fig. 29), interpretata come incrostazioni sessili di coralligeno probabilmente su placche di travertini, estesamente presenti nelle aree emerse contigue (D'ARGENIO & FERRERI, 1992). Dal momento che nell'area i sedimenti pleistocenici superano i 1000 msec, non si è raggiunto il substrato acustico con le indagini sismiche effettuate (*Sparker* 1 kJ e *Subbottom CHIRP*).

La Sequenza Deposizionale Tardo Quaternaria si sviluppa dall'allineamento dei paleo-cordoni costieri associati al sintema di Gromola, fino ad oltre il ciglio della piattaforma.

I sedimenti affioranti a fondo mare in aree sottocosta e nei vari settori di piattaforma sono attribuibili al *Systems Tract* di stazionamento alto (*HST*). Come già accennato, questi depositi formano un corpo prismatico che in prossimità della piattaforma interna supera i 15 msec di spessore (oltre 11 m) ma si assottiglia rapidamente fino a raggiungere spessori inferiori al metro, intorno ai 200 m di profondità nel settore settentrionale del foglio e intorno ai 160 m di profondità nel settore meridionale. La chiusura del cuneo di stazionamento alto comporta che a fondo mare, nei settori di piattaforma esterna, affiorino litosomi relativi a sistemi deposizionali non in equilibrio con le condizioni climatiche ed oceanografiche attuali, ricoperti da emipelagiti spesso non risolvibili neppure da un'acquisizione sismica di estrema risoluzione. Oltre tale profondità infatti sub-affiorano depositi marini costieri legati alle fasi di *LST* e *FSST*. Le unità relative alle fasi trasgressive (*trasgressive systems tract*, *TST*) sono scarsamente rappresentate nell'area del foglio e comunque non sono mai in affioramento, in quanto coperte dall'*HST* (IORIO *et alii*, 2007). Esse si limitano alle aree di scarpata superiore, immediatamente oltre il ciglio della piattaforma (Figg. 30 e 31) e costituiscono i depositi della *healing phase* (HUNT & TUCKER, 1992; POSAMENTIER & ALLEN, 1999; CATTANEO & STEEL, 2003) o sono presenti in gradini morfologici della piattaforma con facies sismica tipica dei depositi continentali parali o dei depositi marini, come evidenziato dalla linea Csal 4 a cornice della carta.

Attraverso l'esame delle facies acustiche, della topografia del fondale, della litologia e delle tessiture dei campioni (Fig. 31) è stato possibile determinare una suddivisione delle aree di piattaforma in sistemi deposizionali/associazioni di litofacies. La loro estensione e localizzazione è principalmente funzione dell'intervallo batimetrico, degli apporti sedimentari dall'entroterra e del contesto idrodinamico. Pertanto seguendo un profilo terra-mare fino alla profondità di circa 160/200 m, si possono riconoscere diversi ambienti sedimentari corrispondenti ad altrettanti sistemi deposizionali/associazioni di litofacies attuali, in equilibrio con l'intervallo batimetrico di riferimento e con le condizioni idrodinamiche. Tale

equilibrio può considerarsi raggiunto a meno di piccole oscillazioni e variazioni, a partire dagli ultimi 5000 anni, periodo in cui si sono realizzate le condizioni di ottimo climatico (BUCCHERI *et alii*, 1994).

Oltre tale profondità sub-affiorano (al di sotto di una copertura inferiore al metro di emipelagiti di ambiente di piattaforma esterna dell'*HST*) le unità stratigrafiche non in equilibrio con le condizioni attuali e che pertanto possono considerarsi relitte. In base alle giaciture, alle litologie e all'intervallo batimetrico di deposizione esse sono attribuibili ad ambienti francamente marini. I riflettori di tali unità, verso terra, delineano le unità progradanti della piattaforma con giaciture clinoformi che costituiscono le fasi di accrescimento forzato indotte dalla variazione eustatica. Pertanto in base al criterio stratigrafico-sequenziale, si può attribuire a tali unità un'età compresa tra i 50 ka e i 18 ka. Infine, nelle aree distali antistanti l'*offshore* del Cilento, rimaste costantemente sotto il livello del mare, tali unità sono costituite da riflettori piano paralleli in continuità stratigrafica con i depositi sottostanti.

XII - ANALISI DEI CAMPIONI

1. - ANALISI GRANULOMETRICHE E DEL CONTENUTO A FORAMINIFERI BENTONICI (a cura di L. Ferraro)

Il velo superficiale dei campioni di sedimento, sottoposto ad analisi granulometriche è stato anche analizzato per il riconoscimento dei foraminiferi, al fine di determinare la relazione di effettivo equilibrio tra ambiente di sedimentazione e contenuto faunistico. Su un totale di 25 campioni analizzati, sono state riconosciute in totale 107 specie di foraminiferi bentonici, i cui valori percentuali sono riportati nella Tabella 1 (vedi appendice).

Non sempre sono presenti contemporaneamente tutte le specie identificate. L'abbondanza e la varietà della fauna, infatti, sono legate alle condizioni chimico-fisiche dell'ambiente, che variano anche a breve distanza. Sono state definite due zone caratterizzate da associazioni-tipo:

Zona I: fino a circa 30 metri di profondità, con fondali costituiti principalmente da sabbie, sabbie pelitiche e peliti molto sabbiose; con praterie a *Posidonia oceanica* (L.) DELILE e *Cymodocea nodosa* (UCRIA) ASCH. Le associazioni sono alquanto diversificate, dominate da *Ammonia tepida* (EHRENBERG), *Ammonia parkinsoniana* (D'ORBIGNY), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *Buccella granulata* (DI NAPOLI ALLIATA) e *Elphidium crispum* (LINNEO) (Fig. 36) cui sono associate *Ammonia beccarii* (LINNEO), *Elphidium punctatum* (TERQUEM), *Asterigerinata mamilla* (WILLIAMSON), *Elphidium macellum* (FITCHER & MOLL), *Quinqueloculina villafranca* LE CALVEZ & LE CALVEZ e *Siphonoaperta aspera* (D'ORBIGNY). Invece *Adelosina longirostra* (D'ORBIGNY) e *Quinqueloculina lata* TERQUEM sono presenti con percentuali significative solo nei campioni B1107, B1127 e B1374 (fig. 36), probabilmente controllate dalla profondità. Tali forme

infatti si ritrovano generalmente abbondanti a profondità inferiori a 30 m (SGARRELLA & MONCHARMONT-ZEI, 1993).

L'estrema specializzazione della fauna riscontrata in questa zona, evidenzia importanti variazioni dell'ambiente, in particolar modo nell'area influenzata dai fiumi Sele, Tusciano e Picentino, dove la microfauna è dominata da *A. tepida* e *A. parkinsoniana*; queste specie si ritrovano abbondanti negli ambienti marini marginali, caratterizzati da variazioni di salinità e ricchi in materia organica (MURRAY, 1973, 1991).

Nelle zone prospicienti le foci ed in particolare in corrispondenza della foce del F. Sele, dove è molto diffusa la *Cymodocea nodosa*, le associazioni sono dominate dalle specie epifite, quali *A. mamilla*, *B. granulata*, *C. lobatulus*, *E. crispum*, *E. macellum*, *Q. lata* e *S. aspera*. La presenza di una particolare copertura biocenotica, caratterizza in maniera incisiva la composizione dell'associazione a foraminiferi. La diversità specifica e la morfologia degli individui sono infatti

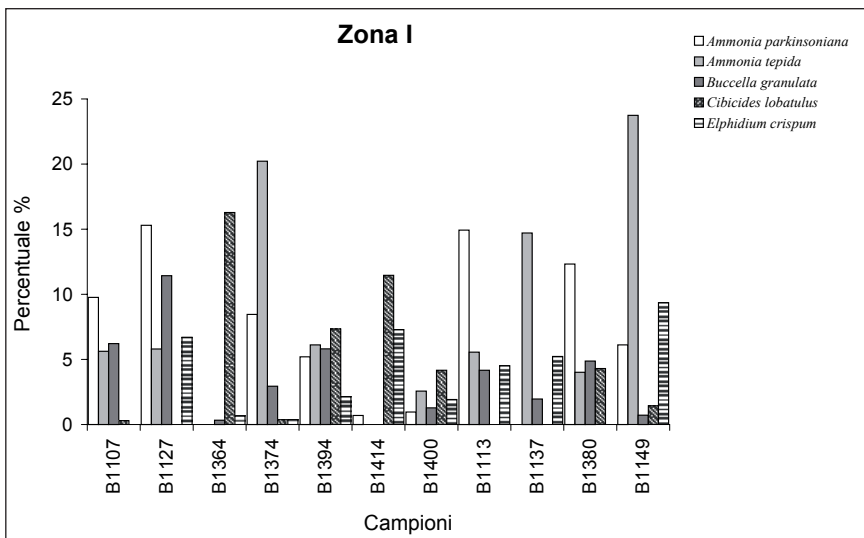


Fig. 36 – Associazioni predominanti di foraminiferi bentonici nel settore 0-30 m.

fortemente controllate dalla struttura del substrato. Si osservano inoltre specie sessili, piano convesse, come *C. lobatulus*, che hanno una superficie preferenziale di appoggio sulle foglie di *Posidonia*. Altre forme mobili biconvesse, come *E. crispum* e *E. macellum* ed individui trocospirali, temporaneamente mobili come *A. mamilla* preferiscono invece vivere sui rizomi della *Posidonia oceanica*, mentre *B. granulata* predilige come habitat d'elezione la *Cymodocea nodosa*. Infine forme mobili, allungate come il genere *Quinqueloculina* si ritrovano distribuite su tutti i tipi di piante.

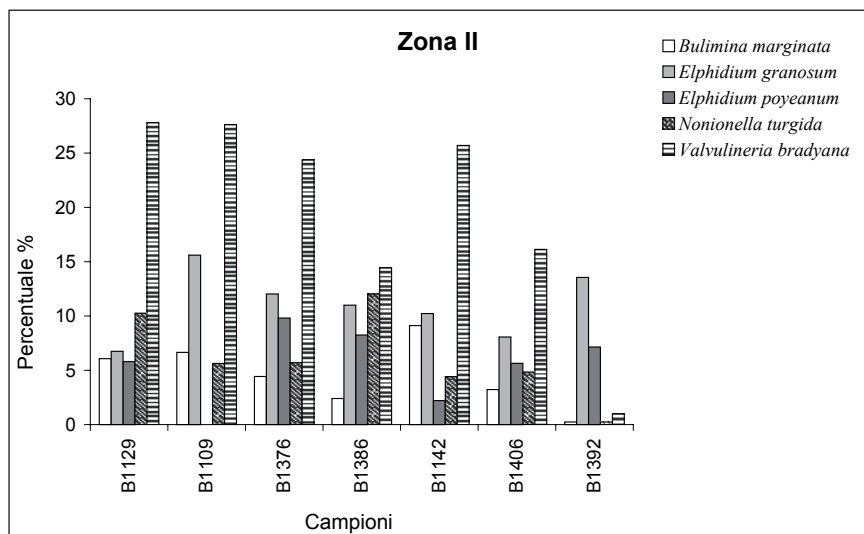


Fig. 37 - Associazioni di foraminiferi bentonici nel settore 30-100 m.

Zona II: comprende l'infraffittorale oltre i 30 m ed il circolittorale superiore (fino a 100 m), i sedimenti sono essenzialmente pelitici con frazioni sabbiose variabili ma minori del 20%. Fino a circa 50 m le associazioni sono dominanti in tutta l'area da *Valvulineria bradyana* (FORNASINI), *Elphidium granosum* (D'ORBIGNY), *Nonionella turgida* (WILLIAMSON) e *Elphidium poeyanum* (D'ORBIGNY) (Fig. 37) cui sono associate *Bulimina marginata* (D'ORBIGNY), *Rectuvigerina phlegrei* (LE CALVEZ), *Textularia calva* LALICKER e *Lagenammina atlantica* (CUSHMAN). Sono inoltre sempre presenti le varie specie di *Ammonia*. La presenza significativa di *B. marginata* e *V. bradyana* a profondità comprese tra 45-50 m, in corrispondenza delle foci del Picentino e del Tusciano, indica ancora una volta un ambiente arricchito in materia organica, con moderato impoverimento di ossigeno (JORISSEN, 1987; BERGAMIN *et alii*, 1999; SCHMIEDL *et alii*, 2003).

2. - ANALISI DI CAROTAGGI

Dall'analisi dei carotaggi a gravità (fig.38) è stato possibile definire gli spessori delle unità di superficie calibrando la parte superiore delle sezioni sismiche. Dall'analisi dei tefra e tramite la misurazione delle loro proprietà petrofisiche è stato possibile correlare sei stazioni di cui una in scarpata (Fig. 28). In tutti le sezioni è presente il tefra vesuviano del 79 d.C. che costituisce un importante livello *marker* ben riconoscibile alla scala regionale, anche nelle sezioni sismi-

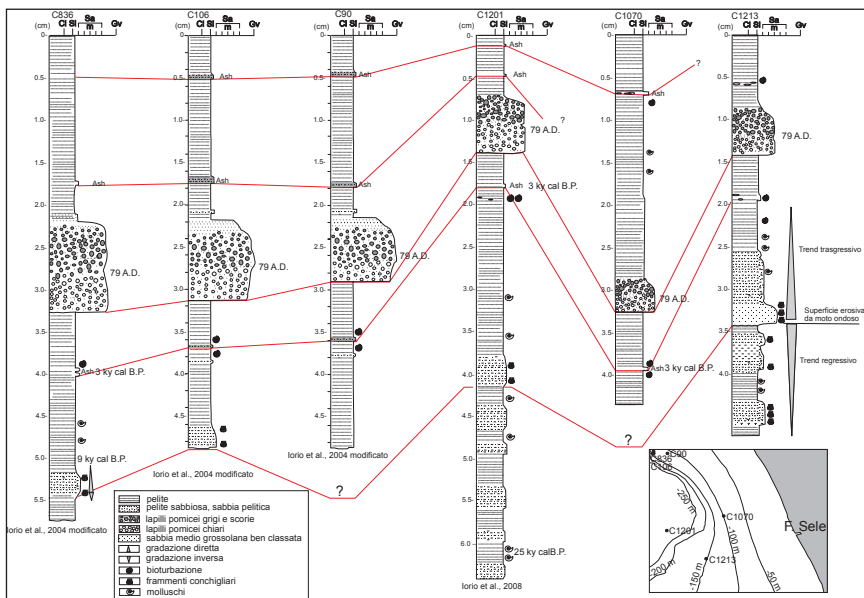


Fig. 38 - Log litologici di carotaggi a gravità realizzati nell'ambito del foglio 486 e correlazioni stratigrafiche basate su tefra, sulle proprietà petrofisiche e su datazioni ^{14}C .

che. Questo è costituito da un livello spesso fin oltre un metro di lapilli pomicei chiari alla base e con elementi scoriacei scuri verso l'alto, caratteristici della fase pliniana dell'eruzione. Altri tefra ben riconoscibili (INSINGA, 2003; IORIO *et alii*, 2004; INSINGA *et alii*, 2008) costituiscono ulteriori riferimenti temporali in foro (eruzioni AP circa 3 ky cal B.P. ed eruzioni post-pliniane) ma non sono riconoscibili nelle sezioni sismiche, perché hanno spessori inferiori alla risoluzione del sistema sismo-acustico.

