

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

Foglio 429 MONDRAGONE

A cura di:

aree emerse: **M.L. Putignano**¹ (coord.), **M. Cesarano**², **B. Giaccio**¹, **S.I. Giano**³,
M. Parente⁴, **A. Pietrosante**¹

aree sommerse: **M. Sacchi**² (coord.), **G. Di Martino**², **S. Innangi**², **R. Tonielli**²

Con i contributi di:

aree emerse: **L. Monaco**², **G. Fernandez**¹ (tefrostratigrafia e stratigrafia del sottosuolo),
G. Siani³ (geocronologia), **M. Mancini**¹, (stratigrafia del sottosuolo),
I. Mazzini¹ (paleontologia-meiofauna bentonica e stratigrafia del sottosuolo),
A. Di Stefano⁶ (biostratigrafia a nannofossili calcarei dei sedimenti miocenici),
I. Cornacchia¹ (microfacies sedimenti miocenici calcarei),
F. Artegiani¹, **G. Fagioli**¹ (stratigrafia e tettonica della successione mesozoico-cenozoica),
R.M. Toccaceli¹ (stratigrafia del Quaternario), **P.P. Bruno**⁴, **N. Lucci**⁴, **G. Ferrara**⁴, **S. Maraio**⁴
(esplorazione sismica), **G. P. Cavinato**¹, **R. de Franco**¹, **D. Rusconi**¹ (modello geologico 3D)
C. Di Salvo¹ (idrogeologia), **E. Peronace**¹ (sismicità storica e assetto sismotettonico),
E. Pescatore³ (cave)

aree sommerse: **F. Moliso**², (sedimentologia); **V. Di Donato**⁴, **L. Ferraro**² (foraminiferi bentonici); **D. Barra**⁴, **G. Aiello**⁴, **R. Parisi**¹ (ostracofauna); **G. F. Russo**⁷, **F. Ferrigno**⁷,
F. Rendina⁷ (biocostruzioni coralligene); **L. Donnarumma**⁷ (macrofauna bentonica);
P. Cappelletti⁴, **D. Insinga**² (chimica e mineralogia dei depositi); **S. Albanese**⁴, **A. De Falco**⁴
(inquinanti inorganici); **A. De Bonis**⁴, **V. Morra**⁴, **M. Verde**⁴ (archeometria dei reperti
archeologici); **C. Lubritto**⁸ (geocronologia ¹⁴C)

1 - Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria - CNR-IGAG; 2 - Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Scienze Marine - CNR-ISMAR; 3 - Dipartimento di Scienze di Base e Applicate, (DISBA) Università degli Studi della Basilicata; 4 - Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e Risorse (DiSTAR), Università degli Studi di Napoli Federico II; 5 - Université Paris-Saclay, 9 Rue Joliot Curie, 91190 Gif-sur-Yvette, Fr; 6 - Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali (Università di Catania); 7 - Dipartimento di Scienze e Tecnologie (DiST), Università degli Studi di Napoli Parthenope; 8 - Dipartimento di Scienze e Tecnologie Ambientali, Biologiche e Farmaceutiche (DiSTABIF), Università degli studi della Campania Luigi Vanvitelli.

Enti

realizzatori:



Regione Campania
Servizio Geologico



CNR - Istituto di
Geologia Ambientale
e Geoingegneria



CNR
ISMAR
ISTITUTO DI SCIENZE
MARINE

Alla data dell'elaborato definitivo (2025)

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

M. Siclari (*ad interim*)

Responsabile del Progetto CARG - ISPRA: **M. Lettieri**

Responsabile della Convenzione - ISPRA: **F. Papasodaro**

Responsabile della Convenzione per la Regione Campania:

L. Monti (fino a settembre 2022), **A. De Matteis**

Responsabile della Convenzione per il CNR-IGAG: **M.L. Putignano**

Responsabile della Convenzione per il CNR-ISMAR: **M. Sacchi**

PER IL DIPARTIMENTO PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Coordinamento del Progetto e revisione scientifica: **F. Papasodaro**

Revisione scientifica per aspetti specifici: **A. Fiorentino** (aree sommerse),

A. Cipriani (substrato e tettonica), **C. D'Ambrogi** (modello geologico 3D)

Revisione dell'informatizzazione dei dati: **L. Battaglini**, **A. Fiorentino** (ASC)

Revisione cartografico-editoriale: **T. Schvarcz**

Supporto amministrativo: **S. Macchia**, **L. Di Lullo**

PER LA REGIONE CAMPANIA

Coordinamento del Progetto: **L. Monti** (fino a settembre 2022),

A. De Matteis

PER IL CNR-IGAG

Coordinamento scientifico: **M.L. Putignano** (CNR-IGAG) (aree emerse);

M. Sacchi (CNR- ISMAR) (aree sommerse)

Consulente per Informatizzazione: **A. Pietrosante**, **E. Pescatore** (ASC)

(aree emerse); **S. Innangi**, **G. Di Martino**, **R. Tonielli** (aree sommerse)

Supporto amministrativo: **F. Argiolas**, **P. Capparella**, **G. Kurzio**, **A. Leli**,

P. Mirelli, **P. Tedeschi** (CNR - IGAG);

B. Bianchi, **E.G D'Acunzo**, **M. De Lauro** (CNR - ISMAR)

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 9
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 15
1.	- AREA EMERSA	» 15
2.	- AREA SOMMERSA	» 18
III	- PRECEDENTI CONOSCENZE	» 19
1.	- AREA EMERSA	» 19
2.	- AREA SOMMERSA	» 32
2.1.	- L'AREA ARCHEOLOGICA SOMMERSA DI SINUESSA	» 34
2.2.	- IL BANCO DI SINUESSA	» 35
IV	- METODOLOGIE	» 37
1.	- ORGANIZZAZIONE DELLA LEGENDA	» 37
1.1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO	» 37
2.	- DATI ACQUISITI E METODI	» 40
2.1.	- AREE EMERSE	» 40
2.1.1.	- <i>Analisi biostratigrafica dei carbonati</i>	» 40
2.1.2.	- <i>Analisi biostratigrafica a nannofossili calcarei dei sedimenti miocenici</i>	» 41
2.1.3.	- <i>Analisi geochimica dei tefra</i>	» 44
2.1.4.	- <i>Analisi paleocologica</i>	» 44
2.1.5.	- <i>Datazioni radiometriche</i>	» 45
2.1.5.1.	- <i>Datazioni ¹⁴C</i>	» 45
2.2.	- AREE SOMMERSE	» 45
2.2.1.	- <i>Dati di nuova acquisizione</i>	» 48
2.2.1.1.	- <i>Dati geofisici</i>	» 48
2.2.1.1.1.	- <i>Rilievo batimetrico multibeam</i>	» 48
2.2.1.1.2.	- <i>Rilievo side-scan sonar</i>	» 51
2.2.1.2.	- <i>Dati geologici e controllo delle verità mare.</i>	» 53
2.2.1.2.1.	- <i>Campionature del fondo mare</i>	» 53
2.2.1.2.2.	- <i>Ispezioni e campionature del fondo mare mediante operatori subacquei</i>	» 53
2.2.1.2.3.	- <i>Ispezioni del fondo mare mediante videocamera filoguidata e transetti ROV (Remotely Operated Vehicle)</i>	» 54
2.2.2.	- <i>Dati pregressi</i>	» 56
2.2.2.1.	- <i>Dati morfobatimetrici</i>	» 56

2.2.2.2.	- Campionature	» 57
----------	----------------------	------

V	- STRATIGRAFIA	» 59
1.	- UNITÀ TETTONICA DEL MONTE MASSICO	» 59
1.1.	- SUCCESSIONE CARBONATICA MESOZOICO-CENOZOICA.....	» 59
1.1.1.	- <i>Calcarei a Palaeodasycladus (CPL)</i>	» 59
1.1.2.	- <i>calcarei oolitici ed oncolitici (CDO)</i>	» 63
1.1.3.	- <i>calcarei con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)</i>	» 66
1.1.4.	- <i>calcarei con requienie e gasteropodi (CRQ)</i>	» 68
1.1.4.1.	- membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (CRQ₄).....	» 71
1.1.5.	- <i>calcarei a radiolitidi (RDT)</i>	» 72
1.1.6.	- <i>formazione di Cusano (CUS)</i>	» 75
1.1.7.	- <i>formazione di Longano (LNG)</i>	» 78
1.2.	- SUCCESSIONE SILICOCLASTICA SIN-TARDO OROGENICA	» 81
1.2.1.	- <i>formazione di Pietraroja (FPJ)</i>	» 81
1.2.2.	- <i>arenarie di Monte Massico (NSS)</i>	» 82
2.	- UNITÀ TETTONICA DI MONTE S. ANNA-FORCELLA.	» 87
2.1.	- COMPLESSO DI M. CRESTEGALLO (ESL).....	» 87
2.2.	- FORMAZIONE DI M. CRIVARI (RIV).....	» 89
3.	- DEPOSITI MARINI MESSINIANI	» 94
3.1.	- FORMAZIONE DI S. FRANCESCO (AFN).....	» 94
4.	- DEPOSITI QUATERNARI	» 95
4.1.	- DEPOSITI DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA.....	» 95
4.1.1.	- <i>unità di Falciano del Massico (FNC)</i>	» 95
4.2.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	» 95
4.2.1.	- <i>unità della pianura costiero-alluvionale del Fiume Garigliano</i>	» 95
4.2.1.1.	- sintema di Treponti (EPT).....	» 95
4.2.1.2.	- Tufo Grigio Campano (TGC	» 96
4.2.1.3.	- sintema di Furoni (FRN).....	» 96
4.2.1.4.	- sintema di Baia Domizia (BDM).....	» 97
4.2.2.	- <i>unità della pianura costiero-alluvionale del Fiume Volturno</i>	» 98
4.2.2.1.	- supersintema flegreo-ischitano (FI).....	» 98
4.2.2.1.1.	- Tufo Grigio Campano (TGC).....	» 99
4.2.2.2.	- sintema vesuviano-flegreo (VEF)	» 100
4.2.2.2.1.	- subsintema di Capua (VEF₁₄)	» 101
4.2.2.2.2.	- subsintema di Cancellò-Arnone (VEF₁₅) (cfr. VEF ₂ p.p. del Foglio 446-447 Napoli).....	» 102

4.3.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA.....	» 103
4.3.1.	- <i>depositi continentali completamente formati</i>	» 103
4.3.1.1.	- deposito di origine mista: di <i>debris flow</i> e/o torrentizio (i)	» 103
4.3.1.2.	- detrito di falda (a₃).....	» 104
4.3.1.3.	- deposito palustre (e₃).....	» 105
4.3.1.4.	- deposito eolico (d).....	» 105
4.3.2.	- <i>depositi continentali in formazione</i>	» 106
4.3.2.1.	- deposito di frana (a₁).....	» 106
4.3.2.2.	- deposito colluviale (b₇)	» 106
4.3.2.3.	- deposito di versante (a).....	» 106
4.3.2.4.	- deposito di spiaggia (g₂).....	» 106
4.3.2.5.	- deposito alluvionale (b).....	» 107
4.3.2.6.	- deposito antropico (h).....	» 107
4.4.	- DEPOSITI DELLE AREE SOMMERSE.....	» 107
4.4.1.	- <i>Ambiente di fronte del delta</i>	» 108
4.4.1.1.	- deposito di fronte del delta (g₆)	» 108
4.4.2.	- <i>Ambiente litorale</i>	» 109
4.4.2.1.	- deposito di spiaggia sommersa (g₈).....	» 109
4.4.2.2.	- corpo litoide organogeno, bioherma (g₁₃)	» 109
4.4.2.3.	- deposito bioclastico (g₁₂)	» 110
4.4.3.	- <i>Ambiente di piattaforma continentale</i>	» 111
4.4.3.1.	- deposito di piattaforma interna (g₁₉).....	» 111
4.5.	- IL SOTTOSUOLO DELLA PIANA ALLUVIONALE DEL FIUME VOLTURNO.....	» 111
4.5.1.	- <i>Dati utilizzati</i>	» 111
4.5.1.1.	- Dati geognostici pregressi	» 111
4.5.1.2.	- Sondaggi a carotaggio continuo	» 113
4.6.	- FOGLIO GEOLOGICO DI SOTTOSUOLO	» 114
4.7.	- SINTESI E CORRELAZIONI DELLE UNITÀ QUATERNARIE IN AFFIORAMENTO E NEL SOTTOSUOLO.....	» 117
4.7.1.	- <i>Note metodologiche</i>	» 117
4.7.2.	- <i>Tefrostratigrafia</i>	» 117
4.7.2.1.	- Principi generali e contesto regionale	» 117
4.7.2.2.	- Materiale e metodi.....	» 119
4.7.2.2.1.	- Campioni analizzati.	» 119
4.7.2.2.2.	- Analisi degli elementi maggiori alla microsonda elettronica .	» 121
4.7.2.3.	- Risultati	» 122
4.7.2.3.1.	- Composizione degli elementi maggiori.....	» 122
4.7.2.4.	- Origine e correlazione dei tefra	» 122

4.7.2.4.1.	- Sorgente vulcanica.....	» 122
4.7.2.5.	- Sintesi delle correlazioni e cronologia delle successioni	» 131
4.7.3.	- <i>Evoluzione paleoambientale</i>	» 133
4.7.3.1.	- Le unità sepolte	» 133
4.7.3.1.1.	- Principali <i>marker</i> vulcanici presenti nella piana .	» 134
4.7.3.1.2.	- Le unità sepolte pre-TGC.....	» 136
4.7.3.1.3.	- L'unità sepolta post-TGC	» 138
4.7.3.2.	- Le unità della pianura alluvionale del Fiume Volturno.....	» 139
VI	- GEOLOGIA DEL FONDO MARE.....	» 145
1.	- SEDIMENTOLOGIA	» 145
1.1.	- ANALISI GRANULOMETRICA DEI DEPOSITI CLASTICI.....	» 145
2.	- ASSOCIAZIONI MICROBENTONICHE	» 152
2.1.	- FORAMINIFERI BENTONICI	» 152
2.2.	- OSTRACOFAUNE	» 161
3.	- I BANCHI CORALLIGENI DELLA SINUESSA	» 169
3.1.	- ASSOCIAZIONI CORALLIGENE	» 169
3.2.	- ASSOCIAZIONI MACROBENTONICHE.....	» 175
3.3.	- CRONOLOGIA ¹⁴ C.....	» 180
4.	- ANALISI CHIMICHE E MINERALOGICHE	» 182
4.1.	- CHIMICA E MINERALOGIA DEI DEPOSITI	» 182
4.1.1.	- <i>Analisi SEM-EDS</i>	» 183
4.1.2.	- <i>Analisi XRPD</i>	» 183
4.1.3.	- <i>Risultati</i>	» 184
4.2.	- CHIMICA DEGLI INQUINANTI INORGANICI	» 189
4.3.	- ANALISI E ARCHEOMETRIA SUI CAMPIONI CERAMICI DELLA SINUESSA.....	» 192
4.3.1.	- <i>Analisi petrografica in sezione sottile</i>	» 194
VII	- CORRELAZIONE TERRA-MARE DELLA SEQUENZA TARDO-QUATERNARIA.....	» 197
1.	- STRATIGRAFIA SISMICA E SQUENZIALE AL LARGO DEL DELTA DEL FIUME VOLTURNO.....	» 198
2.	- IL PALEOPAESAGGIO EROSIVO POST-TGC E L'EVOLUZIONE OLOCENICA.....	» 200
3.	- CORRELAZIONI TERRA-MARE	» 201

VIII	- TETTONICA.....	» 205
1.	- STRUTTURE COMPRESSIVE.....	» 207
2.	- STRUTTURE ESTENSIONALI.....	» 215
IX	- GEOMORFOLOGIA	» 219
1.	- AREA EMERSA.....	» 219
1.1.	- SETTORE MERIDIONALE DELLA PIANA DEL GARIGLIANO (UNITÀ 1).....	» 219
1.2.	- DORSALE DEL MONTE MASSICO (UNITÀ 2).....	» 223
1.3.	- SETTORE COSTIERO DELLA PIANA DEL VOLTURNO (UNITÀ 3) ..	» 225
2.	- AREA SOMMERSA	» 240
2.1.	- PIATTAFORMA CONTINENTALE	» 240
2.1.1.	- <i>Il banco della Sinuessa</i>	» 242
2.1.2.	- <i>Il delta del Fiume Volturno</i>	» 245
X	- IL MODELLO GEOLOGICO 3D	» 247
1.	- DATI DI PARTENZA	» 248
1.1.	- ANALISI DEI DATI SISMICI.....	» 249
1.2.	- ANALISI DELLA LINEA SISMICA ESEGUITA PER IL PROGETTO CARG (MOND 01).....	» 252
1.2.1.	- <i>Acquisizione</i>	» 252
1.2.2.	- <i>Elaborazione dati</i>	» 254
1.2.3.	- <i>Interpretazione</i>	» 256
1.2.3.1.	- <i>Considerazioni cronostratigrafiche</i>	» 260
1.3.	- ANALISI DEI DATI GEOGNOSTICI.....	» 261
1.4.	- ANALISI DELLE ANOMALIE GRAVIMETRICHE DI BOUGUER.....	» 262
2.	- REALIZZAZIONE DEL MODELLO GEOLOGICO 3D.....	» 264
3.	- SINTESI INTERPRETATIVA.....	» 264
3.1.	- LE STRUTTURE TETTONICHE RAPPRESENTATE NEL MODELLO 3D.....	» 264
XI	- SISMICITÀ STORICA E ASSETTO SISMOTETTONICO	» 267
1.	- SISMICITÀ.....	» 267
2.	- ASSETTO SISMOTETTONICO.....	» 270
XII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	» 273
1.	- IDROGEOLOGIA	» 273
1.1.	- INQUADRAMENTO GEOLGICO	» 273

1.2.	- CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE DELLE PIANE ALLUVIONALI..	» 274
1.3.	- DOMINIO IDROGEOLOGICO DI MONTE MASSICO	» 275
1.4.	- COMPLESSI IDROGEOLOGICI	» 277
2.	- CAVE	» 280

EXTENDED ABSTRACT	» 281
--------------------------------	--------------

LEGEND	» 285
---------------------	--------------

APPENDICE - ELENCO DEI TAXA.....	» 297
---	--------------

BIBLIOGRAFIA	» 301
---------------------------	--------------

I - INTRODUZIONE

Queste Note Illustrative accompagnano il nuovo Foglio della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 n. 429 "Mondragone" e intendono fornire un supporto utile alla comprensione delle caratteristiche geologiche fondamentali del territorio rappresentato nel Foglio, illustrando l'origine, la composizione, le forme, la struttura e l'evoluzione delle unità geologiche (litostratigrafiche) individuate, insieme ad alcuni aspetti geotematici rilevanti, quali georisorse e rischi geologici. L'informazione delle Note Illustrative è rivolta non solo a geologi, ricercatori, docenti della scuola secondaria di secondo grado, ma anche al lettore interessato ad approfondire la conoscenza del territorio, a tecnici operatori di settore e ad amministratori impegnati nel lavoro della pianificazione territoriale, tutela ambientale, la prevenzione del rischio geologico e la gestione delle risorse naturali.

Il progetto di Cartografia Geologica e Geotematica (CARG) in scala 1:50.000 del territorio nazionale è coordinato dall'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA) - Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia, e viene svolto in collaborazione con le Regioni e le Province autonome, con il CNR e le Università. Il progetto, dopo un'interruzione nel 2004, viene riavviato nel 2020 con l'approvazione delle Leggi di Bilancio 160/2019 e 178/2020, che hanno previsto nuovi stanziamenti di fondi per il triennio 2020-2022.

A partire dal 2020, con la seconda, cosiddetta nuova fase del Progetto CARG, la Regione Campania, da sempre particolarmente attiva nella collaborazione con ISPRA per la realizzazione della cartografia geologica e geotematica, pianifica e cofinanzia il completamento della copertura cartografica del territorio regionale, che include la realizzazione di ulteriori 10 fogli in scala 1: 50.000 tra cui il presente Foglio.

Il Foglio n. 429 “Mondragone” della Carta Geologica d’Italia in scala 1: 50.000 è stato realizzato, attraverso una Convenzione stipulata tra l’Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), la Regione Campania, e il Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) - Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG) (area emersa) e Istituto di Scienze Marine (ISMAR) (area sommersa, fino all’isobata dei -30 m), ai sensi dell’art 1 comma 104 della Legge n. 160 del 27/12/2019 per il completamento della Carta Geologica ufficiale d’Italia (progetto CARG).

Il rilevamento del Foglio è stato eseguito con il seguente organigramma:

COORDINATORI SCIENTIFICI: M.L. Putignano¹ (area emersa); M. Sacchi² (area sommersa)

REDAZIONE SCIENTIFICA: M. Cesarano², S.I. Giano³, M.L. Putignano¹ (area emersa); M. Sacchi², S. Innangi², R. Tonielli² (area sommersa)

ANALISTI:

AREA EMERSA: B. Giaccio¹ (Resp.), L. Monaco², G. Fernandez¹ (TEFROSTRATIGRAFIA); G. Siani⁴ (GEOCRONOLOGIA ¹⁴C); B. Giaccio¹, L. Monaco², M. Mancini¹, I. Mazzini¹, M.L. Putignano¹ (STRATIGRAFIA DEL SOTTOSUOLO); M. Parente⁵ (MICROPALAEONTOLOGIA, BIOSTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DEI CARBONATI); I. Mazzini¹ (PALEONTOLOGIA-MEIOFAUNA BENTONICA); A. Di Stefano⁶ (BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI DEI SEDIMENTI MIOCENICI)

AREA SOMMERSA: F. Molisso², M. Sacchi² (SEDIMENTOLOGIA); V. Di Donato⁵ (Resp. ANALISI DELLE MICROFAUNE); L. Ferraro² (FORAMINIFERI BENTONICI); D. Barra⁵, G. Aiello⁵, R. Parisi¹ (OSTRACOFAUNA); G. F. Russo⁷, F. Ferrigno⁷, F. Rendina⁷ (BIOCostruzioni CORALLIGENE); L. Donnarumma⁷ (MACROFAUNA BENTONICA); P. Cappelletti⁵, D. Insinga² (CHIMICA E MINERALOGIA DEI DEPOSITI); S. Albanese⁵, A. De Falco⁵ (INQUINANTI INORGANICI); A. De Bonis⁵, V. Morra⁵, M. Verde⁵ (ARCHEOMETRIA DEI REPERTI ARCHEOLOGICI); C. Lubritto⁸ (GEOCRONOLOGIA ¹⁴C)

LABORATORI DI ANALISI

AREA EMERSA:

GEOCHIMICA DEI TEFRA: Lab. IGG-CNR; Firenze, Italia; LAM2, CNR-IGAG-Dipartimento di Scienze della Terra - Univ. Roma (L. Monaco²)

PALEONTOLOGIA: MEIOFAUNA BENTONICA: Ostra-Lab, CNR - IGAG Roma (I. Mazzini¹, F. Versino¹)

CARBONATI (sezioni sottili): CNR - IGAG, Roma (M. Brilli¹, M. Gozzi¹)

SEDIMENTOLOGIA (analisi granulometriche): CNR - IGAG (F. Trapasso¹)

BIOSTRATIGRAFIA NANNOFOSSILI CALCAREI: Laboratorio di Geologia Marina

(DSBGA) Univ. di Catania (A. Di Stefano⁶, V. Barbagallo⁶)

GEOCRONOLOGIA: ¹⁴C: GEOPS UMR 8148 Université Paris Saclay, campus d'Orsay France (G. Siani⁴);

AREA SOMMERSA:

SEDIMENTOLOGIA: CNR-ISMAR, Napoli (F. Molisso², M. Capodanno²)

ECOLOGIA E BIOLOGIA MARINA: DiST, Università degli Studi di Napoli Parthenope, Napoli (G.F. Russo¹²)

GEOCHIMICA AMBIENTALE: OMAC Laboratories Ltd., Loughrea, Irlanda (S. Albanese⁵)

SEM (SCANNING ELECTRON MICROSCOPY): DiSTAR, Università degli Studi di Napoli Federico II, Napoli (P. Petrosino⁵)

XRD (X-RAY DIFFRACTION): DiSTAR, Università degli Studi di Napoli Federico II (P. Cappelletti⁵)

SEZIONI SOTTILI: DiSTAR, Università degli Studi di Napoli Federico II, Napoli (S. Bravi⁵)

PREPARAZIONE MISURE ISOTOPICHE: iCONa Lab., DiSTABiF, Università della Campania "Luigi Vanvitelli", Caserta (C. Lubritto⁸)

SPETTROMETRIA DI MASSA (AMS): CIRCE, DiMF, Università della Campania "Luigi Vanvitelli", Caserta (C. Lubritto⁸)

SUDDIVISIONE DEI RILEVAMENTI GEOLOGICI ALLA SCALA 1:10.000

RILEVATORI: F. Artegiani¹, G. Fagioli¹, A. Pietrosante¹, M.L. Putignano², R.M. Toccaceli² (AREA EMERSA);

S. Innangi², G. Di Martino², R. Tonielli² (AREA SOMMERSA)

Rilevamenti eseguiti negli anni: 2021-2024.

INFORMATIZZAZIONE DEI DATI: A. Pietrosante¹, E. Pescatore³ (ASC) (AREA EMERSA)

S. Innangi², G. Di Martino², R. Tonielli² (AREA SOMMERSA)

La stesura delle Note Illustrative è stata curata dagli Autori riportati di seguito:

I - INTRODUZIONE

A. De Matteis⁹, L. Monti⁹, M.L. Putignano¹, M. Sacchi²

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

M.L. Putignano¹, M. Sacchi²

III - PRECEDENTI CONOSCENZE

AREA EMERSA: M. Cesarano², S.I. Giano³, M.L. Putignano¹

AREA SOMMERSA: G. Di Martino², S. Innangi², M. Sacchi²

IV - METODOLOGIE

AREA EMERSA: A. Di Stefano⁶, B. Giaccio¹, S.I. Giano³, I. Mazzini¹, L. Monaco², M. Parente⁵, M.L. Putignano¹

AREA SOMMERSA: G. Di Martino², S. Innangi², M. Sacchi², R. Tonielli²

V - STRATIGRAFIA

AREA EMERSA: B. Giaccio¹, S.I. Giano³, I. Mazzini¹, L. Monaco², A. M. Parente⁵, A. Pietrosante¹, M.L. Putignano¹, *con i contributi di*: F. Artegiani¹, G. Fagioli¹, A. Pietrosante¹, R.M. Toccaceli¹

AREA SOMMERSA: Di Martino², S. Innangi², F. Molisso², M. Sacchi², R. Tonielli²

VI - GEOLOGIA DEL FONDO MARE

G. Aiello⁵, S. Albanese⁵, D. Barra⁵, P. Cappelletti⁵, A. De Bonis⁵, A. De Falco⁵, V. Di Donato⁵, G. Di Martino², L. Donnarumma⁷, L. Ferraro², F. Ferrigno⁷, S. Innangi², D. Insinga², C. Lubritto⁸, F. Molisso², V. Morra⁵, R. Parisi¹, F. Rendina⁷, G.F. Russo⁷, M. Sacchi², R. Tonielli², M. Verde⁵

VII - CORRELAZIONE TERRA-MARE DELLA SEQUENZA TARDO-QUATERNARIA

M.L. Putignano¹, M. Sacchi², *con il contributo di*: S.I. Giano³

VIII - TETTONICA

M. Cesarano², *con i contributi di*: F. Artegiani¹, G. Fagioli¹, A. Pietrosante¹

IX - GEOMORFOLOGIA

AREA EMERSA: S.I. Giano³

AREA SOMMERSA: G. Di Martino², S. Innangi², M. Sacchi², R. Tonielli²

X - MODELLO GEOLOGICO 3D

G. Cavinato¹, D. Rusconi¹, R. De Franco¹, M.L. Putignano¹

P.P. Bruno⁵, N. Lucci⁵, G. Ferrara⁵, S. Maraio⁵, M.L. Putignano¹ (esplorazione sismica)

XI - SISMICITÀ STORICA E ASSETTO SISMOTETTONICO

E. Peronace¹

XII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

IDROGEOLOGIA: C. Di Salvo¹, A. Pietrosante¹

CAVE: E. Pescatore³

1 - Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (CNR-IGAG)

2 - Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Scienze Marine (CNR-ISMAR)

3 - Dipartimento Scienze Geologiche (DiSBA), Università degli Studi della Basilicata, Potenza

4 - Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement - CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Orme des Merisiers, Bat 714, 91190 Saint-Aubin, Fr

5 - Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e Risorse (DiSTAR), Università degli Studi di Napoli Federico II

6 - Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali (DSBGA), Università di Catania

7 - Dipartimento di Scienze e Tecnologie (DiST), Università degli Studi di Napoli Parthenope

8 - Dipartimento di Scienze e Tecnologie Ambientali, Biologiche e Farmaceutiche (DiSTABiF), Università degli studi della Campania Luigi Vanvitelli

9 - Regione Campania - Servizio Geologico e Difesa del Suolo, Napoli

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area ricadente all'interno del Foglio n. 429 "Mondragone" corrisponde a un interessante settore di catena sud appenninico precedentemente rappresentato nei fogli geologici in scala 1:100.000 n. 171 Gaeta e 172 Caserta. L'area del Foglio comprende una parte emersa, costituita da tre grandi unità fisiografiche corrispondenti alla Piana Campana a sud e alla Piana del Garigliano a nord, separate fisicamente dalla dorsale carbonatica del Monte Massico orientata circa NE-SO, e una parte sommersa nel settore centrale della fascia costiera del Golfo di Gaeta (Fig. 1).

Le tematiche affrontate nel Foglio trovano riscontro e momenti di discussione anche nei fogli del progetto CARG pregressi già conclusi dell'Appennino meridionale; tali fogli, menzionati nelle presenti note illustrative, sono consultabili e scaricabili sul sito ISPRA: <https://progetto-carg.isprambiente.it>.

1. - AREA EMERSA

Le successioni mesozoico-cenozoiche terziarie affioranti nel settore emerso del Foglio sono state riferite a due unità tettoniche principali, l'Unità Monte Massico e l'Unità Monte S. Anna-Forcella. Tali unità sono state interessate da una deformazione compressiva polifasica attiva durante l'intervallo mio-pliocenico (VITALE *et alii*, 2019), che ha agito secondo due assi principali di deformazione, circa E-O il più antico e circa N-S il più recente. Tuttavia, la fisiografia dell'area è stata fortemente condizionata dalla tettonica trascorrente ed estensionale quaternaria coeva all'apertura della porzione meridionale del bacino tirrenico (CASCIELLO *et alii*, 2006). A partire dal Pliocene Inferiore e nel Pleistocene Inferiore

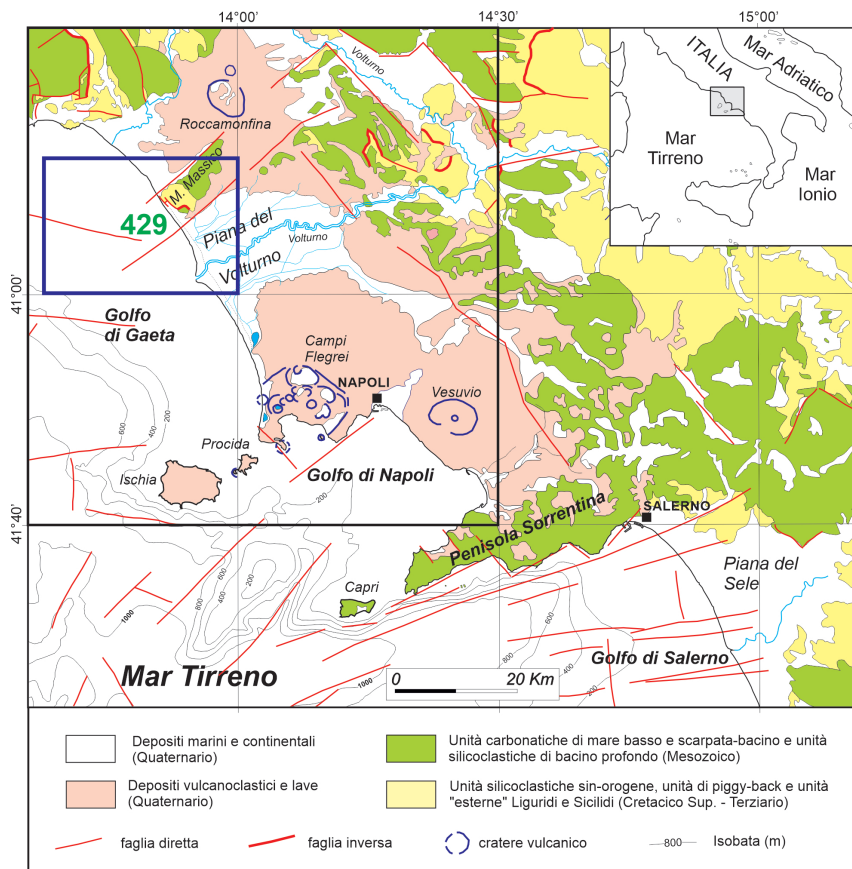


Fig. 1 - Carta geologica schematica del margine tirrenico orientale con indicazione dell'area di studio. Il riquadro indica il campo carta del Foglio n. 429 "Mondragone" in scala 1:50.000.

le faglie estensionali hanno interessato la fascia occidentale del cuneo orogenico causando la formazione di *half-graben* costieri. In particolare, la tettonica sviluppata a partire dal Pleistocene Inferiore ha agito su lineamenti anti-appenninici con geometria listrica (MILIA *et alii*, 2003; CASCIELLO *et alii*, 2006) e bordati da faglie ad alto angolo. Le direzioni prevalenti individuano sistemi principali orientati NO-SE, NE-SO ed E-O attivati in differenti periodi. Più autori riconoscono che le prime due famiglie sono prevalenti nella strutturazione dei bacini sedimentari peritirrenici, pur fornendo diverse interpretazioni cinematiche (tra cui: FABBRI *et*

alii, 1981; MARIANI & PRATO, 1988; ORTOLANI *et alii*, 1992; CINQUE *et alii*, 1997; ACOCCELLA & FUNICIELLO, 1999; MILIA & TORRENTE, 1999; BRUNO *et alii*, 2000, 2025). Pertanto, nell'area del Foglio l'attività combinata delle strutture NO-SE e NE-SO è responsabile della formazione dell'alto strutturale del M. Massico e delle strutture asimmetriche con asse antiappenninico dei *semigraben* del Volturno e del Garigliano. Successivamente durante il Pleistocene Medio-Superiore l'intero settore viene interessato da una tettonica estensionale NE-SO legata alle fasi di collasso della Catena Appenninica.

La tettonica quaternaria ha dunque condizionato l'evoluzione geomorfologica dell'area in esame durante la prima parte del Quaternario. I bacini del Volturno e del Garigliano sono stati colmati da potenti successioni quaternarie di origine vulcanica, alluvionale e marina (BRANCACCIO *et alii*, 1991; ROMANO *et alii*, 1994). Nella storia evolutiva del riempimento dei bacini, due distretti vulcanici hanno profondamente influenzato il paesaggio, causando significativi tassi di aggradazione dei sedimenti. I due distretti corrispondono al Vulcano Roccamonfina e a quello dei Campi Flegrei, che delimitano le pianure rispettivamente verso NE e SE, attivi dal Pleistocene Medio.

Nel corso del Pleistocene Medio una forte fase di subsidenza tettonica, registrata in tutto il settore settentrionale della Piana Campana, ha causato l'ultima importante ingressione marina (BRANCACCIO *et alii*, 1991, 1995; ROMANO *et alii*, 1994) che ha determinato la presenza di sedimenti marini anche nelle porzioni più interne della piana Campana, al bordo dei rilievi (vedi § III). Dopo l'Ultimo Interglaciale (MIS 5) l'intero settore del Foglio è caratterizzato da una generale emersione ed entra in un dominio continentale; in questa fase si registra la messa in posto dell'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano - **TGC**) (DI GIROLAMO *et alii*, 1973, 1984) datata a 39 ka da DE VIVO *et alii* (2001). La deposizione di questa unità è coiscisa con un momento di bassi tassi di subsidenza della piana e con una oscillazione glacioeustatica negativa (ROMANO *et alii*, 1994; MILIA, 1998) che ha determinato un'ulteriore modifica nella fisiografia di questo settore e ha contribuito al colmamento e alla definitiva emersione dell'area (vedi § V, 4.7.3.). La storia più recente è riferita alle ultime variazioni climatiche a partire dell'Ultimo Glaciale (50-18 ka), queste sono poco documentate nell'area in quanto dopo la messa in posto del **TGC** l'area è stata oggetto prevalentemente a fenomeni di erosione. La successiva fase di trasgressione marina del Tardiglaciale-Olocene avvenuta tra 15 ka e 6 ka (trasgressione flandriana) e alla fase di progradazione della piana alluvionale, post-massimo *high-stand* di 6 ka, verso l'adiacente piana costiera con la formazione dell'apparato deltizio del Fiume Volturno è ben scandita dai subsistemi olocenici riconosciuti nell'area (vedi § V, 4.2.).

2. - AREA SOMMERSA

L'area sommersa delimitata dal Foglio ricade nel settore centrale della fascia costiera del Golfo di Gaeta, che si estende tra il promontorio del Circeo a NO e l'isola di Ischia a SE e forma una delle principali insenature del margine tirrenico centro-orientale. Questo segmento della piattaforma continentale della Campania settentrionale si sviluppa al largo del Monte Massico e della foce del Fiume Volturno, rappresenta la transizione verso mare delle piane costiere del Garigliano e del Volturno che si individuano ed evolvono, nel corso del Pleistocene Superiore-Olocene, durante la risalita eustatica del livello del mare successiva all'ultimo massimo glaciale.

Il bordo occidentale della catena appenninica in quest'area è interessato da un esteso sistema di faglie normali ad alto angolo con orientamento NE-SO, di età pleistocenica, che nel settore campano ribassano settori discreti del margine tirrenico, formando bacini di tipo *half-graben* che, si sviluppano a terra e a mare, attraverso la zona costiera (ad es., Golfo di Gaeta-Piana del Volturno; Golfo di Salerno-Piana del Sele) e ospitano imponenti successioni di depositi quaternari fino anche a 3 km di spessore (vedi § 1.).

I settori costieri delle piane del Garigliano e del Volturno costituiscono parte di un'unica grande area alluvionale, delimitata a E-NE dai rilievi interni della catena appenninica e a SE dai Campi Flegrei, la cui continuità è interrotta dall'alto morfostrutturale ad andamento NE-SO del M. Massico e dal complesso vulcanico del Roccamonfina. Il riempimento sedimentario del sistema piana costiera-piattaforma continentale è caratterizzato da depositi clastici marini e continentali che si alternano a prodotti vulcanici, tra cui un'estesa unità ignimbrica riferibile al **TGC**. L'età di tale riempimento è essenzialmente pleistocenica, sebbene manchi una datazione precisa delle prime successioni che ricoprono il substrato delle unità di catena (BRANCACCIO *et alii*, 1995) rappresentato da carbonati meso-cenozoici, e da unità cenozoiche e depositi sin-orogeni della catena appenninica (FERRANTI *et alii*, 2024).

Studi recenti nell'area di *offshore* basati sull'analisi stratigrafico-sequenziale di profili sismici a riflessione monocabale di alta risoluzione (*Sub-bottom CHIRP* e *Sparker*) suggeriscono che la successione del Pleistocene Superiore è caratterizzata da unità clinostatificate progradanti, troncate a tetto da una successione in paraconcordanza con la superficie di erosione legata all'ultimo massimo glaciale, Stadio Isotopico Marino 2 (MIS-2), che documenta molteplici eventi, dalla esposizione subaerea dell'intera piattaforma continentale fino alla successiva risalita del livello del mare (SACCHI *et alii*, 2014a; FERRARO *et alii*, 2016, 2017). I depositi trasgressivi (*TST*) e di stazionamento alto (*HST*) più recenti costituiscono un cuneo sedimentario con spessore decrescente verso il margine della piattaforma (HUNT & TUCKER, 1992; AMORE *et alii*, 1996) e rappresentano il *record* stratigrafico dell'ultima risalita del livello marino da -120 m fino al livello attuale, avvenuta tra 18 ka e 5 ka BP.

III - PRECEDENTI CONOSCENZE

1. - AREA EMERSA

Le prime informazioni di carattere geologico a grande scala, riguardanti anche i territori che rientrano nell'area del Foglio sono della fine del 1700 (BREISLAK, 1798). Altri dati risultano in lavori pubblicati durante il secolo successivo da TENORE (1867, 1872) che pongono le basi della geologia della Campania. MONTANI (1859) pubblica le prime due carte geologiche della regione che riguardano un territorio ampio e includono gran parte della Campania settentrionale. Molti dei primi studi sono rivolti essenzialmente a indagini di carattere applicativo, le pubblicazioni sono in gran parte riferibili a lavori di geologia applicata, anche quelli pubblicati successivamente nella prima metà del 1900 (tra cui PENTA, 1934, 1935, 1936). Le informazioni di carattere generale che si avevano al principio del secolo su questa parte della penisola, riscontrabili nella monografia di DE LORENZO (1904, 1937), insieme a informazioni di carattere paleontologico di PARONA (1900, 1911) indirizzate allo studio del Cretacico dell'Appennino, sono rimaste quasi immutate per circa un quarantennio, nella seconda edizione dell'opera di DE LORENZO (1937).

Le successioni carbonatiche mesozoico-cenozoiche

I primi lavori di stratigrafia dell'area sono collegati ai rilevamenti risalenti al 1887 eseguiti durante la prima edizione del Foglio n. 171 "Gaeta", pubblicato nel 1912. In quest'area CASSETTI (1894a, b) sulla base dei rilievi eseguiti per la prima edizione del Foglio definisce a grande scala differenti complessi, di cui uno, relativo al Monte Massico, riferito al Triassico Superiore e due complessi riferibili

rispettivamente al Cretacico Inferiore (Urgoniano) e al Cretacico Superiore (Turoniano). L'esistenza dei piani riferibili al Giurassico - "Lias" sono riconosciuti sporadicamente nell'Appennino centro-meridionale tra i pochi affioramenti vengono descritti quelli presenti nel M. Massico. Negli anni '60, con il progredire delle conoscenze dell'Appennino centro-meridionale, la cartografia della seconda edizione del Foglio n. 171 "Gaeta" risulta notevolmente implementata per quanto riguarda le successioni mesozoiche e cenozoiche con le notevoli ricerche in ambito micropaleontologico (BERGOMI *et alii*, 1969). Argomenti particolari, anche su zone che hanno attinenza più o meno diretta con la geologia di questo Foglio, sono trattati in diversi lavori di analisi e di ampia sintesi sulla geologia dell'Appennino meridionale. Fondamentali sono i lavori biostratigrafici sul Mesozoico dell'Appennino meridionale di SARTONI & CRESCENTI (1959, 1962), DE CASTRO (1962) sul Giura - "Lias" dei M. Lattari. SCARSELLA (1961) fa conoscere il livello della "*facies a Lithiotis*". D'ARGENIO (1963) porta nuovi contributi alla stratigrafia del Cretacico. In particolare, D'ARGENIO (1964) analizza il Cretacico dei Monti Aurunci, di Gaeta e del M. Massico, e definisce queste zone come "un'area esterna" con sedimentazione continua, a differenza delle successioni dei Monti di Suio che sono riferite a "un'area interna", caratterizzata dalla trasgressione sopracretacica e dalla lacuna stratigrafica indicata dalla presenza della bauxite. Considerazioni riportate anche in IETTO (1964) che descrive le particolari eteropie osservate nel Cretacico dei Monti di Caserta come indicatori di zona di transizione dalla successione con sedimentazione continua a quella con lacuna medio-cretacica. Altri lavori a carattere generale sulle successioni carbonatiche, importanti per la comprensione dell'evoluzione delle piattaforme carbonatiche sono discussi in CATENACCI *et alii* (1963) che segnalano complessi guida nel Mesozoico calcareo-dolomitico del Matese. Un lavoro di sintesi in D'ARGENIO & SCANDONE (1970) riguarda la ricostruzione delle successioni carbonatiche e definisce l'evoluzione paleogeografica della Piattaforma carbonatica.

In dettaglio, la successione mesozoica che costituisce la maggior parte della dorsale di Monte Massico è ampiamente descritta nei lavori di VALLARIO (1963, 1966), CESTARI (1964, 1966) e BERGOMI *et alii* (1969). Nel corso del rilevamento della seconda edizione del Foglio n. 171 "Gaeta" sono state pubblicate, a cura dei rilevatori e degli analisti, alcune note che hanno anticipato i risultati di ricerche particolari. A tal riguardo si ricordano le pubblicazioni sul Monte Massico di VALLARIO (1966), che fornisce un'accurata documentazione sulle microfacies riscontrate, e di CESTARI (1966) che riporta una sintesi sul rilevamento geologico dell'area; entrambe le pubblicazioni sono corredate da carte e sezioni geologiche schematiche a scala 1: 50.000. I terreni della successione mesozoica del Monte Massico vengono interpretati dai suddetti Autori generalmente come appartenenti a facies neritiche carbonatiche. Se pur in un intervallo stratigrafico del Giuras-

sico, CESTARI (1966) distingue dei livelli di calcari marnosi e marne rosse del “Lias” che interpreta come un indizio di un maggiore approfondimento; per contro SGROSSO (1974) considera gli stessi livelli come facies littorali o addirittura sovralittorali e ipotizza che il colore rosso possa essere messo in relazione con locali emersioni o con la vicinanza di terre emerse. In sintesi, CESTARI (1966) conclude che la successione mesozoica del Monte Massico, rappresentata da sedimenti carbonatici di acque sempre abbastanza basse prevalentemente in facies di retroscogliera con episodi di mare più aperto nel Cretacico Superiore, rappresenta una zona di bordo di una piattaforma.

Le successioni carbonatiche e silicoclastiche mioceniche

I depositi miocenici sono bene esposti al Monte Massico e descritti in diversi lavori a partire dalla fine degli anni '60. SELLI (1957) riconosce molte analogie lito-stratigrafiche con le formazioni mioceniche affioranti in aree vicine e, pertanto, attribuisce la parte inferiore della successione, costituita da calcari ricchi di briozoi che passano a marne, alle unità ben note in letteratura come formazione di Cusano e formazione di Longano del Miocene Inferiore-Medio e la parte alta arenacea alla formazione di Pietraraja. La successione arenacea, in discordanza su questi sedimenti, è attribuita alle arenarie di Caiazzo (OGNIBEN, 1957, 1958) del Miocene Superiore così come le intercalazioni calcaree ricche in briozoi affioranti nei rilievi di Costa al Sole. Tale successione è così riportata nella cartografia ufficiale in BERGOMI *et alii* (1969). Differenti interpretazioni sono presenti nella cartografia di CESTARI (1966) che considera come formazione del Miocene Inferiore e Medio anche la successione presente nei rilievi collinari di Costa al Sole. In accordo con la cartografia ufficiale in scala 1:100.000, i depositi arenacei sono attribuiti alle arenarie di Caiazzo anche in pubblicazioni più recenti (SGROSSO, 1974; VITALE *et alii*, 2019; SMERAGLIA *et alii*, 2019). VITALE *et alii* (2019) e SMERAGLIA *et alii* (2019) riportano interpretazioni differenti sulla successione presente nei rilievi di Costa al Sole, considerata: eteropica della formazione di Cusano (di età Miocene Inferiore -Medio), ma in contatto tettonico sui sedimenti miocenici più recenti delle arenarie di Caiazzo in VITALE *et alii* (2019); successiva e del Messiniano inferiore, in contatto stratigrafico discordante sulle successioni mioceniche, in SMERAGLIA *et alii* (2019). Di particolare interesse sono gli studi eseguiti dal punto di vista petrografico da DI GIROLAMO *et alii* (2000) e da DE GENNARO *et alii* (2003) su olistoliti intercalati nella successione miocenica terrigena. Tali olistoliti sono costituiti da blocchi carbonatici con basso grado di metamorfismo conosciuti in letteratura come “marmi di Mondragone” (DI GIROLAMO *et alii*, 2000).

Tettonica

I primi studi riguardanti l'assetto tettonico della porzione di catena appenninica ricadente nel Foglio n. 429 "Mondragone" risalgono agli anni '70 dello scorso secolo e si basano sull'analisi di sondaggi profondi per l'esplorazione petrolifera realizzati nelle piane del Volturno e del Garigliano (IPPOLITO *et alii*, 1973; APRILE & ORTOLANI, 1979; ORTOLANI & APRILE, 1979). In questi lavori si delinea la presenza di un alto strutturale carbonatico rappresentato dal M. Massico che separa due profondi bacini colmati da successioni continentali, marine e vulcaniche di età plio-quadernaria. Viene inoltre evidenziato che, mentre il riempimento del bacino costiero del Garigliano assume spessori di circa 700 m, nella pianura litorale del Volturno lo spessore delle unità quadernarie è di oltre 3000 m, delineando quindi entità di rigetti differenti sulle faglie che bordano rispettivamente il Monte Massico verso nord-ovest e verso sud-est. BARTOLE (1984) e MARIANI & PRATO (1988) evidenziano le differenti dislocazioni sulle strutture bordiere del Monte Massico anche in alcuni profili sismici realizzati in quest'area sia in settori *on-* che *offshore*.

BILLI *et alii* (1997) attraverso rilievi geologico-strutturali realizzati lungo i bordi del Monte Massico indicano una tettonica estensionale attiva almeno dal Pleistocene Inferiore-Medio, che ipotizzano tuttora attiva, sviluppatasi su faglie a direzione NE-SO a prevalente componente normale. Dislocazioni su tali strutture erano state precedentemente segnalate da GASPARINI (1966) attraverso indagini gravimetriche effettuate in corrispondenza di alcune depressioni allineate NE-SO poste alla base del versante sud-orientale del Monte Massico. In questo lavoro l'Autore individuava una discontinuità tettonica posta a una profondità di 90 m circa dal piano campagna e caratterizzata da un rigetto verticale della successione carbonatica dell'ordine dei 1500 m.

Successivamente, agli inizi degli anni 2000 alcuni Autori (MILIA *et alii*, 2003; CASCIELLO *et alii*, 2006) sulla base dell'integrazione di dati sismici, di sondaggi profondi, stratigrafici e strutturali a scala regionale, individuano la presenza di un *detachment* estensionale a livello crostale presente nei settori peritirrenici della Campania, la cui attività avrebbe determinato l'assottigliamento della catena appenninica verso i quadranti sud-orientali a partire dal Pliocene Superiore-Pleistocene. Il progressivo ribassamento verso sud-est dei blocchi posti a tetto di questa struttura sarebbe responsabile dell'attuale assetto tettonico e morfologico del margine campano costituito da alti strutturali ad andamento anti-appenninico (tra cui il M. Massico e i M. Lattari) che separano ampi bacini a semi-*graben*.

Il primo lavoro che analizza nel dettaglio l'assetto tettonico delle unità affioranti al Monte Massico è quello di VITALE *et alii* (2019). Gli Autori oltre a evidenziare alcune novità di tipo stratigrafico nella successione affiorante al M. Massico, delineano attraverso un dettagliato rilevamento geologico-strutturale una storia

deformativa compressiva di tipo polifasico, caratterizzata dalla sovrapposizione di due sistemi di *thrust* con diversa vergenza. Un primo sistema avrebbe generato strutture *duplex* vergenti a est e sarebbe stato responsabile della sovrapposizione dei carbonati di piattaforma sulle successioni silicoclastiche delle arenarie di Caiazzo. Un secondo sistema nord-vergente sviluppatosi attraverso geometrie di rampa avrebbe deformato le precedenti strutture. Entrambe le deformazioni, sviluppatesi successivamente al Messiniano inferiore, vengono interpretate dagli Autori come deformazioni fuori-sequenza, in quanto le arenarie di Caiazzo, che costituiscono il deposito di *thrust-top basin* inconforme sulle successioni di piattaforma già deformate, registrano entrambi gli eventi deformativi. Gli Autori inoltre interpretano tali deformazioni fuori-sequenza come l'espressione superficiale dell'inversione di faglie normali profonde, presenti nei livelli permo-triassici delle unità Apule sepolte (SHINER *et alii*, 2004). Tale meccanismo, segnalato in diversi settori dell'Appennino meridionale, si sarebbe sviluppato a partire dal Miocene Superiore (VITALE *et alii*, 2017).

Nello stesso anno SMERAGLIA *et alii* (2019) interpretano le strutture deformative presenti al Monte Massico come il risultato di una compressione NE-vergente che avrebbe determinato, durante il Tortonian superiore, la deformazione delle successioni carbonatiche meso-cenozoiche. Col perdurare dello stesso regime tettonico, si sarebbero attivate durante il Messiniano superiore-Pliocene Inferiore rampe in fuori-sequenza determinando la sovrapposizione dei calcari di piattaforma sulle successioni clastiche del Tortonian-Messiniano inferiore. Durante lo sviluppo di tali strutture, nel blocco di *footwall* della rampa in fuori sequenza, il contrasto reologico tra la base dei depositi clastici e i sottostanti calcari, avrebbe innescato lo sviluppo di una zona di taglio duttile producendo un *mélange* tettonico in cui si ritrovano eterogeneamente mescolate alle porzioni clastiche basali del *flysch* le marne a *Orbulina* del Serravalliano, poste a tetto della successione carbonatica. Le cinematiche transpressive sinistre osservate sui piani di taglio nel *mélange* tettonico sono interpretate come l'effetto del *buttressing* di questi depositi intrappolati tra i carbonati della rampa frontale e quelli della rampa in fuori-sequenza.

La Piana Campana

La Piana Campana rappresenta un'ampia depressione morfostrutturale di età quaternaria, compresa tra i rilievi della catena appenninica meridionale a ovest e il margine tirrenico a est (MALINVERNO & RYAN, 1986; PATACCA & SCANDONE, 2007). Numerosi Autori hanno affrontato lo studio dell'architettura geologica e della struttura profonda della Piana Campana (IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1979; ROMANO *et alii*, 1994; BRANCACCIO *et alii*, 1995; APRILE *et alii*, 2004; RUBERTI *et alii*, 2014, 2022) tracciando un complesso quadro evolu-

tivo dell'area, caratterizzato da una forte interazione tra tettonica, vulcanismo e sedimentazione. MATANO *et alii* (2018) distinguono settori con marcati, progressivi e talora differenziati, fenomeni di subsidenza nel corso del Pleistocene Medio-Superiore e in epoca recente. L'origine della Piana Campana viene riferita al Pliocene Superiore (IPPOLITO *et alii*, 1973) o al Pleistocene Inferiore (CINQUE *et alii*, 1987, 2000), a seguito di movimenti verticali lungo faglie bordiere con cinematica prevalentemente estensionale e subordinatamente transtensiva sinistra che hanno determinato lo smembramento e la dislocazione delle unità meso-cenozoiche appenniniche lungo il margine costiero tirrenico (CINQUE *et alii*, 1993).

Lavori riguardanti gli aspetti geologico-strutturale dell'area (IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1979; BRUNO *et alii*, 2000) riconducono alle principali strutture tettoniche, orientate in direzione NO-SE, NE-SO ed E-O, e con rigetti verticali variabili da 3 a 5 km, la formazione di alti e bassi strutturali, interpretati come *graben* o *semi-graben* (MILIA & TORRENTE, 1999). Numerosi studi hanno affrontato le problematiche relative alla stratigrafia del sottosuolo della Piana Campana (IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1985; ROMANO *et alii*, 1994; BRANCACCIO *et alii*, 1995; APRILE *et alii*, 2004). IPPOLITO *et alii* (1973) e BRUNO *et alii* (2000) descrivono la natura del riempimento della piana, costituito da sedimenti clastici fluviali, lacustri e marini, e da prodotti vulcanici, e ne definiscono gli spessori stimando valori che superano i 3000 m. Analisi geofisiche e gravimetriche hanno suggerito uno spessore maggiore dei depositi di riempimento della piana, stimato in circa 4500 m (CINQUE *et alii*, 1987). Alcuni autori forniscono elementi sui principali lineamenti tettonici ubicati principalmente lungo i bordi e all'interno della piana, lungo i quali si sono impostati i numerosi centri eruttivi afferenti ai distretti vulcanici dei Campi Flegrei, del Somma-Vesuvio e del Roccamonfina che hanno ulteriormente contribuito al progressivo riempimento del *graben* della Piana Campana (OLIVERI DEL CASTILLO, 1966; IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1985; ROLANDI *et alii*, 2003) e costituiscono, quindi, un argomento di importanza regionale (ORTOLANI *et alii*, 1992). Il sottosuolo della piana, a partire dall'attuale linea di costa fino a ridosso delle aree pedemontane e bordiere, è formato da una alternanza di diverse unità la cui sedimentazione è stata influenzata dalla tettonica e dal vulcanismo. BRANCACCIO *et alii* (1991, 1995) contribuiscono a chiarire il ruolo dell'interazione dei processi sedimentari e tettonici nella complessa evoluzione della Piana Campana, identificando diversi eventi di deposizione che hanno portato al suo riempimento; BRANCACCIO *et alii* (1995) analizzano i rapporti tra subsidenza e ingressione marina nel corso del Pleistocene Medio e sulla base di dati stratigrafici, paleontologici e sedimentologici ricostruiscono le condizioni paleoambientali di quel periodo. Numerosi autori hanno concentrato le loro ricerche sulla ricostruzione della successione stratigrafica a partire dal Pleistocene Medio-Superiore fino in epoca recente (D'E-

RASMO, 1931; IPPOLITO *et alii*, 1973; APRILE & ORTOLANI 1979; BRANCACCIO *et alii*, 1991, 1995; ROMANO *et alii*, 1994; BARRA *et alii*, 1996; APRILE *et alii*, 2004; PUTIGNANO *et alii*, 2007; TORRENTE *et alii*, 2010). ROMANO *et alii* (1994) forniscono un quadro della porzione superficiale della Piana Campana fino a circa -150 di profondità, in cui riconoscono sei unità stratigrafiche di ambiente variabile dal marino, al transizionale, fino al continentale di età variabile dal Pleistocene Medio-Superiore all'Olocene, la cui genesi sarebbe stata strettamente controllata dall'attività tettonica non omogenea che avrebbe interessato l'area. ROMANO *et alii* (1994) evidenziano che, in alcuni casi, le successioni sedimentarie marine del Pleistocene Medio-Superiore, correlate con analoghi depositi nel sottosuolo, appaiono dislocate lungo i versanti pedemontani come in prossimità all'abitato di Cancellò. ROLANDI *et alii* (2003), relativamente all'intensa attività vulcanica che a partire dal Pleistocene Medio si sviluppa ai margini della piana, forniscono approfondimenti sui depositi piroclastici significativi dal punto di vista cronostatigrafico riconducibili alle "Ignimbriti di Seiano" (di età tra 289 ka e 245 ka;), alle "Piroclastiti e Ignimbriti di Taurano" (di età compresa tra 205 e 157 ka; DE VIVO *et alii*, 2001) correlabili con depositi riconosciuti nel sottosuolo della piana del Sarno (APRILE & TOCCACELI, 2002; APRILE *et alii*, 2004), e alle "Ignimbriti di Durazzano" (116 ka).

L'individuazione nel corso del Pleistocene Superiore dei distretti vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio (DI GIROLAMO *et alii*, 1984; ROSI & SBARNA, 1987) consente di distinguere nella piana due settori morfologici (BRANCACCIO *et alii*, 1995), con evoluzione caratterizzata da differenti ritmi di subsidenza durante l'Olocene (BARRA *et alii*, 1992; ROMANO *et alii*, 1994).

DI GIROLAMO (1968a), PUTIGNANO *et alii* (2007) e SANTANGELO *et alii* (2010), tra gli altri, si interessano alle dinamiche conseguenti alla messa in posto dei depositi da flusso piroclastico del Tufo Grigio Campano ("Ignimbrite Campana" *Auct.*) che a partire da circa 39 ka BP hanno ricoperto l'intera area colmando depressioni morfologiche e raccordandosi con i settori depocentrali della Piana lungo l'asse del Fiume Volturno e, progressivamente, verso la costa.

L'evoluzione della Piana Campana nel Pleistocene Superiore è stata fortemente condizionata dalla messa in posto dell'imponente coltre piroclastica da flusso dell'Ignimbrite Campana. ROMANO *et alii* (1994), MILIA (1998) e MILIA & TORRENTE (1999) evidenziano che la messa in posto della Ignimbrite Campana, che è coincea con una riduzione significativa del tasso di subsidenza della piana e con l'oscillazione glacioeustatica negativa dell'ultimo ciclo glacioeustatico, ha contribuito nel settore settentrionale e centrale della piana al colmamento e alla definitiva emersione.

I meccanismi deposizionali dell'Ignimbrite Campana sono discussi in vari lavori (DI GIROLAMO, 1968b; BARBERI *et alii*, 1978; FISHER *et alii*, 1993a, b; RO-

LANDI *et alii*, 2003). Si segnalano studi sulla caratterizzazione della composizione trachitico-fonolitica (DI GIROLAMO, 1968b; DI GIROLAMO *et alii*, 1984; CIVETTA *et alii*, 1997), sull'età (39,28±0,11 ka - DE VIVO *et alii*, 2001) e sugli spessori. Lo spessore medio dell'Ignimbrite Campana è di 30-50 m (DI GIROLAMO *et alii*, 1984; ORTOLANI & APRILE, 1985; ROSI & SBRANA, 1987; BELLUCCI, 1994) con spessori elevati fino ad un massimo di 50-100 m all'interno del *graben* di Acerra-Golfo di Napoli e ai margini della piana in prossimità dei versanti (MILIA & TORRENTE, 1999; ROLANDI *et alii*, 2003). I prodotti dell'Ignimbrite Campana sono formati da due unità separate da una superficie erosionale discordante (ROLANDI *et alii*, 2003). L'unità superiore è riconosciuta esclusivamente nell'area a nord dei Campi Flegrei ed è forse presente anche nel Golfo di Napoli. L'unità inferiore, presente in tutta la Piana Campana, corrisponde a quella identificata come Tufo Grigio Campano da DI GIROLAMO (1968a). In questa unità, nell'area casertana, DI GIROLAMO (1968b) distingue, dalla base, tre facies, piperno, tufo pipernoide e tufo grigio, con grado di litificazione e di densità decrescente; talora al tetto identifica una facies completamente incoerente (cinerazzo). In funzione del grado di saldatura e della presenza di minerali autigenici (feldspati, zeoliti secondarie) sin- e post-deposizionali alcuni autori (DI GIROLAMO, 1968b; DI GIROLAMO & MORRA, 1987; CAPPELLETTI *et alii*, 2003) documentano una gamma di facies che va da quella grigiastra incoerente a quella gialla litificata e zeolitizzata. Successivamente alla messa in posto della Ignimbrite Campana, nei settori più interni e marginali della piana si depositano esclusivamente sedimenti alluvionali e di versante intercalati a vulcaniti di spessore esiguo (ZANCHETTA *et alii*, 2004). Si segnala infine l'interesse di molti autori per il Tufo Giallo Napoletano (TGN), la formazione più estesa arealmente nella piana e che ricopre parzialmente i prodotti dell'Ignimbrite Campana e quelli più antichi, di origine flegrea e datata 15 ka (DEINO *et alii*, 2004) e sulla sua distribuzione (DI GIROLAMO, 1968a; SCARPATI *et alii*, 1993; WOHLTZ *et alii*, 1995). Nei dintorni di Caserta, DI GIROLAMO (1968a) riconosce, al di sopra dell'Ignimbrite Campana e di un paleosuolo, una successione di circa 1,5-2 m, interpretata come deposito da caduta in facies distale del TGN. Secondo alcuni autori (SCARPATI *et alii*, 1993; WOHLTZ *et alii*, 1995), tali depositi sono presenti nell'area compresa tra San Marco Evangelista, San Nicola la Strada e Sant'Angelo in Formis nelle facies attribuite al membro A di SCARPATI (1990). Altri autori (BELLUCCI *et alii*, 2003), tuttavia, propongono in alcune aree una possibile attribuzione alternativa ad ignimbriti più antiche (Ignimbrite di Giugliano datata 23 ka da DE VIVO *et alii*, 2001; ROLANDI *et alii*, 2003). Le ultime fasi di colmamento della piana, nell'area centrale e costiera, sono riferibili alla sedimentazione marina e transizionale innescata dalla trasgressione versiliana (BARRA *et alii*, 1996).

La pianura costiero-alluvionale dei Fiumi Volturno e Garigliano

I *graben* delle valli fluviali del Volturno e del Garigliano, così come nel caso di altri bacini peri-tirrenici che delimitano il margine continentale della penisola italiana, sarebbero legati alle fasi di apertura del Mar Tirreno, considerato un bacino interarco di margine passivo (FABBRI *et alii*, 1981; MENDELSON *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1990). Il paesaggio morfostrutturale si compone di due depressioni costiere caratterizzate da diversi tassi di subsidenza, come evidenziato dallo spessore dei sedimenti plio-quaternari campionati in pozzi lungo le zone di piana (APRILE *et alii*, 2004). I rigetti provocati dalle faglie antiappenniniche che bordano il Monte Massico sono stati evidenziati in profili sismici profondi (BARTOLE, 1984; MARIANI & PRATO, 1988) e sono stati attribuiti a faglie transtensive con movimento sinistro.

La pianura costiero-alluvionale del Fiume Volturno rappresenta il segmento settentrionale del settore costiero della Piana Campana fin dal Pleistocene Inferiore (CINQUE *et alii*, 1993) e rimane sommersa per buona parte del Pleistocene (CASSANO & LA TORRE, 1987; MARIANI & PRATO, 1988; FLORIO *et alii*, 1999). L'area dei Campi Flegrei a sud-est la separa dalla contigua Piana Campana *s.s.* Tra i principali lavori sull'origine della piana costiero-alluvionale del Fiume Garigliano si citano quelli di IPPOLITO *et alii* (1973), COSENTINO *et alii* (2006), MILIA *et alii* (2017). Per COSENTINO *et alii* (2006) la faglia bordiera orientata NE-SO che ha dislocato i depositi carbonatici del Monte Massico avrebbe generato lo spazio di accomodamento per la deposizione della successione costiero alluvionale quaternaria della piana con spessori non ben definiti ma comunque inferiori a 675 m ed età Pleistocene Medio.

I primi dati relativi alle successioni trasgressivo-regressive, che indicano una fase di ingressione marina, si riferiscono al Pliocene. I depositi pliocenici sono stati rinvenuti nel sottosuolo della piana del Garigliano (AGIP, 1977) ma affiorano in piane costiere più meridionali come la Piana del Sele, nel Golfo di Salerno. Sulla base dei dati forniti dalle indagini per l'esplorazione di idrocarburi eseguite a Castel Volturno negli anni '50, IPPOLITO *et alii* (1973) avevano ipotizzato che la subsidenza lungo i vari settori della Piana Campana fosse iniziata nel Pliocene Superiore. Diversamente, CINQUE *et alii* (1987), reinterpretando i dati biostratigrafici degli stessi pozzi, hanno invece ritenuto che la subsidenza fosse iniziata all'inizio del Pleistocene.

L'evoluzione della piana costiera è stata investigata da numerosi autori che hanno affrontato in maniera differente lo studio dell'area focalizzandosi sugli aspetti tettono-stratigrafici, sedimentologici, geomorfologici e di evoluzione ambientale (AMOROSI *et alii*, 2012, 2013; RUBERTI & VIGLIOTTI, 2017; ALBERICO *et alii*, 2018; CORRADO *et alii*, 2020). MATANO *et alii* (2018) hanno ricostruito la deformazione al suolo dell'intera valle del Fiume Volturno interpretando immagini

da satellite SAR relative al periodo 1992-2010. Dalla elaborazione ed interpretazione dei dati, gli autori riconoscono alti tassi di subsidenza, inferiori a -10 mm/a, nel settore centrale della valle lungo il Fiume Volturno e nei pressi dell'abitato di Grazzanise, valori moderati di subsidenza compresi tra -2 mm/a e -10 mm/a in prossimità della foce del Fiume Volturno ed infine valori positivi compresi tra +2 mm/a e +1 mm/a nel settore orientale ad est di Capua e San Tammaro che hanno suggerito un leggero sollevamento dell'area.

Ad AMOROSI *et alii* (2012), RUBERTI *et alii* (2018), CORRADO *et alii* (2020) si devono gli importanti studi sulla distribuzione delle facies nel Pleistocene Superiore-Olocene nella Piana del Volturno e la ricostruzione della paleomorfologia della valle del Fiume Volturno precedente alla messa in posto dei prodotti eruttivi dell'Ignimbrite Campana. AMOROSI *et alii* (2012) grazie all'interpretazione di numerosi sondaggi geognostici ricostruiscono l'organizzazione delle facies e l'architettura deposizionale a partire dalla messa in posto dei prodotti ignimbritici del Tufo Grigio Campano e dall'importante episodio di incisione fluviale del Fiume Volturno, registrato immediatamente dopo la messa in posto del TGC, che avrebbe generato valli profondamente incise indicate dalla presenza di diversi ordini di terrazzi fluviali (ROMANO *et alii*, 1994). Utilizzano i livelli ignimbritici del Tufo Grigio Campano, datato a circa 39 ka (DE VIVO *et alii*, 2001), e del Tufo Giallo Napoletano datato a circa 15 ka (DEINO *et alii*, 2004), ampiamente distribuiti in tutta la piana del Volturno, come un importante riferimento cronostatigrafico. Nella successione olocenica della Piana del Volturno gli autori individuano sei principali associazioni di facies di ambiente variabile dal palustre, al lagunare, fino alla spiaggia-duna, poggianti sui prodotti dell'Ignimbrite Campana e su depositi alluvionali del Pleistocene Superiore. La successione olocenica è formata alla base da depositi di palude (*swamp*) con resti di ostracodi e foraminiferi, di età compresa tra 11,8 e 8,4 ka, indicativi del primo episodio deposizionale trasgressivo olocenico, seguiti da facies di laguna/estuario, formate da argille e silt con abbondanti molluschi (*Cerastoderma glaucum*) e rari frammenti di pomici, con fauna salmastra contenente foraminiferi e ostracodi con un'età di 8,7-9,5 ka. Attraverso una superficie di erosione costiera, marcata anche da un livello ricco in gusci di molluschi, gli autori riconoscono il passaggio da facies di laguna/estuario a depositi di spiaggia sommersa aperta evidenziato da un livello ricco in gusci di molluschi, indicativo di una migrazione verso terra delle facies deposizionali. Associazioni siltose argillose di ambiente di prodelta in prossimità della foce del Volturno identificano una associazione di facies di spiaggia-duna allungata lungo il settore costiero con il margine interno che segna la massima ingressione marina olocenica. L'inizio della deposizione olocenica con i depositi palustri, indica il passaggio verso climi caldo-umidi e la risalita del livello del mare verso l'interno. con il passaggio dall'ambiente palustre di acqua dolce a quello salmastro transizionale. Ne consegue la migrazione verso la terraferma del

sistema spiaggia-duna e la formazione di una superficie di erosione marina (*ravinement*) che arrivava a circa 6 km dalla attuale linea di costa intorno a 7000 anni fa. La successiva progradazione del sistema fluviale a partire da 5500 anni ha infine generato un arretramento delle facies costiero-transizionali con conseguente aggradazione fluviale delle aree palustri presente anche in epoca recente.

CORRADO *et alii* (2020) grazie all'analisi stratigrafica di sondaggi geognostici hanno messo in evidenza la presenza di depositi marino/transizionali di età tirreniana (compresi tra 105-123 ka) nei pressi degli abitati di Capua e Maddaloni. Gli autori hanno riconosciuto in sondaggio 7 unità litostratigrafiche racchiuse in un intervallo cronologico che va dal Pleistocene Superiore per l'unità più antica all'Olocene per quella più recente. Gli ambienti deposizionali variano dal continentale con piana alluvionale al transizionale e marino con ambienti di laguna, spiaggia, duna e prodelta in eteropia laterale a cui si intercalano prodotti piroclastici legati alle eruzioni delle aree contigue.

Nella parte alta della valle fluviale del Fiume Volturno, a monte della stretta morfologica presente in località Triflisco, FILOCAMO *et alii* (2021) riconoscono tre ordini di terrazzi fluviali indicati con le sigle T1, T2 e T3 che sono incastrati in una paleovalle incisa nei depositi vulcanici dell'Ignimbrite Campana e nel substrato pre-Quaternario e ne ricostruiscono la stratigrafia grazie a diversi sondaggi geognostici. Gli autori ricostruiscono l'evoluzione del settore a monte della soglia di Triflisco nel periodo pre- e post-eruzione dell'Ignimbrite Campana riconoscendo nel primo caso la presenza di depositi alluvionali legati a fasi di aggradazione fluviale durante episodi climatici freddo-umidi. La principale fase di incisione fluviale che avrebbe generato le valli più profonde, viene collocata durante la caduta eustatica del livello di base correlata con il LGM a circa 21 ka (MIX *et alii*, 2001) e che avrebbe generato una erosione retrogressiva del Fiume Volturno, come riconosciuto anche da altri autori (ROMANO *et alii*, 1994; AMOROSI *et alii*, 2012; SANTANGELO *et alii*, 2017; MATANO *et alii*, 2018; CORRADO *et alii*, 2020).

Il complesso di foce del Fiume Volturno è stato ampiamente studiato fin dal diciannovesimo secolo poiché rappresenta un sistema naturale altamente sensibile ai cambiamenti ambientali sia di tipo climatico che legato alle attività umane con conseguente variazione dei processi ecologico-ambientali (HINRICHSSEN, 1998; WALSH, 2013; ANTHONY *et alii*, 2014). L'evoluzione storica dell'area di foce del Volturno è stata ampiamente documentata da numerosi lavori (DE PIPPO *et alii*, 2008; VERDE *et alii*, 2013; SACCHI *et alii*, 2014a; DONADIO *et alii*, 2018; MASTROCICCO *et alii*, 2020; ROVIELLO *et alii*, 2020). RUBERTI & VIGLIOTTI (2017) hanno affrontato lo studio dell'evoluzione storica dell'area del Volturno combinando dati storici e analisi topologiche finalizzate alla comprensione dell'impatto antropogenico sulla zona costiera e di foce negli ultimi 150 anni. Gli autori hanno verificato che i principali cambiamenti nel paesaggio costiero sono stati connessi

alle attività antropiche di canalizzazioni fluviali ed altro avvenute a partire dal 1900 anche se forti interventi antropici erano già stati realizzati e sono attualmente riconoscibili da cartografie storiche. L'incremento dell'urbanizzazione a partire dagli anni '70 del secolo scorso avrebbe danneggiato il sistema spiaggia-duna mentre le opere di canalizzazione fluviale avrebbero aumentato il processo di erosione costiera. Un tale incremento antropico avrebbe ridotto l'areale della zona umida interdunare e delle aree lagunari e palustri.

Nel 2001 scavi archeologici sistematici a nord di Mondragone, nella grotta della "Roccia San Sebastiano", hanno portato alla luce depositi preistorici di notevole importanza, riferibili al Paleolitico superiore (BELLUOMINI *et alii*, 2002, 2007; LAVINO *et alii*, 2003; COLLINA & GALLOTTI, 2006, 2007; COLLINA *et alii*, 2008). Attualmente, il sito costituisce l'unica testimonianza documentata di frequentazione paleolitica analizzata stratigraficamente nell'ampio territorio compreso tra le coste della Campania settentrionale e regioni del Lazio meridionale. In particolare, per la ricchezza dei suoi giacimenti, la grotta della "Roccia San Sebastiano" rappresenta una delle più importanti frequentazioni durante il Paleolitico medio e superiore nell'area dell'Italia meridionale. La ricostruzione di diversi contesti paleoambientali e delle relative dinamiche demografiche nel periodo compreso tra il Paleolitico (40 ka BP) e le fasi più recenti della frequentazione protostorica (3000 anni BP), supportata anche da pozzi e datazioni radiometriche, completano l'evoluzione dinamica del territorio di Mondragone dalla preistoria ad oggi (AIELLO *et alii*, 2018a).

La subsidenza costante dell'area costiera di Mondragone già presente in epoca preistorica ha continuato a manifestarsi fino ai tempi storici. Ciò è confermato dalla presenza di ruderi di epoca greco-romana (COCCO *et alii*, 1996a, 1996b; PENNETTA *et alii*, 2016b) lungo il fondale marino al largo della città di Mondragone, riscontrati a una profondità di circa -10 m s.l.m. Queste rovine costituiscono i resti dell'antica città di Sinuessa (III secolo a.C., PAGANO, 1974). L'attuale morfologia della fascia costiera è collegata alla presenza di spiagge che sono gradualmente progradate fino agli anni '50 del secolo scorso, e anche alla formazione di dune che non superano mai i 6 m s.l.m. Rilievi batimetrici e rilevamenti geologici subacquei eseguiti tra la foce del Fiume Volturno e le aree marine antistanti il Monte Massico e del M. Petrino un terrazzo di abrasione marina in Ignimbrite Campana (COCCO *et alii*, 1996b; AIELLO *et alii*, 2018a) disposto parallelamente alla costa, per circa 6 km, ad una profondità che varia dagli 8 ai 15 m s.l.m. La superficie del terrazzo mostra tracce di frequentazione antropica evidenziate da un tracciato stradale e manufatti di epoca romana e da una antica macina risalente al 1700 che testimonia l'elevato tasso di subsidenza dell'area (COCCO *et alii*, 1996b; PENNETTA *et alii*, 2016b).

L'evoluzione tardo pleistocenica della pianura costiero-alluvionale del Fiume Garigliano - di cui solo un limitato lembo rientra nel Foglio - è stata ampiamente sintetizzata nei lavori di ABATE *et alii* (1998), DE PIPPO *et alii* (2008), PENNETTA *et alii* (2011a), BELLOTTI *et alii* (2016), DONADIO *et alii* (2017), ROVIELLO *et alii* (2020), tra gli altri. ABATE *et alii* (1998) forniscono una descrizione dei depositi presenti nell'area, variabili da fluviali nella parte più interna a limno-palustri e marino-costieri verso la costa, a cui vanno aggiunti i prodotti piroclastici provenienti dagli apparati vulcanici del Roccamonfina e dei Campi Flegrei, evidenziando la complessità dei processi deposizionali influenzati da diversi fattori.

BRANCACCIO *et alii* (1990) forniscono un quadro dettagliato sulle caratteristiche e sulla genesi dei depositi di duna "eutirreniani" affioranti nella Piana del Garigliano a circa 3 km dalla linea di costa attuale e a quote fino a 5 m s.l.m., evidenziando il ruolo delle condizioni climatiche e ambientali nel loro sviluppo. I depositi di duna "eutirreniana" sono stati riconosciuti anche in sondaggio da ABATE *et alii* (1998) a circa 60 m di profondità e da AIELLO *et alii* (2021a). Il *graben* della piana del Fiume Garigliano è stato generato dalla tettonica estensionale attiva fin dall'inizio del Pleistocene e lo spazio di accomodamento prodotto dalla subsidenza della piana è stato compensato da analoghi tassi di sedimentazione che ne hanno bilanciato l'approfondimento impedendo l'evoluzione verso facies di mare più profondo a cui si deve sommare una intensa fase di deposizione di prodotti vulcanici (BRANCACCIO *et alii*, 1991; ABATE *et alii*, 1998). La posizione più interna della linea di costa medio-pleistocenica è stata dimostrata dall'analisi stratigrafica di sondaggi (BRANCACCIO *et alii*, 1991). Infatti, già fin dal Pleistocene Medio i depositi vulcanici e fluviali sono stati incisi e terrazzati dalla rete idrografica del paleo-Garigliano fino ad arrivare all'incisione post Pleistocene superiore dei depositi dunari tirreniani legata all'abbassamento glacio-eustatico del livello del mare nell'ultimo picco stadiale (LGM) (ABATE *et alii*, 1998). Una descrizione dell'architettura della successione sedimentaria viene riportata da BELLOTTI *et alii* (2016) che riconoscono variazioni di facies latero-verticali tra i corpi sedimentari formati dal basso da depositi di laguna-estuario di età compresa tra 8 e 5,5 ka che passano verso l'alto a depositi organici di ambiente palustre collocati cronologicamente tra 7,5 e 2,8 ka. Una deposizione in ambiente di laguna costiera si sovrappone alla precedente nel periodo compreso tra circa 4 e 2,8 ka. La deposizione in ambiente fluviale è stata attribuita a episodi di sedimentazione più recenti rispetto alle precedenti che verso la costa passa a depositi appartenenti al sistema spiaggia-duna. Gli ultimi episodi di deposizione olocenica non possono essere spiegati secondo gli autori solo con l'ultima fase di trasgressione post-glaciale ma è necessario invocare movimenti tettonici in tutta l'area che si sarebbero sommati agli effetti glacio-eustatici. La piana costiero-alluvionale del Garigliano è stata sede di frequentazioni antropiche fin dall'età del bronzo (FERRARI *et alii*,

2012) e successivamente nell'età del ferro il settore costiero era probabilmente disabitato a eccezione dell'area di foce del Fiume Garigliano (ANDREANI, 2003). Di notevole importanza è stata la frequentazione antropica in epoca romana con la costruzione di un tratto della via Appia e delle colonie di Sessa Aurunca, Minturno e Sinuessa (BELLOTTI *et alii*, 2016).

L'evoluzione morfo sedimentaria del settore costiero-alluvionale della piana del Fiume Garigliano è stata affrontata da AIELLO *et alii* (2021a) sulla base di stratigrafie ottenute da sondaggi che hanno raggiunto circa 16 m di profondità. Gli autori riconoscono le variazioni degli ambienti deposizionali legate all'interazione prodotta da tettonica e clima che sono sintetizzate in cinque stadi morfoevolutivi. Il primo stadio deposizionale viene attribuito allo stadio isotopico marino tirreniano corrispondente al MIS 5.5. I depositi clastici sono di ambiente infralitorale e sono composti da depositi di spiaggia e depositi eolici (BRANCACCIO *et alii*, 1990) con intercalazioni di tefra. Il secondo stadio è compreso cronologicamente tra il MIS 4 e il MIS2, nella parte alta del Pleistocene Superiore ed è caratterizzato da depositi continentali e prodotti piroclastici tra cui l'Ignimbrite Campana. In questo stadio il livello del mare era posto 60 più in basso rispetto alla sua attuale altezza (WAELEBROECK *et alii*, 2002) e l'attività erosiva in ambiente subareo si sarebbe attivata durante l'ultimo stadio di avanzamento glaciale (*Last Glacial Maximum*). La dislocazione topografica del TGC viene attribuita dagli autori all'attività tettonica lungo scarpate di faglia preesistenti. Gli ulteriori tre stadi morfoevolutivi 3, 4, e 5 rientrano tutti nell'Olocene: durante il terzo stadio che si colloca tra 7-8 ka viene registrata una trasgressione marina legata ad una risalita eustatica del livello del mare che genera in prossimità della costa un ambiente lagunare localizzato mentre nel resto dell'area persiste una deposizione alluvionale e colluviale a seguito di un sollevamento legato al persistere di attività tettonica. Il successivo stadio 4, compreso tra 5000 e 2600 anni, vede il persistere di un ambiente deposizionale continentale di tipo umido senza l'influenza di deposizione marina che avrebbe registrato nel frattempo la chiusura dell'area lagunare costiera. L'ultimo stadio 5 che va da 2600 anni al presente sarebbe stato caratterizzato da un rallentamento nella risalita del livello del mare che assieme all'intensa attività antropica avrebbero prodotto una progradazione della linea di costa e lo sviluppo del sistema dunare recente.

2. - AREA SOMMERSA

Il quadro geologico d'insieme di questo settore costiero della piana Campana, insieme con alcune prime ricostruzioni della morfologia delle aree sommerse è stato presentato a partire dalla pubblicazione della Carta Geologica d'Italia in scala 1: 100.000 (Foglio n. 171 "Gaeta", 1969).

Tra la metà degli anni '80 e l'inizio degli anni '90 vengono pubblicati i primi studi moderni sull'evoluzione strutturale e morfologica del margine continentale della Campania settentrionale (ad es., BARTOLE, 1984; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; BRANCACCIO & CINQUE, 1988; MARIANI & PRATO, 1988), e una serie di lavori sulla geologia dell'area costiera del Golfo di Gaeta (ad es., COCCO *et alii*, 1996a; ROMANO *et alii*, 1994), anche in riferimento all'esplorazione delle aree archeologiche sommerse al largo dell'abitato di Mondragone (CE) (ad es., PAGANO, 1990; CRIMACO & GASPERETTI, 1993; COCCO *et alii*, 1996b).

A partire dal decennio successivo, e in particolare a seguito della Convenzione UNESCO sulla protezione del patrimonio culturale subacqueo (2001), si registra un nuovo impulso nell'esplorazione delle aree marine e degli habitat costieri del litorale Domizio (AIELLO *et alii*, 2000; DE PIPPO *et alii*, 2008; PENNETTA *et alii*, 2016a; PENNETTA & TROCCIOLA, 2017). Vengono pubblicati inoltre numerosi nuovi studi dedicati alla ricostruzione dell'assetto tettonico del margine tirrenico orientale (BRUNO *et alii*, 2000; CONTI *et alii*, 2017; MILIA *et alii*, 2017; AIELLO & CICCHELLA, 2019; BUDILLON *et alii*, 2024) e alla stratigrafia integrata dei depositi quaternari, dalle aree costiere e di transizione fino alle aree di scarpata superiore del margine Campano (SACCHI *et alii*, 2014a, b; BALASSONE *et alii*, 2016; MARGARITELLI *et alii*, 2016; PENNETTA *et alii*, 2016a, PENNETTA & TROCCIOLA, 2017; FERRARO *et alii*, 2017; AIELLO *et alii*, 2018b; DI RITA *et alii*, 2018; AIELLO *et alii*, 2021b; CORRADO *et alii*, 2022; RUBERTI *et alii*, 2022; CAPORIZZO *et alii*, 2024; CAVALIERE *et alii*, 2023; FERRIGNO *et alii*, 2024; IORIO *et alii*, 2024).

Tra gli studi precedenti riguardanti l'area sommersa ricadente nel Foglio, sono da menzionare in particolare i lavori di PENNETTA *et alii* (2016b) e PENNETTA & TROCCIOLA (2017) che presentano i risultati di ricerche multidisciplinari condotte al largo del litorale Domizio nell'area archeologica marina di *Sinuessa*, e le evidenze della presenza di un approdo sommerso di epoca romana. FERRARO *et alii* (2016, 2017) pubblicano i risultati di un monitoraggio ambientale integrato nell'area marina del delta sommerso del fiume Volturno, supportato dall'interpretazione di nuovi dati batimetrici e di riflettività dei fondali, studi geomorfologici, stratigrafici, sedimentologici, geochimici, e dall'analisi ecologica e paleoecologica di nannofossili, e biocenosi e tanatocenosi di microfossili bentonici.

L'analisi dei primi dati geofisici, biologici e geologici acquisiti recentemente nei settori di spiaggia sommersa e piattaforma continentale interna durante il corso del rilevamento del Foglio (FERRIGNO *et alii*, 2024) documenta infine alcune caratteristiche principali delle biocostruzioni coralligene che colonizzano il substrato roccioso subaffiorante nell'area del banco della *Sinuessa*, al largo dell'abitato di Mondragone.

2.1. - L'AREA ARCHEOLOGICA SOMMERSA DI SINUESSA

L'area di Sinuessa rappresenta il più importante sito archeologico subacqueo lungo la costa settentrionale della Campania, vicino al confine con il Lazio, a circa 40 km a nord rispetto agli altri siti sommersi dell'area Flegrea (PENNETTA *et alii*, 2016b; PENNETTA & TROCCIOLA, 2017). La colonia latina di *Sinuessa* viene fondata, nel 296 a.C. in un'area di antica frequentazione di gruppi di uomini di Neandertal e *Homo sapiens* (Linnaeus, 1758) che trovavano ripari stagionali sui monti Petrino e Massico, i cui versanti si affacciavano su un paesaggio ricoperto da una fitta vegetazione e caratterizzato da importanti riserve d'acqua costituite dai corsi dei fiumi Garigliano e Savone, le cui foci, lungo le dune costiere, formavano ampi specchi lacustri e paludosi, ricchi di selvaggina (ARTHUR, 1991).

La colonia di *Sinuessa*, insieme al coevo insediamento di *Minturnae* (un porto fluviale nel Lazio meridionale), inizia a popolarsi a partire dal 312 a.C. in seguito ai lavori di costruzione della Via Appia, che avrebbe collegato Roma con Capua e con gli insediamenti dell'Italia meridionale. Intorno al 174 a.C., *Sinuessa* diviene una grande centro abitato grazie alla produzione e al commercio del vino (Falerno) in tutto il Mediterraneo, oltre che una rinomata località di villeggiatura per la presenza di terme. Le *Aquae Sinuessanae*, già celebrate da Plinio (*Nat. hist.* XXXI, 8.) di cui sono ancora visibili tracce, erano sorgenti di acque sulfuree con impianti situati nella fascia costiera tra le pendici del Monte Cicoli e la spiaggia.

L'importanza dell'antica *Sinuessa* come centro commerciale di riferimento per l'esportazione della produzione vinicola del Falerno, oltre alla presenza di strade e altre infrastrutture di epoca romana, ancora visibili lungo il litorale Domizio, ha stimolato ricerche geomorfologiche anche nell'area sommersa fin dagli anni '50 del secolo scorso. Con i primi rilievi subacquei della corvetta Daino del 1956, e successive ricerche (PAGANO, 1990; COCCO *et alii*, 1996a, 1996b), vengono formulate le prime ipotesi sulla presenza di resti di un porto, o approdo di epoca romana ubicato al margine settentrionale del banco sommerso della Sinuessa.

Studi successivi (CAPUTO, 2006; SEVERINO 2007; PENNETTA *et alii*, 2016b, PENNETTA & TROCCIOLA, 2017) riportano ancora numerose evidenze a sostegno dell'esistenza dell'approdo sommerso della Sinuessa, tra cui un tratto di strada sommerso, oltre a resti archeologici riconducibili a manufatti (ceramiche, ceppi di ancore) e strutture portuali (*pilae*), probabilmente legati ad attrezzature e attività costiere della colonia in direzione del mare.

2.2. - IL BANCO DI SINUESSA

Nel tratto di costa al largo delle pendici sudorientali del M. Massico studi condotti da PENNETTA *et alii*, 2016b, PENNETTA & TROCCIOLA, 2017 analizzano in dettaglio la morfologia e le caratteristiche geologiche dei fondali di settori selezionati dell'area sommersa di Sinuessa e documentano la presenza a profondità di circa 7 m e alla distanza dalla riva pari a circa 650 m, di un banco roccioso subaffiorante, intensamente fratturato, di natura vulcanoclastica, probabilmente riferibile all'Ignimbrite Campana. A copertura del banco roccioso, gli autori descrivono inoltre notevoli spessori di incrostazioni bioorganogene, caratterizzate dall'alga calcarea *Pseudolithophyllum expansum* e madrepora mediterranea (*Cladocora caespitosa*).

Le stesse ricerche (PENNETTA *et alii*, 2016b; PENNETTA & TROCCIOLA, 2017) presentano i risultati di analisi chimiche-mineralogiche mediante diffrattometria per polveri a raggi X su campioni prelevati dal substrato roccioso vulcanoclastico di Sinuessa prelevati mediante operatori subacquei nel punto dalle coordinate (41° 9'3.18"N - 13°49'49.66"E) alla profondità di 10,5 m. In particolare, l'analisi condotta su un tufo/tufite di colore grigiastro a matrice cineritica sabbiosa a tessitura omogenea e struttura caotica, estremamente alterata, indica che si tratta di materiale vulcanico risedimentato.

L'associazione mineralogica e l'assenza di leucite del campione suggeriscono una derivazione dalla Provincia Campana dei Campi Flegrei, con possibile riferimento alla formazione del Tufo Grigio Campano. L'associazione mineralogica è costituita da K-feldspati, piccoli pirosseni e subordinatamente, frammenti di magnetite. I risultati diffrattometrici sulla roccia totale polverizzata confermano la paragenesi desumibile al microscopio binoculare e evidenziano una diffusa argillificazione a illite e l'assenza di materiale amorfo.

IV - METODOLOGIE

1. - ORGANIZZAZIONE DELLA LEGENDA

1.1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

I terreni presenti nel Foglio n. 429 “Mondragone” in superficie, nel sottosuolo e nelle aree sommerse (fino alla isobata -30 m) sono organizzati secondo i criteri indicati nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III (n. 1/1992, n. 2/1996, n. 6/1997 e n. 12/2009) e successive modifiche e integrazioni espresse nel volume n. 15 (BATTAGLINI *et alii*, 2022). Le unità cartografate delle aree sommerse sono organizzate secondo le normative contenute nelle linee guida CARG per il rilevamento geologico delle aree sommerse nei Quaderni S.G.I. su citati.

L'organizzazione della legenda e la descrizione delle successioni seguono il criterio della sovrapposizione geometrica delle unità tettoniche riconosciute, all'interno delle quali le unità litostratigrafiche sono organizzate secondo il criterio stratigrafico (Fig. 2).

La successione geometrica delle unità tettoniche è costituita, dall'alto verso il basso, da:

- unità tettonica di Monte S. Anna-Forcella
- unità tettonica del Monte Massico.

In particolare, l'unità tettonica del Monte Massico è stata suddivisa in una successione carbonatica mesozoico-cenozoica e in una successione silicoclastica sin-tardo orogenica. La prima include anche i depositi miocenici ritenuti in chiaro contatto stratigrafico paraconcordanza con i sottostanti depositi mesozoici. Questi

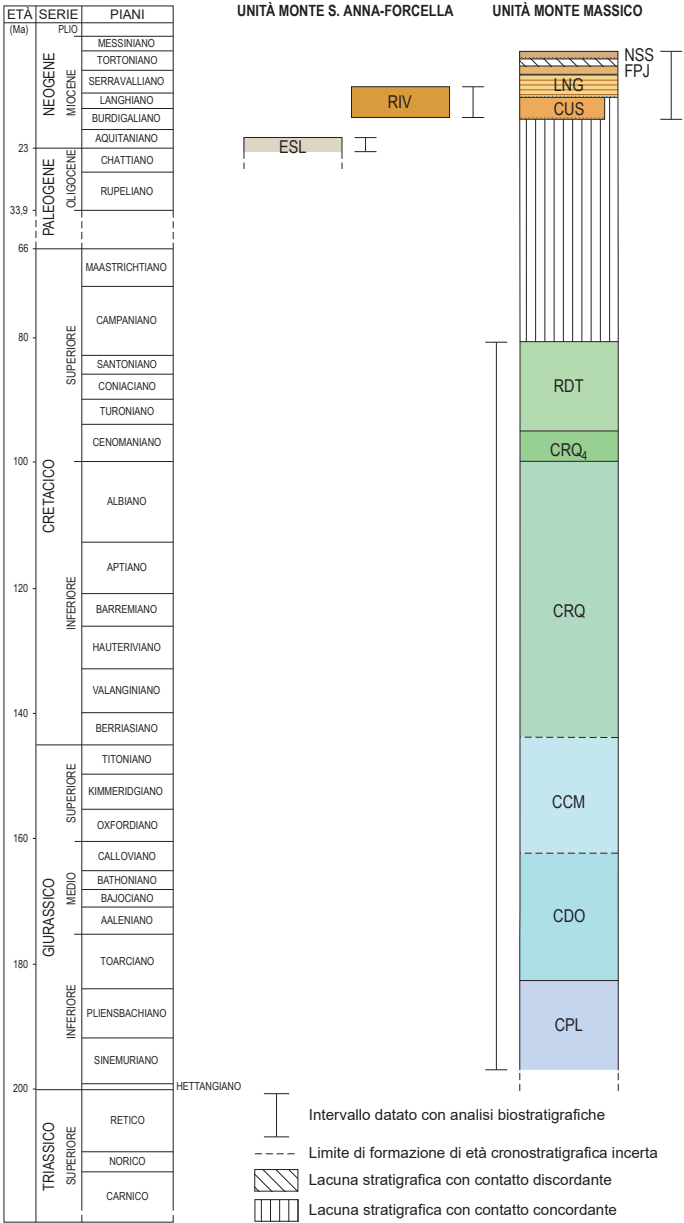


Fig. 2 - Schema cronostatigrafico del Foglio n. 429 “Mondragone”.

individuano l'evoluzione miocenica di un margine passivo: i più antichi sigillano la discordanza legata al *forebulge* della catena appenninica (*formazione di Cusano*, **CUS**), e quelli successivi (*formazione di Longano*, **LNG**) sono connessi invece all'annegamento prodotto dall'accelerazione della subsidenza flessurale. La successione silicoclastica include le unità sin-tardo orogeniche costituite dai depositi silicoclastici torbiditici della *formazione di Pietraraja* (**FPJ**) depositi in bacini di tipo avanfossa, che individuano l'inizio della sedimentazione silicoclastica e indicano la prossimità del fronte della catena; le *arenarie di Monte Massico* (**NSS**), che poggiano in contatto discordante sul substrato terrigeno e si sono accumulate in bacini di tipo *thrust-top* o *piggy back*.

Al di sopra dell'unità tettonica Monte Massico si ritrova l'unità tettonica Monte S. Anna-Forcella composta al suo interno da due distinte scaglie, di cui quella superiore è composta dai depositi del *complesso di M. Crestegallo* (**ESL**), mentre quella inferiore è costituita dai depositi della *formazione di M. Crivari* (**RIV**).

L'ultimo episodio a sedimentazione marina presente nel Foglio è rappresentato dalla unità litostratigrafica messiniana *formazione di S. Francesco* (**AFN**).

Le formazioni carbonatiche mesozoiche e cenozoiche sono state oggetto di dettagliate analisi biostratigrafiche (vedi § 2.1.1.); i depositi miocenici paraconcordanti e quelli in contatto stratigrafico discordante sulle successioni carbonatiche dell'unità tettonica del Monte Massico sono stati oggetto di analisi biostratigrafiche a nanofossili calcarei (vedi § 2.1.2.).

Per i depositi quaternari sia di origine vulcanica che sedimentaria è stato seguito l'ordine cronologico dell'organizzazione generale stratigrafica. I criteri adottati per il rilevamento di tali depositi includono l'utilizzo delle unità a limiti inconformi (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*, UBSU; SALVADOR, 1994) di vario rango gerarchico (supersintemi, sintemi e sub-sintemi), distinte per bacini di pertinenza come previsto dai Quaderni del Servizio Geologico, serie III. I depositi quaternari non ubiquitari (terrigeni e vulcanici) del Foglio sono stati investigati sia per la parte affiorante sia per quella presente nel sottosuolo (vedi "Foglio di Sottosuolo" in allegato e schema cronostratigrafico incluso negli elementi a contorno). Tali depositi sono stati oggetto di differenti analisi che hanno permesso di definirne con dettaglio le relazioni esistenti. I depositi recenti (ubiquitari e non distinti in base al bacino di pertinenza) delle aree emerse sono suddivisi in "depositi continentali in formazione" e "depositi continentali completamente formati".