Il carotaggio 1201 (IORIO *et alii*, 2008), prelevato a circa 300 m di profondità, attraversa per circa 7 m un record sismico caratterizzato da riflessioni conformi e lateralmente continue; pertanto dovrebbe rappresentare la sedimentazione in scarpata negli ultimi 25 ky con un record pressoché continuo. I carotaggi C836 (LIRER & VALLEFUOCO, comunicazione personale) e C1213, prelevati in piattaforma, registrano rispettivamente il passaggio erosivo della linea di costa in trasgressione durante la risalita eustatica post-glaciale e la sedimentazione di mare poco profondo durante la fase di stazionamento basso del livello del mare. Entrambi i carotaggi penetrano nelle unità sottostanti il TST. Nel carotaggio 1213 (profondità 152 m) è riconoscibile un deposito di sabbie unimodali, molto ben classato, tipico dell'ambiente di spiaggia sommersa e molto probabilmente relativo alla fase di stazionamento basso del livello del mare. Al di sopra, si osserva un intervallo con sabbie pelitiche, caratteristiche di un trend trasgressivo (Fig. 38). Alla base

del carotaggio, al contrario, si osserva una successione con un tipico trend regressivo. E' possibile, dunque, localmente definire l'entità della lacuna rappresentata dalla disconformità stratigrafica di piattaforma evidente nelle sezioni sismiche al passaggio tra unità progradanti e unità retrogradanti. E' evidente, inoltre, dall'integrazione dei dati stratigrafici, l'esiguità degli spessori del *TST* rispetto all'*HST*. Nell'ambito di quest'ultimo va altresì notato il maggior spessore dei depositi post-eruzione pliniana rispetto a quelli depositi anteriormente all'eruzione del 79 d.C.

3. - ANALISI DEI TEFRA (*a cura di D. Insinga*)

I carotaggi esaminati sono caratterizzati dalla presenza di una serie di livelli piroclastici (tefra) riconosciuti in posizione primaria ed intercalati ai depositi francamente marini. Tali livelli si presentano facilmente correlabili da foro a foro e la loro distribuzione areale, piuttosto ampia, li rende degli ottimi *marker* cronostatigrafici per l'area in studio. Lo studio dei tefra, siano essi macroscopici o microscopici (criptotefra), ha incluso, in primo luogo, un'analisi litologica di dettaglio al microscopio binoculare per il riconoscimento e la descrizione della frazione juvenile, della componente litica (accidentale e/o detritica) e di un'eventuale frazione bioclastica. Si è proceduto in seguito alla separazione della componente vetrosa (pomici, scorie, *glass shards*) al fine di caratterizzare dal punto di vista geochimico i depositi in esame. La composizione in termini di elementi maggiori espressi in ossidi è stata ottenuta attraverso analisi in microsonda con metodologia WDS (*wavelength dispersive spectrometry*) presso l'IGAG (Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria) del CNR di Roma. Il contenuto in elementi in traccia, laddove possibile, è stato ottenuto, invece, attraverso metodologia ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) presso i laboratori Actlabs (Ontario, Canada) e dell'IAMC (Istituto per l'Ambiente Marino Costiero) del CNR di Napoli. Una volta classificati i tefra, è stato possibile discriminare per essi un'origine vesuviana o flegrea s.l. E' da sottolineare, infatti, che la fascia costiera campana è stata caratterizzata da intenso vulcanismo esplosivo almeno durante gli ultimi 200 ka (DE VIVO *et alii*, 2001; DI VITO *et alii*, 2008) e che l'attività dei vari centri eruttivi (Somma-Vesuvio, Campi Flegrei-Isola di Procida, Ischia) è stata pressoché contemporanea. I risultati conseguiti, talvolta integrati con datazioni al radiocarbonio di materiali in relazioni stratigrafiche note con i livelli piroclastici esaminati, hanno consentito di costruire uno schema tefrostratigrafico di dettaglio in particolare per gli ultimi 3.000 anni che include circa cinque tefra legati all'attività vesuviana recente. Depositati prodotti dall'attività interpliniana che ha caratterizzato il periodo tra l'eruzione di Avellino (~4.3 cal ka B.P.; SANTACROCE *et alii*, 2008) e quella di Pompei (AD 79; LIRER *et alii*, 1973) si ritrovano ampiamente diffusi lungo la fascia costiera campana e sono stati correlati, in particolare, alle fasi più tardive di questo periodo (AP3 ed AP4; INSINGA

et alii, 2008). Al di sopra si sviluppa il *marker* cronostratigrafico più significativo riconosciuto nell'area e rappresentato dai depositi vesuviani dell'eruzione di Pompei (AD 79). Tali depositi, ampiamente descritti in letteratura per i settori sommersi (BUCCHERI *et alii*, 2002; MUNNO & PETROSINO, 2004; IORIO *et alii*, 2004; SACCHI *et alii*, 2005; INSINGA *et alii*, 2008), sono costituiti prevalentemente da pomici bianche e grigie che possono raggiungere spessori di diversi decimetri (C90, C1201). La successione più recente è caratterizzata, infine, da due livelli cineritici correlati rispettivamente all'attività medievale del Vesuvio (seconda metà del VI secolo-prima metà del VII secolo) e a quella di tipo stromboliano e subpliniano che ha caratterizzato le ultime centinaia di anni (AD 1822; BUDILLON *et alii*, 2005a). Sono tuttora in corso studi su livelli di tefra più antichi riconosciuti in una serie di carotaggi nell'area studio (C836; C1201). I più significativi sono stati correlati all'attività flegrea a 3.8 ka B.P. e a circa 8 ka (C836; PAOLA PETROSINO, com. pers.) nonché a quella ischitana intorno ai 24 ka B.P. (C1201).

XIII – UNITÀ CARTOGRAFATE

La rappresentazione cartografica delle aree marine del Foglio 486 distingue, nell'ambito del sistema di piattaforma-scarpata (fino a 250 m di profondità) 9 diverse unità, di cui sei sono da considerare deposte in “ambienti attuali” relativi all'ultimo *HST* ancora in corso di formazione e tre sono unità completamente formate. Di queste ultime, due sono di origine marina e relative alle ultime fasi di *FSST* e/o *LST* nel Golfo di Salerno, mentre la terza è un deposito continentale (travertini di Paestum; A1.4 in Cap. V) formatosi sulla Piana del Sele e successivamente sommerso.

1. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE DEL BACINO “PIANA DEL SELE-GOLFO DI SALERNO”; SETTORE DEL GOLFO DI SALERNO (*FSST* e *LST*)

Le unità appartenenti a questo gruppo sono da considerare completamente formate in quanto drappeggiate da un sottile livello di emipelagiti post-glaciali non cartografabile. Esse si sono formate nel corso del Pleistocene superiore all'interno del *graben* quaternario della Piana del Sele-Golfo di Salerno e, in particolare, nel suo settore marino distale e rappresentano gli equivalenti conformi delle unità presenti in piattaforma, deposte durante la regressione forzata e lo stazionamento basso del livello del mare durante l'ultimo ciclo glacio-eustatico.

1.1. - DEPOSITI DI PIATTAFORMA (**g₁₈**)

Talia depositi sono presenti in un settore di piattaforma esterna pressoché sub-

orizzontale, posto oltre l'isobata dei 160 m e limitato da un ciglio di piattaforma ubicato tra 180 m e 200 m. Detto settore è situato su di un alto morfo-strutturale rimasto costantemente sommerso durante l'ultimo ciclo glacioeustatico e con scarsi apporti terrigeni dall'entroterra. In quest'area sub-affiorano i depositi distali relativi alle unità deposte durante la regressione forzata (stadi isotopici MIS4 e MIS3) e lo stazionamento basso (MIS2) del Pleistocene superiore (rispettivamente *Falling Stage Systems Tract* e *Lowstand Systems Tract*). Al di sotto di tali unità superficiali, i profili sismici rivelano, in apparente rapporto di continuità stratigrafica, successioni più antiche la cui età è imprecisabile, sebbene considerazioni morfo-tettoniche inducano ad inquadrarle tentativamente nel tardo Pleistocene medio.

I depositi del Pleistocene superiore che caratterizzano superficialmente l'unità sono generalmente pelitici, ma presentano a luoghi un arricchimento della frazione sabbiosa bioclastica e vulcanoclastica. Ciò specialmente in un settore caratterizzato da ondulazioni di fondo con creste subparallele orientate NE-SW (fig. 32). I depositi emipelagici postglaciali sono presenti in tale ambiente con spessori inferiori al metro e quindi non risolvibili sismicamente, sebbene dalle campionature di superficie risulti presente anche il livello vulcanoclastico del 79 d.C. con spessori di pochi cm. PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*

1.2. - DEPOSITI DI SCARPATA (m₂)

Questi depositi sono presenti in un settore di scarpata superiore, a valle del paleo-ciglio di piattaforma, caratterizzato da pendenze superiori a 1,5°. Questo settore, ubicato al margine nord-occidentale dell'alto morfostrutturale sul quale si collocano tali depositi, è in continuità stratigrafica laterale con quest'ultimo, dal quale si distingue per il cambio di pendenza. In quest'area sub-affiorano depositi pelitici distali relativi alle unità deposte durante la regressione forzata post-tirreniana e lo stazionamento basso del Pleistocene superiore (*Falling Stage Systems Tract* e *Lowstand Systems Tract*), non distinguibili l'uno dall'altro dal momento che risultano in rapporto di conformità stratigrafica. Questi elementi sono drappaggiati da depositi emipelagici postglaciali di spessore inferiore al metro, non risolvibili sismicamente. PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*

2. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE DEL BACINO “PIANA DEL SELE-GOLFO DI SALERNO”; SETTORE DELLA PIANA DEL SELE

2.1. - PORZIONE SOMMERSA DEI TRAVERTINI DI PAESTUM (TPP)

La parte più avanzata e sommersa del litosoma dei travertini di Paestum (TPP) (Fig. 30) compresa tra 14 m e 18,5 m nell'area di piattaforma interna, ove ha modeste coperture di sabbie ed incrostazioni di coralligeno sessile, nonché coperture discontinue di *Posidonia oceanica*. Lo spessore dell'unità è variabile e a luoghi si solleva fino a circa 1 metro dal fondo mare. PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*
- OLOCENE *p.p.* (?)

3. - UNITÀ IN CORSO DI FORMAZIONE

3.1. - AMBIENTE LITORALE

3.1.1. - *Depositi di spiaggia sommersa (g₈)*.

Questo elemento ubiquitario è presente lungo la fascia infralittorale dominata da processi erosivi e deposizionali, controllati prevalentemente dal moto ondoso e dalle correnti lungo costa. Per definizione il limite superiore della spiaggia sommersa è rappresentato dalla linea media di riva, mentre il limite inferiore corrisponde al piede della barra più profonda (SHORT, 1984). Lungo la parte meno profonda di tale elemento sono stati riconosciuti alcuni sotto-elementi, in base alla presenza di un sistema barra-truogolo o doppia barra-truogolo, di un sistema barra-bassofondo ovvero di un sistema alternato delle due precedenti a passo breve (ettometrico), come già riconosciuto in sinistra di Foce Sele da COCCO & IULIANO, (1999). Tali elementi sono estremamente mobili, essendo il frutto degli equilibri morfodinamici litoranei che talvolta variano anche stagionalmente. Al momento del rilievo batimetrico sottocosta e del rilievo aereo fotogrammetrico (2004) il culmine della barra litoranea più esterna si attestava entro i 4-5 m di profondità, mentre il versante verso mare degradava con basse pendenze.

Le tessiture consistono in sabbie grossolane e medie nei primi 3 m e in sabbie fini fino a circa 10-12 m di profondità. Entro tale profondità la percentuale di frazione pelitica è piuttosto esigua e non supera mai il 20% in peso. A partire dai 12 m circa fino ai 15 m circa, tale frazione diventa più rilevante, in particolare nei settori colonizzati da praterie a fanerogame (prevalentemente *Cymodocea nodosa*).

3.1.2. - *Depositi deltizi (g₁)*

In prossimità delle foci fluviali principali del Sele e del Tusciano sono presenti modesti conoidi sommersi con una conformazione a lobo e una blanda flessione verso mare delle isobate comprese entro i -10 m. I depositi sono sabbioso fini-pelitici, di natura effimera nel velo superficiale (dovuta alla presenza della componente fine di decantazione del carico sospeso dei corsi d'acqua, facilmente removibile dall'azione del moto ondoso e dalle correnti lungo-costa); sono invece più sabbiosi nell'immediato sottofondo e al margine esterno tali depositi sono spesso stabilizzati da colonizzazioni di *Cymodocea nodosa*.

3.2. - AMBIENTE DI PIATTAFORMA CONTINENTALE

3.2.1. - *Depositi di piattaforma interna (g₁₉)*

I depositi di piattaforma interna sono distribuiti su di una ampia area ubicata tra il limite esterno della spiaggia sommersa ed il limite inferiore di influenza delle onde di tempesta ed oltre, fino a circa 40-50 m di profondità, con pendenze comprese tra 0.5° e 1.2°. Essi sono costituiti da sabbie pelitiche fini e finissime e da peliti sabbiose, con scarso assortimento delle taglie; in questo ambiente vi sono ampie estensioni di *Cymodocea nodosa* in praterie o ceppi isolati a cui si interpone diffusamente la *Caulerpa racemosa* di recente diffusione. Nel sottofondo, a luoghi, sono presenti estese sacche di gas superficiale (fig. 34), probabilmente biogenico, tamponate dai sedimenti pelitici tardo olocenici. La presenza di gas nei sedimenti superficiali altera il segnale sismo-acustico, pertanto in questi settori la stratigrafia dei riflettori del sottofondo è solo parzialmente riconoscibile.

3.2.2. - *Depositi bioclastici (g₁₂)*

In un'area di piattaforma interna limitata al settore meridionale del foglio tra i -12 e i -25 m, sono presenti limitati depositi sabbioso pelitici nei quali è rilevante la componente bioclastica e la produzione organogena *in situ* su fondi mobili. Tali depositi sono ubicati prevalentemente nel settore meridionale dell'area tra i -15 e i -25 m; consistono in sabbie organogene e bioclastiche, a tessitura medio-fine con frazione pelitica rilevante, distribuiti in prossimità dei depositi di coralligeno sessile o localmente in bande sub-parallele alle isobate.

3.2.3. - *Corpi litoidi organogeni (g₁₃)*

Incrostazioni di coralligeno sessile (briozoi, poriferi, alghe incrostanti) che formano zone rilevate e a luoghi terrazzate, talvolta con coperture di *Posidonia oceanica* (presenti esclusivamente nel settore meridionale del foglio tra la batimetria dei 15 e dei 18 m). Questi depositi ricoprono parzialmente gli elementi litoidi relativi all'areale TPPa (porzione sommersa dei travertini di Paestum).

3.2.4. - *Depositi di piattaforma esterna (g₂₁)*

Depositi pelitici con frazioni variabili di sabbie medio-fini costituite prevalentemente da pomici e bioclasti presenti nell'area compresa tra l'isobata dei 40-50 m di profondità ed il ciglio della piattaforma, con pendenze variabili fra 0.6° e 1.4° nel settore settentrionale e 0.5° e 1.1° nel settore meridionale. La frazione sabbiosa è leggermente più abbondante in corrispondenza di locali accumuli allungati ai margini delle linee di deflusso in piattaforma. Dalle sezioni sismiche ad alta risoluzione risulta evidente che nel settore centrale a maggiore pendenza tali depositi mostrano caratteristiche sismiche tipiche di una deformazione plastica e/o di strutture da espulsione di fluidi (Figg. 34 e 35). Nel settore meridionale i depositi di piattaforma esterna ammantano estese superfici sub-pianeggianti incise da un reticolo di linee di deflusso allungate secondo le massime pendenze e sono solcati a loro volta da lineazioni da corrente con andamento sub-parallelo alle isobate, le cui direzioni indicano l'andamento prevalente delle correnti di fondo.

3.3. - AMBIENTE DI SCARPATA

3.3.1. - *Depositi di scarpata (m₂)*

Questi depositi sono situati lungo il settore del margine continentale oltre il ciglio della piattaforma, caratterizzato da pendii acclivi (tra 1.3° e 5.5°), il cui limite superiore si attesta a profondità maggiori procedendo da nord verso sud (125/180 m). Nel settore a nord, che lambisce la Valle di Salerno, tali depositi drappeggiano nicchie di distacco, *gully* e assi di deflusso. Essi sono costituiti da peliti e secondariamente peliti sabbiose e risultano analoghi ai depositi di piattaforma esterna. La componente sabbiosa, più abbondante in corrispondenza dei campi ad ondulazioni di fondo (Fig. 30), è costituita da vulcanoclasti e bioclasti.

BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1977) – *Temperature sotterranee*. Inventario dei dati raccolti dall'Agip durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia. F.lli Brugnora Segrate, Milano, 1390 pp.
- AMATO A., ASCIONE A., CINQUE A. & LAMA A. (1991) – *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta valle del Sele e delle sue valli tributarie (Campania)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**: 5 - 16.
- ARGNANI A., BORTOLUZZI G., BOZZANI A., CANEPA A., LIGI M., PALUMBO V., SERRACCA P. & TRINCARDI F. (1989) – *Sedimentary dynamics on the Eastern Tyrrhenian Margin, Italy. PS/87 Cruise report*. Giornale di Geologia, serie III, **51/1**: 165 - 178.
- ASCIONE A., CAIAZZO C., HIPPOLYTE J.C. & ROMANO P. (1997) – *Pliocene-Quaternary extensional tectonics and morphogenesis at the eastern margin of the southern Tyrrhenian basin (Mt. Bulgheria, Campania region, Italy)*. Il Quaternario, **10(2)**: 571 - 578.
- AURIGEMMA S., SPINAZZOLA V. & MAIURI A. (1986) – *I primi scavi di Paestum (1907-1939)*. Ente per le Antichità e i Monumenti della Provincia di Salerno.
- BAGGIONI M. (1973) – *Les bordures de la Plaine du Sele. Etude morphologique*. Méditerranée, **3**: 3 - 21.
- BAGGIONI M. (1975) – *Néotectonique, terrasses et niveaux marins de la Plaine du Sélé (Italie du Sud)*. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., **1**: 3 - 11.
- BAMONTE G. (1819) – *Le Antichità Pestane*. Napoli, pp. 74.
- BARRA D., CALDERONI G., CINQUE A., DE VITA P., ROSSKOPF C. & RUSSO ERMOLLI E. (1998) – *New data on the evolution of the Sele River coastal plain (Southern Italy) during the Holocene*. Il Quaternario, **11**: 287 - 299.
- BARRA D., CALDERONI G., CIPRIANI M., DE LA GENIERE' J., FIORILLO L., GRECO G., MARIOTTI LIPPI M., MORI SECCI M., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R. TOCCO SCIARELLI G. & THOREZ J. (1999) – *Depositional history and palaeogeographic reconstruction of Sele coastal plain during Magna Grecia settlement of Hera Argiva (Southern Italy)*. Geologica Romana, **35**: 151 - 166.
- BARTOLE R., SAVELLI C., TRAMONTANA M. & WEZEL F. (1984) – *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campania, Southern Italy*. Marine Geology, **55**: 163 - 180.
- BERGAMIN L., DI BELLA L. & CARBONI M.G. (1999) – *Valvulinera bradyana (Fornasini) in organic matter-enriched environment (Ombrone river mouth, Central Italy)*. Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences), **12(1)**: 51 - 56.
- BLANC-VERNET M.L. (1969) – *Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée*. Thèse de Doctorat d'Etat Trav. Stat. Mar. Endoume, Marseille, 281 pp.
- BLANC-VERNET M.L., CLAIREFOND P. & ORSOLINI P. (1979) – *La mer Pélagienne. Les foraminifères*. Géol. Médit., **6 (1)**: 171 - 209.
- BLANC A. C. & SEGRE A. G. (1953) – *L'industrie lévalloiso-moustérienne et les formations évaporitiques quaternaires de Paestum*. INQUA-Excursion dans le Abruzzes, le Pouilles et sur la côte de Salerno, 119 - 125.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1986) – *Isoleucine epimerization dating and tectonic significance of upper Pleistocene sea level features of the Sele Plain (Southern Italy)*. Zeit. Geomorph. N.F., Suppl. Bd., **62**: 159 - 166.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ANGELO G., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGROSSO I. (1987) – *Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **10**: 47 - 55.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., SANTANGELO N., ALESSIO M., ALLEGRI L., IMPROTA S., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1988) – *Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della Piana del F. Sele e della costa settentrionale del Cilento (Campania, Appennino meridionale)*. Atti del 74.mo Congr. Naz. della Soc. Geol. It., **A**: 55 - 62.
- BRUNO G. & LEMBO R. (1982) – *Acque e terra nella piana del Sele '32/'82*. Iannone, Salerno.
- BUCCHERI, G., CAPRETTO G., DI DONATO, V., ESPOSITO P., FERRUZZA G., PESCATORE T., RUSSO ERMOLLI

- E., SENATORE M. R., SPROVIERI M., BERTOLDO M., CARELLA D. & MADONIA G. (2002) - *A high resolution record of the last deglaciation in the southern Tyrrhenian Sea: environmental and climatic evolution*. Marine Geology, **186**: 447 - 470.
- BUCCHERI G., RUSSO B. & BERTOLDO M. (1994) - *Stratigrafia e paleoclimatologia della carota GN82-C41 (Mar Tirreno): Foraminiferi e pteropodi*. Bollettino della Società Geologica Italiana **113**: 12 - 155.
- BUDETTA P., CORNIELLO A., DE RISO R. & SANTO A. (1994) - *Geologia e Idrogeologia del settore della Piana del Fiume Sele compreso tra i Fiumi Tusciano e Sele (Campania)*. Geologica Romana, **XXX**: 87 - 96
- BUDILLON F., ESPOSITO E., IORIO M., PELOSI N., PORFIDO S. & VIOLANTE C. (2005b) - *The geological record of storm events over the last 1000 years in the Salerno Bay (Southern Tyrrhenian Sea): new proxy evidences*. European Geoscience Union, Advances in Geosciences, **2**: 1 - 8.
- BUDILLON F., PESCATORE T. & SENATORE M. R. (1994) - *Cicli deposizionali del Pleistocene superiore-Olocene sulla piattaforma continentale del golfo di Salerno (Tirreno meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 303 - 316.
- BUDILLON F., VIOLANTE C., CONFORTI A., ESPOSITO E., INSINGA D., IORIO M. & PORFIDO S. (2005a) - *Event beds in the recent prodelta stratigraphic record of the small flood-prone Bonea stream (Amalfi Coast, Southern Italy)*. Mar. Geol., **222-223**: 419 - 441.
- BUDILLON F., VICINANZA D., FERRANTE V. & IORIO M. (2006) - *Sediment transport and deposition during extreme sea storm events at the Salerno Bay (Tyrrhenian Sea): comparison of field data with numerical model results*, In L. FERRARIS, F. GUZZETTI, M. C. LLASAT, & A. MUGNAI (Eds.) "Mediterranean Storms", Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **6**: 839 - 852.
- CAIAZZO C., ASCIONE A. & CINQUE A. (2006) - *Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): new evidences from the Tyrrhenian slope*. Tectonophysics, **421**: 23 - 51.
- CAIAZZO C., CINQUE A. & MEROLA D. (2000) - *Relative chronology and kinematics of the Apenninic and anti-Apenninic faults in the Sorrento Peninsula*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 165 - 174.
- CAPALDI G., CINQUE A. & ROMANO P. (1988) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini Meridionali (Campania, Appennino meridionale)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**: 207 - 222.
- CAPOZZOLI P., ESPOSITO L. & FABBROCINO S. (1995) - *Considerazioni preliminari sulle caratteristiche idrogeologiche della piana di Paestum (Campania)*. Quad. Geol. Appl., **2**: 383 - 389.
- CASCIELLO E., CESARANO M., CONFORTI A., D'ARGENIO B., MARSELLA E., PAPPONE G. & SACCHI M. (2004) - *Extensional detachment geometries on the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines (the Salerno district)*. In: PASQUARE' G. & VENTURINI C. (eds) *Mapping Geology in Italy*. APAT, Firenze, 29 - 34.
- CATALANO R. & AA.VV. (1996) - *Norme generali delle linee guida di rilevamento geologico nelle aree marine da sottoporre al Servizio Geologico d'Italia*. Commissione di studio per la cartografia geologica marina. Servizio Geologico Nazionale.
- CATTANEO A. & STEEL R.J. (2003) - *Transgressive deposits: a review of their variability*. Earth Science Reviews, **62**: 187 - 228.
- CELICO P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., **14**: 1 - 97.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quad. Cassa del Mezz., **4/2**.
- CELICO P., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R. & STANZIONE D. (1982) - *Geochimica delle sorgenti mineralizzate della piana di Paestum (Campania, Italia)*. Per. di Miner., **51**: 249-274.
- CESTARI G. (1969) - *Geologia e idrogeologia della piana di Paestum (Salerno)*. Geol. Tecnica, **5**: 1 - 12.
- CESTARI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 198 Eboli*. Serv. Geol. D'Italia, Roma.
- CIAMPO G., DE CASTRO, COPPA M.G. & SGROSSO I. (1979) - *Il Miocene superiore dei dintorni di Salerno*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **88**: 1 - 13.

- CINQUE A. (1986) – *Guida alle escursioni geomorfologiche (Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini)*. Riunione annuale del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, Amalfi 1986. Pubbl. n. 33 del Dipartimento di Scienze della Terra, Università Federico II di Napoli. 119 pp.
- CINQUE A., ASCIONE A. & CAIAZZO C. (2000) – *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino Meridionale*. In: GALADINI F., MELETTI C. & REBEZ A.: “*Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*”. CNR, 203 - 218.
- CINQUE A., GUIDA F., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1988a) – *Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi continentali della Piana del Sele (Campania): i “Conglomerati di Eboli”*. Geogr. Fis. e Dinam. Quatern., **11**: 39 - 44.
- CINQUE A., LAURETI L. & RUSSO F. (1988b) – *Le variazioni della linea di costa lungo il litorale campano durante il Quaternario*. Terra, **5**: 19 - 25.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) – *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines: Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36** (2): 249 - 260.
- COCCO E. & DE MAGISTRIS M. A. (1988) – *Evoluzione storica e recente del litorale di Paestum*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 697 - 702.
- COCCO E., DE MAGISTRIS M.A., EFAICCHIO M.T. & BOSCAINO F., (1992) – *Geoenvironmental features of the Sele river plain (Gulf of Salerno, Southern Italy)*. Boll. Ocean. Teor. E Appl., **10** (2,3,4): 235 - 246.
- COCCO E. & IULIANO S. (1999) – *L'erosione del litorale in sinistra foce Sele (Golfo di Salerno): dinamica evolutiva e proposte di intervento a difesa e tutela della spiaggia e della pineta litoranea di Paestum*. Il Quaternario, **12** (2): 125 - 140.
- COCCO E., DE MAGISTRIS M. A., EFAICCHIO M. T., GIULIVO I. & TARALLO F. (1990) – *Atlante delle spiagge italiane. Foglio 185, 196-198*. Prog. Naz. M. P. I. “Dinamica, dissesti e tutela delle coste”. S.E.L.C.A., Firenze.
- CONFORTI A., (2003) – *Tesi di dottorato in Scienze ed ingegneria del mare*, XVI ciclo, Università Federico II di Napoli.
- COPPA M. G. (1987) – *Les foraminifères des carottages holocènes de la plate-forme continentale sarde*. Géol. Médit., **14** (1): 249 - 259.
- COPPA M. G. (1988) – *Ulteriori osservazioni sui foraminiferi della piattaforma continentale sarda*. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat., Torino, **1**: 597 - 613.
- COPPA M. G., RUSSO B. & SIANI G. (1994) – *The Holocene foraminiferal assemblages of the continental margin between Agropoli and Capo Palinuro (Tyrrhenian Sea, Italy)*. In: MATTEUCCI R. et alii (eds) “*Studies on ecology and paleoecology of Benthic Communities*”. Boll. Soc. Pal. It., spec. Vol. **2**: 67 - 91.
- D'ARGENIO B. & FERRERI V. (1992) – *Ambienti di deposizione e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia a cento meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 861 - 868.
- DA ROIT R., FONTANIVE A., LOJELO L., MUZZI F. & SPAT G. (1981) – *Terremoto campano-lucano del 23 Novembre 1980: evidenze di liquefazione di terreni non coesivi saturi*. Convegno Annuale CNR-PFG “Sismicità d'Italia; stato delle conoscenze e qualità della normativa sismica”, 12-14 Maggio 1981, Udine, pp. 14.
- DE LORENZO G. (1930) – *Sulla causa geologica della scomparsa dell'antica città di Paestum*. Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis., Serie VI, **11**: 1062 - 1065.
- DE LORENZO G. & D'ERASMO G. (1938) – *Avanzi di elefante e di ippopotamo nella valle del Sele*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat.; Serie III (1), **4**: 203 - 220.
- D'ERASMO G. (1934) – *Il bradisismo di Paestum*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. di Napoli, serie 4^a, **IV**: 3 - 12.
- D'ERASMO G. (1935) – *Il bradisismo di Paestum*. Pubbl. dell'Ente per le Antichità ed i Monumenti provincia di Salerno, 32 pp.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001)