I depositi quaternari non afferenti a specifici bacini includono anche i depositi delle aree sommerse. Le unità stratigrafiche affioranti a fondo mare, rappresentate essenzialmente da depositi attuali e sub attuali dei settori più interni di piattaforma continentale, sono state rilevate attraverso l'acquisizione di dati *side-scan sonar* a copertura totale, calibrati mediante il prelievo di campioni (bennate), ispe-

zioni subacquee dirette, e immagini e riprese video da *Remotely Operated Vehicles* (ROV) dei fondali. Per il rilievo delle aree sommerse nei primi metri di profondità, sono state utilizzate anche foto aeree, cartografie tematiche regionali, dati batimetrici forniti dall'Istituto Idrografico Militare (IIM) e immagini satellitari. L'acquisizione dei dati batimetrici è stata pianificata in modo da assicurare un'accuratezza adeguata alla scala della restituzione cartografica, che di norma è stata almeno di 1: 10.000.

Le unità cartografate sono parte di una successione stratigrafica denominata *sequenza deposizionale tardo quaternaria* che, nel caso del Foglio n. 429 "Mondragone", comprende essenzialmente depositi attuali e sub-attuali di ambiente di piattaforma continentale interna di età Olocene Superiore e dunque interpretabili come depositi di stazionamento alto del livello marino (*Highstand Systems Tract - HST sensu VAN WAGONER et alii*, 1988; HUNT & TUCKER, 1992; CATUNEANU et alii, 2009; ZECCHIN & CATUNEANU, 2013; CATUNEANU, 2019). Nell'ambito del sistema deposizionale di piattaforma si distinguono tre raggruppamenti principali di unità stratigrafiche riferibili a elementi deposizionali distintivi del litorale domizio: 1) un primo elemento è rappresentato dall'insieme dei depositi di spiaggia sommersa (g_8) e di piattaforma interna (g_{19}) tipici di un fondale di mare basso al largo di una costa bassa sabbiosa; 2) un secondo elemento è formato dalle biocostruzioni coralligene (g_{13}) e dai depositi bioclastici associati (g_{12}) del banco di Sinuessa, al largo delle pendici del Monte Massico; 3) il terzo elemento è costituito dai depositi di fronte del delta (g_6), che caratterizzano l'area di foce del Fiume Volturno, soprattutto in termini di tessiture, mineralogia dei depositi, e forme di fondo che testimoniano un'erosione diffusa dei depositi al di sotto della profondità di base delle onde di tempesta. Per queste unità sono state eseguite analisi specialistiche di laboratorio sui campioni di fondo mare ottenuti mediante bennate e prelievi diretti di campioni dal substrato roccioso.

Per la ricostruzione in dettaglio delle unità si specificano di seguito le differenti analisi eseguite in funzione delle caratteristiche litologiche per le successioni delle aree emerse e delle aree sommerse.

2. - DATI ACQUISITI E METODI

2.1. - AREE EMERSE

2.1.1. - *Analisi biostratigrafiche dei carbonati*

Per le successioni carbonatiche mesozoiche è stato effettuato uno studio sedimentologico e micropaleontologico delle sezioni sottili, allo scopo di confermare

l'attribuzione litostratigrafica dei campioni in affioramento, di completare la descrizione delle litofacies e del contenuto fossilifero, di precisare l'ambiente deposizionale e l'età biostratigrafica e cronostratigrafica delle formazioni cartografate.

La biostratigrafia delle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale e centrale è basata in gran parte sulla distribuzione di alghe calcaree e foraminiferi bentonici. Gli schemi più utilizzati per le successioni della Piattaforma Carbonatica Appenninica sono quelli di DE CASTRO (1991) e di CHIOCCHINI *et alii* (2008) (Fig. 3). Per entrambi gli schemi va sottolineato che, mentre la successione delle biozone e dei principali eventi biostratigrafici è ben definita, la calibrazione dell'età cronostratigrafica delle biozone e degli eventi di comparsa e scomparsa è spesso solo indicativa in quanto solo per alcune delle specie utilizzate l'età dell'intervallo di distribuzione è determinata attraverso la correlazione diretta o indiretta con le scale bio-cronostratigrafiche *standard* ad ammoniti, foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo. Nel Foglio è stato adottato lo schema di CHIOCCHINI *et alii* (2008) per rendere più semplici le correlazioni con le successioni di piattaforma carbonatica dei fogli adiacenti del settore laziale dell'Appennino.

Per migliorare la risoluzione stratigrafica e la calibrazione cronostratigrafica della biostratigrafia della Piattaforma Carbonatica Appenninica sono stati utilizzati i risultati di studi recenti basati sull'integrazione con la stratigrafia isotopica. Tali studi hanno però riguardato solo parte del Cretacico Inferiore (Barremiano-Aptiano; DI LUCIA *et alii*, 2012) e del Cretacico Superiore (Cenomaniano-Campaniano; FRIJIA *et alii*, 2015).

2.1.2. - *Analisi biostratigrafiche a nannofossili calcarei dei sedimenti miocenici (calcarei e terrigeni)*

I campioni per lo studio dei nannofossili calcarei sono stati preparati attraverso il metodo dello *smear-slide* (BOWN & YOUNG, 1998), che consiste nel miscelare pochi grammi di sedimento con alcune gocce di acqua distillata e spalmare la soluzione ottenuta su un vetrino copri-oggetto che verrà, una volta asciugato, fissato al vetrino porta-oggetto con un collante che prevede l'asciugatura finale sotto una lampada UV.

L'analisi preliminare ha previsto una stima dell'abbondanza complessiva e del grado di conservazione dell'associazione. La valutazione dell'abbondanza relativa dei taxa riconosciuti è stata effettuata, ove possibile, su basi quantitative (ad es., per generi quali *Helicophaera*, *Sphenolithus*, *Discoaster*, in accordo con la metodologia adottata in FORNACIARI & RIO, 1996) ma più spesso, dato il grado di conservazione piuttosto scadente, su basi semiquantitative (ad es., "numero di individui/mmq").

P I A T T A F O R M A C A R B O N A T I C A			
S c a l a c r o n o s t r a t i g r a f i c a		B I O Z O N E	
I N T E R N A - R E T R O M A R G I N E		C O M P A R S E	
B I O Z O N E		S O T T O Z O N E	
G I U R A S S I C O	M A L M	T I T T O N I A N O	Cyprena jurassica
	K I M M E R I D G I A N O		▲ <i>Campbelliella triola</i> ▲ <i>Salpingoporella annulata</i> ▲ <i>Clypeus jurassica</i> ▲ <i>Purgosia californica</i>
	O X F O R D I A N O		
	C A L D O V I A N O		Cladocoryps mirabilis
	B A T H O N I A N O		▲ <i>Cladocoryps mirabilis</i> ▲ <i>Kummba variabilis</i> ▲ <i>Salpingoporella nitida</i> ▲ <i>Palaeoglyptaria adriatica</i> ▲ <i>Reticularia liganti</i>
D O G G E R	B A J O C I A N O		▲ <i>Salpingoporella douzeilli</i> ▲ <i>Bentilia trochica</i>
	A A L E N I A N O		
	T O A R C I A N O		
	P L E N S B A C H I A N O		
			Obiopsella
L I A S	S I N E M U R I A N O		▲ <i>Obiopsella parvum</i> ▲ <i>Obiopsella primus</i> ▲ <i>Palaeodasycladus mediterraneus</i> ▲ <i>Lamporella buxii</i>
	H E T T A N G I A N O		
	R E T T I C O		▲ <i>Triasina bankeni</i> ▲ <i>Griphoporella curvata</i>
TRIAS	S U P.		
S c a l a c r o n o s t r a t i g r a f i c a			
I N T E R N A - R E T R O M A R G I N E		B I O Z O N E	
S O T T O Z O N E		C O M P A R S E	
C R E T A C I C O	M A S T R I C H T I A N O		▲ <i>Rapidothana laurica</i> ▲ <i>Obolobryozoa</i> ▲ <i>Ophiocystis macrosporus</i>
	C A M P A N I A N O		▲ <i>Obolobryozoa media</i> ▲ <i>Radiobryozoa californica</i> ▲ <i>Kermesophaeria tergestina</i>
	S A N T O N I A N O		
	C O N I A C I A N O		▲ <i>Acorthis conica</i>
	T U R O N I A N O		▲ <i>Neozanthis cf. aegyptica</i> ▲ <i>Neurobryozoa cf. irregularis</i> ▲ <i>Ch. gradata e P. reichei</i>
S U P E R I O R E	C E N O M A N I A N O		▲ <i>Cauloclella frustul</i> ▲ <i>Cauloclella laurica</i> ▲ <i>Schizoclella vallis</i> ▲ <i>Neozanthis media</i> ▲ <i>Criblophys armatae</i>
	A L B I A N O		▲ <i>Dicopoma algerianus</i> ▲ <i>Archaeoclella reichei</i> ▲ <i>Salpingoporella danuvica</i>
	A P T I A N O		
	B A R R E M I A N O		▲ <i>Campanella cupressus</i>
	H A U T E R V I A N O		▲ <i>Campanella cupressus</i> ▲ <i>Campanella cupressus</i> ▲ <i>Montadaria salensis</i>
I N F E R I O R E	V A L A N G I N I A N O		▲ <i>Favosites salensis</i> ▲ <i>Salpingoporella annulata</i>
	B E R R I A S I A N O		

Fig. 3 - Biozonazione di Chiocchini et alii, (2008), per le successioni Triassico Superiore - Cretacico del settore Laziale-Abruzzese della Piattiforma Carbonatica Appenninica.

Lo schema biostratigrafico di riferimento è quello di DI STEFANO *et alii* (2023), tarato sulle successioni neogene-quaternarie della regione mediterranea (Fig. 4).

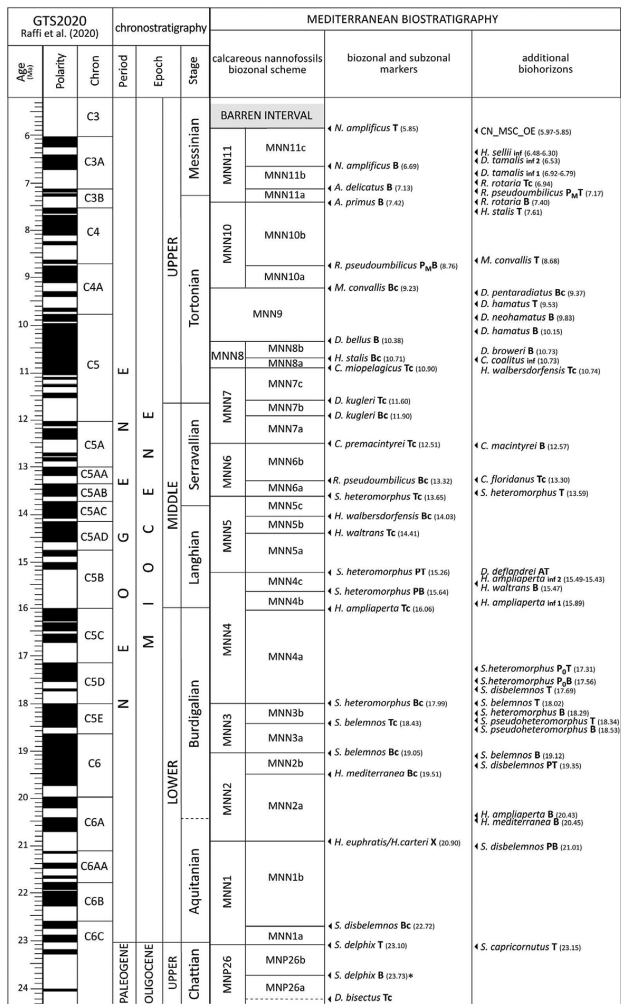


Fig. 4 - Schema crono-biostratigrafico per la parte alta dell'Oligocene superiore e il Miocene da DI STEFANO *et alii* (2023).

2.1.3. - *Analisi geochimica dei tefra*

L'analisi degli elementi maggiori e minori della componente vetrosa dei livelli di tefra è stata effettuata presso l'Istituto di Geoscienze e Georisorse del Consiglio Nazionale delle Ricerche (IGG-CNR; Firenze, Italia) con una microsonda elettronica *JEOL Superprobe JXA-8230* equipaggiata con cinque spettrometri WDS (*Wavelength Dispersive Spectrometers*). Le condizioni analitiche sono state le seguenti: 15 kV per la tensione di accelerazione, 10 μ A per la corrente del fascio, impiegando un fascio defocalizzato a 10 μ m per limitare la mobilitazione e perdita di sodio (Na) in fase di acquisizione. I tempi di conteggio sono stati di 15 s (sul picco) per tutti gli elementi a eccezione di Na (10 s), F (20 s), S (30 s), Mn e Cl (40s). Sono stati utilizzati i seguenti standard di calibrazione: albite (Si e Na), ilmenite (Ti e Fe), plagioclasio (Al), bustamite (Mn), olivina (Mg), diopside (Ca), sanidino (K), apatite (P), fluorite (F), tugtupite (Cl) e celestina (S). L'accuratezza delle analisi è stata monitorata utilizzando i seguenti standard secondari per il controllo qualità: GOR128-G, ATHO-G, StHs-6/80-G (JOCHUM *et alii*, 2006) Lipari ID3506 (KUEHN *et alii*, 2011), Scapolite NMNH, e CFA47 (MARIANELLI & SBRANA, 1998).

Tutti i dati composizionali sono riportati come percentuali in peso (wt%) degli ossidi, sia nel diagramma di classificazione *Total Alkali vs Silica* (TAS; LE MAITRE *et alii*, 2002) sia nei diagrammi bi-varianti, con il ferro totale misurato come FeO (Fe²⁺) e normalizzati al 100 wt% (escludendo gli elementi volatili) a fini di correlazione.

2.1.4. - *Analisi paleoecologica*

Lo studio della meiofauna ad ostracodi è stato condotto su intervalli stratigrafici selezionati dei sondaggi CARG. Complessivamente sono stati raccolti 41 campioni di circa 100 g ciascuno, trattati secondo una metodologia comunemente utilizzata per le analisi micropaleontologiche (AMOROSI *et alii*, 2014). I campioni sono stati essiccati in forno a 60°C per oltre 8 ore, pesati, poi sciolti in acqua o in soluzione di acqua + H₂O₂ (35% vol.) per 24 ore, quindi setacciati ad umido con setaccio da 63 micron. Il residuo è stato asciugato e pesato nuovamente. Le associazioni a ostracodi sono state descritte considerando l'abbondanza relativa delle specie nella frazione maggiore di 125 micron e la loro identificazione è basata su pubblicazioni generali (BONADUCE *et alii*, 1976; MEISCH, 2000; FUHRMANN 2012). L'interpretazione paleoecologica e paleoambientale delle specie e delle associazioni è supportata da lavori di riferimento sulle meiofaune attuali (ad esempio BARBIERI & VAIANI, 2018; AIELLO *et alii*, 2021b; HORNE *et alii*, 2022; CAPORIZZO *et alii*, 2024) e dal confronto con i dati sui foraminiferi e gli ostracodi riportati in diversi lavori (AMOROSI *et alii*, 2012; FERRARO *et alii*, 2018).

2.1.5. - Datazioni radiometriche

2.1.5.1. - Datazioni ^{14}C

Le datazioni ^{14}C hanno interessato prevalentemente torbe. I campioni di torba sono stati pretrattati con il classico metodo acido (HCl)-alcalino (NaOH)-acido (HCl), adattato in base alla fragilità e alla quantità disponibile del campione. Tra ogni fase di lavaggio acido o alcalino, i campioni sono stati lavati con acqua de-ionizzata (acqua a osmosi inversa Millipore®, COT<5 ppb) fino a raggiungere un pH neutro. Il primo lavaggio acido (0,5M HCl a 80°C per 1 ora) viene utilizzato per rimuovere i carbonati dai campioni. Successivamente, il campione è stato sottoposto a un lavaggio alcalino (0,1M NaOH a 80°C per 1 ora) al fine di rimuovere i contaminanti organici come gli acidi umici e fulvici. Infine, un secondo lavaggio acido (HCl 0,5M a 80°C per 1 ora) è stato applicato al campione per dissolvere l'anidride carbonica atmosferica moderna eventualmente assorbita durante la fase alcalina (HATTÉ *et alii*, 2001). Le misure del radiocarbonio sono state effettuate presso il laboratorio UMS-ARTEMIS (Pelletron 3 MV; CNRS-CEA Saclay, Francia) con tecniche di Spettrometria di Massa con Acceleratore (AMS) (DUMOULIN *et alii*, 2017). I risultati del ^{14}C sono riportati in età convenzionali BP secondo la convenzione di STUIVER & POLACH (1977), e normalizzati al valore di $\delta^{13}\text{C}$ di -25,0‰ rispetto allo *standard* internazionale Pee Dee Belemnite (PDB). La calibrazione delle datazioni è stata effettuata con IntCal20 (REIMER *et alii*, 2020).

2.2. - AREE SOMMERSE

Il rilevamento delle aree sommerse si basa sull'analisi e interpretazione di dati geologici e geofisici limitatamente alla geologia di superficie, nella fascia batimetrica compresa tra -5 m e -30 m, con acquisizione di rilievi *side-scan sonar* a copertura totale per un'estensione di circa 180 km² (Fig. 5).

I rilievi batimetrici e le campionature del fondo mediante benna sono stati effettuati, nei settori più distali, utilizzando il battello oceanografico "Lighea" dell'ISPRA (Fig. 6) e, in acque più basse, a bordo di due piccole motobarche-catamarano, rispettivamente "Enviroconsult" per i rilievi *side-scan sonar* (Fig. 7) e "Idrosfera" per le immersioni di operatori subacquei e le immagini e le riprese video mediante telecamera filoguidata e ROV (Fig. 8).

In una prima fase, l'elaborazione dei dati ha previsto la restituzione cartografica dei dati batimetrici *multibeam* elaborati dal sistema di acquisizione sotto forma di carte batimetriche con isobate e di mappe *shaded relief* per l'interpretazione dei

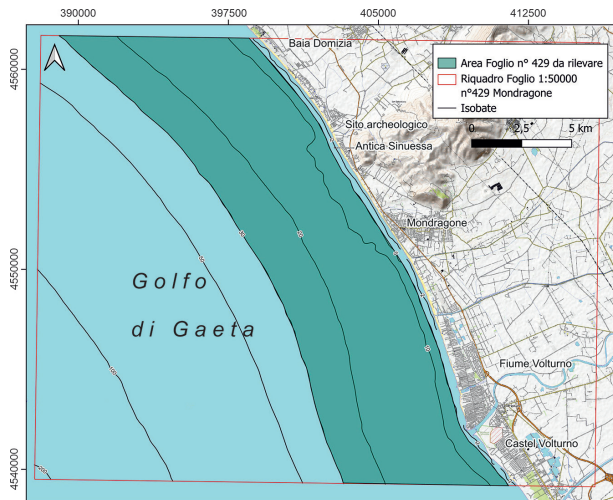


Fig. 5 - Limiti del Foglio n. 429 "Mondragone" con indicazione dell'area sommersa rilevata.

principali lineamenti morfologici e morfostrutturali. In via preliminare sono state distinte le aree caratterizzate da fondi mobili con depositi incoerenti e aree caratterizzate da una morfologia rilevata rispetto al fondo mare con fondi duri rappresentati da un substrato roccioso. L'integrazione dei rilievi batimetrici e *side-scan sonar* di alta risoluzione ha consentito sia il riconoscimento delle caratteristiche di riflettività delle morfologie sommerse e forme di fondo (ad es., *ripple*, solchi da attività antropica) sia il riconoscimento di forme associate a biocostruzioni e depositi di tipo coralligeno.

Nella fase successiva di lavoro sono state eseguite le analisi specialistiche di laboratorio sui campioni di fondo mare ottenuti mediante bennate e prelievi diretti di campioni dal substrato roccioso, che hanno incluso analisi sedimentologiche e tessiturali (granulometriche), analisi di biocenosi e tanatocenosi di foraminiferi bentonici, ostracodi, molluschi e macrozoobenthos di comunità coralligene, analisi chimiche e mineralogiche, analisi archeometriche su reperti ceramici, e datazioni radiometriche AMS ^{14}C .

Si è quindi proceduto all'identificazione delle unità litostratigrafiche affioranti a fondo mare sulla base dell'analisi stratigrafica integrata dei depositi campionati e alla definizione degli areali delle unità cartografabili attraverso la calibrazione geologica dei rilievi geofisici, con particolare riferimento alla definizione delle relazioni tra le classi tessiturali dei depositi di fondo mare classificati secondo FOLK (1954), e delle facies acustiche *side-scan sonar*. Il rilevamento è stato inte-



Fig. 6 - Battello oceanografico “Lighea” di ISPRA utilizzato per l’acquisizione dei rilievi batimetrici e le campionature di fondo mare.



Fig. 7 - Motobarca catamarano “Enviroconsult” di Enviroconsult s.r.l. utilizzato per l’acquisizione dei rilievi side-scan sonar.



Fig. 8 - Motobarca catamarano “Idrosfera” di Idrosfera s.n.c. utilizzato per le immersioni subacquee, riprese video e transetti ROV.

grato con un campionamento delle biocostruzioni coralligene nell’area del banco di Sinuessa, per il quale è stata fornita una descrizione dettagliata delle comunità zoobentoniche e delle caratteristiche sedimentologiche.

2.2.1. - *Dati di nuova acquisizione*

Per la realizzazione del Foglio sono stati acquisiti: 1) dati geofisici (batimetria con ecoscandaglio multifascio; mosaico di immagini acustiche *side-scan sonar*) e 2) dati geologici (campionature del fondo mare mediante benna, prelievo manuale di campioni mediante immersioni con operatori subacquei e riprese con fotocamera filoguidata e transetti video acquisiti mediante ROV).

2.2.1.1. - *Dati geofisici*

2.2.1.1.1. - *Rilievo batimetrico multibeam*

Dati batimetrici e di *backscatter* sono stati acquisiti nel corso di due campagne oceanografiche, in un settore di circa 28 km², al largo del Monte Massico (Fig. 9) a una profondità compresa tra circa -5 m e -25 m, con particolare riguardo all'area del banco di Sinuessa (PENNETTA *et alii*, 2016b; PENNETTA & TROCCIOLA, 2017). Per i rilievi sono stati utilizzati due ecoscandagli multifascio: un *Kongsberg EM 2040-C* (Tab. 1) e un *R2 Sonic 2022-V*, montati su palo. La prima campagna di indagini è stata svolta da maggio a giugno 2021, a bordo del battello oceanografico “Lighea” dell'ISPRA (Fig. 6).

I sistemi inerziali *Kongsberg SeaPath130* e *Applanix PosMV* hanno garantito la sincronizzazione temporale per i dati di posizionamento dai ricevitori a doppia antenna e per i dati di movimento delle imbarcazioni dai sensori di assetto. La posizione sincronizzata, la direzione della nave e i dati di movimento sono stati trasmessi ai *software* di acquisizione *Sis-Seafloor Information System ver. 5* e *QPS Qinsy ver. 9.4*. I valori di velocità del suono nella colonna d'acqua necessari per il *beam steering* sono stati registrati da una sonda *Valeport SVP-C* installata in prossimità dei trasduttori, mentre i valori di velocità del suono lungo la colonna d'acqua sono stati acquisiti con un profilatore *Valeport miniSVP*.

Le rotte di navigazione sono state percorse con una sovrapposizione tra le strisciate adiacenti del 25-50% per garantire una copertura batimetrica di altissima risoluzione dei fondali. I profili di velocità del suono sono stati acquisiti due volte al giorno nell'area investigata per il calcolo degli indici di rifrazione lungo la colonna d'acqua. Prima dell'inizio delle operazioni di acquisizione è stata eseguita la procedura di calibrazione, necessaria al calcolo degli angoli residui di installazione. I dati sono stati acquisiti utilizzando la modalità *equi-distant* per garantire la massima risoluzione possibile. Il profilo di velocità del suono è stato registrato giornalmente prima dell'inizio dei rilievi e durante le ore centrali della giornata.

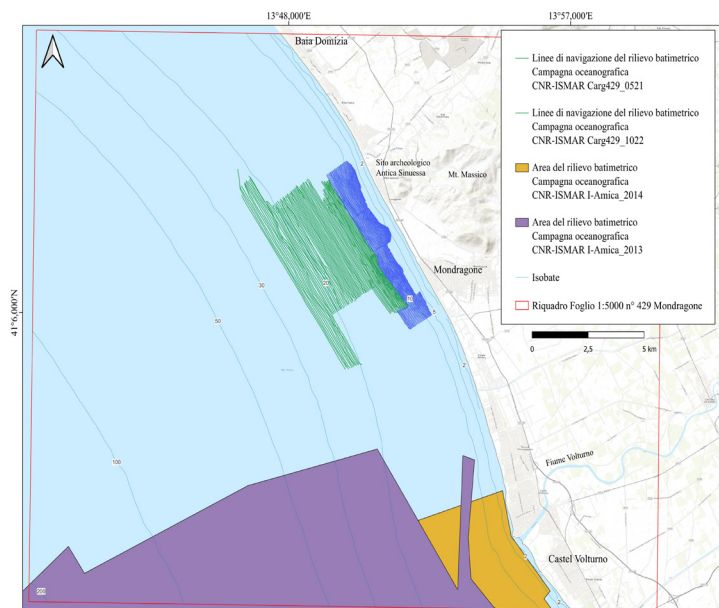


Fig. 9 - Aree di acquisizione dei rilievi batimetrici esistenti (progetto PON I-AMICA) e linee di nuova acquisizione di batimetria multibeam nell'area sommersa del Foglio n. 429 Mondragone.

Tab. 1 - Principali specifiche tecniche degli ecoscandagli utilizzati.

	Kongsberg EM 2040-C	R2 Sonic 2020-V
Frequency range	200 to 400kHz	200kHz - 450kHz
Max ping rate	50 Hz	60 Hz
Number of beams	512 single swath single head 1024 dual swath single head	1024
Beamwidth (TX x RX)	1x1° at 400 kHz	2° x 2° at 450kHz
RX beam spacing	Equiangular; Equidistant; High density	Equiangular; Equidistant; Ultra High Density
Pulse length	25 – 600 µs in CW mode; Up to 12 ms in FM mode	15µs - 1ms in CW mode
Max swath angle	140°	130°
Bottom coverage	4.3x	4x
Typical depth	0.5 m to 600 m	0.5 m to 200 m
Range resolution	18.8 mm at 25 µs	3mm

I dati di velocità sono inseriti nel *software* di acquisizione che calcola gli indici di rifrazione lungo la colonna d'acqua per il corretto calcolo delle profondità.

I dati batimetrici sono stati elaborati utilizzando i *software Teledyne Caris Hips&Sips ver. 9.0* e *QPS Qimera ver. 2.5*, applicando filtri di qualità e un controllo supervisionato per la rimozione dei picchi anomali (*de-spiking*) con i moduli *Swath Editor* e *Subset Editor*. I dati di marea raccolti dalla Rete Mareografica Nazionale sono stati applicati al *dataset* per calibrare la profondità reale. I dati così elaborati sono stati utilizzati per la generazione dei prodotti finali che sono stati mosaicati per ottenere una morfobatimetria di dettaglio dell'area (Fig. 10).

I due sistemi *multibeam*, oltre all'informazione batimetrica, hanno registrato anche il dato di riflettività del fondo mare (*backscatter*) che, integrato con il valore di profondità, restituisce informazioni sulle caratteristiche morfologiche e tessiturali dei fondali. Il *backscatter* dipende infatti in buona misura da alcune caratteristiche fisiche del fondale, quali la composizione, la densità e la rugosità (*roughness*) del fondo mare. Quindi, a titolo di esempio, una sabbia siltosa ha un assorbimento maggiore rispetto a un'argilla molto compatta e densa. Mentre una roccia colonizzata da biocostruzioni è caratterizzata da un segnale di riflettività più basso rispetto a una sabbia grossolana ben classata. La differenza di valore di riflettività dei depositi consente quindi di cartografare areali discreti di fondale marino dalle caratteristiche omogenee di *backscatter* (Fig. 11).

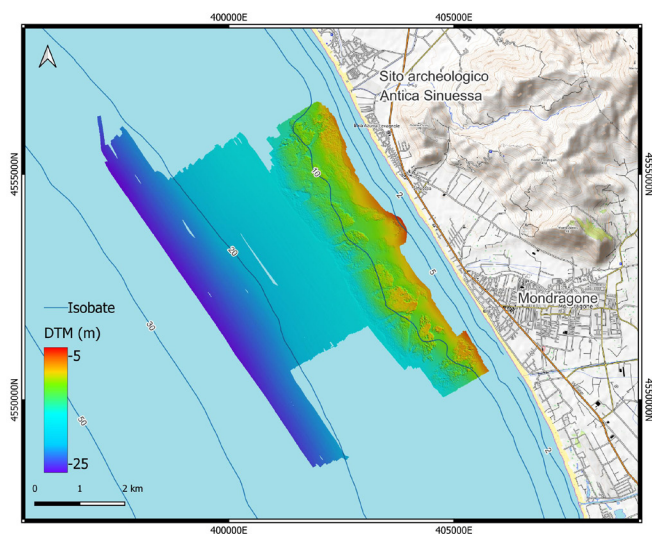


Fig. 10 - Morfobatimetria di alta risoluzione dell'area rilevata al largo dell'abitato di Mondragone.

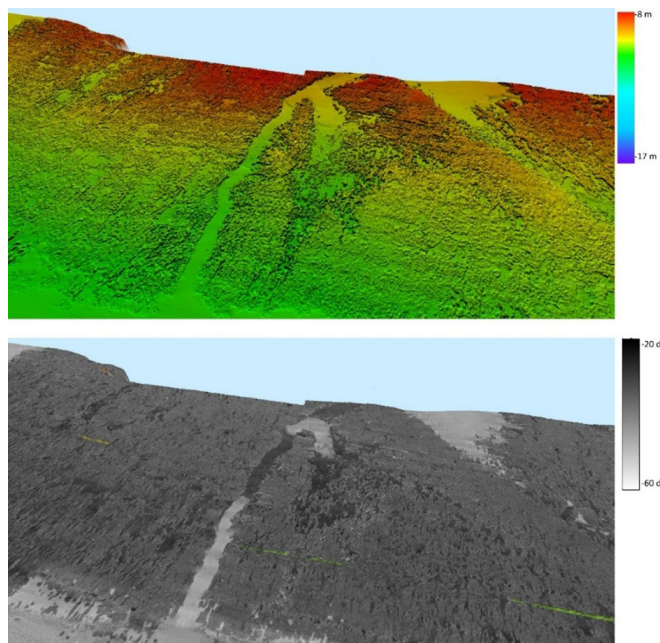


Fig. 11 - Esempio di acquisizione simultanea di dati batimetrici multibeam e di riflettività acustica (backscatter) del fondo nell'area del banco di Sinuessa.

2.2.1.1.2. - Rilievo *side-scan sonar*

Il rilievo dei dati di riflettività con *side-scan sonar* (SSS) è stato realizzato tra l'estate del 2021 e la primavera del 2022 utilizzando una motobarca della Enviroconsult s.r.l., un catamarano carrellabile, particolarmente idoneo per lavorare in acque costiere (Fig. 7). La strumentazione utilizzata per le acquisizioni di riflettività è il Klein 3900, un *side-scan sonar* di altissima risoluzione, che offre immagini di grande dettaglio soprattutto nei settori costieri.

L'acquisizione *side-scan* ha coperto l'intera area sommersa del Foglio fino a una profondità di -30 m, per una superficie complessiva rilevata di circa 180 km² (Fig. 12). Le rotte di acquisizione sono state distanziate per fornire una copertura adiacente del 20% e i *fish* (sensori) sono stati posizionati a circa 10 m dal fondale, con una velocità di acquisizione dell'imbarcazione di 3 nodi. Nell'area del banco della Sinuessa, tra 5 e 16 m di profondità, l'intervallo di acquisizione è stato di 75 m per canale.

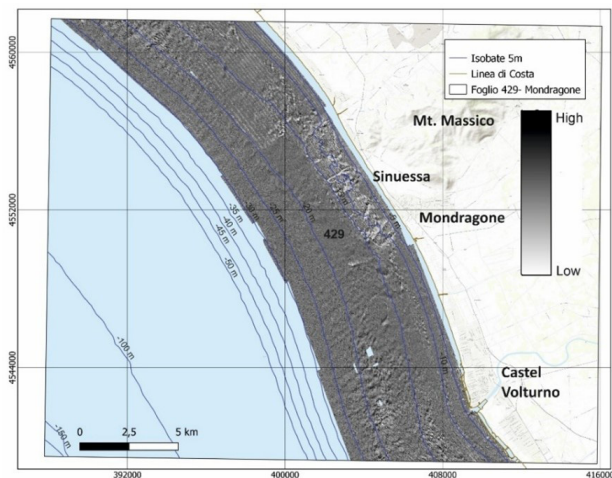


Fig. 12 - Area coperta dall'acquisizione del rilievo side-scan sonar tra le isobate -5 m e -30 m.

L'elaborazione dei dati SSS è stata effettuata con *SeaView ver. 5.0* di *Moga-Software*®, con cui è possibile elaborare e restituire i dati alla piena risoluzione, senza *down-sampling* consentendo un'elaborazione più accurata delle immagini, che al termine del trattamento conservano una elevata nitidezza senza compressioni. Ai dati sono state applicate sia correzioni geometriche (*bottom track* e *slant-range*) che radiometriche, come l'amplificazione del segnale di ritorno (*Automatic Gain Correction*) e la correzione degli angoli di incidenza (*Beam Angle Correction*).

Una volta elaborati i singoli file sonar, si è proceduto con la mosaicatura, che consiste nell'unione e sovrapposizione delle immagini acquisite lungo le diverse linee di navigazione. Questo processo include l'allineamento e sovrapposizione delle immagini per minimizzare discontinuità tra le tracce, il bilanciamento delle intensità per ottenere un'immagine omogenea, e il filtraggio e ottimizzazione del contrasto per migliorare la leggibilità delle strutture del fondale.

Il prodotto ultimo della fase di *processing* è un mosaico sonar di alta risoluzione, che può essere esportato in formati GIS (GeoTIFF, ASCII grid) per il successivo controllo del dato geofisico con le verità mare (campionature del fondo mare, ispezioni subacquee dirette, foto e videoriprese). Il mosaico *side-scan sonar* così calibrato con il dato geologico costituisce infine la guida base per la definizione dei limiti tracciabili tra le varie unità affioranti a fondo mare (rocce e/o depositi incoerenti) e la costruzione della carta geologica dei fondali marini e, più in generale, delle parti sommerse del Foglio.

2.2.1.2. - Dati geologici e controllo delle verità mare

Il rilevamento delle aree sommerse si è basato sull'interpretazione geologica dei dati geofisici, con particolare riferimento all'acquisizione a copertura totale del dato *side-scan sonar* che è stato calibrato mediante campionature del fondo mare con benna, ispezioni dirette e prelievi manuali di campioni, immagini acquisite da rilevatori subacquei e videoriprese effettuate mediante sistemi ROV. L'ubicazione e la densità areale delle stazioni di campionamento e dei siti e percorsi di ispezione diretta dei fondali è stata pianificata in funzione delle variabilità della distribuzione areale delle facies acustiche di fondo mare individuate preliminarmente in fase di *processing* del dato *side-scan sonar*.

Particolare attenzione è stata riservata all'acquisizione di dati e osservazioni dirette nella zona sommersa del banco della "Sinuessa". Questa zona costituisce un'area morfologicamente rilevata, a luoghi terrazzata che si estende tra i -5/-7 e i -15 metri di profondità, parallelamente alla linea di costa al largo del tratto compreso tra Baia Azzurra e Mondragone, ed è caratterizzata da produzione organogena *in situ* con deposito bioclastico associato.

2.2.1.2.1. - Campionature del fondo mare

Le campionature di fondo mare mediante bennate sono state acquisite nel corso della campagna CNR-ISMAR Carg2022, in un intervallo batimetrico compreso tra 0 e -30 m di profondità (Fig. 13). La campagna si è svolta nel febbraio 2022 utilizzando il battello oceanografico "Lighea" dell'ISPRA. Sono stati effettuati n. 53 campionamenti utilizzando una benna di tipo *Van Veen*. I campioni prelevati sono stati fotografati e descritti in via preliminare a bordo prima del sub-campionamento dei quantitativi di materiale da inviare per le analisi sedimentologiche standard di laboratorio e analisi specialistiche.

2.2.1.2.2. - Ispezioni e campionature del fondo mare mediante operatori subacquei

A integrazione delle campionature di fondo mare acquisite mediante benna sono state effettuate, nel settembre 2023, utilizzando la motobarca di Idrosfera s.n.c., indagini dirette (immersioni con autorespiratori ad aria compressa A.R.A.), da parte di rilevatori subacquei esperti, di regola tra -3 e -15 m di profondità, in siti selezionati lungo la fascia di fondo mare oggetto di rilevamento. I rilievi geologici subacquei sono stati realizzati adottando una restituzione cartografica di base in scala 1:2000 in siti chiave del banco della Sinuessa per la definizione

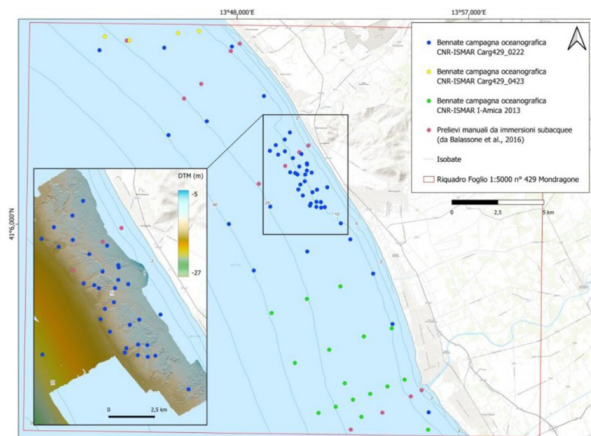


Fig. 13 - Ubicazione delle campionature di fondo mare utilizzate per il controllo delle verità mare e la calibrazione del dato side-scan sonar.

delle zone di transizione tra le biocostruzioni coralligene e le aree di canale tra i banchi principali.

Le immersioni sono state eseguite secondo transetti subacquei lungo poligonal-chiuse e/o aperte, effettuando ispezioni circoscritte e puntiformi, di regola fino a un massimo di -18 m di profondità, e dunque sempre in “curva di sicurezza” come definita nella normativa delle operazioni in immersione con autorespiratori ad aria compressa.

L’attività di rilevamento è stata integrata con un campionamento mirato dei banchi coralligeni che colonizzano un substrato affiorante riferibile al TGC. Sono stati prelevati 12 campioni in diversi settori del sistema di biocostruzioni per il riconoscimento delle biocenosi e delle specie epimegabentoniche. I punti di immersione sono stati georeferenziati mediante GPS con restituzione cartografica.

Come da prescrizioni presenti nelle linee guida al rilevamento geologico delle aree sommerse non sono state rilevate le aree costiere occupate da infrastrutture marittime.

2.2.1.2.3. - Ispezioni del fondo mare mediante videocamera filoguidata e transetti ROV (*Remotely Operated Vehicle*)

Le indagini sono state finalizzate alla determinazione dell’ubicazione, delle caratteristiche e dell’estensione degli *habitat* attraverso una prima caratterizza-

zione dei fondali, evidenziando gli areali particolarmente influenzati da attività antropiche, la tipologia di substrato, e la presenza di specie epimegabentoniche.

Sulla base dei primi dati ottenuti sulla morfologia e riflettività dei fondali e sulle tessiture dei depositi campionati, sono stati programmati i transetti lungo i quali acquisire immagini e video. La pianificazione delle rotte di navigazione e la lunghezza dei transetti è stata ottimizzata allo scopo di documentare le dimensioni, la continuità e il *range* batimetrico dei diversi *habitat* di fondo mobile, la presenza di eventuali substrati biogenici e le caratteristiche di sviluppo delle principali biocenosi.

Le indagini sono state eseguite utilizzando tecniche di rilievo video/fotografico da piattaforma remota georeferenziata (videocamera filoguidata e ROV), con immagini e filmati in HD. Il percorso di ogni transetto eseguito e la posizione di ogni stazione sono stati registrati e associati a coordinate geografiche univoche nel *datum* WGS84.

Per le acquisizioni ROV è stata utilizzata la motobarca di appoggio di Idrosfera s.n.c. dotata di una consolle per il controllo remoto di tutti i sistemi (motori, luci, manipolatore, strumentazione), e munita di monitor per il controllo e la registrazione in tempo reale delle immagini, delle informazioni di profondità, della rotta e dei tempi di percorrenza. Oltre alla strumentazione necessaria per la navigazione nella colonna d'acqua, il ROV è dotato di una videocamera con sensore HD, risoluzione minima 1920 x 1080 pixel, posta sulla parte superiore del veicolo, con un'inclinazione di circa 10°, di 2 puntatori led distanziati fra loro di 10 cm fissi, che consentono il calcolo delle dimensioni dell'area coperta dal fotogramma e fari per l'illuminazione.

Le rotte del ROV sono state impostate sulla base del gradiente batimetrico e in funzione delle caratteristiche morfologiche del fondale, allo scopo di verificare la consistenza e le caratteristiche principali degli *habitat* (Fig. 14). Durante l'acquisi-

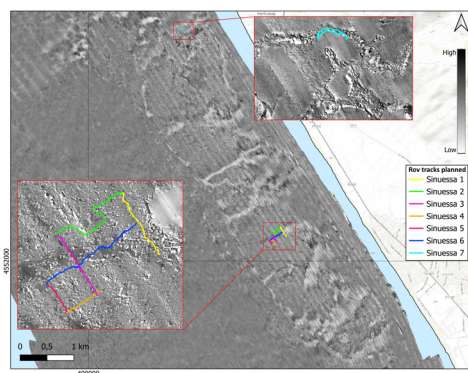


Fig. 14 - Mosaico acustico derivato dall'elaborazione dei dati side-scan (risoluzione di 1 m per pixel) in scala di grigi (i valori elevati corrispondono a un'alta riflettività). I due riquadri mostrano dettagli del mosaico acustico (risoluzione di 20 cm per pixel) e i transetti ROV pianificati.

zione dei video sono state acquisite anche fotografie ad alta risoluzione dei fondali, rappresentative dei principali ambienti e di tutte le specie epibentoniche presenti lungo il transetto, per le quali sono state registrate la presenza e l'abbondanza.

2.2.2. - *Dati pregressi*

Per il rilevamento delle aree sommerse di interesse per il Foglio 429, ad integrazione dei dati di nuova acquisizione sono stati utilizzati anche *dataset* pregressi acquisiti dal CNR-ISMAR nel corso di altri progetti, o disponibili in *database open access* e pubblicati in letteratura. Per questo Foglio sono stati utilizzati, in particolare, dati geofisici (batimetria *multibeam* e dati di *backscatter*) e geologici (campionature di fondo mare) acquisiti al largo del delta del Fiume Volturno nell'ambito del progetto PON I-AMICA (Ricerca e Competitività 2013-2017), PONa3_00363 (FERRARO *et alii*, 2016, 2017) e dati relativi alla composizione mineralogica di campioni di fondo mare acquisiti da operatori subacquei lungo transetti perpendicolari alla linea di costa (BALASSONE *et alii*, 2016).

Altri risultati di ricerche, acquisiti in fase di rilevamento dell'area sommersa del Foglio, includono studi geologici precedenti condotti sul sistema piattaforma continentale-scarpata del Golfo di Gaeta al largo del delta del Fiume Volturno (MARGARITELLI *et alii*, 2016; ALBERICO *et alii*, 2018; MISURACA *et alii*, 2018), e studi sui resti archeologici dell'area sommersa di età romana della Sinuessa (PAGANO, 1974; COARELLI, 1993; CRIMACO, 1993; GASPERETTI, 1993; BELLINI, 2007; PENNETTA & TROCCIOLA, 2017).

2.2.2.1. - *Dati morfobatimetrici*

I dati *multibeam* disponibili nell'ambito del progetto PON I-AMICA derivano da un mosaico di acquisizioni di batimetria e riflettività dei fondali effettuate dal CNR-ISMAR al largo del delta del Fiume Volturno nel corso di più campagne oceanografiche nel periodo 2013-2014. L'area rilevata si estende per una fascia di circa 8-10 km di larghezza, dalle minime profondità navigabili nei pressi della foce fluviale (circa 2 m), fino ad oltre -500 m di profondità in corrispondenza della scarpata continentale superiore, per un totale di oltre 80 km² (Figg. 9 e 15).

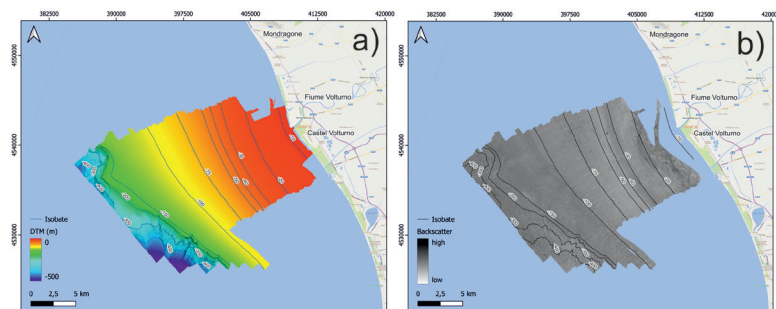


Fig. 15 - Dati batimetrici (a) side-scan sonar; (b) disponibili dal progetto I-AMICA.

2.2.2.2. - Campionature

Nell'ambito del progetto PON I-AMICA (FERRARO *et alii*, 2016, 2017) sono anche disponibili, per l'area investigata al largo del delta del Fiume Volturno, dati sedimentologici ottenuti dall'analisi delle caratteristiche tessiturali e della distribuzione dei sedimenti superficiali presenti sui fondali del settore di piattaforma continentale compreso tra -10 m e -50 m di profondità per n. 22 campioni acquisiti mediante *box-corer* dal CNR-ISMAR nel periodo 2013-2014.

All'interno dell'area individuata, le stazioni di campionamento (*box-corer*) sono state disposte secondo una griglia di 22 campioni distribuiti su 5 transetti equidistanti, e all'incirca ortogonali alla linea di costa. (Fig. 16).

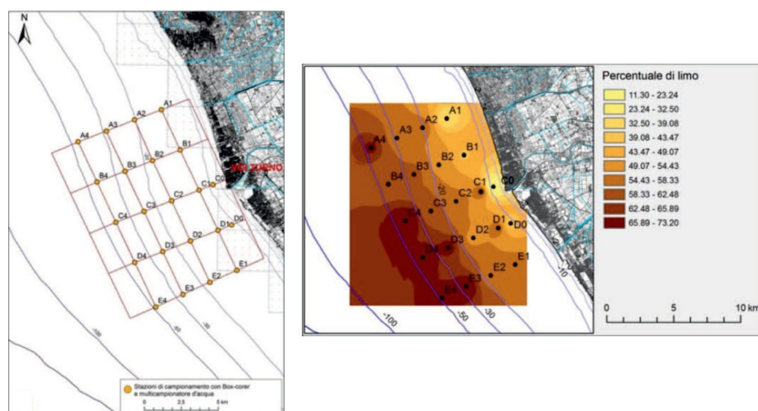


Fig. 16 - Stazioni di campionamento *box-corer* disponibili dal progetto I-AMICA e distribuzione generale dei depositi di fondo mare in termini di percentuale della frazione limosa.

V - STRATIGRAFIA

1. - UNITÀ TETTONICA DEL MONTE MASSICO

L'unità di Monte Massico è suddivisa in una successione carbonatica mesozoico-cenozoica e in una successione silicoclastica sin-tardo orogenica. Nella prima, le formazioni carbonatiche mesozoiche riconosciute in ordine stratigrafico, dalle più antiche alle più recenti, sono: *Calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**), *calcari oolitici ed oncolitici* (**CDO**), *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**), *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**), *calcari a radiolitidi* (**RDT**). Seguono le formazioni mioceniche carbonatiche rappresentate dalla *formazione di Cusano* (**CUS**) e dalla *formazione di Longano* (**LNG**). Le unità silicoclastiche sin-tardo orogeniche comprendono la *formazione di Pietraraja* (**FPJ**) e le *arenarie di Monte Massico* (**NSS**).

1.1. - SUCCESSIONE CARBONATICA MESOZOICO-CENOZOICA

1.1.1. - *Calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**)

Calcareni e calcilutiti grigio scuro e nocciola, talora rossastre, spesso associati a dolomie e calcari dolomitici. I granuli più frequenti sono costituiti da peloidi, litoclasti, oncoidi, alghe dasicladali, foraminiferi bentonici e frammenti di bivalvi e gasteropodi. La stratificazione si presenta in strati da sottili a spessi (Fig. 17).



Fig. 17 - Aspetto tipico della stratificazione della formazione CPL. Nord della località Falciano del Massico.

Tra le strutture sedimentarie sono riconoscibili laminiti microbiali, con cavità da dissoluzione millimetriche tipo *fenestrae* e/o *birdseye*, che si alternano a livelli dolomitici con microfauna scarsa e poco significativa. Nella parte bassa prevalgono calcari e dolomie laminate, stromatolitiche con gasteropodi, thaumatoporelle e piccoli foraminiferi bentonici (siphovulvinidi). Nella parte media prevalgono gli strati calcarei, costituiti da calcilutiti a peloidi e intraclasti che si alternano a calciruditi bioclastiche (Fig. 18). Talora si rinvencono sottili livelli di marne di colore giallo-verdolino. Nella parte alta della formazione si rinvencono resti spatizzati di gusci di lamellibranchi di grosse dimensioni della “Facies a *Lithiotis*” Auct.

Le microfacies più frequenti in questa formazione (Fig. 19) sono costituite da: laminiti microbiali con *fenestrae*; *mudstone-wackestone* a ostracodi e piccoli gasteropodi; *wackestone-floatstone* a dasicladali, gasteropodi e thaumatoporelle; *packstone-grainstone* a thaumatoporelle, alghe dasicladali e vulvinidi; *rudstone* a oncoidi, ooliti superficiali e alghe dasicladali; *grainstone* a intraclasti e macroforaminiferi; *floatstone* a frammenti di bivalvi litiotidi in matrice di *packstone* a macroforaminiferi e intraclasti.



Fig. 18 - Rudstone *bioclastico* nella formazione **CPL**. Nord della località Falciano del Massico.

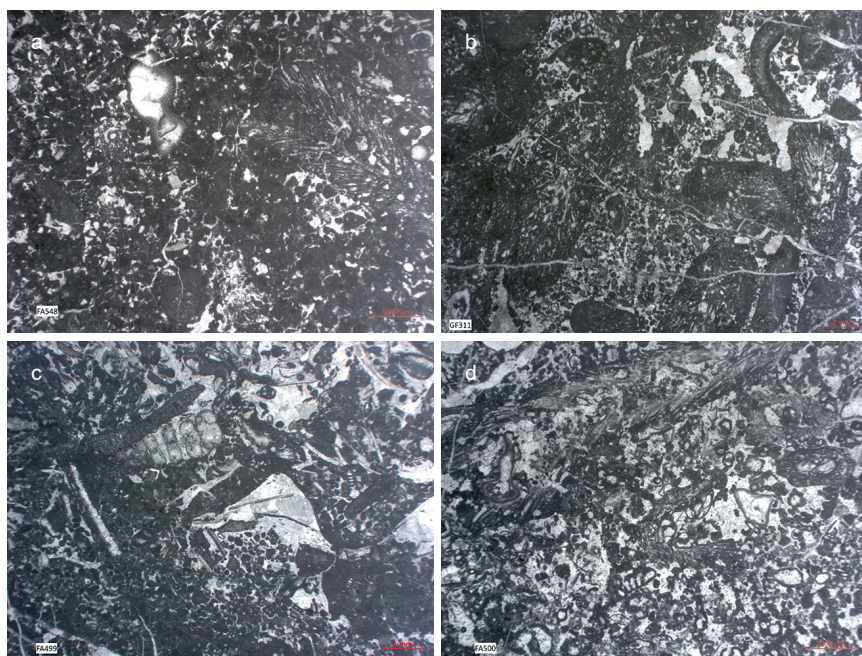


Fig. 19 - Microfacies di **CPL**: a) packstone a dasicladali (*Palaeodasycladus mediterraneus*) *Thaumaporella parvovesiculifera*, *peloidi* e *intraclasti micritici*; b) rudstone-floatstone a dasicladali (*Palaeodasycladus mediterraneus*); c) packstone a *gasteropodi*, *macroforaminiferi (lituolidi)*; d) packstone-grainstone a dasicladali (*Palaeodasycladus mediterraneus*), *foraminiferi bentonici (textularidi e valvulinidi)*, *Thaumaporella parvovesiculifera*, *peloidi* e *intraclasti*.

Sulla base delle osservazioni di campagna e dello studio al microscopio delle microfacies i *Calcari* a *Palaeodasycladus* possono essere riferiti ad ambienti di piattaforma carbonatica e più in particolare a sotto-ambienti di piana tidale e di laguna da protetta ad aperta.

I microfossili più significativi sono alghe dasicladali e macroforaminiferi. Tra le alghe dasicladali è frequente *Palaeodasycladus mediterraneus* nella parte bassa; alla diminuzione di *Palaeodasycladus mediterraneus* corrisponde la comparsa nella parte intermedia di *Orbitopsella praecursor* e *O. primaeva*. Altri microfossili significativi sono: *Lituosepta recoarensis*, *Lituolipora termieri*, *Siphovalvulina colomi* e *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Tra i macrofossili è significativa la presenza nella parte alta della formazione di grandi bivalvi del gruppo dei litiotidi (“Facies a *Lithiotis*” Auct.).

Il limite inferiore non è affiorante. Il limite superiore con **CDO** è marcato in quest’area dalla presenza di paleosuoli rossastri (circa 2 m di spessore), e dalla comparsa di strati e banchi di calcari oolitici. È possibile osservare il contatto lungo la strada che costeggia il versante a ovest di Falciano del Massico (Fig. 20). Lo spessore massimo in affioramento è di circa 500 m.



Fig. 20 - Limite tra CPL e CDO marcato da paleosuoli rossastri. Nord della località Falciano del Massico.

Nel Foglio **CPL** affiora esclusivamente nella parte bassa del versante sudorientale della dorsale del Monte Massico, a ovest dell'abitato di Falciano del Massico.

L'età di questa formazione da letteratura è Giurassico Inferiore *p.p.* (Hettangiano *p.p.*-Toarciano *p.p.*). I microfossili più significativi dal punto di vista biostratigrafico rinvenuti nei campioni studiati sono alghe dasycladali e macroforaminiferi. In particolare, tra le alghe dasycladali è frequente *Palaeodasycladus mediterraneus*, che consente di individuare l'omonima biozona di distribuzione totale, riferibile all'intervallo cronostratigrafico Hettangiano *p.p.*-Toarciano inferiore *p.p.* (BARATTOLO & ROMANO 2005; TRECALLI *et alii*, 2012). Sono inoltre presenti macroforaminiferi lituolidi, indicativi della subzona a *Orbitopsella* di CHIOCCHINI *et alii* (2008). Tra i macrofossili è significativa dal punto di vista biostratigrafico e litostratigrafico la presenza di grandi bivalvi del gruppo dei liotidi, che nella Piattaforma Carbonatica Appenninica sono diffusi nell'intervallo Pliensbachiano-Toarciano inferiore (TRECALLI *et alii*, 2012; POSENATO *et alii*, 2018). **GIURASSICO INFERIORE p.p.** (Hettangiano *p.p.*-Toarciano inferiore)

1.1.2. - calcari oolitici ed oncolitici (CDO)

Calcari bianchi e grigio-avana, in strati spessi da 5 a 50 cm, ricchi in ooidi, peloidi, oncoidi e frammenti di bivalvi (Fig. 21), talora associati a calcari dolomitici e dolomie. La parte bassa, al passaggio con **CPL**, è marcata in quest'area dalla presenza di paleosuoli rossastri (circa 2 m di spessore), e dalla comparsa di strati



Fig. 21 - Rudstone/floatstone a oncoidi alla base della formazione **CDO**. Nord della località Falciano del Massico.



Fig. 22 - Coralli, oncoidi e bioclasti nella formazione CDO. Nord della località Falciano del Massico.

e banchi di calcari oolitici. A più altezze stratigrafiche si ritrovano calcari oncolitici a cui si associano anche livelli ricchi in coralli isolati (Fig. 22).

Le microfacies più frequenti in questa formazione (Fig. 23) sono costituite da: *grainstone* oolitici; *floatstone-rudstone* a grandi oncoidi e intraclasti, con dasicladali e frammenti di bivalvi; *floatstone* a noduli di *Lithocodium* in matrice di *wackestone* a foraminiferi e thaumatoporelle; *floatstone* a noduli di cianoficee, intraclasti micritici, dasicladali e foraminiferi, *wackestone-packstone* a pfenderinidi.

Sulla base delle osservazioni di campagna e delle microfacies, i calcari oolitici ed oncolitici possono essere riferiti ad ambienti di piattaforma carbonatica, e in particolare a sotto-ambienti di laguna subtidale.

I microfossili più significativi sono costituiti da foraminiferi bentonici e alghe dasicladali. Tra i foraminiferi bentonici sono presenti *Redmondoides lugeoni* e pfenderi-

nidi (tra cui *Paleopfenderina trochoidea*, *P. salernitana* e *Satorina apuliensis*). Tra le alghe dasicladali è presente *Selliporella donzellii*.

Il limite superiore è per alternanza con CCM ed è marcato dalla comparsa di *Cladocoropsis mirabilis*. Lo spessore affiorante è variabile fino a 500 m.

Nel Foglio i calcari oolitici ed oncolitici affiorano sul versante meridionale della dorsale che va dal M. Massico al M.S. Martino.

Questa formazione è attribuita al Giurassico Medio *p.p.* nei fogli CARG Salerno, Sant'Angelo dei Lombardi e Avellino. Viene invece attribuita all'intervallo Giurassico Inferiore *p.p.* (Toarciano *p.p.*) - Giurassico Medio *p.p.* (Calloviano *p.p.*) nei fogli CARG Sorrento ed Ercolano. I microfossili più significativi dal punto di vista biostratigrafico nei campioni del Foglio sono costituiti da fora-

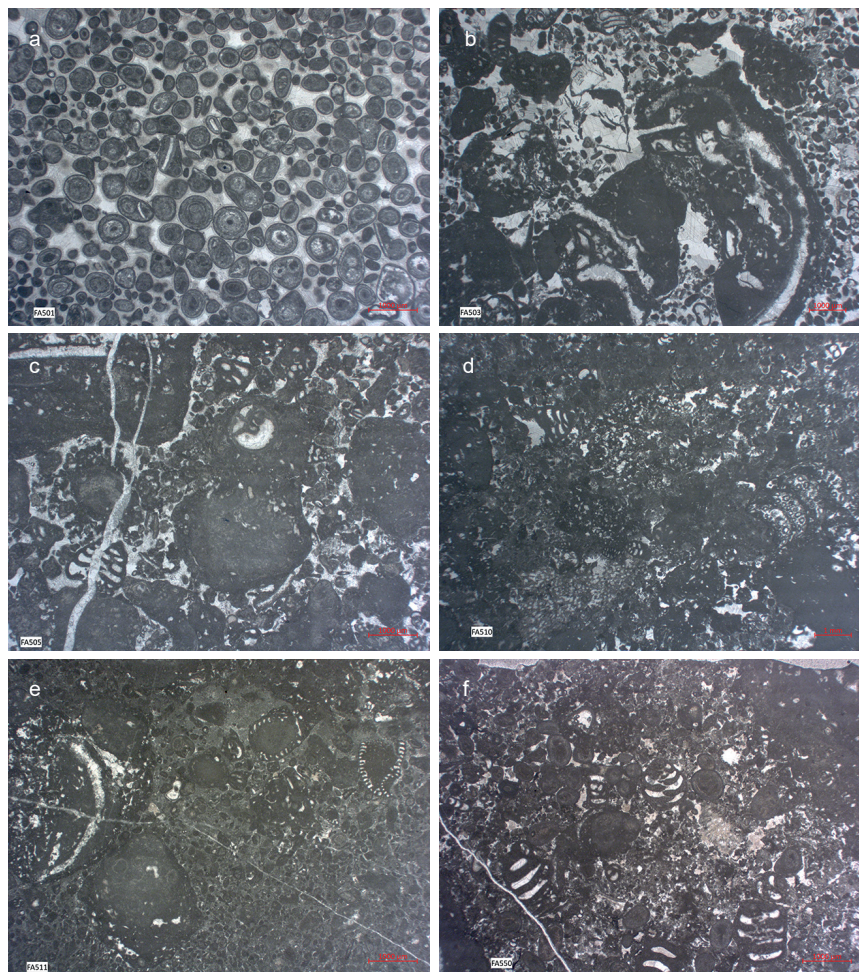


Fig. 23 - Microfacies di CDO: a) grainstone oolitico; b) floatstone a oncoidi, intraclasti, peloidi e piccoli foraminiferi bentonici; c) floatstone a oncoidi, intraclasti, peloidi e foraminiferi bentonici (*Redmondoides lugeoni*); d) packstone a oncoidi e foraminiferi *pfenderinidi* (*Satorina apuliensis*) e foraminiferi bentonici (tra cui *Redmondoides lugeoni*); e) packstone a oncoidi e foraminiferi *pfenderinidi* (*Satorina apuliensis*); f) packstone a ooliti, intraclasti e foraminiferi bentonici (tra cui *Redmondoides lugeoni*).

miniferi bentonici e alghe dasicladali. Tra i foraminiferi bentonici sono presenti *Redmondoides lugeoni*, *Satorina apuliensis*, *Paleopfenderina salernitana*, *P.*

trochoidea e *Prekurnubia crusei*. Tra le alghe dasicladali è presente *Selliporella donzellii*. Questi microfossili permettono di individuare la biozona a *Selliporella donzellii*, la biozona a *Redmondoides lugeoni* e la biozona a *Paleopfenderina salernitana* dello schema biostratigrafico di CHIOCCHINI *et alii* (2008). Queste tre biozone coprono l'intervallo cronostratigrafico Bajociano-Bathoniano (CHIOCCHINI *et alii*, 2008). La parte bassa della formazione, caratterizzata dalla presenza di calcari oolitici, è priva di microfossili significativi dal punto di vista biostratigrafico. Sulla base di correlazioni basate sulla stratigrafia degli isotopi del carbonio, TRECALLI *et alii* (2012) hanno datato la base dei *calcari oolitici ed oncolitici* nella Piattaforma Carbonatica Appenninica al Toarciano inferiore. In particolare, la scomparsa delle ricche associazioni fossili a bivalvi litiotidi e alghe dasicladali (*Palaeodasycladus mediterraneus*) e la comparsa di calcari oolitici sono state messe in relazione con una crisi di biocalcificazione all'inizio dell'e-vento anossico del Toarciano inferiore (TRECALLI *et alii*, 2012). Sulla base di questi dati è quindi possibile confermare per i *calcari oolitici ed oncolitici* un'età che copre l'intervallo Giurassico Inferiore *p.p.*- Giurassico Medio *p.p.* (Toarciano inferiore-Bathoniano).

GIURASSICO INFERIORE p.p. - GIURASSICO MEDIO p.p. (Toarciano inferiore-Bathoniano)

1.1.3. - *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (CCM)

Calcari grigi, grigio scuro e nocciola, in strati da 10 cm a 70 cm, talora in banchi di spessore fino a 2 m, a volte dolomitizzati. Sono frequenti calciruditi con grossi oncoidi, calcareniti oolitiche e calcari con grossi frammenti di *Cladocoropsis mirabilis*.

Le microfacies più frequenti in questa formazione (Fig. 24) sono rappresentate da: *floatstone* a *Cladocoropsis*; *packstone* a intraclasti, foraminiferi e dasicladali; *wackestone* a oncoidi, nubecularidi e foraminiferi bentonici; *mudstone-wackestone* a dasicladali e foraminiferi bentonici; *wackestone-floatstone* a noduli di *Lithocodium*. Occasionalmente sono presenti *wackestone* con oogoni di caratee.

Sulla base delle osservazioni di campagna e delle microfacies, i *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* possono essere riferiti ad ambienti di piattaforma carbonatica, e in particolare a sotto-ambienti di laguna subtidale con circolazione da ristretta ad aperta. I livelli di *wackestone* con oogoni di caratee sono riferibili a un sotto-ambiente di laguna costiera con afflusso di acque dolci.

Il limite superiore è per alternanza con **CRQ**. Lo spessore affiorante è variabile da 150 m a 250 m.

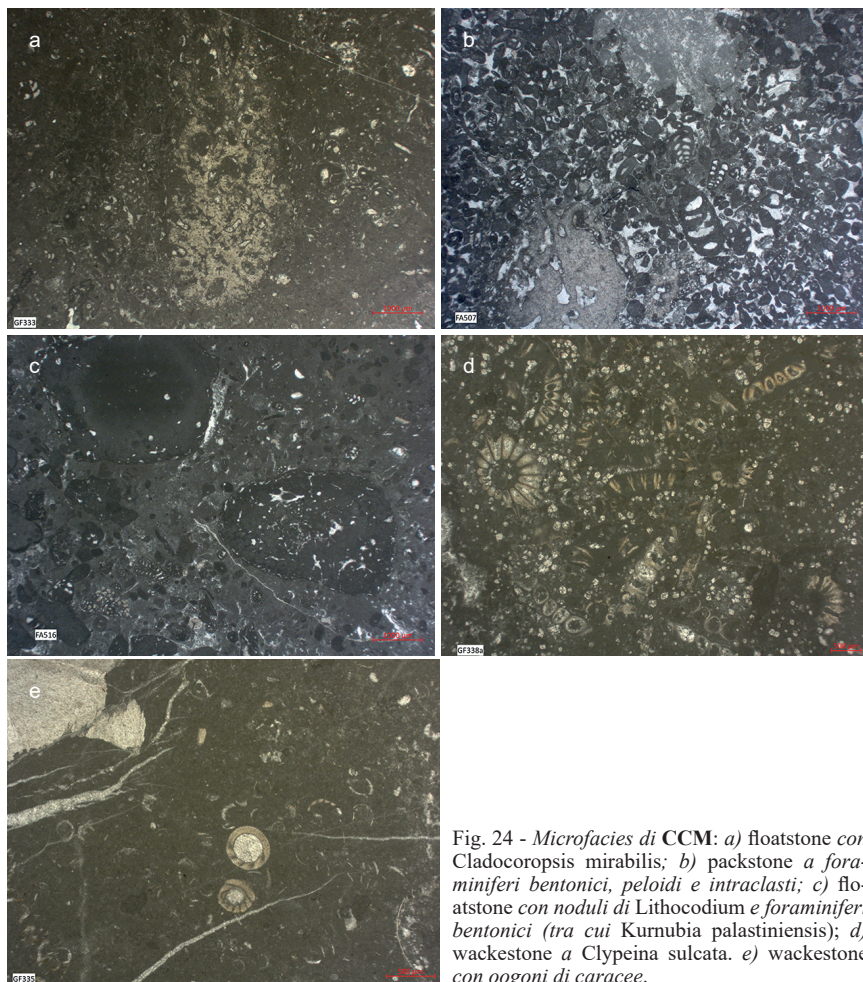


Fig. 24 - *Microfacies di CCM*: a) floatstone con *Cladocoropsis mirabilis*; b) packstone a foraminiferi bentonici, peloidi e intraclasti; c) floatstone con noduli di *Lithocodium* e foraminiferi bentonici (tra cui *Kurnubia palastiniensis*); d) wackestone a *Clypeina sulcata*. e) wackestone con oogni di caracee.

I calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* affiorano su entrambi i versanti della dorsale che va dal M. Massico al M.S. Martino. È possibile osservare il limite inferiore e superiore lungo il sentiero che da Falciano del Massico sale verso la vetta del Monte Massico e lungo il sentiero che costeggia il versante nord-occidentale della dorsale da Piedimonte Massicano verso il Monte Massico.

L'età attribuita ai calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* è diversa nei vari fogli CARG in cui questa formazione è stata cartografata. In particolare, in alcuni fogli

(Salerno, Sapri e Sala Consilina) viene indicata un'età compresa tra il Giurassico Medio *p.p.* e il Giurassico Superiore. In altri (Caserta Est, Ercolano, S. Angelo dei Lombardi, Avellino) il limite superiore viene posto nella parte basale del Cretacico Inferiore (Berriasiano inferiore *p.p.*). Nei campioni studiati, i microfossili più significativi per l'attribuzione biostratigrafica sono i foraminiferi *Redmondoides lugeoni*, *Praekurnubia crusei* e *Kurnubia palastiniensis* e l'alga dasicladale *Aloisalthella sulcata* (= *Clypeina jurassica*). La presenza di queste specie documenta la biozona a *Kurnubia gr. palastiniensis* e la biozona a *Clypeina jurassica*, che indicano un'età Calloviano - Titoniano, secondo lo *schema* biostratigrafico di CHIOCCHINI *et alii* (2008). Il limite superiore della biozona a *Clypeina jurassica* di CHIOCCHINI *et alii* (2008) è definito dalla scomparsa della specie omonima. Tale evento biostratigrafico è datato al limite Titoniano-Berriasiano da CHIOCCHINI *et alii* (2008) mentre viene invece posto nel Berriasiano da altri autori (DE CASTRO, 1991; GRANIER, 2019). Sulla base dell'attuale stato delle conoscenze la formazione dei *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* viene attribuita all'intervallo Giurassico Medio *p.p.* (Calloviano) - Cretacico Inferiore *p.p.* (Berriasiano *p.p.*) **GIURASSICO MEDIO p.p.-CRETACICO INFERIORE p.p.** (Calloviano-Berriasiano *p.p.*)

1.1.4. - calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)

Calcari biancastri e grigi, con frequenti livelli ricchi di gasteropodi e requienidi (Fig. 25), in strati di spessore compreso tra i 10 e 70 cm, spesso alternati a calcari dolomitici e dolomie. In particolare, si rinvencono calcilutiti a dasicladacee,



Fig. 25 - Calciruditi a requienidi nella formazione CRQ. Colle le Mandre.

calcarei stromatolitici e loferitici, calciruditi a gasteropodi e a requenie, calcilutiti a ostracodi e miliolidi, calcareniti con orbitolinidi. Nella parte bassa prevalgono calcilutiti a dasicladali, laminiti stromatolitiche e loferitiche, calcareniti a peloidi e calciruditi intra-bioclastiche. Nella porzione intermedia dell'unità si rinvencono sottili livelli di argille residuali e talora gli strati risultano carsificati con cavità centimetriche che presentano riempimenti costituiti da silt rossicci talora bauxitici, non cartografabili (Fig. 26). Nella parte alta sono presenti calcari bioclastici ad alveoline riferibili al membro dei *calcarei ad alveolinidi e dolomie laminate (CRQ₄)*.

Le microfacies più frequenti nei campioni di questa formazione (Fig. 27) sono costituite da: *mudstone-wackestone* a ostracodi e intraclasti micritizzati; laminiti microbiali; *mudstone* dolomitizzato a *fenestrae*; *grainstone-packstone* fine a peloidi e intraclasti; *wackestone* a gasteropodi e dasicladali; *wackestone-floatstone* a gasteropodi e requenidi; *floatstone* a gasteropodi e orbitolinidi; *wackestone* a orbitolinidi; *wackestone-packstone* a foraminiferi bentonici e dasicladali.

Sulla base delle osservazioni di campagna e delle microfacies, i *calcarei con requenie e gasteropodi* possono essere riferiti ad ambienti di piattaforma car-



Fig. 26 - Calciruditi e calcareniti carsificate; a) dettaglio delle cavità carsiche con riempimenti arrosati nella formazione **CRQ**. Est di Masseria Vaglia.

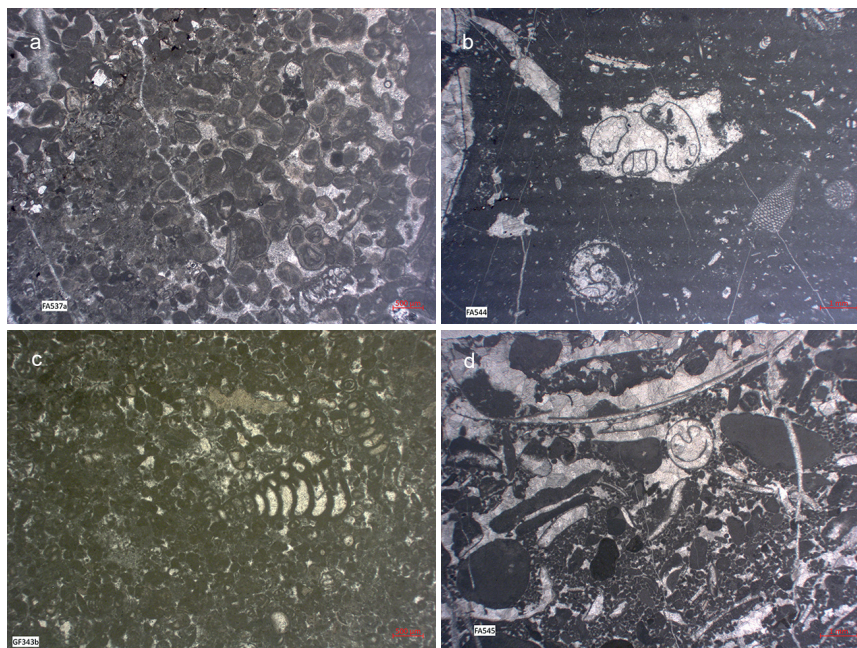


Fig. 27 - Microfacies di **CRQ**: a) grainstone a ooliti superficiali, peloidi e foraminiferi; b) floatstone a gasteropodi, frammenti di bivalvi e foraminiferi; c) packstone a peloidi e foraminiferi bentonici; d) floatstone a gasteropodi, frammenti di bivalvi e orbitolinidi.

bonatica, e in particolare a sotto-ambienti di piana tidale, di barra di marea e di laguna subtidale con circolazione da ristretta ad aperta.

I microfossili più significativi nella parte inferiore e media della formazione sono: *Favreina salevensis*, *Clypeina? solkani*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Humiella teutae*, *Praturlonella danilovae*, *Cuneolina camposaurii*, *Vercorsella laurentii*, *V. scarsellai*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Palorbitolina lenticularis*, *Valdanchella dercourtii*, *Simplorbitolina aquitanica*. Nella parte alta, riferibile al membro **CRQ₄**, sono presenti: *Cisalveolina fraasi*, *Pseudolituonella reicheli*, *Chrysalidina gradata*, *Nezzazata* spp.

Il limite superiore con **RDT** è netto ed è posto al tetto dei livelli con *Cisalveolina fraasi*, seguiti da sottili livelli argillosi. Spessore complessivo variabile inferiore a 550 m.

La formazione dei *calcarei con requienie e gasteropodi* affiora estesamente nell'area settentrionale tra Colle Castelluccio e M. Finocchiaro, dove è osservabile anche il membro **CRQ₄** in destra orografica della Valle delle Conche. Nella

località a Est di Masseria Vaglia, lungo i sentieri che attraversano il tratto collinare, sono osservabili livelli arrossati. Altri affioramenti si rinvencono sul versante occidentale di Colle Le Mandre, dove è ben visibile il passaggio basale per alternanza con CCM. Nel Foglio non sono stati osservati livelli a ooliti fibroso-raggiate caratteristici del membro **CRQ₁**, riconosciuto in molte aree dell'Appennino meridionale.

L'età attribuita ai *calcari con requienie e gasteropodi* nella maggior parte dei fogli CARG dell'Appennino meridionale (Sapri, Sala Consilina, Salerno, S. Angelo dei Lombardi, Avellino) è Cretacico Inferiore *p.p.* (Berriasiano *p.p.*) - Cretacico Superiore *p.p.* (Cenomaniano). Le associazioni a dasicladali e foraminiferi bentonici osservate nei campioni studiati consentono di individuare un intervallo biostratigrafico che va dalla biozona a *Favreina salevenesis* e *Salpingoporella annulata* alla base della formazione alla biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli* nella parte sommitale. Nello schema di CHIOCCHINI *et alii* (2008) questo intervallo biostratigrafico corrisponde a un'età compresa tra la base del Berriasiano e il tetto del Cenomaniano. Tuttavia, come già osservato nel paragrafo precedente, il limite inferiore dei *calcari con requienie e gasteropodi* può essere posto nel Berriasiano, anziché al limite Titoniano-Berriasiano. Inoltre, correlazioni basate sulla stratigrafia con gli isotopi del carbonio hanno dimostrato che la scomparsa di *Cisalveolina fraasi* è da riferire a un'età Cenomaniano superiore e non al limite Cenomaniano-Turoniano (PARENTE *et alii*, 2008; FRIJIA *et alii*, 2015). Pertanto, sulla base delle conoscenze più recenti la formazione dei calcari *con requienie e gasteropodi* è riferibile a un'età Cretacico Inferiore *p.p.* (Berriasiano *p.p.*) - Cretacico Superiore *p.p.* (Cenomaniano superiore *p.p.*).

CRETACICO INFERIORE p.p. - CRETACICO SUPERIORE p.p. (Berriasiano *p.p.*-Cenomaniano superiore *p.p.*)

1.1.4.1. - membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (**CRQ₄**)

Calcari avana e grigi ben stratificati, costituiti prevalentemente da calcilutiti e calcareniti peloidali alternate a calcareniti nocciola con alveolinidi. Gli strati variano di spessore da 20 a 80 cm. Le microfacies più rappresentative sono costituite da *wackestone-packstone* a peloidi e *wackestone-packstone* bioclastici a gasteropodi e foraminiferi bentonici, tra cui alveolinidi (Fig. 28).

Sulla base delle osservazioni di campagna e delle microfacies, il membro **CRQ₄** può essere riferito ad ambiente di sedimentazione di piattaforma interna con facies di laguna subtidale.

I microfossili più significativi sono: *Cisalveolina fraasi*, *Pseudolituonella reicheli*, *Chrysalidina gradata*, *Nezzazata* spp.

Il limite inferiore con la restante parte di **CRQ** è netto ed è segnato dai primi

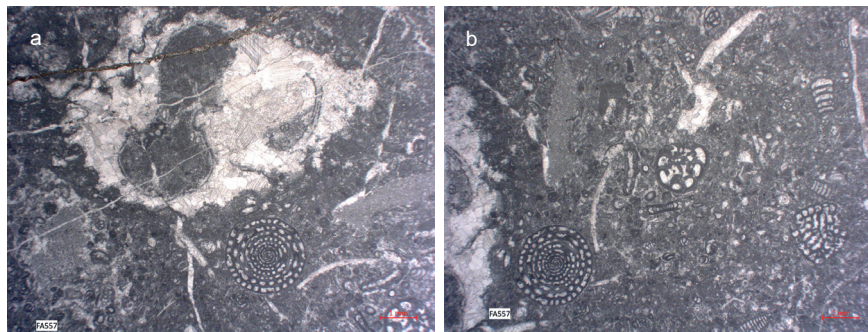


Fig. 28 - *Microfacies del membro CRQ₄*: a) wackestone a gasteropodi e *Cisalveolina fraasi*. b) wackestone a *Cisalveolina fraasi*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*.

livelli ad alveolinidi. Il limite superiore con **RDT** è segnato dalla scomparsa degli alveolinidi e degli altri macroforaminiferi del Cenomaniano superiore. Lo spessore affiorante è variabile tra 50 e 150 m.

CRQ₄ affiora nell'area a ovest di Monte Finocchiaro e a ovest di Colle le Mandre.

CRETACICO SUPERIORE p.p. (Cenomaniano p.p.)

1.1.5. - calcari a radiolitidi (**RDT**)

Calcarei da grigi a nocciola con foraminiferi bentonici e alghe calcaree alternati a livelli di calcari ricchi di gusci e frammenti di radiolitidi e gasteropodi. Gli strati, laddove riconoscibili, hanno uno spessore variabile da circa 20 cm fino a 1 m (Fig. 29).

Le microfacies più frequenti nei campioni di questa formazione (Fig. 30) sono costituite da: *wackestone* a foraminiferi bentonici; *mudstone-wackestone* a milioliti e ostracodi; *mudstone-wackestone* a milioliti, *thamatoporelle* e *Decastronema*; *floatstone* a frammenti di radiolitidi.

Sulla base delle osservazioni di campagna e dello studio delle microfacies, è possibile attribuire questa formazione a un ambiente di rampa carbonatica a bassa energia.

I microfossili più significativi presenti nelle sezioni sottili studiate sono: *Moncharmontia apenninica*, *Accordiella conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rotalispira* sp., *Nezzazatinella* sp., *Thamatoporella parvovesiculifera*, *Decastronema katori*.

Il limite superiore è inconforme, di tipo erosionale con le successioni calcaree del Miocene Inferiore: **CUS** e **LNG**. Il contatto è caratterizzato da un netto



Fig. 29 - Aspetto tipico della stratificazione della formazione **RDT**. Sud di Pietralunga.

cambiamento di facies e di ambienti. Le variazioni sono sia in termini di tessiture che di composizione, talora il contatto è caratterizzato da superfici stilolitiche. Lo spessore è variabile, compreso tra 250 a 450 m. **RDT** affiora sul versante a nord-ovest della cima del Monte Massico e nella zona di Colle Castelluccio.

Nei fogli CARG dell'Appennino meridionale i *calcari a radiolitidi* vengono attribuiti al Cretacico Superiore *p.p.* In particolare, in alcuni fogli (ad es., Caserta Est, S. Angelo dei Lombardi, Avellino, Sapri) la base di questa formazione viene attribuita al Turoniano, mentre in altri viene attribuita al Cenomaniano superiore (ad es., nei fogli Salerno e Sala Consilina). Il tetto della formazione viene invece attribuito genericamente al Campaniano in alcuni fogli (S. Angelo dei Lombardi, Avellino, Sapri), al Santoniano in altri (Salerno ed Ercolano). Sulla base del contenuto microfossilifero è possibile confermare la presenza della biozona a *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* e *Nummuloculina* cf. *irregularis* e della biozona ad *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai*. Queste biozone corrispondono a un intervallo cronostratigrafico che va dal Turoniano al Campaniano inferiore, secondo lo schema di CHIOCCHINI *et alii* (2008). In realtà, come discusso nel paragrafo precedente, il limite inferiore di **RDT**, posto in corrispondenza della scomparsa di *Cisalveolina fraasi*, è databile al Cenomaniano superiore. Per quanto riguarda invece l'età del tetto della formazione, va tenuto conto del fatto che **RDT** in tutto l'Appennino meridionale ha come limite superiore una discontinuità stratigrafica di tipo erosionale, che probabilmente taglia livelli di età diversa nei diversi settori. Inoltre, la biozona ad *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai*, presente nella parte alta della formazione, copre un intervallo cronostratigrafico

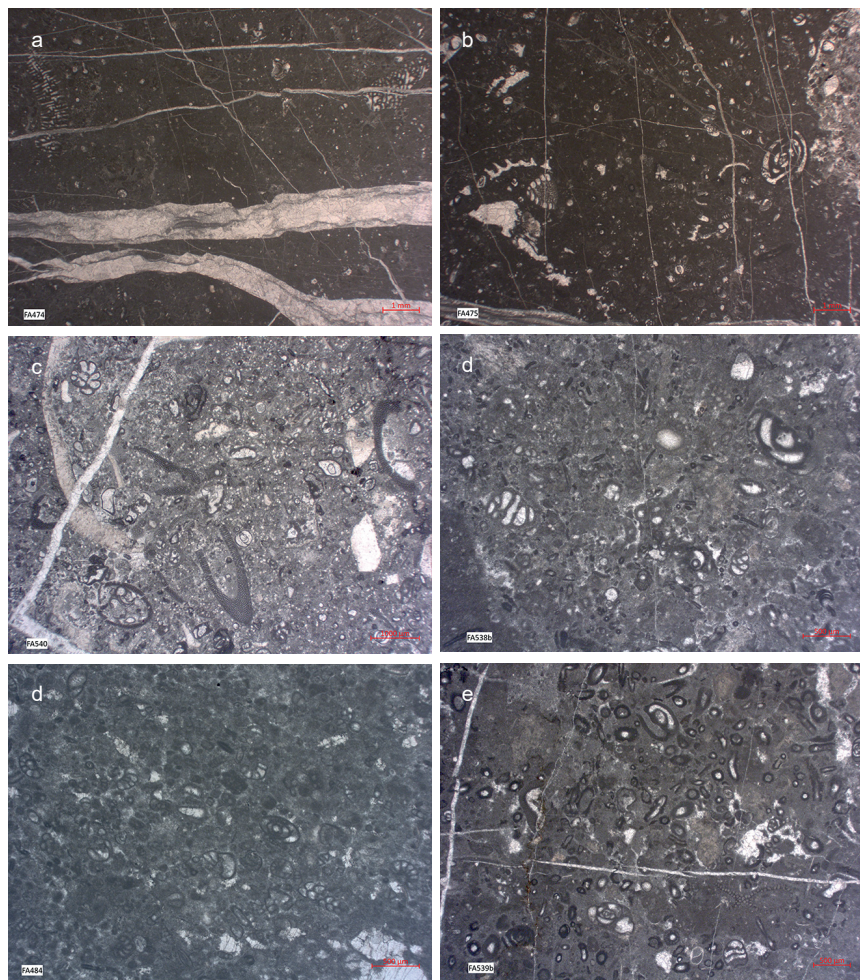


Fig. 30 - *Microfacies di RDT*: a) wackestone a *Dicyclina schlumbergeri*; b) wackestone con *miliolidi* e *Accordiella conica*; c) wackestone a frammenti di *radiolitidi*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *nezzazatidi* e *miliolidi*; d) wackestone con *miliolidi*, *nezzazatidi*, *thaumatoporelle* e *Decastronema kotori*; e) wackestone-packstone a *foraminiferi* (tra cui *Moncharmontia apenninica*); e) wackestone a *miliolidi*, *Decastronema kotori* e *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

molto ampio che va dal Coniaciano al Campaniano inferiore, secondo lo schema di CHIOCCHINI *et alii* (2008).

In altri settori dell'Appennino meridionale l'integrazione di biostratigrafia e stratigrafia isotopica ha consentito di datare il tetto dei *calcarei a radiolitidi* al

Campaniano inferiore o alla base del Campaniano medio (FRIJIA *et alii*, 2015). Pertanto, sulla base delle più recenti conoscenze, i *calcari a radiolitidi* possono essere attribuiti al Cretacico Superiore *p.p.* e in particolare a un intervallo compreso tra il Cenomaniano superiore *p.p.* e il Campaniano inferiore o medio.

CRETACICO SUPERIORE *p.p.* (?Cenomaniano superiore *p.p.*-Campaniano inferiore o medio?).

1.1.6. - *formazione di Cusano (CUS)*

Calcareniti e calciruditi bianche o grigie a tessitura prevalentemente *rudstone-floatstone* ad alghe rosse, briozoi, bivalvi, serpulidi, talora con echinidi in posizione di vita e foraminiferi bentonici (comunemente heterostegine e amphistegine).

A luoghi sono presenti banchi di pectinidi e subordinatamente ostreidi. La stratificazione generalmente piano-parallela è localmente incrociata a media e a grande scala con spessori degli strati tra 20 e 80 cm. Nella parte bassa e media prevalgono le facies grossolane bio-detritiche a briozoi, bivalvi e frammenti di litotamni che formano talora rodoliti. Queste facies passano gradualmente verso l'alto a calcareniti fini a ostreidi con foraminiferi bentonici.

Le microfacies più frequenti nei campioni di questa formazione sono costituite da *packstone* con abbondanti frammenti di echinidi e alghe rosse e subordinati frammenti di molluschi, macroforaminiferi bentonici e briozoi; *rudstone* con macroforaminiferi bentonici (*Amphistegina*) e frammenti di echinidi e briozoi (Fig. 31).

Sulla base delle osservazioni di campagna e delle microfacies è possibile attribuire questa formazione ad ambienti deposizionali di piattaforma aperta di

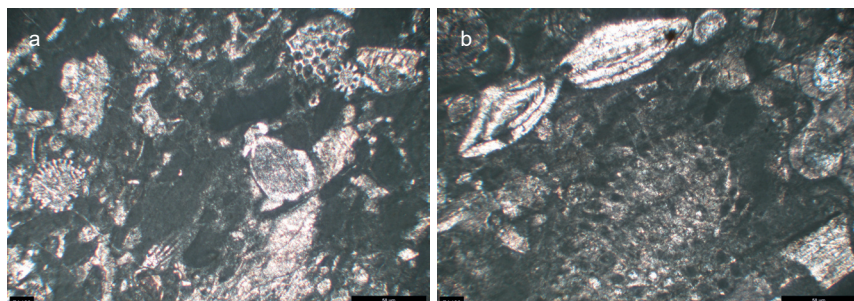


Fig. 31 - *Microfacies di CUS*: a) *packstone* con abbondanti frammenti di echinidi e alghe rosse e subordinati frammenti di molluschi, macroforaminiferi bentonici e briozoi. Nord di San Sebastiano; b) *packstone/ rudstone* con macroforaminiferi bentonici (*Amphistegina* sp.), frammenti di echinidi e briozoi. Nord di Poggio Pianella e Nord di Masseria Maglia.

tipo *foramol* (*sensu* LEES & BULLER, 1972) in condizioni climatiche subtropicali (BARBERA *et alii*, 1978; CARANNANTE, 1982; CARANNANTE & SIMONE, 1996); in particolare la presenza di alghe rosse permette di ascrivere i campioni analizzati a un ambiente di rampa intermedia, sviluppatasi in zona meso/oligofotica.

L'unità passa verso l'alto alla *formazione di Longano (LNG)* mediante un contatto netto e concordante marcato anche da livelli con mineralizzazioni a glauconite e fosfati (Fig. 32) presenti sia sulla superficie di contatto dell'unità **CUS**, sia nei primi livelli calcareo-marnosi di **LNG**. Localmente su **CUS** poggiano direttamente i depositi sinorogenici di **FPJ**. Il passaggio è ben visibile ed è caratterizzato al tetto di **CUS** da circa 100 cm di alternanze di marne e calcareniti ricche in noduli fosfatici; al di sopra di questo intervallo è presente un crostone ferruginoso decimetrico (*hardground*) su cui poggiano con un contatto erosionale e discordante i depositi silicoclastici di **FPJ** (Fig. 33).

Altri affioramenti si ritrovano a Nord di Monte Malagna dove sono ben visibili il contatto basale con **RDT**, marcato da una superficie stilolitica, e quello superiore caratterizzato da un rapido passaggio ai depositi calcareo-marnosi e marnosi di **LNG**. Lo spessore è variabile da assente a circa 80 m.



Fig. 32 - Dettaglio del passaggio stratigrafico tra **CUS** e **LNG**. Nord di Pietralunga.

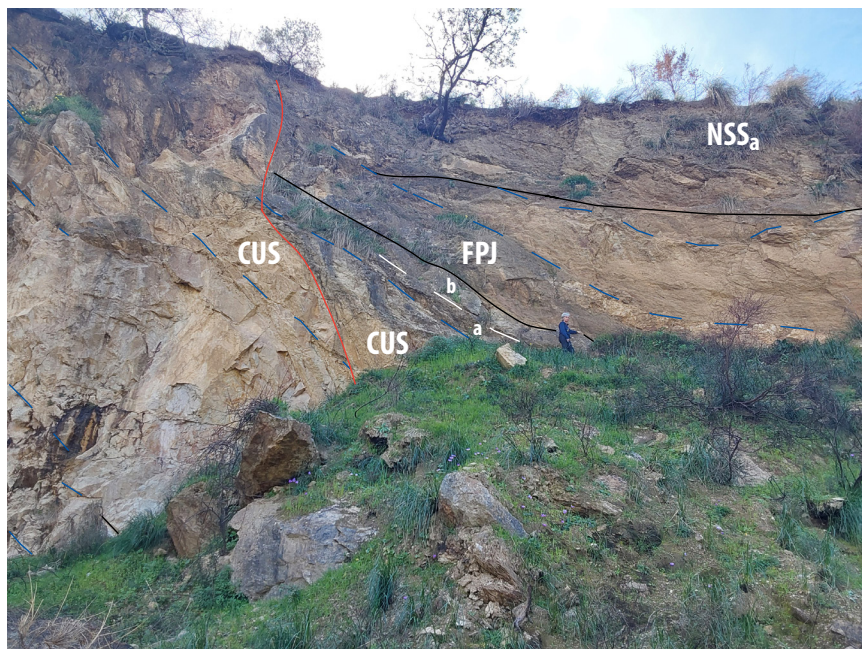


Fig. 33 - Panoramica dei passaggi stratigrafici inconformi tra CUS, FPJ e NSS_a. Linee in tratteggio blu: stratificazione; linee continue nero: contatti stratigrafici inconformi, linea in rosso: faglia diretta. La parte alta di CUS al passaggio con FPJ è caratterizzata da circa 50 cm di alternanze di livelli marnosi e calcareo marnosi (a) che passano a un livello calcareo (50 cm di spessore) ricco in noduli fossiliferi (b). Al contatto con FPJ è presente un crostone ferruginoso centimetrico (hardground). Si nota inoltre il passaggio erosivo e discordante tra FPJ e NSS_a. Cava in località San Sebastiano.

Coerentemente con i dati relativi alla macrofauna e microfauna, l'età da letteratura è comunemente riferita al Burdigaliano-Langhiano p.p.? I dati ottenuti dalle analisi per la stratigrafia isotopica dello Stronzio sui livelli basali campionati in località Castelluccio (a Nord di Monte Malagna) indicano un'età di 18,2 Ma, corrispondente al Burdigaliano medio (SABBATINO *et alii*, 2021). La parte alta può arrivare come indicato in letteratura al Langhiano superiore in quanto nei primi livelli di LNG sono stati ritrovati foraminiferi planctonici riferibili a *Orbulina universa* la cui comparsa (*First Occurrence*) è alla base della biozona a foraminiferi planctonici MMi5b in LIRER *et alii* (2019).

BURDIGALIANO MEDIO - LANGHIANO p.p.?

1.1.7. - *formazione di Longano (LNG)*

Marne calcaree, calcari marnosi e calcareniti a foraminiferi planctonici tra cui *Orbulina* sp. di colore grigio e nocciola, localmente con sottili interstrati marnosi di colore grigiastro, in strati da sottili a medi con base netta (Fig. 34). A luoghi sono presenti strutture da scivolamento sin-sedimentario e/o diagenetiche che hanno comportato la deformazione della successione e la formazione di pieghe di tipo *chevron* (Fig. 35). Talora negli strati si osservano livelli risedimentati con gradazione diretta o inversa e strutture trattive (tappeti di trazione, laminazione incrociata) attribuibili a deposizione da flussi gravitativi.

Le caratteristiche sedimentologiche indicano una deposizione in ambienti di tipo emipelagico, pelagico e localmente torbitidico su rampa distale o in aree marginali di piattaforma passante a scarpata.

Il limite superiore è generalmente mascherato dalla vegetazione anche se è evidenziato da un graduale aumento della componente silicoclastica associato a un aumento degli spessori degli strati.



Fig. 34 - Tipico aspetto della stratificazione dei calcari marnosi di LNG. Nord di Pietralunga.



Fig. 35 - Pieghe tipo chevron nei depositi calcareo-marnosi di LNG. Sud della località il Muraglione.

I migliori affioramenti si ritrovano lungo il sentiero in prossimità della località Pietralunga in cui è osservabile il passaggio stratigrafico con l'unità sottostante **RDT** (Figg. 36, 37). Lo spessore in affioramento è molto variabile, da assente fino a 70 m, evidenziando talora fenomeni erosivi al passaggio con le unità sovrastanti (**FPJ**).

Sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici, nel Foglio n. 431 “Casserta Est”, l'età di **LNG** è stata riferita al Serravalliano inferiore - Tortonianiano inferiore. In particolare, la parte bassa è individuata dalla *FO* (*First Occurrence*) di *Orbulina universa*. Gli schemi biostratigrafici della distribuzione dei foraminiferi planctonici prodotti negli ultimi anni (LIRER *et alii*, 2019) inquadrano tale evento nel Langhiano superiore (biozona MMi5b), anticipando l'età della base di questa formazione al Langhiano *p.p.* La presenza di foraminiferi riferiti a *Orbulina universa* sin dai primi livelli di **LNG** all'interno del Foglio permette di confermare questa età per la base dell'unità.

Dalle analisi biostratigrafiche a nannofossili calcarei condotte la maggior parte dei campioni sono risultati sterili; esclusivamente in località Pietralunga



Fig. 36 - Superficie di contatto dei calcari marnosi (**LNG**) sui calcari a radiolitidi (**RDT**). Si nota l'appoggio marcato da crostoni ferruginosi. Nord di Pietralunga.



Fig. 37 - Panoramica della superficie di contatto dei calcari marnosi (**LNG**) sui calcari a radiolitidi (**RDT**). Nord di Pietralunga.

un campione indica nannofossili calcarei con associazioni riferibili almeno alla biozona MNN6b.

LANGHIANO p.p. - SERRAVALLIANO p.p.

1.2. - SUCCESSIONE SILICOCLASTICA SIN-TARDO OROGENICA

1.2.1. - *formazione di Pietraroja (FPJ)*

Alternanze di arenarie quarzoso-feldspatiche torbiditiche in strati da sottili a medi, con intervalli mostranti la parziale sequenza di Bouma (Td-e e Tc-e), e di marne e marne argillose in strati centimetrici. Il rapporto A/P è variabile da ≤ 1 a $\ll 1$. In particolare, è riconoscibile una parte basale prevalentemente pelitica costituita da argille marnose grigio-azzurrognole (Fig. 38), associate a siltiti e arenarie fini grigio-biancastre, a luoghi sottilmente laminate, e marne biancastre,



Fig. 38 - Dettaglio della stratificazione della parte bassa di **FPJ**. Est di Monte Cicoli.

che passano gradualmente a una porzione sommitale in cui si alternano depositi arenaceo-pelitici in banchi massivi in strati da medi a spessi (Fig. 39).

Nel complesso la successione descritta indica una deposizione in ambienti bacinali torbiditici di avanfossa.

Il limite superiore con **NSS** è inconforme e caratterizzato da un brusco cambiamento delle facies; in alcune aree è marcato dai primi arrivi di olistoliti carbonatici presenti nella litofacies pelitico-arenacea (**NSS_b**) e da olistostromi della litofacies **NSS_a** in località Castellone. Lo spessore in affioramento è di circa 150 m.

Nel Foglio n. 431 “Caserta Est” **FPJ** è attribuito, sulla base di dati riportati in letteratura, al Tortoniano (LIRER *et alii*, 2005). Dalle analisi biostratigrafiche a nannofossili calcarei realizzate per il Foglio la maggior parte dei campioni sono risultati sterili; esclusivamente alla base del versante di M. Costa a Sole, in prossimità del Rio Canal Grande, un campione indica nannofossili calcarei con associazioni non più antiche del Serravalliano (biozona MNN6b). Per posizione stratigrafica e dai dati di letteratura si ritiene che **FPJ** possa arrivare anche al Tortoniano *p.p.*

SERRAVALLIANO p.p. - TORTONIANO p.p.