- *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic plain (Italy)*, Mineral. Petrol. **73**, pp. 47 - 65.
- DI VITO M.A., SULPIZIO R., ZANCHETTA G. & D'ORAZIO M. (2008) - *The late Pleistocene pyroclastic deposits of the Campanian Plain: new insights into the explosive activity of Neapolitan volcanoes*. In stampa su: J. Volcanol. Geotherm. Res. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.019.
- DOGLIONI C., MORETTI I. & ROURE F. (1990) - *Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and Mediterranean geodynamics: A discussion*. J. Geodyn., **13**: 47 - 65.
- ESPOSITO E., PORFIDO S. & VIOLANTE C. (Eds.), (2004) - *Il nubifragio dell'ottobre 1954 a Vietri sul Mare-Costa di Amalfi Salerno*. C.N.R.-G.N.D.C.I., Pubbl n. 2870, 381 pp.
- FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A. et alii (2006) - *Markers of the Last Interglacial sea level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications*. Quaternary International, **145-146**: 30 - 54
- FERRARO L., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R., VECCHIONE C., COPPA M.G. & DI TUORO A., (1997) - *Studi di geologia marina del margine tirrenico: la piattaforma continentale tra Punta Licosa e Capo Palinuro (Tirreno meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 473 - 485.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. J. Geol., **62** (4) pp. 344 - 359
- FOLLIERI M., MAGRI D. & SADORI L. (1986) - *Late Pleistocene Zerkova extinction in central Italy*. New Phytologist, **103**: 269 - 273.
- FRIEDLAENDER I. (1937) - *Sui bradisismi della costa tirrena meridionale*. Boll. Soc. Geogr. It., serie 7^a, **II**: 140 - 152.
- GALANTI G.M. (1792) - *Descrizione geografica e politica delle Sicilie*. Napoli
- GRECO G. & VECCHIO L. (1992) - *Archeologia e territorio. Riconoscizioni, scavi e ricerche nel Cilento*, C.G.M., Agropoli, pp. 188.
- GRUPPO DI LAVORO PER LA GEOLOGIA MARINA (2002) - *Bozza n.3*. Servizio Geologico Nazionale, Roma
- GUGLIELMI M.G. (1990) - *Cenni di una recente colonizzazione: La piana del Sele*. Guidotti, Salerno.
- GUY M. (1990a) - *La costa, la laguna e l'insediamento di Poseidonia-Paestum*. In: *Paestum - La città e il territorio*. Quaderno di documentazione dell'Istituto della Enciclopedia Italiana Treccani, 67 - 77.
- GUY M. (1990b) - *Le rivage marittime et la «lagune» de Poseidonia-Paestum*. In: ALBORE LIVADIE C. & WIDEMANN F. (Eds.) «*Volcanologie et Archeologie*», PACT, **25**: 257 - 270.
- HUNT D. & TUCKER M.E. (1992) - *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall*. Sedimentary Geology, **81**: 1 - 9.
- INSINGA D. (2003) - *Tefrostratigrafia dei depositi Tardo-Quaternari della fascia costiera campana*, Tesi di dottorato in Scienze ed ingegneria del mare, XVI ciclo, Università Federico II di Napoli.
- INSINGA D., MOLISSO F., LUBRITTO C., SACCHI M., PASSARIELLO I. & MORRA V. (2008) - *The proximal marine record of Somma-Vesuvius volcanic activity in the Naples and Salerno bays, Eastern Tyrrhenian Sea, during the last 3 kyr*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **177/1**: 170 - 186.
- IORIO M., LIDDCOAT J., BUDILLON F., TIANO P., INCORONATO A., COE R. & MARSELLA E. (2008) - *Palaomagnetic secular variation time constraints on late Neogene geological events in slope sediment from the eastern Tyrrhenian Sea margin*. In (KELLER ed.) *External Controls on Deepwater Depositional Systems*, SEPM Special Publication 92, in stampa.
- IORIO M., SAGNOTTI L., ANGELINO A., BUDILLON F., D'ARGENIO B., DINARE'S-TURELL J., MACRI P. & MARSELLA E. (2004) - *High-resolution petrophysical and palaomagnetic study of late-Holocene shelf sediments, Salerno Gulf, Tyrrhenian Sea*. The Holocene **14/3**: 426 - 435.
- IORIO M., SAGNOTTI L., BUDILLON F., LIDDCOAT J.C., COE R.S. & MARSELLA E. (2007) - *Controllo climatico sull'accumulo di sedimenti di margine Olocenici e Pleistocenici del Mar Tirreno Orientale*. In CARLI B., CAVARRETTA G., COLACINO M. & FUZZI S., (Eds.) «*Clima e Cambiamenti Climatici*. Le attività di ricerca del CNR». ISBN 978-88-8080-075-0, 173 - 176.

- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) – *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 227 – 250.
- JORISSEN F.J. (1987) – *The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea*. Mar. Micropaleotol. **12**: 21 – 48.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) – *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yr.* Quaternary Science Rev., **23**: 1567 – 1598.
- LAMBECK K. & BARD E. (2000) – *Sea-level change along the French Mediterranean coast since the time of the last glacial maximum*. Earth and Planetary Science Letters **175**: 202 – 222.
- LEUCI G. (1994) – *Revisione delle collezioni paleontologiche del Museo Archeologico Provinciale di Salerno*. Apollo, Bollettino dei musei provinciali del salernitano, **X**: 3 – 10.
- LIPPMANN M. & VERNET J. (1986) – *Les travertins holocènes de Paestum (Italie meri-dionale)*. Méditerranée, **1-2**: 45 – 51.
- LIPPMANN-BAGGIONI M. & GARS G. (1984) – *La bordure sud des Monts Picentini: un jalon dans l'évolution neotectonique et paleoclimatique de l'Apennin Meridional*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **7**: 49 – 58.
- LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987) – *L'Apennin Campanien meridional (Italie). Etude Geomorphologique*. These de Doctorat d'Etat. Univ. Aix-Marseille.
- LIRER L., PESCATORE T., BOOTH B. & WALZER G.P.L. (1973) – *Two Plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy*. Geological Society American Bulletin, **84**: 759 – 772.
- MAIURI A. (1951) – *Origine e decadenza di Paestum*. La parola del passato. Riv. St. Class., Napoli, **19**: 274 – 286.
- MARANI M.P., GAMBERI F. & BONATTI E. (2004) – *From sea floor to deep mantle: architecture of the Tyrrhenian backarc basin*. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia. Vol. LXIV.
- MOUSSAT E., REHAULT J.P. & FABBRI A., (1986) – *Rifting et évolution tectono-sédimentaire du Bassin Tyrrhénien au cours du Neogene et du Quaternaire*. Giornale di Geol., ser. 3, **48** (1/2): 41 – 62.
- MUNNO R. & PETROSINO P. (2004) – *New constraints on the occurrence of Y-3 upper Pleistocene tephra marker layer in the Tyrrhenian Sea*. Il Quaternario **17** (1): 11 – 20.
- MUNNO R., PETROSINO P., ROMANO P., RUSSO ERMOLLI E. & JUVIGNÉ E. (2001) – *A late Middle Pleistocene climatic cycle in southern Italy inferred from pollen analysis and tephrostratigraphy of the Acerno lacustrine succession*. Géographie physique et Quaternaire, **55**: 87 – 99.
- MURRAY J. W. (1973) – *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids*, Crane Russak, New York.
- MURRAY J.W. (1991) – *Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera*. Longman, pp. 398.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) – *Evidenze strutturali e geomorfologiche di tettonica compressiva quaternaria al margine occidentale della catena sudappenninica*. Atti del 74° Congresso della Soc. Geol. It., Sorrento, 1988, **A**: 402 – 410.
- ORTOLANI F. & TORRE M., (1981) – *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23-11-1980*. Ren. Soc. Geol. It., **4**: 173 – 214.
- ORTOLANI F., TORRE M., RUSSO B. & DI NÓCERA S. (1979) – *Depositi alto-miocenici del bordo settentrionale della Piana del Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 3 – 14.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1991) – *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relation since Late Tortonian times*. 75° Congr. Soc. Geol. It., Milano 10-12 settembre 1990. Mem. Soc. Geol. Ital., **45**: 425 – 451.
- PIRAZZOLI P.A. (1996) – *Sea-Level Changes. The Last 20,000 Years*. John Wiley & Sons, Chichester, Inghilterra, pp.211.
- PLINT A.G. & NÜMMENDAL D. (2000) – *The Falling Stage Systems Tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*. In HUNT & GAWTHORPER (eds.), Sedimentary responses to forced regressions. Geological Society of London, Spec. Publ. **172**: 1 – 17.
- POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P. (1999) – *Siliciclastic sequence stratigraphy - Concepts and applications*. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology, **7**, 216 pp.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JAMES D.P. & TESSON M. (1992) – *Forced regression in a sequence*

- stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **76** (11): 1687 - 1709.
- RIZZI-ZANNONI G.A. (1808) – *Atlante geografico del Regno di Napoli*.
- ROSSKOPF C., CINQUE A., FERRELLI L., MICHETTI A. M. & VITTORI E. (1995) – *Strutture da liquefazione interpretabili come sismiti in sedimenti litorali storici della Piana del Sele (Campania)*. Studi Geologici Camerti, **2**: 387 - 395.
- RUSSO F. (1990) – *I sedimenti quaternari della Piana del Sele. Studio geologico e geomorfologico*. Tesi di Dottorato di ricerca. Pubbl. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli. 168 pp.
- RUSSO F. & BELLUOMINI G. (1992) – *Affioramenti di depositi marini tirreniani sulla Piana in destra del Fiume Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 25 - 31.
- SACCHI M., INFUSO S. & MARSELLA E. (1994) – *Late-Pliocene – Early Pleistocene compressional tectonics in offshore Campania (Eastern Tyrrhenian Sea)*. Boll. di Geof. Teor. e Appl., XXXVI, **141/144**: 469 - 482.
- SACCHI M., INSINGA D., MILIA A., MOLISSO F., RASPINI A., TORRENTE M.M. & CONFORTI A. (2005) – *Stratigraphic signature of the Vesuvius 79 AD event off the Sarno prodelta system, Naples Bay*. Marine Geology, **222** - 223, 443 - 469.
- SAGNOTTI L., BUDILLON F., DINARÈS-TURELL J., IORIO M. & MACRÌ P. (2005) – *Evidence for a variable paleomagnetic lock-in depth in the Holocene sequence from the Salerno Gulf (Italy): Implications for “high-resolution” paleomagnetic dating*. Geochem. Geophys. Geosyst., **6**, Q11013, doi:10.1029/2005GC001043.
- SANTACROCE R., CIONI R., MARIANELLI P., SBRANA A., SULPIZIO R., ZANCHETTA G., DONAHUE D. J. & JORON J. L. (2008) – *Age and whole rock-glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.06.009, in press.
- SCANDONE P., MAZZOTTI A., FRADELIZIO G.L., PATACCA E., STUCCHI E., TOZZI M. & ZANZI L. (2004) – *Line CROP 04: Southern Apennines*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **LXII**: 155 - 165.
- SCHMIEDL G., MITSCHKE A., BECK S., EMEIS K.C., HEMLEBEN C., SCHULZ H., SPERLING M. & WELDEAB S. (2003) – *Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **190**: 139 - 164.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971a) – *Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 198 Eboli*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971b) – *Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 197 Amalfi*. Roma.
- SESTIERI P. C. (1950) – *La necropoli preistorica di Paestum*. Atti I Congr. Inter. Preist. e Protost. mediterr., Roma.
- SESTIERI P. C. (1953) – *Paestum*. INQUA-Excursion dans le Abruzzes, le Pouilles et sur la côte de Salerno, **113** - 117.
- SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEI M. (1993) – *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleontol. It., **32**: 145 - 264.
- SGROSSO I. (1971) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Fogli 185 Salerno e 197 Amalfi*. Serv. Geol. D'Italia, Roma.
- SHORT A. D. (1984) – *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, John Wiley & Son LTD, UK, 380 pp.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) – *Geometry, lateral variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy*. Journal of Sedimentary Petrology, **61** (5): 775 - 790.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1992) – *Collapse and flow of lowstand shelf-margin deposits: an example from the Eastern Tyrrhenian, Italy*. Marine Geology, **105**: 77 - 94.
- ULZEGA A. & HEARTY P.J. (1986) – *Geomorphology, stratigraphy and geochronology of Late Quaternary marine deposits in Sardinia*. Zeit. fur Geomorph. Suppl. **62**: 119 - 129.

- VIOLANTE C. & D'ARGENIO B. (2000) – *I travertini all'origine e nel declino dell'antica città di Poseidonia-Paestum (2500-1000 anni prima del presente)*. Atti del Convegno GeoBen 2000, Torino, Pubblicazione C.N.R. (GNDCI) n. 2133: 841 - 848.
- VITA-FINZI C. (1975) – *Chronology and implications of Holocene alluvial history of the Mediterranean basin*. Bull. Geol. Warszawa, **19**: 137 - 147.
- VOZA G. (1962) – *Paestum - giacimento preistorico presso il tempio di Cerere*. In: NAPOLI M., D'AGOSTINO B. & VOZA G. (a cura di) - *Mostra della Preistoria e della Protostoria nel Salernitano, 27 agosto – 15 settembre 1962*. L'Arte Tipografica, Napoli, 13 - 16.
- ZUPPETTA A. & SAVA A. (1992) – *Pleistocene brittle deformation in the Eboli Conglomerates (Sele Plain – Campanian Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 273 - 281

APPENDICE 1:

Stratigrafie dei sondaggi effettuati durante i rilevamenti Carg.

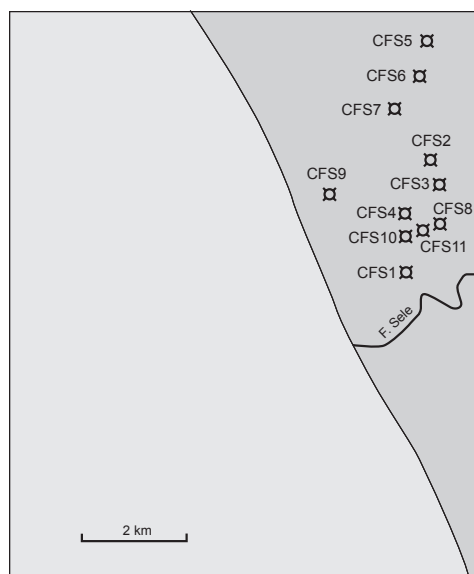
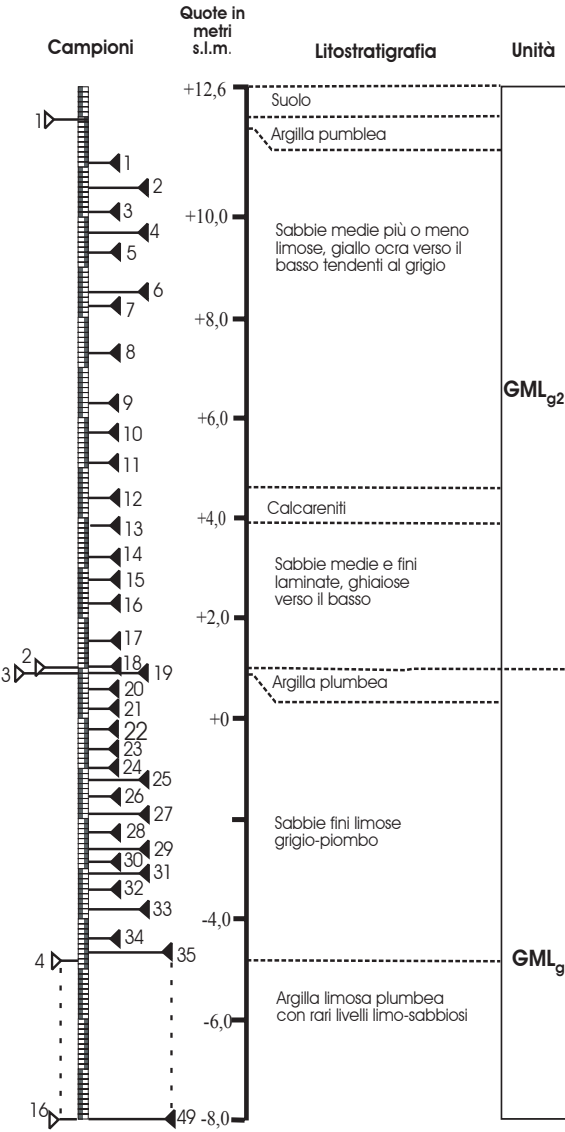
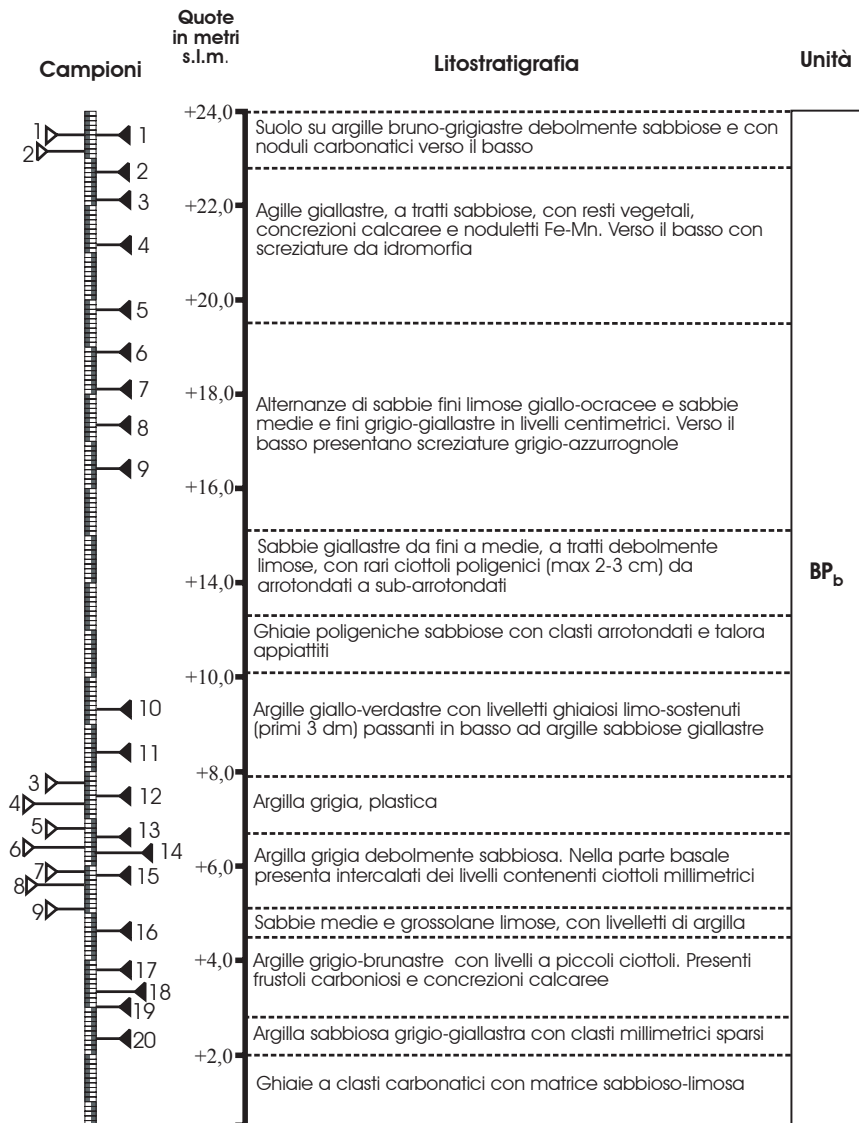


Fig. 39 – Ubicazione degli 11 sondaggi a carotaggio continuo effettuati durante il rilevamento del Foglio 486. Per ubicazioni più precise si rimanda alla Carta. Per le loro stratigrafie si vedano le seguenti 12 tavole.

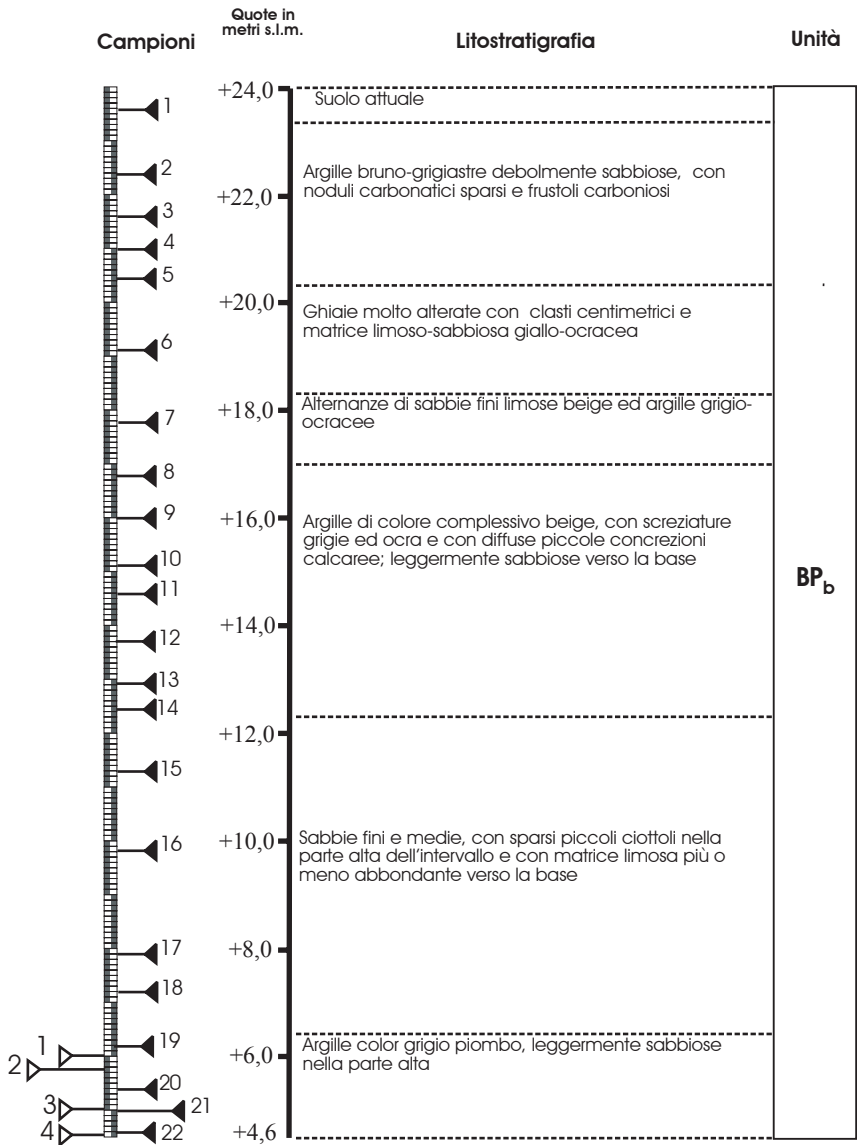
SONDAGGIO CFS 1



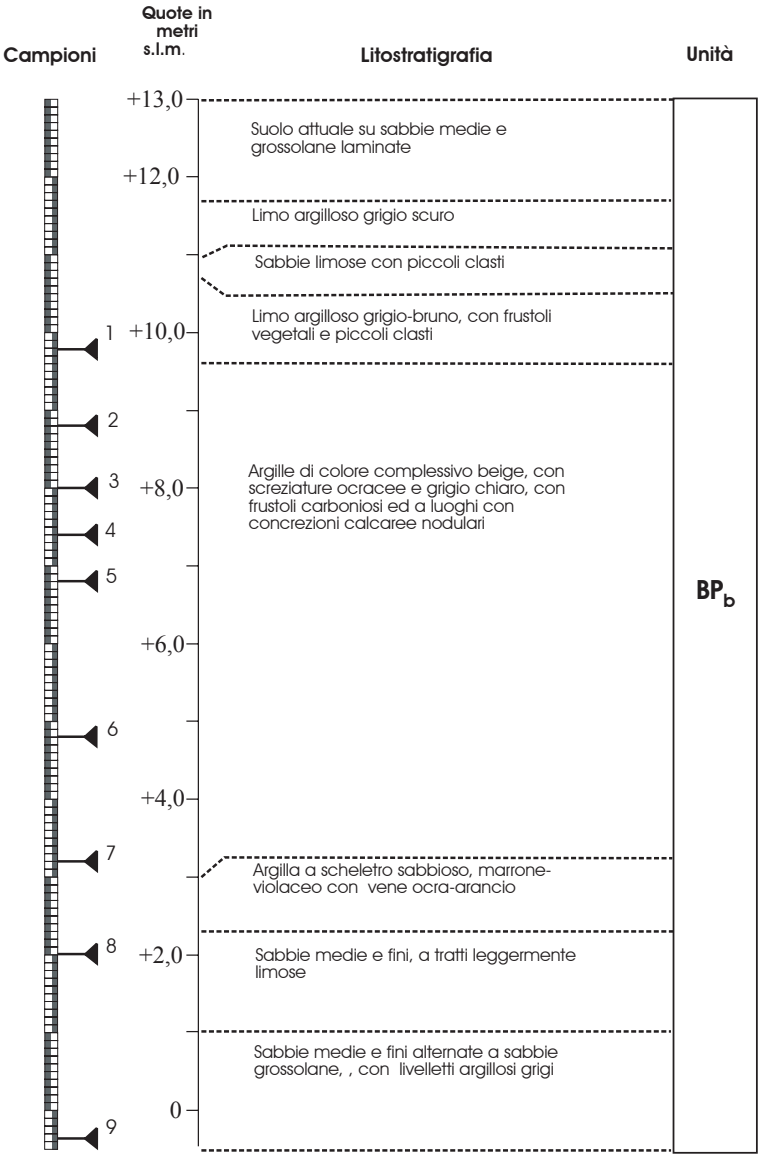
SONDAGGIO CFS 2



SONDAGGIO CFS 3



SONDAGGIO CFS 4



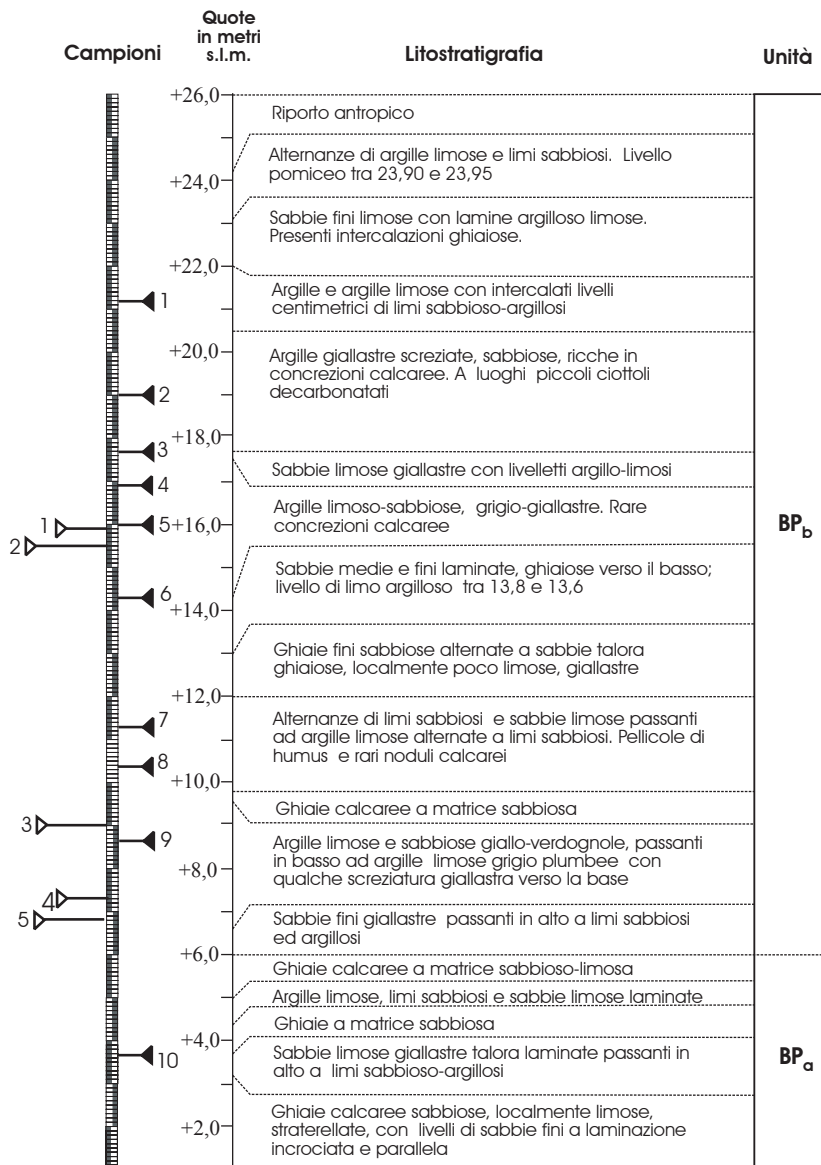
SONDAGGIO CFS 5

Campioni	Quote in metri s.l.m.	Litostratigrafia	Unità
	+48,0	Suolo argilloso-limoso bruno rossastro con concrezioni calcaree e manganesifere; verso il basso bruno nerastro evoluto su materiale piroclastico	BP _a
	+46,0	Piroclastiti brune sabbiose parzialmente argillificate	
	+44,0	Alternanze decimetriche di sabbie e argille con tracce di pedogenesi; in basso suolo argilloso bruno	
		Livello piroclastico a pomici alterate	
	+42,0	Argille limose giallo-brune con screziature rossastre	
		Suolo argilloso bruno-rossastro	
	+40,0	Dall'alto: livelli umiferi nerastri; argille limose e limi argillosi verde oliva con screziature ocra e piccoli clasti verso il basso giallo-brunastre con concrezioni calcaree	
	+38,0	Alternanze di ghiaie da fini a medie (fino a 3 cm) a clasti carbonatici e matrice	
		Argille limose e limi argillosi verde oliva laminati, con screziature ocra e piccoli ciottoli calcarei	
	+36,0	Sabbie limose nocciola e brunastre, verso il basso grigie, con qualche ciottolino calcareo	
	+34,0	Alternanze di ghiaie da fini a medie (fino a 2,5 cm) a clasti carbonatici,	
	+32,0	Alternanze di livelli decimetrici e centimetrici di ghiaie da fini a medie (fino a 2,5 cm) a clasti carbonatici	
	+30,0	Orizzonte petrocalcico su ghiaie a clasti calcarei	
	+28,0	Alternanze di ghiaie sabbiose e limose; presenti clasti calcarei spigolosi. Tendenza <i>coarsening up</i>	
	+26,0	Argille limose e limi argillosi da verde oliva a bruno-giallastri con screziature ocra	
+24,0	Alternanze di ghiaie fini limo-sabbiose e sabbie fini limose giallastre; in basso argille limose verde oliva con screziature ocracee		
+23,0	Alternanze centimetriche di ghiaie calcaree sabbiose e argille limose verde oliva		

SONDAGGIO CFS 6

Campioni	Quote in metri s.l.m.	Litostratigrafia	Unità
	+37,0	Riporti antropici	BP _a
	+36,0	Argille limose e limi argillosi bruno rossastri; rari clasti silicei. Livello di pomici a 35,25	
	+34,0	Argille limose grigio-verdognole con screziature ocre e con rare concrezioni calcaree	
		Suolo argilloso rossastro	
1	+32,0	Argille laminate bruno giallastre e verdognole, con screziature ocracee e concrezioni calcaree	
		Suolo limo-argilloso rossastro	
	+30,0	Ghiaie fini e grosse con rare intercalazioni sabbiose.	
2		Argille e limi avana e bruni con screziature ocre	
	+28,0	Sabbie limose e limi argillosi giallastri	
		Ghiaie fini a matrice sabbioso limosa	
3		Limi sabbiosi calcarei e limi argillosi giallastri con frustoli carboniosi e screziature ocre.	
4	+26,0	Sabbie e ghiaie; al top suolo bruno decalcificato	BP _b
5		Argille verdastre screziate giallo	
6	+24,0	Argille grigio giallastre e verdognole con screziature ocre, clasti decarbonatati e concrezioni calcaree	
	+22,0	Ghiaie fini a clasti calcarei ben arr.ti e con matrice sabbioso-limosa. Sabbie limose tra 22,2 e 22.	
7		Argille grigio biancastre e grigiastre screziate ocre e con concrezioni calcaree, passanti in basso ad argille grigio-azzurre a tratti plumbee.	
1	+20,0		
2			
3	+18,0		
4			
9	+16,0	Argille grigio verdastre e plumbee con livelli decimetrici di torba intercalati nella parte media e bassa	
10		Torba con intercalato un livello di sabbie	
11	+14,0	Argille grigio azzurre e grigio verdastre con screziature ocre concrezioni calcaree.	
	+13,0		