Fig. 39 - Dettaglio della stratificazione della parte alta di **FPJ**. Sud del versante di Poggio le Fosse

1.2.2. - arenarie di Monte Massico (**NSS**)

Unità torbiditica costituita da arenarie grossolane, microconglomeratiche e conglomeratiche grigie a composizione quarzoso-feldspatica, e subordinatamente quarzoso-litica, bruno-giallastre poco cementate; in strati da medi a molto spessi con base netta talora erosiva (Fig. 40); sono frequentemente banchi, a volte lenticolari o spesso amalgamati, di spessore metrico. Le principali strutture sedimen-



Fig. 40 - Dettaglio della stratificazione dell'unità NSS. Base del versante di Monte di Sant'Angelo.

tarie riconosciute sono laminazioni parallele e convolute, gradazione diretta e alla base degli strati si rinvenivano impronte di fondo. Si intercalano a calcilutiti, calcareniti e calciruditi in strati medi e spessi e banchi talora lenticolari (Fig. 41). Il rapporto A/P è molto variabile da 1 a $\gg 1$. Sono frequenti nella successione olistoliti carbonatici della successione mesozoica locale che talora individuano accumuli cospicui caotici carbonatici e argillosi, interpretati come olistostromi (**ol**); localmente nella matrice arenacea sono stati riconosciuti clasti di calcilutiti tipo “*pietra paesina*” della successione delle “Argille Varicolori” (Complesso Si-



Fig. 41 - Alternanze di strati calcarei ed arenarie nell'unità NSS. Località base del versante in prossimità di località Sinuessa.

cilide *Auct.*). Gli olistoliti sono anche costituiti da blocchi carbonatici con basso grado di metamorfismo conosciuti in letteratura come “marmi di Mondragone” (DI GIROLAMO *et alii*, 2000) che individuano due litofacies, marmi brecciati e marmi Cipollini, ben studiate dal punto di vista petrografico da DI GIROLAMO *et alii* (2000) e da DE GENNARO *et alii* (2003). Nel complesso, gli olistoliti e gli olistostromi hanno dimensioni variabili e non sempre sono cartografabili. Nella parte alta si rinvencono calcareniti bianche o grigie ad alghe rosse, briozoi e bivalvi, coralli isolati e ostreidi interi e/o in frammenti (Fig. 42).

Nel complesso la successione descritta è ascrivibile ad ambienti deposizionali bacinali torbiditici di base di scarpata nell’ambito di un bacino tettonicamente instabile, e caratterizzati da sedimentazione mista (silicoclastica e carbonatica), con frequenti venute di materiale alloctono sotto forma di *slides* gravitativi (olistoliti e olistostromi).



Fig 42 - Intercalazioni di calciruditi nell’unità NSS; a) particolare delle calciruditi a briozoi e rodoliti: i costituenti della frazione ruditica hanno prevalentemente dimensioni comprese tra 1 e 2 cm e sono appresentati da colonie di briozoi, alghe rosse e subordinatamente da resti di bivalvi (ostriche e pectinidi). La tessitura è granosostenuta in scarsa matrice costituita da un packstone con foraminiferi planctonici e subordinatamente da bentonici e da frammenti di echinidi e bivalvi. Località: Monte Cicoli.

La successione risulta molto deformata e pertanto non è stato possibile effettuare una stratigrafia di dettaglio; nel complesso, nella parte bassa prevalgono una litofacies pelitico-arenacea e una litofacies costituita prevalentemente da olistostromi, cartografate come *litofacies pelitico - arenacea* (**NSS_a**) e *olistostromi di Campopiano* (**NSS_b**) rispettivamente. Nella parte superiore prevalgono le litofacies più grossolane e con frequenti intercalazioni di strati calcarei e breccie bioclastiche.

Il limite superiore è tettonico per sovrascorrimento con diverse unità (**RIV**, **ESL**). Lo spessore è superiore a 400 m.

Le *arenarie di Monte Massico* così denominate nel presente Foglio, in letteratura sono state attribuite a differenti unità litostratigrafiche mioceniche (vedi § III). In accordo con la cartografia ufficiale in scala 100.000 (BERGOMI *et alii*, 1969), VITALE *et alii* (2019) e SMERAGLIA *et alii* (2019) attribuiscono tali depositi alle *arenarie di Caiazzo*. I campioni prelevati nel presente Foglio per le analisi a nannofossili calcarei hanno evidenziato associazioni povere prevalentemente riferibili al Langhiano; sulla base dei rapporti stratigrafici con l'unità sottostante (**FPJ**) si ritiene che **NSS** possa essere considerata non più antica del Tortoniano. **TORTONIANO p.p.**

litofacies pelitico - arenacea (**NSS_a**)

L'unità è costituita da torbiditi pelitico-arenacee in strati sottili, tipo *thin-bedded turbidites* (TBT), e spessi, con base tabulare talora erosiva. Si alternano argilliti silteose brune e verdastre. Il rapporto A/P è variabile da <1 a circa 1. Questi depositi contengono numerosi blocchi isolati di spessore singolarmente non superiore a 2 m di calcari grigi cristallini, spesso spatizzati, con vene di calcite, calcari marnosi biancastri e verdolini del tipo "*pietra paesina*" e olistoliti riferiti ai "marmi di Mondragone". Si rinvencono breccie policrome in strati medi e spessi lenticolari con base erosiva; i clasti di dimensioni centimetriche sono costituiti da elementi carbonatici della successione locale, da arenarie e graniti. La successione risulta fortemente deformata, si osservano vene spesse di calcite interstratali (Fig. 43). Inoltre, i depositi in vicinanza dei blocchi, presentano una intensa deformazione plicativa con deformazioni "sotto carico" mostrando un aspetto filladico. Per queste caratteristiche tali depositi sono stati denominati in letteratura "argilloscisti" (CESTARI, 1966) e interpretati successivamente come un "melange tettonico" in SMERAGLIA *et alii* (2019).

Le analisi biostratigrafiche del nannoplancton calcareo in questa porzione di successione presentano associazioni riferibili a biozone della parte bassa del Miocene Inferiore.



Fig. 43 - *Tipico aspetto delle facies pelitico-arenacee con vene calcitiche in NSS_v. Località Poggio Pianella.*



Fig. 44 - *Olistostroma costituito da olistoliti di marmo cipollino presenti nella litofacies NSS_v. Località: Campopiano.*



Fig. 45 - *Dettaglio della matrice degli olistostromi in NSS_v. Località: Campopiano.*

olistostromi di Campopiano (NSS_p)

Olistostromi di volume variabile dalle decine di metri cubi fino a parecchie centinaia di metri cubi, costituiti da blocchi carbonatici meso-cenozoici e da calcari con basso grado di metamorfismo (marmi di Mondragone: “marmo Cipollino” e “marmo brecciato”) (Fig. 44); la matrice di colore da giallo-grigio a grigio scuro è costituita da elementi argilloso-sabbiosi con clasti di dimensioni centimetriche sia calcarei che granitici (Fig. 45). Questi depositi sono prevalenti in questa litofacies e si alternano subordinatamente a strati di arenarie microconglomeratiche in banchi, spesso amalgamati.

2. - UNITÀ TETTONICA DI M. S. ANNA-FORCELLA

2.1. - COMPLESSO DI M. CRESTEGALLO (ESL)

Depositi clastici caotici a elementi extrabacinali in matrice argilloso-marnoso-sabbiosa policroma, caoticizzata, in cui sono inglobati clasti e blocchi eterogenei ed eterometrici. Fra i blocchi si rinvencono pacchi di strati di volume variabile da qualche decina a centinaia di metri cubi prevalentemente della successione carbonatica mesozoica (Fig. 46). Fra i clasti, di dimensioni da centimetriche fino al metro, si ritrovano elementi appartenenti alla falda tettonica delle Sicilidi dell'Oligocene-Miocene (olistostroma del Complesso Sicilide *Auct.*) (Fig. 47). Nella parte prossima al contatto tettonico basale con l'unità **NSS** si rinvencono elementi inglobati tettonicamente riferibili all'unità **RIV**. Il contatto è ben visibile lungo il sentiero che dalla base del M. Petrino arriva in località Pietralunga (Fig. 48). I migliori affioramenti dell'unità si hanno a nord di M. Petrino lungo il versante di M. Crestegallo e a M. di Sant'Anna.



Fig. 46 - Panoramica dell'unità **ESL**: a) livelli a olistoliti calcarei; b) matrice dell'unità caotica di **ESL**. Località: sud di Crestegallo.



Fig. 47 - Dettaglio della matrice di **ESL** costituita in prevalenza da elementi dell'olistostroma del Complesso Sicilide Auct. Località: M. Crestegallo.

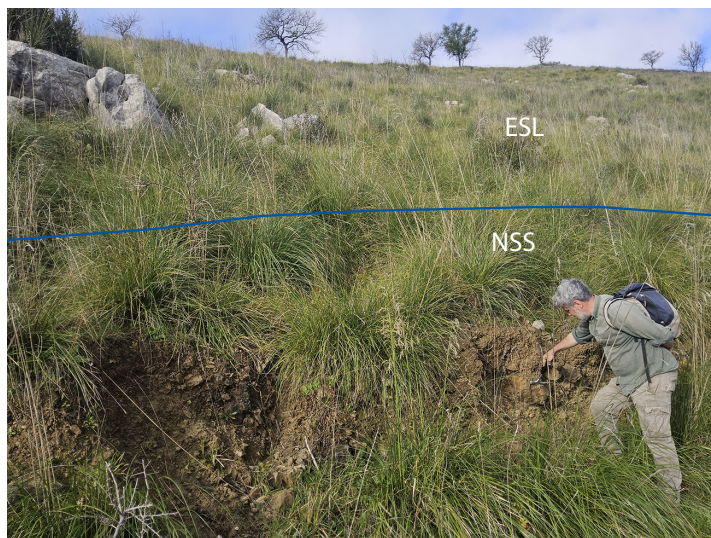


Fig. 48 - Contatto tettonico dell'unità di **ESL** su **NSS**. Base del versante di M. Crestegallo.

ESL risulta fortemente deformata, pertanto lo spessore geometrico stimato è di circa 150 m.

Le analisi biostratigrafiche eseguite nella parte basale di questa unità hanno evidenziato associazioni a nannofossili dell'Oligocene-Miocene Inferiore (biozona MNN1), compatibili con gli elementi riferibili alla falda tettonica delle Sicilidi che compongono la matrice.

Il complesso risulta messo in posto tettonicamente. Ricopre l'unità **NSS**; la presenza di elementi riferibili all'unità **RIV** alla base del deposito permette di ipotizzare che rappresenti l'ultimo evento plicativo osservabile nell'area (vedi § VIII). L'età di messa in posto di questo evento è pertanto considerata successiva alla fine della sedimentazione miocenica e all'evento che ha generato il sovrascorrimento dei depositi di **RIV**. Per queste considerazioni si ritiene che la messa in posto sia Tortoniano?-Messiniano inferiore.

OLIGOCENE SUPERIORE - MIOCENE INFERIORE p.p.

2.2. - FORMAZIONE DI M. CRIVARI (**RIV**)

Calciruditi e calcareniti a briozoi, bivalvi e serpulidi in frammenti e/o interi, in strati da medi a spessi e banchi di spessore metrico con base netta e talora erosiva; a luoghi gli strati presentano una geometria lenticolare alla scala dell'affioramento, sono massivi, talora interessati da laminazione piano-parallela e convoluta (Fig. 49). Localmente si rinvencono calciruditi con rodoliti, pectinidi interi e in frammenti e talora con sparsi ciottoli extrabacinali, in strati di spessore da 10 a 50 cm e con base netta a luoghi ondulata (Figg. 50a, b). Le calciruditi e le calcareniti passano verso l'alto a livelli marnosi calcitorditici in strati sottili e medi con laminazione piana e obliqua a media scala (Fig. 51).

Localmente si alternano a sedimenti arenacei e conglomeratici costituiti da arenarie quarzose microconglomeratiche a struttura massiva in scarsa matrice sabbiosa di colore rosso-marrone; talora si rinvencono sparsi clasti subarrotondati e a spigoli vivi della serie carbonatica del Monte Massico e di rocce metamorfiche e granitiche (Fig. 52). Gli strati variano da medi a spessi; i conglomerati sono poligenici, clastosostenuti in scarsa matrice sabbioso-biodetritica a cemento calcitico; i clasti di dimensioni anche maggiori di 20 cm di diametro sono arrotondati e sub arrotondati, a composizione prevalentemente carbonatica, calcareo-marnosa e granitica (Fig. 53).

Le microfacies più rappresentative nella pozione calcarea sono costituite (Fig. 54) da: *rudstone/packstone* ad alghe rosse, briozoi, balanidi e abbondanti macroforaminiferi bentonici (amphistegine e miogypsine); *packstone* moderatamente classato con spicole di spugna, bivalvi ed echinidi, in cui si rinvencono macrofo-



Fig. 49 - Dettaglio delle calcareniti di **RIV**. Località: M. Costa a Sole.



Fig. 50 - Dettaglio di **RIV**: a) calciruditi con rodoliti e clasti estranei alla successione calcarea locale; b) calciruditi con abbondanti pectinidi. Località: Poggio le Fosse.



Fig. 51 - Dettaglio di **RIV**: calcari marnosi torbiditici con laminazioni piano-parallela ed obliqua in strati di circa 30 cm. Località: Poggio le Fosse.

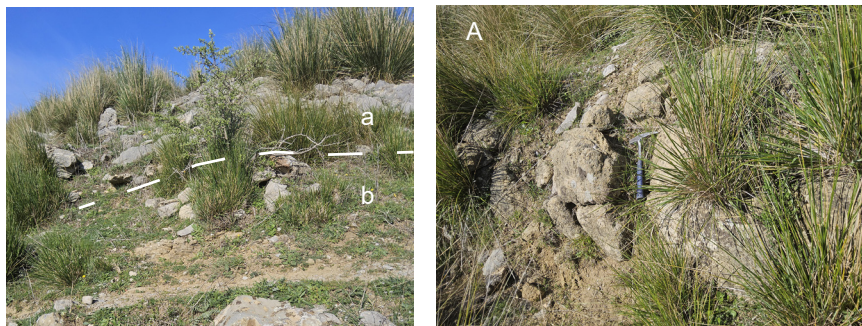


Fig. 52 - Altezze di calciruditi bioclastiche (a) ed arenarie quarzose (b); A) dettaglio dei livelli conglomeratici. Località: Poggio Le Fosse.

raminiferi bentonici in frammenti (tra cui *Amphistegina* e *Miogypsina*) e briozoi, e la componente bioclastica risulta fortemente frammentata da costituire un tritume biodestruttivo; *packstone* ben classato con foraminiferi planctonici e frammenti di echinidi e molluschi; *packstone* con abbondanti foraminiferi planctonici in matrice *mudstone*, tra cui *Orbulina universa*; *packstone/wackestone* con foraminiferi planctonici e, subordinatamente, spicole di spugna. Le tessiture granosostenute che talora sono osservabili nelle sezioni sottili potrebbero essere legate a una compattazione successiva alla deposizione come si evince anche dalla presenza di superfici stilolitiche.

Nell'insieme **RIV** è caratterizzata da una sedimentazione mista silicostatica e carbonatica, riferibile ad ambienti di rampa carbonatica di tipo *foramol* (*sensu* LEES & BULLER, 1972) in condizioni climatiche subtropicali (BARBERA *et alii*, 1978; CARANNANTE, 1982; CARANNANTE & SIMONE, 1996; CIVITELLI & BRANDANO, 2005).



Fig. 53 - Conglomerati poligenici con clasti arrotondati carbonatici e granitici. Località: Poggio Le Fosse.

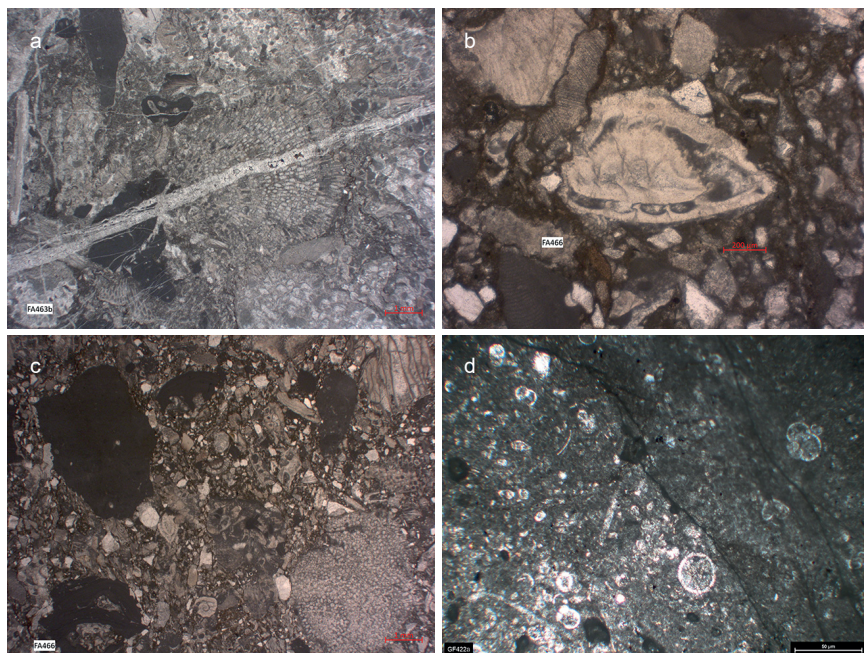


Fig. 54 - Microfacies di **RIV**: a) rudstone con abbondanti macroforaminiferi e alghe rosse, e subordinati frammenti di balanidi, molluschi ed echinidi; b) dettaglio di macroforaminiferi bentonici (*Amphistegina*); c) packstone/rudstone malclassato, con presenza di litoclasti alloctoni. I componenti principali sono macroforaminiferi bentonici molto frammentati, tra cui *Amphistegina*, e briozoi. Le alghe rosse sono molto comuni, in noduli e piccole rodoliti, mentre sono subordinati i frammenti di bivalvi ed echinidi; d) packstone/wackestone con foraminiferi planctonici, tra cui *Orbulina universa*.

In dettaglio le osservazioni di campagna e le microfacies evidenziano ambienti di rampa carbonatica prevalentemente esterna (*outer ramp*), caratterizzata da processi di trasporto trattivi e/o in massa; le microfacies più fini potrebbero indicare inoltre processi di trazione e decantazione in ambienti di rampe distali che degradano verso il bacino e/o già in aree bacinali. La parte subordinata silico-clastica è probabilmente riferibile ad apporti di sedimenti limitatamente alla linea di costa e/o a fonti puntuali, nel caso specifico potrebbe essere indicativa di una deposizione in ambienti di rampa di sedimenti fluvio-deltizi attraverso processi di trasporto in massa, di tipo *debris flow*.

Analoghe successioni sono state già cartografate nell'ambito dei fogli CARG dell'Appennino meridionale (vedi Foglio n. 504 "Campobasso") e sono state interpretate come il prodotto di processi di trasporto in massa, di tipo *debris flow*,

di corpi canalizzati depostisi in un ambiente di margine-scarpata; questi depositi sono stati considerati equivalente dal punto di vista stratigrafico del CUS in ambienti distali.

La successione presente in località M. Costa a Sole, che costituisce *pro parte* quella che in questo paragrafo è denominata **RIV**, è stata interpretata in differenti modi (vedi § III) nei precedenti rilievi eseguiti in quest'area (CESTARI 1964, 1966; BERGOMI *et alii*, 1969; VITALE *et alii*, 2019; SMERAGLIA *et alii*, 2019). I nuovi rilievi condotti per la realizzazione del Foglio n. 429 "Mondragone", integrati con analisi di facies e biostratigrafiche a nannofossili calcarei, hanno permesso di effettuare ulteriori considerazioni rispetto alle interpretazioni precedenti nonostante la successione risulti molto tettonizzata e non consenta, quindi, di effettuare un'analisi stratigrafica di dettaglio. Le zone di Malagna e Forcella presentano le facies più profonde della formazione, con depositi ricchi in foraminiferi planctonici tipici di rampa esterna/bacino. Le zone di M. Costa a Sole e Poggio le Fosse sono caratterizzate, invece, da facies di rampa esterna e talora intermedia. Riguardo a queste ultime, i campioni analizzati presentano una matrice ricca di biodetrito, in cui sono presenti foraminiferi bentonici frammentati, che suggerisce processi di trasporto e di risedimentazione di materiale proveniente da ambienti più prossimi alla costa. La parte silicoclastica si intercala nei depositi carbonatici biodetritici di rampa esterna e intermedia, mentre non si ritrova in quelli calcareo-marnosi con abbondanti foraminiferi planctonici. Il contatto basale è stato osservato in molte aree e risulta tettonico per sovrascorrimento con diverse unità di età più recenti (**LNG**, **FPJ** e **NSS**) (vedi § VIII). Le datazioni biostratigrafiche indicano un intervallo compreso tra biozone MNN4a e MNN5c riferibile al Burdigaliano medio - Serravalliano inferiore; in particolare si trova un riscontro nei livelli calcareo-marnosi e marnosi presumibilmente più alti nella successione in cui sono stati ritrovati foraminiferi planctonici (*Orbulina universa*); le analisi dei nannofossili calcarei indicano per questi livelli le biozone MNN5b e MNN5c.

Nel complesso, in relazione ai dati biostratigrafici e alle associazioni di facies, si potrebbe ipotizzare una relazione paleoambientale tra **CUS**, **LNG** e **RIV**. La successione silicoclastica e carbonatica di **RIV** è indicativa di ambienti più profondi di una rampa carbonatica prevalentemente esterna con passaggi ad ambienti più profondi bacinali. Inoltre, le caratteristiche sedimentologiche non permettono di ipotizzare un passaggio laterale contiguo tra queste formazioni, in particolare la presenza di elementi extrabacinali (graniti) in **RIV** indica differenti aree sorgenti di apporti di sedimenti.

BURDIGALIANO MEDIO - SERRAVALLIANO p.p.

3. - DEPOSITI MARINI MESSINIANI

3.1. - FORMAZIONE DI S. FRANCESCO (AFN)

Arenarie quarzoso-micacee da grossolane a microconglomeratiche, in abbondante matrice sabbiosa, talora gradate, a cemento calcareo-marnoso; si osserva una laminazione piano parallela e inclinata a basso angolo, sono visibili macrofauna molto alterata costituita da gasteropodi e lamellibranchi (Fig. 55) in strati spessi. Si rinvenivano intercalazioni di conglomerati poligenici in matrice sabbiosa con ciottoli molto ben arrotondati di dimensioni anche superiori a 30 cm costituiti da calcari mesozoici, subordinatamente da arenarie e graniti.

Le caratteristiche sedimentarie evidenziano la deposizione in ambienti di spiaggia sommersa, con *input* di sedimenti fluviali in prossimità della costa.

Questi depositi affiorano esclusivamente in un piccolo settore dove è situato il convento di S. Francesco in località Carani e costituiscono un rilievo isolato che si eleva di circa 30 m sull'area pianeggiante circostante, costituita da depositi di TGC.

Lo spessore in affioramento è inferiore a 20 m. Per questi depositi non sono stati individuati elementi che potessero permettere la definizione dell'età. Per considerazioni regionali, possono essere ricondotti ai termini che chiudono la sedimentazione marina in quest'area e, sulla base dei dati di letteratura delle aree limitrofe, ipoteticamente attribuiti al Messiniano (vedi Foglio geologico n. 171 "Gaeta" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000). Si ritiene che le caratteristiche sedimentarie non presentino elementi tali da poter indicare associazioni tipo lago-mare del Messiniano superiore; pertanto, tentativamente possono essere riferibili al Messiniano inferiore.

MESSINIANO INFERIORE p.p.?



Fig. 55 - Arenarie grossolane e microconglomeratiche laminate con gasteropodi e lamellibranchi nell'unità AFN.

4. - DEPOSITI QUATERNARI

4.1. - DEPOSITI DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA

4.1.1. - unità di Falciano del Massico (FNC)

Depositi piroclastici distali riferibili a differenti eventi eruttivi, che per il limitato spessore non possono essere cartografati singolarmente, alternati a depositi vulcanoclastici. In particolare, nella parte basale si rinviene un deposito costituito da tufo giallastro a grana fine con leucite analcimizzata, riconducibile alla serie eruttiva del “Tufo Leucitico Bruno” (*Brown Leucitic Tuff*; LUHR & GIANNETTI, 1987), di spessore inferiore a 1 m. Più in alto è presente un deposito tufaceo grigio e scoriaceo con livelli allineati di clasti calcarei, di spessore inferiore a 1 m. Alla sommità si rinvengono depositi giallastri fortemente pedogenizzati. Lo spessore complessivo è di circa 15 m.

PLEISTOCENE MEDIO p.p.

4.2. - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

4.2.1. - unità della pianura costiero-alluvionale del Fiume Garigliano

4.2.1.1. - sintema di Treponti (EPT)

L'unità affiora esclusivamente nella Piana del Garigliano e nella fascia pedemontana della dorsale del M. Massico dove è incisa dalla rete idrografica attuale. La continuità spaziale del deposito è interrotta dall'incisione verticale operata sia dai canali naturali sia da quelli rettificati della piana che hanno generato tre lembi isolati, il primo e più settentrionale in località S. Vito, il secondo nei pressi di Mass. Fievo e il terzo che si è sviluppato lungo una direzione NE-SO da Mass. Torre Bianca fino a Le Perle. Il sintema è compreso tra la discontinuità erosiva sviluppata su depositi del Pleistocene Medio non affioranti e quella a letto del TGC. È composto da sabbia medio-fine con granuli di quarzo, a luoghi da sabbia fine grigio-giallastra talora nerastra per la presenza di elementi vulcanoclastici (*deposito eolico*, **d**). I depositi formano areali e cordoni dunari relitti a debole rilievo e spesso con copertura pedogenica rossastra di spessore non cartografata.

bile. Verso il basso, a circa 6 m dal p.c. e non affioranti, sono presenti calcareniti bioclastiche grossolane con gusci e frammenti di *Glycimeris* sp. (Età 130 ka - BRANCACCIO *et alii*, 1990; 124,5 ka - AIELLO *et alii*, 2021a).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.2.1.2. - Tufo Grigio Campano (TGC)

Tufo cineritico scoriaceo di colore grigio scuro o giallastro per zeolitizzazione, generalmente litoide con diverso grado di litificazione e a diversa tessitura; frammenti lavici grossolani, lapilli e lapilli scoriacei. La composizione varia da trachite a trachite-fonolitica iperalcalina. Deposito da flusso piroclastico che poggia ubiquitariamente sulle unità della catena. Lo spessore del deposito varia da 10 m in affioramento fino a 70 m nel sottosuolo nella piana alluvionale del Fiume Volturno. Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $39,85 \pm 0,14$ ka (GIACCIO *et alii*, 2017b, *cum bibl.*).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.2.1.3. - sintema di Furoni (FRN)

L'unità affiora esclusivamente nella parte medio-alta della Piana del Garigliano dove è incisa dalla rete idrografica che ha generato tre lembi isolati compresi tra la stazione di Sessa Aurunca e l'abitato di Piedimonte. I lembi terrazzati formati dai depositi dell'unità rappresentano *glacis* d'erosione più o meno ampi che si sviluppavano dalle pendici del Vulcano del Roccamonfina - non presente nell'area del Foglio. Il carattere erosivo della superficie del *glacis* è testimoniato dalla inclinazione intorno ai 25° dei depositi del sintema osservata nei pressi della località Furoni. Il sintema è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione, che interessa i depositi del *sintema di Treponti* e del TGC e la discontinuità alla base del sintema di Baia Domizia (Fig. 56). È formato da ghiaie eterometriche con clasti di natura carbonatica e vulcanoclastica a supporto di matrice sabbiosa e localmente limosa e in facies di conoide alluvionale medio-distale (*deposito alluvionale*, b). Il deposito inciso e terrazzato non supera i 20 m di spessore.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

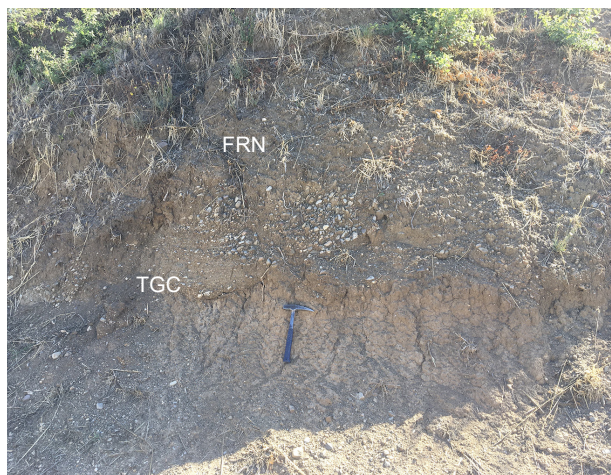


Fig. 56 - Contatto erosivo tra **TGC** e **FRN**. Sud-ovest della località di Piedimonte.

4.2.1.4. - sintema di Baia Domizia (**BDM**)

L'unità affiora esclusivamente nella fascia costiero-alluvionale della piana del Garigliano dove appare leggermente incisa dalla rete idrografia attuale e raggiunge quote che non superano i 3-4 m di altezza s.l.m.

Il sintema è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione presente al tetto del *sintema di Furoni* e la superficie topografica. È formato da due distinte tipologie di depositi, eolico (**d**) e palustre (**e₃**).

Il deposito eolico è formato da sabbia media e fine a luoghi intercalata a sedimenti sabbioso-limosi. Localmente sono presenti clasti calcarei e quarzosi. Rappresenta un deposito di duna costiera relitta che non conserva la forma originaria a causa dell'intensa antropizzazione dell'area; localmente appare pedogenizzato e/o fissato dalla vegetazione arborea e/o arbustiva (Fig. 57) e si interdigita a depositi argilloso-limoso-sabbiosi palustri di interduna, con locali coperture pedogenetiche, non cartografabili (*deposito eolico*, **d**).

Il deposito palustre è formato da limi sabbiosi, sabbie limoso-argillose e argille con frequenti livelli torbosi di origine palustre e con intercalazioni di lenti e/o orizzonti di sabbie limose e localmente ghiaiose di origine alluvionale prodotte da eventi di esondazione provenienti dai canali circostanti (*deposito palustre*, **e₃**). Lo spessore in affioramento non supera i 2 m mentre in sondaggio raggiunge complessivamente circa 5,5 m.

OLocene p.p.



Fig. 57 - Contatto tra i depositi del sistema di **BDM** e i depositi recenti dunari (**d**); il passaggio è evidenziato dalla presenza di vegetazione arborea. Località: Baia Domizia.

4.2.2. - unità della pianura costiero-alluvionale del Fiume Volturno

4.2.2.1. - supersintema flegreo - ischitano (**FI**)

Il supersintema Flegreo-Ischitano comprende tutti i depositi sedimentari e vulcanici che hanno generato il riempimento del *Graben* Campano, compresi tra il tetto del substrato pre-Quaternario e la superficie di discontinuità erosiva - localmente pedogenizzata - presente al tetto del *Tufo Grigio Campano*. La superficie erosiva e/o di non deposizione sommitale prodotta al tetto del **TGC** è stata riconosciuta in affioramento e nel sottosuolo attraverso sondaggi geognostici. Nell'area del Foglio è presente solamente il *Tufo Grigio Campano* (**TGC**).

PLEISTOCENE INFERIORE? - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

4.2.2.1.1. - Tufo Grigio Campano (TGC)

Il **TGC** affiora estesamente nel Foglio nella zona di raccordo tra la fascia pedemontana e quella di pianura, tra gli abitati di Mondragone e Carinola. È costituito da un tufo cineritico scoriaceo di colore grigio scuro o giallastro per zeolitizzazione, generalmente litoide con diverso grado di litificazione, a diversa tessitura; si rinvencono frammenti lavici grossolani, lapilli pomicei e lapilli scoriacei; la composizione varia da trachite a trachite-fonolitica alcalina.

L'unità è costituita da tre differenti litofacies non tutte presenti nei vari affioramenti, non cartografate. In particolare, la litofacies più profonda è osservabile prevalentemente alla base di tale unità nei sondaggi effettuati nell'ambito di questo Foglio (vedi § 4.6.) ed è costituita da depositi cineritico-sabbiosi, incoerenti, di colore grigio scuro, contenenti grosse scorie e pomici. Nei sondaggi CARG talora si ritrova alla base un livello decimetrico ricco in litici e cristalli e impoverito della frazione cineritica fine (*ground layer*). La litofacies intermedia ben esposta in affioramento è costituita da un tufo cineritico lapideo grigio scuro con frequenti scorie grigie e nere e, subordinatamente, litici lavici e cristalli (sanidino, plagioclasti, clinopirosseni ricchi in Ca e biotite) (Fig. 58). La litofacies superiore



Fig. 58 - Particolare della litofacies intermedia del **TGC**, costituita da tufo cineritico lapideo grigio scuro con frequenti scorie grigie e nere e, subordinatamente, litici lavici. Affioramento a est del M. Petrino.

è caratterizzata da un tufo lapideo con colorazione giallastra legata a processi di zeolitizzazione (facies molto ossidate con zeoliti e idrossidi di ferro) (Fig. 59). Il grado di cementazione è variabile; il cemento è di origine secondaria ed è costituito da K-feldspati di neoformazione, zeoliti, gel idratati di ferro e idrossidi di ferro. Le caratteristiche litologiche e petrografiche degli affioramenti del Tufo Grigio Campano nei dintorni di Caserta sono ampiamente descritte da DI GIROLAMO (1968b) e pertanto, per ulteriori approfondimenti si rimanda a tale lavoro.

I meccanismi deposizionali delle successioni ignimbriche e in particolare del TGC sono discussi in numerosi lavori (FISHER *et alii*, 1993a, b; SILLENI *et alii*, 2020, 2024 *cum biblio*) ed evidenziano le modalità di messa in posto dei flussi.

Il deposito da flusso piroclastico poggia ubiquitariamente sulle unità sedimentarie della catena. Lo spessore del deposito varia da 10 m, in affioramento fino a 80 m in sottosuolo (vedi § 4.6). Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 39,85 $\pm$ 0,14 ka (GIACCIO *et alii*, 2017b *cum bibl.*).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.



Fig.59 - Particolare della litofacies superiore del TGC costituita da tufo lapideo con colorazione giallastra legata a processi di zeolitizzazione. Sui prodotti vulcanici del TGC poggiano in contatto erosivo i depositi dell'unità b_7 . Località a est del M. Petrino.

4.2.2.2. - sintema vesuviano-flegreo (VEF)

Il sintema è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione presente al tetto del *Tufo Grigio Campano* (TGC) e la superficie topografica attuale. Nei fogli limitrofi, il sintema è formato da 12 subsintemi con sigle che vanno dal

VEF₁ al VEF₁₂ (cfr. fogli n. 430 Caserta Est, n. 446-447 Napoli e n. 448 Ercolano).

Nella Piana del Fiume Volturno sono state introdotte tre ulteriori unità sintemiche, rappresentate da VEF₁₃ (*subsintema di Masseria Pugliese*), VEF₁₄ (*subsintema di Capua*) e VEF₁₅ (*subsintema di Cancellò Arnone*); il subsintema VEF₁₃ è affiorante nel contiguo Foglio n. 430 “Caserta Ovest” e presente nel sottosuolo nel Foglio n. 429 “Mondragone”. Le unità VEF₁₄ e VEF₁₅ formano i depositi più recenti presenti esclusivamente nella piana costiero-alluvionale del Fiume Volturno e occupano arealmente all’incirca la metà dell’intera area del Foglio. L’attribuzione dei depositi ai diversi subsintemi è stata effettuata sulla base dei caratteri tessiturali e granulometrici dei pochi depositi rinvenuti in affioramento, dei rapporti tra i depositi, e sulla base dei contrasti di facies osservati nelle carote ottenute dai sondaggi geognostici. Complessivamente i tre subsintemi sono formati da successioni di ambiente alluvionale s.l. che passano da depositi di conoide alluvionale prossimale, ubicati nel settore orientale del Fiume Volturno immediatamente a valle della stretta di Triflisco (*subsintema di Masseria Pugliese*, VEF₁₃; cfr. Foglio n. 430 “Caserta Ovest”), a conoidi alluvionali con depositi in facies distale presenti in un piccolo lembo posto ai margini orientali del Foglio (*subsintema di Capua*, VEF₁₄). L’unità più recente è formata dai depositi del *subsintema di Cancellò Arnone* (VEF₁₅) in cui sono state distinte cinque associazioni litologiche che nell’insieme formano il passaggio dai depositi continentali alluvionali al cuneo transizionale e costiero della foce del Fiume Volturno. I subsintemi VEF₁₄ e VEF₁₅ in affioramento poggiano in contatto erosivo sul *Tufo Grigio Campano* (TGC), che costituisce la fascia pedemontana di raccordo con i rilievi retrostanti, lungo una direttrice che si sviluppa dall’abitato di Mondragone fino alla piana di Carinola, nel settore centrale del Foglio.

4.2.2.2.1. - subsintema di Capua (VEF₁₄)

I depositi di questa unità sono localizzati in un’area che non supera i 2 km² ubicata lungo il margine orientale del Foglio nella piana di Carinola ed è attraversata dal canale rettificato del T. Savone. Il subsintema è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione (riconosciuta in sondaggio) presente al tetto dei sottostanti depositi del *subsintema di Masseria Pugliese* (VEF₁₃) istituito nel contiguo Foglio n. 430 “Caserta Est” e la superficie topografica. È formato da sabbie e limi grigio-giallastri e stratificati; localmente sono presenti intercalazioni di lenti e/o livelli di ghiaie carbonatiche e sabbie, sabbie limoso-argillose grigie e bruno-giallastre con lapilli scoriacei e pomici rimaneggiati (*deposito alluvionale, b*). Tali depositi, riferibili ad ambienti di piana alluvionale, sono talora coperti da una sottile coltre eluvio-colluviale non cartografabile. Il deposito raggiunge

in affioramento circa 5 m di spessore lungo il settore pedemontano del Monte Massico.

In sondaggio è stata riconosciuta un'associazione di depositi di ambiente palustre (e_3) attribuita al VEF_{14} e ampiamente descritta (vedi § 4.7.3.2.), che non trova riscontro in superficie.

OLOCENE MEDIO p.p. - OLOCENE SUPERIORE p.p.

4.2.2.2.2. - subsistema di Cannello-Arnone (VEF_{15}) (cfr. VEF_2 p.p. del Foglio 446-447 Napoli)

L'unità sintematica è formata dai depositi più recenti presenti nella piana alluvionale del Fiume Volturno e che passano in transizione verso mare ai depositi della piana costiera e rappresentano il risultato degli eventi trasgressivo-regressivi che hanno interessato l'area nel corso dell'Olocene. Il subsistema è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione presente al tetto del *subsistema di Capua* (VEF_{14}) e la superficie topografica. L'unità è composta da cinque distinte tipologie di depositi: palustre (e_3), alluvionale (**b**), eolico (**d**), lacustre/palustre (**e**) e spiaggia (**g**). I depositi **d**, **e**, **g** rappresentano la parte superiore del cuneo costiero trasgressivo olocenico della foce del Fiume Volturno, mentre quelli e_3 e **b** rappresentano il deposito più recente della piana fluviale s.s. che si sviluppa verso est nel contiguo Foglio n. 430 "Caserta Ovest".

Limi argillosi e argille prevalenti, limi sabbiosi e sabbie limoso-argillose con frequenti orizzonti o lenti di materiale torboso e frequenti intercalazioni di lenti e/o livelli di sabbie limose e/o ghiaiose di origine fluviale riconducibili a paleo canali naturali o artificiali. Deposito di colmata di meandri abbandonati e/o segmenti golenali. Deposito di bonifica e/o di colmata di depressioni acquitrinose e lagunari bonificate. A luoghi sono presenti gusci e frammenti di fauna dulcicola. Spessore decametrico (*deposito palustre*, e_3).

Limi, sabbie limoso-argillose da grigie a bruno-giallastre con livelli distinti di lapilli e pomici rimaneggiati, argille grigio-nerastre e azzurrognole; talora si osserva una sottile coltre eluvio-colluviale di spessore non cartografabile. Sono presenti intercalazioni di orizzonti e lenti ghiaioso-sabbiose a composizione prevalentemente vulcanoclastica e subordinatamente carbonatica e torbosa. Deposito di colmata di meandri abbandonati e/o segmenti golenali. I depositi fluviali di quest'unità sono incisi dal Fiume Volturno e formano il terrazzo fluviale più recente posto a circa 2-4 m sull'alveo attuale. Spessore inferiore a 15 m (*deposito alluvionale*, **b**).

Limi e limi argillosi di colore grigio con clasti a composizione vulcanoclastica, in assetto massivo, di ambiente di retroduna. Spessore massimo 2-3 m (*deposito lacustre-palustre*, **e**).

Sabbie sciolte da medie a fini, con clasti ben arrotondati e formanti la duna costiera relitta. Il deposito è pedogenizzato e/o fissato dalla vegetazione arborea/arbustiva e spesso non conserva la sua forma originaria a causa della intensa antropizzazione dell'area. Spessore inferiore ai 5 m (*deposito eolico*, **d**).

Sabbie grossolane e ghiaie ben classate, in scarsa matrice pelitica e con numerosi bivalvi (*Donax* sp., *Glycimeris* sp.) di spiaggia sommersa (*deposito di spiaggia*, **g**). Il deposito nel sottosuolo forma la porzione più interna del cuneo sedimentario al di sopra della discontinuità erosiva del *subsintema di Capua* e raggiunge uno spessore fino a circa 30 m.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

4.3. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

4.3.1. - *depositi continentali completamente formati*

4.3.1.1. - deposito di origine mista: di *debris flow* e/o torrentizio (i)

I depositi di questa unità sono principalmente localizzati lungo la fascia pedemontana nordoccidentale della dorsale del M. Massico compresa tra gli abitati di Piedimonte a nord-est e Baia Felice a sud-ovest. Piccoli lembi sono inoltre presenti lungo la zona pedemontana sudorientale tra Casanova e Poggio Pianelli. Il deposito torrentizio (i) è interdigitato localmente alla coltre detritica presente al pedemonte della dorsale allo sbocco delle aste torrentizie provenienti dai retrostanti rilievi e ha prodotto conoidi detritico-torrentizie che talora assumono una forma telescopica. Alcuni apparati conoidali sono incisi dalle aste torrentizie provenienti dai rilievi posti a monte, tra cui si segnala quella di Vallone Cesco Cupo, mentre la porzione distale dei depositi è a luoghi incisa longitudinalmente dal Rio Scaccia. Laddove sono presenti le incisioni vallive, nella zona pedemontana, il deposito forma terrazzi sospesi rispetto al livello di base attuale. L'unità è formata da ghiaie eterometriche da angolose a subarrotondate, da massive a stratificate; sabbie grossolane e ghiaie sabbiose stratificate con strutture erosivo-deposizionali legate a processi di tipo gravitativo o da flusso idrico trattivo (Fig. 60). Lo spessore del deposito in affioramento arriva ad alcuni metri.

PLEISTOCENE SUPERIORE? p.p. - OLOCENE p.p.



Fig. 60 - Depositi di origine mista (**i**) presenti alla base del versante in località Cesco Cupo.

4.3.1.2. - detrito di falda (**a₃**)

Il deposito di questa unità è posizionato alla base della morfostruttura del M. Massico e dunque affiora sia lungo la zona pedemontana nordoccidentale tra gli abitati di Piedimonte e Baia Felice, sia lungo quella sudorientale tra Casanova e Poggio Pianelli e sia lungo quella sudoccidentale tra M. Cicoli a nord-ovest e M. Petrino a sudest (Fig. 61). In quest'ultimo settore l'estensione maggiore del



Fig. 61 - Detrito di falda (**a₃**) alla base del versante di M. Petrino.

deposito si osserva alla base del rilievo di M. Crestegallo dove verso valle passa ai depositi colluviali (**b₇**). In prossimità degli impluvi sono state generate conoidi detritiche che appaiono parzialmente o totalmente incise dalle aste fluviali. Il deposito detritico (**a₃**) si interdigita localmente alla coltre detritica presente al pedemonte della dorsale allo sbocco delle aste torrentizie provenienti dai retrostanti rilievi. L'unità è formata da ghiaie eterometriche a clasti angolosi e brecce, a composizione prevalentemente carbonatica e a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa, calcarea e subordinatamente vulcanoclastica; si presenta sciolta o debolmente cementata e con assetto stratoide o localmente stratificato. Il deposito è disposto in lembi localizzati alla base dei versanti carbonatici e dissecati dalla rete idrografica e borda le fasce pedemontane delle piane dei fiumi Volturno e Garigliano. Lo spessore varia da pochi metri fino ad alcune decine di metri.

PLEISTOCENE SUPERIORE? p.p. - OLOCENE p.p.

4.3.1.3. - deposito palustre (**e₃**)

Il deposito è posto lungo la fascia costiera della Piana del Volturno, ed è localizzato in piccole isole in destra e sinistra idrografica della foce del Fiume Volturno e a nord dell'abitato di Mondragone. È formato da limi argillosi, sabbie limoso-argillose e argille con frequenti livelli torbosi di origine palustre e con intercalazioni di lenti e/o orizzonti di sabbie limose e localmente ghiaiose di origine alluvionale prodotte da eventi di esondazione. Lo spessore in affioramento non supera i 2 m, in sondaggio raggiunge complessivamente circa 3 m.

OLOCENE p.p.

4.3.1.4. - deposito eolico (**d**)

Il deposito è posto a tergo dei depositi di spiaggia emersa (**g₂**) e forma la duna costiera relitta che non ha conservato la sua forma originaria a causa dell'intensa antropizzazione dell'area. Localmente il deposito è pedogenizzato e/o fissato dalla vegetazione arborea e/o arbustiva. È formato da sabbie medie e fini a luoghi intercalate a sedimenti sabbioso-limosi; localmente (Piana del Garigliano) sono presenti clasti calcarei e quarzosi. Si interdigita a depositi argilloso-limoso-sabbiosi palustri di area interdunare con locali coperture pedogenetiche, non cartografabili. Lo spessore si aggira intorno ai 2-3 m.

OLOCENE p.p.

4.3.2. - *depositi continentali in formazione*

4.3.2.1. - deposito di frana (**a₁**)

Rari corpi di frana presenti lungo la dorsale del M. Massico formano accumuli gravitativi di materiale eterogeneo ed eterometrico a supporto clastico o con matrice argilloso-sabbiosa.

OLOCENE p.p.

4.3.2.2. - deposito colluviale (**b₇**)

Si tratta di materiale colluviale proveniente dal dilavamento areale distribuito in tutta l'area del Foglio. Il deposito è composto da sabbie limose e argillose con lenti e/o orizzonti ghiaioso-sabbiosi talora anche grossolani a composizione vulcanoclastica e con spessori variabili da pochi cm fino a oltre 1 m. In prossimità dei versanti carbonatici sono presenti orizzonti discontinui di clasti calcarei subarrotondati. Localmente sono presenti frammenti ceramici e materiale da impasto (terracotta). Il deposito supera i 2 m di spessore.

OLOCENE p.p.

4.3.2.3. - deposito di versante (**a**)

Rappresenta il deposito detritico generato alla base dei versanti carbonatici e che attualmente è ancora in corso di formazione. È formato da materiale detritico-colluviale eterometrico, sciolto con clasti a spigoli vivi o subarrotondati a supporto di matrice limoso-argillosa e sabbiosa; la dimensione dei clasti varia da pochi cm fino a circa 10 cm. Lo spessore è variabile in funzione del contesto morfologico, ma non supera i 5 m.

OLOCENE p.p.

4.3.2.4. - deposito di spiaggia (**g₂**)

È formato da sabbie da medio fini a grossolane, di origine vulcanoclastica e sedimentaria, e da ghiaie-sabbiose con clasti ben arrotondati di pomici, scorie e calcari; subordinatamente sono presenti sabbie medie e fini a luoghi limose, non cementate e a composizione mista vulcanoclastica e sedimentaria. Forma il primo

cordone costiero in corso di formazione e privo di vegetazione limitato verso l'interno dai depositi eolici (**d**) (Fig. 62).

OLOCENE SUPERIORE p.p.



Fig. 62 - Panoramica del litorale domizio, in cui si osservano i depositi di spiaggia (**g₂**) che passano verso l'entroterra ai depositi di duna (**d**).

4.3.2.5. - deposito alluvionale (**b**)

Sabbie a prevalente composizione vulcanoclastica e ghiaie con clasti calcarei presenti negli alvei attuali del Fiume Volturno e di corsi d'acqua minori che drenano le piane del Garigliano e del Volturno (alvei di piena); depositi di golena parzialmente o completamente colmati per interventi di bonifica e drenaggio antropico.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

4.3.2.6. - deposito antropico (**h**)

Deposito legato al movimento terra prodotto dalle attività antropiche. Materiale di riporto di attività estrattive; strutture in cemento di alvei fluviali rettificati; deposito di cava.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

4.4. - DEPOSITI DELLE AREE SOMMERSE

La rappresentazione cartografica delle aree sommerse del Foglio n. 429 "Mondragone" distingue, entro l'isobata dei -30 m, sei diverse unità deposte in ambienti relativi all'ultimo *HST* ancora in corso di formazione. L'interpretazione

delle associazioni di litofacies, che rappresentano la base per la definizione delle unità cartografabili, è stata effettuata integrando i rilievi *side-scan sonar* con i dati dell'analisi sedimentologica, micropaleontologica e mineralogica.

In particolare nell'ambito del sistema di piattaforma si distinguono almeno tre gruppi principali di unità stratigrafiche riferibili a elementi deposizionali distintivi del litorale Domizio, che caratterizzano la geologia di superficie: 1) un primo gruppo è rappresentato dall'insieme dei depositi di spiaggia sommersa (g_8) e di piattaforma interna (g_{19}) tipici di un fondale di mare basso al largo di una costa bassa sabbiosa; 2) un secondo gruppo è formato dalle biocostruzioni coralligene (g_{13}) e depositi bioclastici associati (g_{12}) del banco di Sinuessa, al largo delle pendici del Monte Massico; 3) il terzo gruppo è costituito dai depositi di fronte del delta (g_6), che caratterizzano l'area di foce del Fiume Volturno, soprattutto in termini di tessiture, mineralogia dei depositi, e forme di fondo che testimoniano un'erosione diffusa dei depositi al di sotto della profondità di base delle onde di tempesta.

4.4.1. - Ambiente di fronte del delta

4.4.1.1. - deposito di fronte del delta (g_6)

Depositi localizzati principalmente allo sbocco del Fiume Volturno, a profondità comprese tra -1/-3 m e -20 m. I sedimenti sono costituiti prevalentemente da sabbie da medie a grossolane, ben cernite, con frammenti di molluschi, in prossimità della foce e sabbie medie e fini più o meno limose verso il largo, che vengono rielaborate dalla base del moto ondoso. Questi depositi formano localmente barre costiere con blande morfologie a ventaglio di limitata estensione, che passano lateralmente a depositi di spiaggia sommersa e, verso mare, a depositi di piattaforma interna.

La composizione mineralogica della frazione sabbiosa presenta un'associazione predominante silicoclastica-vulcanoclastica, con clinopirosseno, calcite, K-feldspato, quarzo e quantità accessorie di apatite, granato, anfiboli, biotite e magnetite.

Sono presenti associazioni bentoniche che includono Ammoniinae (*A. beccarii*, *A. tepida*, *A. parkinsoniana*), *Bolivina* spp. (*B. spathulata*, *B. variabilis*) *Pseudotriloculina rotunda*, *Triloculina schreiberiana*, *Eggerelloides scabrum*. Tra le ostracofaune si riconoscono *Semicytherura incongruens*, *Leptocythere multipunctata*, *Neocytherideis subulata*, *Palmoconcha turbida*, *Semicytherura sulcata*.

OLOCENE SUPERIORE

4.4.2. - Ambiente litorale

4.4.2.1. - deposito di spiaggia sommersa (g_8)

Sabbie medio-fini e fini ben classate di composizione quarzoso feldspatica con componente carbonatica, debolmente bioclastica, con matrice limosa scarsa o assente. Il limite della spiaggia esterna si attesta tra i -10 e -15 m di profondità, oltre il piede della barra costiera più esterna. Il profilo batimetrico della spiaggia sommersa varia in funzione del regime morfodinamico del litorale con alternanza di sistemi barra-truogolo e barra bassofondo.

La composizione mineralogica del deposito è piuttosto omogenea con una associazione predominante di quarzo, K-feldspato, calcite e clinopirosseno a cui si associano quantità minori di apatite, granato, leucite, plagioclasio sodico, titanite e ossidi di ferro (magnetite, ilmenite, rutilo), illite/mica e altri minerali argillosi (caolinite e clorite).

Le tanatocenosi a foraminiferi bentonici sono caratterizzate in prevalenza da *Ammonia beccarii*, *Triloculina schreiberiana*, *Ammonia tepida*, *Ammonia parkinsoniana*, *Criboelphidium poeyanum*, *Quinqueloculina seminulum*, *Elphidium punctatum*, *Buccella granulata*. Nelle ostracofaune, molto rappresentata *Pontocythere turbida* insieme a *Semicytherura incongruens*, *Xestoleberis communis*, *Leptocythere macella*, *Loxoconcha affinis*, *Palmoconcha turbida*, *Leptocythere crepidula*, *Xestoleberis plana*, *Cytheridea neapolitana*.

OLOCENE SUPERIORE

4.4.2.2. - corpo litoide organogeno, bioherma (g_{13})

Depositi costituiti da incrostazioni tipiche del coralligeno sessile che formano zone rilevate e a luoghi terrazzate con produzione organogena in situ e deposito bioclastico associato. Questi depositi sono presenti in particolare nell'area della "Sinuessa", dove formano un sistema di biocostruzioni, che colonizza un substrato roccioso subaffiorante di depositi vulcanoclastici riferibili alla formazione del Tufo Grigio Campano. Il banco della Sinuessa si eleva dal fondo mare per circa 1-2 m e si estende tra i -5/-7 e i -15 m di profondità parallelamente alla linea di costa al largo delle pendici meridionali di M. Massico, per una lunghezza complessiva di circa 7.5 km e una larghezza di 1.5 km, nel tratto compreso tra Baia Azzurra e Mondragone.

Le biocostruzioni coralligene sono formate da numerose specie strutturali epimegabentoniche riferibili a rodofite (ad es., *Lithophyllum*, *Mesophyllum*, *Peyssonnelia*) poriferi (ad es., *Axinella*) e cnidari (ad es., *Cladocora caespitosa*,

Eunicella singularis). In associazione sono anche presenti piccoli molluschi (littodomi), alghe verdi e briozoi. Le specie più abbondanti nelle tanatocenosi a foraminiferi bentonici includono *Ammonia beccarii*, *Rotalinoides gaimardi*, *Elphidium crispum*.

La distribuzione areale delle biocostruzioni è articolata in una serie di blocchi di coralligeno separati da una rete di canali caratterizzati da fondali con sabbia bioclastica fine, a luoghi in matrice limoso-argillosa (g_{19}). In alcune zone più depresse dei banchi di coralligeno, o nelle aree circostanti, sono inoltre presenti localmente depositi bioclastici più o meno grossolani (g_{12}).

OLOCENE SUPERIORE

4.4.2.3. - deposito bioclastico (g_{12})

Sabbie e sabbie ghiaiose bioclastiche più o meno grossolane e subordinatamente sabbie fini bioclastiche in scarsa matrice limosa in parte originate dal disfacimento delle comunità bentoniche che formano le biocostruzioni della Sinuessa (g_{13}). Le facies bioclastiche più grossolane si rinvencono perlopiù all'interno nelle depressioni morfologiche o al margine dei banchi coralligeni. Le facies più sottili caratterizzano invece principalmente i fondali circostanti le biocostruzioni.

Tra i costituenti si rinvencono moderate quantità di clinopirosseno, quarzo, calcite e K-feldspato e subordinatamente apatite e magnetite. Il biodeposito che forma questo deposito è rappresentato in particolare da frammenti di dimensioni variabili di bivalvi (ad. es. *Lithophaga lithophaga*, *Chama gryphoides*, *Striarca lactea*), gasteropodi (ad. es., *Gibbula ardens*, *Rissoina bruguieri*, *Bittium* spp., *Tricolia* spp.) brachiopodi, e briozoi.

Le associazioni a foraminiferi bentonici sono caratterizzate dalla dominanza di *Rotalinoides gaimardi*, cui si accompagnano *Elphidium crispum*, *Ammonia beccarii*, *Adelosina elegans*, *Ammonia parkinsoniana*, *Adelosina intricata*, *Adelosina mediterranea*, *Rosalina bradyi*. Le ostracofaune sono principalmente rappresentate da *Semicytherura incongruens*, *Pontocythere turbida*, *Palmconcha turbida*, *Xestoleberis communis*, *Loxoconcha affinis*, *Leptocythere macella*, *Neonesidea mediterranea*, *Semicytherura sulcata*, *Xestoleberis dispar*, *Xestoleberis plana*.

OLOCENE SUPERIORE

4.4.3. - Ambiente di piattaforma continentale

4.4.3.1. - deposito di piattaforma interna (g₁₉)

Depositi costituiti da sabbie fini limose e limi sabbiosi con biodetrito fine più o meno abbondante ubicati tra il limite esterno della spiaggia sommersa e il limite inferiore di influenza delle onde di tempesta, fino al oltre -30 m di profondità, in aree con pendenze comprese tra 0,5° e 1,2°.

La tanatocenosi comprende frammenti di bivalvi, gasteropodi, scafopodi (ad es., *Antalis* spp.), piccoli echinodermi irregolari, e vermi limivori, con tracce frequenti di bioturbazione a cui si associa la presenza di *Turritellinella tricarinata* che caratterizza questa facies nella fascia batimetrica compresa all'incirca tra i -15 e i -30 m e in corrispondenza delle aree di delta dei fiumi Volturno e Garigliano. L'associazione a foraminiferi bentonici è rappresentata da: *Ammonia tepida*, *Ammonia beccarii*, *Criboelphidium poeyanum*, *Rectuvigerina phlegeri*, *Bulimina elongata*, *Elphidium decipiens*, *Eggerelloides scabrum*, *Nonionoides turgidus*, *Haynesina depressula*, *Elphidium punctatum*, *Quinqueloculina seminulum*, *Triloculina schreiberiana*. Nelle ostracofaune, dominanza di *Semicytherura incongruens* cui si associano *Palmoconcha turbida*, *Leptocythere macella*, *Cytheridea neapolitana*, *Carinocythereis whitei*, *Leptocythere bacescoi*, *Cytherois joachinoi*, *Pontocythere turbida*, *Cytheropteron rotundatum*.

La composizione mineralogica dei costituenti è rappresentata dall'associazione di clinopirosseno, calcite, K-feldspato e subordinatamente quarzo. Sono presenti, in quantità accessorie, plagioclasio sodico, leucite, anfibolo, biotite, apatite e magnetite. La frazione argillosa è rappresentata da clorite, caolinite e illite. Rilevante presenza di vetri vulcanici.

OLOCENE SUPERIORE

4.5. - IL SOTTOSUOLO DELLA PIANA ALLUVIONALE DEL FIUME VOLTURNO

4.5.1. - Dati utilizzati

4.5.1.1. - Dati geognostici pregressi

Lo studio stratigrafico del sottosuolo e la realizzazione della cartografia di sottosuolo della piana alluvionale del Volturno, presente in allegato a questo Foglio,

sono stati supportati dal reperimento presso enti pubblici e privati di numerosi sondaggi geognostici, utili e necessari per caratterizzare le unità litostratigrafiche.

Nella fase preliminare le informazioni stratigrafiche dei sondaggi reperiti sono state analizzate e informatizzate con lo scopo di creare un'unica Banca Dati in ambiente GIS. Nel Foglio n. 429 “Mondragone” la banca dati del sottosuolo consta complessivamente di 186 sondaggi geognostici (Fig. 63). In questi dati sono inclusi anche le indagini geognostiche raccolte da ISPRA in relazione alla Legge 464-84, i pozzi per prospezioni di idrocarburi resi disponibile nel progetto VIDEPI e il sondaggio effettuato per il progetto VIGOR (AMORESANO *et alii*, 2015).

L'analisi preliminare dei dati è stata eseguita per verificare in prima istanza la loro attendibilità; la valutazione si è avvalsa dello studio stratigrafico comparato di tutti i dati disponibili in una certa area, realizzando sezioni geologiche opportunamente orientate. In particolare, in questo settore della Piana Campana, lavori di sintesi a scopi scientifici sono stati pubblicati a partire sin dagli anni '90 (vedi § III) (ROMANO *et alii*, 1994; PUTIGNANO *et alii*, 2007, CORNIELLO *et alii*, 2010; AMOROSI *et alii*, 2012; RUBERTI *et alii*, 2022; CORNIELLO & DUCCI, 2017; CORRADO *et alii*, 2020). Le sezioni geologiche presenti nei singoli lavori

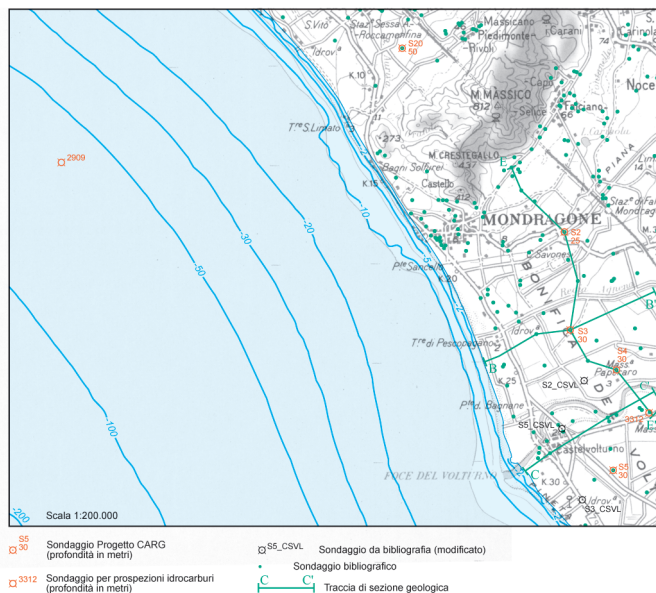


Fig. 63 - Ubicazione dei sondaggi utilizzati per la banca dati del sottosuolo del Foglio n. 429 “Mondragone”, suddivisi in relazione alle loro provenienze.

sono state georeferenziate e le informazioni stratigrafiche da esse derivate sono state riportate nel database e utilizzate come primo *screening* delle conoscenze scientifiche pregresse associate a una suddivisione preliminare delle litologie riconosciute nei sondaggi geognostici. C'è inoltre da precisare che nell'area del Foglio è presente sia in superficie che nel sottosuolo un importante *marker* stratigrafico, rappresentato dal *Tufo Grigio Campano (TGC)*, che ha ricoperto la morfologia del paesaggio preesistente e la cui distribuzione in superficie interessa principalmente le aree di raccordo tra la pianura e i primi rilievi appenninici. Inoltre, il **TGC** risulta un importante livello guida regionale nel sottosuolo per caratterizzare e distinguere le unità presenti al tetto e al letto. La distribuzione in superficie e nel sottosuolo del **TGC** è stata oggetto di numerosi lavori sia dal punto di vista stratigrafico-sedimentologico che vulcanologico. Pertanto, sono state georeferenziate anche le carte tematiche pubblicate dai differenti Autori relativamente alla quota di base e/o del tetto del **TGC**. Le mappe di distribuzione del **TGC** hanno una risoluzione limitata alla scala di dettaglio dello studio effettuato e sono risultate utili per evidenziare gli spessori di questa unità nel sottosuolo che presentano notevoli variazioni, passando infatti, da circa 70 m, nell'area pedemontana, a pochi metri o a spessori nulli, nella zona della piana.

In sintesi, questo studio preliminare è risultato utile per individuare aree idonee per le indagini di unità più antiche del **TGC** e aree idonee per la caratterizzazione delle successioni sedimentarie post-**TGC**.

Alla fine della fase preliminare di raccolta e informatizzazione, tutti i dati, da quelli puntuali (sondaggi geognostici) a quelli areali (sezioni geologiche), comprese le carte di distribuzione spaziale del **TGC**, sono stati oggetto di analisi comparativa in ambiente GIS. Questa analisi preliminare ha richiesto un tempo di elaborazione piuttosto lungo, ma ha permesso di individuare differenti problematiche relative ai dati pregressi e orientare la strategia di ubicazione dei carotaggi continui da eseguire per il Progetto CARG.

4.5.1.2. - Sondaggi a carotaggio continuo

I sondaggi a carotaggio continuo eseguiti nell'ambito del Progetto CARG rivestono una importanza fondamentale per la realizzazione del Foglio del sottosuolo in quanto rappresentano il principale strumento di osservazione diretta delle unità stratigrafiche sepolte. Attraverso le analisi eseguite da un *team* di lavoro del CNR-IGAG (vedi § I) è stato possibile identificare, caratterizzare e correlare le *litofacies* sedimentarie clastiche e vulcaniche. Le carote di sedimento prelevate nel corso della realizzazione dei sondaggi sono state oggetto di studi specifici e analisi di laboratorio (meiofauna, tefrocronologia e datazioni radiometriche)

(vedi § IV, 2.1). Per il Foglio sono stati eseguiti 5 sondaggi a carotaggio continuo (sondaggi CARG), di cui 4 alla profondità di 30 m nella Piana del Volturno e 1 alla profondità di 50 m nella Piana del Garigliano, distribuiti nell'area di studio (Fig. 63) sulla base di quanto esposto nel § IV 1. La profondità è stata modulata in funzione di specifici obiettivi di ordine stratigrafico, delineati attraverso lo studio preliminare con lo scopo di caratterizzare le unità stratigrafiche riferibili all'Olocene e al Pleistocene Superiore.

Le carote sono state prelevate mediante un sistema di perforazione in continuo con percentuali di recupero superiori al 90%. Le carote sono state decorticate e descritte, tenendo conto dei caratteri lito-pedo-stratigrafici e sedimentologici principali, quali tessitura, granulometria, colore, contenuto in materia organica, tipo di contatto stratigrafico (netto, erosivo, graduale), componenti accessori (resti vegetali, legni, radici, bioturbazione, ossidi di Fe-Mn, noduli carbonatici, caratteri pedogenetici) presenza di tefra e contenuto in fossili.

4.6. - FOGLIO GEOLOGICO DI SOTTOSUOLO

Le informazioni scaturite dai numerosi sondaggi geognostici analizzati e la loro correlazione spaziale hanno consentito di realizzare il Foglio geologico di sottosuolo, allegato alla carta geologica di superficie. Esso fornisce informazioni principalmente sulla distribuzione del **TGC**. In particolare, nel campo carta alla scala 1:50.000 è stato rappresentato l'andamento dello spessore di questa unità nel sottosuolo della Piana alluvionale del Volturno con isopache, secondo classi distinte con una scala cromatica. Sulla carta delle isopache del **TGC** sono state sovrapposte le isobate del tetto del **TGC**, con quote espresse in metri rispetto al livello del mare e con equidistanza di 10 m. Lo schema presente a contorno della carta, alla scala 1:200.000, riporta anche le isobate della base del **TGC** e le relative quote espresse in metri rispetto al livello del mare. Le aree di affioramento del **TGC**, in cui sono stati rappresentati solo gli spessori, sono state delimitate con una linea blu per dare indicazione della parte affiorante presente nel Foglio di superficie. C'è da precisare che a differenza del Foglio geologico di superficie, lo studio del sottosuolo, basato unicamente su dati puntuali, permette la mappatura di estensione laterale comparabile con la spaziatrice media del dato e anche della qualità di esso. L'interpolazione delle quote assolute in metri s.l.m. del tetto e della base del **TGC**, a partire dai dati puntuali dei sondaggi descritti nei paragrafi precedenti, è stata eseguita con la tecnica "*Spline with barriers*" (SMITH & WESSEL, 1990; ZORASTER, 2003) che garantisce la restituzione di una superficie liscia e continua avente la minima curvatura e nel contempo consente di tener conto della presenza di limiti (o barriere) al di fuori delle quali l'influenza

dei dati risulta minima o nulla. Inoltre, volendo vincolare fortemente le superfici interpolate al dato reale di campagna proveniente dai numerosi sondaggi, sia pregressi che di nuova realizzazione, è stato necessario che tale metodo di interpolazione consentisse alle suddette superfici di passare esattamente per i punti di sondaggio, minimizzando allo stesso tempo il “Fenomeno di Gibbs” (JERRI, 1998). L'imposizione di barriere nella tecnica di interpolazione è risultata particolarmente utile data la natura erosiva sia della superficie alla base sia per il tetto del **TGC**, con presenza di paleoalvei e aree con spessori fortemente ridotti o assenti.

Per ottenere la curvatura minima il metodo prevede la costruzione di una griglia iniziale grossolana, che tiene conto della distribuzione spaziale dei dati di *input*, per poi passare a una serie di griglie più fini fino a produrre un'approssimazione di una superficie a curvatura minima. Quest'ultima è caratterizzata da derivate seconde continue (che vanno a zero in corrispondenza delle barriere imposte).

I sondaggi CARG eseguiti per il Foglio hanno evidenziato in ognuno la presenza o meno del **TGC** e hanno mostrato significative differenze rispetto a quanto noto in letteratura, fornendo la chiave di lettura per ricostruire la geometria e la distribuzione dell'unità in aree coperte solo da dati bibliografici. I meccanismi deposizionali delle successioni ignimbritiche e in particolare del **TGC** sono discussi in numerosi lavori (FISHER *et alii*, 1993a, b; SILLENI *et alii*, 2020) ed evidenziano le modalità di messa in posto dei flussi piroclastici.

Si riportano alcune considerazioni generali sulla carta degli spessori del **TGC** che possono essere riscontrate sia nel Foglio n. 429 “Mondragone” che in quello limitrofo n.430, in quanto l'insieme delle due carte del sottosuolo (che riportano entrambe le isopache del **TGC**) possono dare informazioni sull'andamento regionale dello spessore di questa unità nella Piana Campana a partire dalle aree pedemontane dei Monti di Caserta (Foglio n. 430 “Caserta Ovest”) fino ai settori costieri (Foglio n. 429). Una prima considerazione è legata ai valori massimi e minimi dello spessore del **TGC** nei fogli in oggetto. In particolare, si evidenziano spessori elevati del **TGC** al piede dei versanti collinari. Questi possono essere imputati oltre al naturale meccanismo di deposizione anche a fenomeni di *rebound* in prossimità dei versanti, già evidenziati nei pressi del Monte Massico e anche nei Monti del Casertano in Di GIROLAMO (1970); qui i rilievi montuosi potevano rappresentare un ostacolo parziale dell'avanzamento del **TGC** determinando inoltre una differenziazione del flusso. Un esempio evidente è osservabile lungo la sezione geologica del sottosuolo (Sez E-E') che mostra spessori elevati nella zona pedemontana e un rapido assottigliamento dell'unità verso la piana. La distribuzione dello spessore del **TGC** evidenzia inoltre una paleomorfologia articolata pre-**TGC** che ha influenzato fortemente la deposizione dei flussi piroclastici e la loro successiva evoluzione morfo-pedo-

sedimentaria, come, ad es., il loro rapido seppellimento, pedogenesi, erosione e/o una combinazione di questi processi. A tal riguardo si evidenziano alcune aree caratterizzate da spessori ridotti (se non nulli) del **TGC** nei paleoalti morfologici, individuati nella piana in entrambi i fogli; in queste aree i flussi piroclastici potrebbero non essersi depositati (fenomeni di *by-pass*) e/o essere stati prevalentemente soggetti a fenomeni di erosione (si veda ad es., la sezione E-E' in prossimità del sondaggio S4 e la sezione C - C' del F. 430 in prossimità del sondaggio CARG S7). Un'area significativa con spessori ridotti (se non nulli) del **TGC** è individuata in prossimità della foce del F. Volturno; altre aree con spessori ridotti o nulli del **TGC** si ritrovano allo sbocco del F. Volturno nella piana, in prossimità della soglia di Triflisco (ISPRA, 2025). L'assenza del **TGC** in queste aree potrebbe essere imputata a fenomeni erosionali connessi alla ripresa dei processi fluviali. Infatti, si evidenziano morfologie ampie canalizzate che potrebbero essere indicative di paleovalli di origine fluviale che hanno eroso sia il **TGC** che parte delle unità pre-**TGC** (U_2). Si suppone che tali superfici erosionali si siano generate a seguito della ripresa di un decorso idrico (paleo Volturno), e siano state colmate da sedimenti alluvionali post-**TGC** (vedi sez. C-C' unità U_1 del sottosuolo). Analoga situazione si potrebbe essere verificata anche in fasi precedenti (pre-**TGC**). L'andamento del tetto dell'unità U_2 (sez. E- E') evidenzia una superficie erosionale di probabile origine fluviale determinando dei bassi morfologici che in questo caso sono stati colmati dai flussi ignimbrici del **TGC**.

Si riportano sulla carta anche le faglie riscontrate nel sottosuolo che, pur evidenziando possibili rigetti della base del **TGC** dell'ordine di una decina di metri, di per sé potrebbero non essere indicative di una tettonica recente, in quanto la deposizione del **TGC** potrebbe essere solo influenzata dall'assetto morfotettonico pregresso. Vengono riportati lineamenti a direzione NO-SE, NE-SO prevalentemente in accordo con le direzioni conosciute in quest'area.

Dal punto di vista cronostratigrafico la base del **TGC** individua una superficie isocrona coincidente con l'età dell'eruzione che ricopre una paleosuperficie, poligenica (erosionale vs deposizionale) e diacronica, scolpita sulle unità presenti nel sottosuolo (U_2) del Pleistocene Superiore *p.p.* discusse nei paragrafi successivi. La base dei depositi che ricoprono il **TGC** è anch'essa una superficie diacrona, che talora può essere indicativa del limite del sintema **VEF** nel sottosuolo e marca il passaggio ai depositi dell'Olocene (superficie di erosione olocenica), quindi un significativo *hiatus* stratigrafico.

Pur contenendo tutte le informazioni stratigrafiche illustrate nelle sezioni geologiche e negli schemi a contorno, la Carta Geologica di Sottosuolo è utile, inoltre, anche per un uso applicativo in quanto rappresenta le isopache del **TGC**; i prodotti di questa unità sono utilizzati sia come materiale da costruzione, sia come substrato ai fini edilizi, fin dall'epoca romana. Per l'utilizzo pratico di questa carta,

ad es., in campo geotecnico o ingegneristico, è opportuno tener conto, come già espresso prima, che la carta nasce comunque da una estrapolazione di poligoni la cui distribuzione è legata alla densità dei dati e alla loro qualità.

4.7. - SINTESI E CORRELAZIONI DELLE UNITÀ QUATERNARIE IN AFFIORAMENTO E NEL SOTTOSUOLO

4.7.1. - *Note metodologiche*

Per la rappresentazione delle informazioni stratigrafiche illustrate nelle sezioni geologiche, degli schemi a contorno della carta del sottosuolo e delle loro relazioni con i dati già esposti per la carta di superficie, sono stati utilizzati i dati provenienti dai sondaggi CARG del sottosuolo (Fig. 64). Per ogni singolo sondaggio è stata presentata una stratigrafia di dettaglio, sia per quanto riguarda la parte litostratigrafica e paleoambientale (vedi § 4.7.3.) sia per quanto riguarda la tefrostratigrafia (vedi § 4.7.2.). I sondaggi CARG sono stati distribuiti in relazione alle tematiche da affrontare in diverse parti della piana: dalle aree pedemontane, alle aree centrali della pianura alluvionale fino alle aree costiere utilizzando anche i principali prodotti scientifici (sondaggi e stratigrafie) reperibili in pubblicazioni pregresse.

La ricostruzione delle unità del sottosuolo e di superficie ha avuto un grosso *input* basato su un cospicuo approfondimento analitico tefrostratigrafico nelle successioni sedimentarie quaternarie. Le analisi hanno permesso di porre vincoli cronologici alle unità sia in affioramento sia nel sottosuolo e hanno permesso pertanto di correlarle tra di loro. Si espongono prima i dati provenienti dalle suddette analisi e successivamente quelli litostratigrafici tra le unità del sottosuolo sepolte e quelle in affioramento.

4.7.2. - *Tefrostratigrafia*

4.7.2.1 - Principi generali e contesto regionale

Il metodo tefrocronologico consiste nella determinazione dei caratteri diagnostici litostratigrafici, geochimici e geocronologici di livelli di cenere vulcanica (tefra) che ne consentono il riconoscimento e la tracciabilità in differenti contesti sedimentari, fornendo così un efficace strumento geocronologico-

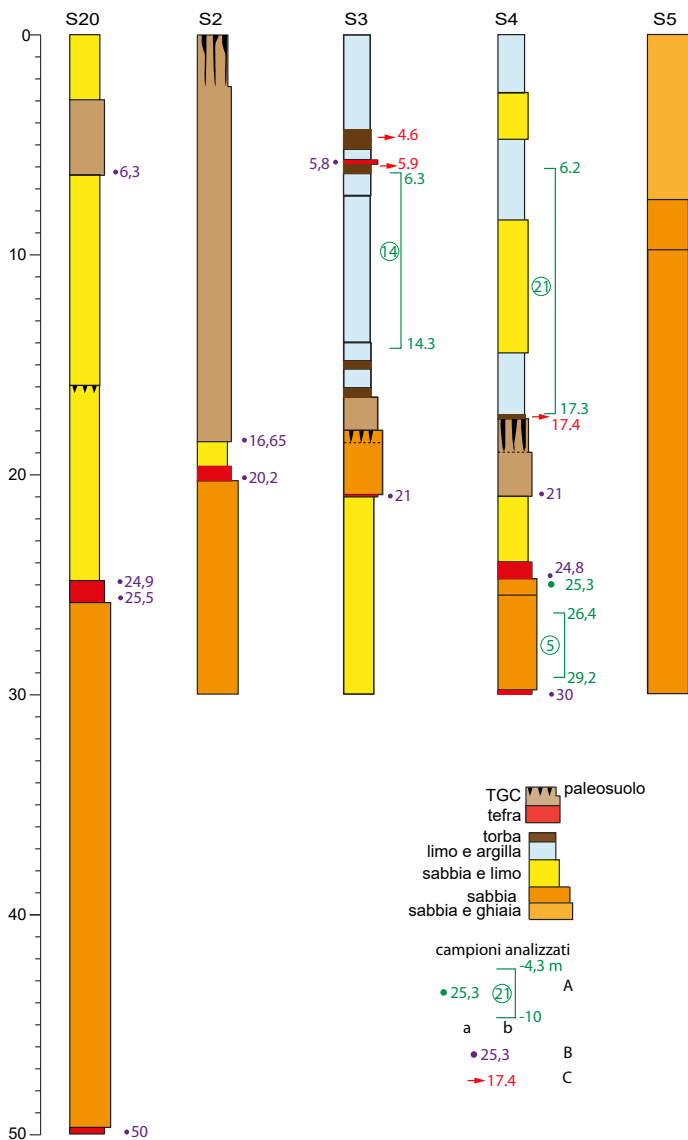


Fig. 64 - Stratigrafia dei sondaggi CARG eseguiti nella piana. Legenda dei campioni analizzati: A) analisi della meiofauna bentonica (ostracodi) la graffetta indica un gruppo di campioni prelevati in un intervallo (in metri), in cerchio il numero totale; B) analisi degli elementi maggiori alla microsonda elettronica (Electron Micro Probe Analyser); C) analisi geocronologiche: datazioni ^{14}C .

stratigrafico attraverso il quale i depositi associati possono essere datati e correlati a scala regionale ed extra-regionale (ad es., LOWE, 2011).

Analogamente ad altri metodi comparativi, l'efficacia di questo strumento dipende dal grado di conoscenza e completezza dei dati stratigrafici, geochimici e geocronologici utilizzati come database di riferimento. Nel contesto del Mediterraneo centrale, sebbene moltissimo lavoro resti ancora da fare, il recente sviluppo di questo tipo di studi, che negli ultimi dieci anni ha conosciuto un notevole incremento (ad es., SMITH *et alii*, 2011; TOMLINSON *et alii*, 2012; PEREIRA *et alii*, 2020; MONACO *et alii*, 2022a), ha reso la tefrocronologia uno strumento imprescindibile in molti ambiti delle scienze del Quaternario in questa regione.

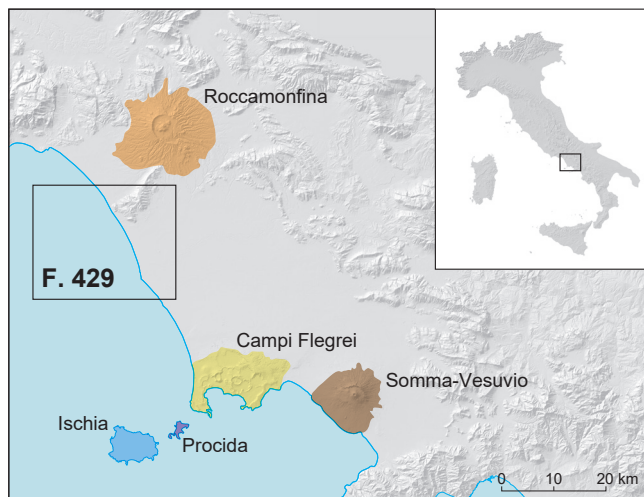
L'Appennino centro-meridionale è un'area particolarmente privilegiata e adatta allo sviluppo e all'applicazione della tefrocronologia. Questo settore della catena si trova da poche decine a qualche centinaio di km di distanza e sottovento rispetto ai distretti vulcanici peri-tirrenici, sede di un'intensa attività esplosiva plio-quaternaria (ad es., BRANCA *et alii*, 2023) (Fig. 65A), nell'area di dispersione prevalente dei prodotti piroclastici da caduta; cospicui livelli di tefra sono infatti frequentemente rinvenuti nelle successioni sedimentarie continentali quaternarie (ad es., WULF *et alii*, 2004, 2012; GIACCIO *et alii*, 2012, 2015, 2017a; PETROSINO *et alii*, 2014; DI ROBERTO *et alii*, 2018; REGATTIERI *et alii*, 2019; LEICHER *et alii*, 2021; MONACO *et alii*, 2021, 2022b). La natura ultrapotassica dei distretti laziali e campani rende inoltre possibile la datazione diretta dei tefra distali mediante il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su cristalli ricchi in K, come il K-feldspato o leucite, che molto spesso risultano sufficientemente grossolani per ottenere accurate e precise determinazioni cronologiche.

Di seguito sono riportati i risultati dello studio tefrocronologico dei livelli di tefra rinvenuti nei sondaggi nell'ambito delle indagini per la realizzazione del Foglio (Fig. 65B).

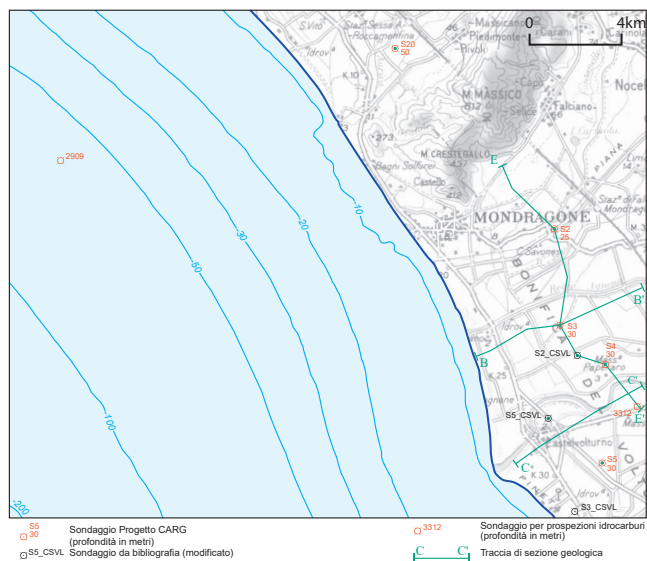
4.7.2.2. - Materiale e metodi

4.7.2.2.1. - Campioni analizzati

Nell'ambito della realizzazione del Foglio n. 429 “Mondragone” sono stati individuati un totale di 11 livelli di tefra, tutti provenienti da sondaggi (Fig. 65B). Di questi 11 livelli, 3 non sono stati campionati in quanto attribuibili, in base alla posizione stratigrafica e alle caratteristiche litologiche, ai depositi (primari o rimaneggiati) dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano, TGC), datato a $39,85 \pm 0,14$ ka (vedi GIACCIO *et alii*, 2017b *cum bibl.*). I restanti



A



B

Fig. 65 - A) Distribuzione dei principali distretti vulcanici italiani del Quaternario in relazione all'area di studio. B) Ubicazione dei sondaggi in cui sono stati prelevati i campioni di tefra studiati nell'area del Foglio n. 429 "Mondragone".

8 livelli sono stati campionati per la loro caratterizzazione geochemica e/o geocronologica, come riportato in Tabella 2.

Tab. 2 - Ripartizione delle analisi effettuate per ogni singolo campione degli 11 tefra considerati. EMPA: analisi degli elementi maggiori alla Microsonda elettronica (Electron Micro Probe Analyser) dei vetri dei tefra. Ph = Phonolite; Tr = Trachyte; Ph-Tr = Phonolite-Trachyte; Nd = no data.

Sondaggio	Unità eruttive	Campione (identificati con m dal p.e.)	Analisi	
			EMPA	Composizione
S2	S2-1	S2-18.65	Si	Ph-Tr
	S2-2	S2-20.20	Si	Ph-Tr
S3	S3-1	S3-5.80	Si	Ph
	S3-2	S3-18.00	No	Nd
	S3-3	S3-21.00	Si	Tr
S4	S4-1	S4-21.00	No	Nd
	S4-2	S4-24.80	Si	Ph-Tr
	S4-3	S4-30.00	Si	Ph-Tr
	S20-1	S20-6.30	No	Nd
S20	S20-2	S20-24.9 (Top) S20-25.5 (Base)	Si	Tr
	S20-3	S20-50.00	Si	Ph-Tr

4.7.2.2.2. - Analisi degli elementi maggiori alla microsonda elettronica

Tutti i livelli di tefra qui investigati sono stati analizzati mediante la microsonda elettronica (*Electron Micro Probe Analyzer*, EMPA) presso i laboratori dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse di Firenze. La qualità delle misure analitiche è stata monitorata utilizzando standard internazionali (es., JOCHUM *et alii*, 2006; NMNH; MAC) analizzati all'inizio di ciascuna sessione di analisi. Le analisi sono state effettuate su singole micro-pomici o frammenti vetrosi e un totale di almeno 10-15 punti analisi per campione sono stati misurati al fine di garantire la piena espressione della variabilità geochemica dei singoli livelli di tefra. Questo è stato possibile per tutti i campioni tranne in 3 casi: per il campione S3-5,80 (n = 2), il campione S3-21,0 (n = 2), e il campione S20-50,0 (n = 6). Questi campioni coincidono con quelli di attribuzione più incerta, in quanto le ridotte informazioni in merito alla loro composizione chimica ne hanno impedito una correlazione certa con le unità proposte.

4.7.2.3. - Risultati

4.7.2.3.1. - Composizione degli elementi maggiori

La composizione degli elementi maggiori degli 8 campioni analizzati è mostrata nelle Figg. 66 e 67. Nel diagramma *Total alkali vs Silica* (LE MAITRE *et alii*, 2002), i campioni occupano solo due campi delle serie alcaline, quello delle fonoliti e delle trachiti, con la maggior parte dei campioni che hanno composizione intermedia fonolitica-trachitica (Fig. 66). Nello specifico, tutti i campioni hanno in media un contenuto di SiO_2 compreso tra 55 e 67 wt% (percentuale in peso), e una somma degli alcali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) tra l'11 e il 17 wt%. Il rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, che serve per distinguere tra le serie alcalino-sodiche e alcalino-potassiche (nello specifico, una roccia vulcanica è definita potassica se il suo contenuto in K_2O è $>$ di $\text{Na}_2\text{O} + 2$ wt%), invece varia generalmente tra 1 e 3 (Fig. 67A), a partire da un minimo di 0,64 (S3-5,80) fino a un massimo di 3,10 (S2-18,65). Infine, i campioni sono stati classificati anche in base al diagramma CaO/FeO vs Cl (Fig. 67B). I campioni analizzati complessivamente hanno un contenuto di $\text{Cl} > 0,2$ wt%, e compreso tra 0,20 (S20-50,00) fino a un massimo di 0,85 wt% (S3-21,00). Il rapporto CaO/FeO invece varia in media tra 0,4 e 1,1, a esclusione di uno dei due punti di S3-5,80 che ha un rapporto anomalo di 2,8 (non mostrato in Fig. 67B).

4.7.2.4. - Origine e correlazione dei tefra

4.7.2.4.1. - Sorgente vulcanica

Per l'attribuzione della sorgente eruttiva, è stato utilizzato il diagramma di classificazione CaO/FeO vs Cl (Fig. 67B) sviluppato da GIACCIO *et alii* (2017a). Questo diagramma è applicabile a tutti i prodotti con un contenuto di SiO_2 compreso tra 52 e 69 wt% e consente di distinguere in base al contenuto di Cl i prodotti dei distretti vulcanici del Lazio (Vulsini, Vico e Sabatini), che hanno generalmente un contenuto di $\text{Cl} < 0,2$ wt%, da quelli del vulcano di Roccamonfina ($0,2 < \text{Cl wt\%} < 0,4$) e dei distretti della Campania (Ischia, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio), che invece tendono ad avere contenuti di $\text{Cl} > 0,4$ wt%. In base a questo diagramma, un numero consistente dei livelli di tefra investigati può essere attribuito chiaramente ai Campi Flegrei, tranne due livelli compatibili invece con i prodotti di Roccamonfina (S20-25,75 e S20-50,00), mentre un altro (S3-5,80) può essere attribuito al Somma-Vesuvio. Di seguito verranno trattati i

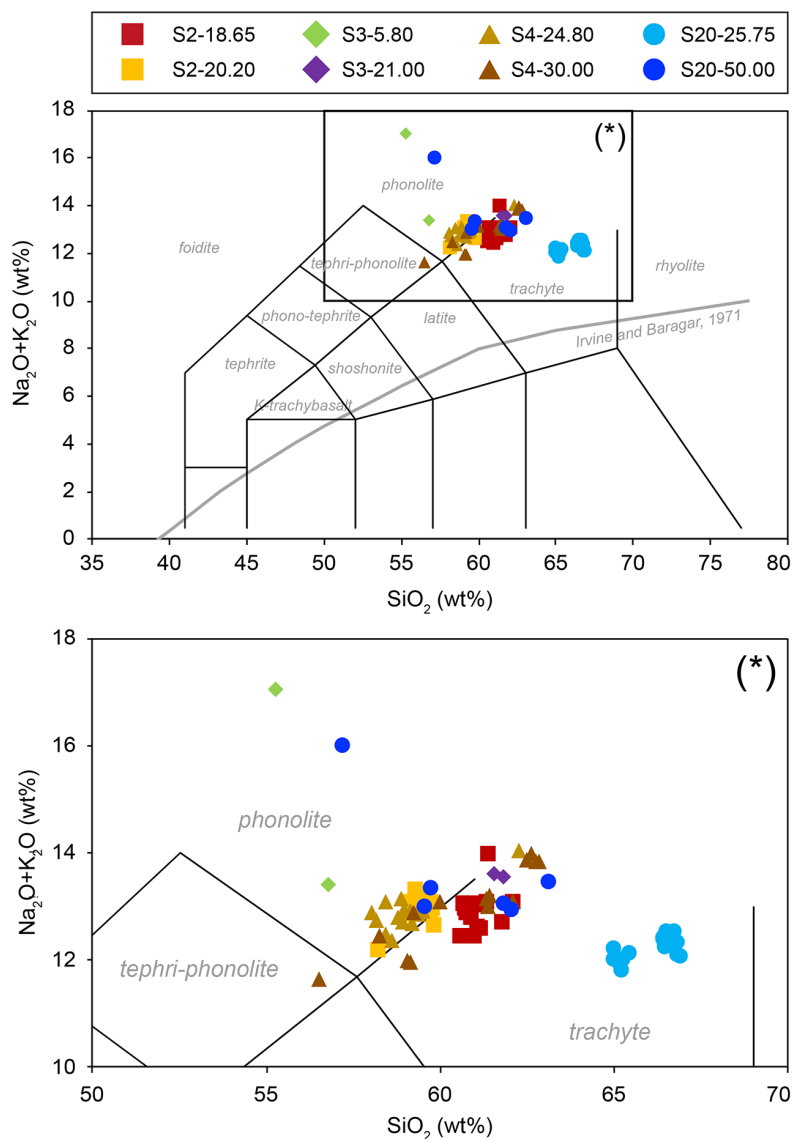


Fig. 66 - Diagramma di classificazione Total alkali vs Silica (TAS; LE MAITRE et alii, 2002) con la composizione dei livelli di tefra individuati all'interno dei pozzi perforati nel Foglio. La linea di IRVINE & BARAGAR (1971) mostrata in figura separa i prodotti delle serie alcaline (sopra) da quelle sub-alcaline (sotto).

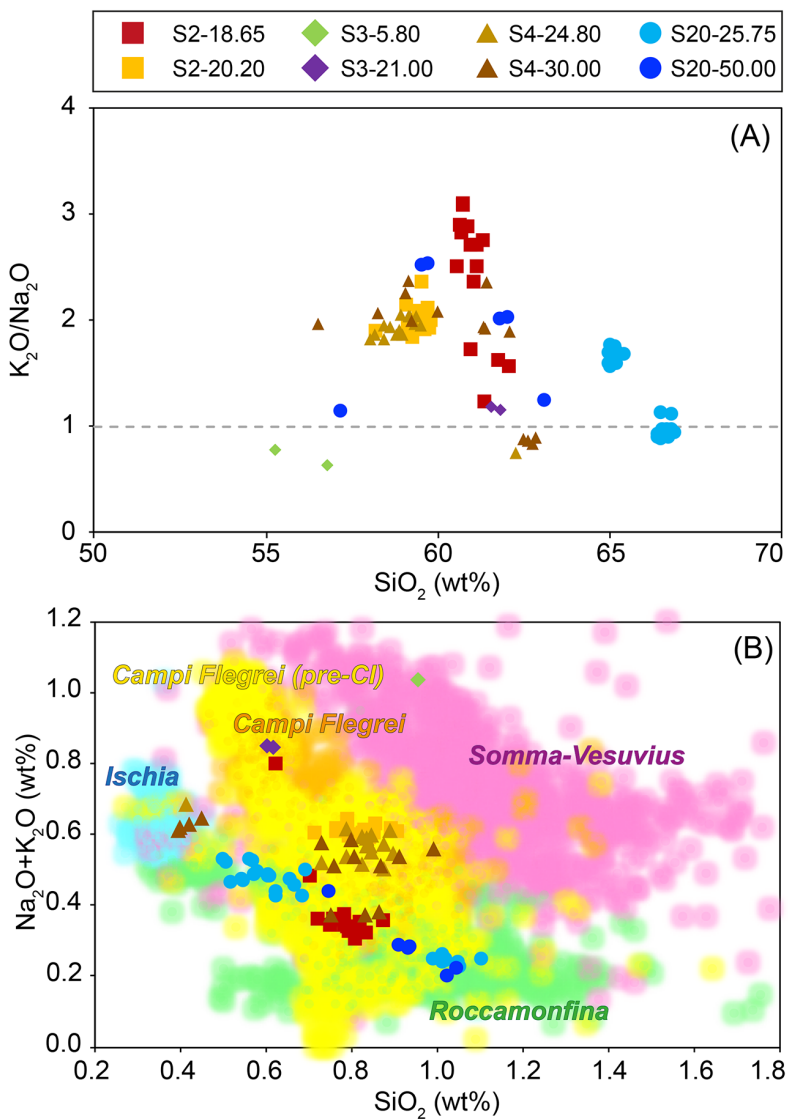


Fig. 67 - A) Diagramma che mette in relazione il contenuto in SiO_2 (wt%) rispetto al rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. B) Diagramma di classificazione CaO/FeO vs Cl (GIACCIO et alii, 2017a), dove sono riportate per confronto le composizioni di letteratura dei prodotti dei distretti vulcanici di Roccamonfina (verde), Ischia (azzurro), Campi Flegrei (distinti a loro volta tra quelli pre-TGC in giallo e post-TGC in arancione), e Somma-Vesuvio (magenta).

singoli livelli di tefra e l'eruzione o livello di tefra a cui possono essere correlati su base chimica e stratigrafica tenendo conto anche della loro posizione relativa ad alcuni livelli *marker* (es., **TGC**).

Tutte le composizioni medie dei campioni sono riportate con il doppio della deviazione standard (2 s.d.).

Somma-Vesuvio

S3-5,80 - piroclastiti di Avellino - PAV (3.945 ± 10 cal BP)

Degli 8 livelli caratterizzati chimicamente, il livello S3-5,8 si distingue per essere l'unico ad avere un rapporto CaO/FeO compatibile con i prodotti del Somma-Vesuvio. Sebbene siano stati ottenuti solo due punti analisi, il che rende l'attribuzione alla sorgente vulcanica e/o all'eruzione corrispondente poco vincolata, questo campione può essere attribuito al Somma-Vesuvio, considerando anche la sua posizione ben al di sopra dei depositi del **TGC** (qui localizzato a una profondità di 16,6-18,0 m).

Un confronto con i prodotti del Somma-Vesuvio mostra una buona corrispondenza geochemica con i prodotti dell'eruzione delle “Pomici di Avellino” *Auct.* (Fig. 68a). Le *piroclastiti di Avellino* (PAV) sono state documentate ampiamente in vari siti distali a nord del vulcano (es. FERNANDEZ *et alii*, 2023), il che è compatibile con la posizione del sondaggio S3 (Fig. 65). Per le “Pomici di Avellino” sono state determinate numerose datazioni radiocarbonio convergenti intorno a 4 ka (es., 3.945 ± 10 cal BP, SEVINK *et alii*, 2011).

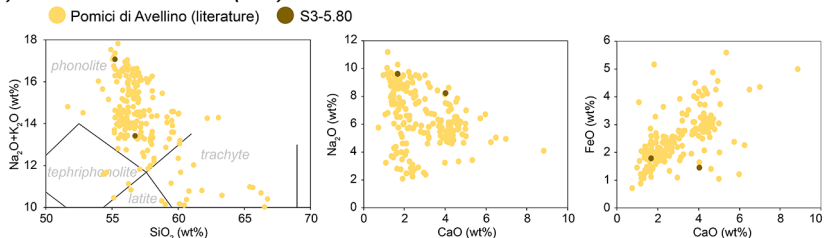
Campi Flegrei

La maggior parte dei campioni di tefra individuati hanno un chimismo compatibile con il vulcano dei Campi Flegrei (Fig. 67B). Come già detto, la maggior parte di questi livelli sono attribuibili ai depositi, primari o rimaneggiati, dell'eruzione del **TGC**, che sono stati individuati in quasi tutti i sondaggi (eccetto S5 nel presente Foglio e S7 nel Foglio n. 430 “Caserta Ovest”) e fungono da livelli *marker* per l'interpretazione di tutti gli altri livelli.

Tufo Grigio Campano -TGC (39,85 ± 0,14 ka)

Il livello S2-18,65 è stato campionato alla base dei depositi attribuiti al **TGC** durante la descrizione stratigrafica e litologica del sondaggio. Il campione ha una composizione trachitica-fonolitica abbastanza uniforme, con un contenuto medio di SiO₂ di 61,1 ± 0,8 wt%, una somma degli alcali di 12,9 ± 0,8 wt%, con un rapporto degli stessi variabile tra 1,2 e 3,1 (Figg. 66 e 67). Un confronto con i dati di letteratura conferma l'attribuzione del deposito ai prodotti del **TGC** (Fig. 68b), datati a 39,85 ± 0,14 ka (GIACCIO *et alii*, 2017b *cum bibl.*).

a) Piroclastiti di Avellino (PAV) - 3.945 ± 10 calBP



b) Tufo Grigio Campano (TGC) - 39.85 ± 0.14 ka

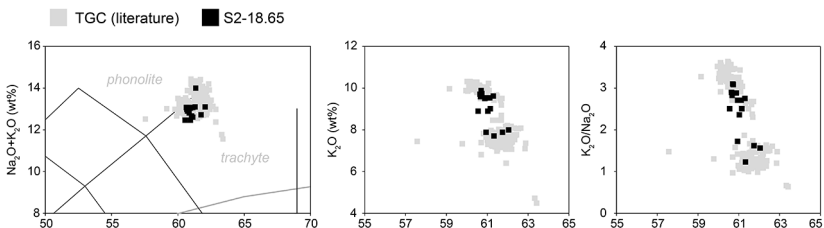


Fig. 68 - Diagrammi di correlazione tra i tefra investigati (S2-18,65 e S3-5,80) e i dati di letteratura: a) piroclastiti di Avellino; b) Tufo Grigio Campano. Dati di letteratura: Pomici di Avellino = FERNANDEZ et alii (2023 e lavori in esso citati); b) Tufo Grigio Campano (TGC) = SMITH et alii (2011).

Unità Pre-TGC: premessa sui precedenti studi

All'interno dei sondaggi sono stati identificati numerosi livelli di tefra stratigraficamente sottostanti i depositi del TGC, con un rapporto CaO/FeO e un contenuto di Cl compatibili con i Campi Flegrei (CF). Com'è noto in letteratura, nell'area della Piana Campana sono presenti numerosi depositi da caduta (DI VITO *et alii*, 2008) e di flussi piroclastici (es. Ignimbrite di Taurano, Ignimbrite di Durazzano, Ignimbrite di Seiano; DE VIVO *et alii*, 2001; ROLANDI *et alii*, 2003), precedenti all'eruzione del TGC (pre-TGC) di incerta origine o riferiti alla cosiddetta *Campanian Volcanic Zone* (CVZ; ROLANDI *et alii*, 2003).

In base a più recenti studi (MONACO *et alii*, 2022a, FERNANDEZ *et alii*, 2024), sulla base di una dettagliata caratterizzazione stratigrafica, geochemica e geocronologica, molte di queste unità pre-TGC della Piana Campana sono state correlate ad importanti *marker* tefrostratigrafici dispersi nell'area del Mediterraneo centrale (es., C-22, X-5, X-6) e verosimilmente attribuite a un'attività esplosiva dei CF datata da ~160 ka e tra 110 e 92 ka.

Il recente rinvenimento, in un carotaggio poco a nord-ovest della caldera dei CF, di spessi depositi piroclastici sepolti datati fino a ~110 ka (SPARICE *et alii*, 2024), corrobora l'ipotesi che molte delle unità pre-TGC della Piana Campana

siano effettivamente riferibili a un'attività esplosiva antica dei CF al momento poco documentata in aree prossimali.

Per la correlazione dei tefra pre-TGC investigati sono stati adoperati i dati stratigrafici, geochimici e geocronologici riportati nei recenti lavori di MONACO *et alii* (2022a) e di FERNANDEZ *et alii* (2024). In particolare, sono state caratterizzate cinque unità eruttive pre-TGC della Piana Campana, datate tra ~110 e 93 ka (dalla più antica alla più recente: Maddaloni, Montemaoro, Cancellò, Santa Lucia e Triflisco), più l'Ignimbrite di Taurano, per le quali esistono sufficienti dati per una robusta correlazione.

sintema di S. Prisco (PIS)

Per la definizione del sintema di S. Prisco (PIS) e le unità che comprende, si rimanda il lettore alle Note Illustrative del Foglio n. 430 “Caserta Ovest” (ISPRA, 2025).

piroclastiti di Triflisco (IFL) ($92,8 \pm 0,4$ ka)

Tra i livelli di tefra investigati, i campioni S2-20,20 e S4-24,80 mostrano una composizione affine, con un contenuto di SiO_2 rispettivamente di $59,4 \pm 0,8$ wt% e $59,1 \pm 2,0$ wt%, una somma degli alcali di $12,9 \pm 0,5$ wt% e $12,9 \pm 0,8$ wt%, e un rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ di $2,0 \pm 0,3$ e $1,9 \pm 0,6$. Anche il rapporto CaO/FeO e il contenuto di Cl sono molto simili, con valori rispettivamente di $0,8 \pm 0,1$ e $0,8 \pm 0,2$ (CaO/FeO) e di $0,6 \pm 0,1$ wt% e $0,6 \pm 0,1$ wt% (Cl). Un confronto con le unità pre-TGC mostra una buona corrispondenza geochimica con le *piroclastiti di Triflisco (IFL)*; Fig. 69a) datate a $92,8 \pm 0,4$ ka (FERNANDEZ *et alii*, 2024).

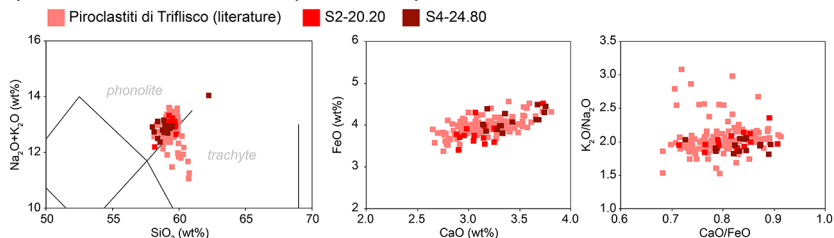
unità di Santa Lucia ($101,2 \pm 0,8$ ka)

Nel sondaggio S4, al di sotto del livello S4-24,8/IFL e a termine pozzo si trova un ulteriore livello di tefra che mostra una composizione meno uniforme che varia dalle tefrifonoliti alle fonoliti e trachiti (Fig. 66). Il contenuto di SiO_2 varia da 56,5 wt% a 62,8 wt%, con un rapporto degli alcali che aumenta parallelamente da 11,6 wt% a 13,8 wt%. Un confronto con le unità pre-TGC mostra che il livello corrispondente più probabile è l'“unità di Santa Lucia” (Fig. 69b), datata a $101,2 \pm 0,8$ ka (MONACO *et alii*, 2022a).

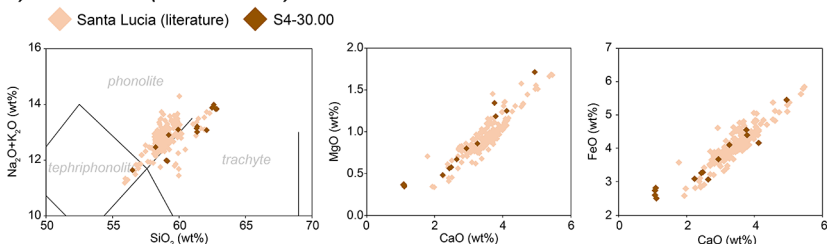
piroclastiti di Maddaloni (MDE) ($109,3 \pm 1,0$ ka)

Tra i campioni analizzati, S3-21,00 è uno di quelli per cui sono stati ottenuti pochi ($n = 2$) punti analisi. Questi due punti indicano una composizione a cavallo tra le fonoliti e le trachiti, con un contenuto medio di SiO_2 di $61,7 \pm 0,4$ wt% e somma degli alcali di $13,6 \pm 0,1$ wt%. Il rapporto degli alcali è di $1,2 \pm 0,1$, mentre il rapporto CaO/FeO di $0,6 \pm 0,1$ e il contenuto di Cl di $0,85 \pm 0,1$ wt% indicano

a) Piroclastiti di Triflisco - IFL (92.8 ± 0.4 ka)



b) Santa Lucia (101.2 ± 0.8 ka)



c) Piroclastiti di Maddaloni (MDE) (109.1 ± 0.8 ka)

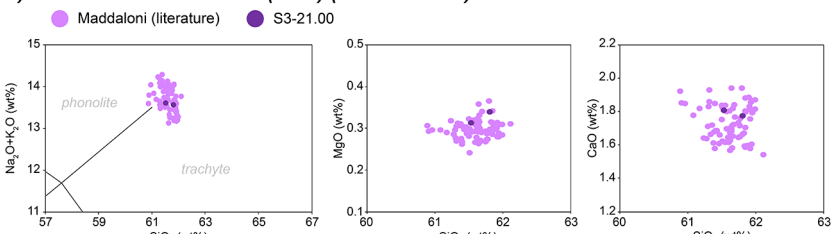


Fig. 69 - Diagramma di correlazione tra i tefra investigati (S2-20,20, S3-21,00, S4-24,80 e S4-30,00) e i dati di letteratura. Dati di letteratura: Triflisco = MONACO et alii (2022a), FERNANDEZ et alii (2024); Santa Lucia e Maddaloni = MONACO et alii (2022a).

che il campione è riferibile ai Campi Flegrei (Fig. 67B). Inoltre, questo livello si trova al di sotto del TGC, che qui ha uno spessore di appena 1,4 m. Tra i livelli pre-TGC, l'unico con un contenuto di Cl così elevato coincide con l'unità di Maddaloni" (piroclastiti di Maddaloni - MDE Vedi Foglio n. 431 "Caserta Est"), corrispondente prossimale del livello marker X-6 (KELLER et alii, 1978) e datata a $109,1 \pm 0,8$ ka (MONACO et alii, 2022a). Un confronto con la composizione dell'unità di Maddaloni" mostra una corrispondenza soddisfacente (Fig. 69c).

Roccamonfina

Tra i livelli di tefra investigati, quelli più profondi del sondaggio S20 possono essere attribuiti al vulcano di Roccamonfina in base al diagramma CaO/FeO vs Cl wt% (Fig. 67b). Infatti, i prodotti del vulcano di Roccamonfina possono essere distinti da quelli dei Campi Flegrei per un contenuto in Cl leggermente inferiore (0,2-0,5 wt% vs 0,4-1,0 wt% in media), sebbene il limite tra i due campi non sia così netto, sicché le composizioni dei prodotti spesso possono andare a sovrapporsi, rendendo l'attribuzione a uno dei due vulcani non sempre diretta. È inoltre degno di nota che i campioni qui attribuiti al vulcano di Roccamonfina siano stati individuati nello stesso carotaggio e tutti al di sotto dei depositi del TGC, qui individuato a una profondità relativamente superficiale tra 3,0 e 6,3 m.

gruppo di Lauro (WT)

“unità E-Lower White Trachytic Tuff - LWTT-UE” (306-303 ka)

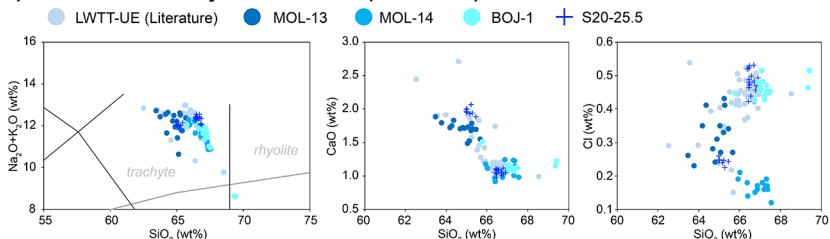
Il primo dei due livelli del sondaggio S20 individuati al di sotto del TGC si trova a una profondità di 25,5 m e spessore di 1 m e ha una composizione trachitica (Fig. 66). La SiO₂ varia tra 65 e 67 wt%, mentre il contenuto degli alcali rimane intorno al 12 wt% (varia tra 11,8 e 12,5 wt%). Il campione è caratterizzato da due gruppi composizionali, uno a 65 wt% di SiO₂, l'altro a 67 wt%. Anche nel diagramma CaO/FeO vs Cl (Fig. 67b) è possibile osservare due gruppi, uno con un rapporto CaO/FeO di 0,5-0,7 e contenuto di Cl compreso tra 0,4 wt% e 0,6 wt%, l'altro con CaO/FeO compreso tra 0,9 e 1,1 con un contenuto di Cl di 0,2-0,3 wt%. Un confronto con i dati di letteratura mostra una possibile corrispondenza geochemica (Fig. 70a) con i prodotti dell'Unità E del “Lower Whyte Trachytic Tuff” (LWTT; GIANNETTI & DE CASA, 2000) analizzato in LEICHER *et alii* (2024). In particolare, si può notare che anche il LWTT-UE mostra una simile composizione bi-modale, che può quindi essere considerata una caratteristica geochemica distintiva di questa eruzione. Depositi da caduta con età e composizione simili sono rinvenuti in varie località distali, come nel Bacino di Bojano.

Brown Leucitic Tuff? (344,7 ± 1,0 ka)

Il secondo livello del sondaggio S20 si trova a fondo pozzo, a una profondità di 50 m. Per questo livello sono stati ottenuti appena n = 6 punti analisi, con 5/6 punti analisi a cavallo tra le fonoliti e trachiti, e 1/6 con una composizione marcatamente fonolitica. Questa composizione estremamente variabile mostra un contenuto di SiO₂ compreso tra 57 e 63 wt%, con una somma degli alcali decrescente da 16 a 13 wt%, e un rapporto K₂O/Na₂O di 1,1-2,5 (Figg. 66, 67). In base al diagramma CaO/FeO vs Cl (Fig. 67b) questo campione può essere attribuito al vulcano di Roccamonfina, considerando il contenuto di Cl compreso tra 0,2 e

0,4 wt%. Considerata la posizione stratigrafica, a quasi 25 m più in profondità rispetto al livello soprastante correlato al LWTT-UE, è possibile provare a correlare S20-50,00 a un'unità del Roccamonfina più antica. Un confronto con i pochi dati di letteratura disponibili mostra una possibile corrispondenza con il “*Brown Leucitic Tuff*” (BLT; LUHR & GIANNETTI, 1987). Infatti, sebbene i dati di letteratura disponibili per il BLT suggeriscano una composizione latitica-fonolitica-trachitica, l'utilizzo di alcuni diagrammi binari mostra una buona corrispondenza con S20-50,00 (Fig. 70b). Pertanto, nonostante la ridotta quantità di dati di letteratura disponibili, nonché i pochi punti analisi ottenuti per S20-50,00, proponiamo una possibile attribuzione al BLT, sebbene non definitiva. Nel Bacino del Fucino, LEICHER *et alii* (2024) descrivono una serie di livelli di tefra (TF-74a, -74d, -74e, -75, -77, e -79) con affinità geochemica (es., CaO/FeO vs Cl) al vulcano di Roccamonfina, attribuiti a quella che loro definiscono “BLT-phase”. Un confronto con i dati geochemici di questi tefra del Fucino mostra un buon *match* tra il livello più profondo del sondaggio S20 con il livello TF-74e, la cui età modellata è di $348,3 \pm 3,6$ ka. Questa età modellata è in accordo con l'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $344,7 \pm 1,0$ ka ottenuta nell'ambito del Foglio n. 417 “Teano” (in prep.).

a) Lower White Trachytic Tuff - Unit E (306-303 ka)



b) Brown Leucitic Tuff - 344.7 ± 1.0 ka

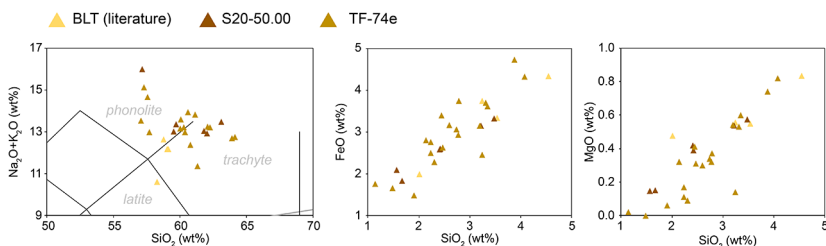


Fig. 70 - Diagramma di correlazione tra i tefra investigati (S20-25,50 e S20-50,00) e i dati di letteratura. Dati di letteratura: LWTT-UE = LEICHER *et alii* (2024); BLT = LUHR & GIANNETTI (1987).

4.7.2.5. - Sintesi delle correlazioni e cronologia delle successioni

Nella Figura 71 viene mostrata una sinossi delle correlazioni dei vari livelli di tefra del Foglio n. 429 “Mondragone” con le eruzioni e/o livelli di tefra a essi corrispondenti, con le relative età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o ^{14}C . Nella Figura 72 è invece possibile visualizzare le correlazioni dei livelli investigati all’interno dei vari sondaggi, con le relative profondità e spessori, insieme alla scala temporale. Una sintesi delle correlazioni è mostrata in Tabella 3.

Nel complesso, i livelli vulcanici del Foglio coprono un intervallo temporale abbastanza ampio, compreso tra 344 (S20-50,00/BLT) e 3,9 (S3-5,80/PdA) ka, in maniera molto discontinua. I gap temporali più importanti sono compresi tra il livello S20-50,00/BLT ($344,7 \pm 1,0$ ka) e S20-25,50 (306-303 ka), tra S2-20,20 ($92,8 \pm 0,4$ ka) e S2-18,65 ($39,9 \pm 0,1$ ka), e tra S3-18 ($39,9 \pm 0,1$ ka) e S3-5,80 (3.945 ± 10 cal BP), mentre non è stato individuato nessun livello compreso tra 306-303 ka (LWTT-UE) e $109,1 \pm 0,8$ ka (Maddaloni).

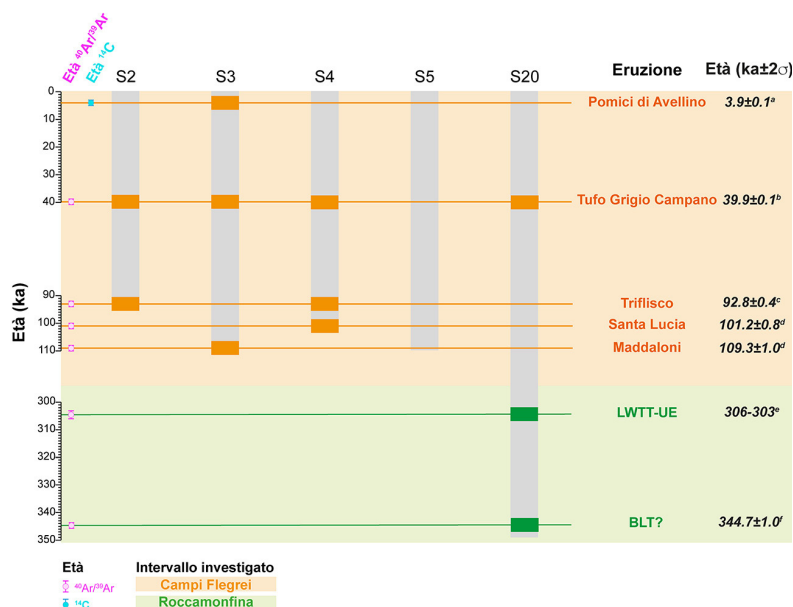


Fig. 71- Sinossi delle unità e correlazioni su base tefrostratigrafica dei sondaggi e affioramenti superficiali del Foglio Mondragone. Sul lato sinistro viene riportata la scala temporale (non lineare) e le unità $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ correlate, sul lato destro le eruzioni e le età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con la relativa sorgente. Sorgente dati $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: a = SEVINK et alii (2011); b = GIACCIO et alii (2017b); c = FERNANDEZ et alii (2024); d = MONACO et alii (2022a); e = GIANNETTI & DE CASA (2000).

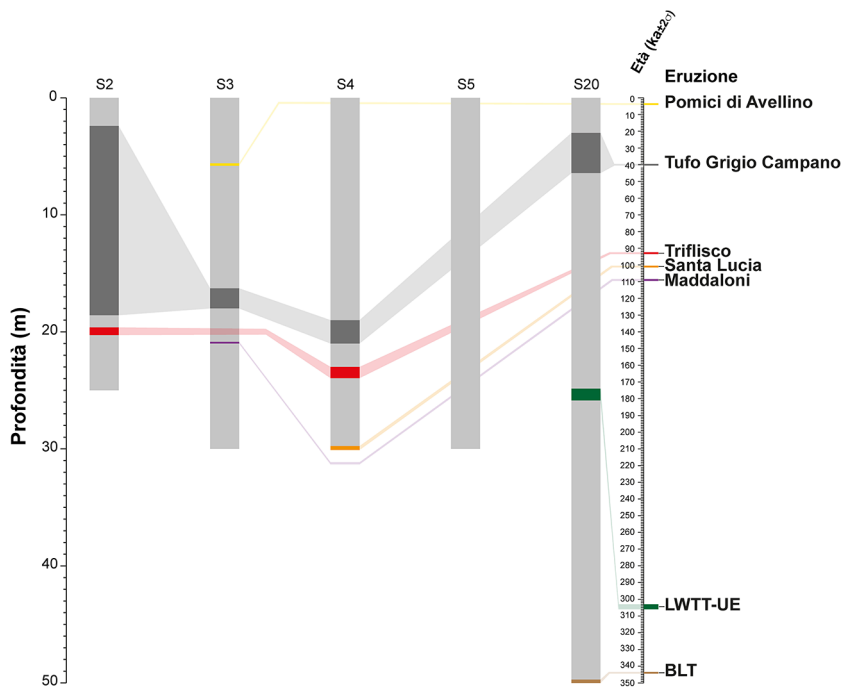


Fig. 72 - Correlazioni tra i vari livelli individuati all'interno dei sondaggi, con relative profondità e spessori. A sinistra viene riportata la profondità (in m), a destra la scala temporale con le età delle eruzioni corrispondenti.

Come anticipato, la maggior parte dei livelli individuati nei sondaggi sono attribuibili ai prodotti del **TGC** ($39,9 \pm 0,1$ ka). Altri livelli individuati comprendono i tefra dell'attività pre-**TGC** compresa tra 110-90 ka (MONACO *et alii*, 2022a; FERNANDEZ *et alii*, 2024), dei quali il più ricorrente sono le *piroclastiti di Triflisco* (IFL), datate a $92,8 \pm 0,4$ ka. Sorprendentemente, l'eruzione del **TGN** non è stata individuata in nessuno dei sondaggi, mentre quella di Maddaloni, che per dispersione e volume è seconda solo al **TGC** (es., MONACO *et alii*, 2022a; FERNANDEZ *et alii*, 2024; SPARICE *et alii*, 2024), è stata individuata solo in un sondaggio (S3).

A differenza del Foglio n. 430 “Caserta Ovest”, oltre all'assenza totale dei prodotti del **TGN**, nel Foglio è stato individuato un livello (S3-5,80) attribuibile al Somma-Vesuvio e correlato alle “Pomice di Avellino” *Auct.* (PdA) (cfr. *piroclastiti di Avellino*, PAV). Inoltre, nel Foglio mancano tutte le altre sub-unità del “lower white trachytic tuff”, qui rappresentato solo da S20-25,50 correlato al LWTT-UE (306-303 ka).

Tab. 3 - Sintesi delle correlazioni tefrostratigrafiche proposte nel testo. Sono indicate la sorgente vulcanica (vulcano ed eruzione/tefra corrispondente) e le età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. VF: Vesuvio; CF: Campi Flegrei; RCMF: Roccamonfina; TGC: Tufo Grigio Campano; IFL: Piroclastiti di Triflisco; LWTT_UE: Lower White Trachytic Tuff_Unit E; BLT = Brown Leucitic Tuff.

Campione	Sorgente		$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ka)	Età
	Vulcano	Eruzione/Tefra		Rif.
S3-5.80	VF	PVA	3.9 ± 0.1	Sevink et alii, 2011
S2-18.65	CF	TGC	39.85 ± 0.14	Giaccio et alii, 2017b
S2-20.20 S4-24.80	CF	IFL	92.8 ± 0.4	Fernandez et alii, 2024
S4-30.00	CF	Santa Lucia	101.2 ± 0.8	Monaco et alii, 2022a
S3-21.00	CF	MDE	109.3 ± 1.0	Monaco et alii, 2022a
S20-25.50	RCMF	WT- LWTT-UE	303-300	Giannetti e De Casa, 2000
S20-50.00	RCMF	BLT	344.7 ± 1.0	Foglio 417 – Teano

4.7.3. - Evoluzione paleoambientale

4.7.3.1. - Le unità sepolte

Dall’analisi stratigrafica e cronologica dei sondaggi CARG è stato possibile suddividere la successione stratigrafica in unità sepolte pre-TGC, non affioranti in superficie in nessuna località del Foglio, che dal basso verso l’alto sono: U₄, U₃, U₂ (Pleistocene Medio *p.p.* - Superiore *p.p.*) e un’unità post-TGC: U₁ (Pleistocene Superiore *p.p.*). La successione del sottosuolo termina nella parte alta con unità afferenti al *sintema vesuviano-flegreo (VEF)* che comprendono anche i depositi presenti in affioramento nella pianura alluvionale (Fig. 73).

La caratterizzazione delle unità sepolte al di sotto dei depositi del TGC, di seguito descritte dal basso verso l’alto, è frammentaria in quanto non sempre sono state riscontrate nei sondaggi CARG; alcune di esse sono rappresentate nel Foglio limitrofo n. 430 Caserta Ovest. Si riscontrano diversi tefra che hanno permesso le correlazioni tra i sondaggi.

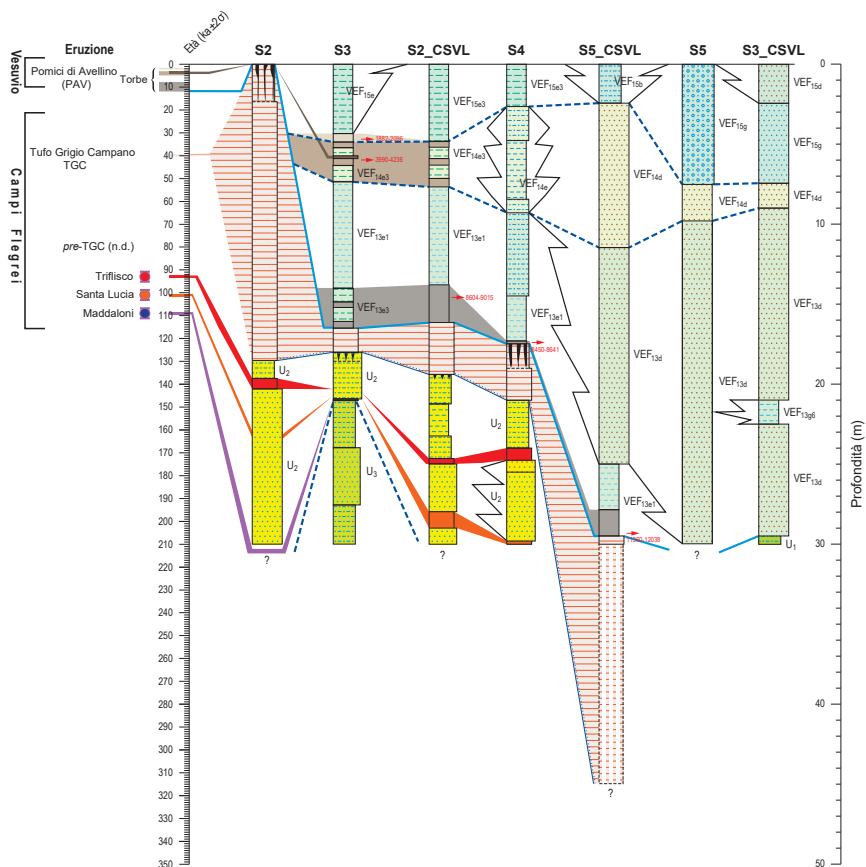


Fig. 73 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità sepolte nella pianura alluvionale del Fiume Volturno. La legenda è in Figura 73a.

4.7.3.1.1. - Principali *marker* vulcanici presenti nella piana

I risultati dello studio dei tefra riscontrati nei sondaggi hanno fornito fondamentali vincoli stratigrafici e cronologici per le ricostruzioni delle unità litostratigrafiche del sottosuolo e la loro suddivisione. Inoltre, i livelli guida vulcanici riscontrati (vedi § 4.7.2.) unitamente all'analisi delle facies hanno permesso di correlare tra loro le unità presenti nel sottosuolo, con quelle di superficie. Tra i vari livelli piroclastici, a scala regionale il *marker* più esteso

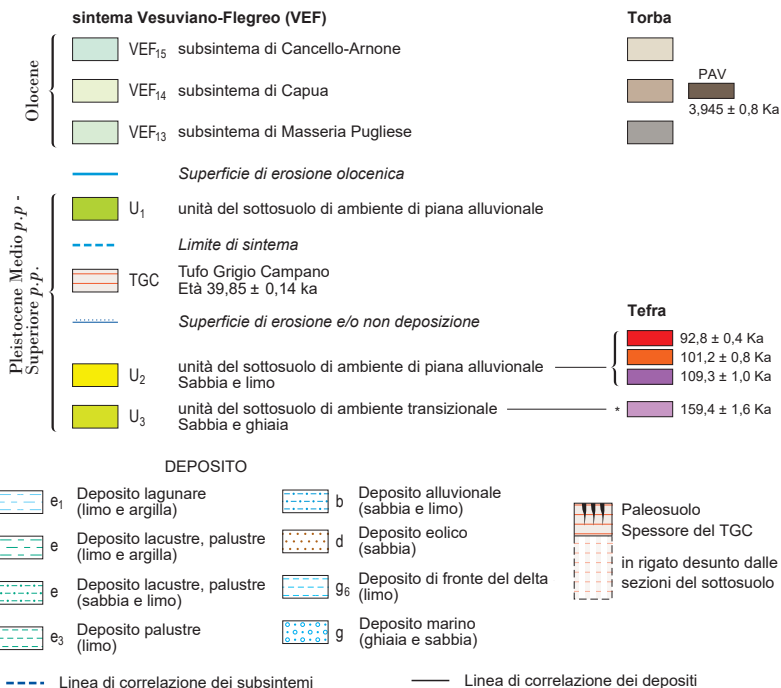


Fig. 73a - *Legenda dello schema dei rapporti stratigrafici delle unità sepolte nella pianura alluvionale del Fiume Volturno; * tefra dell' Ignimbrite di Taurano riscontrato esclusivamente nei sondaggi del Foglio limitrofo n. 430 "Caserta Ovest".*

arealmente sia in superficie che nel sottosuolo è il **TGC**, la cui distribuzione e caratterizzazione vulcanologica sono state precedentemente discusse (vedi § 4.7.2.). Altri *marker* di origine flegrea più antichi, riscontrati prevalentemente nel Foglio limitrofo n. 430 "Caserta Ovest", hanno una ampia distribuzione arealmente nel sottosuolo, come le unità eruttive pre-**TGC**, datate tra c. 109 ka e 93 ka. Nel Foglio sono state individuate nel sottosuolo le unità riferibili a Maddaloni, Santa Lucia e Triflisco (vedi § 4.7.2.). I *marker* tefrostratigrafici più antichi, riferibili a eruzioni del vulcano del Roccamonfina sono stati riscontrati unicamente nel sondaggio più profondo eseguito nella piana costiera-alluvionale del F. Garigliano e riferibile al BLT. Correlazioni con sondaggi profondi eseguiti nel Foglio limitrofo n. 430 "Caserta Ovest" hanno permesso di interpretare inoltre un sondaggio di bibliografia e di riferire un *marker* alle eruzioni del Roccamonfina (LWTT-UB in sezione E-E' nel Foglio di sottosuolo). L'insieme di questi *marker* ha permesso di migliorare la caratterizzazione cronostratigrafica dei depositi riconosciuti.

4.7.3.1.2. - Le unità sepolte pre-TGC

Unità di piana alluvionale (U_4) (> di 159 ka)

Questa unità è stata riscontrata in un sondaggio profondo CARG (sondaggio CPL), effettuato nel Foglio limitrofo n. 430 “Caserta Ovest”; nel presente Foglio, sulla base di considerazioni litostratigrafiche, è stato attribuito a tale unità un orizzonte riscontrato in un sondaggio di letteratura intercettato dalla sezione E-E’ presente nel Foglio del sottosuolo). Nel sondaggio CARG CPL nell’unità si rinvengono intercalazioni di depositi vulcanici riferibili alle eruzioni del Roccamonfina del *gruppo di Lauro* (WT) del Pleistocene Medio *p.p.* (intervallo compreso circa tra 303 e 314 ka). Al tetto è presente un deposito vulcanico attribuito all’”Ignimbrite di Taurano” ($159,4 \pm 1,6$ ka); questo *marker* individua il limite superiore dell’unità U_4 .

In sintesi, sulla base dei dati ottenuti nel Foglio limitrofo n. 430 “Caserta Ovest” le intercalazioni vulcaniche presenti in questa unità attribuite al *gruppo di Lauro* (WT), indicano la deposizione in un intervallo temporale intorno ai 300 ka, durante il MIS 9. Le litofacies riconosciute evidenziano condizioni di ambienti prevalentemente continentali, alluvionali e palustri caratterizzati da orizzonti pedogenetici poco profondi. L’unità è delimitata superiormente in corrispondenza di un tefra riferibile all’”Ignimbrite di Taurano” depositosi durante una fase di *low stand* (MIS 6).

Unità di ambiente transizionale (U_3) (compresa tra 159 - 109 ka)

Nel sondaggio S3 si riconoscono alla base depositi riconducibili ad ambienti marino-transizionali. L’unità si riscontra da 30 a 21 m dal piano campagna (circa 9 m di spessore) ed è costituita alla base da un livello di circa 2,5 m di sabbie fini e limi alluvionali che passa a sabbie da grossolane a fini con molluschi, tra cui *Cerithium* sp. e *Cardiidae* tipici di ambienti lagunari. Al di sopra di questa unità è presente un livello vulcanico riferibile all’eruzione di Maddaloni ($109,3 \pm 1,4$ ka) (*piroclastiti di Maddaloni MDE*). Questa successione è osservabile esclusivamente nel suddetto sondaggio, ed è cronologicamente vincolata al tetto. Nel Foglio limitrofo n. 430 “Caserta Ovest”, questa unità (sondaggio CPL) è vincolata anche alla base dove è presente un livello vulcanico riferibile all’eruzione della “Ignimbrite di Taurano”. Per le caratteristiche della associazione di facies, analogamente a quanto osservato nei sondaggi CARG del Foglio limitrofo n. 430 “Caserta Ovest” e nel Foglio n. 431 “Caserta Est”, U_3 può essere riconducibile ai depositi continentali del MIS 6 e marino-transizionali del MIS 5e (Tirreniano).

Questi depositi marino-transizionali non sono stati riscontrati in altri sondaggi CARG, al di sotto del TGC; in letteratura, sulla base dei dati derivanti dagli studi di sondaggi presenti nell’area dell’abitato di Caserta (PUTIGNANO *et alii*,

2007), sono spesso riportati sedimenti di ambiente marino con macrofossili lamellibranchi (tra cui *Cardium* sp.) e gasteropodi. Solo nei livelli più alti dell'unità sono stati riconosciuti da ROMANO *et alii* (1994) coralli (*Cladocora caespitosa*) le cui datazioni radiometriche, effettuate su frammenti hanno fornito un'età radiometrica di 126±11 ka.

Unità di piana alluvionale (U₂) (compresa tra circa 109 - 40 ka)

Al di sopra del tefra riferibile all'eruzione di Maddaloni (*piroclastiti di Maddaloni* MDE) nel sondaggio S3 si riconosce una successione costituita da livelli di sabbie e limo, di ambiente di piana alluvionale. Sono attribuiti a questa unità anche i depositi sabbiosi e sabbioso-limosi con frequenti livelli ossidati, in cui si intercalano tefra riferibili alle eruzioni di Santa Lucia e Triflisco (comprese circa tra 101 ka - 92,8 ka) presenti nei sondaggi S4 e S2. I tefra citati non sono tutti presenti nei sondaggi dove viene riconosciuta l'unità U₂; inoltre, i loro spessori risultano variabili nei diversi sondaggi, da centimetrici a circa un metro, evidenziando che l'eruzione maggiormente rappresentata è quella di Triflisco. Tuttavia, la variabilità di presenza e spessori illustrata potrebbe essere legata a fenomeni di erosione post-deposizione dei tefra. C'è da evidenziare che esclusivamente nel sondaggio S4 tra i due tefra su citati si rinvenivano depositi di ambienti costieri probabilmente lagunari costituiti da sabbie grossolane scure in matrice limosa cineritica; le sabbie sono ricche in molluschi (bivalvi e gasteropodi a guscio sottile). L'associazione a ostracodi è tipicamente salmastra costiera (*Cyprideis torosa* e *Loxiconcha elliptica*); la presenza di frammenti di molluschi riconducibili a *Cerastoderma* sp. e *Cerithium* sp., due generi tipici di ambienti costieri a salinità variabile, avvalorano questa ricostruzione.

L'unità U₂ ha spessore variabile da circa 3 m, nel sondaggio S3 dove è osservabile l'intera unità, fino al massimo di 12 m, se pur nei sondaggi S2 e S4 non è stata osservata la base.

Nel complesso la successione riscontrata si è deposta prevalentemente durante le fasi di caduta del livello del mare riferibile all'ultimo periodo glaciale compreso tra 116 ka e 12 ka. In accordo con quanto riscontrato nell'area del Foglio limitrofo n. 430 "Caserta Ovest" e con quanto evidenziato inoltre nel Sondaggio CARG del F. n. 431 "Caserta Est", si desume una generale emersione dell'area. Si evidenzia che nel Foglio in oggetto, in virtù della paleotopografia nella fase iniziale di caduta del livello del mare, alla base dell'unità si riscontrano ancora sedimenti marino transizionali (sondaggio S4).

Il Tufo Grigio Campano (TGC) (39,45±0,14 ka)

Per questa unità, ampiamente discussa in questo capitolo sia per i depositi in affioramento sia per la distribuzione nel sottosuolo, si riportano solo alcune

considerazioni stratigrafiche. In sottosuolo è prevalente la parte cineritica grigio scura con lapilli e pomici (facies cineritica grigia in Di GIROLAMO, 1968b). Alla base del **TGC** talora è presente un livello ricco in litici e cristalli e impoverito della frazione cineritica fine (*ground layer*). La parte alta talora è caratterizzata da facies zeolitizzate, riconosciute anche in affioramento nell'area del casertano (Di GIROLAMO, 1968b). Al tetto del **TGC**, in un'area in cui le unità depostesi successivamente sono assenti, è stato osservato un paleosuolo ben sviluppato (sondaggio S2). Anche nel sondaggio S4 il paleosuolo sul **TGC** è ben sviluppato e il passaggio ai depositi dell'Olocene è marcato da un livello centimetrico di torba. Nel sondaggio S3 il paleosuolo è mancante e il **TGC** è ricoperto direttamente da livelli di torbe oloceniche individuando fenomeni erosivi molto intensi post deposizione del **TGC**.

4.7.3.1.3. - L'unità sepolta post-**TGC**

Unità di piana alluvionale (U_1) (compresa tra 40 - 14,5±0,4 ka)

Al di sopra del **TGC** talora è presente una successione costituita prevalentemente da limi argillosi molto arrosati e screziati, ricchi in sabbia con alla base livelli vulcanoclastici contenenti possibile materiale rielaborato del **TGC** insieme ad altro materiale vulcanico. I campioni prelevati in questa unità sono risultati sterili. Nel Foglio limitrofo n. 430 "Caserta Ovest" al tetto dei depositi attribuiti a tale unità si riscontrano livelli ocracei pomicei riferibili all'eruzione del **TGN**. L'unità U_1 nel Foglio si ritrova esclusivamente in prossimità della foce del Fiume Volturno un'area con assenza del **TGC** (vedi § 4.6.). U_1 è individuata in alcuni sondaggi di letteratura in ALBERICO *et alii* (2018) ed anche nella parte bassa del sondaggio S3_CSVL in AMOROSI *et alii* (2012). L'estensione areale di questa unità ricavata dai sondaggi bibliografici indica una zona allungata circa N-S con ampiezza variabile da 1,6 km in prossimità della costa fino a circa 700 m nei pressi dell'abitato di Castel Volturno. Nel complesso questa unità è discontinua e marca superfici erosionali al tetto del **TGC** che talvolta arrivano a interessare le unità più antiche (U_2 e U_3 vedi sezione del Foglio del sottosuolo C-C').

Per le caratteristiche stratigrafiche U_1 individua ambienti di piana alluvionale, talora caratterizzata da presenza di sedimenti più sabbiosi indicativi di zone di tracimazione e probabili paleo alvei. Questa unità individua il primo *input* connesso all'instaurarsi di un reticolo idrografico post-**TGC**. Il vincolo stratigrafico del tetto di questa unità, se pur non visibile in questo Foglio, è dato dalla messa in posto del **TGN** (14,5±0,4 ka), avvenuta durante le fasi iniziale della trasgressione marina del Tardiglaciale-Olocene tra 15 ka e 6 ka (trasgressione flandriana), e che chiude la sedimentazione di U_1 .

4.7.3.2. - Le unità della pianura alluvionale del Fiume Volturno

Vengono descritte dal basso verso l'alto le successioni presenti nel sottosuolo attribuite, anche sulla base delle associazioni di facies, ai subsintemi **VEF₁₃**, **VEF₁₄**, **VEF₁₅**; questi presentano in profondità variazioni di facies differenti rispetto alla parte in affioramento. Sono stati osservati livelli di torbe, raggruppati in tre intervalli temporali, individuati anche nel Foglio contiguo n. 430 "Caserta Ovest". La distribuzione temporale di questi livelli indica momenti di stasi non legati a fattori locali ma a cambiamenti a scala regionale del bacino di sedimentazione. (Fig. 74). Le datazioni dei primi livelli di torbe riconosciute al tetto delle unità **TGC** e **U₁** marcano l'inizio della sedimentazione rappresentata dai depositi di **VEF₁₃** e indicano per la parte bassa un'età e una durata che differiscono da ovest verso est da circa 11,4 ka a 9 ka. Se vengono considerati anche i livelli di torbe riconosciuti alla base dei sedimenti olocenici del Foglio limitrofo n. 430 "Caserta Ovest" si ha un quadro più completo. Si registra una polarità temporale della ripresa della sedimentazione in queste unità: l'età dell'inizio della sedimentazione nelle aree in prossimità della costa è più antica intorno a 11,4 ka mentre nelle aree più interne (F. 430) è più recente (da circa 10 ka a 8 ka). Questo *trend* è evidenziato anche nei depositi presenti sotto il livello del mare (schema di correlazione terra/mare in carta geologica), dove (vedi § VII) la discontinuità alla base è ancora più antica e ricade certamente nel tardo Pleistocene Superiore. In sintesi, si evidenzia un *cluster* ben definito dei dati delle età delle torbe alla base del **VEF₁₃**; c'è da precisare che, alla scala dell'ordine di qualche centinaio di anni, le differenze di età per le datazioni dei livelli di torba possono essere imputate sia al campionamento dei livelli torbosi in cui c'è maggiore concentrazione di frustoli vegetali e/o dei livelli ricchi in materia organica e che possono non coincidere con la base della successione, sia alla distribuzione areale, ad es., presenza di bassi e alti strutturali in cui prevale la non deposizione e/o l'erosione. Tuttavia, alla scala delle migliaia di anni, la variazione di età è imputabile alla dinamica della progressiva ingressione marina dalle aree più prossime alla costa (età più antiche) a quelle più interne della piana (età più recenti). I livelli di torba successivi che caratterizzano la parte inferiore di **VEF₁₄** indicano un'età di circa 4200 anni, ma possono raggiungere anche età leggermente più vecchie in quanto i diversi campioni non sono stati prelevati alla base di **VEF₁₄** (nel Foglio n. 430 "Caserta Ovest" indicano un'età di circa 5750 anni); questi potrebbero essere messi in relazione con la fase di progradazione della piana alluvionale, post-massimo *high-stand* di 6 ka, verso l'adiacente piana costiera con la formazione dell'apparato deltizio del Fiume Volturno. L'età di tale progradazione a scala del bacino potrebbe avere una polarità temporale inversa, determinata dalla progradazione dell'ambiente di piana alluvionale del F. Volturno dalle aree più interne verso le aree costiere. I livelli di torba che caratterizzano

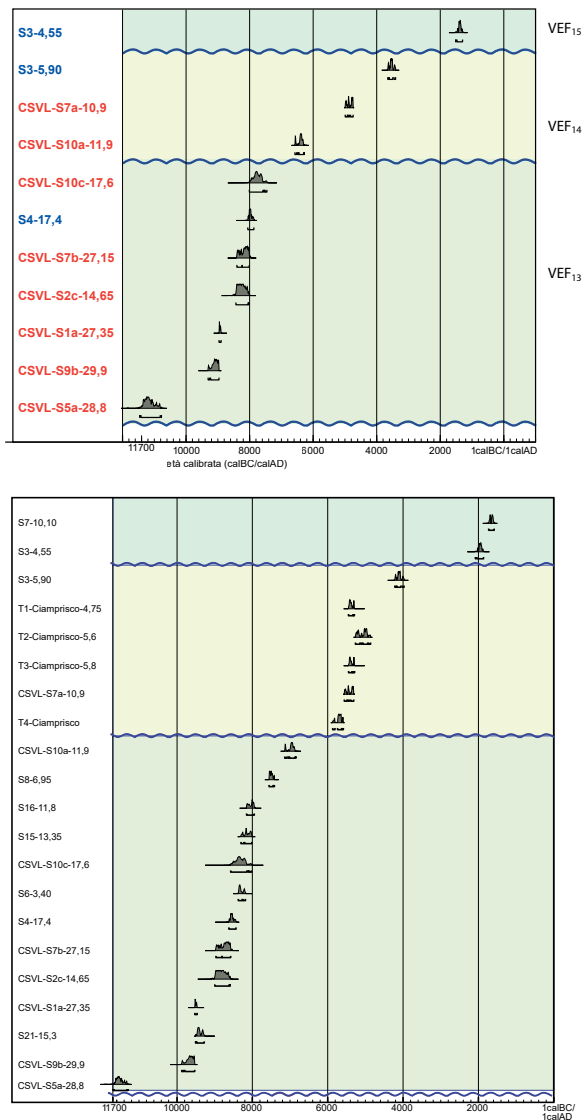


Fig. 74 - Diagramma che mostra i dati geocronologici (^{14}C) delle torbe analizzate; in blu sondaggi CARG eseguiti, in rosso sondaggi di bibliografia da AMOROSI et alii (2012) calibrati in questo lavoro con lo stesso metodo dei sondaggi CARG. A) campioni analizzati nel Foglio 429 "Mondragone". B) Sintesi complessiva dei campioni analizzati nei Fogli n. 429 "Mondragone" e n. 430 "Caserta Ovest".

la parte superiore della successione olocenica (VEF_{15}) sono stati datati in questo Foglio e nel Foglio limitrofo n. 430 “Caserta Ovest” e indicano un’età di circa 2000 anni e sono connessi alle ultime fasi di aggradazione della piana. In ORTOLANI & PAGLIUCA (1999) vengono riportate evidenze geoarcheologiche relative alla linea di costa di epoca romana (2500 AD) in quest’area; in particolare la linea di costa è posizionata nei sedimenti di spiaggia emersa (VEF_{15g}) in affioramento; pertanto, tali depositi sono indicativi della spiaggia di epoca romana e costituiscono la parte bassa dell’ultimo subsistema.

La successione olocenica ha uno spessore complessivo variabile da 0 a circa 30 m e per questa successione si riportano anche alcuni sondaggi di letteratura presenti in AMOROSI *et alii* (2012, 2013) che hanno contribuito alle ricostruzioni paleoambientali. Questi sondaggi sono stati denominati Sondaggi S2, S5, S3 con la sigla finale _CSVL, per distinguerli da quelli realizzati per il Progetto CARG. I sondaggi _CSVL sono stati eseguiti da enti pubblici (PUC di Mondragone); le relative stratigrafie sono state reperite per la banca dati del sottosuolo e gli intervalli litologici sono stati riportati negli schemi a cornice del Foglio di sottosuolo con le interpretazioni degli Autori sopra citati talora modificate in funzione dei nuovi dati CARG.

subsistema di Masseria Pugliese (VEF_{13})

In prossimità della fascia costiera, VEF_{13} presenta differenti caratteristiche deposizionali e associazioni di facies. I sondaggi S3, S4, evidenziano una parte inferiore talora caratterizzata da depositi argillosi e torbosi per uno spessore variabile da circa 2,5 m fino a pochi centimetri, che individuano depositi palustri VEF_{13e3} , le cui datazioni al ^{14}C hanno dato un’età di 8450 - 8641 anni cal BP nel sondaggio S4 e di circa 12.000 anni cal BP nel sondaggio di letteratura S5_CSVL. Al di sopra di questi depositi si rinvencono per circa 8 m argille e limi (sondaggi S3 e S4) che passano a sabbie limose (sondaggio S4) indicative di depositi lagunari VEF_{13e1} . L’associazione a ostracodi in questo intervallo è caratterizzata da *Cyprideis torosa*, *Palmoconcha turbida*, *Loxoconcha stellifera*, *Leptocythere* spp. Tale associazione, dominata da *C. torosa*, è tipica di un contesto lagunare aperto al mare, con salinità elevata. I generi *Loxoconcha* e *Leptocythere* sono riportati spesso in lagune vegetate, con substrati fangosi ed elevato contenuto di materiale organico e con scarsità di ossigeno. La presenza dei foraminiferi *Haynesina germanica* e *Quinqueloculina seminulum*, riscontrata in questo intervallo, conferma questa interpretazione. Nel sondaggio da bibliografia S2_CSVL si rinvencono inoltre anche abbondanti gusci di molluschi (*Cerastoderma glaucum*) e di foraminiferi che supportano tale interpretazione (AMOROSI *et alii*, 2012). Nel sondaggio S5 la parte bassa è caratterizzata da cospicui depositi di cordone litorale VEF_{13d} , (depositi di duna) costituiti da sabbie ben classate da medio a

grossolane di colore da grigio o giallastro con molti bivalvi marini interi e in frammenti (*Donax* sp., *Glycimeris* sp.) per circa 20 m di spessore. Lo spessore non corrisponde a tutta la successione riferibile al VEF_{13d} in quanto in questo sondaggio non è presente il limite inferiore di questa unità. Analoghe caratteristiche sono presenti nei sondaggi di bibliografia (AMOROSI *et alii*, 2012); si precisa che gli Autori interpretano tali sedimenti rappresentativi della progradazione di un fronte deltizio. A supporto di questa interpretazione, nel sondaggio S3_CSVL gli Autori individuano un intervallo, intercalato nella parte bassa di questi sedimenti, costituito da argille e limi grigi, con locali intercalazioni di limo sottile (e subordinata sabbia), con piccole conchiglie di molluschi, denominati depositi di fronte deltizio VEF_{13g6} (in conformità con le Linee Guida CARG). Lo spessore massimo di questi depositi nel sondaggio S3_CSVL è di 2-3 m; la meiofauna e i foraminiferi associati consentono di interpretare questa associazione di facies come formata in un mare poco profondo e altamente influenzata dai fiumi di ambiente di prodelta (AMOROSI *et alii*, 2012, 2013). Queste facies che si riscontrano all'interno della costa individuano la massima ingressione marina; stratigraficamente al di sopra di questi depositi VEF_{13g6} i cordoni litorali sono attribuiti alle fasi regressive del sistema deltizio.

OLOCENE INFERIORE - OLOCENE MEDIO p.p.

subsistema di Capua (VEF₁₄)

Al disopra dei depositi di VEF₁₃ nel sondaggio S3 si riconoscono torbe alternate a sedimenti argillosi e limosi riferibili nel complesso ad ambienti palustri/lacustri. La prevalenza dei livelli torbosi permette alla scala del rilevamento di segnalarli come riferibili a depositi palustri VEF_{14e3}. In particolare, nel sondaggio S3 sono stati prelevati diversi campioni per le datazioni al radiocarbonio che indicano per i livelli presenti nella parte media un'età di circa 4200 anni. Analoghi depositi si riscontrano nel sondaggio da letteratura S2_CSVL. Nel sondaggio S4 i depositi torbosi non sono presenti e si osserva un passaggio diretto dalle facies lagunari a quelle lacustri. In particolare, i sedimenti di questo intervallo sono costituiti da argille grigie e sabbie limose le cui associazioni di ostracodi indicano un deposito lacustre VEF_{14e}. Gli ostracodi prevalenti sono *Ilyocypris bradyi*, *Pseudocandona pratensis*, *Neglecandona neglecta*, *Candona* juv., e sono associati ai molluschi: *Lymnaea* sp., *Planorbis* sp., che nel complesso individuano una associazione tipicamente dulcicola. La presenza di *P. pratensis* indica acque vegetate come indicato dalla presenza di oogoni di caracee. Questi sedimenti passano lateralmente a depositi di cordone litorale VEF_{13g} riconosciuti dai sondaggi di letteratura S5 e S3_CSVL e individuano un *trend* regressivo del sistema deltizio.

OLOCENE MEDIO p.p. - SUPERIORE p.p.

subsintema di Cannello-Arnone (VEF₁₅)

Al di sopra dei depositi del VEF₁₄ sono presenti i depositi che caratterizzano le ultime fasi di esondazione del Fiume Volturno. Questi depositi sono caratterizzati da una variabilità delle facies osservabile anche direttamente in campagna e legata ad aree di canale e/o argine di canale del Fiume Volturno (depositi alluvionali VEF_{15b}); comprendono sedimenti costituiti di sabbia da fine a molto fine marrone o grigia con spessore variabile fino a 6-7 m. Questi depositi passano lateralmente a sedimenti argilloso-siltosi pedogenizzati, da marrone a grigio, e argille limose con abbondanti pomici e frammenti di piante in cui talora si intercalano livelli torbosi (VEF_{15c3}). Il sondaggio S5 analogamente con quanto osservato in campagna risulta caratterizzato nella parte superiore da depositi di spiaggia sommersa (VEF_{15g}) costituiti da sabbia grossolana ben classata con molti bivalvi (fra cui *Donax* sp., *Glycimeris* sp.). Questi depositi sono ricoperti da depositi eolici (VEF_{15d}) e da sedimenti argilloso-limosi lacustri-palustri attualmente in formazione (VEF_{15e}). Nel complesso l'associazione di questi depositi individua l'ultimo ciclo trasgressivo - regressivo attribuito alle variazioni climatiche in epoca storica. Un livello di torba, datato circa 2000 anni, separa i depositi palustri VEF_{14e3} da quelli più recenti VEF_{15e3} nel sondaggio S3.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

VI - GEOLOGIA DEL FONDO MARE

1. - SEDIMENTOLOGIA

1.1. - ANALISI GRANULOMETRICA DEI DEPOSITI CLASTICI

Le analisi sedimentologiche dei depositi marini rappresentano l'informazione di base per il rilevamento delle unità stratigrafiche affioranti nelle aree sommerse del Foglio n. 429 "Mondragone" e sono state effettuate su un totale di circa 60 campioni prelevati a fondo mare nella fascia batimetrica tra -5 e -30 m (Fig. 75).

I campioni di sedimento, prelevati in siti rappresentativi della distribuzione areale dei depositi affioranti a fondo mare, sono stati sottoposti ad analisi granulometrica e sub-campionati per aliquote destinate alle analisi specialistiche che hanno incluso in particolare lo studio della fauna micro e macro-bentonica, la composizione chimica e mineralogica dei costituenti, allo scopo di caratterizzare le associazioni di litofacies del sistema costiero.

Per ogni stazione di campionamento è stato prelevato un sub-campione dal livello superficiale (0-1 cm) di circa 50-100 grammi umidi di materiale rappresentativo. La preparazione di ogni campione consiste di diverse fasi per una durata complessiva di circa 7 giorni per sedimenti prevalentemente sabbiosi, mentre per sedimenti contenenti frazioni più fini sono necessari anche 10 giorni. Trattandosi di sedimenti composti da più frazioni granulometriche la procedura analitica è stata eseguita per via umida, per via secca e con il granulometro laser (SYMPA-TEC *Laser Particle-Size Analyzer*).

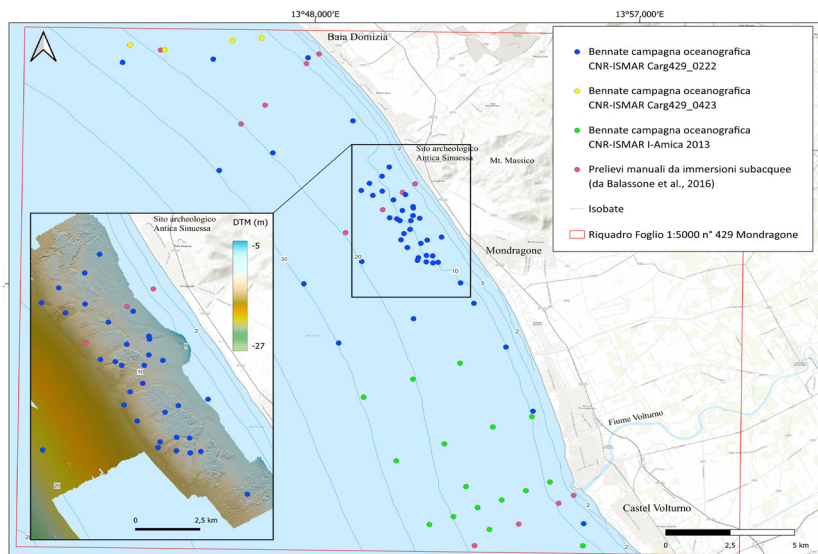


Fig. 75 - Ubicazione dei campioni di fondo mare utilizzati per il rilevamento geologico.

I campioni sono stati essiccati a 105 °C per 24 ore sino a stabilizzazione del peso per tutte le fasi di lavorazione. Quindi si è proceduto al pretrattamento con perossido di idrogeno, al lavaggio in acqua e alla successiva separazione a umido con setaccio 63 μm in una componente grossolana (>63 μm) e una componente fine (<63 μm), alla vagliatura con pila di setacci ASTM (4000-63 μm) della frazione grossolana, e all'analisi con granulometro laser (*Sympatech/Quixel*) della frazione fine.

I dati ottenuti dalle varie fasi analitiche sono stati raggruppati nelle principali classi granulometriche secondo la scala Udden-Wentworth e le frazioni ottenute sono state classificate secondo la classificazione di FOLK, 1954 (Tab. 4 e Fig. 76).

Sono state costruite curve cumulative e di frequenza, con cui sono stati calcolati i principali parametri statistici (FOLK & WARD, 1957): Diametro medio (Mz), Deviazione standard o Classazione o *Sorting* (s), coefficiente di asimmetria o *Skewness* (Sk) e Appuntimento o Kurtosis (KG) (Tab. 5). Per la distribuzione delle principali classi granulometriche a fondo mare è stato utilizzato il metodo dell'interpolazione spaziale attraverso software ArcGis 9.3.

I risultati ottenuti dall'analisi sedimentologica mettono in evidenza che la distribuzione granulometrica dei sedimenti presenti sul fondale marino, nella fascia rilevata che va da -5 a -30 m di profondità, è influenzata da vari fattori. Tra questi, uno dei principali è rappresentato dalla profondità, che determina in modo diretto

Tab. 4 - *Principali risultati dell'analisi granulometrica su campioni di fondo mare prelevati mediante box-corer nell'ambito del progetto PON CNR-ISMAR I-AMICA.*

Campione	Profondità (m)	Classi principali (%)				Frazioni (%)	
		Ghiaia	Sabbia	Limo	Argilla	Grossolana	Pelitica
A1	15,9	0	39	43	17	39	61
A2	20,3	0	28	54	18	28	72
A3	29,0	0	16	65	19	16	84
A4	45,6	0	4	69	27	4	96
B1	15,0	0	54	33	13	54	46
B2	19,1	0	30	48	22	30	70
B3	26,0	0	29	51	20	29	71
B4	42,7	0	8	68	24	8	92
C0	9,9	0	71	20	8	71	29
C1	13,7	0	9	63	28	9	91
C2	18,0	0	3	66	32	3	97
C3	24,1	0	6	70	25	6	94
C4	40,1	0	4	62	34	4	96
D0	12,1	0	41	38	21	41	59
D1	14,1	0	5	71	24	5	95
D2	18,1	0	4	68	28	4	96
D3	24,0	0	8	71	21	8	92
D4	41,3	0	6	72	22	6	94
E1	15,7	0	18	65	17	18	82
E2	19,1	0	8	68	24	8	92
E3	27,0	0	7	76	17	7	93
E4	48,1	0	2	74	24	2	98
P2	19,0	0	2	72	27	2	98
P3	20,0	0	6	59	34	6	94
P4	18,9	0	2	68	30	2	98
P5	17,0	0	5	55	39	5	95
P7	10,0	0	69	21	10	69	31
P8	14,0	0	26	54	19	26	74

l'energia delle onde e, di conseguenza, la dinamica dei sedimenti. Un ruolo significativo è svolto dalla morfologia dei fondali, che influisce sulla granulometria e sulla natura stessa dei materiali sedimentari. La presenza di manufatti artificiali e di interventi di ripascimento hanno inoltre contribuito a modellare la distribuzio-

ne dei sedimenti. Infine, la vicinanza delle foci fluviali rappresenta un ulteriore elemento che interviene a condizionare la sedimentazione.

Osservando le caratteristiche generali della distribuzione delle classi granulometriche, emerge una tendenza alla disposizione parallela rispetto alla linea di costa, una configurazione mantenuta dalle fasce batimetriche. Questo schema è accompagnato da una graduale transizione dei sedimenti, che si manifesta con una progressione dalle sabbie medio-fini, predominanti in corrispondenza della spiaggia sommersa, alle sabbie fini e ai limi sabbiosi, che diventano più evidenti man mano che ci si avvicina alle aree più profonde della piattaforma continentale interna. Tale progressione granulometrica riflette la complessità e la varietà delle interazioni tra i fattori ambientali e antropici che modellano il fondale marino (DE PIPPO *et alii*, 2003-2004).

La spiaggia sommersa, nel suo complesso, è caratterizzata da una conformazione piuttosto regolare, con un fondale che presenta una bassa pendenza e che risulta costituito principalmente da sabbie di granulometria fine-media abbastanza cernite e costituite prevalentemente da litoclasti e subordinatamente da bioclasti (Fig. 77 a,b,c).

Spostandosi verso il limite tra la spiaggia sommersa e la piattaforma interna, a una profondità variabile tra -7 e -15 m, si osserva un cambiamento significativo nella composizione dei sedimenti che sono costituiti da sabbia limosa e limo sabbioso e includono un contenuto variabile di frazione argillosa.

Il diametro medio (Mz) ha valori compresi tra 3,1 e 5,9 phi. I depositi sono nel loro complesso omogenei e mostrano una debole diminuzione verso costa, evidenziando un probabile controllo operato dall'azione delle correnti marine. Nel complesso i sedimenti sono da moderatamente classati (0,6-0,9 phi) a poco classati e molto poco classati (1,1-2,2 phi). La distribuzione di questi depositi risulta concentrata principalmente nel settore nord-occidentale rispetto alla foce del Fiume Volturno, evidenziando una specificità nella dinamica deposizionale dell'area.

La distribuzione relativamente regolare della granulometria media dei depositi secondo le fasce batimetriche subisce un'interruzione nel settore centrale dell'area rilevata. Questo settore, situato nella zona di transizione tra la spiaggia sommersa e la piattaforma interna, è caratterizzato dalla presenza di associazioni coralligene che colonizzano un ampio settore del fondo mare nell'area della Sinuessa.

Questo sistema di banchi coralligeni, che si estende per una superficie di circa 9 km², esercita un'influenza significativa sulla disposizione e sulle caratteristiche dei sedimenti, contribuendo a modellare il profilo granulometrico dell'area.

I sedimenti campionati nell'area della Sinuessa sono prevalentemente costituiti da ghiaia sabbiosa (Mz: -1,5 a -1,4 phi) e da sabbia ghiaiosa molto grossolana/

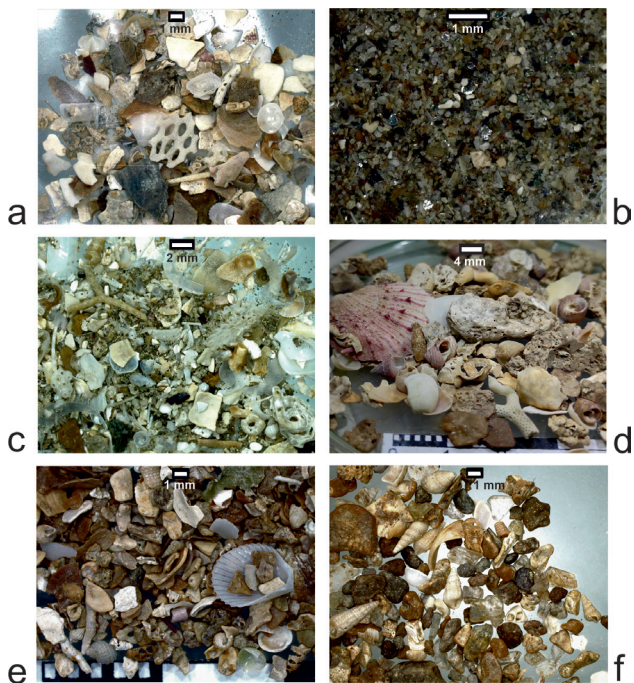


Fig. 77 - Documentazione fotografica degli elementi costituenti dei campioni G23, G26, G8, G36, G02, G27: a) Stazione G23. Sabbia limosa. frazione sabbiosa 4000-1000 micron; b) Stazione G26. Limo sabbioso. frazione 250-125 micron; c) Stazione G08. Sabbia limosa. frazione 2000-1000 micron; d) Stazione G36. Ghiaia sabbiosa. frazione 4000 micron; e) Stazione G02. Sabbia ghiaiosa. frazione 4000-1000 micron; f) Stazione G27. Sabbia ghiaiosa. frazione 4000-1000 micron.

grossolana (M_z : -0,1 a 0,6 phi), con scarsa matrice limosa. Questi sedimenti sono moderatamente classati, con un abbondante contenuto bioclastico proveniente dal disfacimento delle comunità bentoniche viventi sul substrato roccioso (Fig. 77d), e in parte presentano bioclasti di colore bruno-giallastro, molto levigati e ben arrotondati, che suggeriscono un forte rimaneggiamento (Fig. 77e, f).

Al largo del banco della Sinuessa e a profondità superiori ai -15 m, i depositi rivelano una composizione prevalentemente caratterizzata dalla presenza di sabbia limosa che prograda verso il largo passando a limo sabbioso fino a raggiungere una profondità di circa -30 m. La granulometria di questi depositi mostra valori di M_z compresi tra 3,8 e 5,9 phi e di sorting compresi tra 1,3 e 2,2 phi, analoghi a quelli rilevati nei depositi di natura sabbiosa, a indicare un sedimento poco o molto poco classato (Figg. 78, 79, 80).

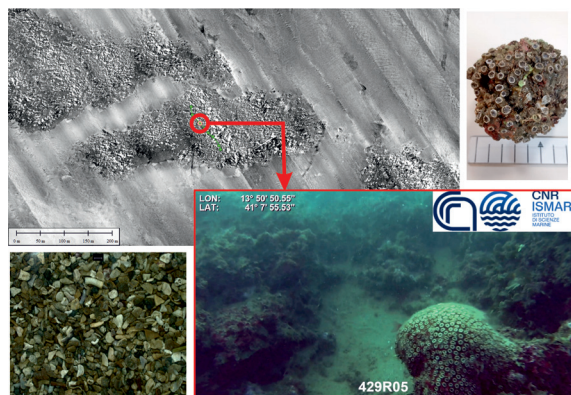


Fig. 78 - Banco della Sinuessa: Biocostruzioni di coralligeno e sabbia grossolana bioclastica accumulata nelle aree depresse lungo un transetto ROV.

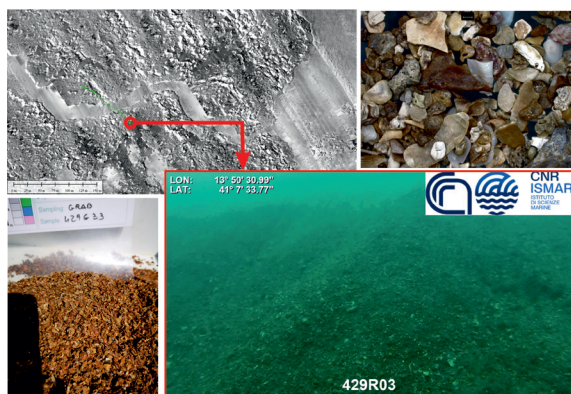


Fig. 79 - Banco della Sinuessa: Sabbia grossolana bioclastica nelle aree di canale tra le biocostruzioni di coralligeno lungo un transetto ROV.

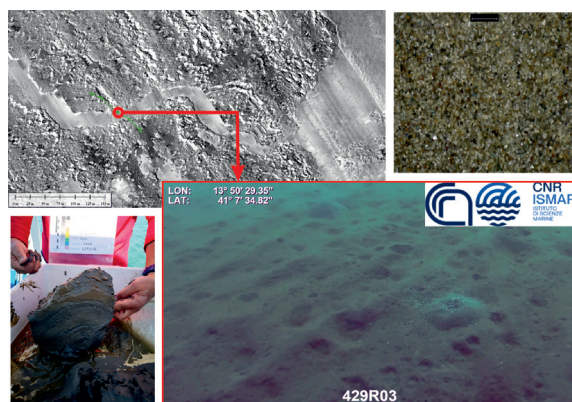


Fig. 80 - Banco della Sinuessa: Sabbia fine e molto fine con ripple e tracce di bioturbazione nelle aree di canale tra le biocostruzioni di coralligeno lungo un transetto ROV.

Il settore meridionale della zona costiera, infine, è caratterizzato dalla presenza del delta sommerso del Fiume Volturno, che rappresenta un elemento importante nella configurazione sedimentologica locale. La peculiarità del delta sommerso incide sulle tessiture dei depositi, aggiungendo una complessità alla distribuzione generale dei sedimenti a fondo mare. In corrispondenza della foce del Fiume Volturno, i sedimenti campionati sono costituiti prevalentemente da limo, limo sabbioso e sabbia limosa (Mz 7,4-4,7 phi). Vicino alla foce, i depositi sono costituiti per lo più da sabbie fini limose poco classate (Mz 3,2 phi). Spostandosi verso il largo, i sedimenti si fanno più fini e spesso presentano una componente fangosa, rielaborata dall'azione della base del moto ondoso.

2. - ASSOCIAZIONI MICROBENTONICHE

2.1. - FORAMINIFERI BENTONICI

Per lo studio delle associazioni a foraminiferi bentonici, si è proceduto a una analisi quantitativa dei campioni prelevati mediante bennate, nel corso della campagna CNR-ISMAR Carg0222, condotta nel febbraio 2022, nell'intervallo batimetrico compreso tra 0 e -30 m di profondità (Fig. 81).

Il conteggio delle associazioni a foraminiferi bentonici è stato effettuato, per ciascun campione, sull'associazione totale, basandosi su un numero di esemplari, laddove presenti, non inferiore a 300 (Appendice). Ove opportuno è stata operata una suddivisione in frazioni del residuo di lavaggio mediante *microsplitter*. Per la preparazione dei campioni per studio delle biocenosi è stato fatto riferimento a SCHÖNFELD *et alii* (2012).

È stata quindi determinata la composizione delle biocenosi, considerando, sull'intero residuo di lavaggio, gli esemplari marcati dal rosa bengala. Per quanto riguarda la determinazione degli esemplari rinvenuti, si è fatto riferimento, tra gli altri, a CIMERMAN & LANGER (1991), SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI (1993), MILKER & SCHMIEDL (2012). Per quanto riguarda la nomenclatura, ci si è attenuti a AHYONG *et alii* (2023).

Di seguito si illustrano i risultati ottenuti dalle associazioni a foraminiferi bentonici (Tab. 6), a supporto dell'analisi delle associazioni di litofacies, la definizione delle unità cartografabili a fondo mare che costituiscono la base della legenda della parte sommersa del Foglio (vedi § V, 4.4).

Per quanto riguarda l'abbondanza delle tanatocenosi, il numero di esemplari di foraminiferi bentonici riferito a unità di volume (cm³) di campione è molto variabile, sia tra le litofacies definite sia all'interno delle stesse. I valori sono

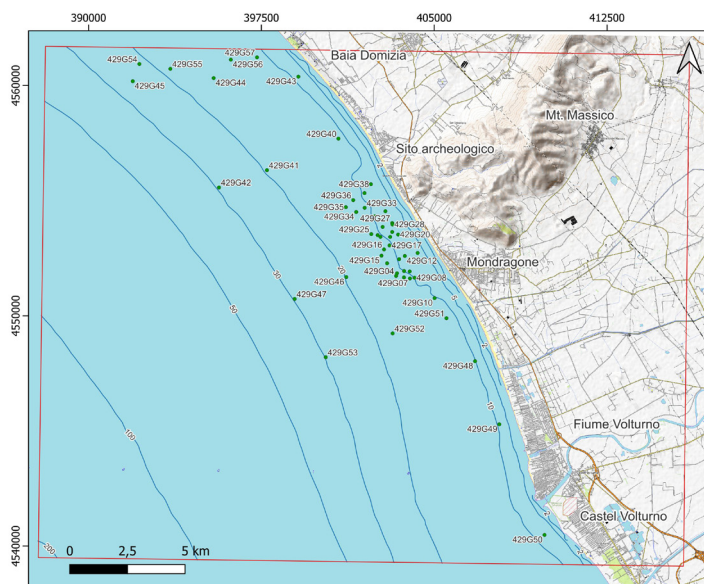


Fig. 81 - Ubicazione delle stazioni di campionamento della campagna CARG0222 dalle quali sono stati recuperati i campioni analizzati.

compresi tra un massimo di 145,8 individui/cm³ nel campione 429G41 (litofacies g_{19}) e un minimo di 0,08 nel campione 429G48 (litofacies g_8). I valori mediamente più elevati (Tab. 6, Fig. 82) sono stati registrati nei campioni della litofacies g_{19} (piattaforma interna), con media e deviazione standard rispettivamente di 68 e 42 individui/cm³. All'opposto, l'unico campione recuperato per la litofacies di

Tab. 6 - Numero di esemplari di foraminiferi bentonici riferito ad unità di volume (cm³) all'interno delle associazioni di litofacies definite.

Associazione di Litofacies	massimo	minimo	media	deviazione standard
g_{13} corpo litoide organogeno/bioherma	70.7	0.42	12.1	23.87
g_8 spiaggia sommersa	121	0.08	40.2	35.1
g_{12} sabbia/ghiaia bioclastica	5.89	1.79	3.85	2.052
g_{19} piattaforma interna	146	21.4	68	42.13
g_6 fronte del delta			1.39	

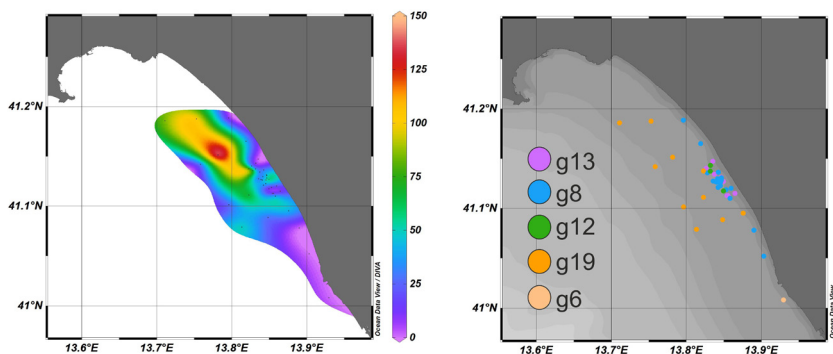


Fig. 82 - Abbondanza delle tanatocenosi a foraminiferi bentonici (individui/cm³) nei campioni di Fondo del Foglio 429 (sinistra), e ubicazione dei campioni con caratterizzazione delle diverse litofacies (destra). Immagini generate con Ocean Data View (SCHLITZER, 2023).

g₆ (fronte del delta) è caratterizzato da una bassa densità della associazione, con 1,39 individui/cm³.

I valori di diversità, computati mediante indice di Shannon-Weaver (SHANNON & WEAVER, 1949), variano tra 1,66 (campione 429G12) e 3,88 (campione 429G21). In generale, valori di diversità più elevati caratterizzano le litofacies **g₈** e **g₁₉**.

Complessivamente, i taxa più abbondanti (come illustrato in Fig. 83, che mostra l'abbondanza percentuale dei taxa presenti con percentuale >1,5%) sono *Ammonia beccarii*, *Ammonia tepida*, *Rotalinoides gaimardi*, *Triloculina schreiberiana*, *Criboelphidium poyeanum*, *Elphidium crispum*, *Quinqueloculina seminulum*.

La distribuzione percentuale nell'area investigata delle specie più abbondanti è sintetizzata in Figura 84.

Per quanto riguarda la composizione delle associazioni all'interno delle litofacies definite, i risultati delle analisi indicano che, in generale, *Ammonia beccarii* è tra le specie più abbondanti in tutte le litofacies. Tuttavia, le associazioni che contraddistinguono le diverse litofacies mostrano anche caratteri abbastanza ben definiti qui descritti. I campioni della litofacies **g₁₃** - corpo litoide organogeno, bioherma sono stati prelevati a profondità comprese tra -9 e -12 m. Nelle associazioni a foraminiferi bentonici alla abbondanza di *Ammonia beccarii* (intorno al 17%) si associa una elevata frequenza di *Rotalinoides gaimardi*, *Elphidium crispum* e *Eponides repandus* e, subordinatamente, *Quinqueloculina seminulum*, *Adelosina elegans*, *Triloculina schreiberiana*.

I campioni relativi alla litofacies **g₈** - spiaggia sommersa, sono stati recuperati a profondità comprese tra -7 e -15 m. Le associazioni a foraminiferi si caratteriz-

zano per l'abbondanza di *Ammonia beccarii*, in associazioni tuttavia relativamente diversificate e costituite principalmente da specie delle famiglie Ammonidae, Elphidiidae e Miliolidae.

Le associazioni della litofacies **g₁₂** - sabbia/ghiaia bioclastica, determinate in 3 campioni recuperati tra -11 e -12 metri di profondità, sono caratterizzate dall'abbondanza di *Rotalinoides gaimardi*, con percentuali mediamente superiori al 25%. A questa specie si accompagnano, oltre a *Elphidium crispum*, specie dei generi *Ammonia* e *Adelosina*.

Nelle associazioni della litofacies **g₁₉** - piattaforma interna, che include campioni prelevati a profondità comprese tra -13 e -30 metri, le specie più abbondanti sono riferibili al genere *Ammonia*. Tuttavia, le associazioni si caratterizzano per percentuali relativamente elevate, intorno al 5 % di *Rectuvigerina phlegeri* e *Bulimina elongata*, nonché di *Nonionoides turgidus* (intorno al 3.5%). Anche la presenza di *Valvulineria bradyana* con percentuali superiori a 1,5% è limitata a questa litofacies. Va notato che nei campioni più profondi (429G42, 429G47 e 429G53 recuperati rispettivamente a -30 m, -29,5 m e -29,5 m di profondità) le percentuali di *Valvulineria bradyana* e *Rectuvigerina phlegeri* sono superiori rispettivamente al 3% e al 12% (Fig. 85). Al contrario, *Ammonia beccarii*, pur essendo presente in tutti i campioni tra i taxa più abbondanti, mostra valori leggermente decrescenti con l'incremento di profondità.

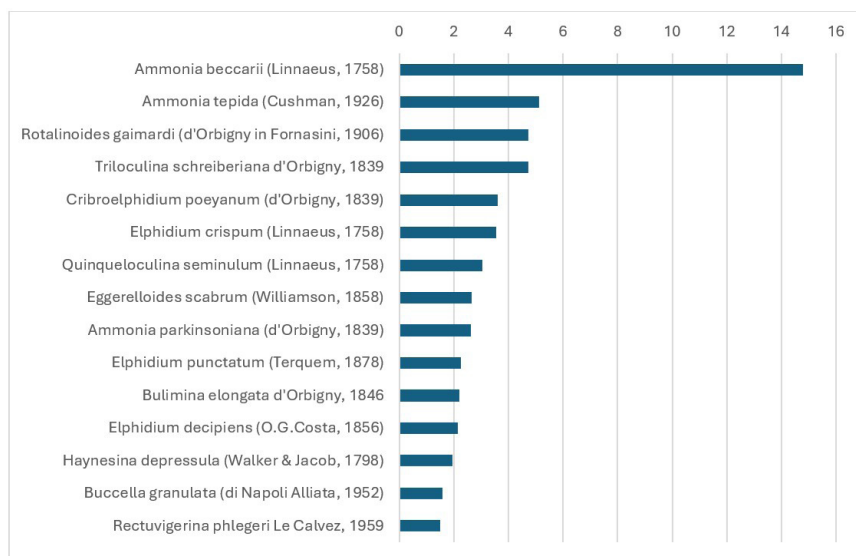


Fig. 83 - Percentuali medie delle specie più abbondanti.

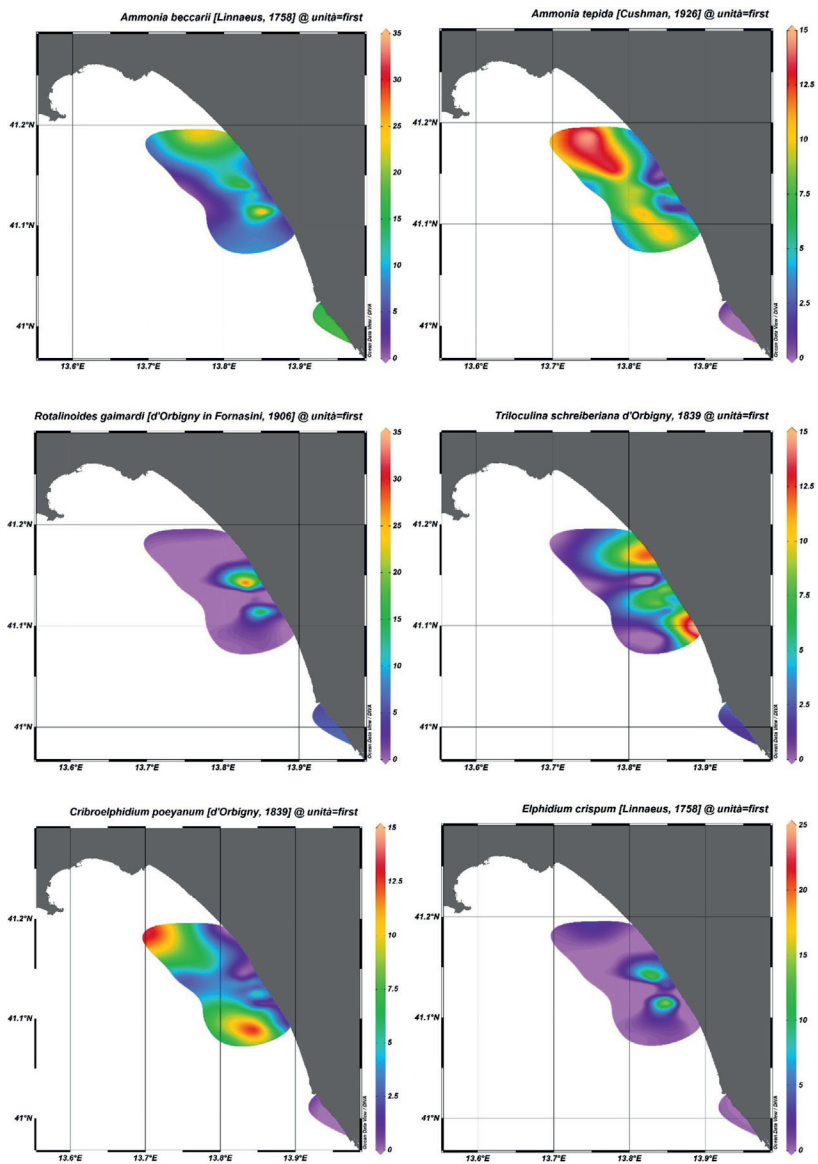


Fig. 84 - Distribuzione percentuale delle specie di foraminiferi bentonici più rappresentati nei campioni di fondo del Foglio n. 429 "Mondragone".

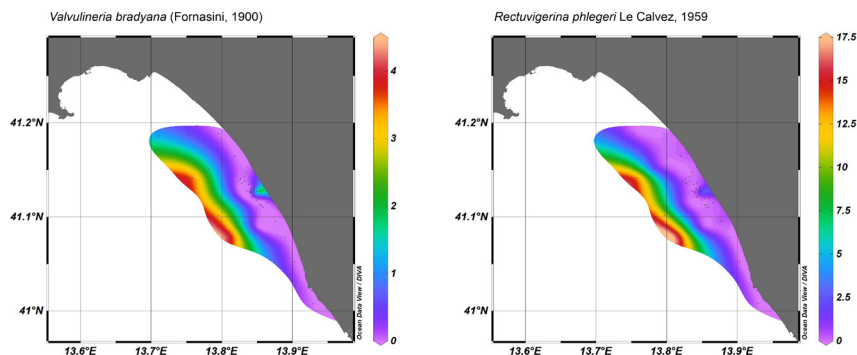


Fig. 85 - Distribuzione percentuale di *Valvulineria bradyana* e *Rectuvigerina phlegeri* nei campioni di fondo del Foglio.

Per quanto riguarda la litofacies g_6 - fronte del delta, l'unico campione analizzato, recuperato a -8,3 m di profondità in prossimità della foce del Volturno, ha fornito una associazione povera, con dominanza del genere *Ammonia*. Anche i campioni 429G48 e 429G49, recuperati immediatamente a nord della foce a profondità rispettivamente di -10,3 m e -8,8 m, inclusi nella litofacies g_8 ma in un'area sottoposta all'influenza dell'apporto sedimentario del Fiume Volturno, hanno fornito associazioni scarsissime in termini di abbondanza.

Le differenze evidenziate nelle associazioni a foraminiferi bentonici determinate per le diverse litofacies sono sintetizzate nel *Geometric Mean Bar Plot* (MARTÍN-FERNÁNDEZ *et alii*, 2018; DI DONATO *et alii*, 2022) di Figura 86. Si può notare come *Ammonia beccarii* sia in tutti i gruppi, con poca variabilità, tra le specie più abbondanti, superata solo da *Ammonia tepida* nella litofacies g_6 . Quest'ultima, per contro, ha abbondanza sotto media nelle litofacies g_{12} e g_{13} . Per *Adelosina elegans*, *Elphidium crispum*, *Eponides repandus* e *Rotalinoides gaimardi*, si nota una abbondanza sopra media nella litofacies g_{12} e, per contro, abbondanza sotto media nella litofacies g_{19} . *Bulimina elongata* e *Rectuvigerina phlegeri* hanno abbondanza sopra media nella litofacies g_{19} .

Per quanto riguarda le biocenosi, l'analisi dei campioni è stata effettuata sull'intero residuo di lavaggio. I valori di abbondanza in termini di numero di esemplari per unità di volume, espressa in cm^3 sono sintetizzati in Figura 87.

I valori variano tra 0 (nel campione 429G48 che non ha restituito foraminiferi bentonici) e 9,98 esemplari/ cm^3 (nel campione 429G53 prelevato a -29,5 m di profondità).

Per quanto riguarda i taxa più abbondanti nelle biocenosi, si riscontra una marcata differenza rispetto all'associazione totale. Come illustrato in Figura 88,

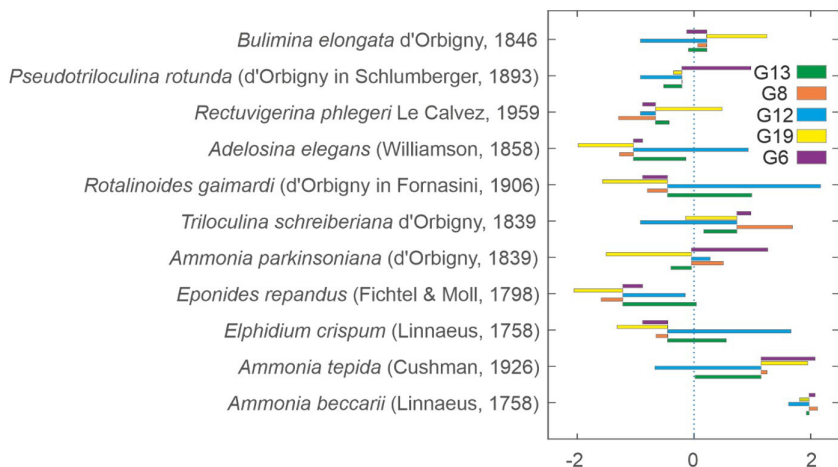


Fig. 86 - Geometric Mean Bar Plot delle specie di foraminiferi bentonici più rappresentative nelle litofacies analizzate.

nelle biocenosi *Ammonia beccarii* e *Ammonia tepida* sono presenti tra le specie più abbondanti; tuttavia, la specie più rappresentata è *Rectuvigerina phlegeri* (circa 27%). Anche *Bulimina elongata* è sovrarappresentata nelle biocenosi (circa 9%) rispetto alle tanatocenosi.

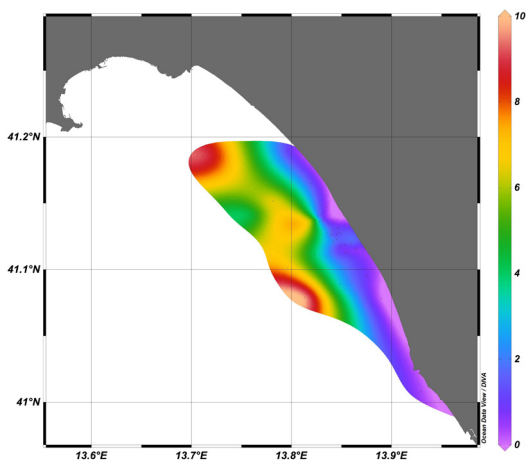


Fig. 87 - Abbondanza in termini di esemplari/cm³ di sedimento delle biocenosi a foraminiferi bentonici.

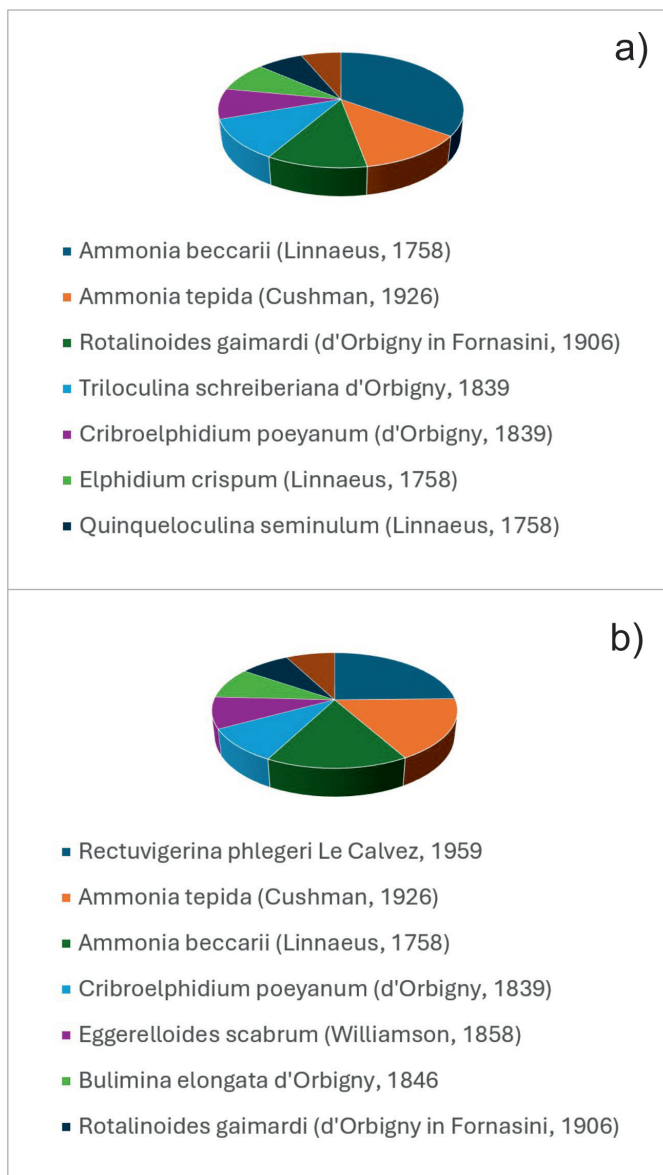


Fig. 88 - Confronto tra le abbondanze percentuali complessive (subcomposizione richiusa a 100), delle otto specie più rappresentate nelle tanatocenosi (a) e biocenosi (b) nei campioni di fondo analizzati.

Ammonia tepida, *Bulimina elongata* e *Rectuvigerina phlegeri* sono state già individuate nelle biocenosi a fondo mare alla foce del Fiume Volturno da FERRARO *et alii* (2017, 2018), che hanno evidenziato come la distribuzione areale di questi taxa sia legata all'attività stagionale del Fiume Volturno. In particolare, il Fiume Volturno immettendo acque dolci determina una associazione oligotipica caratterizzata dalla proliferazione di poche specie tolleranti variazioni anche significative di salinità e di sostanza organica come *Ammonia tepida* e *Bulimina elongata*. Nelle aree non direttamente influenzate dall'azione del *runoff* fluviale, si riscontra invece un sensibile aumento della biodiversità; in tali aree l'associazione risulta dominata dalla specie *Rectuvigerina phlegeri*.

Per quanto riguarda la composizione delle biocenosi all'interno delle litofacies definite, i campioni della litofacies **g₁₃** - corpo litoide organogeno, bioherma si caratterizzano per l'abbondanza relativa di *Ammonia beccarii* e *Rotalinoides gaimardi*, coerentemente con le associazioni totali. A differenza di queste, tra le specie più frequenti si segnalano *Bolivina variabilis*, *Bulimina elongata*, *Valvulineria bradyana* e *Mimosina affinis*.

Anche per i campioni relativi alla litofacies **g₈** - spiaggia sommersa, le biocenosi a foraminiferi mostrano caratteri distinti rispetto alle tanatocenosi. Tra le specie più rappresentate sono infatti incluse *Triloculina schreiberiana*, *Buccella granulata*, *Bolivina variabilis* che non apparivano tra i taxa più rappresentati nelle tanatocenosi.

Nelle biocenosi della litofacies **g₁₂** - sabbia/ghiaia bioclastica, sono state individuate 5 sole specie, tra le quali *Rotalinoides gaimardi*, specie più frequente anche per l'associazione totale. Per quanto riguarda la litofacies **g₁₉** - piattaforma interna, l'abbondanza delle biocenosi bentoniche per unità di volume raggiunge valori di un ordine di grandezza superiore rispetto alle altre biocenosi. In questa litofacies, si rileva una certa coerenza tra associazione totale e biocenosi, in cui le specie più rappresentate sono *Rectuvigerina phlegeri*, *Ammonia tepida*, *Ammonia beccarii*, *Bulimina elongata*. Sono inoltre presenti, tra i taxa a guscio agglutinante *Nouria polymorphinoides*, *Eggerelloides scabrum*, *Reophax fusiformis*.

Anche per le biocenosi, *Valvulineria bradyana* è relativamente più rappresentata nei campioni più profondi (429G42, 429G47 e 429G53). Il campione 429G50, prelevato nella litofacies **g₆** - fronte del delta, ha restituito pochi esemplari di foraminiferi bentonici.

Tra le specie rinvenute nelle biocenosi a foraminiferi, si segnala la presenza di *Mimosina affinis*, taxon di origine indo-pacifica, considerata come specie "aliena" di recente ingresso nel Mar Mediterraneo. *Mimosina affinis* è stata descritta per la prima volta da MILLETT (1900) nell'arcipelago malese, mentre nel Mediterraneo un'unica segnalazione di questa specie è stata documentata da MOUANGA (2017) nella baia di Valona, in Albania. La distribuzione di questa specie nei campioni

analizzati è rappresentata in Figura 89. In particolare, questa specie è presente tra le più frequenti nelle biocenosi della litofacies g_{13} con circa 0,18 esemplari/cm³. Nella litofacies g_{19} , caratterizzata da biocenosi più abbondanti, questa specie raggiunge valori di 0,94 esemplari/cm³, pur essendo meno abbondante, in termini percentuali, sulla biocenosi totale. In termini di percentuale sulla biocenosi, questa specie raggiunge valori più elevati, rispettivamente di 9,1% e 8,2%, nei campioni 429G28 (g_8) e 429G53 (g_{19}). In rapporto all'associazione totale, i valori più elevati, circa 3,6% si registrano nei campioni 429G31 e 429G42.

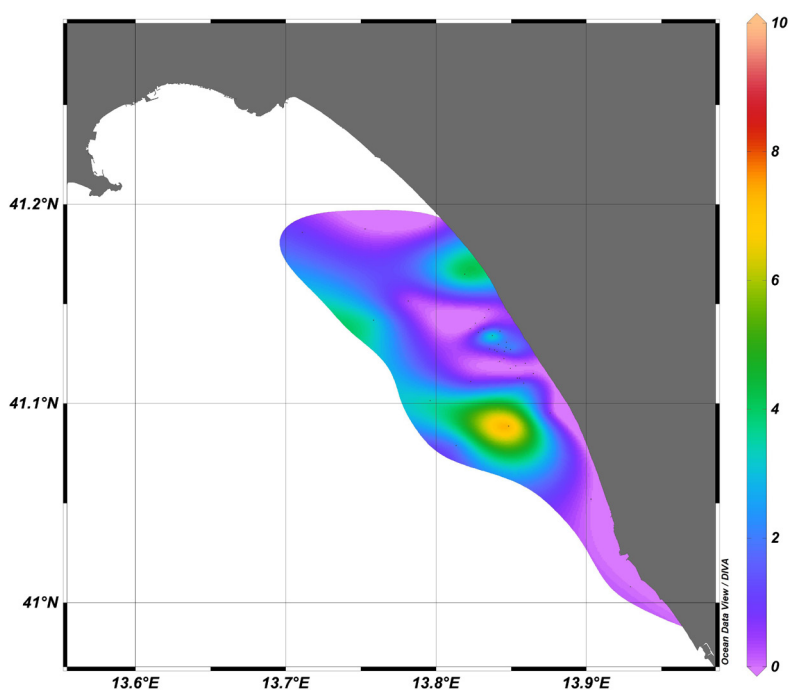


Fig. 89 - *Abbondanza percentuale della specie Mimosina affinis nelle biocenosi a foraminiferi bentonici dei campioni di fondo del Foglio n. 429 "Mondragone".*

2.2. - OSTRACOFAUNE

Per lo studio delle ostracofaune, è stata effettuata un'analisi quantitativa dei campioni utilizzando la stessa metodologia e fasi di preparazione dei campioni

seguita per le analisi delle associazioni a foraminiferi. In particolare, sono stati analizzati 38 campioni, sui quali è stata effettuata un'analisi quantitativa degli ostracodi presenti nel residuo $>125\ \mu\text{m}$ procedendo all'intera raccolta delle valve o, quando necessario, da una frazione del campione ottenuta mediante *microsplitter*.

La conta degli ostracodi è stata eseguita considerando, per ogni specie:

1) il numero minimo di individui (MNI) dato dalla somma dei carapaci e del numero più alto tra le valve destre e sinistre e indicando con j l'eventuale presenza di valve giovanili; nel caso in cui una specie è rappresentata da sole valve giovanili, il minimo numero di individui viene considerato pari a 1.

2) il numero totale di valve (TNV) dato dalla somma di tutte le valve adulte e giovanili.

L'identificazione delle specie si è basata sulla letteratura classica e recente degli ostracodi del Mediterraneo (BONADUCE *et alii*, 1976; BREMAN, 1976; AIELLO & BARRA, 2010; AIELLO *et alii*, 2018b, 2020, 2021b, con letteratura).

Lo studio è focalizzato soprattutto sulla definizione delle variazioni composizionali delle associazioni a ostracodi in relazione ai settori analizzati e alla batimetria. I dati acquisiti sono stati utilizzati per caratterizzare le unità affioranti a fondo mare per il Foglio. Le relazioni intercorrenti tra associazioni e parametri hanno contribuito alla definizione delle associazioni di litofacies in funzione delle caratteristiche ambientali.