SONDAGGIO CFS 7

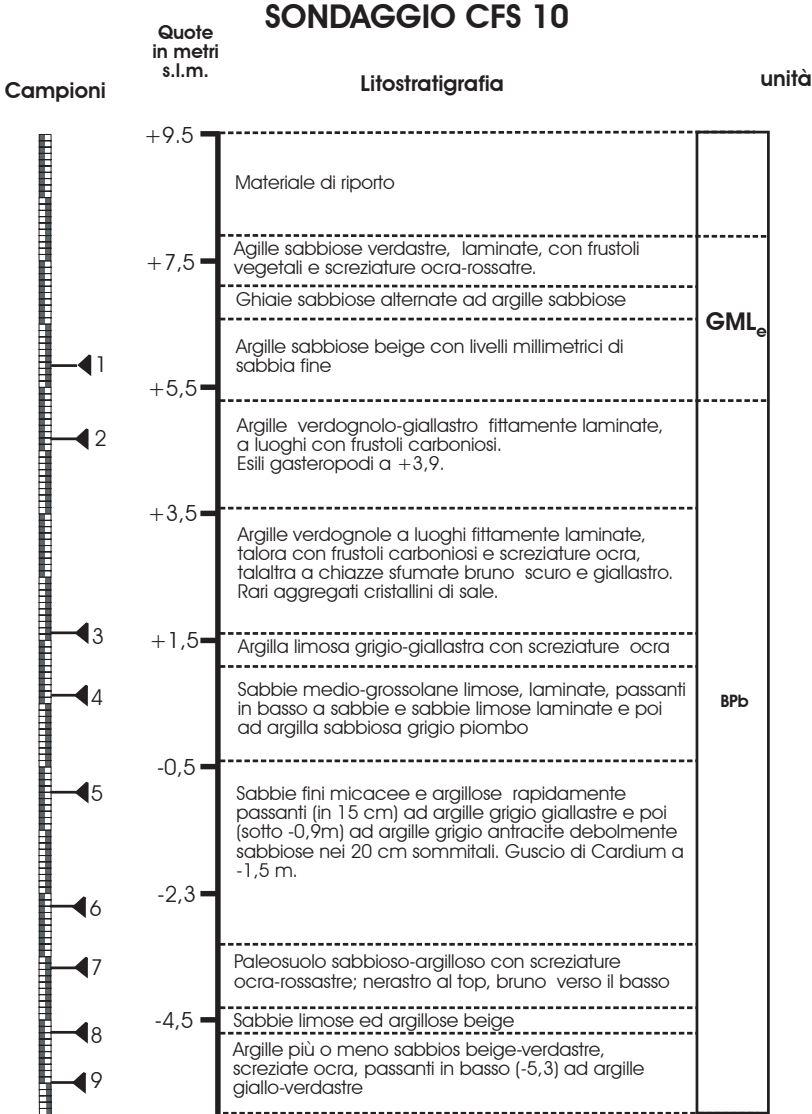


SONDAGGIO CFS 8

Campioni	Quote in metri s.l.m.	Litostratigrafia	Unità
	+19,0	Suolo bruno scuro argilloso con screziature rossastre e nerastre e pellicole di argilla	BP _b
	+18,0	Argille limose ed argille brune con frustoli vegetali e minute concrezioni calcaree. Livello di ghiaie prevalentemente calcaree fino a 1,50	
1	+16,0	Sabbie fini limo-argillose, laminate, di colore grigio-brunastro, con livelli argillosi bruni intercalati	
		Alternanza di livelli ghiaiosi, sabbiosi e locali lamine argillose, passanti in alto a sabbie fini sempre	
	+14,0	Limi sabbioso argillosi laminati con screziature ocracee e concrezioni calcaree al top. Sabbie fini limose grigie verso	
		Ghiaie arrotondate, con intercalazioni di sabbie	
2	+12,0	Argille grigio-verdastre con screziature ocre e rossastre e rare concrezioni calcaree concentrate tra 8,60 e 8,40	
3		Verso il basso sabbie limose laminate	
4	+10,0	Alternanza di limi sabbiosi, sabbie fini limose ed argille limose giallastre. Screziature ocre nei livelli limo-argillosi e piccole concrezioni calcaree	
5	+8,0	Sabbie fini limose con arricchimento in	
		Sabbie debolmente ghiaiose passanti a sabbie fini con aumento della frazione limo-argillosa. Colore giallastro	
	+6,0	Alternanza di argille limose giallo verdognole e ghiaie fini	
6		Limi sabbioso-argillosi di colore giallastro, argillosi verso	
	+4,0	Alternanza di argille limose e limi argillo-sabbiosi	
7		Alternanze centimetriche di sabbie e sabbie ghiaiose	
	+2,0	Sabbie prive di matrice e ghiaie sabbiose con frammenti di lamellibranchi	
8	0	Sabbie medio fini giallastre ben selezionate, debolmente limose e poligeniche	
9	-1,0		

SONDAGGIO CFS 9

Campioni	Quote in metri s.l.m.	Litostratigrafia	Unità
	+2,0	Riporti moderni antropici	
	0	Agille limose e limi argillosi, con frustoli vegetali e lenti di sabbie fini ocracee	
1		Sabbia fine argillosa bruna	SLG _o
2	-2,0	Sabbie fini argillose in alterni livelli grigi e bruni. Verso il basso (ultimi 50 cm) inclusi torbosi	
	-4,0	Alternanze di livelli torbosi e limi argillosi debolmente sabbiosi grigio-nerastri	SLG _g
	-6,0	Limi torbosi nerastri e torbe alternate a livelli argillosi grigi nei 20 cm basali	
3		Argilla grigia con rari cardiodi	SLG _o
4	-8,0	Argilla sabbiosa grigio piombo con sparsi ciottoli millimetrici	
	-10,0	Ghiaie fini e medie poligeniche in alto a matrice argillosa e nerastra con screziature rossastre; in basso a matrice sabbiosa e brunastra	SLG _{b2}
	-12,0	Sabbie fini e medie giallastre con clasti di ghiaie fini e con un livello ghiaioso a -11,2	GML _{g2}
5		Alternanze di sabbie fini e medie e livelli di ghiaie centimetriche giallastre in alto	
6	-13,0	Sabbie medie e fini giallastre	



SONDAGGIO CFS 11

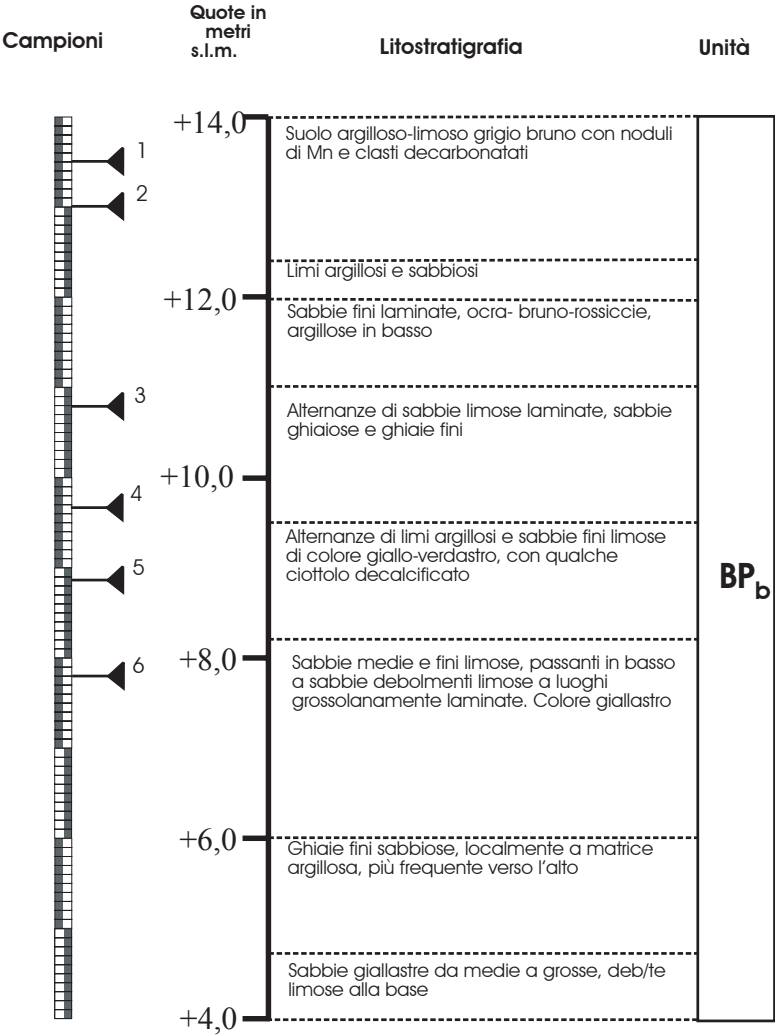


Tabella 1

SPECIE	CAMPIONI										PROFONDITA' (m)																			
	B1107	B1127	B1364	B1374	B1394	B1414	B1400	B1113	B1137	B1380	B1149	B1129	B1109	B1376	B1386	B1142	B1406	B1392												
ADECOTRYMA GLOMERATUM	0.3			0.7				1.4																						
ADELOSINA LONGIROSTRA	10.4			1.5	7.3	0.7	9.0			4.0					0.3			2.0												
AMMONIA BECCARI	2.1					11.1	1.0	4.8	1.3	0.6	11.9	2.3	1.0	2.2	1.4	0.8	5.1	1.5												
AMMONIA PARKINSONIANA	9.8	15.3		8.5	5.2	0.7	1.0	14.9	13	6.1								8.1												
AMMONIA PERULICIDA				3.3				1.4	0.3		2.5				2.8	7.2	1.7	0.5												
AMMONIA TEPIDA	5.6	5.8		20.2	6.1			2.6	5.6	14.7	4.0	23.7	3.4	4.1	4.7	3.4	4.1	5.1												
AMMOSCALARIA PSEUDOSPIRALIS							1.0	1.7	1.3					0.7			1.7	1.1												
AMMOSCALARIA TENUIMARGO								0.3										0.3												
AMPHYCORINA SCALARIS													0.1	0.5				0.2												
ASTERIGERINATA ADRIATICA			0.3			1.4		0.3							0.6															
ASTERIGERINATA MAMILLA	0.3				3.1	8.7	3.5		1.7									2.0												
ASTERIGERINATA MARIAE				2.7			0.3									0.3														
ASTRONOMION STELLIGERUM	0.3			0.3	0.6	1.4	1.3			0.6					0.6			0.7												
BIGENERINA NODOSARIA				1.0											0.3															
BILOCULINELLA INFLATA				0.3																										
BOLVINA AENARIENSIS	1.2								0.3					0.3	0.5			0.2												
BOLVINA ALATA			0.3					1.4			0.4		0.1			1.7														
BOLVINA CATANENSIS												0.4					0.8	0.8												
BOLVINA SPATHULATA																														
BOLVINA VARIABILIS	0.3													1.3	3.5															
BUCCELLA GRANULATA	6.2	11.4	0.3	2.9	5.8		1.3	4.2	2.0	4.9	0.7	1.5	1.3	1.9	1.7	0.6	2.2	2.5												
BULIMINA ACULEATA			2.0					0.7						0.5	0.6			1.2												
BULIMINA ELONGATA	5.6			2.2				0.6	3.8	2.9		0.4	0.7	2.8	2.2	4.5	1.9	0.3												
BULIMINA MARGINATA			3.3											6.1	6.6	4.4	2.4	9.1												
CASSIDULINA CARINATA			10.6	0.7						0.6				1.1	1.8	0.6	0.7	1.7												
CASSIDULINA CRASSA			1.7											0.3				0.5												
CIBICIDELLA VARIABILIS					0.3	1.0																								
CIBICIDES LOBATULUS	0.3		16.3	0.4	7.3	11.5	4.2			4.3	1.4					0.3		1.6												
CIBICIDES REFUGENS	0.9				3.4	0.7												2.5												
CONNEMARELLA RUDIS			0.3			1.4				0.3								0.5												
CRIBROSTOMOIDES JEFFREYSI				0.7	0.3		1.0					0.1				0.3	0.6	0.2												
CRIBROSTOMOIDES SUBGLOBOSUM								0.7	0.6						0.3			0.2												
CYCLOCIBICIDES VERMICULATUS																														
DISCAMMINA COMPRESSA								1.4	5.2			1.1	2.0	1.3	0.3	0.3	3.2	0.5												
DISCORBINELLA BERTHELOTI			2.3									0.1					1.9													
EGGERELLA SCABRA	1.5			0.4				3.2	4.5		0.3	3.2		1.3	7.6			1.5												
ELPHIDIUM COMPLANATUM								0.3																						
ELPHIDIUM CHRISPIUM		6.7	0.7	0.4	2.1	7.3	1.9	4.5	5.2	0.0	9.4	0.1	1.3	0.9	2.1	0.3	1.6	4.2												
ELPHIDIUM CIVILLERI							0.6	0.3																						
ELPHIDIUM GRANOSUM	11.8	17.5	6.0	14.7	10.4	0.7	6.4	11.1	22.9	11.5	14.4	6.7	15.6	12.0	11.0	10.2	8.1	13.5												
ELPHIDIUM MACELLUM	0.9			1.5	0.3		3.5	2.1		1.7	1.4	0.5					0.3	3.2												
ELPHIDIUM MAIORICENSE					0.3	1.4												0.5												
ELPHIDIUM POYEANUM	0.3			3.7	0.9		3.8	6.6	3.3	4.6	13.3	5.8		9.8	8.2	2.2	5.6	7.1												
ELPHIDIUM PULVERULEM	0.9		0.3	0.4	0.3		0.6	0.3										0.2												
ELPHIDIUM PUNCTATUM	5.0	9.6		0.4	1.2	0.3	2.9	0.7	0.7	2.0	0.4			0.9	1.7			4.4												
ELPHIDIUM SP. A	0.9			1.1				1.4	0.3	0.3	0.7							0.2												
EPOMIDES REPANDUS VAR. CONCAMERATA			3.7			1.4																								
FURSEMOMIA ACUTA									0.7			0.4	0.5		0.3	0.3														
GAVELLINOPSIS PRAEGERI			1.0		0.3				0.3				0.5		0.3		2.7	0.2												
GLOBOCASSIDULINA SUBGLOBOSA			3.7						0.3				0.3	0.6	0.3		0.5													
GLOBOTEXTULARIA ANCEPS	1.5			1.5				2.1	2.9	0.6		0.5		1.7	5.8	0.5		0.3												
GYRODINIA UMBONATA			0.3						0.3			0.3						0.5												
HYALINIA BALTHICA			0.7																											
LAGENA SPP.	0.3		0.7					0.3	0.3			0.5		0.9	0.7	1.1	0.8	0.2												
LAGENIMMIA ATLANTICA	4.4		0.3	8.5	1.2		2.2	8.3	8.5	1.7	2.9	5.4	1.8	2.2	2.4	6.5	1.9	3.9												
LENTICULINA SPP	1.8		0.3		0.3	0.3	0.3			0.3	0.4		0.3			0.3		0.7												
MASSILIINA GUALTERIANA	0.3				0.9			0.6																						
MASSILIINA SECANS	2.4							0.6																						
MELOMYS BARLEAENUM			1.7					0.3																						
MINIACINA MINIACEA						1.0									0.6	0.3	0.6	4.6												
NEOCORBINA TERQUEMI			1.0		0.3	0.3				0.3							1.3													
NONION DEPRESSULUM	1.2				0.9		1.0	3.1	2.0	1.4	0.7	2.0	3.3	4.4	2.4	3.3	1.6	1.2												
NONIONELLA TURGIDA								0.7	1.3			10.3	5.6	5.7	12.0	4.4	4.8	0.2												
NOURIA POLYMORPHYNOIDES			1.8	0.4									0.3		1.0															
NUBECULARIA LUCIFERA					1.8		1.9			0.3								1.5												
PENAROPUS PERTUSUS					2.8		1.9			0.3																				
PLANORBULINA MEDITERRANEENSIS					0.3	1.4	0.3			0.3							0.3													
PYRGUS MUTABILIS			0.7			0.3											0.8	0.2												
QUINQUELOCULINA CONTORTA				0.7								1.6						0.5												
QUINQUELOCULINA DISPARILIS						2.4												0.2												
QUINQUELOCULINA LATI	3.3	18.0		10.3	5.8		7.1			4.9		0.3				0.7		0.8												
QUINQUELOCULINA MILLETTI	1.8				1.2	0.3	0.3			1.4								2.0												
QUINQUELOCULINA PADANA						0.3								0.8																
QUINQUELOCULINA PYGMAEA										3.4																				
QUINQUELOCULINA SEMINULUM	0.3	6.7			3.1											0.3		1.5												
QUINQUELOCULINA SPP	3.8						0.7			0.3	0.4							0.2												
QUINQUELOCULINA STALKERI						0.7	0.3		0.3			0.1	0.3	0.6	0.7	0.8	0.8													
QUINQUELOCULINA STELLIGERA			0.3				0.3			0.3																				
QUINQUELOCULINA VIENNENSIS																														
QUINQUELOCULINA VULFRANCA	3.7			1.8		0.3	1.0			8.6								0.7												
QUINQUELOCULINA VULGARIS					0.6	1.7	0.3			0.5																				
RECTOUVERGINA PHLEGERI								3.1	4.2		1.1	7.6	10.2	3.5	2.7	8.8	0.8													
REOPHAX SCORPIURIUS											0.4	0.3		0.6	0.3			0.2												
REUSSSELLA SPINULOSA	0.3		3.0	2.9	0.3	0.7	0.6	3.5	3.9	0.3	3.2	2.2	2.0	1.3		0.6	2.2	3.9												
ROSALINA BRADY				2.0		0.6	1.0			4.4							0.5	3.9												
ROSALINA FLORIDANA									1.0					0.3		0.6	0.2													
ROSALINA OBTUSA	0.3		0.7	2.4	6.6	5.1		0.3	2.0									1.5												
SIGMOLOPUS SCHLUMBERGERI		2.3			6.1		2.2			0.3			0.1					0.8												
SIPHONELLA ASPERA	0.9				0.6																									
SIPHONAPERTIA IRREGULARIS		3.0																												
SPIRILLINA VIVIPERA			0.3			0.3	0.3						0.1																	
SPIROLOCULINA EXCAVATA			0.7			0.3																								
SPIROPLECTINELLA WRIGHITI			6.3	0.4																										
TETRAMPHOLUS CONCINNUS								1.6										0.2												
TEXTULARIA AGGLUTINANS					0.3							2.2						1.0												
TEXTULARIA CALVA	0.5	3.0		4.7	0.9	2.1	1.8		5.9				3.0	5.6	1.9	0.7	5.2	11.0												
TEXTULARIA GRAHAMI													0.9																	
TRILOCULINA ADRIATICA	1.5	3.0			0.3	2.0				2.7								1.4												
TRILOCULINA MARIONI				2.7	0.6	1.5	1.7						0.1																	
TRILOCULINA PUCATA	1.0				0.3	0.4	0.9																							
TRILOCULINA ROTUNDA					0.3		1.0																							
TRILOCULINA SCHREIBERIANA	2.0			2.0	1.0	0.6	3.5			6.5								0.8												
TRILOCULINA TRICARINATA			0.7			0.7	2.0																							
TROCAMMINA GLOBIGERINIFORMIS			4.7	1.0				1.5			0.4			0.9	1.0															
UVIGERINA MEDITERRANEA			6.4		0.5			0.3			0.7	0.1																		
VALVULINIA PERGERI																														
VALVULINERIA BRADYANA			2.3					4.5	5.7	0.9	1.4	27.8	27.6	24.4	14.4	25.7	16.1	1.0												

APPENDICE 2: *English version*

GEOLOGICAL SETTING AND EVOLUTION

The present sheet of the 1:50,000 Carta Geologica d'Italia falls entirely in the so called Piana del Sele (i.e. Sele River Plain). This alluvial-coastal plain lies on Quaternary sediments that were accumulated inside a coastal half-graben, which continues in the off-shore with the deep Salerno Gulf. As shown in Fig. 1, this tectonic depression cuts the -orogenically speaking- inner side of the Southern Apennine chain, being interpreted as an effect of the opening and eastward migration of the Tyrrhenian Sea back-arc basin. The present day bathymetry of the Salerno Gulf is shown in Fig. 2, while Fig. 3 shows the thickness of the basin fill by isopachs in milliseconds t.w.t.. The main tectonic features of the basin are described in Fig. 5 and 6, according to Sacchi *et alii* (1994) for the off-shore and according to the present authors for the faults running either near coast or on land. The logs of Mina 1 and Sele 1 wells (Fig. 5 and 6) account for the deep stratigraphy of the basin fill, but there are still doubts about the age of its lowest terms and, consequently, the beginning of collapse. However, most authors agree that the present day morphostructural setting is due to Quaternary extensional tectonics, controlled by a NW-SE oriented σ_3 .

On land, the first phases of the collapse (and generation of strong relief) is evidenced by the deposition of the so called Conglomerati di Eboli (i.e., the Eboli Supersynthem; CE). This thick and widespread clastic unit of the Lower Pleistocene is deeply buried in this Sheet (Fig 7) but it is largely exposed in the Sheets 467 and 468. It is mostly composed of fan-glomerates whose clasts came from the dissection of the Mt. Picentini massif, where a thick succession of tectonized

Mesozoic limestones and dolostones crops out. Around the beginning of Middle Pleistocene, the geomorphology of the Plain was re-shaped by normal and transtensional (transfer) faults (Fig. 8). Part of the area carrying the Lower Pleistocene fanglomerates was uplifted, while another large part of the Plain continued to subside and started accomodating the Battipaglia-Persano supersynthem (BP). This unit, which is up to some hundreds meters thick, covers large part of the present Sheet and associates with a wide depositional terrace that rests at 16-18 m a.s.l. closer to the modern coast and rises up to 100 m a.s.l. and more near the mountain front (where alluvial fans increase locally its elevation; Fig. 9).

Even though never sampled and studied in detail, the lower part of the BP supersynthem is lithostratigraphically described in the logs of numerous drillings for water research. There it appears composed of decametrica alternations of coarse grained intervals of probable fluvial origin, intervals dominated by grey to blue clays (sometimes with peat and fossils) of probable lagoonal origin and intervals of matrix free sands of probable beach and coastal dune environments. Thickness and facies of the supersynthem's lower part prove that its deposition was accompanied by subsidence and, maybe, NW-ward tilting (see Fig. 8).

The younger part of the supersynthem BP was investigated in detail with a number of new drillings (see Appendice 1), palaeo-ecological analyses and correlations with the logs of many pre-existing perforations. As shown in Fig. 14, it is composed of coarse and fine grained alluvial deposits close to the hills of Battipaglia (area of the ancient fan of the Tusciano River; see Fig. 9), while the coeval, more distal part of it is composed of a number of coastal parasequences that give evidence of several regressions and trasgressions. Based on pollen data and relations with the Gromola Synthem (see below), those fluctuations are tentatively framed between the OIS 9 and 5.5. As proved by the elevation of beach and lagoonal facies of abovementioned parasequences, during the second half of Middle Pleistocene, the Plain was subject to some uplift (up to about 30 m; see also Fig. 12). Both stratigraphical data and geomorphological evidence prove that it was also affected by moderate faulting (see the Sheet).

The mentioned faults had stopped moving when the trasgression witnessed by the Gromola synthem (GML) occurred (Last Interglacial; Tyrrhenian Marine Stage). As Fig. 15 and 16 show, this glacial-eustatic transgression advanced first with transitional (lagoonal to palustrine) deposits and then with sandy beaches. The back-barrier domains were eventually filled up with marshy and fluvio-palustrine sediments when the sea rise stopped and, aeolian sands were finally accumulated on the coastal ridge. Some isoleucine datings and some stratigraphical evidence suggest that the Gromola ridge incorporates two peacks of the OIS 5 (5.3 and 5.1). Remnants of the back-barrier terrace of these Tyrrhenian high stands is preserved in the modern landscape (Fig. 9) at 11-14 m a.s.l., while the coeval shoreface sediments occur up to 13 m a.s.l. and the dunes up to 23 m a.s.l.

Near Paestum, the Gromola transgressions were limited by the pre-existing, prominent lobes of the travertini di Seliano (TSN), which are calcareous tufa belonging to the upper part of the BP supersynthem.

The Sele Plain was subject to fluvial dissection during the Last Glacial regression. During this period (probably in the late part of it) the deposition of the alluvial synthem MQS took place along the lower Tusciano River. The load carried by the Sele River probably fed the deposition of less inclined valleyfloor beds, nowadays to be found under the similar Holocene deposits.

After the marine regression of OIS 4 and largely before the Holocene high stand, the southernmost part of the Sheet area received the deposition of new calcareous tufa (travertini di Paestum; TPP).

To the late part of the Post Glacial trasgression and to the following period of high stand is finally due the deposition of the Campolongo Syntem (SLG), whose internal composition and relations with the present day morphology of the lower Sele Plain are shown in Fig. 21. The Early Holocene part of it shows a clear transgressive trend, while the Late Holocene part has a progradational trend. As shown in Fig. 22, also this last transgression was pre-announced by lagoonal deposits, whose basal part has been radiometrically dated (^{14}C) around 9,000 yrs B.P. The peak of ingression occurred around 5,300 yrs B.P. and it formed the innermost part of the composite Cordone di Laura coastal ridge (up to 1.5 km from the present coastline). The beach deposits forming the most internal part of the composite Cordone di Sterpina coastal ridge (generally at some 250 m from the modern coast) have ages ranging from the 6th century B. C. to about 2,000 years ago.

KEY TO THE ONLAND GEOLOGICAL MAP

This part is a translation of the key given on the Sheet margins, using the same acrons for the various units appearing on the map and in the correlative geological cross sections. Most of the units used are Unconformity Bounded Stratigraphical Units, with the exception of still forming deposits ("g₂" and "b") and the lithostratigraphic units TPP and TSN.

UNITS IN COURSE OF FORMATION

g₂: Beach sediments. Medium to coarse grained, sometimes moderately pebbly sands forming the present day beaches of the area.

b: Fluvial sediments. Fluvial deposits in the channel of the main water courses. Mostly made of sandy gravels along the Tusciano R. and sand and silt along the Sele R.

COMPLETELY FORMED UNITS OF THE “PIANA DEL SELE-GOLFO DI SALERNO” BASIN

Units belonging to the “Valli in destra Sele” sector:

MQS: Masseria Acqua Santa synthem (MQS); Late Pleistocene *p.p.*.

Alternating, irregular beds of sandy gravel and sand, with minor silty loam episodes. Clasts are well rounded and come mostly from Mesozoic carbonate rocks. They form an alluvial fan of the Tusciano River, whose apex fits in the Fasanara synthem and whose base descends under the present sea level. Although locally dissected, it substantially preserves its original (fan shaped) upper boundary surface. Downslope it disappears under the Campolongo synthem. Thickness up to about 15 m.

NSR: Fasanara synthem; Middle Pleistocene *p.p.* to Late Pleistocene *p.p.*.

Alternating, irregular beds of fluvial sandy gravel and gravel, with minor intercalations of sand and silt and interbedded palaeosols. Clasts are well rounded and come mostly from Mesozoic carbonate rocks. The synthem constitute an ancient, dissected alluvial fan of the Tusciano R. that partly fits in the wide polycyclical terrace of the Battipaglia-Persano supersynthem. Its upper boundary surface disappears downslope under the Masseria Acqua Santa synthem. Thickness up to about 20 m.

Units belonging to the “Piana del Sele” sector:

SLG: Campolongo synthem; Holocene.

It represents the prism of transgressive and prograding sediments that formed on the lower Sele Plain during the Holocene. Near the present coastline, that prism reaches its maximum thickness (15 to 20 m). Its oldest part (Early Holocene) give evidence of the ingression of a barrier-lagoon system, while its Late Holocene part shows progradation of coastal sand ridges and the passage from lagoonal to marshy conditions in the back-barrier zone. Near the Sele and Tusciano river mouths, the synthem received also fluvio-deltaic inputs, while calcareous tufas accumulated in the area near Paestum. The last survived wet areas were reclaimed (filled and drained) during the XIX and XX centuries. In the coastal area, the synthem lower boundary is an erosional surface cut on the Gromola, travertini di Seliano and travertini di Paestum. Further inland, its fluvial terms are hosted into incisions cutting also the Middle Pleistocene deposits.

Within the Campolongo synthem, the following lithofacies have been distinguished:

Fluvial sand, silty sand and loam with subordinate pebbly episodes, form-

ing terraces a few meters above the present thalweg along the Sele River. Fine grained alluvial deposits at the bottom of minor incisions. Fluvio-deltaic deposits at the mouth of rivers in the back-barrier lagoonal to marshy areas (mostly gravely sands near the Tusciano River and loamy sandy to loam near the Sele River). Thickness up to about ten m. (**SLG_b**)

Poorly sorted and often massive colluvial deposits mostly made of sandy silt, sometimes including sparse cobbles. Generally brown in colour (reworked topsoil material) they also may have intercalated palaeosols. This lithofacies occurs along the inner margin of the back-barrier depression and along the lower side-slopes of incisions dissecting BP and GML units. Thickness up to some metres (**SLG_{b2}**)

Medium to fine grained, loose sands (mostly epiclastics) due to coastal aeolian sedimentation, locally intercalated with interdunal loamy sands. This lithofacies constitutes the cover of several ancient beach ridges. On the oldest swarm of ridges (Cordone di Laura) these aeolian sands appear yellowed by weathering, while they are almost fresh on the two most external ridges (Cordone di Sterpina). Thickness up to 3-4 m (**SLG_d**).

Variable alternations of sandy loam, clay-loamy sands, peaty loam and peat, sometimes with lenses of gravels. Both their sedimentary and palaeontological features are typical of a vegetated, inner lagoonal margin and of coastal lacustrine and marshy areas. Locally the lithofacies top part is formed by recent reclamation fill deposits. Thickness up to some metres (**SLG_e**).

Calcareous tufa organized in strata and lenses of decimetric thickness, with both laminated phytoclastic facies and less densely stratified phytohermal ones, showing casts of herbs, thin canes and tree leaves (mainly of *Quercus* and *Laurus*). Formed in palustrine and gentle slope contexts, they locally contain artifacts of the Bronze and Iron Ages, as well as of the Greek-Roman period. Thickness up to 5 metres (**SLG_f**).

Unexposed (buried) member made of grey to black clay and loam, usually very plastic and sometimes including layers of loamy sand. The microfossil content indicates a deposition in meso-haline to oligo-haline water (lagoon at the rear of the ridges formed by the g₂ and d lithofacies of the synthem). Thickness up to about ten metres (**SLG_g**).