I risultati dell'analisi quantitativa, in termini di numero minimo di individui (MNI), numero di valve (TNV) e biocenosi, sono riportati in Appendice. In totale sono state identificate 118 specie appartenenti a 54 generi (vedi lista specie ostracodi in appendice) per un totale di 3149 individui e 10097 valve. Nel complesso dei campioni analizzati per il Foglio, per il settore a sud della foce del Fiume Garigliano, 103 specie sono autoctone di cui 19 lasciate in nomenclatura aperta, con attribuzione dubbia o indicate come affini a specie note; le restanti 15 specie, generalmente rappresentate da rare valve, sempre giovanili, di taxa di ostracodi non marini, vengono considerare alloctone, provenienti da acque continentali o paraliche. Il numero di esemplari di ostracodi per cm^3 di sedimento, nei campioni di fondo del Foglio è illustrato in Figura 90.

Per quanto riguarda l'abbondanza delle tanatocenosi, il numero di esemplari di ostracodi riferito a unità di volume (cm^3) di campione è molto variabile, sia tra le litofacies definite sia all'interno delle stesse. Il valore massimo di 26,26 individui/ cm^3 è raggiunto nel campione 429G46 (litofacies **g₁₉**). I campioni 429G48 e 429G49 (litofacies **g₈**) ubicati in settori costieri sottoposti all'influenza dell'apporto sedimentario del Fiume Volturno, sono caratterizzati da associazioni molto povere, con un minimo di 0,16 individui/ cm^3 nel campione 429G48. Così come per i foraminiferi bentonici, i valori mediamente più elevati sono stati registrati nei campioni della litofacies **g₁₉** (piattaforma interna), con valori medi di 7,57

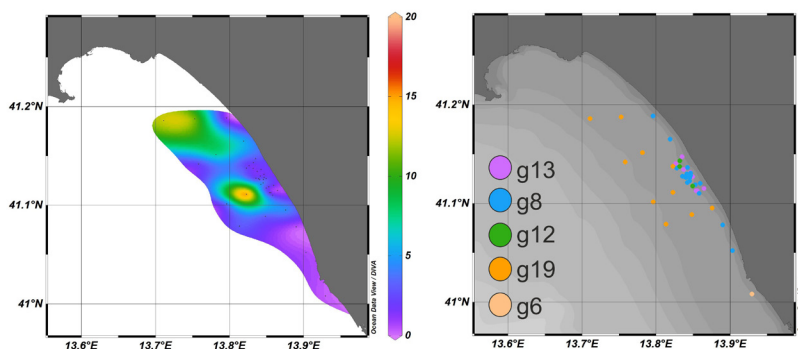


Fig. 90 - Numero di esemplari di ostracodi per cm^3 di sedimento, in termini di MNI, nei campioni di fondo del Foglio (sinistra) e ubicazione dei campioni con caratterizzazione delle diverse litofacies (destra).

individui/ cm^3 . All'opposto, l'unico campione recuperato per la litofacies di $\mathbf{g}_6$ (fronte del delta) è caratterizzato da una bassa densità della associazione, con 0,50 individui/ cm^3 .

I valori di diversità, computati mediante indice di Shannon-Weaver (SHANNON & WEAVER, 1949), variano tra 1,38 (campione 429G48) e 3,12 (campione 429G12). In generale, le diverse litofacies mostrano valori di diversità abbastanza omogenei, compresi tra 2,09 (litofacies $\mathbf{g}_6$) e 2,50 (litofacies $\mathbf{g}_8$).

Nell'insieme, le specie più rappresentate sono *Semicytherura incongruens*, *Palmoconcha turbida*, *Pontocythere turbida*, *Leptocythere macella*, *Carinocythereis whitei* e *Xestoleberis communis*. La distribuzione percentuale di queste specie nei campioni analizzati è illustrata in Figura 91a, b. La loro distribuzione areale è illustrata in Figura 92.

Nella descrizione delle tanatocenosi associate a ciascuna delle litofacies individuate, le abbondanze relative delle diverse specie sono state basate sul numero minimo di individui (MNI). In relazione al limitato intervallo batimetrico (da 0 a -30 metri) dei campioni analizzati, anche la variabilità delle associazioni a ostracodi tra le diverse litofacies è limitata, prevalendo comunque specie associate a fondali dell'infralittorale.

Nella litofacies $\mathbf{g}_{13}$ - corpo litoide organogeno, bioherma, sono presenti 47 specie. La specie percentualmente più rappresentata è *Palmoconcha turbida* (con valori compresi tra 27,7 % nel campione 429G20 e 4,55 % nel campione 429G3 entrambi prelevati a -9 m di profondità), sebbene *Semicytherura incongruens* sia

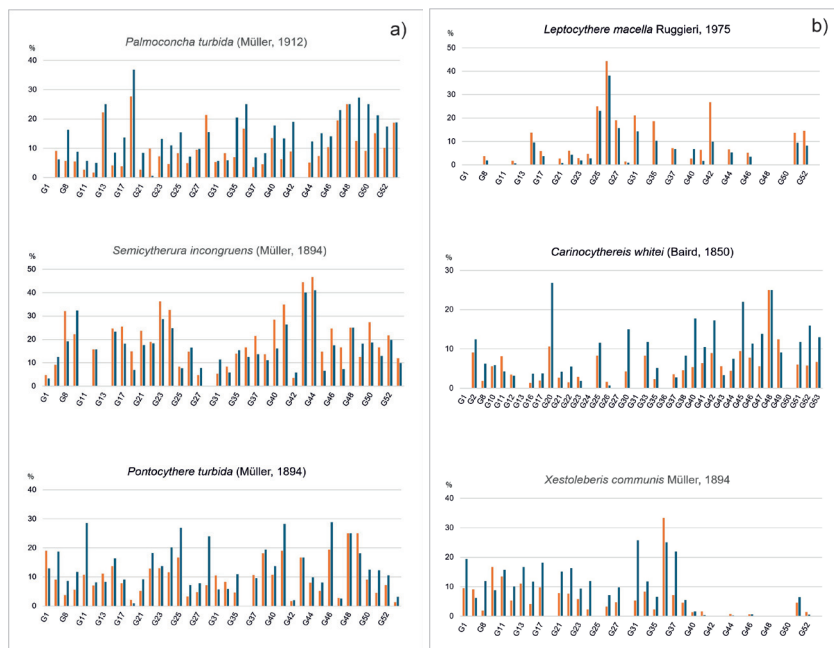


Fig. 91 - Abbondanza relativa delle specie più rappresentate nell'associazione a ostracodi per numero minimo di individui (MNI) e numero totale di valve (TNV).

l'unica presente in tutti i campioni esaminati della litofacies cui seguono *Pontocythere turbida* e *Leptocythere crepidula*; le percentuali cumulate delle 4 specie più abbondanti ammontano al 40% dell'associazione complessiva.

La litofacies **g₈** - spiaggia sommersa, presenta associazioni a ostracodi più diversificate (81 specie in totale) in cui si conferma comunque la dominanza di *Semicytherura incongruens*, cui seguono *Pontocythere turbida*, *Palmococoncha turbida* e *Leptocythere macella*. Nei 3 campioni della litofacies **g₁₂** - sabbia/ghiaia bioclastica sono presenti solo 23 specie; *Palmococoncha turbida*, *Pontocythere turbida* e *Xestoleberis communis* sono le uniche presenti in tutti i campioni e, insieme a *Semicytherura incongruens*, sono anche le più abbondanti.

Anche nella litofacies **g₁₉** - piattaforma interna, le ostracofaune si presentano relativamente diversificate con 55 specie; tuttavia, anche per questa litofacies, si registra una marcata dominanza di *Semicytherura incongruens*, presente in tutti i campioni esaminati con una percentuale media del 24 % e un valore massimo di 46,7% nel campione 429G44. Altre specie più rappresentate sono *Pontocythere turbida*, *Palmococoncha turbida*, *Cytheridea neapolitana* e *Carinocythereis whitei*.

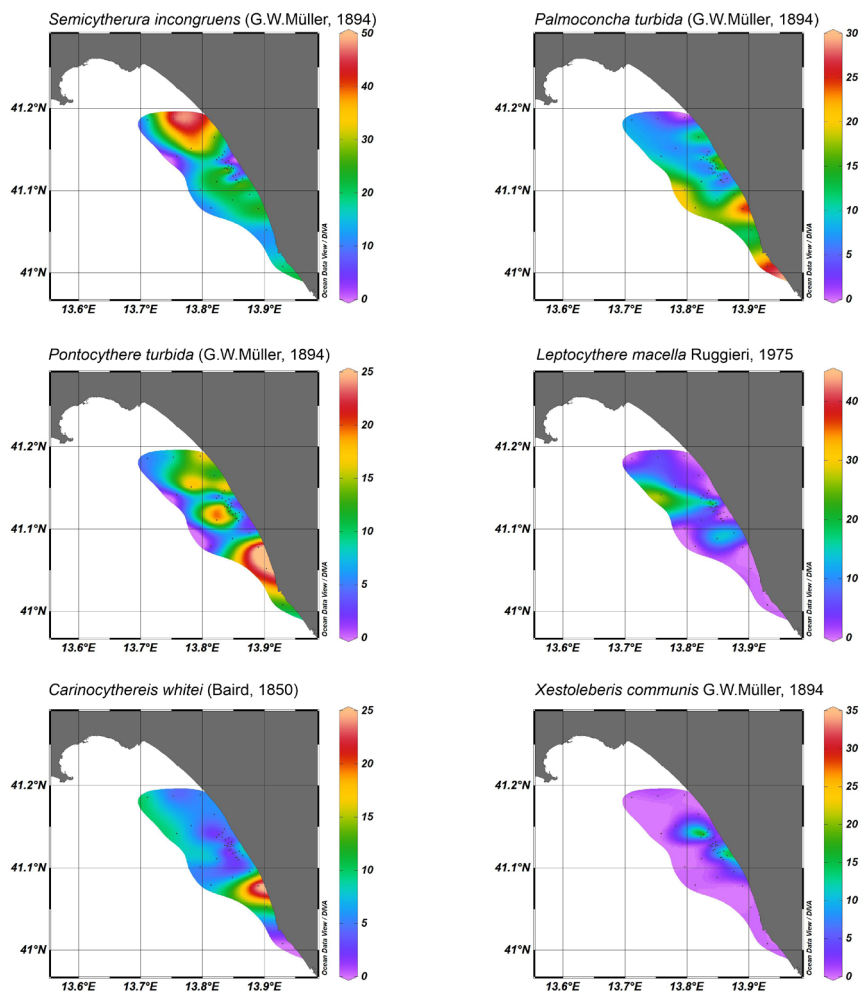


Fig. 92 - *Abbondanza percentuale di Semicytherura incongruens, Palmoconcha turbida, Pontocythere turbida, Leptocythere macella, Carinocythereis whitei e Xestoleberis communis nei campioni di fondo del Foglio e dell'area a sud della foce del Fiume Garigliano.*

L'associazione, poco diversificata (solo 8 specie) e poco abbondante del campione 429G50 prelevato nella litofacies g_6 - fronte del delta, è rappresentata da *Semicytherura incongruens*, *Leptocythere multipunctata*, *Pontocythere turbida*,

Palmoconcha turbida, *Cytheridea neapolitana*, *Loxoconcha affinis*, *Semicytherura sulcata*, *Neocytherideis subulata*.

Per quanto riguarda le biocenosi a ostracodi, l'analisi è stata effettuata sull'intero residuo di lavaggio dei campioni prelevati. In 29 campioni sono stati rinvenuti 261 carapaci viventi al momento del prelievo appartenenti a 31 specie (cfr. Appendice). Il numero di individui, rapportato al volume del campione (Fig. 93) varia tra 0 e 2,27 esemplari per cm^3 .

Le specie più rappresentate sono *Leptocythere macella*, *Leptocythere crepidula*, *Pontocythere turbida* e *Semicytherura incongruens*, la cui distribuzione è illustrata in Figura 94.

La massima abbondanza, di 54 esemplari (corrispondente a 2,72 esemplari/ cm^3) è stata ottenuta nel campione 429G47, recuperato nella litofacies $\mathbf{g}_{19}$. Più in generale, un più elevato numero di esemplari di ostracodi caratterizza le litofacies $\mathbf{g}_8$ e $\mathbf{g}_{19}$. La litofacies $\mathbf{g}_{12}$ ha restituito pochi esemplari di ostracodi, mentre nel campione 429G50 recuperato nella litofacies $\mathbf{g}_6$ non erano presenti esemplari viventi. I valori di abbondanza all'interno dell'area investigata in termini di numero di esemplari per unità di volume, espressa in cm^3 sono sintetizzati in Figura 93.

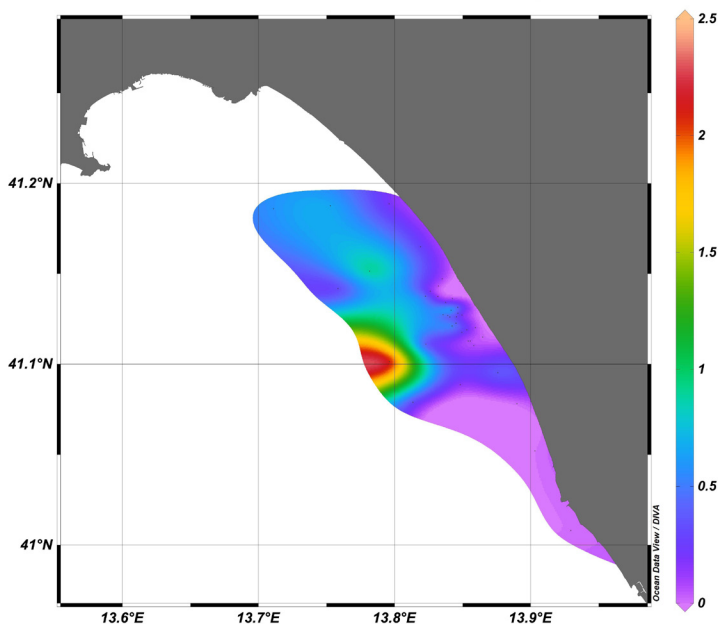


Fig. 93 - Abbondanza (individui/ cm^3) delle biocenosi ad ostracodi nell'area sommersa del Foglio 429.

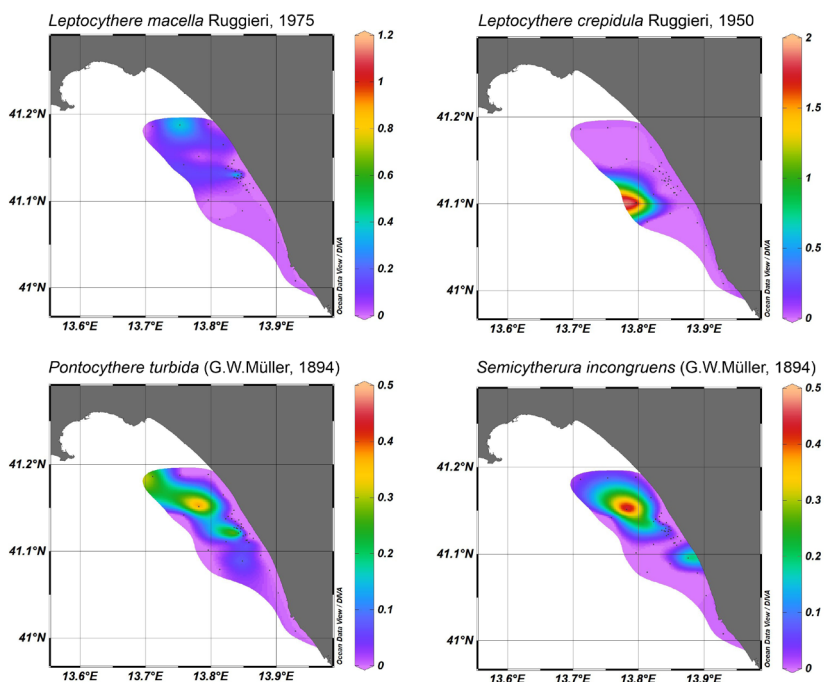


Fig. 94 - Abbondanza per numero di esemplari riferiti ad unità di volume di sedimento di *Leptocythere macella*, *Leptocythere crepidula*, *Pontocythere turbida* e *Semicytherura incongruens* nelle biocenosi dei campioni di fondo del Foglio.

Per quanto riguarda le biocenosi a ostracodi, così come rilevato per i foraminiferi bentonici, si rilevano alcune differenze nella composizione delle stesse in rapporto alla composizione delle tanatocenosi (Fig. 95). *Semicytherura incongruens*, *Pontocythere turbida* e *Leptocythere macella* sono tra le specie più frequenti sia nelle tanatocenosi che nelle biocenosi (Fig. 94). Tuttavia, *Leptocythere crepidula* è presente nelle biocenosi con una percentuale intorno al 18%, mentre nelle tanatocenosi complessivamente la sua percentuale è nell'ordine del 2%. Al contrario, le percentuali di *Palmoconcha turbida* risultano più elevate (intorno al 9%) nelle tanatocenosi, rispetto alle biocenosi (2,6%).

Per quanto riguarda la composizione delle biocenosi all'interno delle litofacies definite, i campioni della litofacies g_{13} - corpo litoide organogeno, bioherma, sono state rinvenute 8 specie, tra le quali *Microxestoleberis nana* e *Xestoleberis communis*, sono le più frequenti. I campioni 429G1, 429G31 e 429G36 non hanno biocenosi a ostracodi.

La litofacies g_8 - spiaggia sommersa, ha fornito biocenosi più diversificate (19 specie), con dominanza di *Leptocythere macella*, *Pontocythere turbida* e *Semicytherura*

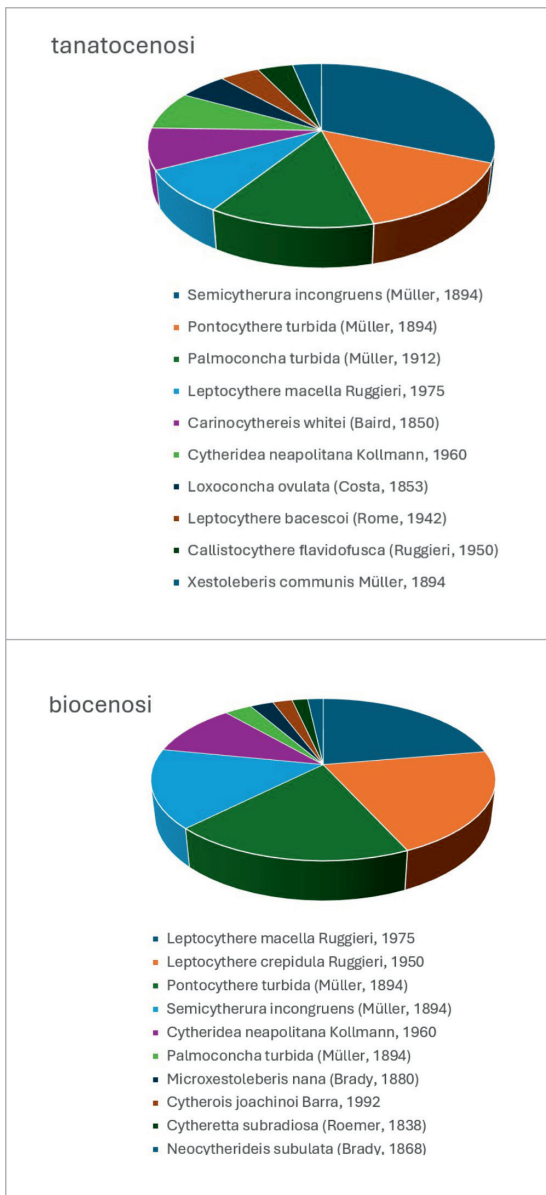


Fig. 95 - *Composizione delle tanatocenosi e biocenosi ad ostracodi nei campioni di fondo del Foglio, in relazione alle 10 specie più frequenti.*

incongruens sebbene in 3 campioni (429G11, 429G48 e 429G49) le biocenosi siano assenti.

I campioni della litofacies g_{12} - sabbia/ghiaia bioclastica hanno fornito, così come per i foraminiferi bentonici, biocenosi con bassissima diversità in cui le due sole specie, *Xestoleberis communis* e *Neonesidea longevaginata* sono presenti nel solo campione 429G13 prelevato a -10,5 m.

Biocenosi più diversificate sono state invece riconosciute nella litofacies g_{19} - piattaforma interna. Tra le 15 specie rappresentate, le più frequenti sono *Lep- tocythere crepidula*, *Semicytherura incongruens*, *Pontocythere turbida*. Nel complesso, le biocenosi di questa litofacies mostrano affinità, per diversità e composizione con quelle della litofacies g_8 . Nei campioni più profondi di questa litofacies (429G42 a -30 m, 429G47 e 429G53 entrambi a -29,5 m) è relativamente più frequente *Cytheridea neapolitana*.

Il campione 429G50, prelevato nella litofacies g_6 in prossimità della foce del Fiume Volturno, non ha restituito individui viventi.

3. - I BANCHI CORALLIGENI DELLA SINUESSA

3.1. - ASSOCIAZIONI CORALLIGENE

Le associazioni coralligene della Sinuessa sono state rilevate mediante rilievi *side-scan sonar* e video-fotografici ROV e successivamente campionate manualmente da operatori subacquei. I transetti ROV (Sinuessa_01-07, nelle Figure 96, 97) sono stati investigati per le analisi biologiche ed ecologiche. I primi sei transetti sono stati eseguiti secondo una configurazione a griglia sulle biocostruzioni, attraversando le zone di transizione tra i rilievi costituiti dai banchi coralligeni e le zone morfologicamente depresse con detrito biogenico nelle aree di canale (Fig. 96). Invece, l'ultimo transetto (S_07) è stato acquisito in un'area a nord per verificare la presenza di una struttura sommersa di probabile origine antropica (Fig. 97). Le riprese video ROV hanno investigato un'area di circa 800 m², a profondità comprese tra -5 e -16 m.

Nell'area del banco sommerso di "Sinuessa" sono estesamente presenti incrozzazioni tipiche di specie sessili del coralligeno, che formano zone rilevate e a luoghi terrazzate con produzione organogena in situ e deposito bioclastico associato. Questi depositi formano un sistema di biocostruzioni della lunghezza complessiva di circa 7,5 km e una larghezza di 1,5 km, parallelamente alla linea di costa al largo del tratto compreso tra Baia Azzurra e Mondragone. Le biocostruzioni coralligene sono in genere spesse 1-2 m e distribuite su un fondale sabbioso piatto.

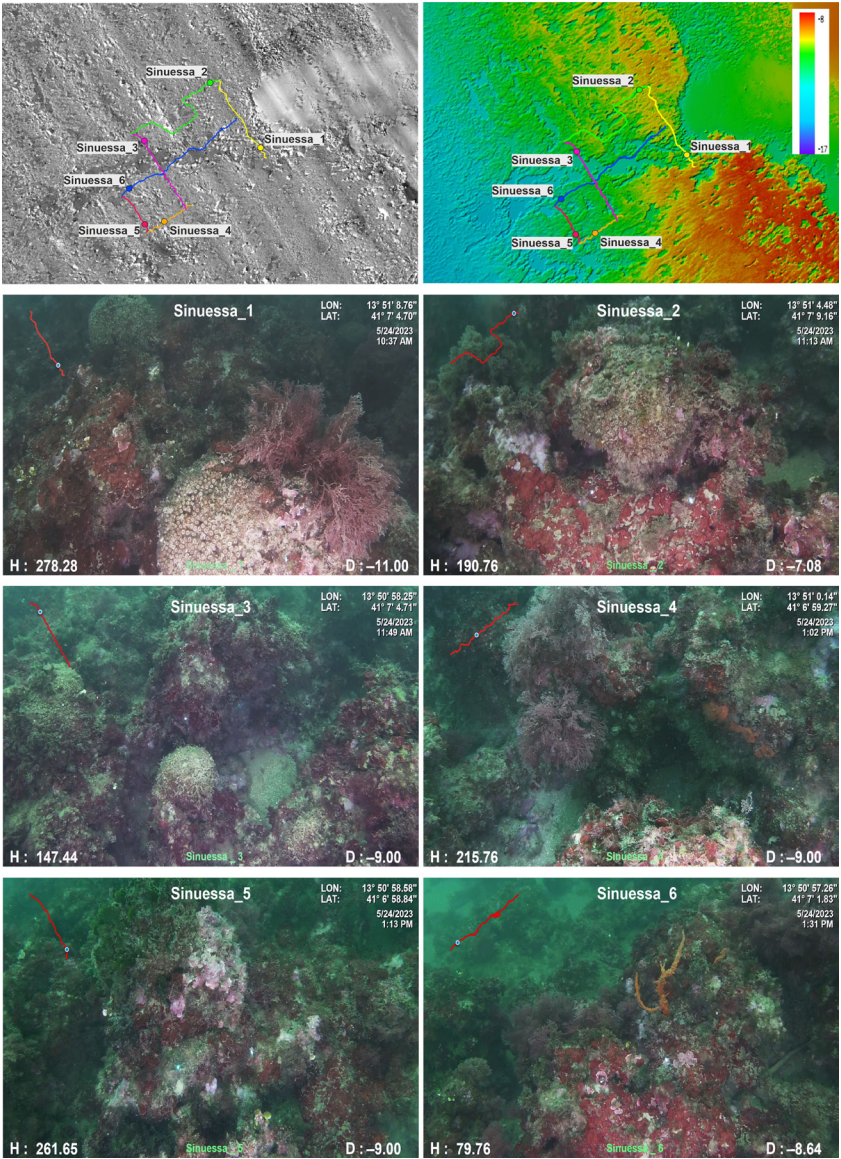


Fig. 96 - Immagini ROV delle biocostruzioni coralligene nei transetti Sinuessa_1-6.

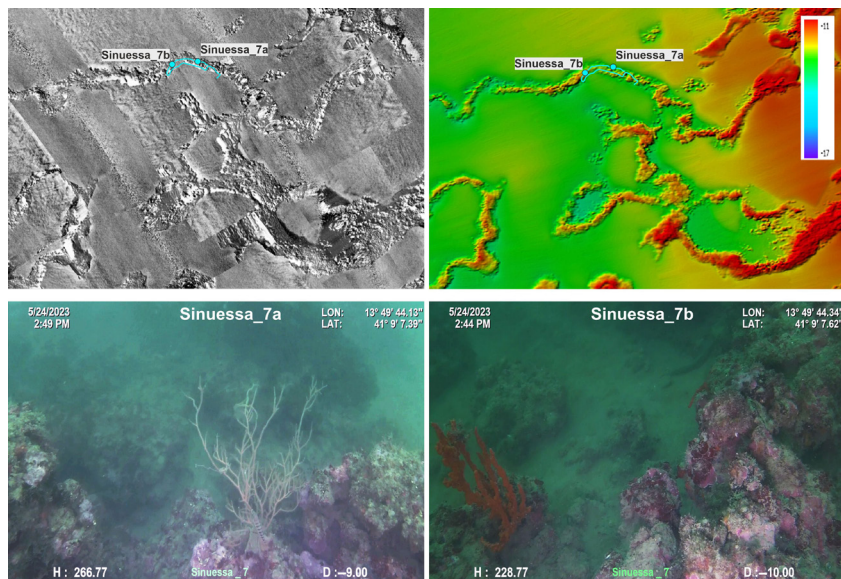


Fig. 97 - Immagini ROV delle biocostruzioni coralligene nel transetto Sinuessa_7.

Le indagini ROV hanno rivelato l'inaspettata presenza di componenti macrobentoniche ed epimegabentoniche delle comunità coralligene in un'ampia area caratterizzata principalmente da un fondo sabbioso. Le biocostruzioni coralligene sono formate da numerose specie strutturanti epimegabentoniche che colonizzano un substrato di rocce vulcanoclastiche subaffioranti.

Sono state identificate un totale di 16 specie e 13 gruppi morfologici (MGs) (Tab. 7), tra flora e fauna sessile, utilizzati come *proxy* delle specie quando un'identificazione tassonomica più precisa non è possibile (FERRIGNO *et alii*, 2017). Il maggior numero di specie appartiene a tre Phyla: Rhodophyta, Porifera e Cnidaria. Alcuni di questi taxa sono sciafili, tipici delle associazioni coralligene (BALLESTEROS, 2006), come le alghe rosse (rodofite) calcaree *Lithophyllum* spp., *Mesophyllum* spp. e *Peyssonnelia* spp., e le spugne (poriferi) del genere *Axinella*. Tuttavia, sono stati osservati anche taxa fotofili, come gli cnidari *Eunicella singularis* e *Cladocora caespitosa*.

Tra le 16 specie individuate, sono state rilevate 7 specie strutturanti (SS), di cui 4 incluse nelle normative europee per le specie a rischio. In particolare, *Axinella cannabina* e *A. polypoides* risultano "in pericolo" per la Lista Rossa IUCN

Tab. 7 - Elenco delle specie e dei Gruppi Morfologici (MG) trovati in ciascun transetto. La densità delle specie strutturanti (*) è stata calcolata come numero di individui o colonie/100 m². La “x” indica la presenza.

Phylum	Class	Species	MG	S 01	S 02	S 03	S 04	S 05	S 06	S 07
Chlorophyta	Ulvophyceae	<i>Flabellia petiolata</i>		x	x	x	x	x	x	x
Chlorophyta	Ulvophyceae	<i>Halimeda tuna</i>		x	x	x	x	x	x	x
Heterokontophyta	Phaeophyceae	<i>Haliopteris scoparia</i>		x	x	x	x	x	x	x
Ochrophyta	Phaeophyceae	<i>Dictyota</i> sp.		x	x		x		x	
Rhodophyta	Florideophyceae	<i>Lithophilum</i> spp.		x	x	x	x	x	x	x
Rhodophyta	Florideophyceae	<i>Mesophilum</i> spp.		x	x	x	x	x	x	x
Rhodophyta	Florideophyceae	<i>Peyssonnelia rubra</i>		x	x	x	x	x	x	x
Rhodophyta	Florideophyceae	<i>Peyssonnelia squamaria</i>		x	x	x	x	x	x	x
Rhodophyta	Florideophyceae	<i>Sphaerococcus coronopifolius</i>		x	x	x	x	x	x	x
Rhodophyta	Florideophyceae		crustose coralline algae					x		
Rhodophyta	Florideophyceae		erect red algae			x	x	x	x	
Porifera	Demospongiae	<i>Axinella cannabina</i> *							0.12	2.00
Porifera	Demospongiae	<i>Axinella damicornis</i>			x				x	x
Porifera	Demospongiae	<i>Axinella polypoides</i> *								2.67
Porifera			encrusting sponges	x	x	x	x	x	x	x
Porifera			erect sponges							x
Porifera			massive sponges					x	x	
Cnidaria	Anthozoa	<i>Cladocora caespitosa</i> *		7.72	5.17	7.17	6.93	15.85	9.23	14.67
Cnidaria	Anthozoa	<i>Eunicella singularis</i> *		0.19						
Cnidaria	Anthozoa	<i>Leptogorgia sarmentosa</i> *								0.67
Cnidaria	Anthozoa		anemones	x			x			
Cnidaria	Hydrozoa		hydroids						x	x
Annelida	Polychaeta		serpulids	x	x	x				
Annelida	Polychaeta		sabellids	x	x	x	x			
Bryozoa			erect bryozoans	x	x					
Chordata	Ascidacea	<i>Halocynthia papillosa</i>					x			x

e sono incluse nell'Allegato II del Protocollo SPA/BIO della Convenzione di Barcellona e nell'Allegato II della Convenzione di Berna; *E. singularis* risulta “quasi minacciata” per la IUCN; e *C. caespitosa* è elencata nell'Allegato II del Protocollo SPA/BIO della Convenzione di Barcellona. Una media di 15 ± 2 specie, di cui 4 strutturanti, è stata identificata nell'area di studio. Il transetto S_07 ha mostrato i valori più alti sia per numero totale di specie (17) sia per numero di specie strutturanti (6) (Fig. 98).

La densità degli organismi epimegabentonici tra le specie strutturanti è stata stimata essere compresa in un intervallo tra 5 e 20 individui/colonie per 100 m², con una media di $10,34 \pm 5,46$ individui/colonie per 100 m² nell'intera area di studio (Fig. 99). La specie *C. caespitosa* è risultata essere dominante, rappresentando il 93,93% del calcolo della densità, seguita da *A. cannabina* (2,98%), *A. polypoides* (1,88%), *Leptogorgia sarmentosa* (0,94%) ed *E. singularis* (0,27%) (Fig. 100).

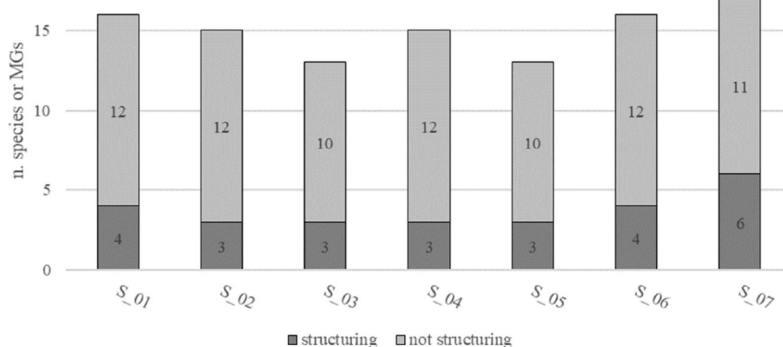


Fig. 98 - Ricchezza in ciascun transetto (S_01-S_07) di specie o Gruppi Morfologici (MGs) strutturanti e non strutturanti.

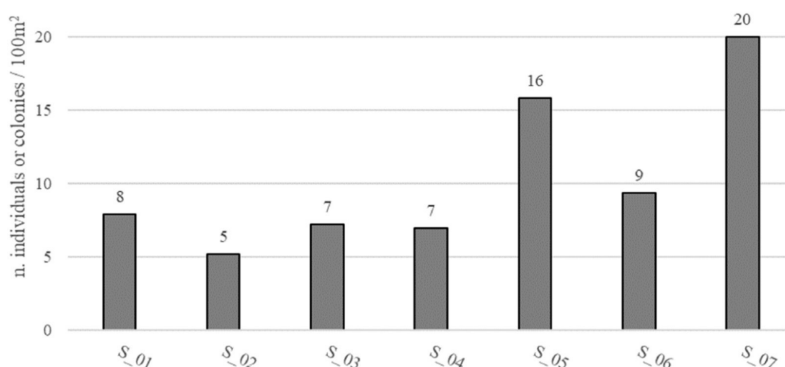


Fig. 99 - Densità in ciascun transetto (S_01-S_07) (numero di individui o colonie/100 m²) delle specie strutturanti epimegabentoniche.

L'altezza degli unici esemplari misurati di *A. polypoides* e *L. sarmentosa* è notevole poiché risultata rispettivamente di 40 e 35 cm, mentre alcuni record nella letteratura scientifica riportano una media di 10 ± 4 cm per la prima specie (COPPARI *et alii*, 2016) e 27 ± 18 cm per la seconda (BETTI *et alii*, 2018). Anche *C. caespitosa* è risultata in media di 17 ± 5 cm (con un minimo di 8 cm e un massimo di 35 cm), più grande rispetto alla media di 15 ± 11 cm dei dati presenti in letteratura (ZUNINO *et alii*, 2018; KERSTING *et alii*, 2023). Infine, la spugna *A. cannabina* presentava un'altezza compresa tra 20 e 30 cm, con una media di 25 ± 7 cm, ma i dati morfometrici nella letteratura scientifica su questa specie sono ancora scarsi e non è stato possibile un confronto (Fig. 101).

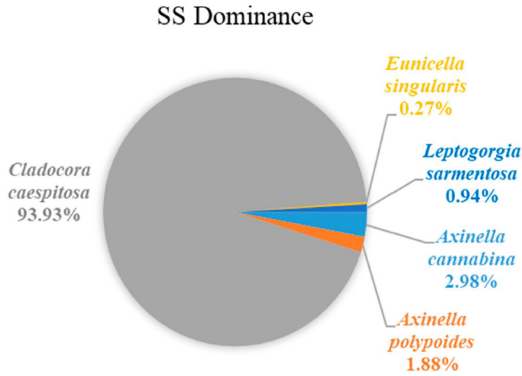


Fig. 100 - Dominanza (%) delle specie strutturanti epimegabentoniche (SS) nell'area di studio.

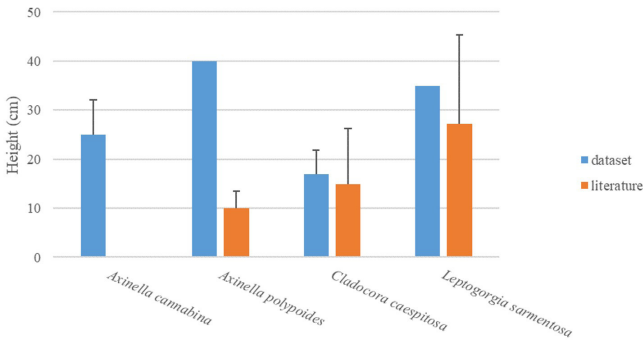


Fig. 101 - Altezza $\pm$ SE (cm) delle specie strutturanti epimegabentoniche nell'area di studio (dataset), confrontata con dati bibliografici (literature).

I risultati di questo studio hanno evidenziato un impatto delle attività antropiche, in particolare della pesca, sulle comunità coralligene investigate, composte da diverse specie sensibili. La presenza di attrezzi da pesca e rifiuti antropici e i fenomeni di epibiosi e intrappolamento negli attrezzi stessi delle specie epimegabentoniche mostrano quanto l'area di studio sia impattata da questa attività e quanto queste biocostruzioni siano vulnerabili. In particolare, le specie strutturanti dell'epimegabenthos sono risultate in uno stato di salute "medio" (52%) (*sensu* FERRIGNO *et alii*, 2017), con una percentuale di individui o colonie in buone condizioni variabile tra il 39% e il 69% della popolazione totale. L'epibiosi è risultata la principale causa di degrado degli organismi epimegabentonici (47%), con valori compresi tra 31% e 61%. Gli epibionti sono costituiti prevalentemente

da alghe rosse calcaree. L'intrappolamento negli attrezzi di pesca è la seconda causa di degrado (1%) e si è riscontrato nel 9% delle specie osservate nel transetto S_07. Non sono stati rilevati fenomeni di necrosi (Fig. 102). I principali attrezzi da pesca rinvenuti sono le lenze, con una densità di 2/100 m². Altri attrezzi da pesca o rifiuti antropici rilevati occasionalmente includono grovigli di lenze e reti, detriti di plastica e altri oggetti non identificabili (Tab. 8).

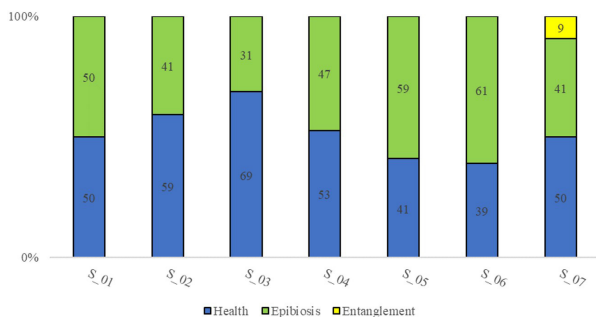


Fig. 102 - Percentuale delle specie strutturanti epimegabentoniche in buono stato di conservazione (Healthy) o danneggiate (epibiosi (Epibiosis); intrappolamento (Entanglement); necrosi non osservata) in ciascun transetto (S_01-S_07).

Tab. 8 - Tipo e densità (n./100 m²) dei rifiuti antropici (Debris) trovati in ciascun transetto (S_01-S_07).

Site	Debris Type	Debris Density (n./100m ²)
S_01	plastic litter	0.19
S_02	longlines	0.14
S_03	undetermined object	0.22
S_04	longlines	0.73
S_05	longlines and nets tangle	0.81
S_06	undetermined object	0.12
S_07	longlines	2.00

3.2. - ASSOCIAZIONI MACROZOOBENTONICHE

Nelle aree circostanti il banco della Sinuessa sono presenti depositi bioclastici ricchi in molluschi che popolano le zone periferiche delle biocostruzioni, le depressioni e le aree di canale tra i blocchi di coralligeno. I depositi analizzati sono stati sub-campionati da quanto raccolto nelle 53 stazioni, utilizzando una benna Van Veen da 20 litri (area di campionamento di 0,1 m²), per caratterizzare le tanatocenosi macrozoobentoniche. I campioni sono stati essiccati e setacciati con maglie di dimensioni variabili da 0,5 mm a 63 µm.

L'identificazione tassonomica della tanatocenosi, in particolare dei molluschi bivalvi e gasteropodi, è stata effettuata su 14 stazioni limitrofe alle biocostruzioni coralligene, all'interno di tre settori (settentrionale, centrale e meridionale Fig. 103). Attraverso questa analisi, sono state identificate le biocenosi secondo PÉRÈS & PICARD (1964) al fine di caratterizzare i fondi mobili dell'area di studio. Per ciascun campione, sono stati identificati gusci integri e frammenti bioclastici a livello di specie, quando possibile.

I sedimenti raccolti nell'area di studio sono composti da un detrito biogenico rappresentato principalmente da sabbia molto fine (Mz: da 3,4 a 4,5 phi) e silt sabbioso scarsamente selezionato (Mz: da 4,9 a 6,3 phi). Fanno eccezione alcuni campioni, pre-

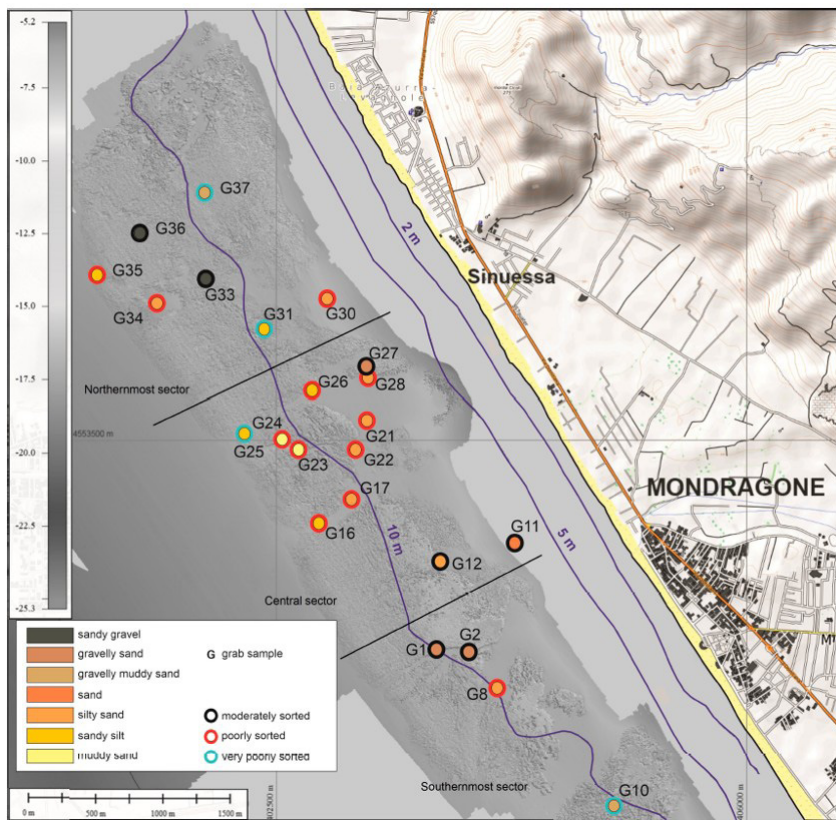


Fig. 103 - Carta morfobatimetrica con ubicazione dei campioni e principali caratteristiche tessiturali dei depositi di fondo mare nell'area di Sinuessa.

levati ad una profondità di circa -10 m sia nell'area settentrionale (G33, G37, G36 e G27) sia dell'area meridionale (G01, G02 e G10), che sono invece costituiti da ghiaia sabbiosa (Mz: da -1,5 a -1,4 phi) e sabbia ghiaiosa molto grossolana/grossolana (Mz: da -0,1 a 0,6 phi). Questi sedimenti sono moderatamente selezionati, con un abbondante contenuto bioclastico, e in parte caratterizzati dalla presenza di bioclasti e litoclasti abrasivi e ben arrotondati di colore giallo-bruno (Fig. 104 a, d, f).

Il detrito biogenico (Tab. 9; Fig. 104) campionato a circa 10 m di profondità, vicino alle biocostruzioni, è coerente con la presenza di associazioni coralligene e fotofile, nonché della biocenosi di sabbie fini ben calibrate e di sabbie relitte. Più in particolare, nel settore settentrionale, le stazioni G33 e G34, situate in prossimità

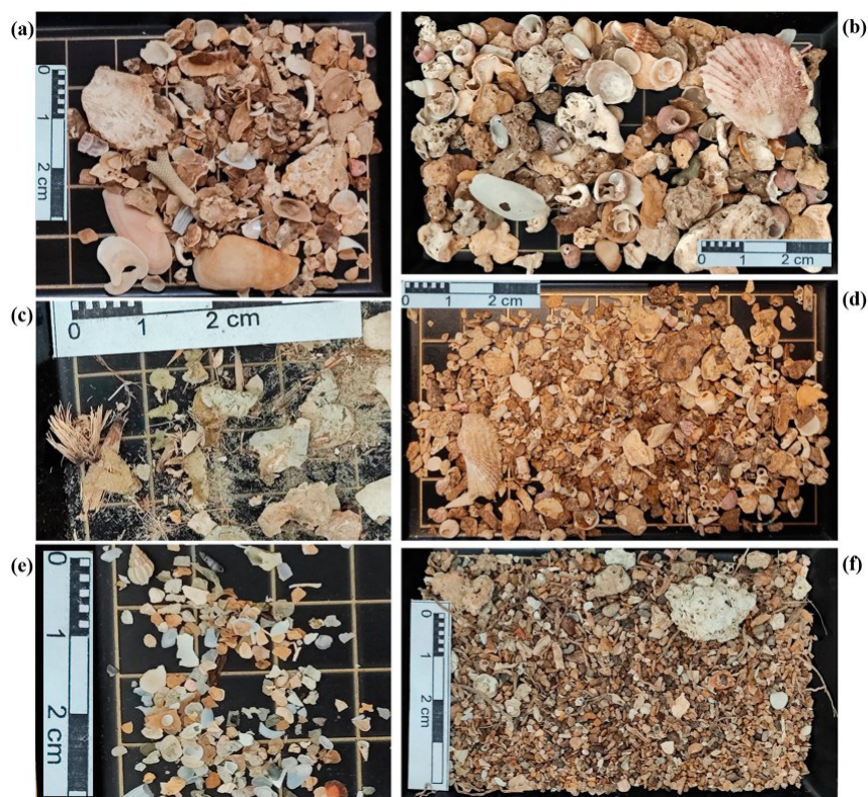


Fig. 104 - Esempi di detrito biogenico campionato in prossimità delle biocostruzioni coralligene dell'area di studio, composto da frammenti di conchiglie di bivalvi e gasteropodi (a-f), con frammenti di briozoi (a) e detrito vegetale (c, f).

Tab. 9 - Lista dei taxa identificati dai frammenti biogenici, campionati in 14 stazioni in prossimità delle biocostruzioni coralligene, nei tre settori investigati: nord, centro e sud.

Taxa	Settore nord				Settore centrale							Settore sud		
	G33	G34	G35	G37	G21	G22	G23	G26	G12	G16	G17	G01	G02	G08
Mollusca														
Gastropoda														
<i>Alvania</i> spp.	x				x			x				x	x	
<i>Bittium</i> spp.	x	x		x	x		x					x	x	
<i>Cascum</i> spp.							x				x			
<i>Gibbula ardens</i> (Salis Marschlins, 1793)	x											x	x	
<i>Hyala vitrea</i> (Montagu, 1803)										x				
<i>Jujubinus</i> spp.	x				x	x						x	x	
<i>Rissoa</i> spp.													x	
<i>Rissoina bruguieri</i> (Payraudeau, 1826)	x													
<i>Scissurella</i> sp.						x								
<i>Smaragdia viridis</i> (Linnaeus, 1758)					x									
<i>Tricolia</i> spp.	x	x		x	x							x		x
<i>Tritia varicosa</i> (W. Turton, 1825)	x					x					x			
<i>Turritellina tricarinata</i> (Brocchi, 1814)									x					x
Vermetidae	x	x												
Bivalvia														
<i>Arca noae</i> Linnaeus, 1758	x	x						x					x	
<i>Barbatia barbata</i> (Linnaeus, 1758)	x													
<i>Chama gryphoides</i> Linnaeus, 1758	x													
<i>Clausinella fasciata</i> (da Costa, 1778)													x	x
<i>Gregariella semigranata</i> (Reeve, 1858)		x					x				x			
<i>Limaria</i> sp.												x	x	
<i>Lithophaga lithophaga</i> (Linnaeus, 1758)	x					x	x					x	x	
<i>Musculus subpictus</i> (Cantraine, 1835)					x									
<i>Nucula nittidosa</i> Winckworth, 1930										x	x			
<i>Papillicardium papillocum</i> (Poli, 1791)	x	x					x					x	x	
Pectinidae					x						x			
<i>Peronidia albicans</i> (Gmelin, 1791)											x			
<i>Spizula subtruncata</i> (da Costa, 1778)											x	x	x	
<i>Spondylus</i> sp.	x													
<i>Striarca lactea</i> (Linnaeus, 1758)	x	x			x		x							
<i>Tetrarca tetragona</i> (Poli, 1795)												x		
<i>Varicorbula gibba</i> (Olivieri, 1792)		x				x								
Foraminifera	x	x				x	x		x	x	x	x	x	x
Brachiopoda					x									
Bryozoa														
<i>Pocidonia oceanica</i> (L.) Delile, 1813 fragments			x	x										
Frammenti vegetali				x										
Frammenti biogeni lisci e marroni				x	x		x	x						

delle biocostruzioni, sono caratterizzate da specie tipiche dei fondi duri e dell'habitat coralligeno, come i bivalvi *Lithophaga lithophaga*, *Chama gryphoides* e *Striarca lactea* (Fig. 104a). L'identificazione tassonomica di gusci integri e frammenti di conchiglie evidenzia anche la presenza della biocenosi fotofila, rappresentata dai gastero-

podì *Gibbula ardens*, *Rissoina bruguieri*, nonché da specie appartenenti ai generi *Bittium* e *Tricolia* (Fig. 104b).

Queste specie sono infatti tipicamente associate a *turf* algale e fanerogame marine la presenza di queste ultime è ulteriormente confermata da fibre vegetali di *Posidonia oceanica* nelle stazioni G35 e G37 (Fig. 104c, f). In quest'ultima stazione, sono stati rinvenuti anche frammenti biogenici molto smussati e di colore bruno, appartenenti sia a bivalvi sia a gasteropodi (Fig. 104d).

Le analisi delle tanatocenosi hanno anche evidenziato la presenza di specie tipiche della biocenosi di sabbie fini ben calibrate, come la specie "accompagnatrice", *Tritia varicosa*, oltre alla presenza di *Varicorbula gibba*, una specie "caratteristica preferenziale" delle biocenosi di fondali mobili instabili. Inoltre, insieme ai frammenti di molluschi, sono stati rinvenuti alcuni foraminiferi e frammenti di briozoi eretti (Fig. 104a).

Il detrito biogenico proveniente dal settore centrale, sempre in prossimità delle biocostruzioni (stazioni G21, G22, G23 e G26), presenta una composizione simile alla tanatocenosi delle associazioni coralligene e fotofile riscontrate nel settore settentrionale. Nella stazione G26, oltre ai generi *Bittium* e *Jujubinus*, è stata individuata *Smaragdia viridis*, un'altra specie bioindicatrice di fanerogame marine.

Altri frammenti di conchiglie identificati appartengono a *T. varicosa*, caratteristica della biocenosi di sabbie fini ben calibrate, a specie del genere *Caecum*, tipico dei fondali sabbiosi e sabbioso-limosi, e a *V. gibba*, rappresentativa della biocenosi di fondi mobili instabili. Inoltre, sono stati rinvenuti anche foraminiferi e brachipodi. Insieme a queste specie macrozoobentoniche identificate, nell'area di studio sono stati osservati frammenti di conchiglie molto levigati e di colore brunastro.

Sempre nel settore centrale dell'area di studio, nelle stazioni di campionamento G12, G16 e G17, le tanatocenosi suggeriscono la presenza della biocenosi di sabbie fini ben calibrate, per il ritrovamento di specie "caratteristiche" come *Peronidia albicans* e specie "accompagnatrici" come *Spisula subtruncata* e *T. varicosa* (Fig. 104e). Inoltre, nella stazione G12, è significativa la presenza del gasteropode *Turritellinella tricarinata*, una specie rappresentativa dei fondi sabbioso-limosi, indicatrice di basse profondità come sabbie litorali con contenuto pelitico o sabbie relitte (BRAMBATI *et alii*, 1983).

Per quanto riguarda il settore meridionale la stazione G8 è caratterizzata da sabbie relitte con conchiglie e frammenti di *T. tricarinata* e *Clausinella fasciata*, mentre le stazioni G1 e G2 risultano caratterizzate da specie di comunità coralligene e fotofile, come riscontrato nelle stazioni campionate nel settore settentrionale dell'area di studio.

Tutti i taxa identificati appartengono alla frazione granulometrica $>500\ \mu\text{m}$, mentre nelle classi dimensionali più piccole, fino a $63\ \mu\text{m}$, i campioni sono costituiti da frammenti di conchiglie indeterminati in una matrice sabbiosa fine.

3.3. - CRONOLOGIA ^{14}C

È stata eseguita l'analisi del radiocarbonio su tre campioni provenienti dall'area del banco sommerso di Sinuessa. Di questi, due sono stati prelevati dagli operatori subacquei direttamente in prossimità delle biocostruzioni (S6, S10) e uno proviene da un campione di sabbia bioclastica prelevato con benna nell'area a nord del banco (G33) (Fig. 105).

Sui campioni sono stati eseguiti i pretrattamenti chimici presso il “Laboratorio preparazione campioni per misure isotopiche” iCONa del Dipartimento di Scienze e Tecnologie Ambientali, Biologiche e Farmaceutiche della Università della Campania “L. Vanvitelli” e sono stati sottoposti alla misura del contenuto di radiocarbonio, mediante la spettrometria di massa con acceleratore (AMS), presso la facility AMS del laboratorio CIRCE dell'Università della Campania a Caserta.

I risultati della misura AMS, rappresentati dalla cosiddetta “Radiocarbon Age” (RC Age), sono stati calibrati utilizzando il *software* OxCal Ver. 4.2, e la curva di calibrazione Marine 20 (colonna Cal AGE I) e inoltre è stata considerata anche la calibrazione con i dati specifici di correzione collegati all'area del Mediterraneo (colonna Cal AGE II).

Nella seguente Tabella10 sono riportati i risultati e precisamente per ognuno: il codice campione, i codici dei laboratori di preparazione e misura AMS, la misura dell'età radiocarbonica (RC Age), le misure delle età calibrate con entrambe le metodologie.

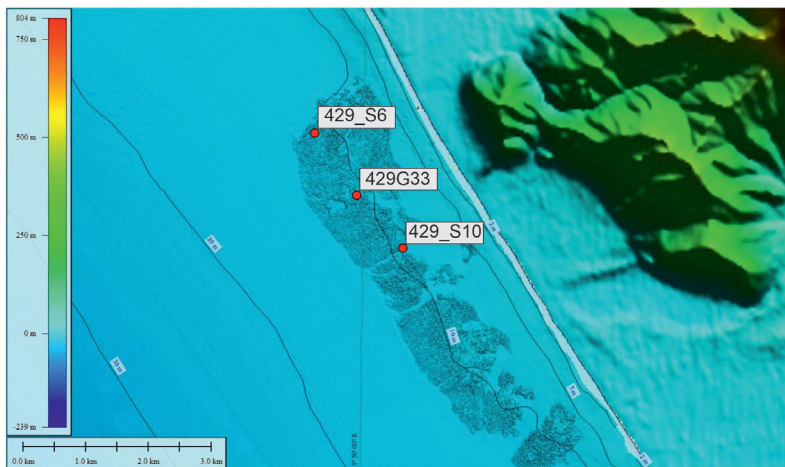


Fig. 105 - Campionamenti del fondo mare effettuati da operatori subacquei sul banco di Sinuessa e ubicazione dei campioni datati con il metodo del radiocarbonio ^{14}C .

Tab. 10 - Risultati delle misure AMS di età radiocarbonio ^{14}C su campioni prelevati da operatori subacquei nell'area del banco coralligeni di Sinuessa.

Codice	Codice lab iCona	Codice lab AMS	RC AGE (BP)	Cal AGE I (Marine20) 2 s	Cal AGE II (Marine20) 2 s (con DR=48 +/-21)
S10	icon24_119	DSH12194	832 (21)	1511-1808 AD	1539-1866 AD
S6	icon24_120	DSH12199	1 (0)	MODERNO	MODERNO
G33	icon24_121	DSH12200	1701 (25)	710-995 AD	756-1048 AD

Il campione S10 (Fig. 106) proviene dalla parte più interna di un frammento carbonatico costituito dalla sovrapposizione di alghe coralline incrostanti (*Corallinophycidae*), prelevato dai subacquei a 12 m di profondità. L'età radiocarbonica calibrata risulta essere compresa tra il 1539 AD e il 1866 AD, suggerendo che la formazione ha un'origine anteriore al 1702 AD, età media.

Il campione S6 (Fig. 107) è stato prelevato dalla struttura di ancoraggio o base dello scheletro calcareo di una colonia di *Cladocora caespitosa*, rinvenuta dai subacquei a 14 m di profondità. L'assenza di epibiosi suggerisce che la colonia sia morta in tempi recenti, ipotesi confermata anche dall'analisi al radiocarbonio.

Il campione G33 (Fig. 108) è un clasto arrotondato, levigato e di colore giallo bruno, costituito da un frammento di alga corallina incrostante (*Corallinophycidae*), proveniente da una ghiaia sabbiosa campionata con benna a fondo mare a 12 m di profondità, i cui costituenti sono prevalentemente bioclasti e rari litoclasti, in parte caratterizzati dalla presenza degli stessi ma abrasati e ben arrotondati, di colore giallo-bruno.



Fig. 106 - Campione S10. Prelievo per la datazione al radiocarbonio effettuato su un frammento di alghe coralline incrostanti (*Corallinophycidae*).



Fig. 107 - Campione S6. Prelievo per la datazione al radiocarbonio effettuato alla base dello scheletro calcareo di una colonia di *Cladocora caespitosa* (LINNAEUS, 1767).



Fig. 108 - a) Campione G33; b) particolare del clasto datato (*Corallinophycidae*).

L'età radiocarbonica calibrata, compresa tra 756-1048 AD, indica che il clasto è rimaneggiato, come suggerito dal grado di arrotondamento, dalla levigazione e dal colore scuro, e proviene dal disfacimento dei vicini banchi coralligeni di Sinuessa suggerendo un'origine che predata un'età media del 902 AD, con la presenza di frammenti più antichi frammisti a bioclasti di età attuale.

4. - ANALISI CHIMICHE E MINERALOGICHE

4.1. - CHIMICA E MINERALOGIA DEI DEPOSITI

La caratterizzazione mineralogica dei campioni di sedimento è stata effettuata attraverso analisi combinate di tipo SEM-EDS e XRPD. I campioni analizzati sono stati selezionati in maniera tale da garantire la migliore copertura e rappresentazione delle caratteristiche dei sedimenti dell'area investigata.

4.1.1. - Analisi SEM-EDS

L'analisi SEM-EDS (*Scanning Electron Microscopy - Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) è una tecnica che combina la microscopia elettronica a scansione (SEM) con la spettroscopia a dispersione di energia (EDS) per analizzare la morfologia e la composizione chimica dei campioni. Le analisi sono state condotte su campioni con granulometria $> 63 \mu\text{m}$ a eccezione di G40, G43, G50, A1, A3, B2 e C0 per i quali è stata utilizzata la frazione $> 125 \mu\text{m}$. Un'aliquota del campione è stata montata su resina epossidica e adeguatamente lucidata per essere caratterizzata in termini di elementi principali presso il laboratorio DiSTAR SEM dell'Università di Napoli Federico II.

Le misure microanalitiche sono state effettuate usando un microscopio elettronico a scansione a emissione di campo (FESEM) accoppiato con un EDS (*X-ray spectrometer*) utilizzando le condizioni operative descritte in TOTARO *et alii* (2022); nel dettaglio, potenza del fascio elettronico: 15-kV, corrente del filamento: 60- mA, tempo di acquisizione: 10 s e diametro del fascio variabile. La versione 4.08 del *software* INCA è stata utilizzata per la correzione degli effetti di matrice.

Per la calibrazione primaria sono stati utilizzati minerali e vetri che fanno da standard. Gli standard del set internazionale USNM sono stati usati come segue: Anorthoclase 133868 per Si, Na e Al, Microcline 143966 per K, Fayalite 85276 per Mn, Anorthite 137041 per Ca e Hornblende 143965 per Fe, Mg and Ti. La precisione è $<5\%$ per SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , CaO e FeO, e di circa il 10% per gli altri elementi. Precisione e accuratezza sono state stimate utilizzando l'ossidiana riolitica di Lipari ID3506 e il tefra basaltico di Laki del 1783 AD (KUEHN *et alii*, 2011) come standard secondari.

4.1.2. - Analisi XRPD

L'analisi XRPD (*X-Ray Powder Diffraction*) è una tecnica utilizzata per identificare e quantificare le fasi cristalline presenti in un campione di materiale. Queste analisi, destinate alla individuazione delle fasi di tipo argilloso nella frazione più fine, sono state condotte su campioni con granulometria $< 63 \mu\text{m}$. I campioni sono stati analizzati presso il DiSTAR dell'Università di Napoli Federico II seguendo le procedure standard per le analisi in diffrattometria ai raggi X su polveri (XRPD). È stata realizzata una accurata ispezione macroscopica, e successivamente tutto il materiale è stato sottoposto a macinazione in mortaio di porcellana, in seguito quartato, ove mai necessario, seguendo la procedura di *coning* e *quartering*, per poterne ottenere una aliquota rappresentativa idonea per la preparazione del campione da analizzare. Successivamente, detta aliquota così

ottenuta è stata sottoposta a ulteriore macinazione a mano in mortaio di agata e micronizzata, al fine di ridurre gli eventuali fenomeni di orientazione preferenziale dei cristalliti e di microassorbimento (CULLITY & STOCK, 2001). La micronizzazione è stata eseguita sull'aliquota di campione precedentemente descritta, utilizzando 800 milligrammi di materiale, addizionato in misura del 20% in peso con corindone (α -Al₂O₃, 1 micron, *Buehler Micropolish*), quale standard interno di riferimento, e 10 ml di acqua deionizzata. Un mulino micronizzatore (Retsch McCrone *micronising mill*) con cilindri di agata (tempo di macinazione a umido di 10 minuti) è stato poi utilizzato per ottenere polveri con granulometria inferiore ai 10 μ m, asciugando la sospensione derivante dalla micronizzazione ed essiccandola su un bagno a sabbia, mediante lenta evaporazione.

Le analisi di diffrazione in polveri ai raggi X sono state condotte mediante un diffrattometro automatico Panalytical X'Pert Pro PW 3040/60 equipaggiato di un detector RTMS (X'Celerator), impostando le seguenti condizioni operative: radiazione CuK α monocromatica, 40 kV, 40 mA, intervallo 2θ da (range analitico compreso tra) 4 a $70^\circ 2\theta$, step size pari a $0,0179^\circ 2\theta$, tempo di conteggio 120 s per step, 1° divergence slit e 2° antiscatter slit. Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato il *software* Panalytical X'Pert Data Collector 2.1, mentre per l'interpretazione dei diffrattogrammi, la suite software utilizzata è la Panalytical X'Pert Highscore Plus 5.2. Il campione è stato preparato su portacampioni di acciaio, con l'accortezza di cercare di ridurre al minimo problematiche indotte dall'eccessivo addensamento (*packing*) dei granuli.

4.1.3. - Risultati

La composizione litologica dei campioni è caratterizzata dalla presenza di litici di natura vulcanica e silicoclastica, fasi felsiche e mafiche in proporzione variabile, clasti e bioclasti carbonatici e una minore frazione vetrosa (per lo più *glass shard*). Le composizioni mineralogiche dei campioni analizzati sono riportate in Tabella 11 dove sono indicate le fasi prevalenti. I dati puntuali ottenuti attraverso analisi SEM-EDS sulle frazioni granulometriche $>63 \mu$ m evidenziano associazioni mineralogiche piuttosto omogenee in termini di tipologie di fasi. I minerali felsici più rappresentati sono quarzo, feldspato potassico (sanidino) e plagioclasio (albite in percentuale maggiore).

Occasionalmente si ritrovano feldspatoidi, in particolare leucite e più raramente sodalite. I minerali femici sono generalmente clinopirosseni (di tipo diopsidico ed hedenbergitico), rari granati e biotite, rarissimi anfiboli. I clasti carbonatici sono rappresentati da calcite; la dolomite è occasionale in questa frazione granulometrica. Minerali accessori quali apatite, ilmenite, titanite, magnetite e muscovite si ritrovano in tutta l'area.

Tab. 11 - *Composizione mineralogica dei campioni, in ordine di abbondanza decrescente. La frazione granulometrica > 63 μ è stata analizzata con metodologia SEM-EDS. La frazione granulometrica < 63 μ è stata analizzata con metodologia XRPD.*

G43	< 63 μ Quarzo, calcite, kaolinite, clorite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ Calcite, quarzo, clinopirosseno, K-feldspato, muscovite, biotite
G44	< 63 μ Quarzo, calcite, clorite, kaolinite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ Calcite, quarzo, K-feldspato
G45	< 63 μ Quarzo, kaolinite, calcite, clorite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ Calcite, clinopirosseno, K-feldspato, quarzo, albite, biotite
G46	< 63 μ Quarzo, calcite, clorite, kaolinite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ Calcite, quarzo, K-feldspato, clinopirosseno, biotite
G48	< 63 μ Quarzo, calcite, clorite, kaolinite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ Calcite, quarzo, clinopirosseno, K-feldspato
G49	< 63 μ Quarzo, calcite, kaolinite, clorite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ K-feldspato, albite, clinopirosseno, granato, leucite
G50	< 63 μ Quarzo, calcite, clorite, kaolinite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ Clinopirosseno, calcite, quarzo, K-feldspato, anfibolo, apatite
G51	< 63 μ Quarzo, calcite, clorite, kaolinite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ Clinopirosseno, K-feldspato, calcite, plagioclasio, anfibolo, dolomite
G53	< 63 μ Quarzo, calcite, clorite, kaolinite, mica, plagioclasio, dolomite > 63 μ Calcite, quarzo, K-feldspato, plagioclasio, magnetite, leucite
P2	< 63 μ Phillipsite, cabasite, feldspato, pirosseno, mica,
P5	< 63 μ Quarzo, calcite, kaolinite, clorite, mica, plagioclasio
G41	> 63 μ Quarzo, K-feldspato, calcite, biotite, leucite
G37	> 63 μ Clinopirosseno, quarzo, calcite, K-feldspato, apatite, magnetite
G26	> 63 μ Clinopirosseno, calcite, quarzo, K-feldspato, granato, plagioclasio
G16	> 63 μ Calcite, clinopirosseno, K-feldspato, quarzo, granato
G47	> 63 μ K-feldspato, calcite, clinopirosseno, plagioclasio, quarzo
G08	> 63 μ K-feldspato, clinopirosseno, quarzo, granato, calcite, apatite
G52	> 63 μ K-feldspato, clinopirosseno, calcite, apatite, leucite
A1	> 63 μ Calcite, quarzo, K-feldspato
A3	> 63 μ Calcite, quarzo
C0	> 63 μ Clinopirosseno, calcite, quarzo, granato, K-feldspato

Tutti i campioni analizzati hanno calcite, quarzo e K-feldspato come fasi prevalenti seguiti da clinopiroseni e plagioclasti. Nei campioni *offshore* l'area compresa tra Mondragone e la foce del Fiume Volturno prevale il quantitativo di calcite a cui si accompagnano talvolta tracce di dolomite. Un aumento del contenuto in clinopiroseno può essere osservato nei campioni dell'area *offshore* di Mondragone, in corrispondenza delle litofacies di spiaggia sommersa e sabbia/ghiaia bioclastica (G26, G16, G17 e G37) e nell'area immediatamente prospiciente la foce del Fiume Volturno (C0 e G50). La composizione hedenbergitica, spesso riscontrata, suggerisce una provenienza di questa tipologia di clinopiroseni da rocce vulcaniche evolute (trachiti e fonoliti) dell'area (Roccamonfina, Campi Flegrei e Somma Vesuvio) (MELLUSO *et alii*, 2012, 2022).

Il campione S11, prelevato dal substrato roccioso subaffiorante nel settore settentrionale del banco di Sinuessa, è rappresentato da una roccia piroclastica con tessitura molto ben cementata e grana da fine a media. Il colore è rossastro a conferma di importanti processi di alterazione. Le analisi al SEM-EDS evidenziano clasti di natura scoriacea ben saldati con una composizione trachitica s.l., rari cristalli (in gran parte K-feldspati) e diffuso materiale autigeno, per lo più zeoliti (Fig. 109). Queste caratteristiche sono compatibili con quelle di rocce tufacee di

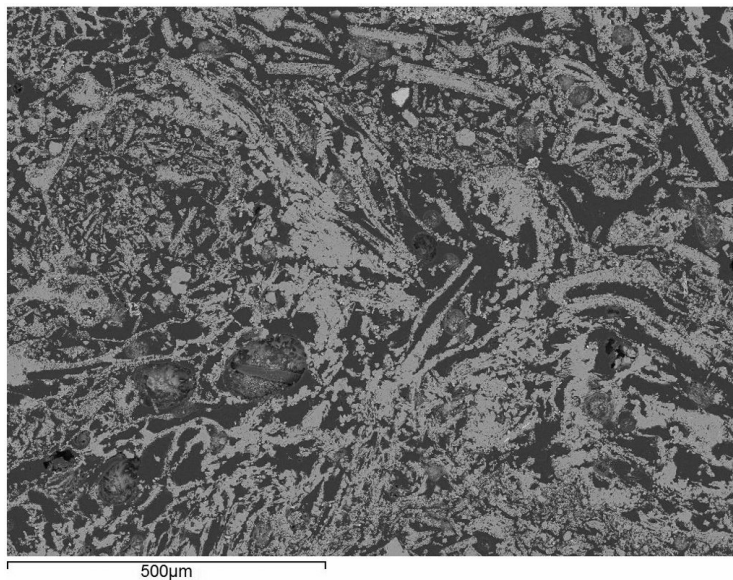


Fig. 109 - Immagine al SEM del campione S11.

tipo pipernoide e, pertanto, potrebbero confermare una correlazione del substrato roccioso subaffiorante con la formazione del TGC.

Analogamente a quanto descritto per i risultati SEM-EDS, anche da quelli ottenuti attraverso XRPD dalle frazioni di sedimento più sottili, è possibile rilevare una sostanziale omogeneità tra tutti i campioni analizzati, a eccezione del campione P2. Nel dettaglio, le fasi cristalline “primarie” rilevate sono sempre costituite da quarzo, calcite, dolomite, mica e plagioclasio, mentre tra i minerali di alterazione le fasi riscontrate sono clorite e kaolinite (quasi sempre più abbondante la prima, talvolta - campioni G40, G43, G45 e P5 - la seconda). Queste due fasi argillose sono da ascrivere a processi di alterazione, rispettivamente, dei minerali femici (principalmente pirosseno) e delle fasi tipo plagioclasio/feldspato (prevalentemente sanidino, quindi potassico - e secondariamente di tipo sodico, albite-anortite).

In Figura 110 è riportata l’interpretazione dello spettro di polveri del campione A2 come esempio dei risultati ottenuti. In base alla valutazione delle analisi in XRPD è plausibile, inoltre, rilevare la presenza di una frazione amorfa riferibile a una frazione vetrosa, che causa un lieve innalzamento della risposta diffrattometrica compresa tra gli angoli 18 e 40/45 ° 2theta. Le figure 111 e 112 riportano i risultati delle analisi statistiche effettuate sul set di campioni.

In particolare, l’analisi delle componenti principali (PCA, Fig. 111) evidenzia ancora una volta la sostanziale uniformità tra i campioni presi in considerazione,

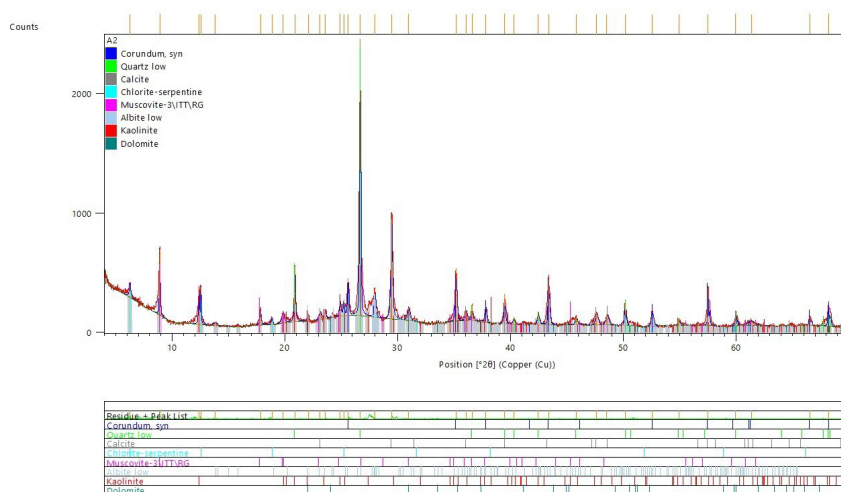


Fig. 110 - Spettro XRD del campione A2.

3D PCA Score Plot - 95,74% var

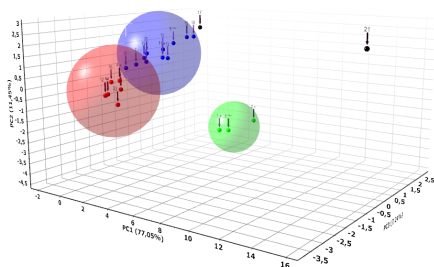


Fig. 111 - Risultato dell'elaborazione delle componenti principali (PCA) per il set di campioni analizzato.

così come confermato poi dal dendrogramma (Fig. 112), che consente sì di individuare 4 “famiglie” di campioni, ma tutte con pochissime differenze tra loro in termini di figure di merito, mentre il campione P2 si separa in maniera decisamente eclatante rispetto agli altri. Esso risulta essere del tutto diverso dagli altri analizzati a causa del suo assemblaggio mineralogico, costituito da phillipsite e cabasite (minerali della famiglia delle zeoliti) oltre che da una fase micacea e da feldspato di tipo sanidino. Questa composizione mineralogica consente di attribuire il campione P2 alla formazione dei tufi flegrei, presumibilmente a depositi relazionabili al Tufo Giallo Napoletano (vista la prevalenza della fase phillipsite).

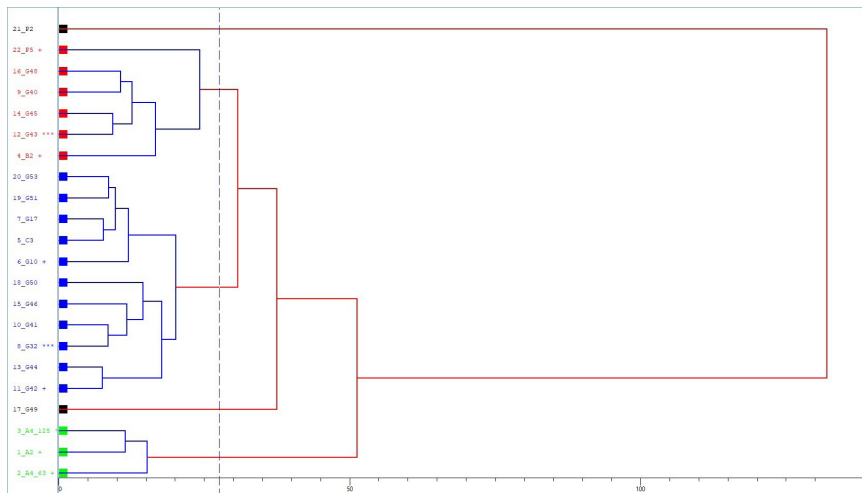


Fig. 112 - Dendrogramma per il set di campioni considerato.

Le associazioni mineralogiche e le tipologie di fasi che caratterizzano i campioni analizzati sono assolutamente consistenti con un bacino di drenaggio in cui rilievi carbonatici, silico-clastici e complessi vulcanici con prodotti potassici e ultrapotassici alimentano il sistema deposizionale emerso e sommerso dell'area studio.

L'omogeneità delle associazioni mineralogiche può essere spiegata con l'azione di redistribuzione dei sedimenti lungo costa da parte delle onde e delle correnti. I risultati qui ottenuti ben si integrano con quelli riportati da BALASSONE *et alii* (2016) per i depositi sommersi del litorale Falerno-Domizio e di cui ampliano i settori investigati.

4.2. - CHIMICA DEGLI INQUINANTI INORGANICI

Su una selezione di 34 campioni di sedimento sono state determinate le concentrazioni di 51 elementi chimici mediante digestione dei campioni in una soluzione di *Aqua Regia* e analisi con spettroscopia di massa al plasma accoppiato induttivamente (ICP-MS) presso i laboratori OMAC (Gruppo ALS) di Loughrea (Irlanda).

La preparazione dei campioni, effettuata a opera di personale dell'ISMAR-CNR in accordo a quanto indicato dal personale del DiSTAR (Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse), è consistita in una omogeneizzazione preliminare del tal quale, successivamente essiccato a una temperatura <40 °C per limitare la perdita per evaporazione del mercurio (Hg). Il materiale risultante è stato omogeneizzato in mortaio e vagliato a 2 mm per escludere dal processo di analisi materiali grossolani e grandi gusci. Il passante a 2 mm, previa omogeneizzazione, è stato nuovamente setacciato utilizzando una maglia con luce pari a 180 µm (80 mesh). Un'aliquota finale di ciascun campione, con un peso secco approssimativo di 15 g, è stata destinata alla determinazione analitiche.

La variabilità delle concentrazioni dei principali inquinanti inorganici (As, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, Sb, Sn, Tl, V, Zn) nei sedimenti analizzati è stata stimata mediante il calcolo del coefficiente di variazione robusto (CVR) che è meno sensibile alle anomalie (*outlier*) (REIMANN & DE CARITAT, 2005). Valori più bassi di questo coefficiente vengono solitamente associati alla presenza di un numero limitato di processi che influenzano le concentrazioni dell'elemento nella matrice suggerendo un'origine prevalentemente geogenica mentre variabilità elevate sottolineano contributi multipli con una maggiore probabilità di interferenze antropiche.

Ai fini della determinazione dello stato di contaminazione dei sedimenti in ogni stazione di prelievo, è stato stimato l'indice di contaminazione individuale

(ICI). L'indice rappresenta il rapporto tra valore locale di concentrazione di un elemento e il limite superiore del fondo geochimico naturale (*background*) di riferimento calcolato su tutti i campioni disponibili e posto pari alla mediana più due volte la deviazione mediana assoluta (MAD) (REIMANN *et alii*, 2005). I dati di concentrazione e quelli relativi al *background* sono stati normalizzati rispetto al manganese che è l'elemento che ha mostrato la minore varianza (CVR= 8,8 %) nell'ambito delle 51 variabili analizzate (Fig. 113).

I valori di contaminazione individuali ottenuti per i singoli campioni in relazione a ciascuno dei 14 inquinanti inorganici sono stati sommati per determinare il valore dell'indice cumulativo di contaminazione (CCI) nei singoli punti di prelievo. Infine, per tenere in conto la complessità della contaminazione riscontrata, il valore CCI è stato utilizzato per determinare il grado cumulativo di contaminazione (CCD) moltiplicandolo per il numero totale di analiti con un valore ICI superiore a uno nello stesso campione (ARUTA *et alii*, 2023).

La cartografia della distribuzione dei valori CCD è stata prodotta mediante tecniche di analisi spaziale geostatistica (*kriging*) (Fig. 114a). L'origine dei quattordici elementi inclusi nel novero dei contaminanti inorganici è stata esplorata mediante un'analisi statistica multivariata (*Principal Component Analysis*) ai dati geochimici previa applicazione di una trasformazione di tipo *center log-ratio*

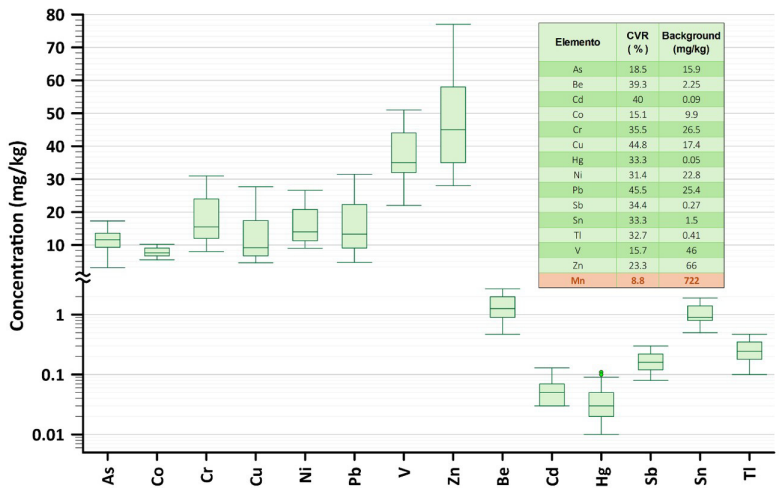


Fig. 113 - Boxplot delle concentrazioni dei 14 inquinanti inorganici selezionati. La scala per i valori inferiori a 5 mg/kg è di tipo logaritmico per favorire la visualizzazione. Al grafico è sovrapposta la tabella riportante i valori dei coefficienti di variazione robusti (CVR) ed i valori del limite superiore del background stimati per ciascun elemento, incluso il manganese (Mn).

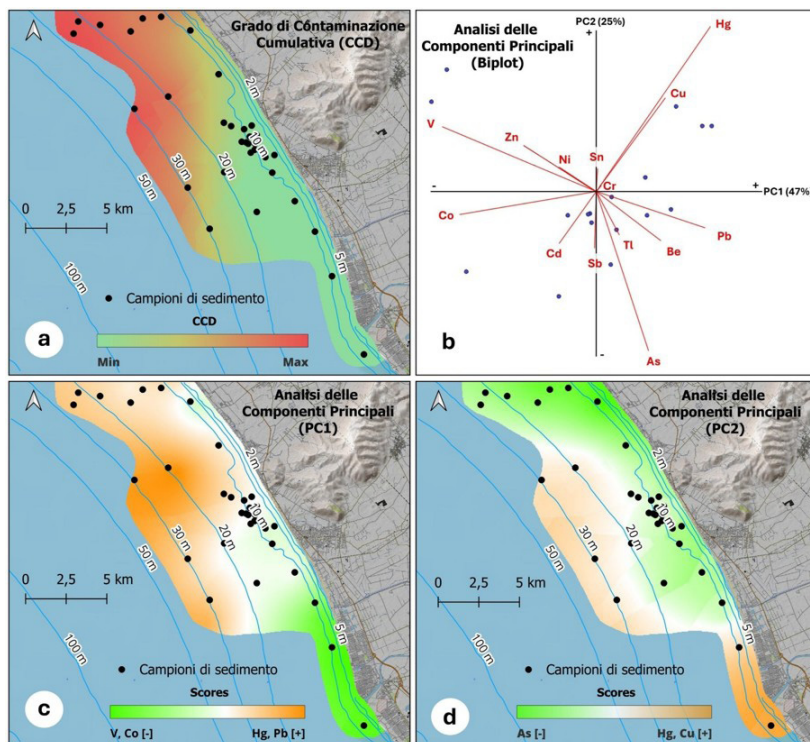


Fig. 114 - a) Distribuzione spaziale del Grado di Contaminazione Cumulativa (CCD); b) Biplot delle componenti principali (PC1, PC2); c) Distribuzione degli scores della PC1; d) Distribuzione spaziale degli scores della PC2.

(CLR). I risultati ottenuti sono stati sintetizzati graficamente mediante un *biplot* composizionale (Fig. 114b) che ha agevolato l'analisi delle relazioni esistenti tra osservazioni, variabili e componenti principali (AITCHISON & GREENACRE, 2002). In relazione alle componenti principali ritenute maggiormente rappresentative della variabilità complessiva dei dati, ai singoli campioni di sedimento sono stati assegnati valori (*scores*) che ne descrivono il grado di dipendenza. Anche i valori degli *scores* relativi alle componenti principali sono stati mappati mediante *kriging* (Fig. 114c, d).

I *boxplot* prodotti per l'analisi visuale della dispersione statistica delle concentrazioni dei diversi elementi (Fig. 113) mostrano come il cobalto (CVR=15,1), il vanadio (CVR= 15,7%) e l'arsenico (18,5%) siano gli elementi più stabili, con una potenziale origine geogenica mentre il piombo (CVR= 45,5) il rame

(CVR=44,8) e il cadmio (CVR=40) hanno *range* di variabilità molto estesi che suggeriscono interferenze di origine antropica.

La cartografia del grado cumulativo di contaminazione (CCD) (Fig. 114a) mostra come il maggiore impatto antropico, in termini di intensità e numerosità di elementi “arricchiti” nei sedimenti, si concentri nel settore settentrionale della parte sommersa, generalmente in corrispondenza delle aree di piattaforma continentale interna dove predominano sabbie fini limose e limi sabbiosi. La frazione sottile presente nei sedimenti potrebbe aver condizionato la mobilità geochimica di diversi contaminanti favorendo processi di adsorbimento di contaminanti (prevalentemente metalli) portati in soluzione o sospensione dalle acque superficiali drenanti la piana alle pendici sud-orientali del Roccamonfina, dove gli abitati di Sessa Aurunca, più nell’interno, e di Baia Domizia, lungo la linea di costa, unitamente all’agricoltura e alla presenza di aree produttive, esercitano una discreta pressione sul contesto ambientale.

L’analisi delle componenti principali ha permesso di individuare due componenti responsabili, complessivamente, del 73% della variabilità totale dei dati che bene rappresentano le principali sorgenti e processi che condizionano la distribuzione degli elementi prescelti nei sedimenti (Fig. 113b).

La prima componente (PC1), responsabile del 47% della variabilità complessiva dei dati, coinvolge prevalentemente mercurio (Hg) e piombo (Pb) in antitesi a cobalto (Co) e vanadio (V) (Fig. 114c). La componente, che influenza maggiormente i sedimenti nel settore settentrionale dell’area sommersa e i sedimenti a grana più fine, segnala un contributo importante alla contaminazione derivante proprio dalle aree urbanizzate e dalla rete viaria della piana a sud-est prospiciente l’edificio vulcanico del Roccamonfina.

La seconda componente (PC2), responsabile del 25% della variabilità complessiva dei dati, associa mercurio (Hg) e rame (Cu) in antitesi all’arsenico (As) (Fig. 114d). Essa, per quanto meno influente della componente precedente, suggerisce l’esistenza di un contributo secondario alla contaminazione dei sedimenti derivante dalle attività agricole della piana del Fiume Volturno.

4.3. - ANALISI ARCHEOMETRICHE SUI CAMPIONI CERAMICI DELLA SINUESSA

In corrispondenza delle stazioni di campionamento S7 e G15 (Fig. 115) sono stati recuperati alcuni reperti ceramici provenienti dal sito archeologico sommerso della Sinuessa. In particolare, dal sito S7, a una profondità di circa -8 m, è stato raccolto il campione contrassegnato con la sigla AG-01, e dal sito G15, a una profondità di circa -16,2 m, sono stati raccolti due campioni indicati con la sigla MFP1 e MFG1.

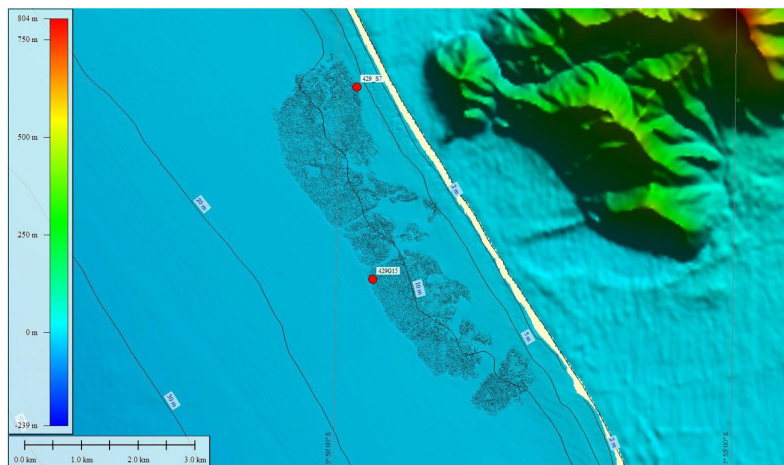


Fig. 115 - Ubicazione dei campioni ceramici prelevati sui fondali del banco di Sinuessa alla profondità di 16,2,5 m (G15) e 8,0 m (S07).

I campioni di ceramica archeologica sono stati prelevati in accordo con le specifiche richieste dal personale del DiSTAR (Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse), e sono stati sottoposti ad analisi petrografica in sezione sottile mediante Microscopia Ottica in Luce Polarizzata. Dopo un'accurata ispezione macroscopica (Fig. 116) si è proceduto al prelievo da ciascun campione ceramico delle porzioni destinate alla preparazione delle sezioni sottili.

Le caratteristiche petrografiche e tessiturali dei campioni di ceramica provenienti da Sinuessa sono state studiate mediante Microscopia Ottica a Luce Polarizzata in sezione sottile utilizzando un microscopio OPTIKA V-600 POL collegato a una telecamera ZEISS Axiocam 105 (software ZEN 2.3 Lite).

Lo studio petrografico in sezione sottile permette di osservare le caratteristiche microstrutturali degli impasti ceramici e di identificare la composizione degli inclusi (litici, minerali, chamotte, ecc.), spesso utilizzati come additivo (degrassante) per conferire particolari caratteristiche tecnologiche ai prodotti in funzione del loro utilizzo finale. Confrontando la composizione degli inclusi con quella delle litologie presenti nei luoghi di estrazione delle materie prime è possibile ricavare informazioni per risalire alla provenienza delle ceramiche e tracciare le antiche rotte di circolazione dei manufatti. Altre informazioni che si possono ricavare riguardano la tecnologia di produzione.

Le caratteristiche microstrutturali possono fornire informazioni sulla porosità dei materiali o suggerire un'eventuale aggiunta di un degrassante. Inoltre, è possibi-

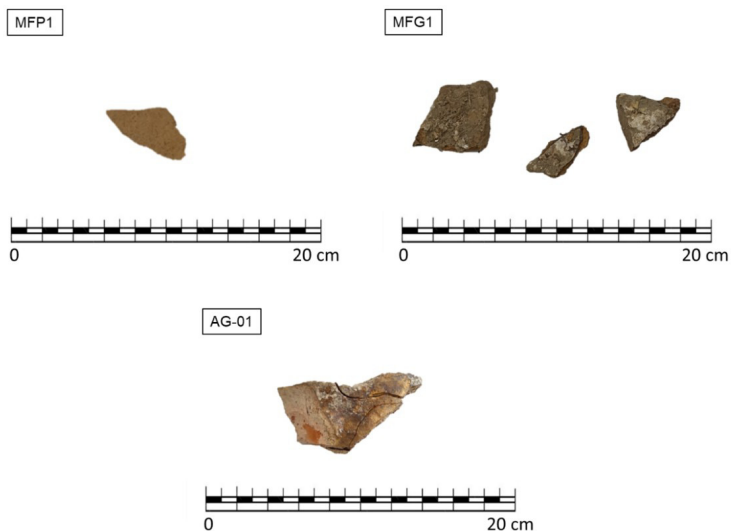


Fig. 116. - Immagine macroscopica dei campioni ceramici analizzati provenienti da Sinuessa (Mon-dragone, Caserta).

le ottenere indicazioni qualitative sulle temperature raggiunte nelle fornaci durante la cottura attraverso l'osservazione delle caratteristiche ottiche della matrice. Nello specifico, la birifrangenza della matrice è legata generalmente a temperature basse e quindi non sufficienti a distruggere le strutture cristalline dei minerali argillosi.

4.3.1. - Analisi petrografica in sezione sottile

Il campione MFP1 è caratterizzato da un colore rosso-arancio intenso del corpo ceramico e una matrice otticamente attiva (Fig. 117a, b). Gli inclusi presentano un'abbondanza compresa tra il 25 e il 30% e una distribuzione bimodale, caratterizzata dalla presenza di due distinte classi granulometriche.

Gli inclusi presenti all'interno del campione sono costituiti da una varietà di minerali e frammenti litici. In particolare, si osservano cristalli di quarzo, feldspato, mica, raro clinopirosseno e frammenti di arenaria.

Oltre alla composizione interna, il campione mostra alcune caratteristiche dovute a trattamenti superficiali. Infatti, è stata osservata la presenza di rivestimento, verosimilmente un ingobbio, lungo la superficie esterna. Inoltre, è visibile lungo tutta la superficie una significativa incrostazione, verosimilmente legata a condizioni di ambiente marino sommerso che ne hanno favorito la formazione.

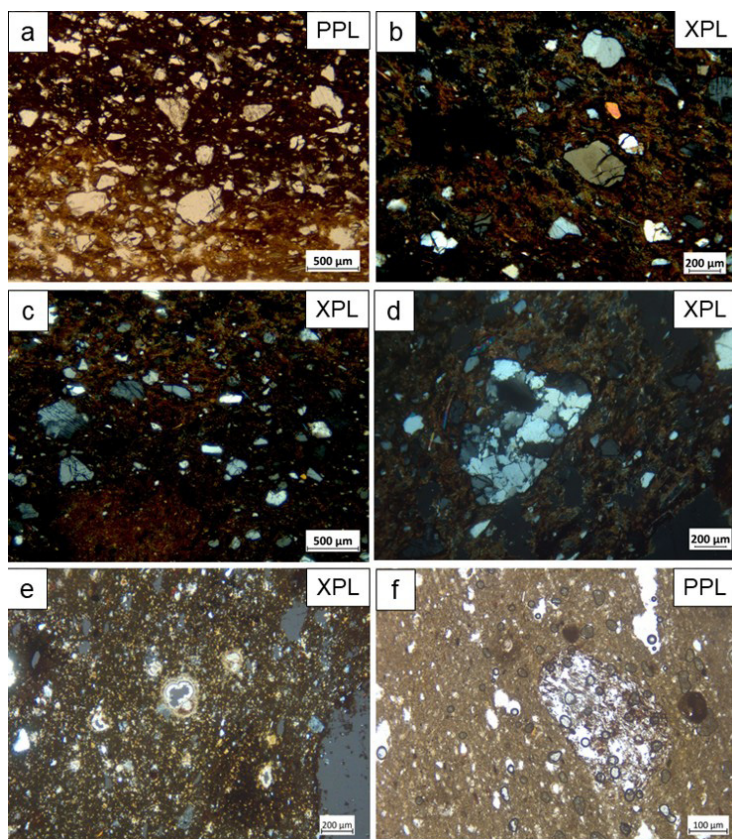


Fig. 117 - Analisi in sezione sottile a luce polarizzata dei campione MFP1 (a, b) ; MFG1 (c, d); AG-01 (e, f) . PPL = solo polarizzatore; XPL = polarizzatori incrociati.

Il campione MFG1 è caratterizzato da un colore marrone-arancio del corpo ceramico con una matrice otticamente attiva (Fig. 117c, d). Gli inclusi sono compresi fra il 25 e il 30% e mostrano una distribuzione di tipo bimodale, caratterizzata dalla presenza di due distinte classi granulometriche.

Gli inclusi sono costituiti da una varietà di minerali e frammenti litici. In particolare, si osservano cristalli di quarzo, feldspato, mica, calcite e frammenti di rocce sedimentarie riconducibili ad arenaria (Fig. 117d). Anche in questo caso è stata riscontrata la presenza di un ingobbio sulla superficie esterna. Inoltre, una significativa incrostazione legata all'esposizione in ambiente sottomarino è visibile lungo tutta la superficie.

Il campione AG-01 è caratterizzato da un colore giallo-verdastro del corpo ceramico e da una matrice otticamente inattiva, in cui si osserva calcite secondaria microcristallina molto probabilmente dovuta a ricarbonatazione in fase post deposizionale. Gli inclusi presentano un'abbondanza compresa tra il 15 e il 20% e una distribuzione bimodale.

Gli inclusi sono costituiti da quarzo, feldspato, mica bruna, calcite e frammenti vulcanici juvenili rappresentati da pomici (Fig. 116e, f). All'interno del campione è stata riscontrata la presenza di una componente microfossilifera carbonatica, composta con ogni probabilità da foraminiferi planctonici e parzialmente decomposta per esposizione alle alte temperature durante la cottura dell'oggetto ceramico (Fig. 117e).

I campioni in esame sono stati confrontati con alcuni campioni di vasellame prelevati sui fondali del banco di Sinuessa analizzati nell'ambito di ricerche volte alla valorizzazione dell'area archeologica di Sinuessa nel golfo di Gaeta in Campania, promosse dall'ENEA (DE BONIS & MORRA, 2017). I dati petrografici hanno evidenziato alcune similitudini. In particolare, i campioni MFP1 e MFG1 caratterizzati da inclusi con distribuzione bimodale, rappresentati da quarzo, feldspato alcalino, mica bruna, clinopirosseno e frammenti arenacei risultano essere compatibili con gli inclusi presenti nei campioni dell'area archeologica subacquea di Sinuessa analizzati da DE BONIS & MORRA (2017). Inoltre, la coesistenza di inclusi d'origine vulcanica e silicoclastica è compatibile con la composizione dei sedimenti sabbiosi locali, come indicato dallo studio condotto da BALASSONE *et alii* (2016), in cui è riportata la composizione dei sedimenti presenti lungo il litorale domizio-flegreo.

Per contro, il campione AG-01 risulta essere molto più depurato e la presenza di foraminiferi all'interno della matrice argillosa non escluderebbe l'utilizzo di una materia prima costituita da un'argilla marina con una componente microfossilifera. Depositati di questo tipo sono ascrivibili, ad es., alle argille marine appenniniche (es. argille mio-plioceniche) ampiamente utilizzate anticamente per la produzione ceramica di alcuni importanti siti intorno all'area in esame (Cales; VERDE *et alii*, 2023).

Ulteriori studi su una selezione più ampia di materiali permetterebbero di approfondire l'origine degli inclusi e della materia prima argillosa e ricavare informazioni sulle tecnologie di produzione.

VII - CORRELAZIONE TERRA-MARE DELLA SEQUENZA TARDO-QUATERNARIA

L'interpretazione della geologia del sottosuolo della Piana del Volturno (vedi § V, 4.7.3) fornisce un quadro di riferimento per la comprensione della stratigrafia e della dinamica sedimentaria della sequenza deposizionale tardo-quadernaria nella zona di cerniera tra il margine occidentale della catena appenninica e il margine orientale tirrenico.

Studi precedenti hanno permesso una ricostruzione dell'architettura stratigrafica del sottosuolo della piana costiera campana nella zona di transizione al settore *offshore*, con particolare riferimento alla successione del Pleistocene Superiore al disopra del Tufo Griglio Campano (**TGC**) (39 ka BP). La ricostruzione stratigrafica di questo settore del margine continentale tirrenico suggerisce una paleogeografia tardo-pleistocenica dominata dalla presenza di rilievi morfostrutturali del distretto vulcanico dei Campi Flegrei e del massiccio carbonatico mesozoico del Monte Massico. Entrambi questi rilievi sono circondati da una cintura di depositi sabbiosi, corrispondenti a facies marine, di mare basso, che passano a sedimenti più fini di ambienti lagunari aperti o transizionali (RUBERTI *et alii*, 2022).

L'analisi dei profili sismici a riflessione acquisiti al largo della foce del F. Volturno per progetti pregressi, evidenzia al disopra del **TGC** una successione regressiva forzata e progradante, delimitata verso l'alto da una superficie erosiva associata a un *gap* stratigrafico la cui ampiezza aumenta procedendo dal margine esterno della piattaforma continentale verso le aree interne della piana costiera e alluvionale.

Al disopra della superficie di erosione (**se**) sono presenti, dal basso verso l'alto, sistemi deposizionali di stazionamento basso (**LST**) (ca. 21-18 ka), trasgressi-

vo (*TST*) (ca. 16-6,5 ka), e di aggradazione/progradazione di stazionamento alto (*HST*) (ca. 6,5 ka- attuale).

1. - STRATIGRAFIA SISMICA E SEQUENZIALE AL LARGO DEL DELTA DEL FIUME VOLTURNO

I profili sismici di alta risoluzione (*Geo-Source Sparker*) forniscono un'immagine sismoacustica del delta sommerso del Fiume Volturno in area di *offshore* (RUBERTI *et alii*, 2022). L'interpretazione stratigrafico sequenziale del *dataset* sismico consente di analizzare il sottosuolo dell'area sommersa verso il largo del Golfo di Gaeta, fino a profondità di circa 300 ms in tempi doppi (circa 230 m) al disotto del fondale marino. La massima penetrazione del segnale sismico è stata registrata a circa 8 km al largo dell'asse della foce del Volturno, dove le unità progradanti del Pleistocene Superiore possono essere seguite al disotto della superficie di discordanza *se* (*es* in figura) (Figg. 118, 119). La risoluzione verticale massima è dell'ordine di 50 cm.

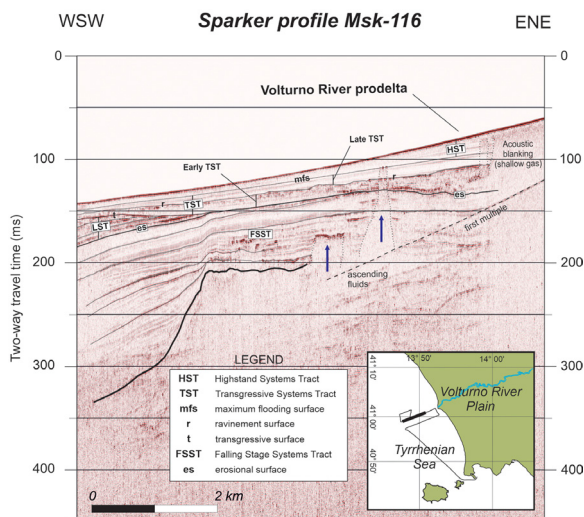


Fig. 118 - Profilo Sparker Msk-116 attraverso il delta del Fiume Volturno e relativa interpretazione. La successione progradante che costituisce il corpo della piattaforma continentale verso il largo, presenta forme di erosione di tipo falesia costiera, probabilmente associata a tracce di erosione del TGC e depositi del Pleistocene Superiore-Olocene che si correlano a depositi coevi, nel sottosuolo della Piana costiera del Volturno. Si noti la presenza di fluidi, probabilmente rappresentati da gas biogenico formatosi all'interno dei sedimenti deltizi e risalente attraverso la successione stratigrafica. Modificato da RUBERTI *et alii* (2022).

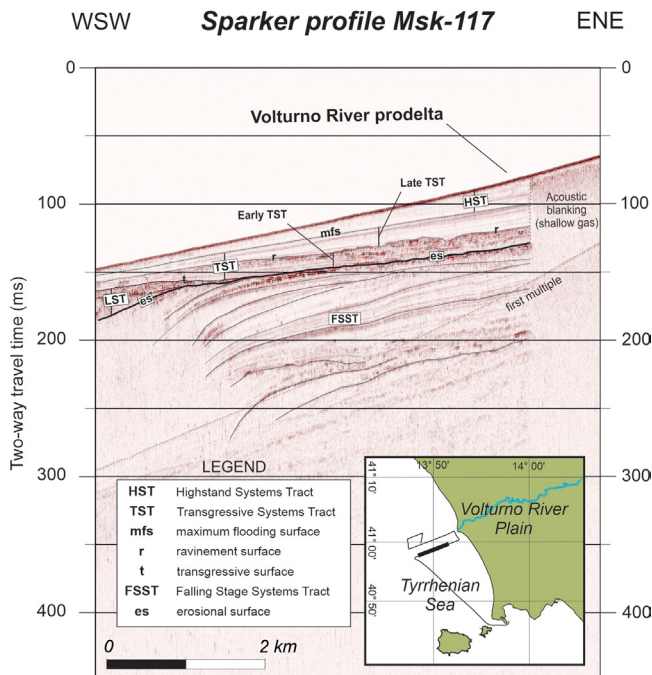


Fig. 119 - Profilo Sparker Msk-117 attraverso il delta del Fiume Vulturno e relativa interpretazione. Si noti l'unità FSST rappresentata dalla spessa successione di parasequenze progradanti del Pleistocene Superiore, formatesi durante la fase di abbassamento del livello del mare. I Systems Tracts TST e HST si sono sviluppati durante la risalita e la stabilizzazione del livello del mare tra il tardo Pleistocene e l'Olocene. Modificato da RUBERTI et alii (2022).

I profili *Sparker* mostrano che la discordanza *se* separa due principali unità sismo-stratigrafiche (Figg. 118 e 119). L'unità inferiore è costituita principalmente da un cuneo di regressione forzata del Pleistocene Superiore associato allo sviluppo di depositi di *Falling Stage Systems Tract* (FSST). Questa unità si è formata in risposta alla fase di abbassamento del livello del mare precedente al LGM (*Last Glacial Maximum*) ed è troncata superiormente dalla superficie erosiva (es), che rappresenta allo stesso tempo il limite inferiore della sequenza deposizionale tardo quaternaria, come definito da HUNT & TUCKER (1992). L'unità superiore rappresenta la successione stratigrafica formata dopo il LGM, ed è formata, dal basso verso l'alto, da: a) *Lowstand Systems Tract* (LST) con parasequenze progradanti; b) *Transgressive Systems Tract* (TST) con strati da paralleli a subparalleli, retrogradanti, con debole inclinazione verso mare; c) *Highstand Systems Tract* (HST) con parasequenze progradanti con bassa inclinazione.

Il *LST* è rappresentato da facies acustiche perlopiù omogenee, a luoghi con una struttura interna caotica, che si ritrovano verso il margine della piattaforma continentale. I depositi marini riferibili a questo *Systems Tract* si rivengono a profondità maggiori rispetto all'elevazione minima (circa - 120 m) raggiunta dal livello del mare durante il LGM. Il *TST* è costituito da strati paralleli e subparalleli, retrogradanti, che si sono formati in risposta allo spostamento verso terra della linea di riva durante il rapido innalzamento del livello marino successivo all'ultimo massimo glaciale (circa 18-6 ka). Lo sviluppo dei depositi di *HST* accompagna la progradazione recente verso mare del sistema deposizionale costiero dopo la stabilizzazione del livello eustatico in prossimità della quota attuale (< 6 ka). Lo spessore del cuneo sedimentario del Pleistocene Superiore - Olocene (*TST* + *HST*) varia nell'area di studio da circa 35 a circa 40 m in corrispondenza della piattaforma continentale interna e intermedia, fino a un minimo di 4-2 m al margine di piattaforma.

Nell'area deltizia costiera si osserva un'attenuazione significativa delle onde sismiche in profondità, dovuta alla presenza di livelli saturi di gas che schermano il segnale sismico, soprattutto verso la parte superiore della scarpata di prodelta (Figg. 118, 119).

2. - IL PALEOPAESAGGIO EROSIVO POST-TGC E L'EVOLUZIONE OLOCENICA

Lo studio stratigrafico del sottosuolo supportato dalle analisi dei sondaggi eseguiti specificamente per il progetto CARG ha permesso di produrre un dettagliato andamento delle isobate del tetto del **TGC** (vedi § V, 4.6. e carta allegata del sottosuolo che viene qui riportata sinteticamente in Figura 120). L'andamento del tetto del **TGC** ha evidenziato la presenza di aree depresse a drenaggio endoreico verso l'entroterra e di depressioni vallive con orientazione antiappenninica.

A grande scala la morfologia della superficie desunta dalle isobate del tetto del **TGC** può essere indicativa di un'ampia paleovalle all'interno della piana del Volturno sviluppatasi secondo RUBERTI *et alii* (2022) durante il LGM (*Last Glacial Maximum*), quando il livello del mare era circa 120 m più basso rispetto alla posizione attuale, probabilmente legata all'incisione fluviale del sistema idrografico del paleo-Volturno e alla successiva aggradazione. Gli autori riconoscono l'esistenza di una rete idrografica complessa formata da alvei che dalla zona di piana convergevano verso la linea di costa che durante il LGM era ubicata circa 13 km al largo rispetto a quella attuale.

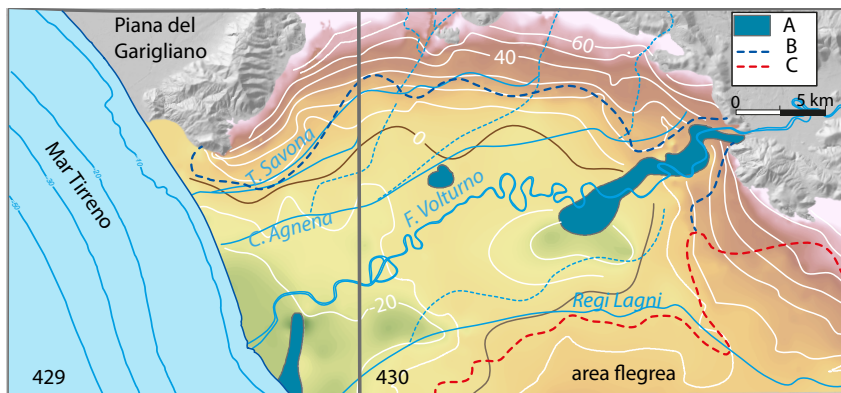


Fig. 120 - Carta schematica della Piana del Fiume Volturno. In bianco sono riportate le isolinee (in metri) del tetto del TGC; l'isolinea corrispondente a 0 m è riportata con una linea marrone; Legenda: A) aree nel sottosuolo con spessore del TGC inferiore a 1 m; B) limite del TGC affiorante (o subaffiorante) nella piana; C) limite del TGN/VEF₁₂ in affioramento nell'area che borda a sud-est la piana e delimita l'area flegrea del settore napoletano. Le linee continue e tratteggiate in celeste rappresentano la rete idrografica attuale, principale e secondaria.

3. - CORRELAZIONI TERRA-MARE

La sezione geologica schematica riportata negli elementi a contorno del Foglio di superficie (Fig. 121) mostra i rapporti geometrici tra i sistemi deposizionali e i relativi depositi nell'area costiera (emersa e sommersa) della piana del Volturno.

Dai profili simici *offshore* (Figg. 118, 119) si riconosce una superficie stratigrafica al tetto dei depositi di regressione forzata (*FSST*) (**se**), legata alla discesa del livello del mare verificatasi all'incirca nel periodo 120-18 ka. Le correlazioni con l'area emersa evidenziano che tale orizzonte ha i caratteri di una superficie di erosione che incide e delimita al tetto l'unità del TGC riconosciuta nel sottosuolo. Questa superficie erosionale costituisce quindi la base del riempimento sedimentario successivo, rappresentato da depositi formati durante la risalita e lo stazionamento alto del livello del mare durante il periodo post-glaciale.

Localmente si individua una serie di forme di erosione lineare indicative di un sistema di paleoincisioni e paleovalli collegato con lo sviluppo di un reticolo idrografico successivo alla deposizione del TGC (vedi § V, 4.6).

La distribuzione delle facies nel settore costiero emerso e sommerso unitamente alla analisi delle datazioni di radiocarbonio sulle torbe presenti al tetto della superficie (**se**) (vedi § V, 4.7.3.2.), mostrano un *pattern* generale retrogradazionale, con massima ingressione marina (*maximum flooding - mfs*) tra 7,0 e 6,5 ka BP (vedi § V, 4.7.3.2.). Nell'area a mare la parte basale di questa successione

è documentata da sistemi deposizionali di prodelta e barra costiera che raggiungono la costa, come è osservato nel sondaggio S3_CSVL (AMOROSI *et alii*, 2012). Questi sistemi passano lateralmente verso terra a successioni di barra costiera e depositi lagunari che ricoprono livelli di torba basali associati a depositi palustri presenti al di sopra della superficie erosionale (**se**). L'insieme dei depositi palustri, lagunari e di barre e cordoni costieri costituisce il subsistema basale olocenico **VEF₁₃**.

A partire dall'Olocene Medio si verifica una progressiva stabilizzazione del livello marino post-glaciale, con condizioni favorevoli prima all'aggradazione (6,5-4,5 ka BP) e poi alla progradazione (<4,5 ka BP), accompagnata da una migrazione verso mare dei sistemi deposizionali (SACCHI *et alii*, 2014a; MARGARITELLI *et alii*, 2016; MISURACA *et alii*, 2018). Ciò implica un rapido riempimento dello spazio di accomodamento nella parte alta della depressione, con la formazione dell'attuale pianura alluvionale del Volturno, delle lagune costiere e del sistema barriera-spiaggia (rappresentato nelle aree emerse dall'insieme dei depositi inclusi in **VEF₁₄**).

Ambienti di spiaggia e lagunari persistono lungo la fascia costiera fino all'età romana come documentato anche dalla via Domiziana, costruita lungo il sistema di cordoni dunari (AIELLO *et alii*, 2018a). Verso mare, in prossimità della foce del Fiume Volturno tali ambienti fanno transizione all'area di fronte del delta, caratterizzato da una successione di parasequenze progradanti, dove lo spessore dei depositi di *HST* raggiunge localmente anche alcune decine di metri. Tale sistema costiero passa lateralmente e verso l'interno a depositi alluvionali e palustri. L'insieme di questi depositi recenti nell'area emersa dell'Olocene Superiore *p.p.* individuano l'ultimo subsistema (**VEF₁₅**).

In sintesi, il *record* stratigrafico del ciclo regressivo-trasgressivo, che controlla l'evoluzione del margine continentale campano a partire dal Pleistocene Superiore *p.p.* nell'area sommersa e l'Olocene Inferiore nell'area emersa (Fig. 121), è caratterizzato dalla presenza di una importante superficie di discordanza (**se**), individuata nell'area sommersa alla sommità delle parasequenze progradanti formate durante la fase di discesa del livello marino (*FSST*), che si correla, nell'area emersa, ad una superficie erosionale al tetto dei depositi del **TGC** (vedi § V, 4.6.). La superficie di massima trasgressione (**mfs**), tracciabile dalla zona *offshore* ed individuata nell'area emersa costiera dal passaggio dei depositi lagunari ai depositi di barra costiera, segna la base delle parasequenze progradanti del *HST*, che si sono sviluppate a partire da 6,5 ka BP. Queste unità stratigrafiche rappresentano i depositi più giovani che formano il sottosuolo della piana costiera del Volturno e costituiscono il corpo principale del delta attuale.

VIII - TETTONICA

Il settore di catena sud-appenninica ricadente nel Foglio n. 429 “Mondragone” è costituito da due unità tettoniche (Fig. 122) di cui quella principale è rappresentata dall’Unità tettonica del Monte Massico e deriva dalla deformazione del dominio della piattaforma carbonatica Abruzzese-Campana di D’ARGENIO *et alii* (1973). Essa è ricoperta da due cicli di sedimentazione silicoclastica, il primo riferibile a un dominio di avanfossa e rappresentato dalla *formazione di Pietraraja (FPJ)* e un secondo discordante sul precedente rappresentato dalle *arenarie di M. Massico (NSS)*. Al di sopra dell’Unità tettonica del Monte Massico si ritrova l’unità tettonica di Monte S. Anna-Forcella che comprende due elementi tettonicamente giustapposti, costituiti da depositi formati in settori più occidentali rispetto alle aree di piattaforma carbonatica (cfr. capitolo “Stratigrafia”). L’elemento superiore è costituito dal *complesso di M. Crestegallo (ESL)*, mentre quello inferiore è composto dai depositi della *formazione di M. Crivari (RIV)*.

Le successioni presenti nel Foglio hanno registrato una storia compressiva polifasica caratterizzata da due episodi sviluppatisi durante l’intervallo mio-pliocenico (VITALE *et alii*, 2019). La fisiografia dell’area ricadente nel Foglio è tuttavia stata fortemente condizionata dalla tettonica trascorrente ed estensionale quaternaria coeva all’apertura della porzione meridionale del bacino tirrenico (MILIA *et alii*, 2003; CASCIELLO *et alii*, 2006). Tale tettonica si è sviluppata a partire dal Pleistocene Inferiore e ha agito su lineamenti anti-appenninici con geometria listrica bordati da faglie ad alto angolo con cinematica transtensiva sinistra. Le dislocazioni prodotte durante questo periodo hanno determinato un ribassamento generalizzato verso sud-est delle unità impilate in catena. L’attività combinata delle strutture è responsabile della formazione dell’alto strutturale del M. Massico

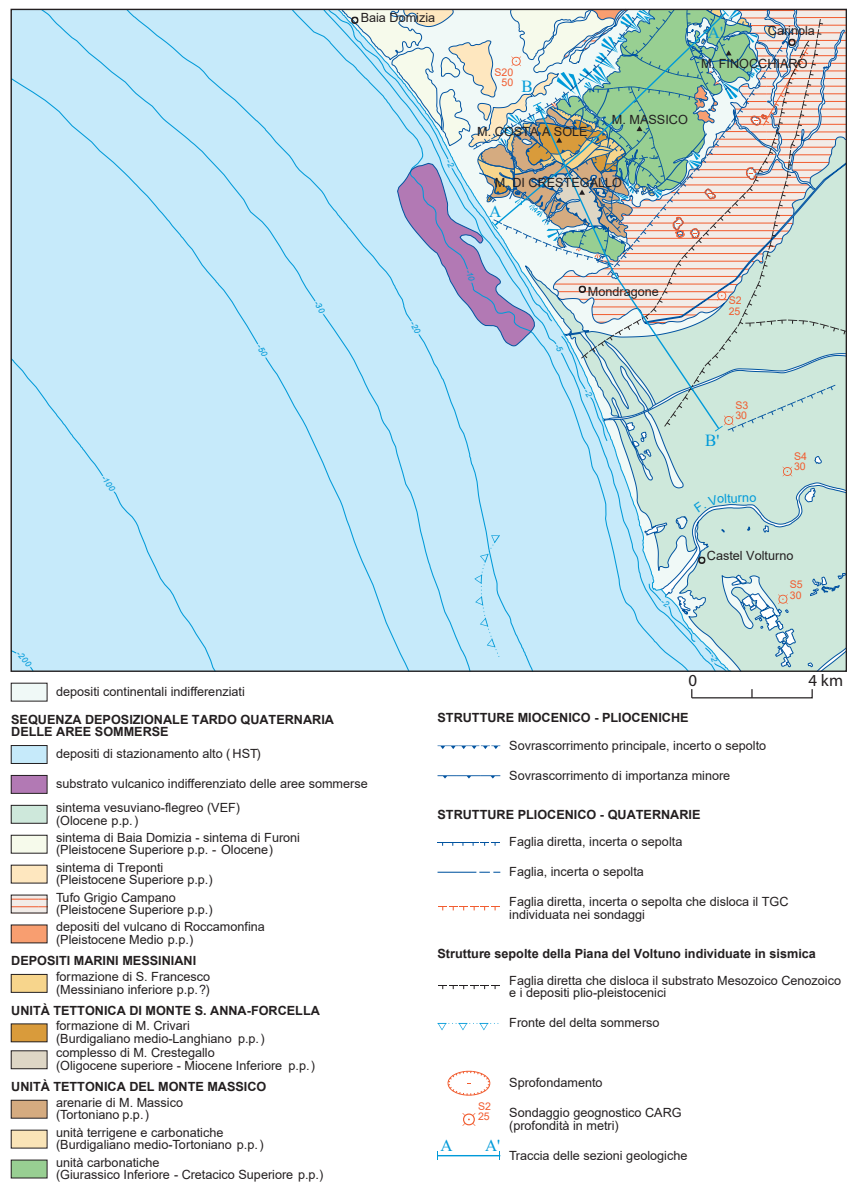


Fig. 122 - Schema tettonico del Foglio n. 429 "Mondragone".

e degli ampi bacini a semi-*graben* del Volturno e del Garigliano, colmati da potenti successioni quaternarie di origine vulcanica, alluvionale e marina (vedi § III, 1.). L'intero settore è stato ulteriormente modellato durante il Pleistocene Medio-Superiore con l'instaurarsi della tettonica estensionale avente campo di stress orientato NE-SO, legata alle fasi di collasso della catena appenninica.

1. - STRUTTURE COMPRESSIVE

Le strutture compressive osservabili all'interno del Foglio sono il prodotto di due distinte fasi, sviluppatasi durante l'intervallo mio-pliocenico. Esse sono particolarmente ben evidenti nel settore meridionale del M. Massico dove prevalgono i termini di età miocenica. La prima fase è caratterizzata da una vergenza a est e produce lo sviluppo di strutture plicative ad andamento meridiano desumibili dalla dispersione dei dati giacitureli relativi a tutta l'area del M. Massico

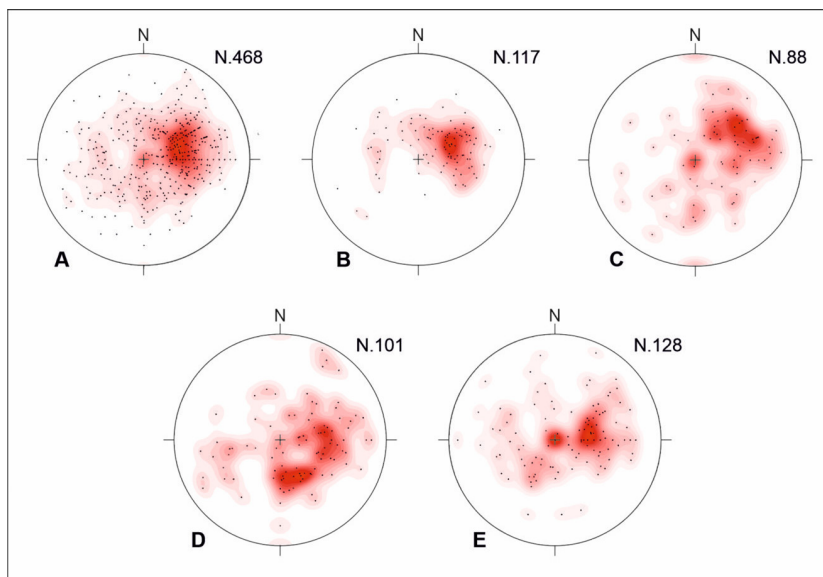


Fig. 123 - Stereogrammi mostranti la dispersione dei dati giacitureli relativi: A) a tutta l'area del M. Massico; B) al solo intervallo carbonatico mesozoico; C) all'intervallo miocenico in successione sulle unità di piattaforma carbonatica, rappresentato dalle formazioni CUS, LNG e FPJ; D) alle arenarie di M. Massico (NSS); E) alla formazione di M. Crivari (RIV). Gli stereogrammi A e B mostrano un chiaro asse di deformazione ad andamento circa anti-meridiano, mentre gli stereogrammi C, D ed E evidenziano un asse di deformazione orientato all'incirca NNE-SSO.

(Fig. 123A) e, in particolare, all'intervallo carbonatico mesozoico (Fig. 123B). In quest'ultimo la deformazione è prevalentemente visibile alla macroscala, tuttavia in alcuni casi sono state osservate pieghe alla mesoscala ad asse N-S, vergenti prevalentemente verso i quadranti orientali, come quella visibile sul fronte di una cava dismessa in località Colle Castelluccio che interessa i calcari della formazione **CRQ** (Fig. 124).

Questa prima fase è inoltre marcata dallo sviluppo di numerosi sovrascorrimenti osservabili sia a piccola che a grande scala (Fig. 125) e responsabili della sovrapposizione della scaglia tettonica composta dall'unità **RIV** sia sui depositi silicoclastici della *formazione di Pietraroja (FPJ)* (Fig. 126), sia sulle *arenarie del M. Massico (NSS)* (Figg. 127, 128 e 129).

Tale scaglia tettonica, nonostante sia stata successivamente frammentata dall'attività estensionale e trascorrente plio-quaternaria che ha agito su faglie ad alto angolo, si segue con buona continuità in tutto il settore sud-occidentale del M. Massico. Le migliori esposizioni sono collocate in corrispondenza dell'allineamento Poggio Le Fosse-M. Costa a Sole-Forcella e nei pressi di M. Pizzuto. In tutte le aree di affioramento l'unità **RIV** risulta estremamente tettonizzata con presenza di numerose pieghe alla mesoscala con assi ad orientazione variabile da NNO-SSE a NNE-SSO (Fig. 130), generalmente asimmetriche verso est. Al *footwall* del piano di sovrapposizione, le arenarie di **FPJ** si ritrovano spesso verticalizzate (Fig. 126) mentre le arenarie dell'unità **NSS** mostrano numerose



Fig. 124 - Cava in località Colle Castelluccio. Anticlinale ad asse N-S nei calcari cretaci di **CRQ**.

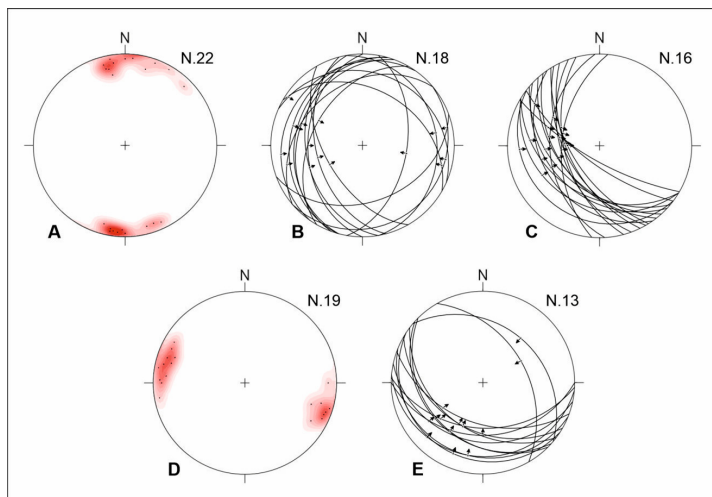


Fig. 125 - Stereogrammi mostrandoti: A) orientazione degli assi di mesopiege relativi al primo episodio deformativo caratterizzato da un asse di deformazione circa E-W, e B) orientazione dei piani di thrust con indicatori cinematici sviluppatisi durante questo evento; C) piani di taglio (tettoniti SC) osservati nei pressi di località S. Sebastiano, i cui cinematismi sono compatibili con il primo episodio deformativo; D) assi di mesopiege orientati mediamente NNO-SSE ed E) piani di thrust, generatesi durante il secondo episodio deformativo ad asse NNE-SSO.

e ampie zone di taglio a medio-basso angolo, vergenti sempre verso i quadranti orientali (Figg. 131 e 132).

Il successivo evento deformativo ha una vergenza verso nord e nord-est, e si esplica attraverso la formazione di ampi sovrascorrimenti e, nelle fasi tardive, dallo sviluppo di *thrust* in fuori sequenza. Durante le fasi iniziali si determina la sovrapposizione dei depositi del complesso di M. Crestegallo (ESL) sulle arenarie del M. Massico (NSS) (Fig. 133).

Nel settore immediatamente a ovest di Poggio Pianella, in corrispondenza del piano di contatto, sono rimaste preservate piccole lenti estremamente tettonizzate di depositi riferibili all'unità **RIV**. Tale osservazione conferma, la messa in posto tettonica del complesso di M. Crestegallo, in un momento successivo alla sovrapposizione della scaglia dell'unità **RIV** sui vari termini miocenici dell'unità tettonica del M. Massico. Questo secondo evento deformativo è particolarmente evidente se si analizza la dispersione dei dati giacitureali dell'intervallo miocenico in appoggio inconforme sui carbonati di piattaforma (Fig. 125C), dell'unità **RIV** (Fig. 125E), e delle arenarie del M. Massico (NSS) (Fig. 125D). All'interno di queste ultime sono ben sviluppati piani di *thrust* minori vergenti verso nord e

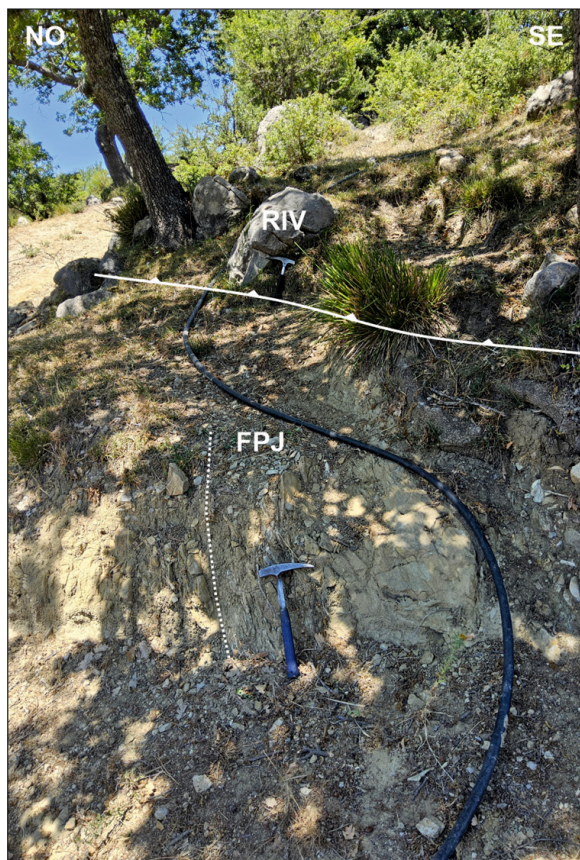


Fig. 126 - Versante meridionale di *M. Costa a Sole*. Sovrapposizione dell'unità **RIV** sulle arenarie verticalizzate della formazione di Pietraroia (**FPJ**).

nord-est e numerose strutture plicative con piani assiali da mediamente inclinati a isoclinali e assi con orientazioni variabili da E-O a ONO-ESE (Figg. 125D e 134). Gli strati calcarei e marnoso-calcarei presenti all'interno delle *arenarie del M. Massico* sono inoltre caratterizzati dalla diffusa presenza di vene calcitiche sia perpendicolari che oblique alla stratificazione. In alcuni casi lo sviluppo della deformazione compressiva ha innescato fenomeni di scorrimento interstratale, producendo la deformazione delle vene perpendicolari alla stratificazione che tendono ad assumere un aspetto sigmoidale prodotto dal trascinamento durante lo scorrimento tra gli strati (Fig. 135). Successivamente, si attiva un elemento in

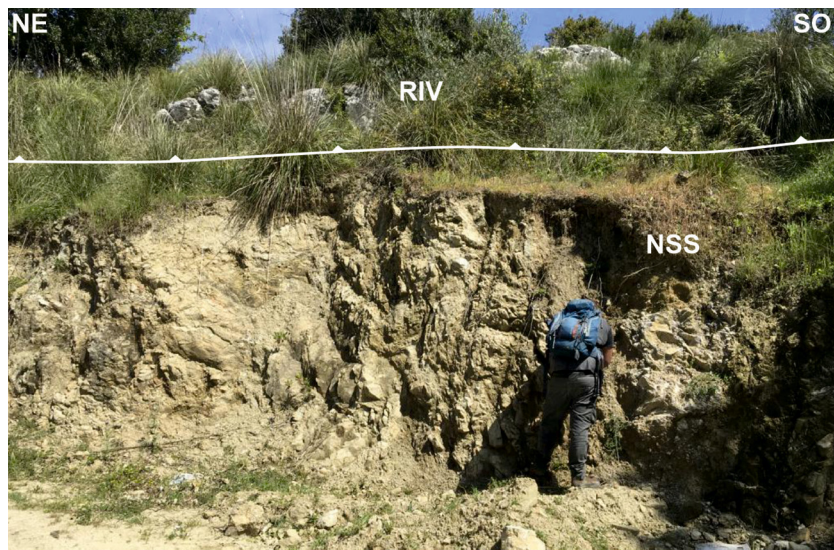


Fig. 127 - Sovrapposizione dell'unità **RIV** sulle arenarie del M. Massico (**NSS**) affiorante nei pressi di località Forcella, immediatamente ad ovest di M. Costa a Sole.



Fig. 128 - Versante occidentale di M. Crestegallo. Sovrapposizione tettonica dell'unità **RIV** sulle arenarie del M. Massico (**NSS**).

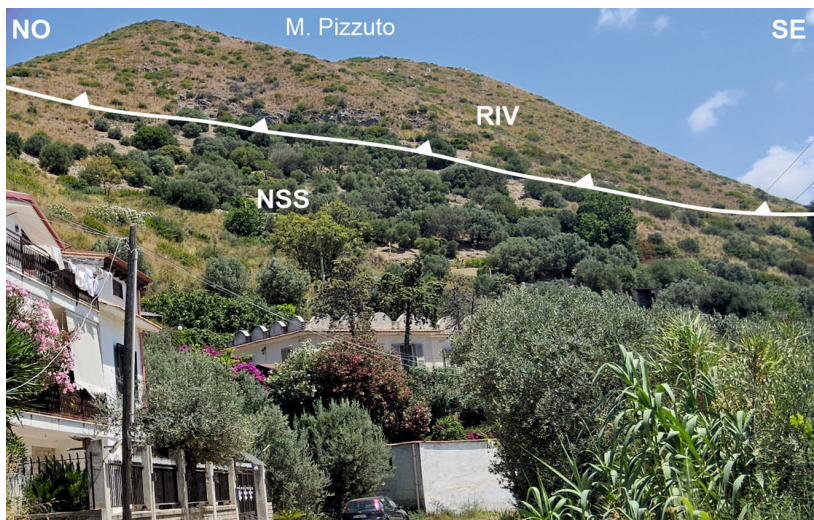


Fig. 129 - Versante meridionale del M. Pizzuto. Sovrapposizione formazione di M. Crivari di (**RIV**) sulle arenarie del M. Massico (**NSS**).



Fig. 130 - Versante occidentale del M. Malagna. Piega ad asse N20E/5° nell'unità **RIV**.



Fig. 131 - Versante occidentale di M. Malagna. Piani di taglio con movimento verso N110E nella formazione NSS.



Fig. 132 - Piani di taglio nella formazione di Longano (LNG) che indicano movimento verso N85E, affioranti nei pressi di Masseria San Sebastiano.

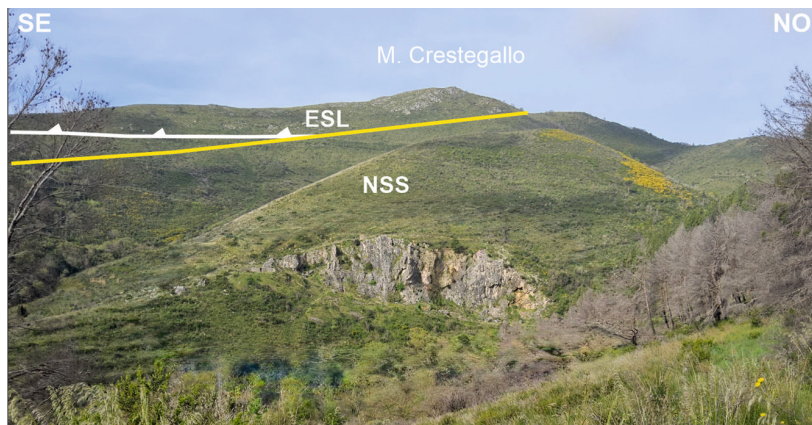


Fig. 133 - Panoramica del versante settentrionale del M. Crestegallo, dove è possibile osservare la sovrapposizione del complesso caotico (ESL) sulle arenarie del M. Massico (NSS). La sovrapposizione è dislocata a mezza costa da una faglia diretta (linea gialla) che ribassa verso monte. In primo piano è inoltre presente un imponente olistolite costituito da marmi brecciati, imballato nelle arenarie (NSS).



Fig. 134 - Lungo il versante occidentale di M. Malagna. Piega ad asse N330E/34° con fianco rovescio verso NE, nella formazione NSS.



Fig. 135 - Versante occidentale di M. Malagna. Scorrimento interstratale all'interno della formazione NSS. La sagoma con tratto bianco evidenzia una vena calcitica perpendicolare alla stratificazione, deformata per effetto dello scorrimento tra gli strati, messo in evidenza dalle linee in giallo.

fuori sequenza nord-vergente, rappresentato dalla struttura del M. Petrino in cui i termini cretacici di piattaforma carbonatica si sovrappongono sia sulle *arenarie del M. Massico* (NSS) che sulle successioni del *complesso di M. Crestegallo* (ESL).

2. - STRUTTURE ESTENSIONALI

La dorsale del M. Massico a grande scala rappresenta una struttura monoclinale immergente verso il Tirreno che separa la piana del Volturno a sud-est da quella del Garigliano a nord-ovest. Le strutture bordiere della dorsale sono rappresentate da faglie estensionali a orientazione antiappenninica, con rigetti dell'ordine di alcune centinaia di metri. Tali strutture, sviluppatesi durante il Pleistocene Inferiore, si raccordano in profondità a un piano di *detachment* a medio-basso angolo immergente verso sud-est e legato a fenomeni di *stretching* crostale connessi alle fasi di apertura del Tirreno meridionale (CASCIELLO *et alii*, 2006). Tali strutture sono sicuramente quelle che mostrano la maggiore evidenza morfologica; tuttavia, internamente all'unità tettonica del Monte Massico sono osservabili diverse faglie ad alto angolo connesse sia a questo episodio deformativo che a quello successivo, sviluppatosi a partire dal Pleistocene Medio (PATACCA

et alii, 1992; CAIAZZO *et alii*, 2006; CASCIELLO *et alii*, 2006) e controllato da un regime estensionale orientato NE-SO tuttora attivo (MONTONE *et alii*, 2012). Tale evento agisce prevalentemente su lineamenti a orientazione appenninica e riattiva in transtensione le strutture formatesi durante il precedente evento estensionale, come evidenziato recentemente da CORRADO *et alii* (2024).

I piani di faglia misurati permettono di individuare tre famiglie principali orientate NO-SE, NE-SO e circa E-O (Fig. 136A).

Gli indicatori cinematici misurati sui piani della famiglia NE-SO mostrano prevalentemente un senso di estensione di tipo *dip-slip* orientato NO-SE (Fig. 136B), e sporadicamente movimenti transtensivi destri. Nel settore di località Castelluccio è possibile osservare una di queste strutture che determina il ribassamento verso SE delle marne della *formazione di Longano (LNG)* rispetto ai calcari cretaci dell'unità **RDT** (Fig. 137). In località S. Anna, un'altra di queste strutture disloca il *complesso di M. Crestegallo*. Il piano si segue con continuità sul terreno ma non mostra indicatori cinematici; in alcuni casi sul piano si ritrovano croste ferruginose (Fig. 138).

I piani della famiglia NO-SE invece hanno mostrato in prevalenza movimenti da leggermente obliqui a *dip-slip* puri con senso di estensione orientato in senso appenninico (Fig. 136C). A questa famiglia appartiene il lineamento che, con buona continuità, si segue lungo tutto il versante orientale di M. S. Martino fino all'abitato di Falciano del Massico. Tale struttura produce un rigetto di alcune centinaia di metri, determinando l'accostamento dei calcari cretaci di piattaforma (**CRQ** e **RDT**) ai termini del Giurassico Inferiore e Medio (**CPL** e **CDO**). Infine, la famiglia meno rappresentata è sicuramente quella che mostra piani orientati circa E-O. Nei rari casi in cui tali piani presentano indicatori cinematici, questi evidenziano un movimento obliquo destro compatibile con l'estensione NE-SO.

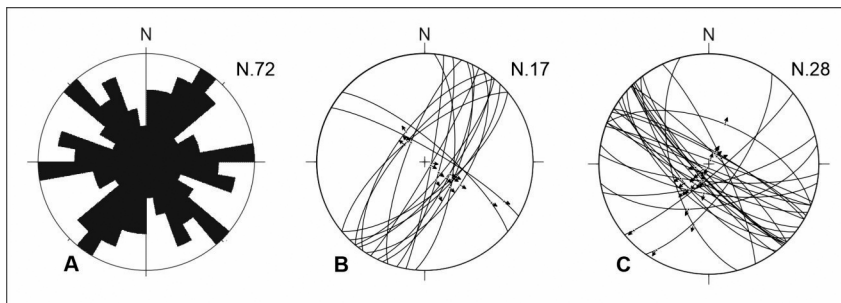


Fig. 136 - A) Diagramma a rosa mostrante le orientazioni delle famiglie di faglie misurate all'interno del Foglio. Piani di faglia con indicatori cinematici raggruppati secondo i due sensi di estensione principali, B) estensione più antica SE-NO e C) estensione più recente NE-SO.

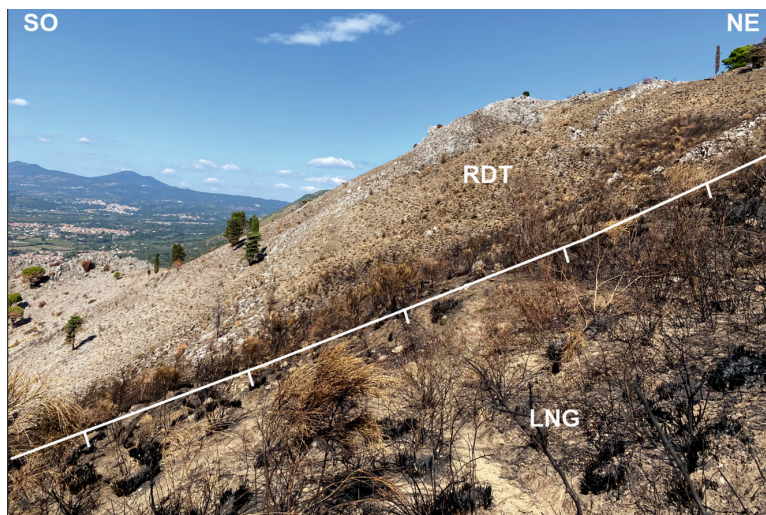


Fig. 137 - Locaità Castelluccio, lungo il versante nord-occidentale del M. Malagna. Faglia diretta $N52E/85^\circ$ che ribassa verso sud-est le marne di **LNG** rispetto ai calcari cretacici dell'unità **RDT**.



Fig. 138 - Monte S. Anna. Piano di faglia orientato $N34E/85^\circ$ con croste ferruginose nell'unità **ESL**.

IX - GEOMORFOLOGIA

1. - AREA EMERSA

Il Foglio n. 429 “Mondragone” si colloca lungo il bordo tirrenico della penisola italiana e include una parte emersa e una sommersa. L’area emersa è composta da tre unità fisiografiche che da sud verso nord sono: la Piana del Fiume Garigliano, la dorsale del M.te Massico e la Piana del Volturno, indicate rispettivamente con (1), (2) e (3) in Figura 139. Tali unità rappresentano paesaggi fisici collegati tra loro ma contraddistinti da processi morfogenetici che hanno operato in modo differente così da generare paesaggi con caratteri diversi: una piana alluvionale incisa dalla rete idrografica, quella del Garigliano; una piana non incisa, quella del Volturno; una dorsale montuosa, quella del M.te Massico. Per ciascuna unità fisiografica sono descritte le principali forme del paesaggio utili per una ricostruzione morfoevolutiva dell’area del Foglio.

1.1. - SETTORE MERIDIONALE DELLA PIANA DEL GARIGLIANO (UNITÀ 1)

La pianura costiero-alluvionale del Fiume Garigliano, ubicata al confine tra il Lazio e la Campania, rappresenta un’ampia depressione tettonica delimitata a sudest dalla dorsale carbonatica del M.te Massico, che la separa dalla contigua Piana Campana, a nord-ovest dalla dorsale dei Monti Aurunci, infine a nord-est dall’edificio vulcanico quaternario del Roccamonfina. La linea di costa si estende per circa 16 km tra il promontorio di Scauri e il M.te Massico e include il complesso di foce con il delta cuspidato in corrispondenza del Fiume Garigliano

(ABATE *et alii*, 1998; DONADIO *et alii*, 2017; AIELLO *et alii*, 2021a; D'OREFICE *et alii*, 2022). Nell'area del Foglio è presente solo la porzione meridionale della Piana del Garigliano, pari a circa 28 km², posta immediatamente a ridosso della dorsale del M.te Massico (unità fisiografica 1 in Fig. 139). Diversamente dalla Piana del Volturno, quella del Garigliano è attraversata e incisa per alcuni metri da aste torrentizie che hanno generato diversi ordini di terrazzi fluviali. Nell'intera area della Piana del Garigliano ABATE *et alii* (1998) riconoscono 5 ordini di terrazzi distribuiti in un intervallo altimetrico di 25 m; il più recente (V ordine) poggia su depositi eolici “eutirreniani”, mentre quello più antico poggia su prodotti piroclastici. Nell'area del Foglio sono presenti solamente i terrazzi di II e III ordine, compresi rispettivamente tra 14-18 m e 8-12 m di quota s.l.m., modellati su depositi vulcanoclastici rimaneggiati, provenienti dallo smantellamento dei prodotti vulcanici dell'area del Roccamonfina e da quelli sedimentari della dorsale del M.te Massico. Il terrazzo in località Furonì è modellato sui conglomerati poligenici fluviali del *sintema di Furonì* (FRN) che appaiono inclinati di circa 25° rispetto alla superficie sommitale, suggerendo una genesi erosiva (*strath*)

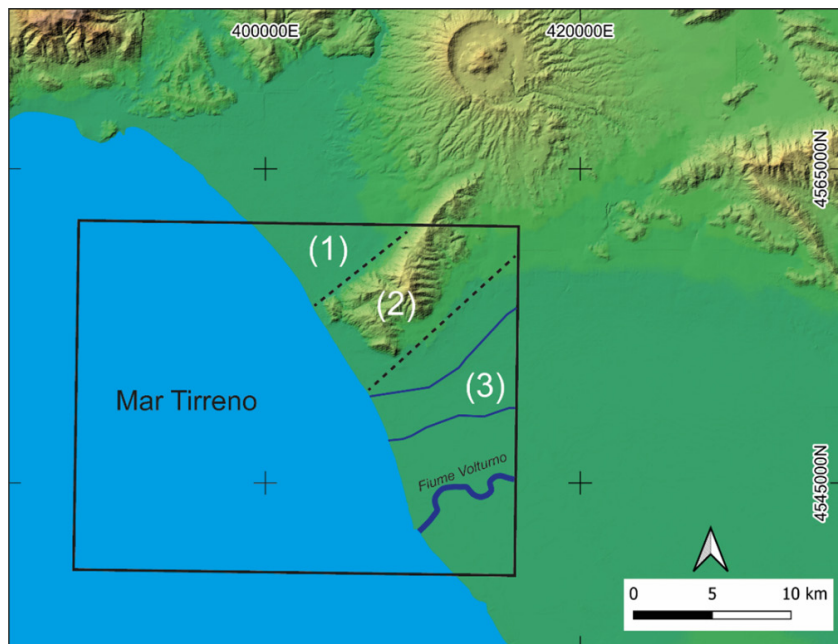


Fig. 139 - Hillshade dell'area in cui ricade il Foglio n. 429 “Mondragone” con indicazione delle unità fisiografiche corrispondenti al settore meridionale della piana del Garigliano (1), alla dorsale del M.te Massico (2) e al settore costiero della piana del Volturno (3).

del terrazzo, a dimostrazione dell'attività tettonica altopleistocenica della piana. A pochi chilometri di distanza dalla linea di costa, inoltre, sono presenti lembi di superfici terrazzate di origine marina in parte modellati su depositi eolici di età "euri-tirreniana" e su prodotti vulcanoclastici del Roccamonfina (BRANCACCIO *et alii*, 1990; ABATE *et alii*, 1998). La rete idrografica nell'area del Foglio non confluisce nel Fiume Garigliano ma defluisce direttamente a mare in prossimità di Baia Felice, dove sono presenti numerosi impluvi rettificati, legati alle opere di bonifica realizzate in epoca borbonica, tra cui il più importante è il Canale d'Auria nei pressi di Baia Felice che in prossimità della sua foce confluisce nel Rio S. Limato, e da impluvi naturali come il Rio Scaccia che scorre nella zona pedemontana della piana, a ridosso della dorsale del M.te Massico in direzione NE-SO e che mostra caratteri di susseguenza. La fascia pedemontana che separa la piana del Garigliano dalla dorsale del M.te Massico evidenzia un paesaggio a bassa pendenza che varia da 2° a 8°, con numerose conoidi torrentizie orientate in direzione SE-NO che si interdigitano a *talus* detritici di età Pleistocene Superiore - Olocene. Alcune conoidi sono dissecate longitudinalmente dai torrenti montani provenienti dalla dorsale carbonatica e localmente nella parte terminale appaiono subpianeggianti e incise dalla rete idrografica così da formare superfici terrazzate. A circa 2-3 km dalla costa attuale e con andamento sub-parallelo a essa, è presente un basso e ampio cordone costiero formato da sabbie eoliche rubefatte, attribuito da BLANC (1950) al "tirreniano" sulla base di informazioni di natura geologica e paleoetnologica, e successivamente studiato da BERGOMI *et alii* (1969) e BRANCACCIO *et alii* (1991) che ne hanno confermato l'età. Le sabbie eoliche affiorano a circa 6 m s.l.m. in un piccolo taglio stradale presso Masseria Transitiello (Comune di Cellole Aurunci) e sono formate da sabbie quarzose debolmente cementate di colore rossastro contenenti prodotti vulcanoclastici sciolti, alterate e in parte colluvionate nella porzione superiore. Verso il basso le sabbie eoliche passano a calcareniti grossolane fossilifere, contenenti resti di *Glycimeris glycimeris*, *Laevicardium crassum*, *Venus* sp., *Spondylus gaederopus* e *Natica* sp., con sottili intercalazioni di livelli di puddinghe con ciottoli appiattiti. Questi depositi di spiaggia sono stati tentativamente correlati a quelli che affiorano in lembi sporadici fra 3 e 7 m s.l.m. sulla costa meridionale del Monte D'Argento, un piccolo rilievo calcareo isolato presente lungo la costa poco più a nord-ovest. Al Monte D'Argento i depositi sono associati a una grotta costiera e a un solco di battigia, disposto a una quota di circa 8 m s.l.m., nella cui parte inferiore si ha una fascia, ampia 2-3 m, di fori di litodomi a luoghi coperti da lembi di calcareniti a *Cladocora coespitosa*. In questi depositi SEGRE (1955) ha descritto una malacofauna a *Glycimeris* sp., *Spondylus gaederopus*, *Conus testudinarius* e *Tritonidea viverrata*, che attribui al "Tirreniano". Sondaggi geognostici realizzati recentemente hanno confermato la presenza dei depositi eolici che sono stati collocati

cronologicamente a $124 \pm 0,5$ ka sulla base di datazioni radiometriche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (AIELLO *et alii*, 2021a). Gli autori grazie ad analisi a carattere multidisciplinare hanno fornito una ricostruzione dell'area identificando cinque significativi stadi morfoevolutivi a partire dal Pleistocene Superiore e precisamente dal MIS5.5 che vede la formazione dei depositi dunari “eutirreniani” (BRANCACCIO *et alii*, 1991; ABATE *et alii*, 1998) connessi a una paleolinea di riva molto più interna rispetto a quella attuale e con una forma più arcuata, posta 2-3 km verso terra rispetto alla linea di costa attuale. Il successivo stadio evolutivo, collocato nel MIS3, è caratterizzato da un livello del mare circa 60 m più basso rispetto a quello attuale e da una attiva deposizione di sedimenti continentali e prodotti piroclastici. Si colloca infatti in questo periodo la deposizione dell'Ignimbrite Campana (GIACCIO *et alii*, 2017b) e dei depositi vulcanoclastici rimaneggiati associati. Viene riconosciuta anche una intensa erosione del *top* deposizionale dei prodotti vulcanoclastici dovuta al pronunciato abbassamento del livello del mare legato al LGM (MIS2) e una dislocazione dei prodotti ignimbritici di circa 6 m. Il terzo stadio evolutivo è legato alla trasgressione marina prodotta dall'innalzamento glacio-eustatico del livello del mare, nella parte iniziale dell'Olocene a circa 8000-7000 anni BP, responsabile della creazione di aree lagunari separate dalla linea di costa, in un contesto di clima caldo-umido. Il successivo stadio collocato a circa 5000-2600 anni BP ha visto una sedimentazione prevalentemente continentale, da lacustre a palustre priva di influenza marina, che testimonia la chiusura della laguna costiera. Gli autori non riconoscono segnali di attività umana o variazioni climatiche a causa delle condizioni locali della vegetazione che mascherano eventuali informazioni provenienti dall'analisi pollinica. L'ultimo stadio evolutivo si caratterizza per un abbassamento del livello del mare e per la forte influenza dell'attività antropica che provocano una progradazione della linea di costa con lo sviluppo delle dune costiere più recenti a partire da 2600 anni BP.

La continuità fisica delle dune oloceniche ed “eutirreniane” (ABATE *et alii*, 1998), distribuite parallelamente alla linea di costa attuale, è interrotta da incisioni fluviali trasversali prodotte dalla rete idrografica. Piccole depressioni poste a tergo della fascia dunare colmate da depositi recenti testimoniano la presenza di “laghi costieri” ubicati nella fascia retrodunare. Numerosi lavori dedicati alla ricostruzione morfotettonica, paleoambientale e paleoclimatica della Piana del Garigliano hanno negli ultimi anni consentito di ampliare il quadro delle conoscenze sulle caratteristiche morfoevolutive e sedimentarie e di fornire vincoli cronologici sulle variazioni della linea di costa a partire dal Pleistocene Superiore fino all'attuale (FERRARI *et alii*, 2012; PENNETTA *et alii*, 2016b; DONADIO *et alii*, 2017; ROVIELLO *et alii*, 2020; AIELLO *et alii*, 2021a; D'OREFICE *et alii*, 2022). Appare necessario sottolineare che almeno 6 gruppi di cordoni dunari olocenici sono stati ricostruiti immediatamente a tergo della spiaggia emersa, formatisi durante

la fase di risalita del livello del mare olocenica (trasgressione versiliana), la cui evoluzione morfosedimentaria è stata fortemente condizionata da fattori antropici (PENNETTA *et alii*, 2011b). Infatti, la riduzione degli apporti solidi legata agli interventi di stabilizzazione e regolarizzazione delle sponde degli alvei fluviali, il prelievo di inerti in alveo e infine le numerose attività di difesa del suolo hanno provocato un mancato rifornimento di sedimenti alla costa che in tal modo ha iniziato ad arretrare. A questi fattori va aggiunta l'espansione urbanistica della fascia litoranea e le attività di balneazione che hanno amplificato i processi naturali in atto. Per effetto dei processi appena elencati la linea di riva è arretrata da 35 a 90 m negli ultimi 55 anni con conseguente migrazione verso la terraferma del sistema duna-spiaggia (PENNETTA *et alii*, 2011a). In ogni caso, le principali fasi di sviluppo dei sistemi dunari nel loro complesso sembrano essere principalmente legate agli effetti di variazioni climatiche e oscillazioni del livello del mare e secondariamente a processi di antropizzazione accelerata (DONADIO *et alii*, 2017).

1.2. - DORSALE DEL M.TE MASSICO (UNITÀ 2)

La dorsale carbonatica del M.te Massico ricade quasi per intero nell'area del Foglio e separa la Piana del Fiume Garigliano a nord da quella del Fiume Volturno a sud (unità fisiografica 2 in Fig. 139). La morfostruttura positiva del M.te Massico orientata in direzione NE-SO, rappresenta un *horst* tettonico delimitato a nord e a sud da faglie dirette antiappenniniche (NE-SO) che hanno ribassato a nord-ovest la piana del Garigliano e a nord-est la piana del Volturno. Faglie normali ad alto angolo con orientazione appenninica (NO-SE) ribassano l'alto morfostutturale a sud-ovest e, in prossimità della fascia costiera, determinano la sua scomparsa nel Mar Tirreno (Fig. 140). Le faglie appenniniche e antiappenniniche appartengono al sistema di faglie del sub-bacino tirrenico che ha iniziato a strutturarsi a partire dal Tortoniano (MALINVERNO & RYAN, 1986) a tergo dell'orogene appenninico e rappresentano l'espressione più superficiale del *rifting* tirrenico (DOGLIONI *et alii*, 2004 e bibliografia contenuta).

L'altezza massima raggiunta dalla dorsale è di 813 m s.l.m. in corrispondenza della cima del M.te Massico; grazie al carattere conservativo delle litologie carbonatiche, al tetto della dorsale sono preservati a varie quote lembi relitti di superfici di erosione attribuibili da letteratura alla Paleosuperficie *Auctt.* (BRANCACCIO *et alii*, 1991; SCHIATTARELLA *et alii*, 2013), già ampiamente riconosciuti in Appennino meridionale. Nelle località di M.S. Martino e M. Mastro Giacomo tali lembi relitti sono posti intorno a 550 m di quota s.l.m. e la loro continuità morfologica è interrotta da scarpate che si raccordano alla fascia pedemontana. Il versante settentrionale appare poco inciso dalla rete drenante e per circa 4 km di

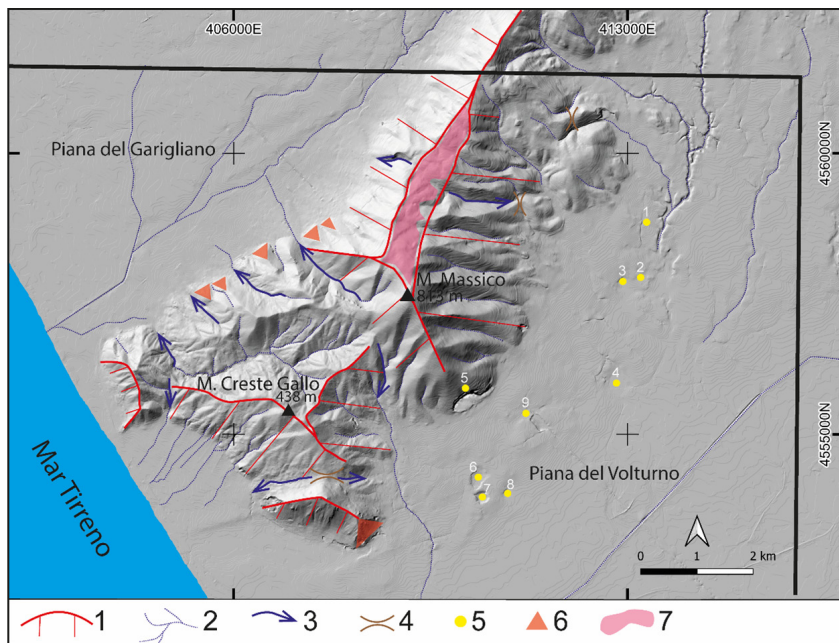


Fig. 140 - Hillshade della morfostruttura positiva del M.te Massico delimitata da versanti di faglia che hanno ribassato la dorsale a nordovest nella piana del Garigliano, a sudest nella piana del Volturno, e a sudovest verso il Mar Tirreno. Legenda: 1) versante di faglia, 2) reticolo idrografico conseguente, 3) corso d'acqua susseguente, 4) sella morfologica, 5) sinkhole, 6) faccette triangolari, 7) lembo di superficie di spianamento. I punti in giallo indicano l'ubicazione geografica dei principali sinkhole: 1: Rio Fontanelle - Masseria Zannini, 2: Fossa Annunziata, 3: La Valla, 4: Lago di Carinola - Lago di Falciano, 5: Fossa Lupara, 6: Fossa del Ballerino, 7: Fossa Barbata, 8: Fossa della Torre. (I riferimenti topografici sono estratti dal sito ISPRA - Progetto Sinkhole, 2002).

lunghezza conserva ancora i caratteri morfologici di un versante di faglia orientato NE-SO (Fig. 140). Il versante meridionale diversamente dal precedente appare molto disseccato dalla rete idrografica che ha generato valli con profilo trasversale a V, con incisione verticale di alcune decine di metri e ventagli di testata stretti e allungati che suggeriscono un'attività erosiva abbastanza recente. Il versante meridionale è bordato alla base da un ampio conoide torrentizio in corrispondenza dell'abitato di Falciano del Massico, mentre verso nord appare limitato dalla Valle delle Conche, una valle asimmetrica orientata in direzione meridiana. Ciò suggerisce un controllo tettonico della valle dovuto alla presenza di una faglia orientata N-S che termina in corrispondenza della ben più grande faglia bordiera antiappenninica del bordo meridionale. La presenza delle superfici di spianamento di

M. Finocchiaro poste tra 350 e 287 m di altezza, indica una dislocazione verticale della paleosuperficie che ha prodotto un rigetto morfologico lungo la faglia meridiana di Falciano del Massico di almeno 200 m (Fig. 140). La linea di spartiacque partendo dal bordo settentrionale del Foglio ha un andamento complessivamente concavo verso est e all'altezza della cima del M.te Massico si biforca in due direzioni, delimitando un evidente versante di faglia orientato in direzione NO-SE che separa la dorsale in due morfostrutture differenti: quella a nord-est che è stata appena descritta e quella a sud-ovest che si caratterizza per un paesaggio più disseccato dalla rete idrografica in cui le forme sono meno conservate e il rilievo non supera i 438 m di altezza (M. Crestegallo). Il differente grado di modellamento di quest'area è legato al maggiore grado di erodibilità delle successioni arenaceo-pelitiche che formano buona parte del settore meridionale della morfostruttura. Questo è delimitato a sud-ovest dal versante di faglia di M. Cicoli, orientato NNO-SSE, di M.S. Anna-M. Crestegallo orientato NO-SE e di M. Petrino orientato ONO-ESE. Questi tre versanti di faglia terminano nella sottile fascia costiera che separa le due piane del Garigliano e del Volturno. In particolare, il versante di M.S. Anna-M. Crestegallo sembra essere quello maggiormente disseccato dai processi lineari e areali che hanno prodotto una fascia detritico-alluvionale ampia circa 1 km che verso la linea di costa passa a depositi colluviali (b_7). Sembra quindi che i processi di denudamento accelerato siano stati i responsabili del maggiore arretramento di questo versante rispetto a quelli circostanti.

1.3. - SETTORE COSTIERO DELLA PIANA DEL VOLTURNO (UNITÀ 3)

La Piana del Volturno ricade nella porzione settentrionale della Piana Campana, un'ampia depressione morfostrutturale generata a partire dal Pleistocene Inferiore lungo il bordo tirrenico della catena appenninica meridionale e colmata da sedimenti clastici costiero-alluvionali e prodotti vulcanici, questi ultimi legati all'attività eruttiva degli apparati vulcanici quaternari dei Campi Flegrei, del Somma-Vesuvio e del Roccamonfina (DI GIROLAMO, 1968a; IPPOLITO *et alii*, 1973; APRILE, & ORTOLANI 1979; CINQUE *et alii*, 1987, 2000; ROMANO *et alii*, 1994; BRANCACCIO *et alii*, 1995; APRILE *et alii*, 2004; PUTIGNANO *et alii*, 2007; RUBERTI *et alii*, 2014, 2022). Nell'area del Foglio è presente il tratto terminale della piana del Fiume Volturno, che passa lateralmente al complesso di foce del Fiume Volturno e al sistema costiero-dunare che hanno prodotto la separazione morfologica tra la pianura alluvionale e il Mar Tirreno (unità fisiografica 3 in Fig. 139). Il Fiume Volturno, che scorre da nord-est verso sud-ovest per circa 8 km con andamento sinuoso e canali a meandri, nella porzione meridionale del Foglio sfocia nel Mar Tirreno dove, in corrispondenza dell'abitato di Castel Volturno genera

un complesso di foce messo in risalto anche dalla forma arcuata e a cuspidi della linea di costa. In destra e sinistra idrografica del Fiume Volturno sono presenti forme relitte di meandri abbandonati che testimoniano la divagazione laterale del canale principale in epoca storica che ha raggiunto un'ampiezza di circa 3 km. Il settore della piana alluvionale del Fiume Volturno a tergo del sistema costiero-dunare presenta aree localizzate a morfologia più depressa rispetto al livello medio della piana come già evidenziato da molti autori (AMOROSI *et alii*, 2013; RUBERTI *et alii*, 2014; CORRADO *et alii*, 2020), a dimostrazione della presenza di aree lagunari/palustri alimentate in occasione degli episodi di esondazione del Fiume Volturno (Fig. 141). L'esistenza di canali relitti nel complesso di foce è testimoniata dal canale lagunare che si chiude a tergo del sistema costiero-dunare in località Lavapiatti (a sud-ovest di Volpicella). A causa dei numerosi episodi di impaludamento a cui andava soggetta la piana in occasione degli episodi di esondazione del Volturno, furono realizzati in epoca borbonica alcuni canali artificiali, tra cui i più importanti sono l'Agnena nuova, il Torrente Savone e i Regi Lagni. Nel Foglio sono ben evidenti i tratti terminali dei primi due canali, entrambi posti a nord del Volturno, mentre il terzo occupa solamente un piccolo segmento di circa 1,7 km di lunghezza a sud. La fascia alluvionale bonificata è delimitata verso mare dal sistema duna-spiaggia in cui sono presenti diverse generazioni di dune che raggiungono altezze fino a 5 m s.l.m. I cordoni dunari tendono a chiudersi verso nord in corrispondenza dell'abitato di Mondragone e della dorsale del Mte. Massico; verso sud aumentano la loro spaziatura fino a raggiungere le distanze maggiori in corrispondenza del canale del Fiume Volturno oltre il quale appaiono con andamento planimetrico sub-parallelo e una spaziatura ridotta (Fig. 142).

La forma cuspidata dell'apparato di foce testimonia l'efficacia dell'apporto clastico fornito dal sistema fluviale in età olocenica e attuale in relazione all'influenza esercitata dalle correnti marine lungo costa. Bisogna sottolineare che l'elevata attività antropica registrata nell'area fin dall'epoca romana ha largamente modificato l'originario paesaggio dunare, causando la riduzione degli ecosistemi vegetazionali che contribuivano a fissare i cordoni dunari (DONADIO *et alii*, 2017; D'OREFICE *et alii*, 2020).

La piana del Volturno si chiude verso nord contro la dorsale carbonatica del massiccio del M.te Massico, orientato in direzione NE-SO e delimitato alla base da faglie normali ad alto angolo. La zona pedemontana sud-orientale della dorsale del Massico è disposta lungo l'allineamento Mondragone-Falciano del Massico-Carinola con una pendenza media di pochi gradi lungo una superficie di oltre 2 km di lunghezza e 12 km di ampiezza, che occupa un'area di circa 25 km² fino a raggiungere la superficie pianeggiante della valle.

Quest'area è interamente occupata dai depositi vulcanoclastici del Tufo Grigio Campano che passano gradualmente e verso valle ai depositi alluvionali della

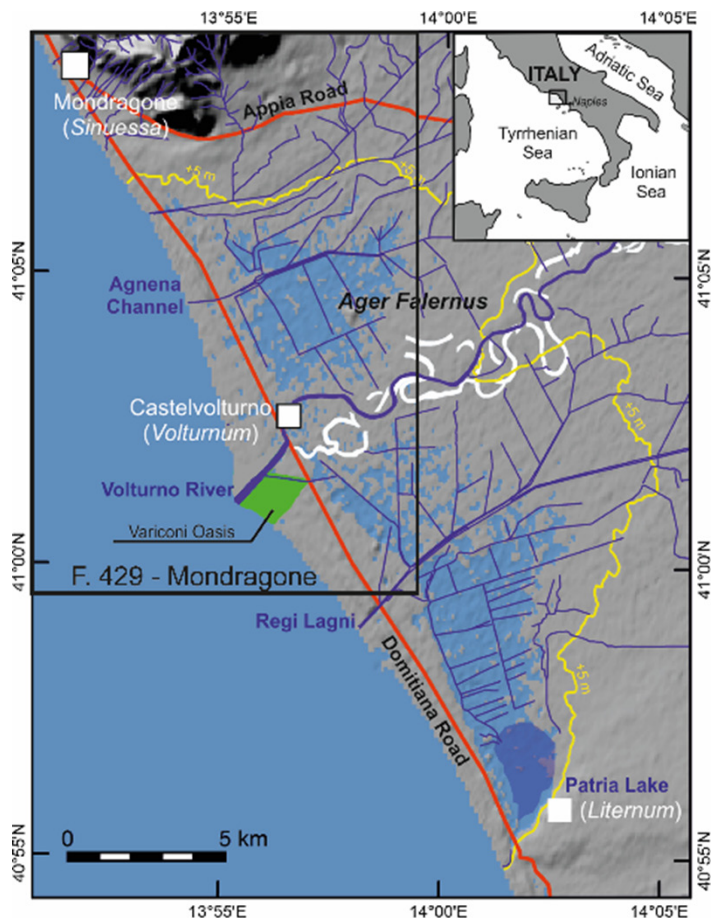


Fig.141 - Hillshade della piana del Volturno che mostra con il colore blu la distribuzione spaziale delle aree con altezza ≤ 0 m s.l.m. nell'entroterra, a tergo del sistema costiero-dunare (modificato da RUBERTI & VIGLIOTTI, 2017). In nero è indicato il box in cui ricade l'area del Foglio 429 Mondragone.

piana. Localmente, sono presenti conoidi torrentizi come quello del Canale di S. Paolo, a sud del M.te Massico, formato da vulcanoclastiti, carbonati e arenarie inciso per alcuni metri dall'alveo con evidenti caratteri di susseguenza. L'aspetto morfologico peculiare della fascia pedemontana sud-orientale della dorsale del M.te Massico è rappresentato da numerose forme di sprofondamento subcircolare note come *sinkhole*, il cui censimento è stato realizzato dall'ISPRA a partire dal 2002 in un progetto a scala nazionale denominato "Progetto Sinkhole". Informa-

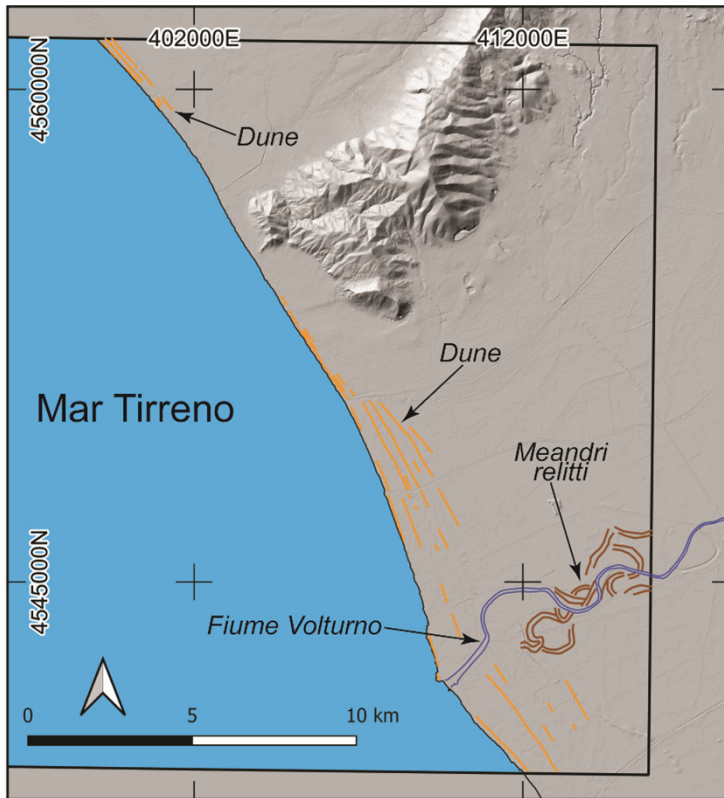


Fig. 142 - Distribuzione dei sistemi di cordoni dunari nelle piane del Garigliano e del Volturno e dei meandri relitti del Fiume Volturno.

zioni dettagliate sulla organizzazione del progetto e sul contenuto del database si possono trovare online al seguente link: <https://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/cartella-progetti-in-corso/suolo-e-territorio-1/il-progetto-sinkhole/index>.

Nella fascia pedemontana conosciuta come Agro Falerno (DEL PRETE *et alii*, 2008), sono stati censiti nove *sinkholes*, tutti generati nelle piroclastiti del Tufo Grigio Campano affioranti nella fascia pedemontana ad eccezione del *sinkhole* di Fossa Lupara (numero 5 in Fig. 140) che si è generato nei depositi calcarei del M.te Massico. La forma di sprofondamento più estesa è quella che occupa il Lago di Carinola o Lago di Falciano che si estende per circa 93.000 km² (numero 4 in Fig. 140). Il Lago ha subito nel tempo molte modifiche di tipo idraulico fin dall'epoca dei Borboni, che fecero realizzare due canali per il drenaggio delle acque. Le fonti storiche fanno comunque risalire la genesi del lago a prima del 1600. Alcuni autori

hanno ipotizzato che la genesi del lago fosse legata alla presenza di un *maar* con cratere esplosivo di tipo gassoso (SCHERILLO *et alii*, 1965, 1968; ZANNINI, 2001), mentre altri sostengono una sua origine da sprofondamento in materiali fini di natura piroclastica e alluvionale (DEL PRETE *et alii*, 2008). A circa 2 km a nord-est del lago di Carinola-Falciano sono ubicati i *sinkholes* di Fossa Annunziata e La Valla (rispettivamente 2 e 3 in Fig. 140), interpretati da SCHERILLO (1965) - sulla base di documenti storici - come crateri generati da un'eruzione gassosa avvenuta nel 276 d.C nel vulcano del Roccamonfina e già presenti in epoca romana. La Fossa Annunziata è profonda circa 8 m con forma sub-ellittica orientata in direzione NO-SE e estensione pari a circa 0,015 km². Allo sbocco della galleria ferroviaria del M.te Massico, a circa 1,6 km a sud-ovest del Lago di Carinola-Falciano è presente il *sinkhole* di Campoli (9 in Fig. 140), che presenta una forma ellittica in pianta, allungata in direzione NO-SE per circa 250 m e che appare fortemente rimodellato dall'attività antropica con scarpate che arrivano anche a 10 m di altezza (DEL PRETE *et alii*, 2008). A circa 1,6 km a SSO della depressione di Campoli si trova un gruppo di tre depressioni, la Fossa del Ballerino, la Fossa Barbata e la Fossa della Torre (rispettivamente 6, 7 e 8 in Fig. 140). Il primo *sinkhole* (6) mostra in pianta una forma complessa "a otto" generata dalla coalescenza di due singole depressioni (DEL PRETE *et alii*, 2008), ha l'asse maggiore orientato NE-SO e un'estensione di circa 0,085 km². La depressione è profonda circa 14 m e la sua base è posta a circa 28-29 m s.l.m. La Fossa Barbata (7) posta meno di cento metri a sud della precedente ha una forma subcircolare, il diametro di circa 200 m e un dislivello di 22 m rispetto al piano campagna (DEL PRETE *et alii*, 2008). Le informazioni bibliografiche riportano una quota di fondo della depressione che varia da 27 m a 23 m di altezza s.l.m. mentre misure realizzate su DTM con risoluzione a 5 m hanno fornito una quota di 20 m. La differenza di misura potrebbe essere legata all'altezza del livello dell'acqua che colma attualmente la depressione rispetto alla sua base presente nel DTM. La Fossa della Torre (8), posta a meno di 500 m a SE dalla Fossa del Ballerino, è meno conservata rispetto alle due precedenti depressioni a causa della intensa attività di rimodellamento antropico; sono visibili solamente piccole scarpate sul lato occidentale. Il lato orientale è quasi completamente scomparso; il fondo della conca è a 22 di quota s.l.m. Secondo DEL PRETE *et alii* (2008) la genesi di queste depressioni sarebbe da attribuire a meccanismi di *collapse sinkhole* nei calcari e *cover/deep piping sinkhole* nei depositi clastici alluvionali e nelle piroclastiti. Appare quindi alquanto improbabile secondo gli autori una loro origine vulcanica sulla base dell'evoluzione nel tempo delle forme, della presenza di pareti sub-verticali tipiche degli sprofondamenti improvvisi e dell'assenza di depositi lungo i bordi delle pareti. Sembra quindi più realistico associare le forme a un processo di sprofondamento per erosione progressiva o liquefazione di livelli pelitici saturi in occasione di eventi sismici.

Evoluzione della linea di costa

La fascia costiero-dunare della piana del Volturno si estenda a partire dall'abitato di Mondragone a nord e precisamente da P.ta dei Tamari fino alla Pineta Grande dell'abitato di Castel Volturno a sud, si sviluppa per una lunghezza di circa 16 km in direzione NO-SE e un'ampiezza con forma a losanga che varia da poche centinaia di metri nel settore settentrionale fino a circa 3 km in prossimità dell'area di foce. L'evoluzione della piana costiera è stata investigata da numerosi autori che hanno affrontato in maniera differente lo studio dell'area focalizzandosi sugli aspetti tettono-stratigrafici, sedimentologici, geomorfologici e di evoluzione ambientale (AMOROSI *et alii*, 2012, 2013; RUBERTI & VIGLIOTTI, 2017; ALBERICO *et alii*, 2018; CORRADO *et alii*, 2020). Molti autori sono concordi nell'affermare che negli ultimi secoli l'evoluzione della linea di costa della Piana del Volturno è stata simile a quella di altre aree costiere tirreniche e adriatiche (DONADIO *et alii*, 2017; ALBERICO *et alii*, 2018) in cui prevalevano i processi erosivi lungo la linea di costa che arretrava, mentre le aree deltizie prossime alle foci fluviali erano stabili o in leggero avanzamento grazie alla ridistribuzione dei sedimenti provenienti dai canali (BELLOTTI, 2000; PRANZINI, 2001; AUCELLI *et alii*, 2009; DI RITA *et alii*, 2010; ALBERICO *et alii*, 2011, 2018; BELLOTTI *et alii* 2011; GIRAUDI 2011; AMATO *et alii*, 2012; MILLI *et alii*, 2013). Ai processi erosivo-deposizionali legati agli apporti solidi provenienti dall'entroterra e che portavano la linea di costa ad arretrare o avanzare bisogna sommare l'attività vulcano-tettonica e i processi di subsidenza locale che hanno generato movimenti di natura verticale nella piana (SACCHI *et alii*, 2014b; AUCELLI *et alii*, 2016; MATANO *et alii*, 2018). La rapida subsidenza legata ai movimenti tettonici del Pleistocene Inferiore e Medio ha generato nella Piana del Volturno un consistente riempimento di depositi alluvionali costituiti da sedimenti fluviali, lagunari e di palude a cui si intercalavano i prodotti piroclastici provenienti dai diversi episodi eruttivi del distretto dei Campi Flegrei, del Somma Vesuvio e del Roccamonfina, strettamente legati all'attività delle faglie bordiere della valle (ROMANO *et alii*, 1994; CINQUE *et alii*, 1997; DE VIVO *et alii*, 2001; MILIA & TORRENTE, 2003). Nel corso del Pleistocene Superiore-Olocene, l'evento trasgressivo collocato tra 15-6 ka BP ha determinato un generale aumento dell'apporto solido nella parte bassa della piana del Volturno, seguito da un arretramento della linea di costa che rispetto alla posizione attuale si è spostata da 6 km fino a circa 10 km verso l'entroterra (AMOROSI *et alii*, 2012; SACCHI *et alii*, 2014a). A partire da circa 6.5 ka BP (Fig. 143) la linea di costa progradava progressivamente verso mare con la crescita dell'apparato deltizio del Fiume Volturno (BARRA *et alii*, 1996; CINQUE *et alii*, 1997; AMOROSI *et alii*, 2012). Questa importante fase di progradazione costiera ha consentito la formazione di un complesso sistema deltizio, con dune costiere e depressioni retrodunari che hanno prodotto aree lagunari/paludose. La

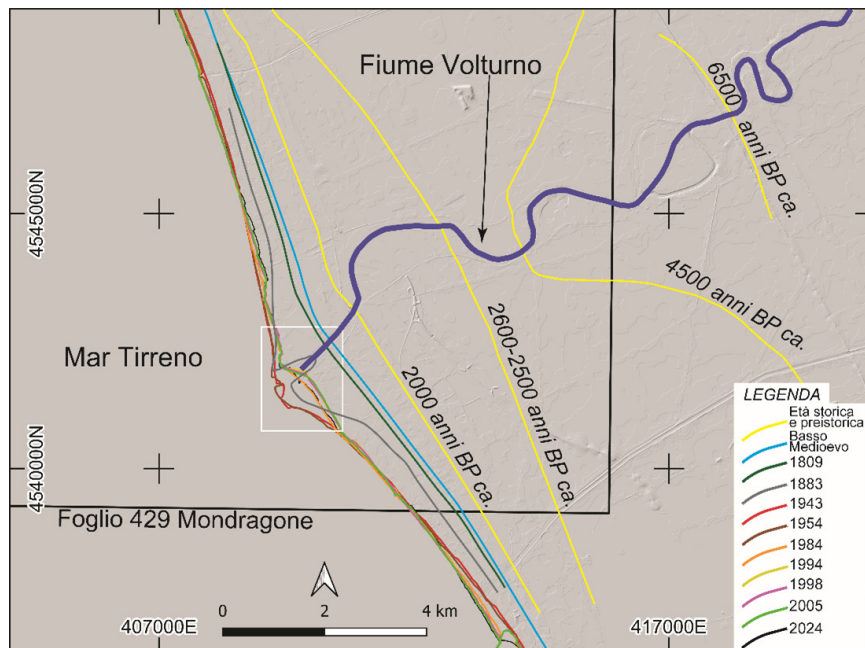


Fig 143 - Ricostruzione dell'andamento della linea di costa in epoca preistorica, storica e attuale (fonte dati: ORTOLANI & PAGLIUCA, 1999; RUBERTI & VIGLIOTTI, 2017; ALBERICO et alii, 2018). Nel riquadro bianco il dettaglio della Figura 144.

progradazione del delta alluvionale della foce del Volturno ha provocato, dunque, lo sviluppo progressivo di ambienti continentali, caratterizzati da paludi e zone umide come parte integrante della pianura alluvionale costiera che, a partire da circa 5,5 ka cal BP, hanno raggiunto la loro massima espansione (AMOROSI *et alii*, 2012; RUBERTI *et alii*, 2014; SACCHI *et alii*, 2014a). Circa 2 ka cal BP, lungo la zona costiera, persistevano ambienti di spiaggia e lagunari (Fig. 143). Le aree lagunari e palustri retrodunari persistettero almeno fino all'epoca romana. Ciò è confermato anche dalle tracce delle due maggiori strade romane che attraversavano la Piana del Volturno da nord a sud (es. Appia e Domitiana) che correvano lungo il cordone dunale litoraneo (es. Via Domitiana) o portandosi all'interno evitando completamente le zone umide, attraversando a monte la piana costiera, lungo il suo margine interno (es. Via Appia). La progressiva e recente evoluzione del settore di piana costiera del Volturno è stata caratterizzata dall'intensificarsi dei fenomeni di alluvionamento delle aree paludose dovuti essenzialmente a processi fluviali di *overbank* e/o colmate di origine antropica (interventi di bonifica),

fino alla configurazione attuale. Le fonti storiche suggeriscono che - grazie alla ricostruzione della linea di costa in epoca romana collocata tra Sinuessa e Volturnum e la via Domitiana - fin dall'epoca romana sia il delta che l'intera linea di costa erano in avanzamento (COCCO *et alii*, 1992). Dal periodo romano fino al XVI secolo è stata registrata una progradazione della linea di costa di oltre 600 m in corrispondenza della foce del Volturno e di poche decine di metri nell'area della città romana di Sinuessa. La tendenza alla progradazione della linea di costa si è avuta anche tra il 1500 e il 1700 con un decremento dei tassi di progradazione da 100 m a 10 per secolo (COCCO *et alii*, 1992).

Bisogna sottolineare che già fin dal 1500 il reame spagnolo aveva avviato una attività di bonifica dell'area con importanti modificazioni del paesaggio e della rete idrografica e molte di queste attività saranno poi definitivamente completate nel secolo scorso (RUBERTI *et alii*, 2014; RUBERTI & VIGLIOTTI, 2017). Dalle ricostruzioni storiche realizzate da numerosi autori (AUCELLI *et alii*, 2009; DI RITA *et alii*, 2010; ALBERICO *et alii*, 2011, 2018; BELLOTTI *et alii*, 2011; GIRAUDI 2011; AMATO *et alii*, 2012; MILLI *et alii*, 2013; RUBERTI *et alii*, 2014; RUBERTI & VIGLIOTTI, 2017; CORRADO *et alii*, 2020) si è visto che nel periodo 1817-1860 la costa era in erosione, a causa delle opere di bonifica realizzate dai Borboni che avevano ridotto l'apporto solido dei corsi d'acqua verso la costa. Dal 1860 e per circa 60 anni la linea di costa era in progradazione e solo una piccola porzione della costa in prossimità della foce del Fiume Volturno era in erosione sempre a causa del ridotto apporto solido in seguito alla costruzione della diga di Ponte Annibale sul Fiume Volturno (ALBERICO *et alii*, 2018). Nel periodo 1943-1954 la linea di costa è avanzata di circa 500 m rispetto alla sua posizione attuale, ma negli anni successivi ha iniziato ad arretrare fino ad arrivare intorno al 1985 alla sua posizione attuale (Fig. 144). Ciò è dovuto al fatto che dal 1962 al 1992, la realizzazione di altre opere di sbarramento e l'estrazione di inerti dal bacino idrografico del Volturno hanno causato una ulteriore diminuzione degli apporti solidi a cui vanno aggiunti la rapida crescita degli insediamenti urbani e la distruzione della vegetazione dunare che hanno aumentato l'instabilità dell'area costiera raggiungendo valori critici nel 1994 con l'ingressione di circa 650 m verso terra rispetto alla linea del 1954. A partire dagli anni 2000 e fino al 2005 si nota una sostanziale stabilità della linea di costa a nord e sud della foce, con un successivo avanzamento di circa un centinaio di metri che riporta la linea di costa alla sua posizione attuale (Fig. 143). Per una descrizione dettagliata dell'evoluzione della linea di costa si rimanda ai lavori di ALBERICO *et alii* (2018), RUBERTI & VIGLIOTTI (2017), AMOROSI *et alii* (2013), DONADIO *et alii* (2017).

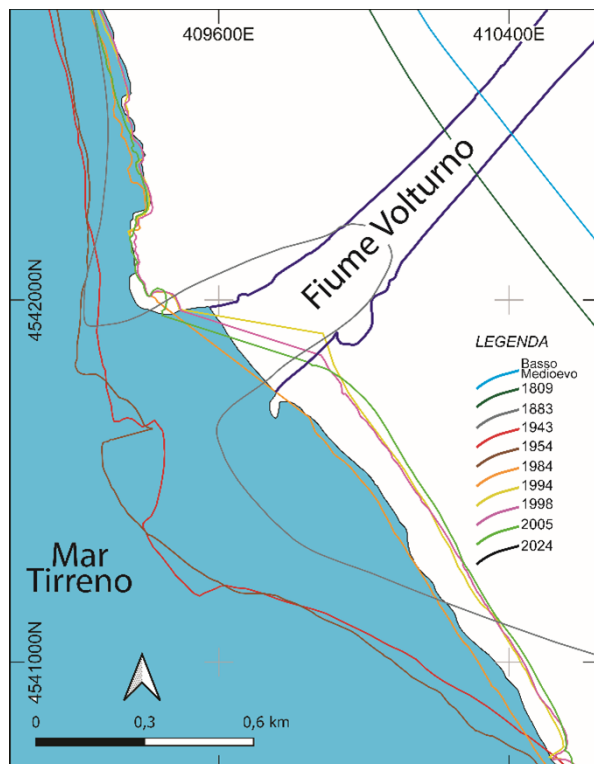


Fig 144 - Dettaglio dell'andamento della linea di costa dal Basso Medioevo al 2024 (fonte dati: ORTOLANI & PAGLIUCA, 1999; ALBERICO et alii, 2018).

Le opere di bonifica in epoca storica

Il Fiume Volturno è il più importante corso d'acqua dell'ex Reame di Napoli e nel suo ultimo tratto, che va dall'abitato di Capua alla foce nel Tirreno, con direttrice Nord-Est Sud-Ovest, si sviluppa per una lunghezza di oltre 43 km su una distanza in lineare retta di soli 26 km, formando ampi meandri nelle alluvioni, le quali hanno dato luogo alla formazione della quasi totalità di quella vasta area pianeggiante, chiamata in passato "Terra dei Mazzoni". In quest'ultimo tratto, le acque del fiume in piena, cariche di limo fertilissimo, sono state per più anni, e lo sono tuttora, deviate per colmare i bassi morfologici paludosi presenti ai due lati del fiume, a cominciare poco a valle degli abitati di Cancellò e Arnone e fino alle dune litoranee.

Le opere di regimazione idraulica, susseguitesì in tempi e con modalità diverse, hanno inciso fortemente sul paesaggio fisico modellato in formazioni sedimentarie e vulcaniche, generando forme del paesaggio diverse ma in ogni caso riconducibili a una comune matrice fluvio-costiera. In epoca storica l'area a nord di Napoli conosciuta come Litorale Domizio ebbe un intenso sviluppo come testimoniano le tracce dei tanti insediamenti persino preistorici che si ritrovano disseminati nei rilievi prossimi alla costa a partire dal Monte Massico fino ai Campi Flegrei (PICA *et alii*, 2017). In epoca romana l'imperatore Domiziano realizzò, a partire dal I sec. d.C., una importante arteria stradale, la *Regina Viarum*, ottenuta distaccando dalla via Appia un asse viario in grado di collegare tra loro le colonie marine presenti tra gli antichi abitati di Sinuessa e Puteoli. Questa nuova arteria era realizzata a ridosso delle aree montane del casertano e del beneventano poiché nelle aree più depresse del basso Volturno erano presenti ampie aree paludose che rendevano la zona malsana e non abitabile. Alla luce di queste considerazioni, la colonizzazione romana era limitata alle sole zone litorali isolando i centri abitati delle aree interne che rimangono isolate per tutto il medioevo. Nelle antiche testimonianze letterarie, infatti Neapolis è associata al corso del Torrente Clanio che la separa a nord dalla fascia marittima dell'*Ager Campanus*. La città di Napoli a partire dall'anno mille ebbe un notevole sviluppo socio-economico con un incremento della popolazione che tra il 1500 e il 1650 passò da 120.000 a oltre 300.000 abitanti. L'incremento demografico in tutta la regione rese sempre più impellente il problema del deflusso delle acque superficiali e il fenomeno dell'impaludamento di vasti territori del regno di Napoli, a partire dalle aree costiere delle province di Terra di Lavoro, Napoli, Principato Citra, Capitanata, Molise, Abruzzo Ultra 1 e 2, Calabria Citra e Calabria Ultra 1 e 2, fino alle aree interne di numerosi bacini idrografici fluviali e lacustri. La necessità di bonificare queste aree divenne urgente, anche in seguito all'epidemia di peste che nel 1529 aveva provocato a Napoli oltre 60.000 morti, e fu così che venne progettata una nuova rete di canali per la regimazione del Torrente Clanio conferendo l'incarico al famoso architetto napoletano Domenico Fontana. L'alveo naturale del Clanio compreso tra Acerra e Vico del Pantano venne rettificato e l'alveo fu approfondito passando da 1,31 m a 2,12 m (PICA *et alii*, 2017). Nei primi anni del 1800 e con l'arrivo di Carlo Afante de Rivera già capo del Corpo di Ponti e Strade equivalente dell'attuale Ministero dei Lavori Pubblici che tra il 1824 e il 1852 vennero intensificate le opere di bonifica (CONTI & PIGNATELLI SPINAZZOLA, 2010; D'ELIA, 1930). La Campania fu la regione maggiormente interessata dagli interventi di bonifica statale, considerando le aree costiere, quali il bacino inferiore del Volturno, i Regi Lagni e la Piana del Sele, le aree a coltivazione intensiva delle Paludi di Napoli, l'Agro Nocerino e il Bacino del Sarno e le vallate interne del Vallo di Diano, del Matese e del distretto di Nola. Le opere di bonifica per colmata, iniziate negli ultimi anni

del cessato Governo Borbonico e proseguite fino ai primi del '900, hanno determinato il risanamento idraulico e igienico di estese zone.

Le zone di piana più distanti dal corso del Fiume Volturno, che in sinistra idrografica formano la campagna Vicana e in destra ricadono nel corso d'acqua denominato Regia Agnena, saranno bonificate in seguito mediante prosciugamento meccanico fino a raggiungere il loro risanamento nel minor tempo possibile. Le grandi aree pianeggianti che formavano la cosiddetta "Terra dei Mazzoni", che nella metà del 1800 costituivano una immensa palude inaccessibile, diventarono con le prime bonifiche una delle zone più rigogliose del Mezzogiorno d'Italia nei primi anni del '900, nella quale l'agricoltura trovò ampio sviluppo per la fertilità eccezionale del terreno e dove prosperarono industrie agricole di forte entità. Le bonifiche furono individuate come le opere più importanti per la ripresa dello sviluppo economico, sia agricolo che industriale, atte a consentire la rinascita dell'agricoltura in aree considerate improduttive, e anche a rendere più produttive aree a vocazione industriale, come successe dopo l'alluvione del 1842 nel Matese, con la bonifica dei corsi d'acqua del Torano e del Volturno, per la ricostruzione dei cotonifici distrutti dall'alluvione. La documentazione posseduta dagli archivi statali è numerosa, a differenza di quella cartografica che appare meno rilevante per la perdita di carte specifiche nel corso degli anni. Per la documentazione cartografica bisogna far riferimento alla cartografia generale del regno di Napoli, dall'Atlante di Giovanni Antonio Rizzi Zannoni a quello di Benedetto Marzolla, e a carte topografiche, quali la Carta Topografica e Idrografica dei Contorni di Napoli (VALERIO, 2008).

La bonifica in destra e in sinistra del Volturno è stata realizzata sulle due linee di compluvio quella dei R.R. Lagni in sinistra idrografica e quella del R. Canale Agnena in destra, ma anche sulle operazioni di colmata, realizzate in modo discontinuo, nelle zone che frammentariamente, si trovavano intercluse tra le anse del fiume e le aree adiacenti. La sistemazione idraulica, iniziata prima dai Borboni, e poi continuata dal Governo italiano, ha trasformato molto il paesaggio dell'entroterra che in passato era formato da boschi e paludi, mentre pochi interventi di bonifica sono stati fatti nell'area di costa prospiciente al mare, nel quale lo scolo naturale era impossibile e la colmata artificiale è stata efficiente solo in parte (LA MARCA, 1929). In questo settore sono stati concentrati i lavori di prosciugamento artificiale dei Consorzi di bonifica in modo da completare la loro trasformazione agraria così come fu fatto per i terreni delle zone più interne. Come già detto questo tratto della bassa valle del Fiume Volturno, a nord di Lago Patria è conosciuta come "Terra dei Mazzoni" e rientra in quel territorio storicamente noto nei secoli passati come "*Campania felix*", "*Liburia*" e "*Terra di Lavoro*". Il termine Mazzoni deriva da Mazzonari con cui venivano indicati gli allevatori di bufale, muniti di un lungo e sottile arnese con una punta metallica, detto popolarmente mazzone,

utilizzato per gestire la mandria. La massima espansione di questo territorio si ebbe durante il Regno di Sicilia (XII secolo), grazie alle conquiste normanne, e in epoca Sveva (XIII secolo). Nel Novecento, durante il ventennio fascista, la “Terra di Lavoro” estesa per oltre 5200 kmq fu definitivamente soppressa con decreto del 2 gennaio 1927 e con l’idea di riconsiderare i territori in base al numero di abitanti e vennero in tal modo create 17 nuove provincie.

Questo territorio bonificato ripetutamente nel corso dei secoli era infatti soggetto alle ripetute esondazioni del Fiume Volturno a partire dalla zona a valle dell’abitato di Capua. Qui, infatti, l’alveo non riusciva a contenere le piene che arrivano da monte e invadevano la piana circostante anche grazie alla conformazione naturale del paesaggio che vedeva il Volturno come un canale pensile che durante le piene trasportava le acque verso i contigui canali dei Regi Lagni in sinistra idrografica e della Regia Agnena in destra idrografica. Un primo progetto di arginatura del canale del Volturno venne realizzato nel 1903 tra gli abitati di Brezza-Grazzanise e Cancellorosso-Ortona che conservò i vari meandri nell’area golenale seguendo la direzione prevalente del corso d’acqua. Questi interventi furono realizzati con il terreno prelevato dall’apertura di contrafossi di scolo e di cave di prestito nelle aree golenali. Nel 1904 venne poi realizzata l’arginatura del tratto fluviale a monte del precedente, tra Capua e Brezza-Grazzanise a seguito delle esondazioni che continuavano a ripetersi periodicamente. La bonifica, come noto, iniziata già sotto i Borboni con la sistemazione dei corsi dei Regi Lagni e dell’Agnena, è stata continuata dopo la Prima guerra mondiale dall’O.N.C. nelle aree comprese tra il Monte di Cuma e il lago di Patria, ma solo nell’ultimo dopoguerra è stata portata avanti in modo organico da un Consorzio che si è occupato della costruzione di case rurali e alla trasformazione agraria e fondiaria. L’area del comprensorio di bonifica è di 50.000 ha, ripartita tra le province di Napoli e di Caserta; ma le opere irrigue interessano attualmente piccole aree tra il Volturno e l’Agnena, mentre canali di irrigazione realizzati nella terra dei “Mazzoni” e nella tenuta di “Carditello” sono alimentati dalle acque del Volturno grazie allo sbarramento di Ponte Annibale.