Unexposed (buried) lithofacies made mainly of fine to coarse grained beach sand, sometimes fossiliferous and rarely including also pebbles. As revealed by its architecture, its deposition was initially transgressive (Early Holocene) and then progradational (Late Holocene). At depth, near the coast, the interval connected with the moment of maximum ingression is made of fine and silty sands. ¹⁴C dates of about 3,600 to 5,300 yrs BP were obtained at Laura, while at Sterpina ages from the 4th century b.C. and the 1st century A.D. are suggested by archaeological data, the presence of 79 A.D. pyroclastics (Pompeii Eruption) and ¹⁴C datings. Thickness up to 15-18 m (**SLG_{g2}**).

TPP: Travertini di Paestum; Late Pleistocene *p.p.* - Holocene *p.p.*(?)

Lithostratigraphic unit made of hard to friable calcareous tufa of different types: laminated micro-hermal (incrustations on briophytae) and stromatolithic tufa, stratified phyto-hermal tufa and growth as self aggrading and prograding lobes fed by karstic springs located at the base of Mt. Sottano (Sheet 487). In the Greek-Roman ruins of Paestum, artifacts from the Late Neolithic to the Iron Age have also been found. The unit unconformably covers the synthem GML and predates probably the Holocene ingression peak. Its thickness is highly variable and may locally exceed ten metres.

GML: Gromola synthem; Tyrrhenian Stage.

It includes all the sediment that accumulated on the Plain during the high stand of the Last Interglacial (OIS 5). Its lower boundary is an erosional surface cutting the BP supersynthem and including also small fault scarps. Near Paestum the synthem covers unconformably also the TSN unit. Its upper boundary surface is largely exposed and includes remnants of a palaeo-coastal ridge (Cordone di Gromola) and terraces corresponding to coeval back-barrier aggradation. Toward the SW it disappears under the Campolongo synthem, whose fluvial and transitional lithofacies penetrate also some valleys that had previously dissected GML.

Within the Gromola synthem, the following lithofacies have been distinguished:

Alternating beds and lenses of silty sand, sandy silt and peaty loam sometimes including also gravels and intercalated gley soils. It forms alluvial fills (terraced at 12 to 17 m a.s.l.) into valleys of low hierarchical order dissecting the BP supersynthem. Locally it passes to texturally similar colluvial deposits that was impossible to map separately. Thickness up to some metres (**GML_b**).

Massive to crudely stratified, reddish brown sandy-silt deposits, locally including also a sparse gravel fraction. They constitute low angled slope deposits along the outer (SW) flank of the coastal ridge formed by the GML_{g2} and GML_d lithofacies. Their formation has probably continued also during the Late Glacial (**GML_{b2}**).

Medium and fine grained sands due to aeolian deposition, sometimes irregularly cemented and generally reddened at the top. Cross lamination and cemented root marks are also typical. It represents coastal dunes grown during the high stand and the initial part of the following marine regression. Its thickness is normally of few meters but it reaches up to a dozen of meters near Capaccio Scalo, where a noticeable prominence above the plain is still preserved (**GML_d**).

Variable alternations of regular bed of loamy and sandy clay, peaty loam, peat, loamy sand and matrix rich fine gravel. Both their sedimentary and palaeontological features are typical of a vegetated, inner lagoonal margin and of coastal lacustrine and marshy areas. Thickness up to about twenty meters (**GML_e**).

Blue and grey plastic clay, sometimes including intercalations of peaty loam

and peat. The microfossil content indicates a deposition in meso-haline to oligo-haline water (lagoon at the rear of the ridges formed by the g₂ and d lithofacies of the synthem). Thickness up to about twenty meters (**GML_g**).

Locally fossiliferous beach deposits made of coarse and sometimes pebbly sands. Loose to irregularly cemented and sensibly weathered at the top, toward the SW they pass at depth to fine sands with minor pelitic intercalations. Locally the presence of two distinct episodes of transgression is clear and isoleucine datings on *Glycymeris* shells suggest their attribution to the OIS sub-stages 5.3 and 5.1. Maximum elevation is 13 m a.s.l. and the thickness reaches up to 15 meters (**GML_{g2}**)

BP: Battipaglia-Persano supersynthem; Middle Pleistocene – Tyrrhenian *p.p.* (?)

It includes sediments of fluvial, transitional and shallow marine environments, formed on the Plain during several cycles of base-level fluctuation due to both eustatic and tectonic phenomena. Drilling data prove that it is more than 250 m thick (probably up to 500 m) and unconformably lying on downfaulted blocks of the Eboli supersynthem (Early Pleistocene: cfr. 467 and 468 Sheets). Its upper boundary surface is largely exposed and includes terraces, fluvial incisions and also some eroded fault scarps with decametric throws. Toward the SW it disappears under the Gromola synthem and other, younger units.

At depth, old drilling logs describe it as composed of alternating intervals (many meters to tens of meters each) of more or less sandy gravels, sands and more or less pure clays. Clays –which are grey to blue in color, often fossiliferous and sometimes peaty- are probably of lagoonal environment. To beach-dune and fluvio-deltaic systems are probably to be referred the sandy and gravel-sandy intervals respectively. As revealed by new drillings (see B-B' cross section) the upper part of BP discloses a polycyclical progradational trend.

Being impossible to extensively trace the limits of the single parasequences, on the map the supersynthem BP has been subdivided simply by broad sedimentation environments (BP_a and BP_b). Near Paestum the BP supersynthem closes with the TSN unit.

TSN: Travertini di Seliano; Middle Pleistocene – Tyrrhenian *p.p.* (?)

It is a lithostratigraphic unit belonging to the upper part of the supersynthem. Old drilling data suggest its superimposition onto coastal sediments of the late part of BP. Toward the SE it disappears under the TPP unit, while toward the SW and W it is partly transgressed by terms of GML or directly by terms of SLG. It is composed of hard to friable calcareous tufa, yellowed by oxidation and showing alternations of phytothermal episodes (mainly on thin canes) and phytoclastic ones which sometimes disclose sub-horizontal laminations. Layers of crystalline travertine (up to 30 cm thick) and lenses of peaty clays rich in continental gastropods are locally present in the unit. Its facies and architecture suggest an origin due to prograding and aggrading lobes including both slope and pool elements.

The unit is locally covered by a red-brown, clayey palaeosol. Thickness up to about 15 m.

BPa: Portion deposited in alluvial fan environment.

Variable alternations of beds and lenses made of alluvial sandy gravel, sands and – less frequently – sandy silt. The coarse fraction comes prevalingly from the Mesozoic carbonate rocks of the Monti Picentini massif, but many clasts are probably reworked from the Lower Pleistocene conglomerates of the CE supersynthem. It pertains to a palaeo-fan of the Tusciano R. whose apex was near Battipaglia. The upper part is dominated by fine grained alluvial beds rich in weathered pyroclastic material and intercalated soils. A thick dark brown palaeosol (clay rich and much decalcified) is sometimes preserved at the unit top. Its age ranges from the late part of Middle Pleistocene to the beginning of Late Pleistocene (probably from OIS 9 to part of OIS 5).

BPb: Portion deposited in coastal plain environments.

Mostly sandy and pelitic sediments, formed in different sub-environments of a coastal plain subject to sea level fluctuations. It includes: beach sets mostly made of sandy deposits (locally pebbly sands); lagoonal and lacustrine sets mostly made of clays (locally sandy and/or silty), silts and loam, sometimes with peat intercalations; distal alluvial and fluvial sets of prevailing sandy-silty texture and rich in episodes of hydromorphic pedogenesis. These different lithofacies are organized in parasequences that reflect more transgressions and regressions and a prevailing progradational trend favoured by some uplift. Transgressions were usually accompanied by landward migration of a barrier-lagoon system. The alluvial bodies are both heteropic of, and overlaying the lagoonal-palustrine facies; moreover they fill fluvial incisions cut during the regressive phases. The stratigraphy is locally complicated by syn-sedimentary normal faults whose throw reaches up to a dozen meters. Where preserved, the top surface is marked by brown palaeosols much decalcified and clay rich. Its age ranges from the late part of Middle Pleistocene to the beginning of Late Pleistocene (probably from OIS 9 to part of OIS 5).

KEY TO THE OFFSHORE GEOLOGICAL MAP

Several elements with geo-morphological significance were recognized and mapped from the coastline down to 250 m of depth, based on submarine morphology interpretation, core stratigraphy, high resolution seismic stratigraphy and bottom samples analysis. Among these, three are depositional environments still under formation, while two are completely formed and one has been correlated to a unit formed onland (TPP, travertini di Paestum; A1.4 in par. V), later drowned during the Holocene transgression. The modern depositional environments per-

tain to the Highstand Systems Tract, late Holocene in age, while the completely formed marine units deposited during the Late Pleistocene relative sea-level falling stage and lowstand phases.

COMPLETELY FORMED UNITS, RELATED TO THE "PIANA DEL SELE-GOLFO DI SALERNO" BASIN; UNITS BELONGING TO THE SALERNO BAY SECTOR

The two units pertaining to this group are relic, since they formed during time periods with relative base level position lower than the present day sealevel, namely during the Late Pleistocene lowstand phase of the last glacial period. A thin drape of hemipelagites (less than 1 m thick), containing late Holocene volcanoclastics, seals these units.

Relic shelf deposits (g₁₈)

It occurs on the outer shelf, deeper than the 160 m isobath, down to the shelf break, between 180 and 200 m of depth. This area corresponds to a relic morphostructural high and lacks of modern terrigenous supply from mainland. High resolution seismic sections show that the sedimentary unit, here outcropping, corresponds to the marine distal portion of the proximal units, which prograded over the shelf during the Late Pleistocene forced regression (MIS4 and MIS3) and low stand phases (MIS2). It conformably lies above marine units probably Middle Pleistocene in age.

Sediments consist mainly of mud with scarce sandy fraction, mainly made of bioclasts or volcanoclasts. A large terraced surface extends between 150 and 170 m of depth, largely characterized by a wavy seabed with sedimentary structures NE-SW oriented (Fig.32). A thin veneer of late Holocene sediments drapes this area. Its thickness does not reach a metre and thus it was not mapped.

LATE PLEISTOCENE *p.p.*

Relic upper slope deposits (m₂)

They occur on upper slope sectors steeper than 1.5°, seaward respect to the paleo-shelfbreak, and are deeper than 160-190 m. This unit develops laterally to the g₁₈ deposit and it is coeval to it. It lies on the northwestern margin of a morphostructural high and represents the upper slope area relative to the lowstand phase of the late Pleistocene. Since it lacks present terrigenous supply from mainland, relic sediments relative to the *LST* and *FSST* outcrop and consist mainly of fine

grained deposits. This unit corresponds to the marine distal portion of the proximal units, which prograded over the shelf during the Late Pleistocene forced regression (MIS4 and MIS3) and low stand phase (MIS2).

LATE PLEISTOCENE *p.p.*

COMPLETELY FORMED UNITS RELATIVE TO THE “PIANA DEL SELE-GOLFO DI SALERNO” BASIN; UNITS BELONGING TO THE “PIANA DEL SELE” SECTOR

Submerged travertini di Paestum (TPPa) unit

Lithostratigraphic unit made of hard to friable calcareous tufa of different types (see **TPP** unit). The acoustic facies, the general stratigraphic constraint and the morphology of this element allow us to infer it as being a tabular body gently sloping to the W and SW, and originally fed by suspended streams. This unit predates the marine ingression peak, testified onland by the *Cordone di Laura* coastal ridge, and overlies the GML synthem. The outermost portion of this unit (Fig. 30) deepens down 14 to 18.5 m over the shelf sector and is partly covered with fouling organisms, sand lenses and *Posidonia oceanica* meadows. Thickness is variable and may locally exceed few metres.

LATE PLEISTOCENE *p.p.* – HOLOCENE *p.p.*

UNITS IN COURSE OF FORMATION

LITTORAL ENVIRONMENT

Submerged beach deposit (g₈)

Sand deposits occurring along the foreshore and the nearshore strip, dominated by both erosive and depositional processes due to wave action and alongshore currents. They extend down to 10-15 m of depth and comprises the outermost sand bars. Three elements can be distinguished, based on the topographic profile: shoal bar, bar - trough (one or two), mixed types with cells less than 100 m wide. It is worth noting that such elements are controlled by the littoral morphodynamics and thus they may be rapidly changing. This map reports the coastal system as in the year 2004.

Sediments consists of coarse to medium, well sorted sand down to 3 m of

depth and medium to fine, well sorted sand down to 10-12 m of depth. Pelitic fraction is less than 20 % but it increases in marine grass carpets (mainly *Cymodocea nodosa* meadows).

Estuarine deposit (g₁)

Infralittoral sectors at the mouths of the main rivers flowing in the Salerno bay (Sele and Tusciano rivers), where a slightly prominent topographic lobe occurs within 10 m of depth. Sediments consist of fine grained sand to silt in the first cm below the seabed and mud at the sea-water interface, largely due to the settling of the suspended load from fresh water outflows. The pelitic fraction is largely ephemeral and easily removable by storms and intense alongshore currents, except for the sectors where plants meadows stabilize the seabed.

SHELF ENVIRONMENT

Inner shelf deposit (g₁₀)

Fine grained deposit occurring in the depositional sector extending between the outer limit of the submerged beach and the 40–50 m isobaths. This area deepens with slope gradient less than 1.2°. Poorly sorted sediment characterize this environment: sandy mud and muddy fine sand are the main lithofacies. Shell fragments, pumices and scorias form the sandy fraction. Large *Cymodocea nodosa* meadows stabilize the seabed, alternating to recent algae settlements of *Caulerpa racemosa*.

In this sector shallow gas, probably of biogenic origin, largely impregnates the uppermost units of the *HST* (Fig. 34) and are sealed by very recent muddy sediments.

DEPOSITS OCCURRING IN THE INNER

Biogenic and bioclastic shelf deposits (g₁₃, g₁₂)

Deposits occurring on the inner shelf sector enclosed between 10 and 25 m of depth. The biogenic component in the sediments is relevant, with authigenic deposits covering hard and soft seabed. The areas with soft seabed and mobile

sediment occur mainly in the southern sector of the map between 15 and 25 m of depth (**g₁₂**); sediments consist of organogenic muddy supported, coarse to medium sand, surrounding the biogenic mounds or locally forming elongated lenses sub-parallel to the isobaths.

Organogenic mounds made of fouling organisms (**g₁₃**) (Fig.29) encrust the hard seabed in the outcrops of TPPa unit (travertini di Paestum).

Outer shelf deposit (g₂₁)

Circalittoral environment enclosed between the 40-50 m isobaths and the shelf break. Slope gradients in this area vary between 0.6° and 1.4° in the northern sector and between 0.5° and 1.1° in the southern sector.

Sediments consist mainly of mud with variable fine sand fraction in the sub-bottom, mainly made of pumices, scoria and bioclasts. Fine sand fraction is relevant in the large terraced areas with wavy seabed (Fig. 32), and along the sides of relic drainage axis.

The seismic profiles run in the central sector of this area show fluid escape structures and plastic deformation (Fig. 34 and 35). This unit is younger than the 79 A.D. deposits and forms the present-day seabed.

The southern sector is characterized by a large terraced surface, engraved by a surficial drainage system inherited by previous sea level lowstand stages, and shows patterns crossing the isobaths. Instead, present day furrows, due to deep currents, scratch the seabed with patterns parallel to the isobaths.

SLOPE ENVIRONMENT

Upper slope deposit (m₂)

Fine grained deposit lying on the continental margin, seaward to the shelf break where slope gradient is between 1.3° and 5.5°. In the northern sector of the slope, facing the deep Salerno valley, several slide scars occur, sealed by holocene drapes; gullies and grainage axis are also evident. Sediments consist of mud or sandy mud, with sandy fraction slightly increasing in correspondence of the area with sediment waves (Fig. 30).