Tra i principali canali rettificati che drenano le acque piovane e sorgive della vasta pianura sita a nord di Napoli e le convogliano da Nola verso Acerra e, quindi, al mare, tra la foce del Volturno e il Lago Patria i più conosciuti storicamente sono quelli dei Regi Lagni. Essi formano un complesso sistema drenante che è sede di una cospicua deposizione detritica proveniente dall’erosione dei rilievi montuosi e collinari circostanti, per cui hanno sempre richiesto, ai fini della tutela e della loro efficienza, una continua opera di manutenzione. La loro bonifica è stata da sempre una delle principali opere agrarie realizzate in Italia meridionale in virtù del fatto che il bacino idrografico disponibile per la bonifica ha un’estensione di oltre centomila ettari, in gran parte pianeggianti, è esteso per circa 60 km

in direzione Est-Ovest ed è delimitato a nord dai rilievi che da Caserta, Maddaloni, il baianese e il nolano arrivano fino al Vallo di Lauro, e a sud dal versante settentrionale dell'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio. Il canale principale di questo bacino idrografico, che parte dal Ponte delle Tavole presso l'abitato di Marigliano posizionandosi dopo un ampio meandro al centro della Piana Campana intorno all'abitato di Acerra corrispondeva al corso del Clanio, un'incisione torrentizia che sin dall'antichità era di ostacolo alle comunicazioni tra la costa e l'entroterra, particolarmente nei mesi invernali. Già in epoca augustea i centri abitati lungo il suo corso erano spesso minacciati dalle inondazioni, tanto da considerare Liternum, circondato dalle acque stagnanti, un "*ignobilis vicus*". I devastanti effetti sulla piana dovettero accentuarsi notevolmente durante il medioevo per l'abbandono delle campagne, e proprio il corso del Clanio fu identificato con i confini settentrionali del ducato napoletano (DI RESTA, 1985). Solo in epoca normanno-sveva e angioina saranno avviati una serie di timidi interventi tesi a restituire all'agricoltura la "*Campania Felix*" degli autori classici, flagellata oramai dalle inondazioni e dalla malaria. Un diploma del 1311 di Roberto d'Angiò al Giustiziere di Terra di Lavoro rappresenta in questo senso il primo tentativo di risolvere i problemi di ristagno delle acque del Clanio, causati dal percorso lungo e tortuoso, ma soprattutto dalla "*humana malitia*".

La consuetudine, consolidatasi per secoli, di riversare nelle acque i residui della lavorazione della canapa e del lino ne aveva infatti ostruito in più punti il naturale deflusso, causando frequenti inondazioni nelle stagioni più piovose e fastidiosi ristagni in estate. La questione fu nuovamente affrontata dalla prima metà del XV secolo, nell'ambito degli interventi di pianificazione territoriale intrapresi dai sovrani aragonesi per la bonifica dei terreni paludosi nell'ottica dello sfruttamento delle vie d'acqua e del potenziamento degli sbocchi sul mare per l'approvvigionamento e la difesa delle città intorno alla capitale (CONTI & PIGNATELLI SPINAZZOLA, 2010). In questo senso, particolarmente interessanti appaiono i progetti per il riassetto del bacino del Clanio attraverso la pulitura degli alvei, l'innalzamento degli argini e la creazione di nuovi canali di scolo, e per il recupero del Volturno in prospettiva di una sua navigabilità sino a Capua, considerata unitamente a Nola caposaldo del sistema difensivo intorno alla città di Napoli (CONTI & PIGNATELLI SPINAZZOLA, 2010). Agli inizi del 1500 numerose sorgenti alimentavano il Torrente Clanio, che lambiva Acerra e si snodava verso il lago Patria. Acerra in particolare soffriva per le esondazioni del Torrente Clanio e del Torrente Avella. Durante le piene, in primavera e in estate, l'acqua del fiume arretrava danni ai raccolti e poi si disperdeva nella zona, dando luogo ad aree palustri, da cui il nome di Bosco Fangone. Il territorio era infestato dall'orribile puzzo proveniente dalle "mefite" e dalla malaria che imperversava nei territori paludosi. Gli Aragonesi furono i primi a cercare, tra l'agosto 1466 e l'ottobre 1469, una

soluzione al problema degli allagamenti, con interventi di diserbo degli alvei, di ricavo di canali di scolo, di riempimento degli argini e di consolidamento dei percorsi viari, senza però risolvere il problema. Tuttavia, nonostante gli sforzi intrapresi dai tecnici reclutati dai sovrani aragonesi, ancora alla metà del secolo successivo i problemi dovevano essere ben lungi dall'essere risolti, tanto che nel 1544 il viceré don Pedro de Toledo intervenne con la realizzazione di qualche ponte e del nuovo Lagno della Pietra. Solo alla fine del secolo fu deciso di intervenire drasticamente sul risanamento idraulico delle pianure a nord della capitale su iniziativa del viceré Juan de Zuniga (CONTI & PIGNATELLI SPINAZZOLA, 2010). Nei primi mesi del 1589 un gran numero di tecnici fu infatti incaricato di rilevare l'intero percorso dei Regi Lagni, poi riportato in un unico disegno da Mario Cartaro, in modo da poter avviare la prima fase dei lavori. Entro la metà del 1594 furono così allargati i lagni principali, migliorato il percorso del Clanio presso Acerra, rinforzati gli argini tra Carbonara e Casolla e rifatti numerosi ponti. Nel novembre del 1594 la supervisione delle opere fu affidata a Domenico Fontana, promotore di un intervento assai più ambizioso rispetto a quello del predecessore. A causa della scarsità dei finanziamenti, la seconda fase dei lavori (1595-1599) dovette proseguire molto lentamente, tanto che il progetto fu ridimensionato rinunciando al rifacimento di ben sei lagni tra Nola e Marigliano e, soprattutto, alla foce che avrebbe liberato il Lago Patria. La vera bonifica cominciò nel 1601, quando il viceré spagnolo, vista la gravità della situazione, diede incarico a Domenico Fontana di preparare un progetto che resolvesse in maniera razionale il problema idraulico. Alla fine del XVI secolo, infatti, il malsano impaludamento del territorio era la causa prima del mancato insediamento umano. La foce del lago Patria era di proprietà di privati, priva di manutenzione, e ciò si ripercuoteva negativamente su tutto il sistema dei Regi Lagni, fino a Nola. Dai primi anni del 1600, comunque, nuovi fondi stanziati dai viceré permisero il definitivo avvio dell'ambizioso programma con la realizzazione dei nuovi argini, l'allargamento, lo *scavamento* e la rettifica del *lagno mastro*, l'adeguamento dei lagni secondari e, soprattutto, la creazione della foce artificiale. Nonostante un rallentamento delle operazioni determinato dalla austera politica economica del viceré alla fine del 1609 i lavori di bonifica si conclusero, così come parzialmente rappresentato nella pianta *Campaniae Felicis Typus*, incisa da Alessandro Baratta e pubblicata nel 1616 a eccezione di limitati interventi di completamento successivi. Nel 1610 era stato completato il prosciugamento delle paludi, opera che, provocando la riduzione della diffusione della malaria, aveva consentito il recupero dell'agricoltura, il conseguente incremento demografico, lo sviluppo di nuovi insediamenti e il ripopolamento di quelli abbandonati. In assenza di manutenzione però gli alvei si intasarono di nuovo, si formarono nuovi corpi deposizionali e ciò determinò frequenti inondazioni e ristagni delle acque dei canali. Carlo III di Borbone, per

evitare che gli argini franassero, ordinò di piantare circa 6.000 pioppi in un anno. Nonostante le leggi emanate nel 1615 sul contenimento dell'industria del lino e della canapa e l'aumento dei controlli da parte delle autorità, a partire dal secondo e fino al quarto del secolo si resero necessari una serie di restauri alle nuove opere. Tuttavia, già agli inizi del XVIII secolo, il delicato equilibrio idraulico dei laghi doveva oramai essere nuovamente compromesso, e nella quasi totalità dei centri lambiti dai canali l'aria risultava irrespirabile a causa dell'intensificarsi dell'attività manifatturiera, avallata dagli stessi feudatari. Dalla metà del '700 e fino alla fine del secolo, i Regi Lagni versarono in una situazione orribile, anche perché le capacità culturali e professionali di ingegneri e architetti erano molto scadenti. A ciò pose rimedio l'avvento del governo francese di Gioacchino Murat, che istituì il "Corpo dei ponti e delle strade" e fondò una scuola di ingegneria di alto livello, sull'esempio di quella francese. In tal modo furono liberati gli alvei dai detriti, ristrutturati i ponti, e migliorata e ampliata la rete dei canali e risolti anche i problemi dell'area di foce. Con la restaurazione borbonica Ferdinando I incaricò Afante de Rivera della sistemazione dei Regi Lagni e quest'ultimo concentrò gli studi sul problema della foce, dove si formavano dune di materiale piroclastico, che la facevano deviare verso sinistra e intervenne restringendo le parti terminali dei canali, in modo che l'acqua acquistasse velocità e portasse via i sedimenti. Un assetto relativamente stabile della bonifica dei Regi Lagni si ebbe con il taglio della duna costiera all'altezza di Villa Literno. L'opera, completata nei primi anni del 1900, modificò la foce del Canale principale rettificato molto a nord rispetto al Lago Patria, che costituiva l'antica foce impaludata del Torrente Clanio. Il riposizionamento della nuova foce se da un lato permetteva di allontanare le acque dai territori depressi che si estendevano da Villa Literno fino al Lago Patria, dall'altro rappresentava una barriera fisica alle esondazioni del Volturno. Pertanto i terreni in sinistra idrografica dei Regi Lagni persero la maggior parte degli apporti sedimentari che li alimentavano. Agli inizi del secolo scorso venne fatto anche un tentativo di costruire un sifone per permettere alle acque del Volturno di raggiungere l'area della Campagna Vicana, verso Cuma. Il canale doveva permettere la colmata di un'ampia zona che i Borboni avevano lasciato come palude, anche per spostare in quelle zone le attività che arrecavano danno al funzionamento dell'opera di bonifica. Tra le opere più importanti di questa grande bonifica idraulica vi fu la creazione di vasche di assorbimento nel settore a est, di un alveo che convogliava le acque più lontane nei Regi Lagni e la creazione nell'alveo di Trocchia di uno scavo trasversale che conduceva le acque alla foce, impedendo gli allagamenti, un tempo frequentissimi, di Marigliano e Pomigliano. Infine, a partire dal secondo dopoguerra, l'assetto agricolo dell'area della Terra di Lavoro viene completamente modificato dalla forte speculazione edilizia che si sviluppò nell'area metropolitana di Napoli soprattutto a partire dagli anni '50.

2. - AREA SOMMERSA

2.1. - PIATTAFORMA CONTINENTALE

L'area sommersa rilevata per il Foglio n. 429 "Mondragone" forma una fascia di fondale marino parallela alla linea di costa tra le isobate -5 m e -30 m e occupa la porzione più interna della piattaforma continentale al largo delle pendici sudoccidentali del Monte Massico, nel settore di litorale Domizio compreso tra Baia Felice - Baia Domizia a nord e Foce Volturmo-Pineta Grande a sud (Fig. 145). Quest'area di piattaforma è caratterizzata, durante l'Olocene Superiore, da una sostanziale continuità stratigrafica e morfologica con la piana costiera e si è formata, a partire da circa 6 ka BP, durante l'ultimo stazionamento alto (*HST*) del livello del mare, in risposta alla progradazione del sistema costiero (MARGARITELLI *et alii*, 2016; SACCHI *et alii*, 2014a; IORIO *et alii*, 2024). Per tale motivo,

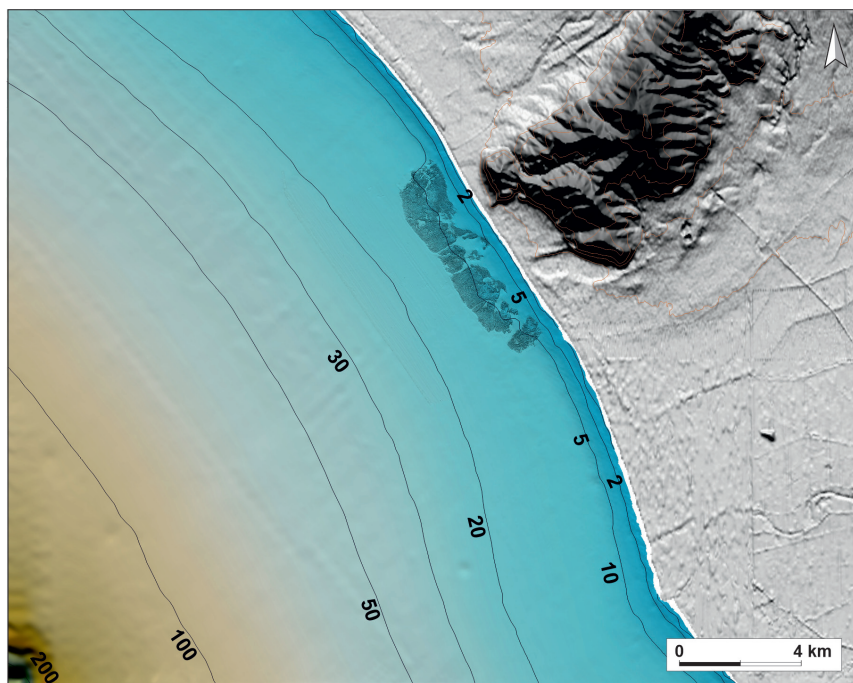


Fig. 145 - Digital Terrain Model (DTM) dell'area sommersa e corrispondenti settori costieri ricadenti nel riquadro Foglio n. 429 "Mondragone".

mentre verso mare si ritrovano i depositi marini e di transizione dell'Olocene Superiore verso l'interno delle piane costiere del Volturno e del Garigliano, si rinvenivano quelli più antichi, inclusi quelli di età tirreniana riferibili al sistema di stazionamento alto del ciclo eustatico precedente.

La duna recente, che si sviluppa parallelamente alla linea di costa, è composta da sabbie attuali con frazione dominante quarzoso-calcareo (PENNETTA *et alii*, 2011b; BALASSONE *et alii*, 2016). La duna antica (relitta) nel settore della Piana del Garigliano è subparallela alla linea di costa e raggiunge un'altezza massima di +5 m s.l.m. Si trova fino a circa 3 km all'interno rispetto alla riva attuale ed è formata da sabbie quarzose debolmente cementate, con una componente vulcanoclastica variabile (ABATE *et alii*, 1998). I depositi limosi e limoso-sabbiosi affioranti nella zona retrodunale, con livelli di *humus* e torba, sono riferibili ad ambienti limno-palustri sviluppatasi nelle aree precedentemente occupate da aree lagunari e laghi costieri negli ultimi 4 ka BP (SACCHI *et alii*, 2014a).

La linea di costa è caratterizzata da una spiaggia sabbiosa, formata da sedimenti provenienti in prevalenza dal Fiume Garigliano e nel settore meridionale dal Fiume Volturno. L'utilizzo di traccianti artificiali (COCCO *et alii*, 1988) e studi di morfodinamica sedimentaria più recenti (PENNETTA *et alii*, 2011a, b, 2016a) hanno evidenziato che i sedimenti costieri sono principalmente caratterizzati da deriva litoranea da nord verso sud. Sabbie giallastre o bruno-giallastre della spiaggia attuale e delle dune affiorano lungo la costa da Castel Volturno (SE) fino a Gaeta (NO), con una larghezza massima di 700-800 m alla foce del Fiume Volturno. Alla foce dei corsi d'acqua minori, la sabbia assume tonalità grigio-nerastre a causa dell'arricchimento in magnetite e biotite derivante dalla degradazione dei prodotti vulcanici del Roccamonfina (BERGOMI *et alii*, 1969).

La piattaforma continentale presenta una pendenza lieve, con un'ampiezza massima al largo del Fiume Garigliano (~20 km) e minima presso Cuma (~10 km), mentre il ciglio della scarpata si trova a circa -120/-130 m di profondità (GOT *et alii*, 1985; PENNETTA *et alii*, 1998). Alla foce, entro i -50 m di profondità, la curvatura accentuata delle isobate verso il largo è dovuta al complesso deltizio fluviale attuale e recente (PENNETTA *et alii*, 1998). Questo delta a ventaglio è osservabile anche in prossimità della costa, nella spiaggia sommersa, fino a -10 m (DONADIO, 2010). A nord-ovest e sud-est della foce, è presente un ordine di barre sabbiose parallele alla costa, entro i -3 m di profondità (PENNETTA & TROCCIOLA, 2017). In allineamento con il Monte Massico, è presente il banco roccioso della Sinuessa che mostra una marcata convessità verso il largo (Fig. 146).

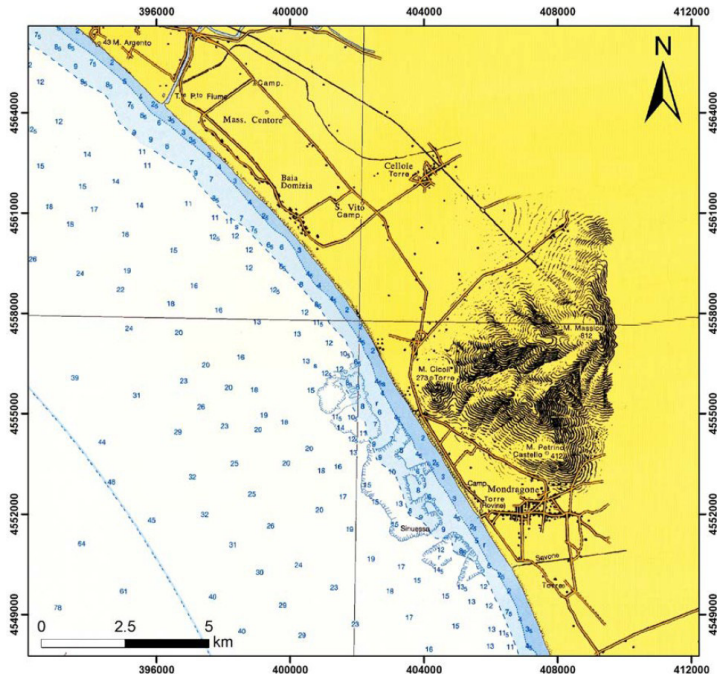


Fig. 146 - Carta batimetrica dell'area costiera in studio. La morfologia del banco di probabile natura ignimbritica (curva con barbetta azzurra) (stralcio della carta: Gaeta-Acquamorta, n. 3206.1, scala originale 1:100.000 agg. 2007 (NAUTICARD, 2007) da PENNETTA & TROCCIOLA, 2017).

2.1.1. - Il banco della Sinuessa

Al largo delle pendici meridionali del Monte Massico, a una profondità di circa 7 metri e a una distanza di circa 650 metri dalla riva, il fondale sabbioso, inizialmente regolare, subisce una brusca transizione verso un'area morfologicamente complessa, costituita dal banco della Sinuessa, caratterizzato da un substrato roccioso subaffiorante di natura vulcanica, riferibile al Tufo Grigio Campano (PENNETTA *et alii*, 2016b; PENNETTA & TROCCIOLA, 2017) colonizzato da biocostruzioni coralligene. La zona rappresenta un'area morfologicamente rilevata, a tratti terrazzata, che si eleva per qualche metro dal fondo mare circostante e si sviluppa tra i 5-7 m e i 15 m di profondità, parallelamente alla linea di costa, al largo del tratto compreso tra Baia Azzurra e Mondragone (Fig. 147).

Il banco coralligeno della Sinuessa è caratterizzato da produzione organogena in situ (Figg. 149, 150 e 151), con lo sviluppo di una ricca associazione di specie

macrobentoniche ed epimegabentoniche che includono alghe corallinacee incrostanti, poriferi, cnidari e briozoi. Le comunità coralligene sono accompagnate da un deposito bioclastico che ricopre ampiamente il substrato roccioso subaffiorante e si deposita tra le fratture.

L'area della Sinuessa è caratterizzata dalla presenza di un'articolata rete di canali, truogoli e piccole piane e depressioni, visibili sia sulla batimetria che nel mosaico acustico, che si rinvencono nel range batimetrico 5-15 m., e presentano profondità variabili tra 0,8 m e 2,0 m e ampiezze comprese tra i 20 e i 100 m (Fig. 148). Canali



Fig. 147 - Visualizzazione 3D della morfobatimetria di alta risoluzione del banco di Sinuessa al largo delle pendici sudoccidentali del Monte Massico.

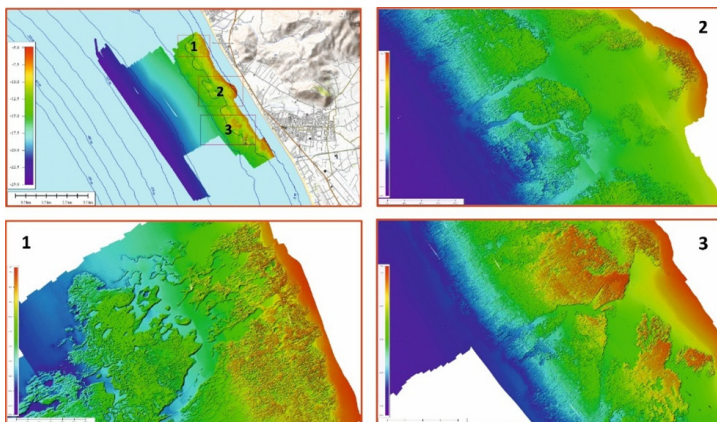


Fig. 148 - Particolari della morfobatimetria di aree selezionate del fondo mare nei settori settentrionale (1), centrale (2) e meridionale (3) del banco della Sinuessa.

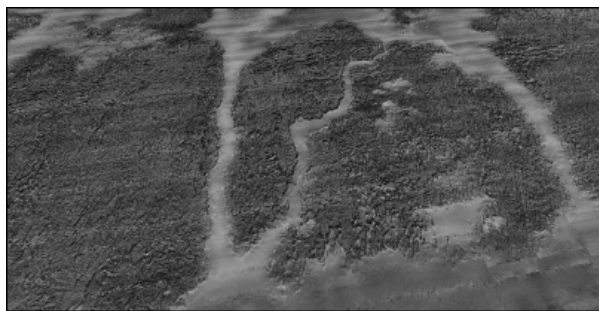


Fig. 149 - Banco della Sinuessa: particolare della riflettività dei fondali con alternanza di aree scure (coralligeno e patch di sabbie bioclastiche grossolane) ed aree più chiare (canali ed aree piane).

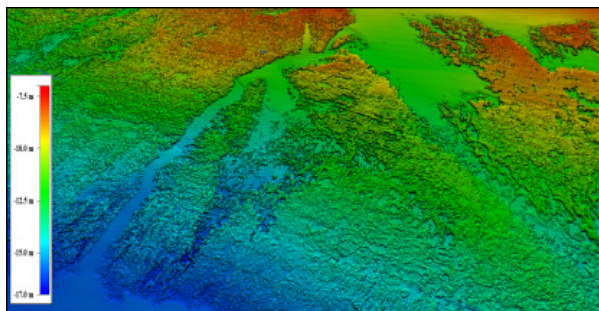


Fig. 150 - Banco della Sinuessa: particolare della morfologia del sistema di canali e piccole depressioni caratterizzati da sabbia fine/molto fine e sabbia grossolana bioclastica.



Fig. 151 - Particolare delle aree di piana tra le biocostruzioni coralligene della Sinuessa, con presenza di ripple che modellano localmente i fondali caratterizzati da depositi bioclastici incoerenti.

e depressioni contribuiscono a creare condizioni di equilibrio idrodinamico tra i vari settori del banco coralligeno e le correnti di fondo e assicurano la circolazione di nutrienti all'interno delle comunità bentoniche.

Sul fondale delle aree di canale e di piana tra i banchi coralligeni sono presenti depositi, prevalentemente bioclastici con granulometria anche molto variabile da gossolana a molto fine, e forme di fondo, in particolare *ripple* che modellano localmente l'interfaccia acqua-sedimento, in conseguenza dell'effetto trattivo da parte di correnti e moto ondoso.

2.1.2. - Il delta del Fiume Volturno

Il settore sudorientale del Foglio è caratterizzato dalla presenza della parte sommersa del delta del Fiume Volturno che, con una lunghezza di 175 km e un bacino idrografico di circa 5.550 km² è il più lungo fiume dell'Italia meridionale, e il principale per portata. In quest'area la piattaforma continentale ha un'ampiezza di circa 20 km. La morfobatimetria dei fondali è caratterizzata da un pendio naturale con pendenza media inferiore a 0,35° (0,62 %) e isobate con andamento convesso verso mare in corrispondenza della zona del prodelta del Fiume Volturno (Fig. 152).

Il profilo morfologico dell'area al largo della foce presenta alcune deboli rotture di pendenza che marcano la transizione tra i principali ambienti deposizionali, tra cui quella intorno ai 22 m di profondità che segna il passaggio, da terra verso mare, tra il fronte del delta e la parte superiore del prodelta (Fig. 153).

Questa rottura di pendenza, che da un punto di vista stratigrafico segna il margine del cuneo progradante infralittorale (*Infralittoral Prograding Wedge*) (HERNÁNDEZ-MOLINA *et alii*, 2000; FERNÁNDEZ-SALAS *et alii*, 2009) costituisce uno degli elementi utilizzati, durante il rilevamento dell'area sommersa del Foglio, per identificare il limite verso mare dei depositi di fronte del delta (*g₆*) descritti nel Titolo V di queste Note.

Studi recenti condotti sulla base dell'interpretazione di profili sismici a riflessione di alta risoluzione (*sub-bottom chirp* e *sparker*) acquisiti al largo del litorale Domizio (FERRARO *et alii*, 2016; MISURACA *et alii*, 2018; RUBERTI *et alii*, 2022; IORIO *et alii*, 2024) (Fig. 153) evidenziano che la successione stratigrafica del Pleistocene Superiore-Olocene della piattaforma continentale è caratterizzata, dal basso verso l'alto, da una spessa successione progradante con terminazioni superiori di strato di tipo *offlap* seguita da una unità trasgressiva (*TST*) in *onlap* e da un'unità di stazionamento alto del livello marino (*HST*) che rappresenta, nelle aree prossime alla foce, il corpo del delta sommerso attuale del Fiume Volturno.

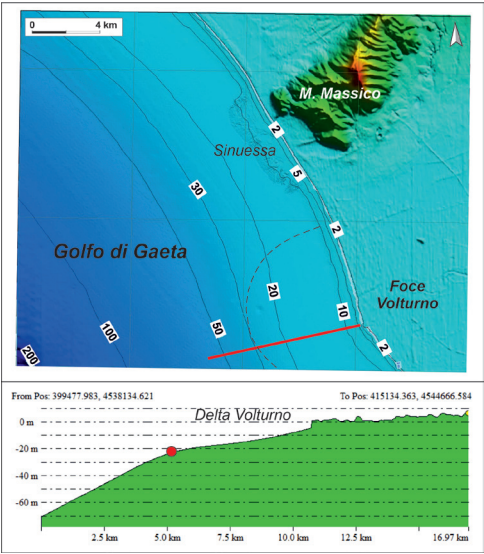


Fig. 152 - Profilo morfobatimetrico in asse alla foce del Fiume Volturno. La rottura di pendenza rilevabile intorno ai 22 m di profondità indica il limite verso il largo dell'area di fronte del delta, in corrispondenza della quale la base delle onde di tempesta esercita un'erosione del fondo mare, testimoniata anche dal rilievo side-scan sonar.

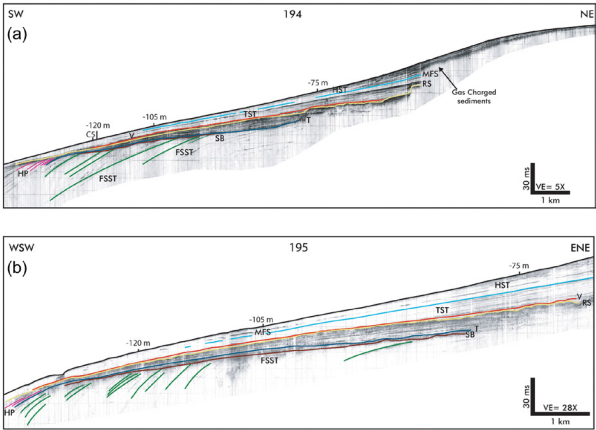


Fig. 153 - Profilo sismici Sub-bottom Chirp 194 e 195 e relativa interpretazione geologica attraverso il settore centrale e meridionale del Golfo di Gaeta. L'unità stratigrafica di HST (Highstand Systems Tract) rappresenta il sistema di delta -prodelta sommerso attuale del Fiume Volturno (da Iorio et alii, 2024).

X - IL MODELLO GEOLOGICO 3D

La modellazione geologica tridimensionale è uno strumento di analisi e visualizzazione delle unità geologiche e delle strutture tettoniche sepolte che fornisce importanti informazioni riguardo le caratteristiche dei bacini sedimentari e la loro storia deformativa e costituisce anche uno strumento di grande impatto applicativo (D'AMBROGI, 2022). Lo studio di questi modelli, ora è estesamente sviluppato nel Progetto CARG, in particolare nelle aree di piana in cui per il riconoscimento (geologico, morfologico stratigrafico) delle strutture sepolte risulta uno strumento indispensabile.

Al fine di fornire un'interpretazione omogenea e continua dell'andamento delle superfici limite delle unità geologiche e delle faglie riconosciute nel sottosuolo, è stato realizzato un unico modello geologico 3D dell'area dei fogli n. 429 "Mondragone" e n. 430 "Caserta Ovest". Solo successivamente al suo completamento il modello geologico è stato diviso. Per questo motivo, in ogni figura presente in questo capitolo vengono riportati i riquadri dei singoli fogli per contestualizzare l'interpretazione relativa al singolo Foglio. Le interpretazioni dei dati sono state elaborate esclusivamente nel settore emerso della Piana Campana che ricade in entrambi i fogli.

L'estensione dell'area modellata è pari a 585 kmq e la profondità massima del modello è di circa 3.000 m dal piano campagna (Foglio n. 430 "Caserta Ovest"); pari a 300 kmq e la profondità è di circa 4.500 m (Foglio n. 429 "Mondragone").

Sono state modellate 3 superfici stratigrafiche sepolte che coprono differenti intervalli temporali e profondità. La superficie più profonda modella il tetto delle successioni meso-cenozoiche e costituisce la base dei sedimenti plio-quadernari della Piana del Volturno (superficie *Plio-Pleist Inf*). Questa è stata individuata

dall'analisi dei profili sismici e dalle stratigrafie dei pozzi profondi per prospezioni di idrocarburi. Le altre due superficie, molto più superficiali, rappresentano intervalli del Pleistocene Superiore *p.p.*-Olocene; sono state individuate prevalentemente dalle analisi dei sondaggi superficiali e sono denominate superficie *Pleist Sup-Olo* e superficie *Olo*. Insieme a queste superfici sono state modellate anche le principali discontinuità tettoniche che ne hanno causato la deformazione.

I modelli geologici 3D dei fogli n. 429 “Mondragone” e n. “Caserta Ovest” sono accessibili tramite Geo-IT3D.

1. - DATI DI PARTENZA

Per la realizzazione del modello 3D sono stati utilizzati i seguenti dati: affioramenti e giaciture di unità geologiche e strutture tettoniche presenti nella banca dati realizzata per i fogli; sondaggi geognostici di bibliografia, sondaggi e pozzi di indagini geognostiche raccolte da ISPRA in relazione alla Legge 464/84, stratigrafie dei pozzi per prospezioni di idrocarburi resi disponibile nel progetto VIDEPI (per il Foglio n. 429 “Mondragone” anche VIGOR) e sondaggi CARG eseguiti nell'ambito del Progetto per la realizzazione del sottosuolo. Tali dati sono stati integrati con i dati geofisici di esplorazione relativi alle linee sismiche a riflessione, log di pozzo e i dati gravimetrici forniti da ENI. I dati ENI sono stati forniti per le attività di realizzazione dei fogli geologici grazie a uno specifico accordo stabilito con ISPRA per il Progetto CARG del quale hanno beneficiato gli enti coinvolti. Per l'elaborazione, inoltre, sono state utilizzate le stratigrafie provenienti da pozzi per l'esplorazione petrolifera le cui analisi specifiche sono pubblicate in IPPOLITO *et alii*, 1973 (Fig. 154). Per il Foglio è stata inoltre eseguita una linea sismica specificamente eseguita nell'ambito del Progetto CARG.

In sintesi, per la realizzazione del modello geologico 3D dei fogli sono state svolte le seguenti fasi di lavoro:

- interpretazione dei profili sismici, ivi inclusa la linea acquisita per il progetto CARG (Mond01);
- interpretazione dei pozzi profondi disponibili di letteratura;
- interpretazioni delle stratigrafie di sondaggi superficiali (eseguiti per il progetto CARG e di letteratura);
- analisi delle anomalie di Bouguer.

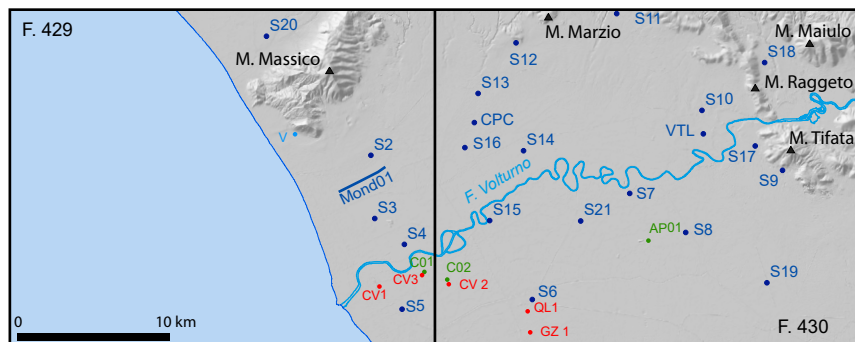


Fig. 154 - Ubicazione dei dati utilizzati per la costruzione del modello 3D per le aree dei fogli n. 429 “Mondragone” e n. 430 “Caserta Ovest”: pozzi (ViDEPI) in verde; pozzi provenienti da IPPOLITO et alii (1973) in rosso; sondaggi CARG in blu; sondaggio Vigor in azzurro; traccia della linea sismica effettuata per il Progetto CARG Foglio n. 429 “Mondragone” (Mond01) in blu.

1.1. - ANALISI DEI DATI SISMICI

I dati sismici utilizzati, originariamente acquisiti per scopi di esplorazione petrolifera da ENI S.p.A., consistono in: 18 immagini in formato PDF per il Foglio n. 430 “Caserta Ovest” e 10 immagini in formato PDF per il Foglio n. 429 “Mondragone” delle sezioni *stack* di sismica a riflessione, in tempi doppi (TWT, *Two-Way Traveltime*) in rappresentazione ad area variabile con e senza *wiggle traces*; geometrie delle linee in formato standard UKOOA (*shots e/o Common Mid/Depth Point - CMP/CDP*).

Per migliorare la qualità delle immagini delle sezioni sismiche ed eliminarne/ridurne le deformazioni e le rotazioni, sono stati utilizzati programmi di trattamento immagini sviluppati in ambiente Matlab. Successivamente, la ricostruzione geometrica delle linee è stata effettuata sulla base dei file UKOOA disponibili, integrando le informazioni sulle geometrie di acquisizione riportate nei cartigli e sulle immagini di ogni sezione sismica *stack*. La conversione in formato SEGY *standard* delle immagini delle sezioni è stata effettuata utilizzando due procedure in funzione del tipo di rappresentazione e qualità di ogni singola sezione. Per le sezioni sismiche delle quali si disponeva la rappresentazione in area variabile con *wiggle traces*, è stato utilizzato il programma sviluppato per Matlab da SOPHER (2018), che permette la digitalizzazione in CMP/CDP. Per le sezioni sismiche rappresentate in area variabile senza *wiggle traces* è stata effettuata una prima digitalizzazione dell’immagine georeferenziata SEGY mediante il codice Matlab di FARRAN (2016) e una successiva elaborazione, sempre in Matlab, per ottenere dalle immagini georeferenziate la corrispondente sezione in CMP/CDP.

Superficie *Plio-Pleist Inf*

Nella costruzione del modello 3D di sottosuolo a livello interpretativo è stata fatta la scelta di modellare la superficie del substrato sismico su cui poggiano i depositi plio-pleistocenici, che costituiscono il riempimento del *half-graben* della Piana Campana in questo settore. A tal fine è stata eseguita un'analisi della sismostratigrafia di ogni linea e un *line-drawing* delle riflessioni provenienti dall'orizzonte sismico calibrato con la stratigrafia dei sondaggi profondi. Utilizzando il *line drawing* di ciascuna linea, mediante il programma MOVE, è stata costruita la superficie *Plio-Pleist Inf* in tempi doppi.

Successivamente si è passato alla conversione in profondità di tale superficie. Per definire il modello di velocità si è suddivisa l'area dei fogli in due settori discreti ed omogenei riportati nelle figure 155 e 156. Ad ogni settore è stata attribuita una velocità media costante con interpolazione lineare tra i due settori. I valori di velocità media sono stati calibrati sulla base delle stratigrafie dei pozzi esistenti all'interno o adiacenti e proiettabili in ciascun settore. I valori di velocità attribuiti a ciascun settore sono rispettivamente di 2200 m/s, 2400 m/s. La superficie *Plio-Pleist Inf* (Fig. 156) è una superficie erosionale modellata sul substrato meso-cenozoico. Solo nel caso del Foglio n. 430 "Caserta Ovest", il sondaggio Apramo01 individua alla base un substrato terrigeno miocenico e ricoperto dai sedimenti plio-pleistocenici. Il sondaggio Cancellio 01 ricadente nel Foglio n. 429 "Mondragone" non intercetta il substrato sebbene il dato sismico in corrispondenza del sondaggio evidenzia la sua presenza a profondità poco superiori.

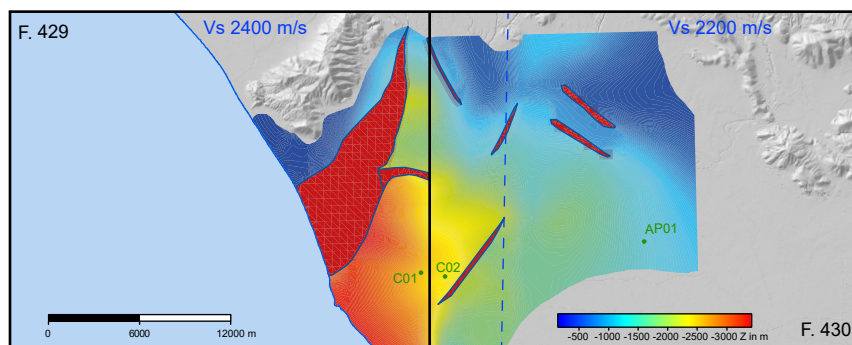


Fig. 155 - Visualizzazione in pianta della superficie Plio-Pleist Inf per i fogli n. 429 e n. 430: suddivisione delle aree dei fogli nei due settori discreti ed omogenei (linea blu in tratteggio) in cui è stata attribuita una velocità media costante, calibrata sulla base delle stratigrafie dei pozzi esistenti all'interno o adiacenti e proiettabili in ciascun settore (ubicati in verde). I poligoni rossi con contorno blu corrispondono alle superfici di faglie riscontrate nei profili sismici; z è la profondità in metri dal piano campagna del tetto della superficie Plio-Pleist Inf.

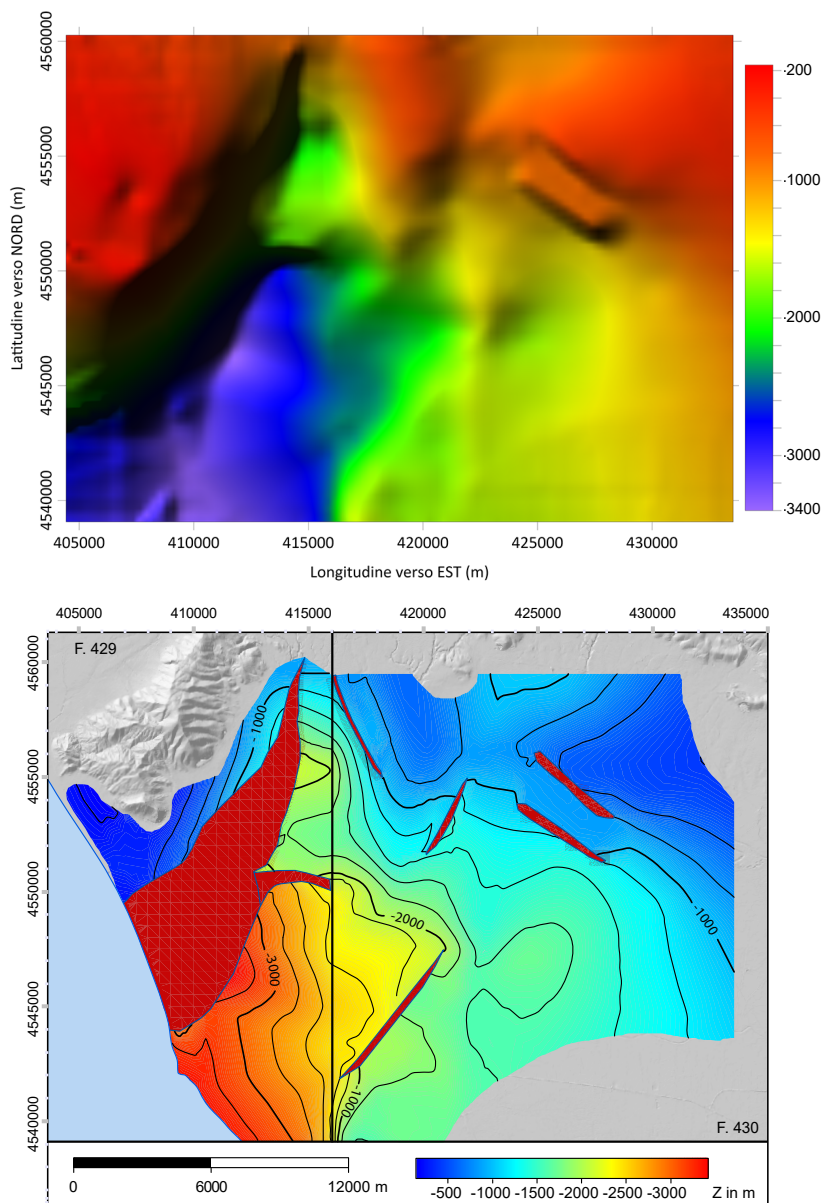


Fig. 156 - Elaborazione della superficie Plio-Pleist Inf per i fogli n. 429 “Mondragone” e n. 430 “Caserta Ovest” a) rilievo a colori; b) in pianta con isobate.

1.2. - ANALISI DELLA LINEA SISMICA ESEGUITA PER IL PROGETTO CARG (Mond 01)

Il profilo sismico a riflessione ad alta risoluzione, denominato Mond01 (vedi traccia in Fig. 154), è stato acquisito nel comune di Mondragone nell'ambito delle attività geofisiche previste per la redazione del Foglio. Il profilo ha l'obiettivo di studiare in dettaglio la copertura sedimentaria del *half-graben* del Volturno nei pressi del Monte Massico. L'indagine mira a caratterizzare le geometrie e le proprietà sismo-stratigrafiche dei depositi fluviali del Fiume Volturno fino al *top* del substrato carbonatico.

Il profilo, lungo circa 2730 m, si estende in direzione ENE con un tracciato quasi rettilineo, mostrando una leggera curvatura verso NE. Questa configurazione ha garantito un'acquisizione ottimale del dato sismico. Inoltre, il tracciato è stato progettato per intersecare tre profili sismici delle linee sismiche ENI messe a disposizione per il Progetto CARG.

1.2.1. - *Acquisizione*

I dati sismici sono stati acquisiti con un sistema di registrazione composto da un *array* di 408 canali, con un'interdistanza di 5 m, per una lunghezza complessiva di 2035 m. Ogni canale è dotato di un sensore verticale da 4.5 Hz. L'acquisizione è stata effettuata con la tecnica *roll-along*, traslando progressivamente il dispositivo di registrazione fino a coprire l'intera lunghezza del profilo (2730 m). Sono stati adottati tre schemi di acquisizione con 17, 15 e 16 Geodi della *Geometrics*, per incrementare la densità spaziale del dato, migliorare la risoluzione e ottimizzare l'indagine su un'area più estesa. La sorgente utilizzata è un vibratore sismico ad alta risoluzione (IVI-Minivib®, Fig. 157) da 6382 kg, montato su un camion a trazione integrale a 4 ruote (*Industrial Vehicles International*).

L'acquisizione è stata effettuata mediante 262 energizzazioni, con una spaziatura di 10 m, dalla metrica 2,5 alla 2602,5. In ciascun punto di vibrazione sono stati sovrapposti due *sweep* della durata di 14 secondi ciascuno, con una banda di frequenza da 5 a 150 Hz, generando una registrazione correlata di 2 secondi con un intervallo di campionamento di 1 ms. La densa distribuzione dei geofoni e dei punti di vibrazione ha garantito una copertura del sottosuolo regolare e dettagliata, con una distanza tra i *Common MidPoint* (CMP) di soli 2,5 m. I parametri di acquisizione sono stati studiati per assicurare un'elevata ridondanza dei dati. La geometria a grande apertura dell'*array* di registrazione, diversa dalla tipica configurazione per sismica a riflessione, ha permesso di acquisire fasi riflesse con un'ampia gamma di *offset*, dalle riflessioni sub-verticali a corto *offset* fino a quelle post-critiche ad ampio *offset*. Inoltre, ha consentito la registrazione di onde



Fig. 157 - Particolare della sorgente vibratoria ad alta risoluzione impiegata sul profilo.

rifratte con una profondità di penetrazione pari a circa un quarto dell'offset massimo (circa 1000 m), rendendole adatte ad una successiva tomografia dei tempi di primo arrivo.

Come mostrato in Figura 158, l'acquisizione ha prodotto un dato di elevata qualità, con riflessioni ad alta risoluzione visibili fino a circa 1600 ms *TWTT* (*Two-Way-Travel-Time*) e i primi arrivi sono identificabili lungo l'intero offset di registrazione.

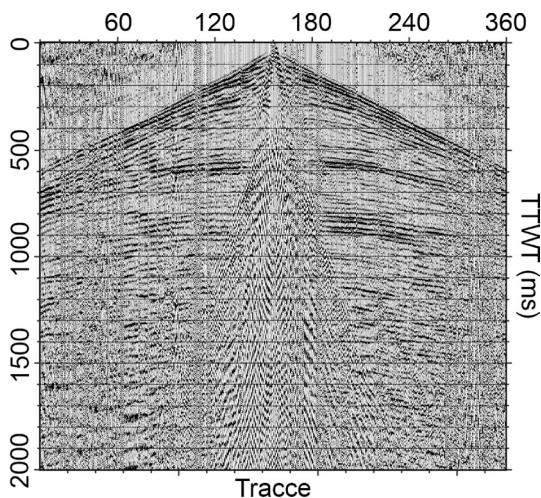


Fig. 158 - Esempio di common shot gather (shot 240). Si noti l'elevata qualità del dato sismico, con primi arrivi chiaramente visibili lungo l'intero offset di registrazione. Il dato mostra inoltre riflessioni ad alta frequenza fino a circa 1.5 secondi *TWTT*, evidenziando la buona risoluzione del segnale acquisito.

1.2.2. - Elaborazione dati

L'individuazione della sequenza di elaborazione ottimale dipende dalla qualità e dalle caratteristiche del dato registrato. L'elaborazione a riflessione è stata eseguita con il *software SeisSpace 2D* della *Landmark* ed articolata in tre fasi: 1) pre-elaborazione, 2) analisi di velocità e somma, 3) post-elaborazione.

Importato il dato in formato seg-2, la prima operazione è stata la correlazione incrociata tra la funzione d'onda generata dalla sorgente (*sweep*), registrata su un canale pilota, e i sismogrammi dell'*array*. Successivamente, ai dati correlati è stata assegnata la geometria di acquisizione in coordinate UTM WGS84. I profili sono stati geometrizzati ed elaborati adottando un profilo che liscia la curvatura della linea (Fig. 159: *crooked line*). Dal grafico delle coordinate e della popolazione dei punti medi (*midpoint*) dei CDP, si nota come la curvatura reale della linea sia ben rappresentata. Inoltre, con questo algoritmo è stato raggiunto un elevato *fold* (misura della ridondanza dei punti medi comuni).

Dalle registrazioni degli *sweep* della sorgente, è stato stimato un filtro a fase minima, poi applicato alle tracce correlate. Questo processo, centrale nell'elaborazione a riflessione, converte la forma d'onda della sorgente da fase mista a fase minima, migliorando processi successivi come la deconvoluzione. Il filtraggio a fase minima, comprimendo l'ondina sismica e concentrandone l'energia iniziale, riduce il riverbero e agevola la lettura dei primi arrivi.

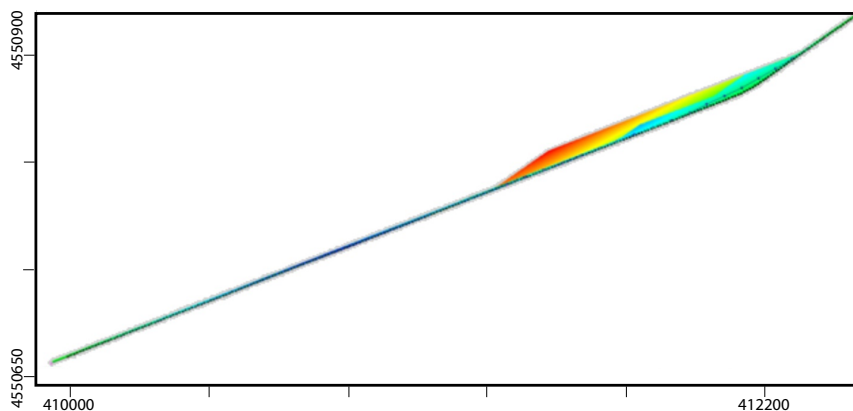


Fig. 159 - Rappresentazione della geometria crooked (spezzata) con le relative coordinate X e Y e la popolazione dei midpoint o CMP (in toni di colore proporzionale all'offset). I punti neri indicano la disposizione dei punti di vibrazione lungo il profilo di acquisizione.

Durante la fase di pre-elaborazione, il dato raggruppato per punto di energizzazione comune (*Common Shot Gather* - CSG) è stato trattato per incrementare il rapporto segnale/rumore. Sono state eliminate le tracce morte o con basso rapporto segnale/rumore, dovuto a problemi di accoppiamento del geofono con il terreno o di connessione elettrica al sistema di registrazione.

In questa fase, dopo aver ottimizzato le ampiezze, sono state rimosse le fasi sismiche relative ai primi arrivi (onde dirette e rifratte) e sono state analizzate le tracce a diversi *offset* per eliminare il rumore vicino alla sorgente. Il rumore ambientale a bassa e alta frequenza è stato attenuato mediante un filtro passa-banda (5-10-150-200 Hz). Successivamente, l'applicazione della deconvoluzione spiking ha compresso ulteriormente l'onda sismica, aumentando il contenuto in frequenza e migliorando la risoluzione verticale. La deconvoluzione predittiva ha, invece, ridotto le multiple a breve periodo. Prima di eseguire la deconvoluzione, è stato applicato un controllo automatico del guadagno (AGC: LUMLEY & BOWMAN, 1984) per normalizzare le ampiezze del segnale (Fig. 160).

Nella seconda fase dell'elaborazione, attraverso l'analisi di velocità sui dati raggruppati per punto comune di riflessione (*Common MidPoint* o CMP), sono state stimate funzioni di velocità di *stack*, variabili sia temporalmente che lateralmente, necessarie per la correzione di *Normal Moveout*. Il modello di velocità è stato ottenuto mediante il *picking* dei massimi di *semblance* (NEIDELL & TANER, 1971). I modelli di velocità finali (Fig. 161) e la qualità delle sezioni *stack* sono stati affinati mediante due cicli di correzioni statiche residue (RONEN & CLERA-

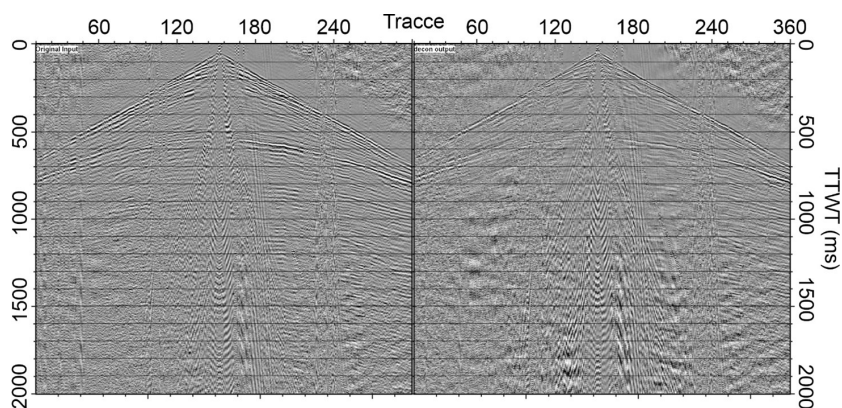


Fig. 160 - Dato in cui si mostra l'effetto della deconvoluzione predittiva rispetto al dato originale. A sinistra vi è il dato originale, nel quale si può notare la presenza di multiple a breve periodo, in particolar modo tra 0 e circa 700 ms TTWT. Tramite l'applicazione della deconvoluzione predittiva (a destra) è stato possibile ridurre al minimo l'effetto di tali multiple.

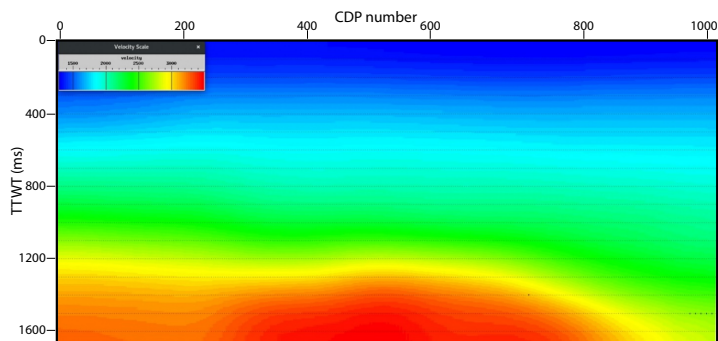


Fig. 161 - Modello di velocità finale lisciato, ottenuto mediante l'analisi della semblance, utilizzato per la correzione del Normal Moveout.

BOUT, 1985), che hanno migliorato significativamente il dato. Tali cicli sono stati seguiti da un'ulteriore analisi di velocità. Le correzioni residue rimuovono gli sfasamenti temporali non corretti dalle correzioni statiche, causati da irregolarità superficiali del sottosuolo, localizzate vicino alla sorgente o al ricevitore.

L'analisi di velocità ha portato ad un modello coerente con quella che è la geologia dell'area (Fig. 161): strati superficiali (fino a circa 1000-1300 ms TWTT) caratterizzati dalle velocità minori, fino ad arrivare agli strati più profondi a velocità maggiori (con un *range* che va dai 3000 m/s al 3500 m/s), i cui valori massimi si posizionano a circa 1800 TWTT. La sezione *stack* finale è stata trattata con un filtraggio spaziale per migliorare il segnale coerente e ridurre il rumore casuale. Successivamente, è stata migrata in profondità utilizzando la migrazione di Stolt (STOLT *et alii*, 1987) nel dominio FK. La sezione migrata in profondità è riportata in Figura 162. La chiave per una migrazione di successo è la definizione di un modello di velocità geologicamente realistico.

Grazie alla migrazione, è possibile riposizionare i riflettori pendenti nelle corrette locazioni spaziali e ridurre le iperboli di diffrazione generate da discontinuità e eterogeneità del sottosuolo, migliorando la rappresentazione della struttura geologica. La migrazione di Stolt si è rivelata particolarmente efficace, poiché l'area esaminata non presenta significative variazioni laterali di velocità.

1.2.3. - Interpretazione

I dati acquisiti nella linea Mond 01 sono caratterizzati da una buona qualità ed un ottimo rapporto segnale/rumore. Le interpretazioni degli orizzonti sismici sono state integrate con i dati geofisici di esplorazione relativi alle linee sismiche a

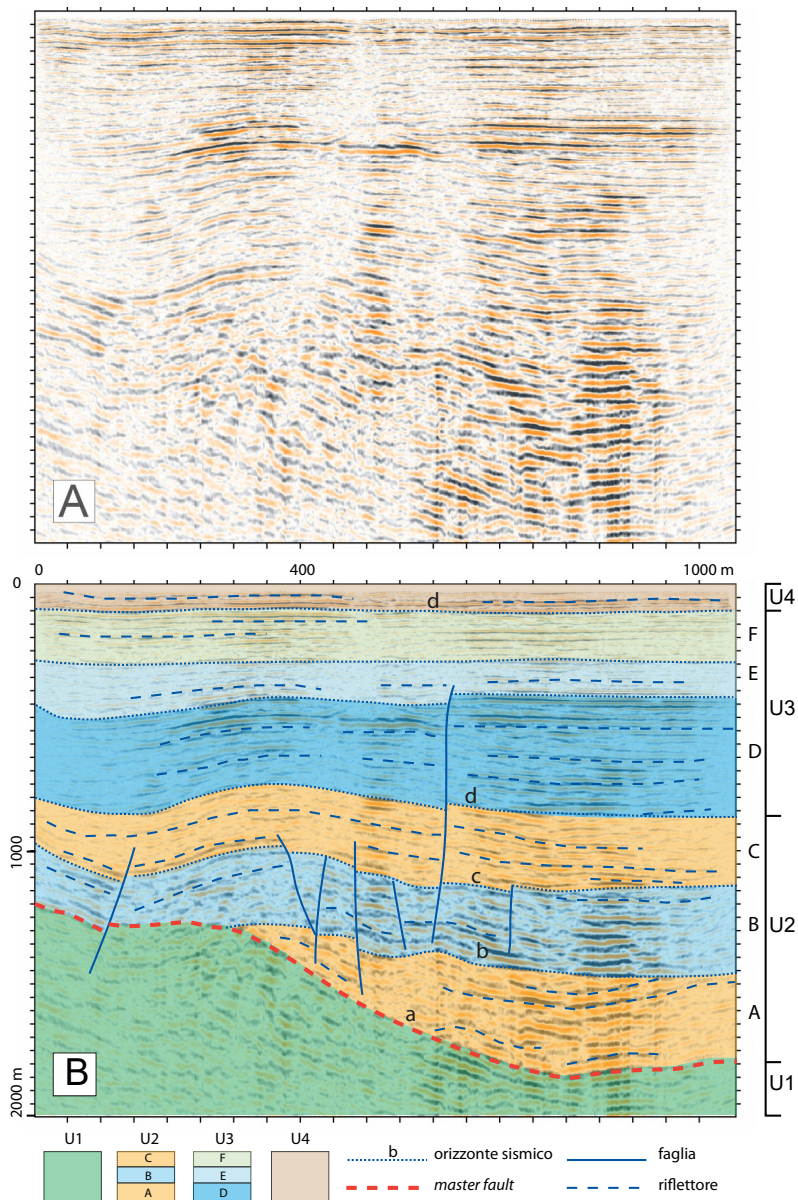


Fig. 162 - Sezione migrata in profondità (A) e interpretazione (B).

riflessione e dei log di pozzo forniti da ENI S.p.A. che intersecano la linea (Mond 01). Sono state utilizzate inoltre le stratigrafie dei sondaggi profondi provenienti da pozzi per esplorazione petrolifera le cui analisi specifiche sono pubblicate in IPPOLITO *et alii* (1973) ubicati sulle linee sismiche ENI (in particolare Castelvoturno 1-CV1). Sono state anche prese in considerazione le interpretazioni del sondaggio CV1 rivisitate in chiave sismostratigrafia ed in sequenze deposizionali (MISURACA, 2016).

Sulla base delle intersezioni delle linee sismiche ENI e del sondaggio CV1 con la linea Mond 01, si ritiene che l'intera successione investigata ricade all'interno della successione plio-quaternaria. In particolare la linea sismica Mond 01 intercetta tre sequenze deposizionali (C, B e A) di MISURACA (2016). La successione individua nel complesso due cicli trasgressivo-regressivo ed una parte superiore prevalentemente caratterizzata da sedimenti continentali. La successione analizzata risulta deformata nella parte inferiore e intermedia da faglie trascorrenti ed estensionali riconducibili ad una tettonica plio-quaternaria (vedi § VIII).

L'analisi della linea sismica e dei profili a riflessione multicanale incrociati con *line-drawing* delle riflessioni provenienti dagli orizzonti sismici e calibrate con la stratigrafia del sondaggio profondo (CV1) ha permesso di identificare quattro unità sismo-stratigrafiche separate da orizzonti sismici (Fig. 162B).

Unità 1 (U1): l'unità è caratterizzata da riflettori a bassa frequenza ed elevata ampiezza, con scarsa continuità laterale, ed è correlabile per caratteristiche sismiche e posizione stratigrafica al substrato meso-cenozoico profondo, ribassato da faglie normali ad alto angolo legate alla tettonica estensionale post-orogenetica (FERRANTI *et alii*, 2024).

Il limite superiore di U1, tra 1800 m e 1200 m di profondità (orizzonte a) corrisponde ad un contatto tettonico per faglia diretta con piano di inclinazione apparente molto bassa poiché il profilo interseca la faglia sotto angoli molto bassi. L'orizzonte a individua inoltre l'*unconformity* principale su cui poggiano i sedimenti del riempimento del bacino nella Piana del Volturno in quest'area.

Unità 2 (U2): l'unità è costituita da differenti orizzonti sismici, individua una sequenza con spessore complessivo di 1000 m ed è caratterizzata da riflettori ben sviluppati, contraddistinti da elevato contrasto di impedenza acustica (intervalli), probabilmente in relazione alle frequenti alternanze di sabbie e silt. All'interno di questa successione si individuano unità sismiche con caratteristiche omogenee, separate da altrettante superfici di discordanza che segnano di regola cambiamenti di facies. In particolare, l'U2 è caratterizzata da riflettori ad elevata ampiezza e bassa frequenza con buona continuità laterale (intervalli A e B), e verso l'alto, da riflettori ad elevata ampiezza e minore risoluzione (intervallo C) associati nel complesso a sabbie e argille compatte riferibili alla parte inferiore del riempimento di bacino.

Sulla base della correlazione con la successione stratigrafica carotata nel poz-

zo CV1, in IPPOLITO *et alii* (1973) corrispondono a intervalli litostratigrafici a partire dalla profondità di 1720 m fino a 700 m, costituiti da sabbie marine di ambiente infralittorale alla base e al tetto che si interdigitano nella parte centrale con depositi marini sabbiosi di pro-delta (IPPOLITO *et alii*, 1973). L'insieme di queste caratteristiche potrebbero indicare un ciclo completo trasgressivo-regressivo (sequenza C di MISURACA, 2016).

Unità 3 (U3): l'unità è costituita da differenti orizzonti sismici, nella parte inferiore, da riflettori ad alta ampiezza e bassa frequenza (intervallo D). La parte intermedia evidenzia riflettori di bassa ampiezza ed alta frequenza, con aspetto trasparente e con continuità laterale relativamente bassa ed è interpretabile come transizione verso facies più sabbiose (intervallo E). La parte alta dell'unità è caratterizzata da riflettori di maggiore ampiezza e continuità laterale rispetto a quelli sottostanti (U3 intervallo F).

Sulla base della stratigrafia di CV1 questa unità è formata nella parte bassa da sedimenti marini di pro-delta che passano a sedimenti sabbiosi di ambiente infralittorale evidenziando, secondo MISURACA (2016), un ciclo trasgressivo-regressivo (T-R). Nella parte alta (intervallo F nella linea sismica CARG) i sedimenti marini infralittorali sono caratterizzati da frequenti intercalazioni di depositi vulcanoclastici. Queste intercalazioni caratterizzano tale intervallo in quasi tutti i sondaggi investigati in IPPOLITO *et alii* (1973).

Unità 4 (U4): l'unità è caratterizzata da riflettori a elevata ampiezza e buona continuità laterale, che segnano una netta variazione della risposta sismica rispetto alle unità sottostanti e risulta marcata da un riflettore continuo ad elevata ampiezza visibile in dettaglio in Figura 163. Nel sondaggio CV1 in IPPOLITO *et*

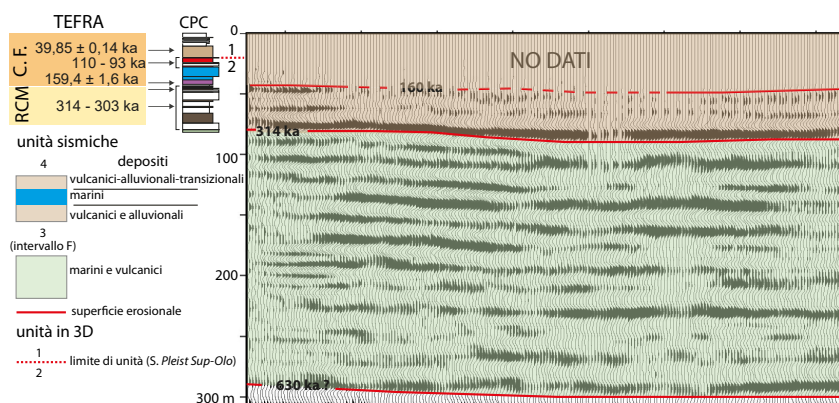


Fig. 163 - Correlazione tra il sondaggio di superficie CARG (CPC) e la parte superiore della sezione sismica.

alii (1973) questa unità individuata nella sezione sismica corrisponde agli intervalli litostratigrafici a partire dalla profondità di 75 m fino al piano campagna ed è correlabile con la sequenza A di MISURACA (2016).

Sulla base della stratigrafia di CV1 questa unità individua un passaggio netto da una deposizione marina infralittorale ad una sedimentazione continentale. Ciò è in accordo con la stratigrafia del sondaggio CARG (CPC) effettuato poco più a nord della linea sismica Mond 01 nel Foglio n. 430 “Caserta Ovest”. CPC mostra in dettaglio la stratigrafia a partire da circa 300 ka (vedi V, § 4.7.3.1.). Alla base del sondaggio si rinvenivano alcuni metri di depositi eolici che, potrebbero essere indicativi del passaggio alla sottostante unità **U3** (Fig. 163).

1.2.3.1. - Considerazioni cronostratigrafiche

Un vincolo cronostratigrafico per la successione del riempimento del bacino della Piana del Volturno in quest’area è dato dal primo ritrovamento (*First Occurrence* - FO) del foraminifero bentonico: *Hyalinea balthica* a 2153 m di profondità del pozzo CV1; tale ritrovamento ricade negli intervalli litostratigrafici presenti al di sotto di **U2** che costituiscono il termine più basso investigato nella linea sismica Mond 01. A circa 1400 m viene riscontrato in CV1 un livello vulcanico che ricade nella parte bassa dell’unità **U2**. Un ulteriore vincolo stratigrafico è dato dalla stratigrafia del sondaggio CARG (CPC) (rappresentato in Figura 163). Proiettando il sondaggio c’è una buona corrispondenza della base di **U4** in cui si identifica una superficie inconforme riferibile nel sondaggio CPC a circa 300 ka (ultimi termini dei depositi vulcanici riferibili al gruppo di Lauro - *White trachitic tuff* - vedi V, § 4.7.3.1.). Sulla base di questi vincoli, si può inoltre ipotizzare che l’intervallo F dell’**U3**, caratterizzato da frequenti intercalazioni vulcaniche (IPPOLITO *et alii*, 1973), non osservabili negli intervalli inferiori, potrebbe essere indicativo delle attività vulcaniche più antiche riconosciute in quest’area. In particolare, la base dell’intervallo F, potrebbe essere connessa con l’inizio dell’attività vulcanica del Roccamonfina, risalente a circa 630 ka (DE RITA & GIORDANO, 1996).

Sulla base delle analisi biostratigrafiche condotte nel sondaggio CV1 (IPPOLITO *et alii*, 1973), i due intervalli marini presenti nelle unità **U3** e **U2** (rispettivamente B e D) ricadono entrambi al di sopra della FO *Hyalinea balthica* la cui presenza in Italia è datata a 1,71 Ma (CRIPPA *et alii*, 2019). Il primo localizzato a quote inferiori è meno rappresentato nei sondaggi contigui al CV1, mentre il secondo nell’**U2** è osservabile con spessori comparabili nei sondaggi limitrofi. Il livello vulcanico osservato in CV1 potrebbe essere correlato con le attività eruttive antiche della Piana Campana (Vulcano di Parte, in DI GIROLAMO *et alii*, 1984 riferibili al Pleistocene Inferiore). Nel complesso questi intervalli marini

potrebbero ricadere nella parte medio-alta del Pleistocene Inferiore e del Pleistocene Medio (per l'intervallo D). Per quanto riguarda gli intervalli basale presenti in CV1 (compresi fino a circa 3000 m) in accordo con differenti Autori (vedi § III, 1.) sono anch'essi attribuibili al Pleistocene Inferiore.

1.3. - ANALISI DEI DATI GEOGNOSTICI

Le superfici *Pleist Sup-Olo* e *Olo* sono state ricavate partendo dall'analisi della porzione più superficiale del sottosuolo del settore della piana Campana (la più bassa raggiunge la profondità massima di circa 40 m s.l.m. e la superiore coincide in parte con la superficie topografica). I dati elaborati per la ricostruzione di queste superfici, come già esposto (vedi § 1), provengono prevalentemente dalle analisi delle stratigrafie dei sondaggi disponibili in letteratura e dei sondaggi a carotaggio continuo specificamente eseguiti nell'ambito del Progetto CARG. Questi ultimi hanno costituito il principale strumento di osservazione diretta delle unità stratigrafiche sepolte. Per il Foglio n. 430 "Caserta Ovest" sono stati eseguiti n.14 sondaggi fino alla profondità di 30 m (vedi § V, 3.4. delle N.I. F. n. 430) e per il Foglio in oggetto n. 4 (vedi § V, 4.6) con l'obiettivo di caratterizzare le unità stratigrafiche riferibili all'Olocene e al Pleistocene Superiore. Sono inoltre stati eseguiti n. 2 sondaggi che hanno raggiunto la profondità di 80 m (F. Caserta Ovest), per la caratterizzazione stratigrafica di depositi del Pleistocene Superiore e Medio.

Superficie *Pleist Sup-Olo*

Coincide in gran parte con la superficie basale del **TGC**. Tale superficie è stata ricostruita con quote in metri rispetto al livello del mare partendo dalle stratigrafie dei sondaggi eseguiti per il progetto CARG e dei sondaggi bibliografici. Dal punto di vista cronostatigrafico individua una paleosuperficie, poligenica (erosionale *vs* deposizionale) e diacronica, scolpita sulle unità presenti nel sottosuolo (U_2) del Pleistocene Superiore *p.p.* e coperta dai sedimenti del **TGC** (circa 39 ka), dall'unità U_1 del Pleistocene Superiore (parte alta) e dai depositi olocenici (l'età dell'inizio della sedimentazione olocenica è variabile, inferiore a 12 ka, vedi § V, 4.7.3.2.). Sulla base di queste considerazioni la superficie limite ha un *range* di età compresa tra il Pleistocene Superiore *p.p.* - Olocene *p.p.*

Superficie *Olo*

Anche tale superficie è stata ricostruita con quote in metri rispetto al livello del mare. Essa corrisponde alla superficie topografica ed è delimitata dalle aree in affioramento nelle zone pedemontane del **TGC**. È stata generata per determinare gli

spessori comprensivi del TGC e dell'Olocene, per una informazione aggiuntiva a quanto già rappresentato nell'allegato della carta del sottosuolo (vedi § V, 3.4. delle N.I. 430) e per il Foglio in oggetto" n. 4 (vedi § V, 4.6.). L'età è riferibile all'Olocene.

1.4. - ANALISI DELLE ANOMALIE GRAVIMETRICHE DI BOUGUER

I dati di anomalia di Bouguer forniti da ENI S.p.A. e utilizzati per questo studio coprono entrambi i fogli, con una estensione di 13 km verso est e ovest e 15 km verso nord e sud oltre i limiti del Foglio stesso. I dati sono stati forniti su una griglia regolare con maglia di dimensione 500 m in longitudine e latitudine e sono relativi a tre densità di calcolo costante, rispettivamente di $2,67 \text{ g/cm}^3$, $2,4 \text{ g/cm}^3$ e $2,2 \text{ g/cm}^3$. In Figura 164 si riporta il dato originale delle anomalie di Bouguer con densità di calcolo $2,67 \text{ g/cm}^3$ per l'area coperta dai due fogli 429 e 430.

Per la realizzazione dei Fogli si è eseguita l'analisi morfologica del campo di gravità di Bouguer a $2,67 \text{ g/cm}^3$. Per effettuare tale analisi, ci si è basati sul seguente approccio:

- decomposizione SVD (*Single Value Decomposition*) del dato originale per la rimozione del campo regionale per i valori singolari 1-5 (i.e. CHEN *et alii*, 2015) (Fig.165);

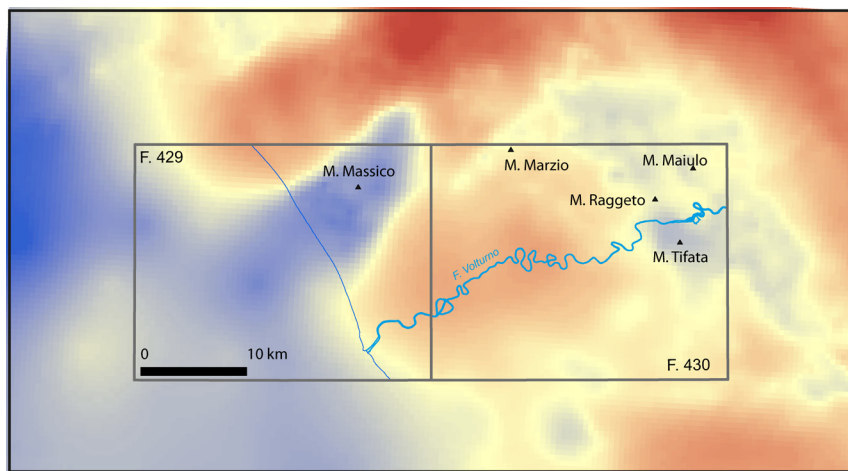


Fig. 164 - Dati delle anomalie del campo di gravità di Bouguer con densità di calcolo $2,67 \text{ g/cm}^3$. Per la legenda vedi Fig. 165, scala grafica 1 relativa a SVD.

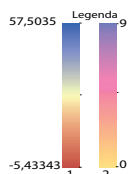
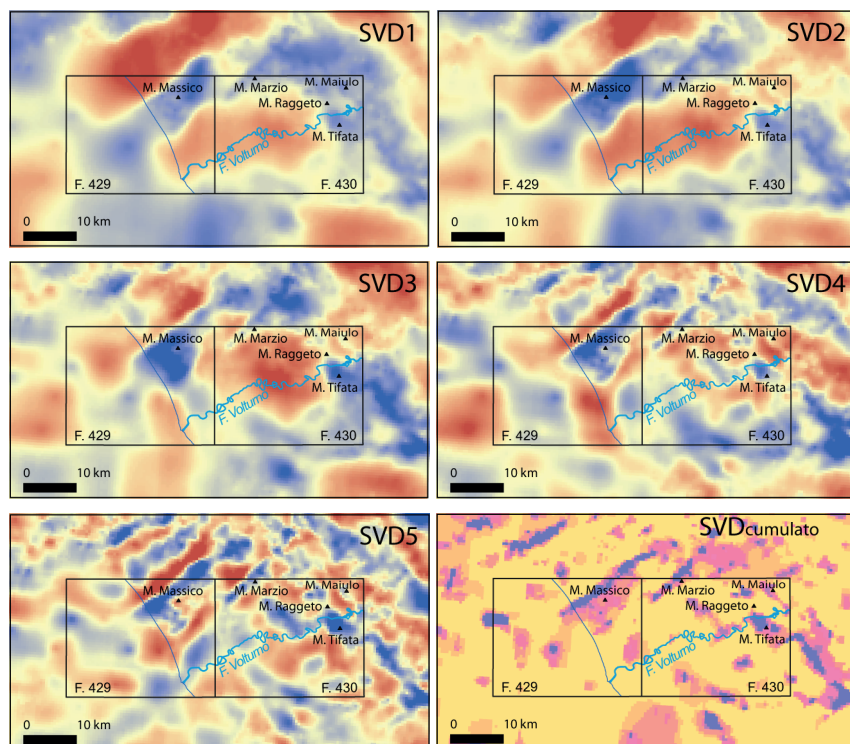


Fig. 165 - Campi residuali delle anomalie di Bouguer con densità di calcolo $2,67 \text{ g/cm}^3$, ottenuti mediante SVD del campo originale (Fig. 3DS4) considerando il contributo dei valori singolari maggiori di 1,2,3,4 e 5. Questi 5 valori singolari hanno un contributo di densità di energia pari al 99% del campo totale; SVD cumulato: calcolo cumulato dei pixels i cui campi di gravità residuali, superano $0,25 \text{ mGal}$. Per la legenda di SVD da 1 a 5, scala grafica 1; per la legenda di SVD cumulato scala grafica 2.

- calcolo cumulato dei *pixels* il cui campo di gravità residuale, corrispondente ciascun valore singolare, superava $0,25 \text{ mGal}$ (SVD cumulato in Fig.165);
- analisi morfologica del dato gravimetrico comparata con le evidenze dei lineamenti ottenuti dal *line-drawing* delle linee sismiche.

2. - REALIZZAZIONE DEL MODELLO GEOLOGICO 3D

In base alla stratigrafia dei fogli e al livello di dettaglio, qualità e distribuzione nelle tre dimensioni dei dati di sottosuolo, è stata definita una stratigrafia di riferimento per il modello geologico 3D, basata sulle superfici stratigrafiche meglio identificabili e tracciabili lateralmente nel sottosuolo. Questo ha richiesto di accorpare le unità stratigrafiche riconosciute, definendo degli insiemi di unità che costituiscono i volumi inclusi nel modello geologico 3D (Fig. 166).

Come base di partenza per le analisi e interpretazioni, sono stati utilizzati i modelli geometrici e le sezioni geologiche pubblicati per l'area di studio (ad es. IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1979; BRUNO *et alii*, 2000, 2025; CAIAZZO *et alii*, 2006; CASCIELLO *et alii*, 2006; AMATO *et alii*, 2017).

L'identificazione di superfici stratigrafiche e faglie nei dati di sottosuolo ha prodotto vettori 3D costituiti da punti lungo i log di pozzo (superfici *Pleist Sup-Olo* e *Plio-Pleist Inf*) e linee lungo i profili sismici associati ai contatti stratigrafici e alle strutture tettoniche. Nell'insieme tali dati sono stati utilizzati per costruire superfici vettoriali tramite processi di interpolazione e modellazione 3D in MOVE. Infine, queste superfici sono state utilizzate come limiti di tetto, letto e laterali per costruire i volumi delle unità incluse nel modello geologico 3D.

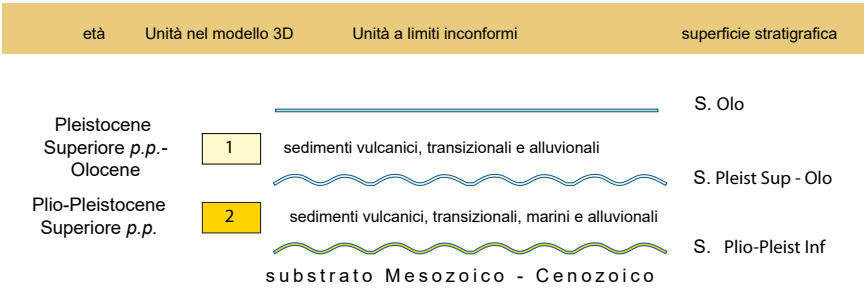


Fig. 166 - Stratigrafia di riferimento utilizzata per la realizzazione del modello 3D.

3. - SINTESI INTERPRETATIVA

3.1. - LE STRUTTURE TETTONICHE RAPPRESENTATE NEL MODELLO 3D

Dall'analisi comparata dei dati sismici e gravimetrici si evince una coerenza e correlazione di questi dati sulle principali orientazioni e lineamenti delle strut-

ture tettoniche (Fig. 167), che hanno interessato la superficie *Plio-Pleist Inf* e la superficie *Pleist Sup-Olo*.

Gli elementi strutturali principali che dislocano la superficie *Plio-Pleist Inf* sono riconducibili ad una tettonica trascorrente ed estensionale plio-quaternaria coeva all'apertura della porzione meridionale del bacino tirrenico (MARIANI & PRATO, 1988; PATACCA *et alii*, 1990; MILIA & TORRENTE, 2000; PANZA *et alii*, 2004; CASCIELLO *et alii*, 2006; BRUNO *et alii*, 2025). In particolare, distinti episodi di *rifting* con orientamenti diversi che hanno interessato il margine dal tardo Miocene al Pleistocene (BARTOLE, 1984; MOUSSAT *et alii*, 1986; SARTORI, 1990; CINQUE *et alii*, 1993; HIPPOLYTE *et alii*, 1994; FERRANTI *et alii*, 1996; CAIAZZO *et alii*, 2006). Le fasi iniziali di *rifting* hanno agito principalmente su faglie normali a basso angolo (BARCHI *et alii*, 1998; JOLIVET *et alii*, 1999; MATTEI *et alii*, 2002). In una seconda fase, faglie normali più alte hanno sezionato le strutture precedenti, modellando l'attuale morfologia del margine (SARTORI, 1990). A partire dal Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore hanno interessato la fascia occidentale del cuneo orogenico causando la formazione di *half-graben* costieri del settore campano.

Dati di letteratura indicano che la tettonica ha agito su lineamenti anti-appenninici con geometria listrica (MARIANI & PRATO 1988; CASCIELLO *et alii*, 2006; BRUNO *et alii*, 2025). Questi dati trovano riscontro nell'individuazione della fa-

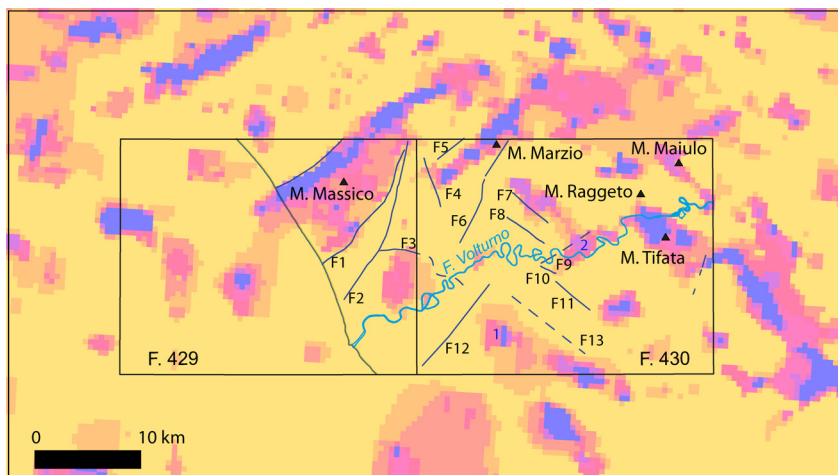


Fig. 167 - Calcolo cumulato dei pixels il cui campo di gravità residuale, corrispondente ciascun valore singolare, superava 0.25 mGal (SVD cumulato, in cui sono sovrapposti i lineamenti tettonici desunti dalle analisi dei dati sismici). 1 e 2 alti morfologici relativi.

glia orientata NE-SO che borda il Monte Massico (F1 in Figura 167) visibile in quasi tutti i profili sismici che ricadono al bordo del massiccio e che ribassa il substrato verso SE. In accordo con BRUNO *et alii* (2025) questo elemento strutturale costituisce il lineamento principale (*master fault*) nella strutturazione della Piana (si veda sezione di Foglio a cornice). I profili sismici mostrano con un buon dettaglio che tale lineamento rappresenta un involuppo di strutture che determinano una estesa area di deformazione orientato nel senso della *master fault*.

Le faglie ad andamento NO-SE osservabili nella parte centrale della Piana sono ben visibili nei profili sismici e originano un ribassamento generale del substrato meso-cenozoico verso i settori SO (F4, F7, F8, F11 in Figura 167) (si veda anche sezione del Foglio n. 430). Le direzioni prevalenti osservate nei profili sismici individuano sistemi principali orientati NO-SE e NE-SO, questi trovano riscontro anche nell'andamento degli allineamenti dei rilievi montuosi in superficie orientati secondo queste direzioni che sono state attive in differenti periodi del Quaternario (vedi § II, III). La faglia a direzione NE-SO osservabile in più sezioni sismiche, che delimita un alto morfologico (1) evidenziato dai dati gravimetrici nel settore meridionale del Foglio (area flegrea) nel F. 430, deforma prevalentemente i depositi plio-quaternari della piana (F12 in Fig. 167), ribassandoli verso NO. Tale lineamento probabilmente potrebbe essere messo in relazione al movimento di scorrimento della *master fault* a cui si associa un sistema di faglie antitetico che ribassa verso NO la successione plio-quaternaria. L'analisi morfologica del dato gravimetrico, anche se in assenza di vincoli derivanti dall'interpretazione delle linee sismiche, evidenzia che questo alto morfologico potrebbe essere inoltre delimitato a nord da un lineamento strutturale orientato NO-SE (F13 in Fig. 167).

Più autori riconoscono che le faglie a direzione NO-SE e NE-SO sono prevalenti nella strutturazione dei bacini sedimentari peritirrenici, pur fornendo diverse interpretazioni cinematiche (FABBRI *et alii*, 1981; MARIANI & PRATO, 1988; CINQUE *et alii*, 1997; MILIA & TORRENTE, 1999; ACOCCELLA & FUNICIELLO, 1999; BRUNO *et alii*, 2000, 2025).

Riguardo alle dislocazioni che deformano la superficie *Pleist Sup-Olo*, di particolare interesse sono i dati gravimetrici nell'area in prossimità dello sbocco del Fiume Volturno sulla Piana; che evidenziano un alto morfologico (2). Dalle stratigrafie dei sondaggi CARG si evince che tale alto morfologico è impostato su sedimenti dell'unità U₂ del Pleistocene Superiore *p.p.* ed è ricoperto da sedimenti olocenici, evidenziando un'area con assenza di deposizione del TGC (vedi § V, 4.6.). Questo alto morfologico è stato supposto bordato da faglie che dislocano la superficie *Pleist Sup-Olo* (F9, F10 in Figura 167). Si suppone che tale strutturazione sia antecedente alla deposizione del TGC, individuando paleomorfologie articolate che non possono essere maggiormente dettagliate data l'assenza di ulteriori dati in quest'area.

XI - SISMICITÀ STORICA E ASSETTO SISMOTETTONICO

1. - SISMICITÀ

L'area del Foglio n. 429 "Mondragone" è caratterizzata da una bassa sismicità recente e di modesta intensità. Sono pochi, infatti, i terremoti registrati dalla Rete Sismica Nazionale INGV (ISIDE, 2007) degli ultimi 40 anni che ricadono nell'area del Foglio (cerchi gialli in Fig. 168).

La scarsa sismicità è ancora più evidente se si prende in esame il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (quadrati arancio in Fig. 168; CPTI15, 2022), che riporta i dati parametrici omogenei, sia macrosismici, sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima (I_0) ≥ 5 o magnitudo (M_w) ≥ 4.0 d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2020.

Di contro, analizzando il catalogo dei più forti terremoti storicamente risentiti nell'area del Foglio riportato in Tabella 12, si evince come l'area risente dei forti terremoti con epicentro lungo la vicina dorsale appenninica (Fig. 169).

L'analisi dei cataloghi storici e delle fonti consente di individuare soltanto 5 località all'interno del Foglio che storicamente hanno subito dei danni moderati-gravi (intensità macrosismiche tra il VI e il VII grado MCS; Tab. 12) a causa dei forti terremoti di origine appenninica.

Qui di seguito una breve descrizione degli effetti di questi terremoti (epicentri in Fig. 169) sulle principali località del Foglio.

Il terremoto del 23 novembre 1980 (area epicentrale Irpinia-Basilicata) causò danni rilevanti in tutto il territorio comunale di Carinola (VII MCS). Le unità edilizie danneggiate più o meno gravemente furono 550, con quasi il 10% degli abitanti rimasti senzatetto su un totale di 8786. Ci furono 2 morti. Subirono forti

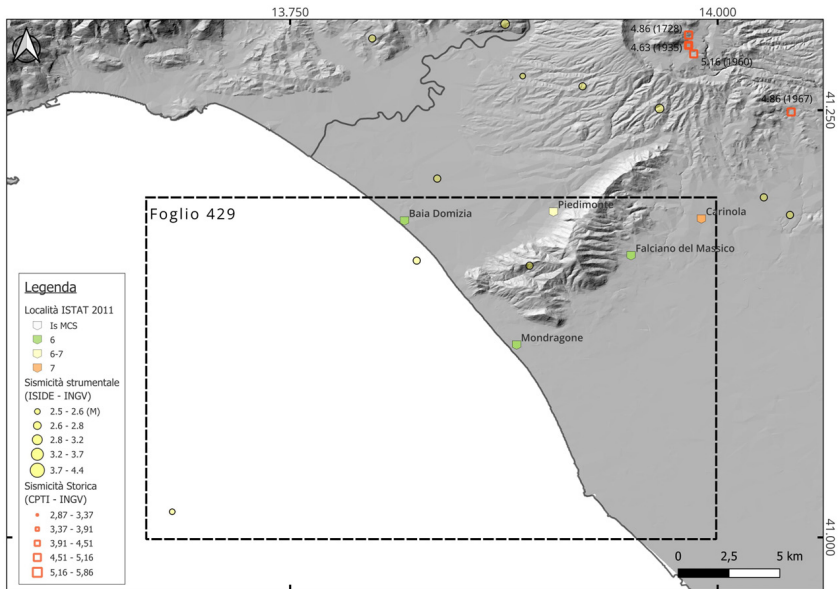


Fig. 168 - Mappa in rilievo ombreggiata (TARQUINI et alii, 2023) in cui sono riportate le località italiane (ISTAT, 2021) del Foglio che storicamente hanno subito danneggiamenti a seguito di forti terremoti di origine appenninica. Ogni località è rappresentata con un simbolo colorato in funzione della massima intensità risentita ($I_s \geq 6$ MCS - Tabella 12). Si noti la scarsa sismicità strumentale degli ultimi 40 anni (ISIDE, 2007) così come la completa assenza di sismicità storica all'interno del Foglio (CPTI15, 2022).

danni il castello baronale e le chiese di S. Francesco e dei SS. Filippo e Giacomo (CFTI5MED, 2018).

Anche in occasione del terremoto irpino del 23 luglio 1930 Carinola subì danni rilevanti (VII MCS). La scossa causò lievi danni a diversi fabbricati di Piedimonte (VI-VII MCS) compresa la caserma dei Carabinieri. Grande panico si ebbe fra la popolazione di Mondragone (VI MCS), dove tre palazzi furono fortemente lesionati (CFTI5MED, 2018).

I terremoti del 1456 fanno parte di una delle più devastanti sequenze della storia sismica d'Italia. Lo studio delle fonti dell'epoca ha consentito di ipotizzare l'occorrenza di più terremoti probabilmente occorsi a breve distanza l'uno dall'altro il 5 dicembre 1456 (Mw 7.19) con area epicentrale tra la Campania settentrionale, il Molise occidentale e l'Abruzzo meridionale (GALLI, 2023). In particolare, il terremoto causò danni leggeri e/o moderati, piuttosto diffusi a Carinola (VI-VII MCS - dati non pubblicati GALLI & MOLIN). Secondo MANETTI (1457) la località subì *'pauca damna'*.

Tab. 12 - *Catalogo dei più forti risentimenti nell'area del foglio 429 "Mondragone" (>6 MCS; mod. da CFTI5MED, 2018; DBMI15, 2022); Is: intensità risentita nelle località del Foglio; Io: intensità epicentrale; Mw, magnitudo momento da CPTI15, 2022; @, dati inediti GALLI & MOLIN.*

max Is	Anno	Mese	Giorno	Ora	Area Epicentrale	Io	Mw	Località del foglio (Is > 6 MCS)
7	1980	11	23	18:34	Irpinia-Basilicata	10	6.81	Carinola (7),
7	1930	07	23	00:08	Irpinia	10	6.67	Carinola, (7), Piedimonte (6-7), Mondragone (6)
6-7	1456	12	05	03:00	Sannio-Matese	11	7.19	Carinola (6-7) @
6-7	1984	05	07	17:50	Monti della Meta	8	5.86	Carinola (6-7), Baia Domizia (6), Falciano del Massico (6), Mondragone (6)
6	1984	05	11	10:42	Monti della Meta	7	5.47	Carinola (6)

In occasione della sequenza che colpì l’alta valle del Sangro e la Val di Comino, nel maggio del 1984, si registrarono danni moderati nelle località del Foglio, già percorse dal terremoto del 1980. A Carinola (VI-VII MCS), i danni causati dalla scossa del 7 maggio, in alcuni casi anche gravi, consistettero per lo più nell’ac-

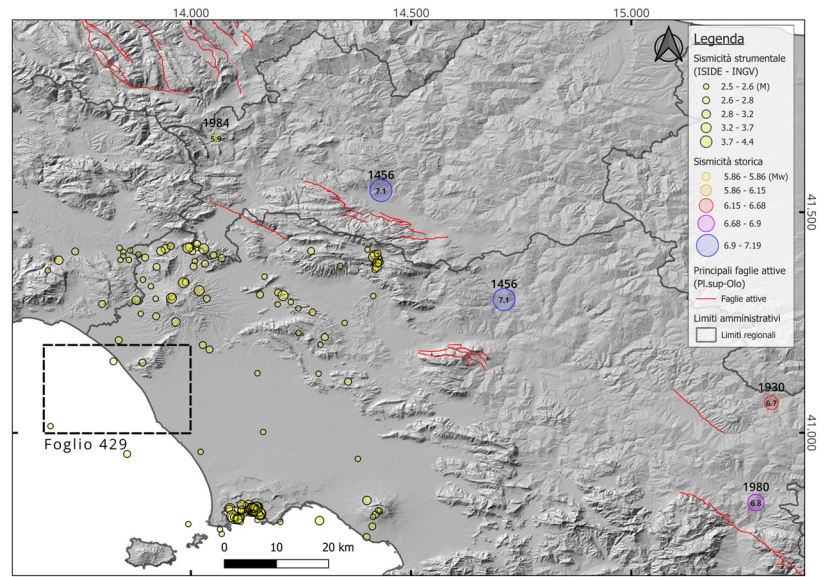


Fig. 169 - *Mapa in rilievo ombreggiata (TARQUINI et alii, 2023) in cui sono riportati gli epicentri dei terremoti appenninici più forti (mod. da CPTI15, 2022) e la sismicità strumentale degli ultimi 40 anni (ISIDE, 2007) in un raggio di 40 km dal centro del Foglio; i simboli sono proporzionali alla magnitudo del terremoto il cui valore è riportato in legenda. Le linee rosse rappresentano le principali faglie attive durante il Pleistocene Superiore-Olocene responsabili dei forti terremoti appenninici (mod. da LAVECCHIA et alii, 2024).*

centuazione dei dissesti del terremoto del 23 novembre 1980 non ancora riparati. In abitazioni vecchie e in cattivo stato di manutenzione si ebbero lesioni ai muri portanti, ai solai e ai cornicioni, con il crollo degli stessi e la caduta di pochi fumaioi. Si verificò il crollo parziale di un fabbricato fatiscente, già inagibile. Anche il municipio, già dissestato, ebbe nuove lesioni; alcune chiese furono chiuse per precauzione. La scossa dell'11 maggio causò l'aggravamento delle lesioni preesistenti e l'apertura di nuove lievi lesioni (VI MCS) (CFTI5MED, 2018). A Mondragone (VI MCS) la scossa del 7 maggio aggravò i dissesti causati dal terremoto del 23 novembre 1980 su un patrimonio edilizio generalmente scadente. Si verificarono danni in alcuni edifici pubblici, come la scuola elementare, il palazzo del Municipio, la chiesa Madre e il palazzo Ducale, che si trovava in un grave stato di abbandono (CFTI5MED, 2018). Nel caso delle località di Baia Domizia (VI MCS) e Falciano del Massico (VI MCS) la scossa del 7 maggio causò lievi danni (SPADEA & VECCHI, 1984).

2. - ASSETTO SISMOTETTONICO

La mancanza di grandi terremoti storici con epicentro nell'area del Foglio è in accordo con l'assenza di evidenti strutture geologiche potenzialmente sismogenetiche, cioè l'assenza di elementi di tettonica attiva di certa collocazione cronologica.

Come detto in precedenza, l'area del Foglio risente fortemente della elevata sismicità appenninica ($6 < M_w < 7.2$) rilasciata dai sistemi di faglie, prevalentemente distensive a orientazione NO-SE, in risposta a un campo di deformazione estensionale post-pleistocenico della catena appenninica in direzione NE-SO (BONCIO *et alii*, 2004; GALLI & PERONACE, 2014; LAVECCHIA *et alii*, 2024) con dei tassi di 3-5 mm/anno (D'AGOSTINO, 2014). Le faglie attive sono per lo più allineate lungo lo spartiacque appenninico (GALADINI & GALLI, 2000) e, dall'inizio del Pleistocene, hanno portato alla formazione di numerosi bacini intramontani che si sono progressivamente riempiti di depositi fluvio-lacustri, con tassi di sedimentazione proporzionali agli *slip rates* delle faglie (GIACCIO *et alii*, 2023).

In figura 169 sono riportate le principali faglie attive nel Pleistocene Superiore-Olocene responsabili dei forti terremoti appenninici (GALLI, 2023) che hanno causato danneggiamenti nell'area del Foglio. Per alcuni di questi terremoti (e.g., 1980), grazie a studi paleosismologici, sono note le faglie responsabili (e.g., faglia del Monte Marzano); per altri (e.g., 1456) le sorgenti sismogenetiche sono state soltanto ipotizzate sulla base della distribuzione degli effetti macrosismici.

In letteratura vengono segnalati come attivi alcuni lineamenti tettonici che ricadono nell'area del Foglio; si tratta delle strutture note in letteratura come il

sistema di faglie di Monte Massico che hanno guidato l'apertura e l'evoluzione della Piana del Volturno a partire dal Pliocene e per tutto il Quaternario (CORRADO *et alii*, 2020). In particolare, nei vari lavori editi a seguito del Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR, gli autori che si sono occupati dell'area di studio (ASCIONE & CINQUE, 1999; CINQUE *et alii*, 2000) hanno classificato queste faglie come attive nel tardo Pleistocene Medio-Superiore e con attività olocenica incerta.

Più recentemente LUIO *et alii* (2018), rilocalizzando i terremoti registrati dalla rete (circa 80 eventi con $2 > M_w > 4.8$), hanno identificato come la sismicità sia allineata lungo le principali faglie del Monte Massico con andamento NE-SO, seppur con sismicità a bassa energia ($M_w \text{ max} = 4.8$).

L'analisi dell'evoluzione stratigrafica della piana realizzata da vari autori (ROMANO *et alii*, 1994; CORRADO *et alii*, 2020) evidenzia un'attività delle strutture bordiere piuttosto scarsa a partire dalla messa in posto del TGC (39 ka) sino a tutto l'Olocene. Al contrario, CORRADO *et alii* (2024), interpretando dati di terreno con dati stratigrafici da sondaggi e linee sismiche, ipotizzano l'attività recente delle faglie bordiere del Monte Massico e della loro prosecuzione nell'*offshore* tirrenico.

XII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - IDROGEOLOGIA

1.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio è caratterizzata dalla presenza delle porzioni prossime alla costa delle due piane alluvionali del F. Volturno e del F. Garigliano, separate dalla dorsale carbonatica di Monte Massico orientata NE-SO. La dorsale costituisce pertanto un elemento di discontinuità tra la circolazione idrica superficiale e sotterranea della piana del F. Garigliano, a nord, e della piana del F. Volturno, a sud. Nella letteratura idrogeologica viene distinta una ulteriore area di pianura, la piana di Mondragone, compresa tra la linea di costa e il fronte sud-ovest di M. Massico. L'assetto attuale è frutto di una prima fase di tettonica compressiva nel Miocene Superiore, a cui è seguita una seconda fase, di tettonica estensionale a partire dal Pleistocene Inferiore, con sviluppo di un intenso vulcanismo (0,3-0,5 Ma) (IPPOLITO *et alii*, 1973; APRILE & ORTOLANI, 1979; CINQUE *et alii*, 1987). Tale assetto è pertanto costituito da alti strutturali, oggi coincidenti con i rilievi carbonatici montuosi, e depressioni, successivamente riempite da sedimenti quaternari alluvionali, piroclastici e vulcanosedimentari.

La presenza di sorgenti termali nell'area, zone di degassamento diffuso e anomalie termiche testimoniano la presenza di sistemi idrotermali (MILANO *et alii*, 2004; CORNIELLO *et alii*, 2018); grazie a questi sistemi, le acque termali in risalita dall'acquifero carbonatico profondo e confinato si diffondono negli acquiferi sedimentari superficiali freatici (CORNIELLO *et alii*, 2015; CUOCO *et alii*, 2015).

Nell'area del Foglio sono presenti i settori di foce dei bacini del Fiume Garigliano, del Fiume Savone (quest'ultimo comprende il Torrente Savone, il Fiume Savone e il Canale Agnena), del Fiume Volturno, dei Regi Lagni. È presente una sorgente lineare corrispondente all'incremento di portata in alveo del Rio Fontanelle (Lago di Carinola), di circa $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$ (BONI *et alii*, 1986), che drena l'acquifero del Sistema di Roccamonfina.

Nell'area è documentata da diversi autori una marcata intrusione salina che interessa il Fiume Volturno e gli acquiferi costieri presso il suo delta (CORNIELLO *et alii*, 2010; BUSICO *et alii*, 2018; TARALLO *et alii*, 2023), con valori di salinità lungo il fiume che diventano trascurabili a circa 10 km dalla foce (GAJOLINI *et alii*, 2023). Nelle zone più interne invece, a circa 2 km dalla costa, la presenza di acque salmastre potrebbe derivare da acque antiche saline confinate dai sedimenti meno permeabili (SCHIAVO *et alii*, 2023).

1.2. - CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE DELLE PIANE ALLUVIONALI

La piana del Garigliano è costituita da sedimenti costieri e alluvionali. In sinistra idrografica, gli acquiferi della piana sono alimentati da travasi idrici provenienti sia dal Monte Massico che dall'edificio vulcanico di Roccamonfina, e risultano pertanto ben ricaricati (CELICO, 1983). La piezometria del settore di piana compresa nel Foglio varia tra 40 e 0 m s.l.m.

La Piana del Volturno è costituita da terreni vulcanici, vulcanoclastici e sedimentari antichi e recenti. I rilievi collinari a sud-est del Massico sono in larga parte coincidenti con il *Tufo Grigio Campano* (TGC), che ha uno spessore massimo di 80 m (CORNIELLO *et alii*, 2018), per diminuire di spessore verso la costa, dove invece prevalgono i depositi sabbiosi; l'ignimbrite, nella parte centrale della piana, è coperta dai depositi alluvionali e palustri. In posizione stratigrafica inferiore rispetto al TGC, si trovano invece depositi alluvionali e transizionali plio-pleistocenici, che rappresentano l'acquifero principale della piana del fiume Volturno (CORNIELLO & DUCCI, 2014) (sezione 1 in Fig. 170). Il *Tufo Grigio Campano* ha caratteristiche fisiche variabili in termini di spessore, granulometria, grado di litificazione, e può dunque avere una funzione di confinamento o semi confinamento per gli acquiferi con cui è in contatto a seconda delle condizioni locali; in particolare, può determinare un confinamento dell'acquifero alluvionale-transizionale inferiore rispetto all'acquifero alluvionale superiore. Verso la costa, dove lo spessore del *Tufo Grigio Campano* si riduce o è assente, l'acquifero alluvionale-transizionale è invece freatico. L'intera piana è ricaricata dall'infiltrazione delle piogge e dal deflusso sub superficiale dai rilievi adiacenti, ovvero dai calcari mesozoici e dal vulcano di Roccamonfina. La direzione principale del

deflusso sotterraneo è da nord-est verso sud-ovest. La superficie piezometrica degrada tra 60 e 0 m s.l.m., con gradiente molto basso.

1.3. - DOMINIO IDROGEOLOGICO DI MONTE MASSICO

Monte Massico è una monoclinale con immersione a sud-ovest, costituita da calcari e calcari dolomitici mesozoici nella sua parte centrale e all'estremità sud-est (Mt. Petrino), dolomie triassiche nel lembo nord-est, che tuttavia ricadono appena al di fuori dal Foglio, e litotipi marnoso arenaceo argillosi affioranti prevalentemente a sud-ovest e a sud (Mt. Pizzuto - Mt. Crestegallo). Il contatto tra i carbonati e i depositi delle piane circostanti avviene attraverso faglie che bordano l'alto strutturale, con rigetto di centinaia di metri (MARIANI & PRATO, 1988; BILLI *et alii*, 1997; BRUNO *et alii*, 2000; CORNIELLO *et alii*, 2010; DUCCI *et alii*, 2010). I litotipi marnoso arenacei hanno una permeabilità medio bassa e frequenti intercalazioni argillose; sono presenti numerose sorgenti, di portata ignota ma presumibilmente inferiore al l/s. Al contrario, la permeabilità medio alta per le rocce calcaree, oltre all'assenza di acquicludi rilevanti, determina una infiltrazione efficace alta negli altri settori (CORNIELLO *et alii*, 2018); il deflusso di base nei calcari e nei calcari dolomitici contribuisce ad alimentare poche sorgenti basali (sorgenti 1-5 in Tab. 13 e Fig. 170A-1B). Il gruppo sorgentizio più significativo è quello di Sinuessa (DUCHI *et alii*, 1995; CORNIELLO, 1988; CUOCO *et alii*, 2017); posto tra il margine sud-ovest del massiccio carbonatico e la costa, ai piedi di Monte Pizzuto, questo gruppo ha una portata di circa 1-2 l/s, (CORNIELLO *et alii*, 2018), e le caratteristiche geochimiche e chimico fisiche indicano acque di tipo cloruro-sodiche, sulfuree e ricche di CO₂, termominerali (con temperature comprese tra 30 e 45°C, CORNIELLO *et alii*, 2015); la mineralizzazione potrebbe essere prevalentemente dovuta all'interazione dei fluidi endogeni in risalita con il basamento evaporitico, che causa salinizzazione dell'acquifero. Attorno alle sorgenti sono presenti sottili depositi travertinosi. I due pozzi delle Terme di Sinuessa (a in Fig. 170B), perforati a poca distanza dalle sorgenti, prelevano acque con temperatura intorno ai 43°C. Analogamente, i calcari affioranti nell'area di Mt. Petrino hanno un'alta permeabilità e contribuiscono ad alimentare la piana di Mondragone, con deflusso sotterraneo stimato in 30 l/s (CORNIELLO *et alii*, 2015); il deflusso inoltre alimenta la sorgente di Padule S. Rocco (sorgente n. 2, in Fig. 170B; CORNIELLO *et alii*, 2015; CUOCO *et alii*, 2015). I dati sulla mineralizzazione delle acque nella piana di Mondragone sono derivati dalla perforazione per scopi geotermici del pozzo Petrinum, a 300 m di profondità, a 150 m dalla base di Mt. Petrino (pozzo b in Fig. 170B e Tab. 13, VIGOR *project* in AMORESANO *et alii*, 2015), che intercetta acque calcio-bicarbonatiche, sulfuree e ricche in CO₂.

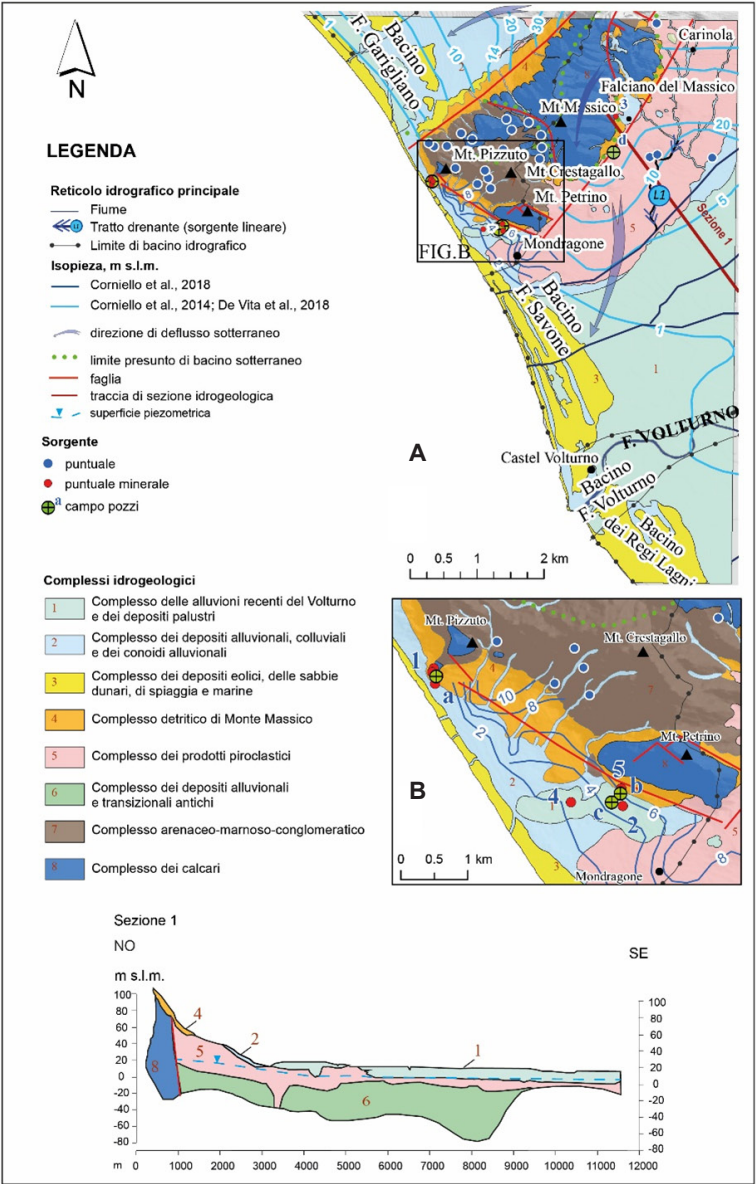


Fig. 170 - Carta dei complessi idrogeologici e linee isopiezometriche dell'area del Foglio (A) e particolare della piana di Mondragone (B). La Sezione 1 è modificata da CORNIELLO et alii (2015).

A nord-ovest di Mondragone, a circa tre chilometri dall'abitato, è ubicato il pozzo "Bagni Sulfurei" (c in Fig. 170B e Tab. 13). Esso, perforato per circa 40 m in depositi alluvionali, eroga acque in pressione alla temperatura di circa 40 gradi centigradi e con un residuo fisso maggiore di 5 grammi per litro (CELICO, 1983). Acque calde e molto mineralizzate sono state rinvenute anche in un pozzo perforato nei pressi di Falciano del Massico, sul versante sud-est alla base del massiccio carbonatico (pozzo d in Fig. 170A).

Le quote piezometriche nella piana di Mondragone degradano dai 10-6 m s.l.m. (nei detriti di falda di Monte Massico e alla base di Monte Petrino), fino al livello del mare.

1.4. - COMPLESSI IDROGEOLOGICI

Verranno di seguito descritti i principali complessi idrogeologici individuati nell'area, che sono rappresentati nella Figura 170. Le unità geologiche presenti nel Foglio sono state raggruppate in complessi in base alle caratteristiche litologiche, che consentono di attribuire un grado di permeabilità relativa.

1. *Complesso delle alluvioni recenti del Volturno e dei depositi lacustri/palustri e palustri delle piane del Volturno e del Garigliano* (comprende le unità geologiche **VEF_{15e}**, **VEF_{15e3}**, **VEF_{15b}**, **VEF_{14e3}**, **VEF_{14e}**, **VEF_{13e3}**, **VEF_{13e1}**, **e₃**, **BDM_{e3}**). Limi, limi argillosi, limi sabbiosi, sabbie limo-argillose e argille, con frequenti orizzonti e lenti di materiale torboso, riconducibili a paleo canali naturali o artificiali; depositi di ambiente palustre; depositi di bonifica o colmata di meandri abbandonati e/o segmenti golenali, di depressioni acquitrinose e lagunari bonificate. Lo spessore complessivo risulta variabile fino ad un massimo di quasi 20 metri. La permeabilità è media bassa.

OLOCENE

2. *Complesso dei depositi alluvionali, colluviali e dei conoidi alluvionali* (comprende le unità geologiche **VEF_{14b}**, **FRN**, **b**, **b₇**). Limi e sabbie, sabbie limose e argillose a prevalente composizione vulcanoclastica, ghiaie carbonatiche dell'alveo alluvionale attuale del Fiume Volturno e dei suoi tributari (alveo di piena); depositi di golena parzialmente o completamente colmati per interventi di bonifica e drenaggio antropico (**b**); ghiaie eterometriche con clasti di natura carbonatica e vulcanoclastica a supporto di matrice sabbiosa e localmente limosa, in facies di conoide alluvionale medio-distale (**FRN**). La permeabilità relativa è variabile da bassa a media.

PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE

Tab. 13 - *Sorgenti e campi pozzi nell'area di studio con portata maggiore di 1 l/s.*

Denominazione	N	Tipo	Riferimenti
Sinuessa (Levagnole)	1	Sorgente puntuale, gruppo con manifestazioni gassose	CORNIELLO <i>et alii</i> , 2015
Padule S. Rocco (Acqua Sulfurea)	2	Sorgente puntuale, minerale	CUOCO <i>et alii</i> , 2017
Falciano del Massico	3	Sorgente puntuale, minerale	CUOCO <i>et alii</i> , 2017
Sorgente minerale	4	Sorgente puntuale, minerale	CORNIELLO <i>et alii</i> , 2015
Sorgente acqua sulfurea	5	Sorgente puntuale, minerale	IGM 1:25000
Sorgente lineare	6	Sorgente lineare	BONI <i>et alii</i> , 1986
Pozzi Sinuessa Terme	a	Pozzi con acqua termominerale	Vigor Project, 2012
Pozzo Petrinum	b	Pozzo con acqua termominerale con emanazioni gassose, profondo 300 m	Vigor Project, 2012
Pozzo Bagni sulfurei	c	Pozzo con acqua termominerale, profondo 40 m	CELICO, 1983
Pozzo presso Falciano del Massico	d	Pozzo con acqua termominerale	CELICO, 1983; DE VITA <i>et alii</i> , 2018

3. *Complesso dei depositi eolici, di spiaggia e marine* (comprende le unità geologiche **EPT**, **VEF_{15d}**, **VEF_{15g}**, **VEF_{14d}**, **VEF_{13d}**, **d**, **BDM_d**, **g₂**). Questo complesso comprende unità a prevalente componente sabbiosa, provenienti da diversi ambienti sedimentari: sabbie medie e limi a luoghi intercalate a depositi sabbioso-limosi o argilloso limoso sabbiosi di interduna (**d**); sabbie sciolte medie e fini, ben arrotondate, formanti la duna costiera relitta, con spessore inferiore ai 5 m (**VEF_{15d}**, **BDM_d**); sabbie grossolane ben classate marine (**VEF_{15g}**); sabbie ben classate di barra costiera (**VEF_{14d}**, **VEF_{13d}**) con spessori che in prossimità della costa possono raggiungere oltre 20 metri, riducendosi progressivamente verso l'interno; sabbie da medio fini a grossolane deposte parallelamente alla costa, con estensione in affioramento verso l'entroterra di circa 25 metri (**g₂**) e spessori esigui. La permeabilità relativa è alta.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - OLOCENE SUPERIORE p.p.

4. *Complesso detritico di Monte Massico* (comprende le unità geologiche **a₃**, **i**). Ghiaie eterometriche e brecce, a supporto di matrice sabbioso ghiaiosa calcarea e subordinatamente vulcanoclastica, sciolte o debolmente cementate, disposte in lembi localizzati alla base dei versanti carbonatici al bordo delle fasce pedemontane delle piane dei fiumi Volturno e Garigliano (**a₃**). Sabbie grossolane e ghiaie sabbiose legate a processi gravitativi o flusso idrico trattivo (**i**). Spessore da pochi metri ad alcune decine di metri. La permeabilità relativa è alta.

PLEISTOCENE SUPERIORE? p.p. - OLOCENE p.p.

5. *Complesso dei prodotti piroclastici* (comprende le unità geologiche **TGC** e **FNC**). Include i depositi vulcanici dei Campi Flegrei (**TGC**), oltre a depositi piroclastici distali di limitato spessore dal vulcano di Roccamonfina (**FNC**). Si tratta quindi di tufi più o meno litoidi, ceneri e lapilli di ricaduta e piccoli affioramenti di brecce di versante. Questo complesso, in genere considerato a permeabilità assai bassa (CORNIELLO *et alii*, 2010) presenta un'alta eterogeneità e può avere localmente una trasmissività moderata (DE VITA *et alii*, 2018).

PLEISTOCENE MEDIO - SUPERIORE p.p.

6. *Complesso dei depositi alluvionali e transizionali antichi*. Questo complesso comprende le unità **U₁**, **U₂** e **U₃** della carta della Geologia del Sottosuolo allegata al Foglio, e corrisponde parzialmente al “complesso alluvionale antico” riportato in CORNIELLO & DUCCI (2014). **U₁** è costituita da sabbie e limo di piana alluvionale che si rinvencono nelle incisioni vallive sviluppatesi durante la fase di basso stazionamento marino, successivamente alla deposizione del **TGC**. **U₂** comprende depositi vulcanici e vulcanoclastici alternati a depositi sabbiosi e argillosi, con presenza di paleoalvei, di ambiente di piana alluvionale. Lo spessore massimo è 10 metri. **U₃** comprende depositi prevalentemente sabbiosi di ambiente marino-transizionale, con spessori massimi di 20-30 m. Complessivamente la permeabilità relativa è alta.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

7. *Complesso arenaceo-marnoso-conglomeratico* (comprende le unità geologiche **NSS**, **LNG**, **FPJ**, **ESL**, **RIV**). Questo complesso include depositi di ambiente torbido: arenarie grossolane e conglomeratiche intercalate a calcilutiti, calcareniti e calciruditi, con olistoliti carbonatici di Monte Massico (**NSS**); marne calcaree, calcari marnosi e calcareniti con interstrati marnosi (**LNG**); arenarie in strati sottili e medi (**FPJ**); depositi clastici argilloso-marnoso-sabbiosi, che costituiscono blocchi messi in posto per gravità a chiusura della sedimentazione terrigena (**ESL**); sedimenti derivanti da *debris flow* con inclusi sia della serie carbonatica mesozoica sia arenarie e microconglomerati, e che risultano in contatto tettonico con le unità mioceniche (**RIV**). La permeabilità relativa è bassa.

BURDIGALIANO MEDIO p.p. - MESSINIANO p.p.

8. *Complesso dei calcari* (comprende le unità geologiche **RDT**, **CDO**, **CPL**, **CRQ**, **CRQ₄**, **CCM**, **CUS**). Questo complesso include i calcari di piattaforma interna, le calcareniti e le calciruditi della struttura idrogeologica di Monte Massico. Il complesso ha un'alta permeabilità per fratturazione e carsismo.

GIURASSICO INFERIORE p.p. - MIOCENE SUPERIORE

2. - CAVE

Nell'area del Foglio sono presenti alcune cave, inattive e/o abbandonate, in cui i materiali estratti sono principalmente calcarei e in subordine piroclastici.

Le cave che coltivano il calcare sono presenti lungo le propaggini meridionali e orientali del Monte Massico.

Cave di limitata estensione che coltivano materiale piroclastico sono ubicate al piede meridionale del Mt. Petrino e interessano la formazione del **TGC**.

Con il termine “marmo di Mondragone”, noto nelle sue diverse varietà Cipollino, Brecciato o Mondragone Giallo e Brecciato o Mondragone Nero (PENTA, 1935), viene indicata una roccia carbonatica metamorfizzata (DI GIROLAMO *et alii*, 2000; DE GENNARO *et alii*, 2013) ampiamente utilizzata come pietra monumentale nei palazzi reali di Napoli e Caserta del XVIII secolo. Storicamente le cave di marmo di Mondragone sono descritte da GRECO (1927) “*rinomatissime le cave di marmi, che costituirono e sono tuttora il decoro e lo splendore della Reggia di Caserta e di Napoli e della chiesa di San Francesco da Paola coll'imponente porticato*”. Il marmo di Mondragone, è stato utilizzato sia a livello locale che per edifici storici quali il Palazzo Reale di Capodimonte, la basilica di San Francesco di Paola a Napoli e la Reggia di Caserta.

L'area di origine di queste pietre ornamentali è storicamente indicata nel Mt. Massico, dove affiorano depositi in facies di *flysch* con inglobati olistoliti di diversa origine. Tra questi, alcuni presentano un grado di metamorfismo medio-basso (DI GIROLAMO *et alii*, 2000).

I fronti di cava attualmente osservabili sui versanti carbonatici non sarebbero quindi correlabili alle zone di estrazione dei cosiddetti “marmi di Mondragone”, la cui origine era legata allo sfruttamento di olistoliti di dimensioni notevoli. Sebbene la maggior parte di questi sia stata consumata per ricavarne pietre ornamentali, attualmente è possibile osservarne la presenza lungo le pendici del Monte Massico.

Nel PRAE Regione Campania (2006) per il comprensorio di Mondragone, i marmi vengono riferiti come pochi blocchi isolati inclusi nelle porzioni sud-occidentali della successione miocenica della dorsale del Monte Massico.

EXTENDED ABSTRACT

1. Introduction

Sheet 429 “Mondragone” of the Italian Geological Map at 1:50,000 scale presents a comprehensive reconstruction of a coastal sector located at the transition between the Southern Apennines and the Tyrrhenian margin. The mapped area includes both an emerged domain, composed of three major physiographic units (the Campanian Plain to the south, the Garigliano Plain to the north, and the intervening Mt. Massico carbonate ridge trending approximately NE-SW), and a submerged domain corresponding to the central sector of the coastal zone within the Gulf of Gaeta.

This study integrates surface and subsurface geological data from both terrestrial and marine environments to investigate the complex interplay of compressional and extensional tectonics, volcanic activity, sedimentary processes, and sea-level fluctuations from the Mesozoic to the present. Geological fieldwork was conducted at a 1:10,000 scale in both emerged and submerged sectors. Mapping was based on the delineation of lithostratigraphic boundaries, supplemented by structural observations and geomorphological criteria. Sheet 429 incorporates multiple thematic frameworks and targeted analyses of the investigated sectors, which are summarized in the following sections.

2. Methodology

The geological map of the emerged area was developed using an integrated, multi-disciplinary approach. For Meso-Cenozoic successions, sedimentological and biostratigraphic analyses of thin sections were performed, alongside calcareous nannofossil biostratigraphy of Miocene carbonate and siliciclastic sediments. Quaternary deposits, including both volcanic and siliciclastic sediments, were studied through outcrop and subsurface data. Tephra layers were sampled and analyzed by EMPA to determine major and minor element compositions and to attribute them to volcanic sources through geochemical correlation.

Paleontological analyses of ostracods in Quaternary siliciclastic deposits allowed for environmental characterization and paleoenvironmental reconstruction. Radiocarbon dating (^{14}C) was applied to peat layers identified in the subsurface. The submerged sector was surveyed using integrated geological and geophysical methods, focused on seafloor geology between -5 m and -30 m depth. The survey area, approximately 180 km², was covered by multibeam bathymetry and side-scan sonar. Data processing included rendering of bathymetric surfaces and acoustic reflectivity, as well as interpretation of morphological and morpho-structural features. Seafloor samples were collected with grab samplers and SCUBA on rocky substrates. Laboratory analyses included sedimentology; identification of foraminifera, ostracods, mollusks, and coralligenous macrozoobenthic communities; chemical-mineralogical analyses; archaeometric analysis of ceramic fragments; and AMS ^{14}C dating of coralligenous materials. The stratigraphic units on the seafloor were ultimately defined through geological calibration of geophysical data.

3. Geological and Stratigraphic Framework

The Mesozoic-Cenozoic successions exposed in the emerged area were attributed to two tectonic units: the Monte Massico Tectonic Unit and the Monte S. Anna-Forcella Unit.

The Monte Massico Unit comprises a Mesozoic-Cenozoic carbonate succession and a syn- to late-orogenic siliciclastic succession, with Miocene strata in paraconformable contact with underlying Mesozoic formations. These record passive margin evolution and flexural subsidence (Cusano and Longano formations). The overlying siliciclastic units include the Pietraraja formation (turbidites of foredeep basins) and the Monte Massico sandstones, deposited in thrust-top basins. The Monte S. Anna-Forcella Unit consists of two tectonic slices: an upper slice with varicoloured clay deposits of the M. Crestegallo complex, and a lower slice with the M. Crivari formation, a mixed siliciclastic-carbonate succession of foramol type (LEES & BULLER, 1972), representing an outer carbonate ramp.

The last marine sedimentation phase is marked by the Messinian S. Francesco formation. Quaternary units in the Garigliano and Volturno plains include volcanoclastic deposits (e.g., Campanian Grey Tuff, Neapolitan Yellow Tuff), fluvial-alluvial sediments, palustrine facies, and beach-dune systems. Subsurface data reveal sedimentary successions up to 3-4 km thick, indicating long-term, differential tectonic subsidence. Mapping of submerged areas within the 30-m isobath identified six depositional units of the modern Highstand Systems Tract (HST), based on side-scan sonar, sedimentological, micropaleontological, and mineralogical data.

4. Subsurface geology

Subsurface mapping of the Volturno Plain was supported by literature boreholes, hydrocarbon exploration wells (VIDEPI), a VIGOR project borehole, and five continuous-coring boreholes from the CARG project. These cores allowed direct observation of buried stratigraphic units. The 1:50,000 subsurface map includes isopach maps and interpretative diagrams showing thickness distribution of the Campanian Gray Tuff (TGC) and paleoenvironmental associations. Chronostratigraphic constraints come from tephra and peat layers. The TGC is a key marker bed dividing the succession into two pre-TGC and one post-TGC units, all attributed to the Middle-Upper Pleistocene. Peat layers enabled subdivision of the post-TGC unit into three Holocene subsyntheses (VEF₁₃, VEF₁₄, VEF₁₅), bounded by erosional or non-depositional surfaces.

5. Tectonic Evolution

The tectonic evolution of the area includes polyphase compressional events during the Miocene-Pliocene (VITALE *et alii*, 2019), followed by Quaternary strike-slip and extensional tectonics related to Tyrrhenian basin opening (MILIA *et alii*, 2003; CASCIELLO *et alii*, 2006). These formed NE-SW-trending listric faults with transtensive kinematics, leading to the southeastward subsidence of thrust sheets. The Mt. Massico structural high and the semi-graben basins of the Volturno and Garigliano developed in this framework and were filled with thick Quaternary successions (BRANCACCIO *et alii*, 1991; ROMANO *et alii*, 1994).

6. Tephrostratigraphy

Tephra analyses provided chronological constraints for both surface and subsurface units. Eleven tephra layers were identified within the five sediment cores retrieved from the Mondragone Sheet area. These layers were sampled and analyzed using an Electron Micro Probe Analyzer

(EMPA) to determine major and minor element concentrations and to assign volcanic source attribution. Correlation with specific eruptive units was achieved through geochemical fingerprinting. Three distinct volcanic sources were recognized. Most of the investigated tephra layers can be clearly attributed to the Phlegraean Fields (Campi Flegrei), while two layers are geochemically compatible with products from the Roccamonfina volcanic complex. One additional layer was attributed to the Somma-Vesuvius volcanic system.

7. Marine Geology and Benthic Ecosystems

The submerged sector represents the inner continental shelf, which has morphological and stratigraphic continuity with the coastal plain. This area developed from ~6 ka BP during the last sea-level highstand. Three groups of stratigraphic units were identified: (a) submerged beach and inner platform deposits, (b) coralligenous buildups and bioclastic deposits of the Sinuessa Bank, and (c) delta-front deposits near the Volturno River mouth. Benthic faunal analyses revealed dominant foraminiferal taxa such as *Ammonia beccarii* and *Rectuvigerina phlegeri*, and the presence of the alien species *Mimosina affinis*. A total of 118 ostracod species were identified, with the genus *Leptocythere* and *Pontocythere* being the most abundant.

The Sinuessa area is underlain by a subcropping Campanian Ignimbrite substrate forming a shallow, terraced topographic high. Coralligenous assemblages here include sciaphilic species such as *Lithophyllum* and *Axinella*, along with photophilic taxa like *Eunicella singularis*. Thanatocoenoses contain fragments of various marine organisms.

The southeastern sector of the study area includes the submerged part of the Volturno River delta. The offshore morphology near the river mouth shows subtle slope breaks that mark transitions between major depositional environments, including a distinct change around 22 m depth that represents the boundary, landward to seaward, between the delta front and the upper prodelta.

8. Land-sea correlation

Land-sea correlation, constrained by seismic and core data, shows a major regressive-transgressive cycle from MIS 5 (~120 ka) to the Holocene highstand (~6.5 ka), with a turning point at the Last Glacial Maximum (~18 ka). NE-SW-trending faults created half-grabens and localized subsidence, especially in the Volturno basin. Volcaniclastic layers such as the TGC enable stratigraphic correlation across terrestrial and marine settings. The FSST surface observed offshore correlates with an erosional surface (se) onshore, marking the base of a transgressive and highstand succession culminating in a maximum flooding surface between 7.0 and 6.5 ka BP. These successions include delta front, shoreface, and lagoonal deposits, forming the base of VEF₁₃. During the Middle Holocene, sea-level stabilization favored aggradation (6.5–4.5 ka BP) followed by progradation (<4.5 ka BP), leading to the development of the Volturno plain, coastal lagoons, and beach-barrier systems (VEF₁₄). Coastal-lagoon environments persisted until Roman times, as shown by the *Via Domiziana* built on dune ridges (AIELLO *et alii*, 2018a). Offshore, these grade into delta front parasequences and landward into alluvial and marsh deposits of VEF₁₅.

9. *Geomorphology Evolution*

The physical landscape of the study area was divided into three main sectors, each one with characteristic morphogenetic processes: A) the Garigliano plain (unit 1), B) the Mt. Massico Ridge (unit 2), and C) the Volturno coastal and delta plain (unit 3).

The first one is a small southern area included in the much larger Garigliano Plain containing several orders of fluvial terraces and fans that have been generated by a base level lowering of the whole drainage fluvial network. At the present day the coastal plain shows coastal dune landforms and beach sand deposits. Two different dune deposits of the Eutyrrhenian marine stage and of the Holocene crop out, with the first ones forming terraced surfaces incised by the fluvial network.

The second area is related to the NE-SW-oriented Mt. Massico Ridge which divides the Garigliano and Volturno catchment fluvial basins. The Mt. Massico shows in the uppermost carbonate landscape some relics of an ancient erosion flat surfaces, attributed to the Palaeosurface *Auctt.*

The third and largest area is related to the Volturno coastal plain, which runs for about 16 km, also containing the Volturno cuspidate delta area, and the piedmont area bounding the Mt. Massico Ridge. Backward the Volturno coastal-dune systems are two depositional areas: the first including the Volturno River channel floodplain. This latter area was affected by human activities since the 1800 producing a remediation of the whole fluvial plain through the creation of artificial fluvial channels acting to runout the water from the plain.

During the Last Glacial Maximum (LGM), the coastline extended several kilometers further seaward. The subsequent post-glacial marine transgression caused delta retrogradation, which was followed by coastal progradation during the mid-to-late Holocene. The combined influence of fluvial processes, volcanic activity, and relative sea-level fluctuations has shaped a highly complex and articulated coastal plain and continental shelf.

10. *3D Model*

The 3D geological model was built through seismic interpretation (including CARG line Mond01), deep wells from literature, stratigraphy from CARG and other shallow boreholes, and Bouguer anomaly analysis. It includes three buried surfaces: the deepest marks the top of Mesozoic-Cenozoic rocks (base of Plio-Quaternary infill), and two shallower surfaces represent Upper Pleistocene and Holocene intervals. The model incorporates major tectonic discontinuities and the distribution of Bouguer anomalies.

11. *Applied Geology and historical seismicity*

Eight hydrostratigraphic complexes were defined based on lithological characteristics and relative permeability. Hydrothermal activity is evidenced by thermal springs, diffuse degassing, and thermal anomalies (MILANO *et alii*, 2004; CORNIELLO *et alii*, 2018), suggesting vertical migration of thermal waters from deep carbonate aquifers to shallow phreatic aquifers. Saltwater intrusion has been documented near the Volturno delta.

Recent seismicity in the area is low and of moderate intensity. Few earthquakes have been recorded by the INGV network (ISIDE, 2007) over the past 40 years. However, historical records show that strong earthquakes from the nearby Apennine ridge have caused moderate to severe damage (intensity VI-VII MCS) in five localities within the Sheet area.

LEGEND

UNITS NOT DEFINED BASED ON THEIR CATCHMENT AREAS CURRENTLY FORMING CONTINENTAL DEPOSITS

h - *anthropogenic deposit*

Building and mining material landfill; concrete structures related to rectified riverbeds; quarry materials.

LATE HOLOCENE *p.p.*

b - *alluvial deposit*

Sands and gravels with a predominantly volcanoclastic composition, carbonate gravels from smaller watercourses that drain the Garigliano and Volturno plains (floodplain), lood-plain deposits partially or completely filled by reclamation and anthropogenic drainage interventions.

LATE HOLOCENE *p.p.*

g₂ - *beach deposit*

Medium-fine to coarse sands of volcanoclastic and sedimentary origin, along with sandy gravels composed of well-rounded clasts of pumice, volcanic scoria, and limestone; unconsolidated medium and fine sands that are locally silty, with a mixed volcanoclastic and sedimentary composition. These deposits form the present-day foreshore, the first coastal ridge currently in formation and devoid of vegetation.

LATE HOLOCENE *p.p.*

a - *slope deposit*

Unconsolidated heterometric detrital-colluvial material with sharp-edged or sub-rounded clasts, silty-clayey and sandy matrix-supported. Clasts' size varies from a few cm up to about 10 cm. Variable thickness depending on the morphological context, not exceeding 5 m.

HOLOCENE *p.p.*

b₇ - *colluvial deposit*

Silty and clayey sands with gravelly-sandy lenses and/or layers, mainly composed of volcanoclastic materials. Variable thickness, ranging from a few cm to more than 1 meter. Discontinuous sub-rounded calcareous clast horizons are present near carbonate slopes. Pottery fragments are also locally present.

HOLOCENE *p.p.*

a₁ - *landslide deposit*

Gravitational mass deposit made of heterogeneous and heterometric material, clast-supported or with clayey-sandy matrix.

HOLOCENE *p.p.*

COMPLETELY FORMED CONTINENTAL DEPOSITS

d - *aeolian deposit*

Medium and fine sands, locally interbedded with sandy-silty sediments. Carbonate and quartz clasts are locally present (Garigliano plain). The sands are laterally interbedded with clayey-silty-sandy palustrine interdune deposits, characterized by local weathered covers, which cannot be mapped. These deposits are representative of a relict coastal dune deposit that has not retained its original shape due to the intense anthropization of the area. Locally, the deposits are pedogenized and/or stabilized by tree and/or shrub vegetation.

HOLOCENE *p.p.*

e₃ - *palustrine deposit*

Silts and clays, locally silty-clayey sand with frequent peaty horizons of palustrine origine, and interbedded lenses and horizons of silty sands and gravel related to floodplain episodes. The outcrop thickness does not exceed 2 m, while borehole measurements indicate thicknesses of about 3 m.

HOLOCENE *p.p.*

a₃ - *debris talus*

Dense to weakly cemented gravels, with heterometric and subangular mainly carbonate clasts, ranging from matrix-supported to clast-supported, and from massive to stratified. Medium to very coarse carbonate sandy matrix, volcanoclastic subordinate. The deposit consists of small outcrops located at the base of the carbonate slopes and dissected by the hydrographic network. It is located at the piedmont area of the Volturno and Garigliano rivers' plains, also. Variable thickness ranging from a few to several tens of meters.

LATE PLEISTOCENE? *p.p.* - HOLOCENE *p.p.*

i - *mixed origin deposit: debris-flow and/or torrential deposit*

Angular to sub-rounded heterometric gravels, ranging from massive to stratified; coarse sands and stratified sandy gravels with erosional-depositional structures. These deposits are related to gravitational processes or stream flow. The outcropping thickness can reach several metres.

LATE PLEISTOCENE? *p.p.* - HOLOCENE *p.p.*

SUBMERGED AREAS DEPOSITS

DELTA FRONT ENVIRONMENT

g₆ - *delta front deposit*

Deposits located primarily at the mouth of the Volturno River, at depths ranging between 1-3 meters and 20 meters. The sediments are mostly composed of medium to coarse, well-sorted sand with mollusk fragments near the river mouth, and medium to fine, silty sands further offshore, which are reworked by the wave base. These deposits locally form coastal sandbars with relatively small fan-like morphologies, which gradually pass laterally to

submerged beach deposits and, seaward, to inner shelf deposits.

The mineralogical composition of the sandy fraction is predominantly siliciclastic-volcaniclastic, including clinopyroxene, calcite, K-feldspar, quartz, and accessory apatite, garnet, amphiboles, biotite, and magnetite. Benthic foraminiferal associations include: *Ammoninae* (*Ammonia beccarii*, *A. tepida*, *A. parkinsoniana*), *Bolivina* spp. (*B. spathulata*, *B. variabilis*), *Pseudotriloculina rotunda*, *Triloculina schreiberiana*, *Eggerelloides scabrum*. Among the ostracod fauna, the following are recognized: *Semicytherura incongruens*, *Leptocythere multipunctata*, *Neocytherideis subulata*, *Palmoconcha turbida*, *Semicytherura sulcata*.

LATE HOLOCENE

LITTORAL ENVIRONMENT

g₈ - submerged beach deposit

Well-sorted medium-fine to fine sand of quartz-feldspar composition with a carbonate component, weakly bioclastic, and with poor or absent silty matrix. The outer limit of beach deposits is located between 10 m and 15 m depth, beyond the seaward boundary of the outermost coastal sandbar. The bathymetric profile of the submerged beach varies according to the coastal morphodynamics, with alternating bar-trough systems and shallow sandbars.

The mineralogical composition of the deposit is fairly homogeneous, and characterized by a dominant association of quartz, K-feldspar, calcite, and clinopyroxene, accompanied by subordinate apatite, garnet, leucite, sodic plagioclase, titanite, and iron oxides (magnetite, ilmenite, rutile), illite/mica, and other clay minerals (kaolinite and chlorite).

The benthic foraminiferal thanatocoenoses are dominantly composed of: *Ammonia beccarii*, *Triloculina schreiberiana*, *Ammonia tepida*, *Ammonia parkinsoniana*, *Cribrulphidium poeyanum*, *Quinqueloculina seminulum*, *Elphidium punctatum*, *Buccella granulata*. Among the ostracod fauna, *Pontocythere turbida* is highly represented, together with *Semicytherura incongruens*, *Xestoleberis communis*, *Leptocythere macella*, *Loxoconcha affinis*, *Palmoconcha turbida*, *Leptocythere crepidula*, *Xestoleberis plana*, *Cytheridea neapolitana*.

LATE HOLOCENE

g₁₃ - organogenic buildup, bioherm

Deposits composed of typical encrustations of sessile coralligenous organisms forming raised or, in places, terraced areas, with in situ organogenic production and associated bioclastic deposits. These deposits are especially present in the "Sinuessa" area, where they form a system of bioconstructions colonizing a sub-cropping rocky substrate of volcaniclastic deposits attributed to the Campania Grey Tuff Formation.

The Sinuessa bank rises about 1-2 meters above the seafloor and extends off the southern slopes of Mt. Massico, between 5-7 m and 15 m depth, parallel to the coastline, for a total length of about 7.5 km and a width of 1.5 km, between Baia Azzurra and Mondragone.

The coralligenous bioconstructions are formed by numerous epimegabenthic structuring species, including Rhodophytes (e.g. *Lithophyllum*, *Mesophyllum*, *Peyssonnelia*) Sponges

(e.g. *Axinella*) and Cnidarians (e.g. *Cladocora caespitosa*, *Eunicella singularis*). Also associated are small mollusks (lithophages), green algae, and bryozoans.

The most abundant benthic foraminiferal thanatocoenoses species include *Ammonia beccarii*, *Rotalinoides gaimardi*, *Elphidium crispum*. The areal distribution of the bioconstructions is characterized by a series of coralligenous blocks separated by a network of channels characterized by fine bioclastic sand, locally with a silty-clayey matrix ($\mathbf{g}_{19}$). In depressed zones of the coralligenous banks or surrounding areas, bioclastic deposits of varying size ($\mathbf{g}_{12}$) are also locally present.

LATE HOLOCENE

$\mathbf{g}_{12}$ - bioclastic deposit

Sand and gravelly sand, coarse bioclastic and subordinately fine bioclastic sand with subordinate silty matrix, partially originated from the reworking of benthic communities forming the Sinuessa bioconstructions ($\mathbf{g}_{13}$). The coarser bioclastic facies are mainly found within morphological depressions or at the edges of the coralligenous banks. Finer deposits mainly characterize the seafloor in the surroundings of bioconstructions.

The bioclastic debris making up this deposit is composed of fragments of varying size of: Bivalvia (e.g. *Lithophaga lithophaga*, *Chama gryphoides*, *Striarca lactea*), Gastropoda (e.g. *Gibbula ardens*, *Rissoina bruguieri*, *Bittium* spp., *Tricolia* spp.) Brachiopoda and Bryozoa. The benthic foraminiferal assemblages are characterized by the dominance of *Rotalinoides gaimardi*, along with: *Elphidium crispum*, *Ammonia beccarii*, *Adelosina elegans*, *Ammonia parkinsoniana*, *Adelosina intricata*, *Adelosina mediterraneensis*, *Rosalina bradyi*. The ostracod fauna is mainly represented by *Semicytherura incongruens*, *Pontocythere turbida*, *Palmoconcha turbida*, *Xestoleberis communis*, *Loxoconcha affinis*, *Lepocythere macella*, *Neonesidea mediterranea*, *Semicytherura sulcata*, *Xestoleberis dispar*, *Xestoleberis plana*. The mineralogical association includes moderate amounts of clinopyroxene, quartz, calcite, and K-feldspar, and subordinately apatite and magnetite.

LATE HOLOCENE

CONTINENTAL SHELF ENVIRONMENT

$\mathbf{g}_{19}$ - inner shelf deposit

Deposits composed of fine silty sand and sandy silt with abundant or subordinate fine bioclastics located between the outer limit of the submerged beach and the lower limit of storm wave influence, exceeding 30 m depth, in areas with slopes ranging between 0.5° and 1.2°.

The thanatocoenosis includes fragments of bivalves, gastropods, scaphopods (e.g., *Antalis* spp.), small irregular echinoderms, and mud-dwelling worms, with frequent bioturbation, associated with the occurrence of *Turritellinella tricarinata*, that characterizes the bathymetric range of 15 m to 30 m, particularly off the mouth of the Volturno and Garigliano rivers.

The benthic foraminiferal assemblage includes *Ammonia tepida*, *Ammonia beccarii*, *Criboelphidium poeyanum*, *Rectuvigerina phlegeri*, *Bulimina elongata*, *Elphidium decipiens*, *Eggerelloides scabrum*, *Nonionoides turgidus*, *Haynesina depressula*, *Elphidium*

punctatum, *Quinqueloculina seminulum*, *Triloculina schreiberiana*. In the ostracod fauna, *Semicytherura incongruens* is dominant, together with *Palmoconcha turbida*, *Leptocythere macella*, *Cytheridea neapolitana*, *Carinocythereis whitei*, *Leptocythere bacescoi*, *Cytherois joachinoi*, *Pontocythere turbida*, *Cytheropteron rotundatum*.

The mineralogical composition of the constituents includes clinopyroxene, calcite, K-feldspar, and, subordinately, quartz. Sodic plagioclase, leucite, amphibole, biotite, apatite, and magnetite are present in accessory quantities. The clayey fraction is represented by chlorite, kaolinite, and illite. A significant occurrence of volcanic glass is also observed.

LATE HOLOCENE

VOLTURNO RIVER COASTAL-ALLUVIAL PLAIN UNITS

VESUVIAN FLEGREAN SYNTHEM (VEF)

This unit encompasses successions included between the erosive, or non-depositional, discontinuity present at the top of the Campanian Grey Tuff (TGC) and the current topographic surface. The sheet includes only two Holocene p.p. subsystems.

LATE PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE

VEF₁₅ - Cancelli Arnone subsystem

The deposits in this subsystem are included between the erosional and/or non-depositional discontinuity at the top of the underlying deposits of the Capua subsystem (VEF₁₄) and the topographic surface. There are five distinct types of deposits: palustrine (e₃), alluvial (b), aeolian (d), lacustrine/palustrine (e), and marine (g). The d, e, and g deposits represent the upper part of the Volturno River's mouth Holocene transgressive coastal wedge. In the underground, the subsystem represents the innermost portion of the sedimentary wedge above the erosive discontinuity of the Capua subsystem and reaches a thickness of about 30 m.

Prevailing clayey silts and clays, along with silty-clayey sands and clays, with frequent horizons or lenses of peaty material and intercalations of lenses and/or levels of alluvial silty and/or gravelly sands attributable to natural or artificial paleochannels fill; relict meander and/or floodplain segments fill; reclamation fill and/or reclaimed marshy and lagoon depressions fill. Locally, shells and fragments of freshwater fauna are present. Decametric thickness (palustrine deposit, e₃). Prevailing sands, along with silty-clayey sands from grey to yellowish-brown with levels of reworked lapilli and pumice, and greyish-blackish and bluish clays; sometimes a thin eluvial-colluvial layer of non-mapping thickness is observed; intercalations of sandy-gravelly horizons and lenses with a predominantly volcanoclastic and subordinately carbonate and peaty composition; relict meander and/or floodplain segments fill. The fluvial deposits are incised by the Volturno River and form the most recent fluvial terrace, hanging approximately 2-4 m above the current riverbed. Thickness less than 15 m (alluvial deposit, b). Grey silts and clayey muds with volcanoclastic clasts, in massive arrangement. Back-dune environment. Maximum thickness 2-3 m (lacustrine-palustrine deposit, e). Unconsolidated medium and fine well-rounded sands, related to the relict coastal dune. This deposit has undergone pedogenesis and/or stabilization by the arboreal/shrub vegetation and often does not retain its original shape due

to the intense anthropization of the area. Thickness less than 5 m (aeolian deposit, **d**). Coarse-grained sands and gravel, well sorted, in poor pelitic matrix and containing several bivalves (*Donax* sp., *Glycimeris* sp.). Submerged beach (marine deposit, **g**).
LATE HOLOCENE *p.p.*

VEF₁₄ - *Capua subsynthem*

The deposits in this subsynthem are included between the erosional and/or non-depositional discontinuity (identified in the boreholes) at the top of the underlying deposits of the Masseria Pugliese subsynthem (**VEF₁₃**, established in contiguous F 430 Caserta Ovest) and the topographic surface. These deposits consist of stratified yellowish-grey sands and silts. Locally, intercalations of lenses and/or levels of carbonate gravels and sands, grey and brown-yellowish silty-clayey sands with reworked lapilli and pumice are present (alluvial deposit, **b**). A thin eluvial-colluvial blanket is also present in some areas, although it cannot be mapped. These deposits are characteristic of alluvial plain environments. The thickness can reach up to 5 meters in the piedmont sector of Mt. Massico.

MIDDLE HOLOCENE *p.p.* - LATE HOLOCENE *p.p.*

PHLEGREAN ISCHIAN SUPERSYNTHEM (**FI**)

This unit comprises the deposits filling the Campanian Plain Graben. It is included between the pre-Quaternary substratum top and the erosional, locally weathered, discontinuity at the top of the Campanian Grey Tuff (**TGC**). In the analyzed area, only the Campanian Grey Tuff (**TGC**) is recognized.

EARLY PLEISTOCENE? - LATE PLEISTOCENE *p.p.*

TGC - *Campanian Grey Tuff*

Pyroclastic flow deposits ubiquitously overlying previous units. Scoriaceous ash tuff, typically lithoid with varying degrees of lithification and textures. Its colour ranges from dark grey to yellowish, the latter due to zeolitization processes. Coarse lava fragments, lapilli, and scoriaceous lapilli. The composition ranges from trachyte to alkaline trachyte-phonolitic. The outcropping thickness is 10 m, while in the underground it reaches 70 m (⁴⁰Ar/³⁹Ar age: 39,85 ± 0,14 ka according to GIACCIO *et alii*, 2017, *cum bibl.*).

LATE PLEISTOCENE *p.p.*

GARIGLIANO RIVER COASTAL-ALLUVIAL PLAIN UNITS

BDM - *BAIA DOMIZIA SYNTHEM*

This unit encompasses successions included between the erosive, or non-depositional, discontinuity present at the top of the Furoni synthem (**FRN**) and the current topographic surface. There are two distinct types of deposits: aeolian (**d**) and palustrine (**e₃**). Medium and fine sands intercalated with sandy-silty sediments. Locally, calcareous and quartz clasts are present. These deposits are representative of a relic coastal dune deposit that has not retained its original shape due to the intense human presence and action in the area. Locally, the deposits are pedogenized and/or stabilized by tree and/or shrub vegetation and are interspersed with clayey-silty-sandy palustrine interdune deposits, with local pedoge-

netic covers that cannot be mapped (aeolian deposit, **d**). Sandy silts, sands, and silty-clayey clays with common peaty levels of palustrine origin and with intercalations of lenses and/or horizons of silty and locally gravelly alluvial sands, linked to alluvial events (palustrine deposit, **e**₃). The outcropping thickness does not exceed 2 m; in the underground, in accordance with the borehole data, it reaches a total of approximately 5,5 m.

HOLOCENE *p.p.*

FRN - FURONI SYNTHEM

This unit encompasses deposits included between the erosive, or non-depositional, discontinuity present at the top of the Tre Ponti synthem (**EPT**), sometimes of the **TGC**, and the bottom of the Baia Domizia synthem (**BDM**). Heterometric gravels matrix-supported, with carbonate and volcanoclastic clasts, sandy and locally silty matrix, in mid-distal alluvial fan facies (alluvial deposit, **b**). The deposits are incised and terraced. The thickness does not reach 20 meters.

LATE PLEISTOCENE *p.p.*

TGC - Campanian Grey Tuff

Pyroclastic flow deposits ubiquitously overlying previous units. Scoriaceous ash tuff, typically lithoid with varying degrees of lithification and textures. Its colour ranges from dark grey to yellowish, the latter due to zeolitization processes. Coarse lava fragments, lapilli, and scoriaceous lapilli. The composition ranges from trachyte to alkaline trachyte-phonolitic. The outcropping thickness is 10 m, while in the underground it reaches 70 m. (⁴⁰Ar/³⁹Ar age: 39,85 ± 0,14 ka according to GIACCIO *et alii*, 2017, *cum bibl.*)

LATE PLEISTOCENE *p.p.*

EPT - TREPONTI SYNTHEM

This unit encompasses deposits included between the erosive, or non-depositional, discontinuity developed on non-outcropping Middle Pleistocene deposits and the base of the **TGC**. Medium-fine sands with quartz grains; locally fine grey-yellowish sands, sometimes blackish due to the presence of volcanoclastic elements (aeolian deposit, **d**). These deposits represent low-relief relict dune areas and dune ridges, often with a thin, reddish pedogenic cover that cannot be mapped. Coarse bioclastic calcarenites with shells and fragments of *Glycimeris* sp. are present approximately 6 m below the topographic surface, they are not outcropping (borehole data). (Age: 130 ka-BRANCACCIO *et alii*, 1990; 124,5 ka-AIELLO *et alii*, 2021a).

LATE PLEISTOCENE *p.p.*

ROCCAMONFINA VOLCANO DEPOSITS

FNC - Falciano del Massico unit

Distal pyroclastic deposits, alternating with volcanoclastic deposits, and associated with several different eruptive events. Due to their thickness, individual mapping is not feasible. A fine-grained yellowish tuff with analcimized leucite, less than 1 m thick and attributable to the eruptive series of the Brown Leucitic Tuff (LUHR & GIANNETTI, 1987), is present in

the lower part. A grey and scoriaceous tuffaceous deposit with aligned levels of calcareous clasts, less than 1 m thick, is present higher up. Finally, yellowish deposits strongly pedogenized are present at the top. The overall thickness of these deposits is about 15 m. MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

MESSINIAN MARINE DEPOSITS

AFN - S. Francesco formation

Coarse to microconglomeratic quartz-micaceous sandstones, in an abundant sandy matrix with calcareous-marly cement, sometimes graded and with low-angle plane-parallel lamination, in thick layers. Interbedded are polygenic conglomerates in a sandy matrix, featuring very well-rounded pebbles that can exceed 30 cm in size, primarily made up of Mesozoic limestones and subordinately of sandstones and granites. Sedimentation environment: submerged beach. Thickness: less than 20 m.

EARLY MESSINIAN *p.p.*

MONTE S. ANNA-FORCELLA TECTONIC UNIT

RIV - Mt. Crivari formation

Calcirudites and calcarenites containing fragmented and/or whole of bryozoans, bivalves, and serpulids; medium to thick beds and metric-thick banks with a sharp, sometimes erosive base. Beds show a locally lenticular geometry at the outcrop scale, appearing massive, and sometimes displaying plane-parallel and convoluted lamination. Calcirudites with rhodoliths, whole and fragmented pectinides and sometimes with scattered extra-basinal pebbles in layers 10 to 50 cm thick and with a sharp, sometimes wavy base, are locally present. The calcirudites and calcarenites pass upwards to calciturbiditic marly levels, consisting of thin to medium beds exhibiting medium-scale oblique lamination. These deposits are sometimes interspersed with medium to thick layers of arenaceous and conglomeratic sediments. The arenaceous sediments consist of microconglomeratic quartz sandstones having a massive structure, a sparse red-brown sandy matrix, along with scattered sub-rounded and sharp-edged clasts that belong to the Mt. Massico carbonate succession. The conglomerates are clast-supported and polygenic, set in a poor sandy-bioturbiditic matrix with calcite cement. The clasts are rounded and sub-rounded, with diameters exceeding 20 cm, and consisting of carbonate elements of the local succession, elements belonging to the "Variegated Clay Group", and granitic clasts. Overall, the deposits of this formation represent the product of tractive and/or mass transport processes, namely of debris-flow type.

Environment: foramol-type carbonate ramp (*sensu* LEES & BULLER, 1972), mainly outer, with mixed sedimentary supply (siliciclastic and carbonate). Thickness: not possible to assess precisely because the formation has been significantly affected by tectonic deformation; the outcropping geometric thickness is estimated at about 200 m. Lower limit: tectonic on LNG, FPJ, and NSS.

MIDDLE BURDIGALIAN - LANGHIAN *p.p.*

ESL - Mt. Crestegallo complex

Clastic deposits, characterized by the presence of heterogeneous and heterometric clasts (extrabasinal elements) embedded in a polychrome and chaotic clayey-marly-sandy matrix. Among the clasts which range in size from centimetres to meters, elements from the Oligocene-Miocene Sicilide tectonic unit are present, and are referred to as the “Sicilidi Complex olistostrome Auct.”. Among the larger clasts, there are packages of layers with volumes that can vary from several tens to hundreds of cubic meters, primarily consisting of blocks from Mesozoic carbonate successions. Furthermore, at the base of the contact with **NSS**, there are tectonically embedded elements referable to the **RIV** unit. The complex is tectonically overlapped on the **NSS** unit.

LATE OLIGOCENE - EARLY MIOCENE *p.p.*

MT. MASSICO TECTONIC UNIT**SYN- AND LATE-OROGENIC SILICICLASTIC SUCCESSION****NSS - Mt. Massico sandstones**

Turbidite unit composed of coarse grey microconglomeratic and conglomeratic sandstones with quartzose-feldspathic composition and subordinately quartzose-lithic composition, brownish-yellowish, poorly cemented in medium to very thick layers having a sharp, locally erosive base. Presence of sedimentary structures represented by parallel and convoluted laminations, gradation, and sole structures at the base of the layers; lenticular or amalgamated banks of metric thickness are frequently. A/P ratio ranging from >1 to $>>1$. Thin intercalations of clay and silty marl occur. They are intercalated with medium and thick, sometimes lenticular, layers of calcilutites, calcarenites, and calcirudites. Many carbonate olistoliths from the outcropping Mesozoic succession, along with chaotic deposits containing extra-basinal carbonate and clay elements, are frequent and interpreted as olistostromes (ol); these are characterized by a variable thickness and are not always mapable. Locally, clasts of “pietra paesina” calcilutites, belonging to the Variegated Clay Group (Sicilide Complex Auctt.) have been recognised in the arenaceous matrix. In the upper part, there are white or grey calcarenites that contain red algae, bryozoans, and bivalves, along with isolated corals and whole and/or fragmented oysters. Two lithofacies have been distinguished and mapped: pelitic-arenaceous lithofacies (NSSa) and Campopiano olistostromes (NSSb). Environment: basin, slope base, with turbiditic mixed sedimentation (siliciclastic and carbonate). Lower limit: unconformable on **FPJ**. Thickness: more than 400 m. TORTONIAN *p.p.*

NSS_a - pelitic-arenaceous lithofacies

Pelitic-arenaceous turbidites in thin, TBT-type, and thick layers with a tabular geometry, and sometimes erosive base, alternating with brown and greenish silty claystones. A/P ratio ranging from <1 to about 1. Several isolated blocks, each not exceeding 2 m in thickness, of crystalline grey limestones, often recrystallised, with veins of calcite, and “pietra paesina” whitish and greenish marly limestones, as well as olistoliths referred to as the “Mondragone marbles”, are present. Medium and thick lenticular layers of polychrome breccias, with an erosive base, are present; the centimetre-sized clasts consist of carbon-

ate elements of the local succession, sandstones, and granites. The succession is strongly deformed and thick interstratal calcite veins are observed. Furthermore, the deposits in proximity to the blocks show intense plicative deformation and take on a phyllite-like appearance (“clay schists”).

NSS₁ - *Campopiano olistostromes*

Olistostromes of variable volume from tens of cubic meters up to several hundreds of cubic meters, consisting of Meso-Cenozoic carbonate blocks and limestones with a low degree of metamorphism (Mondragone marbles: “Cipollino marble” and “brecciated marble”); clayey-sandy yellow-grey to dark grey matrix with centimetre-sized limestone and granite clasts; layers of microconglomeratic sandstone, sometimes in banks, often amalgamated.

FPJ - *Pietraraja formation*

Quartz-feldspathic sandstones in thin to medium layers, showing Bouma sequence (Td-e Tc-e), alternating with marls and clayey marls in centimetre-thick layers. A/P ratio ranging from <1 to << 1. Environment: foredeep basin with turbiditic sedimentation. Lower limit: conformable on **LNG**. Thickness: about 150 m.

SERRAVALLIAN *p.p.* - TORTONIAN *p.p.*

MESOZOIC-CENOZOIC CARBONATE SUCCESSION

LNG - *Longano formation*

Calcareous marls, marly limestones, and calcarenites containing planktonic foraminifera, including *Orbulina* sp., in thin to medium layers with a sharp base, grey and hazel brown coloured; locally, with thin greyish marly interlayers. In the lower part, the passage to **CUS** typically contains frequent phosphate and glauconitic granules. Direct or inverse gradation and tractive structures are sometimes observed within the layers. Environment: hemipelagic, pelagic, and locally distal ramp with turbiditic sedimentation or carbonate shelf marginal areas transitioning to slope. Lower limit: concordant on **CUS**; unconformable on **RDT**. Thickness: varying from a few tens of cm up to 70 m.

LANGHIAN *p.p.* - SERRAVALLIAN *p.p.*?

CUS - *Cusano formation*

White or grey calcarenites and calcirudites, primarily featuring a rudstone-floatstone texture, containing red algae, bryozoans, bivalves, and serpulids. Echinoids may be found in life positions along with benthic foraminifera, including heterosteginids and amphisteginids. Locally, banks of pectinids and, subordinately, oysters are present. The bedding is mainly planar and exhibits local cross-bedding on medium to large scales. Environment: foramol-type open carbonate shelf (*sensu* LEES & BULLER, 1972), specifically an intermediate ramp. Lower limit: erosional unconformity on **RDT**. Thickness: varying from a few tens of cm up to 80 m.

MIDDLE BURDIGALIAN - LANGHIAN *p.p.*?

RDT - radiolitids limestones

Grey to hazel brown limestones with a predominantly mudstone-wackestone texture, containing benthic foraminifera and dasycladals; greyish floatstone-rudstone levels rich in shells and fragments of radiolitids and gastropods. The most important microfossils are: *Moncharmontia apenninica*, *Accordiella conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rotalispira* sp., *Nezzazatinella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Decastronema kotori*. Environment: low-energy carbonate ramp. Lower limit: stratigraphic on **CRQ₄**, locally marked by thin clayey levels. Thickness: varying from 250 to 450 m.

LATE CRETACEOUS *p.p.*

CRQ - limestones with requienids and gastropods

Whitish and grey limestones with a mudstone-wackestone to packstone-grainstone texture, featuring frequent layers rich in gastropods and requienids, ranging from 10 to 70 cm in thickness, often alternating with dolomitic limestones and dolomites in decimeter-thick layers; dasycladaceae calcilutites, stromatolitic and lopheric limestones, gastropod and requienids calcirudites, ostracod and miliolids calcilutites with orbitolinid levels. In the lower portion, dasycladal calcilutites, stromatolitic and lopheric laminae, peloid calcarenites, and intra-bioclastic calcirudites are prevalent. In the intermediate portion, there are thin levels of residual clays and locally bauxite, which cannot be mapped. The most important microfossils include *Favreina salevensis*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Praturlonella danilovae*, *Cuneolina camposaurii*, *Vercorsella laurentii*, *V. scarsellai*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Palorbitolina lenticularis*, *Valdanchella dercourtii*, *Simplorbitolina aquitanica*. The upper portion features the limestones with alveolinids and laminated dolomite member (**CRQ₄**). Environment: inner carbonate shelf, with tidal flat, and protected to open lagoon sub-environments. Lower limit: stratigraphic and by alternation with **CCM**. Thickness: variable, usually less than 550 m.

EARLY CRETACEOUS *p.p.* - LATE CRETACEOUS *p.p.*

CRQ₄ - limestones with alveolinids and laminated dolomite member

Well-sorted brown and grey limestones, in medium to thick beds consisting mainly of peloidal wackestones and packstones, alternating with hazel brown bioclastic wackestone-packstones rich in alveolinids, and levels of laminated dolomites present mainly in the lower portion. The most important microfossils include *Cisalveolina fraasi*, *Pseudolituonella reicheli*, *Chrysalidina gradata*, and *Nezzazata* spp. Environment: inner carbonate shelf with tidal flat lagoon facies. Lower limit: conformable with **CRQ**. Thickness: variable from 50 to 150 m.

CENOMANIAN *p.p.*

CCM - limestones with *Cladocoropsis* and *Clypeina*

Grey, dark grey, and hazel brown limestones with a wackestone to packstone texture, beds ranging from 10 cm to 70 cm thick, occasionally reaching thicknesses of up to 2 m, locally dolomitized. Calcirudites containing large oncoids and floatstones with substantial fragments of *Cladocoropsis mirabilis* are common. The most important microfossils include *Paleopfenderina salernitana*, *Redmondoides lugeoni*, *Praekurnubia crusei*, *Kurnubia palastiniensis* and *Aloisalthella sulcata* (= *Clypeina jurassica*). Environment: inner

carbonate shelf, with protected lagoon and subtidal bar sub-environments. Lower limit: stratigraphic and by alternation with **CDO**, is considered to correspond to the appearance of *Cladocoropsis mirabilis*. Thickness: variable from 150 to 250 m.

MIDDLE JURASSIC *p.p.* - EARLY CRETACEOUS *p.p.*

CDO - oolitic and oncolitic limestones

White and grey-havana limestones with wackestone to grainstone texture in 5 to 50 cm beds, rich in ooids, peloids, oncoids and bivalve fragments, sometimes associated with dolomitic limestones and dolomites. Namely, floatstones and rudstones with large nodules of *Lithocodium*, oncoids, peloids, and fragments of bivalves and gastropods are present. The most important microfossils include benthic foraminifera and dasycladal algae, represented by *Redmondoides lugeoni* and pfenderinids (as *Paleopfenderina trochoidea*, *P. salernitana*, and *Satorina apuliensis*), and *Selliporella donzellii*. Environment: inner carbonate shelf with, namely, protected lagoon and subtidal bar sub-environments. Lower limit: stratigraphic and by alternation with **CPL**. Thickness: about 550 m.

EARLY JURASSIC *p.p.* - MIDDLE JURASSIC *p.p.*

CPL - *Palaeodasycladus* Limestones

Dark grey and hazel brown calcarenites and calcilutites, sometimes reddish, in thin to thick beds, often found in association with dolomites and dolomitic limestones. Textures range from mudstone to grainstone, associated with peloids, lithoclasts, dasycladal algae, and fragments of bivalves and gastropods. In the lower portion, laminated limestones and dolomites dominate, accompanied by stromatolitic structures containing gastropods, *Thaumatoporella* spp., and small benthic foraminifera, such as siphovalvulinids. In the middle portion, calcareous layers dominate, consisting of peloid calcilutites and intraclasts that alternate with bioclastic calcirudites. The upper portion features spatized remains of large lamellibranch shells from the "*Lithiotis Facies Auct.*" The most important microfossils include dasycladal algae and macroforaminifera. Among the dasycladal algae, *Palaeodasycladus mediterraneus* is frequent in the lower sector; in the intermediate sector, the decrease of *Palaeodasycladus mediterraneus* corresponds to the appearance of *Orbitopsella praecursor* and *O. primaeva*. Other important microfossils include: *Lituosepta recoarensis*, *Lituolipora termieri*, *Sphovalvulina colomi* and *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Environment: inner carbonate shelf with, namely, tidal flat and protected lagoon sub-environments. Lower limit: not exposed. Thickness: about 500 m.

EARLY JURASSIC *p.p.*

APPENDICE

ELENCO DEI TAXA

AREA EMERSA

Foraminiferi

Accordiella conica Farinacci, 1962
Chrysalidina gradata d'Orbigny, 1839
Cisalveolina fraasi (Gümbel, 1872)
Cuneolina camposaurii Sartoni & Crescenti, 1962
Dicyclina schlumbergeri Munier-Chalmas, 1887
Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840)
Kurnubia palastiniensis Henson, 1948
Lituiolipora termieri (Hottinger, 1967)
Lituosepta recoarensis Cati, 1957
Moncharmontia apenninica (De Castro, 1966)
Nezzazinella cf. aegyptiaca (Said & Kenawy, 1957)
Nummuloculina cf. irregularis (d'Orbigny, 1839)
Orbitopsella praecursor (Gümbel, 1872)
Orbitopsella primaeva (Henson, 1948)
Orbulina universa d'Orbigny, 1839
Paleopfenderina salernitana (Sartoni & Crescenti, 1962)
Paleopfenderina trochoidea (Smout & Sugden, 1961)
Palorbitolina lenticularis (Blumenbach, 1805)
Praechrysalidina infracretacea Luperto Sinni, 1979
Praekurnubia crusei Redmond, 1966
Praturlonella danilovae (Radoičić, 1968)
Pseudolituonella reicheli Marie, 1954
Quinqueloculina seminulum (Linnaeus, 1758)
Rotalispira sp.
Rotalispira scarsellai (Torre, 1966).
Simplorbitolina aquitanica (Schroeder & Poignant, 1964)
Siphovalvulina colomi Septfontaine, Boudagher-Fadel, Rose, Bosence & Lord, 2001
Vercorsella scarsellai (De Castro, 1964)
Vercorsella laurentii (Sartoni & Crescenti, 1962)

Clorofite

Clypeina jurassica (Favre, 1932)
Clypeina sulcata (= *Clypeina jurassica*)

Clypeina ?solkani Conrad & Radoičić, 1972
Decastronema kotori (Radoičić, 1959)
Favreina salevenensis (Parejas, 1948)
Humiella teutae Sokac & Velic, 1981
Palaodasycladus mediterraneus Pia, 1927
Redmondoides lugeoni (Septfontaine, 1977)
Salpingoporella annulata Carozzi, 1953
Salpingoporella muehlbergii (Lorenz, 1902) Pia, 1918
Satorina apuliensis Fourcade e Chorowicz, 1980
Selliporella donzellii Sartoni & Crescenti, 1962
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineiri, 1922) Pia, 1927
Valdanchella dercourtii Decrouez & Moullade, 1974

Molluschi

Cerastoderma glaucum (Bruguère, 1789)
Planorbis sp.
Planorbis pratensis (L. Pfeiffer, 1846)

Ostracodi

Cyprideis torosa (Jones, 1850)
Ilyocypris bradyi Sars, 1890
Loxoconcha elliptica Brady, 1868
Loxoconcha stellifera Müller, 1894
Neglecandona neglecta (Sars, 1887)
Palmoconcha turbida (Müller, 1894)
Pseudocandona pratensis (Hartwig, 1901)

AREA SOMMERSA

Foraminiferi bentonici

Ostracodi (*specie alloctone)

Argilloecia sp. 1
Aurila convexa (Baird, 1850)
Aurila speyeri (Brady, 1858)
Callistocythere badia (Norman, 1862)
Callistocythere crispata (Brady, 1868)
Callistocythere flavidofusca (Ruggieri, 1950)
Callistocythere lobiancoi (Müller, 1894)
**Candona neglecta* Sars, 1887
Carinocythereis whitei (Baird, 1850)
Cistacythereis turbida (Müller, 1894)
Costa batei (Brady, 1866)
Costa edwardsii (Roemer, 1838)
**Cyclocypris* sp.

- *Cyprideis torosa* (Jones, 1850)
**Cypris* sp.
Cytherella harrymutvei Stambolidis, 1980
Cytheretta adriatica Ruggieri, 1952
Cytheretta subradiosa (Roemer, 1838)
Cytheridea neapolitana Kollmann, 1960
Cytherois frequens Müller, 1894
Cytherois joachinoi Barra, 1992
Cytherois succinea Müller, 1894
Cytherois aff. *succinoides* Dubowsky, 1939
Cytherois uffenordei Ruggieri, 1974
Cytherois sp.
Cytheroma variabilis Müller, 1894
Cytheropteron latum Müller, 1894
Cytheropteron rotundatum Müller, 1894
**Eucypris* sp.
Eucytherura gibbera Müller, 1894
**Fabaeformiscandona* sp.
Hemicytherura defiorei Ruggieri, 1953
Hemicytherura videns (Müller, 1894)
**Herpetocypris chevreuxi* (Sars, 1896)
**Herpetocypris* sp.
**Heterocypris incongruens* (Ramdohr, 1808)
**Heterocypris* sp.
**Ilyocypris bradyi* Sars, 1890
Leptocythere bacescoi (Rome, 1942)
Leptocythere crepidula Ruggieri, 1950
Leptocythere ? *lacertosa* (Hirschmann, 1912)
Leptocythere levis (Müller, 1894)
Leptocythere macella Ruggieri, 1975
Leptocythere multipunctata (Seguenza, 1883)
Leptocythere ramosa (Rome, 1942)
Loxoconcha decipiens (Müller, 1894)
Loxoconcha affinis (Brady, 1866)
Loxoconcha ovulata (Costa, 1853)
Loxoconcha rhomboidea (Fischer, 1855)
Loxoconcha sp. 1
Macrocyprina succinea (Müller, 1894)
Macrocypris sp.
Microcytherura angulosa (Seguenza, 1880)
Microcytherura fulva (Brady & Robertson, 1874)
Microcytherura nigrescens Müller, 1894
Microcytherura sp. 1
Microxestoleberis nana (Brady, 1880)
Microxestoleberis xenomys (Barbeito-Gonzalez, 1971)
**Mixtacandona laisi* Klie, 1938
Neocytherideis subulata (Brady, 1868)
Neonesidea corpulenta (Müller, 1894)
Neonesidea formosa (Brady, 1868)
Neonesidea longevaginata (Müller, 1894)
Neonesidea mediterranea (Müller, 1894)
Palmoconcha subrugosa (Ruggieri, 1977)
Palmoconcha turbida (Müller, 1894)
**Paracandona* sp.
Paracytheridea depressa Müller, 1894
Paracytheridea triquetra (Reuss, 1850)
Paracytherois flexuosa (Brady, 1867)
Paradoxostoma acuminatum Müller, 1894
Paradoxostoma angustum Müller, 1894
Paradoxostoma atrum Müller, 1894
Paradoxostoma cylindricum Müller, 1894
Paradoxostoma aff. *incongruens* Müller, 1894
Paradoxostoma simile Müller, 1894
Paradoxostoma triste Müller, 1894
Polycope aff. *hartmanni* Barbeito-Gonzalez, 1971
Pontocypris acuminata (Müller, 1894)
Pontocythere turbida (Müller, 1894)
Prionotoleberis gyion Kornicker, 1974
Procytherideis retifera Ruggieri, 1978
Propontocypris aff. *acuminata* (Müller, 1894)
Propontocypris dispar (Müller, 1894)
Propontocypris intermedia (Brady, 1868)
Propontocypris monstrosa (Müller, 1894)
Propontocypris pirifera (Müller, 1894)
Propontocypris serrata Müller, 1894
Propontocypris subfusca (Müller, 1894)
Propontocypris succinea (Müller, 1894)
**Pseudocandona rostrata* (Brady & Norman, 1889)
**Pseudocandona sarsi* (Hartwig, 1899)
Pseudocytherura calcarata (Seguenza, 1880) sensu Colalongo & Pasini, 1980
Pseudopsammocythere similis (Müller, 1894)
Pterygocythereis jonesii (Baird, 1850)
Sagmatocythere littoralis (Müller, 1894)
Sahnicythere retroflexa (Klie, 1936)
Sclerochilus levis Müller, 1894
Semicytherura acuticostata (Sars, 1866)
Semicytherura alifera Ruggieri, 1959
Semicytherura aff. *costata* (Müller, 1894)
Semicytherura diafora Barbeito-Gonzalez, 1971
Semicytherura dispar (Müller, 1894)
Semicytherura incongruens (Müller, 1894)
Semicythrura inversa (Seguenza, 1880)
Semicytherura quadridentata (Hartmann, 1953)
Semicytherura rara (Müller, 1894)

Semicytherura rarecostata Bonaduce,
Ciampo & Masoli, 1976
Semicytherura sulcata (Müller, 1894)
Tenedocythere prava (Baird, 1850)
Urocythereis ilariae Aiello, Barra & Parisi, 2016
Urocythereis margaritifera (Müller, 1894)
Urocythereis schultzi (Hartmann, 1958)
Xestoleberis ? aurantia (Baird, 1838)
Xestoleberis communis Müller, 1894
Xestoleberis dispar Müller, 1894
Xestoleberis intumescens Klie, 1942
Xestoleberis plana Müller, 1894

Gasteropodi

Acmaea sp.
Acteon tornatilis (Linnaeus, 1758)
Alvania spp.
Aplus dorbignyi (Payraudeau, 1826)
Bittium spp.
Caecum spp.
Calyptraea chinensis (Linnaeus, 1758)
Emarginula sp.
Gibbula ardens (Salis Marschlin, 1793)
Hyalia vitrea (Montagu, 1803)
Jujubinus spp.
Lima sp.
Mangelia sp.
Mitrella sp.
Ringicula sp.
Rissoa spp.
Rissoina bruguieri (Payraudeau, 1826)
Scissurella sp.
Smargdia viridis (Linnaeus, 1758)
Tricola spp.
Tritia varicosa (W. Turton, 1825)
Turbonilla sp.
Turritellina tricarinata (Brocchi, 1814)

Bivalvi

Abra alba (W. Wood, 1802)
Acanthocardia sp.
Arca noae Linnaeus, 1758
Asbjornsenia pygmaea (Lovén, 1846)
Barbatia barbata (Linnaeus, 1758)
Chama gryphoides Linnaeus, 1758
Chamelea gallina (Linnaeus, 1758)
Clausinella fasciata (da Costa, 1778)
Donax sp.
Dosinia exoleta (Linnaeus, 1758)
Dosinia lupinus (Linnaeus, 1758)
Gregariella semigranata (Reeve, 1858)
Hiatella sp.
Kurtiella sp.

Lima sp.
Lithophaga lithophaga (Linnaeus, 1758)
Lucinella divaricata (Linnaeus, 1758)
Moerella pulchella (Lamarck, 1818)
Musculus subpictus (Cantraine, 1835)
Nucula nitidosa (Winckworth, 1930)
Papillicardium papillosum (Poli, 1791)
Peronidia albicans (Gmelin, 1791)
Spisula subtruncata (da Costa, 1778)
Spondylus sp.
Striarca lactea (Linnaeus, 1758)
Tetrarca tetragona (Poli, 1795)
Varicorbula gibba (Olivi, 1792)

Scafopodi

Antalis inaequicostata (Dautzenberg, 1891)

Policheti

Ditrupa sp.

Echinodermi

Echinocyamus pusillus (O.F. Müller, 1776)

Rodofite

Lithophyllum spp.
Mesophyllum spp.
Peyssonnelia rubra (Greville, 1827)
J. Agardh, 1851
Peyssonnelia squamaria (S.G. Gmelin, 1768) Decaisne ex J. Agardh, 1842
Pseudolithophyllum expansum (Philippi) Me. Lemoine, 1924
Sphaerococcus coronopifolius Stackhouse, 1797

Poriferi

Axinella sp.
Axinella cannabina (Esper, 1794)
Axinella polypoides (Smidt, 1862)

Cnidari

Eunicella singularis (Esperi, 1791)
Cladocora caespitosa (Linnaeus, 1767).
Leptogorgia sarmentosa (Esper, 1791)

Clorofite

Flabellia petiolata (Turra, 1780) Nizamuddin, 1987.
Halimeda tuna (J. Ellis & Solander, 1768) J.V. Lamouroux, 1816.

Eteroconte

Halopteris scoparia (Linnaeus, 1753) Sauvageau, 1904

BIBLIOGRAFIA

- ABATE D., DE PIPPO T., ILARDI M. & PENNETTA M. (1998) - *Studio delle caratteristiche morfoevolutive quaternarie della Piana del Garigliano*. Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences **11** (2): 149-158.
- ACOCCELLA V. & FUNICIELLO R. (1999) - *The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of the Island of Ischia, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **88**:109-23.
- AGIP (1977) - *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*. AGIP, S.p.A. (Ed.), Arti Grafiche Brugora. Segrate, Milano, pp.1390.
- AHYONG S., BOYKO C.B., BAILLY N. *et alii* (2023) - *World Register of Marine Species*. Available from <https://www.marinespecies.org> at VLIZ. Accessed 2023-10-28. doi:10.14284/170.
- AIELLO G., AMATO V., AUCELLI P.P.C., BARRA D., CORRADO G., DI LEO P., DI LORENZO H., JICHA B., PAPPONE G., PARISI R., PETROSINO P., RUSSO ERMOLLI E. & SCHIATTARELLA M. (2021a) - *Multiproxy study of cores from the Garigliano Plain: An insight into the Late Quaternary coastal evolution of Central-Southern Italy*. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, **567**: 110298. DOI: 10.1016/j.palaeo.2021.110298.
- AIELLO G., AMATO V., BARRA D., CAPORASO L., CARUSO T., GIACCIO B., PARISI R. & ROSSI A. (2020) - *Late Quaternary benthic foraminiferal and ostracod response to palaeoenvironmental changes in a Mediterranean coastal area, Port of Salerno, Tyrrhenian Sea*. Regional Studies in Marine Science, **40**: 101498. DOI: 10.1016/j.rsma.2020.101498.
- AIELLO G. & BARRA D. (2010) - *Crustacea, Ostracoda*. Biologia Marina Mediterranea, **17** (1): 401-419. DOI: 10.1093/oso/9780199233267.003.0025.
- AIELLO G., BARRA D., COLLINA C., PIPERNO M., GUIDI A., STANISLAO C., SARACINO M. & DONADIO C. (2018a) - *Geomorphological and paleoenvironmental evolution in the prehistoric framework of the coastland of Mondragone, southern Italy*. Quaternary International, **439**: 70-85.
- AIELLO G., BARRA D., PARISI R., ARIENZO M., DONADIO C., FERRARA L., TOSCANESI M. & TRIFUOGGI M. (2021b) - *Infralittoral Ostracoda and Benthic Foraminifera of the Gulf of Pozzuoli (Tyrrhenian Sea, Italy)*. Aquatic Ecology, **55**: 955-998. DOI: 10.1007/s10452-021-09874-1.
- AIELLO G., BARRA D., PARISI R., ISAIA R. & MARTURANO A. (2018b) - *Holocene benthic foraminiferal and ostracod assemblages in a paleo-hydrothermal vent system of Campi Flegrei (Campania, South Italy)*. Palaeontol. Electron. **21.3.41A**: 1-71. DOI: 10.26879/835.
- AIELLO G. & CICCHELLA A. G. (2019) - *Dati sismostratigrafici sul margine continentale della Campania tra Ischia, Capri ed il bacino del Volturno (Tirreno meridionale, Italia) in base al processing sismico ed all'interpretazione geologica di profili sismici a riflessione multicanale*. Quad. Geof., **149**: 1-52.
- AIELLO G., MARSELLA E. & SACCHI M. (2000) - *Quaternary structural evolution of Terracina and Gaeta basins (Eastern Tyrrhenian margin, Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **11**: 41-58.
- AITCHISON J. & GREENACRE M. (2002) - *Biplots for compositional data*. Journal of the Royal Statistical Society, Series C (Applied Statistics), **51** (4): 375-392. DOI: 10.1111/1467-9876.00275.
- ALBERICO I., AMATO V., AUCELLI P.P.C., D'ARGENIO B., DI PAOLA G. & PAPPONE G. (2011) - *Historical shoreline evolution and recent shoreline trends of Sele plain coastline (southern Italy). The 1870-2009 time window*. J Coast Res **28**(6):1638-1647. DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00197
- ALBERICO I., CAVUOTO G., DI FIORE V., PUNZO M., TARALLO D., PELOSI N., FERRARO L. & MARSELLA E. (2018) - *Historical maps and satellite images as tools for shoreline variations and territorial changes assessment: the case study of Volturno Coastal Plain (Southern Italy)*. J Coast Conserv **22**, 919-937.
- AMATO V., AUCELLI P.P.C., BELLUCCI Sessa E., CESARANO M., INCONTRI P., PAPPONE G., VALENTE E. & VILARDO G. (2017) - *Multidisciplinary approach aimed to fault detection: integration of PS-InSAR, geomorphological, stratigraphical and structural data in the Venafro intermontane basin (Central-Southern Apennines, Italy)*. Geomorphology, **283**, 80-101. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.01.027).

- AMATO V., AUCELLI P.P.C., D'ARGENIO B., DA PRATO S., FERRARO L., PAPPONE G., PETROSINO P., ROSSKOPF C.M. & RUSSO ERMOLLI E. (2012) - *Holocene environmental evolution of the coastal sector in front of the Poseidonia-Paestum archaeological area (Sele plain, Southern Italy)*. Rendiconti Lincei, Scienze Fisiche e Naturali, **23**: 45-59.
- AMORE F.O., CIAMPO G., DI DONATO V., ESPOSITO P., PENNETTA M., RUSSO ERMOLLI E., STAITI D. & VALENTE A. (1996) - *A multidisciplinary study of Late Pleistocene-Holocene sediments of the Gaeta bay continental shelf*. Il Quaternario **9**(2): 521-532.
- AMORESANO A., ANGELINO A., ANSELMI M., BIANCHI B., BOTTEGHI S., BRANDANO M., BRILLI M., BRUNO P.P., CAIELLI G., CAPUTI A., CARDELLICCHIO N., CAROTENUTO A., CAVUOTO G., CHIARRABBA C., CHIESA S., CICCOLELLA M., CORNIELLO A., CUOCO E., DE FENZO B., DE FRANCO R., DE LISA G., DE LUCA G., DEL VECCHIO U., DI BELLA G., DI FIORE V., DI GREGORIO C., DI LEO M., DONATO A., D'ORIANO A., DUCCI D., FEDI M., FERRANTE L., FLORIO G., GARGIULO V., GIMELLI A., GIOCOLI A., GIUSTINI F., GOLA G., IAVARONE M., INVERSI B., IORIO M., LANGELLA G., LIVANI M., LOSANNO S., MANZELLA A., MARAIO S., MASSAROTTI N., MAURO A., MEIO S., MERCADANTE A., MINISALE A., MONTANARI D., MONTEGROSSI G., MUSSI M., PANDOLFI L., PELOSI N., PETRACCHINI L., PETRUCCIONE E., PISCHIUTTA M., POLEMIO M., PUNZO M., QUATTROCCHI F., RECANATI R., RIZZO E., ROMANO C., ROMI A., ROVELLI A., SARNACCHIARO G., SCOTTO DI VETTIMO P., SCROCCA D., TAMBURRINO S., TARALLO D., TEDESCO D., TESTA B., TIANO P., VANOLI L. & VARRIALE F. (2015) - *VIGOR: Sviluppo geotermico nella regione Campania - Studi di Fattibilità a Mondragone e Guardia Lombardi. Progetto VIGOR - Valutazione del Potenziale Geotermico delle Regioni della Convergenza, POI Energie Rinnovabili e Risparmio Energetico 2007-2013*, CNR-IGG, ISBN: 9788879580151
- AMOROSI A., MOLISSE F., PACIFICO A., ROSSI V., RUBERTI D., SACCHI M. & VIGLIOTTI M. (2013) - *The Holocene evolution of the Volturno River coastal plain (southern Italy)*. JMES Special Issue, **5**: 7-11.
- AMOROSI A., PACIFICO A., ROSSI V. & RUBERTI D. (2012) - *Late Quaternary incision and deposition in an active volcanic setting: The Volturno valley fill, southern Italy*. Sedim. Geol., **282**: 307-320.
- AMOROSI A., ROSSI V., SCARPONI D., VAIANI S.C. & GHOSH A. (2014) - *Biosedimentary record of post-glacial coastal dynamics: high-resolution sequence stratigraphy from the northern Tuscan coast (Italy)*. Boreas, **43**: 939-954.
- ANDREANI M. (2003) - *Sul santuario di Marica alla foce del Garigliano*. In: QUILICI L. & GIGLI QUILICI S. (eds.) *Santuari e luoghi di culto nell'Italia antica*. Roma: L'Erma di Bretschneider, 177-207.
- ANTHONY E.J., MARRINER N. & MORHANGE C. (2014) - *Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: From progradation to destruction phase?* Earth Sci. Rev., **139**: 336-361. DOI:10.1016/j.earscirev. 2014.10.003.
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1979) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana*. Boll. Soc.Geol. It., **97**: 591-608.
- APRILE F., SBRANA A. & TOCCACELI R.M. (2004) - *Il ruolo dei depositi piroclastici nell'analisi cronostatigrafica dei terreni quaternari del sottosuolo della Piana Campana (Italia meridionale)*. Il Quaternario- Italian Journal of Quaternary Sciences, **17**: 547-554.
- APRILE F. & TOCCACELI R.M. (2002) - *Nuove conoscenze sulla stratigrafia e distribuzione dei depositi ignimbritici quaternari nel sottosuolo della piana del Sarno (Salerno-Campania)*. Italia meridionale. Il Quaternario- Italian Journal of Quaternary Sciences, **15**: 169-174.
- ARUTA A., ALBANESE S., DANIELE L., CANNATELLI C., BUSCHER J. T., DE VIVO B., PETRIK A., CICHELLA D. & LIMA A. (2023) - *A new approach to assess the degree of contamination and determine sources and risks related to PTEs in an urban environment: the case study of Santiago (Chile)*. Environmental Geochemistry and Health, **45**(2): 275-297. DOI: 10.1007/s10653-021-01185-6.
- ARTHUR P. (1991) - *Romans in northern Campania: Settlement and land-use around the Massico and the Garigliano basin (PBSR)*, London, 23-109.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1999) - *Faglie attive in Italia Meridionale*. In: Progetto 5.1.2. Inventario

- delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili. U.R. Università di Napoli. Progetto GNDT. https://emidius.mi.ingv.it/GNDT/P512/UR_UNINA990623.html.
- AUCELLI P.P.C., DI PAOLA G., INCONTRI P., RIZZO A., VILARDO G., BENASSAI G., BUONOCORE B. & PAPPONE G. (2016) - *Coastal inundation risk assessment due to subsidence and sea level rise in a Mediterranean alluvial plain (Volturno coastal plain, southern Italy)*. *Estuarine Coastal Shelf Science*, **198**: 597609.
- AUCELLI P.P.C., ROSSKOPF C.M., SCORPIO V., FORTINI P. & VISCOSI V. (2009) - *L'evoluzione recente dei corsi d'acqua e le ripercussioni sulla vegetazione ripariale: qualche esempio dalla regione Molise*. *Epitome*, **3**.
- BALASSONE G., AIELLO G., BARRA D., CAPPELLETTI P., DE BONIS A., DONADIO C., GUIDA M., MELLUSO L., MORRA V., PARISI R., PENNETTA M. & SICILIANO A. (2016) - *Effects of anthropogenic activities in a Mediterranean coastland: the case study of the Falerno-Domitio littoral in Campania, Tyrrhenian Sea (southern Italy)*. *Marine Pollution Bulletin* **112**: 271-290.
- BALLESTEROS E. (2006) - *Mediterranean coralligenous assemblages: A synthesis of present knowledge*. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.* **44**: 123-195. DOI: 10.1201/9781420006391-7.
- BARATTOLO F. & ROMANO R. (2005) - *Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation*. *Boll. Soc. Geol. It.* **124**: 123-142.
- BARBERA C., SIMONE L. & CARANNANTE G. (1978) - *Depositi circolitorali di piattaforma aperta nel Miocene campano. Analisi sedimentologica e paleoecologica*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**: 821-834.
- BARBERI F., INNOCENTI P., LIRER R., MUNRO T., PESCATORE T. & SANTACROCE R. (1978) - *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. *Bull. Volcanol.*, **41**: 10-32.
- BARBIERI, G. & VAIANI, S. C. (2018) - *Benthic foraminifera or Ostracoda? Comparing the accuracy of palaeoenvironmental indicators from a Pleistocene lagoon of the Romagna coastal plain (Italy)*, *J. Micropalaeontol.*, **37**: 203-230. DOI: 10.5194/jm-37-203.
- BARCHI M., MINELLI G. & PIALLI G. (1998) - *The CROP 03 Profile: a synthesis of results on deep structures of the Northern Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **52**: 383-400.
- BARRA D., BONADUCE G., BRANCACCIO L., CINQUE A., ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & RUSSO F. (1992) - *Evoluzione geologica olocenica della piana costiera del Fiume Sarno (Campania)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **42**: 255-267.
- BARRA D., ROMANO P., SANTO A., CAMPAIOLA L., ROCA V. & TUNIZ C. (1996) - *The Versilian transgression in the Volturno river plain (Campania, Southern Italy): Palaeoenvironmental history and chronological data*. *Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences*, **9**: 445-458.
- BARTOLE R. (1984) - *Tectonic structure of the latian-campanian shelf (Tyrrhenian Sea)*. *Bollettino di Oceanologia Teorica Applicata*, **2** (3): 197-230.
- BATTAGLINI L., CARTA R., CIPRIANI A., CONSORTI L., D'AMBROGI C., DI MANNA P., D'OREFICE M., FALCETTI S., FIORENTINO A., FIORENZA D., LETTIERI M.T., LO FARO S., MARTARELLI L., MURARO C., OREFICE S., PAPASODARO F., PIERUCCIONI D., RADEFF G., SILVESTRI S., SIMONETTI M., TROCCOLI A. & VITA L. (2022) - *Aggiornamento e Integrazioni delle Linee Guida per la Realizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Progetto CARG Modifiche ed Integrazioni ai Quaderni N. 1/1992, N. 2/1996, n. 6/1997 e n. 12/200*. *Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III*, **15**, pp.258.
- BELLINI G.R. (2007) - *Minturnae porto del Mediterraneo*. *Romula*, **6**: 7-28.
- BELLOTTI P. (2000) - *Il modello morfo-sedimentario dei maggiori delta tirrenici italiani*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **119**: 777-792.
- BELLOTTI P., CALDERONI G., DALL'AGLIO P.L., D'AMICO C., DAVOLI L., DI BELLA L., D'OREFICE M., ESU D., FERRARI K., BANDINI MAZZANTI M., MERCURI A.M., TARRAGONI C. & TORRI P. (2016) - *Middle-to late-Holocene environmental changes in the Garigliano delta plain (Central Italy): which landscape witnessed the development of the Minturnae Roman colony? The Holocene*, **26**(9): 1457-1471. DOI: 10.1177/0959683616640055

- BELLOTTI, P., CALDERONI G., DI RITA F., DOREFICE M., DAMICO C., ESU D., MAGRI D., PREITE MARTINEZ M., TORTORA P. & VALERI, P. (2011) - *The Tiber river delta plain (central Italy): Coastal evolution and implications for the ancient Ostia Roman settlement*. The Holocene, **21**(7): 1105-1116.
- BELLUCCI F. (1994) - *Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore meridionale della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 395-420.
- BELLUCCI F., SANTANGELO N. & SANTO A. (2003) - *Segnalazione di nuovi depositi piroclastici intercalati alle successioni continentali del Pleistocene superiore-Olocene della porzione nord-orientale della Piana Campana*. Il Quaternario -Italian Journal of Quaternary Sciences, **16**: 279-287.
- BELLUOMINI G., CALDERONI G., COLLINA C., FEDI M., FIORE I., GALLOTTI R., GAROFALO B., PENNACCHIONI M., PIPERNO M., SALVADEI L., SANTANGELO N., SANTO A. & TAGLIACCOZZO A. (2007) - *La Grotta di Roccia San Sebastiano (Mondragone, CE)*. In: *Atti XL Riunione Scientifica "Strategie di insediamento tra Lazio e Campania in età preistorica e protostorica"*, Roma, Napoli, Pompei, 30 novembre-3 dicembre 2005, **1**: 319-333, Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria.
- BELLUOMINI G., LAVINO D., MIRAGLIA M., FEDERICO A. & PIPERNO M. (2002) - *Recenti scoperte preistoriche nel comune di Mondragone*. In: CRIMACO L. & SOGLIANI F. (Eds.), *Culture del Passato. La Campania tra Preistoria e Medioevo*, 1-5.
- BERGOMI C., CATENACCI V., CESTARI G., MANFREDINI M. & MANGANELLI V. (1969) - *Foglio 171 Gaeta e Vulcano di Roccamonfina*. Note illustrative della Carta geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., pp. 130, Nuova Tecnica Grafica, Roma.
- BILLI A., BOSI V. & DE MEIO A. (1997) - *Caratterizzazione strutturale del rilievo del M. Massico nell'ambito dell'evoluzione quaternaria delle depressioni costiere dei fiumi Garigliano e Volturno (Campania settentrionale)*. Il Quaternario -Italian Journal of Quaternary Sciences, **10**(1): 15-26.
- BLANC A.C. (1950) - *Note illustrative per le escursioni della 54ª riunione estiva. Le formazioni pleistoceniche del Monte Circeo*. Boll. Soc. Geol. It., **69**(3): 602-604.
- BONADUCE G., CIAMPO G. & MASOLI M. (1976) - *Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea*. Pubblicazioni della Stazione Zoologica di Napoli, **40** (1):1-304.
- BONCIO P., LAVECCHIA G. & PACE B. (2004) - *Defining a model of 3D seismogenic sources for seismic hazard assessment applications: The case of central Apennines (Italy)*. J. Seismol., **8**: 407-425. DOI: 10.1023/B:JOSE.0000038449.78801.05.
- BONI C.F., BONO P. & CAPELLI, G. (1986) - *Schema Idrogeologico dell'Italia Centrale - A) Carta idrogeologica (scala 1:500.000); B) Carta idrologica (scala 1:500.000); C) Carta dei bilanci idrogeologici e delle risorse idriche sotterranee (scala 1:1.000.000)*- Mem. Soc. Geol. It., **35** (2): 991-1012.
- BOWN P.R. & YOUNG J.R. (1998) - *Techniques*. In: BOWN, P.R. (Ed). *Calcareous nannofossil biostratigraphy*, Chapman and Hall, London, 16-28. DOI: 10.1007/978-94-011-4902-0_2.
- BRAMBATI A., CIABATTI M., FANZUTTI G.P., MARABINI F. & MAROCCO R. (1983) - *A new sedimentological textural map of the Northern and Central Adriatic Sea*. Boll. Oceanol. Teor. Appl. **1**: 267-271.
- BRANCA S., CINQUEGRANI A., CIONI R., CONTE A.M., CONTICELLI S., DE ASTIS G., DE VITA S., DE ROSA R., DI VITO M.A., DONATO P., FORNI F., FRANCALANCI L., GAETA M., GIACCIO B., GIORDANO G., GIUFFRIDA M., ISAIA R., LUCCHI F., MARRA F., MASSARO S., NICOTRA E., PALLADINO D.M., PERINELLI C., PETROSINO P., PISTOLESI M., SEPULVEDA-BIRKE J.P., SOTTILI G., ROMAGNOLI C., ROTOLO S., SULPIZIO R., TRANNE C.A. & VICCARO M. (2023) - *The Italian Quaternary Volcanism. Alpine and Mediterranean Quaternary*, **26** (2): 221-284. DOI: 10.26382/AMQ.2023.09.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) - *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 135-136.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 313-337.

- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the tyrrhenian flank of the southern Apennines (region of Naples, Italy)*. Z. Geom., **82**, suppl. Bd.: 47-58.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1990) - *Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani sulla costa campana*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 259-265.
- BREISLAK S. (1798) - *Topografia fisica della Campania*. Brazzini, Firenze.
- BREMAN E. (1976) - *The Distribution of Ostracodes in the Bottom Sediments of the Adriatic Sea*. Academisch Proefschrift. Vrije Universiteit Amsterdam.
- BRUNO P.P., DI FIORE V. & VENTURA G. (2000) - *Seismic study of the «41st Parallel» Fault System offshore the Campanian-Latinal continental margin*. Tectonophysics, **324**: 37-55.
- BRUNO P.P., PUTIGNANO M.L., CELLA F. & FLORIO G. (2025) - *Investigating tectonic links between the deep Volturno plain and Campanian volcanism using vintage seismic and potential field data*. Scientific Reports **15**, Article number: 21602. DOI: 10.1038/s41598-025-03836-5.
- BUDILLON F., MARTORELLI E., CONFORTI A., DE FALCO G., BOSMAN A., DI MARTINO G., FIRETTO CARLINO M., MISURACA M., INNANGI S., PIERDOMENICO M., SPOSATO A., TONIELLI R., CASALBORE D., CAPPERUCCI R., MARIA CONTE A., FALESE F.G., INGRASSIA M., MARSELLA E., MONTANARO C., MORELLI E., SISINNI R. & CHIOCCI F.L. (2024) - *Geohazard features of the Gulf of Naples and Pontine Islands (Eastern Tyrrhenian Sea)*. Journal of Maps, **20**:1, 2378935. DOI: 10.1080/17445647.2024.2378935.
- BUSICO G., CUOCO E., KAZAKIS N., COLOMBANI N., MASTROCIACCIO M., TEDESCO D. & VOUDOURIS K. (2018) - *Multivariate statistical analysis to characterize/discriminate between anthropogenic and geogenic trace elements occurrence in the Campania Plain, Southern Italy*. Environ. Pollut., **234**: 260-269. DOI: 10.1016/j.envpol.2017.11.053.
- 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.
- CAPORIZZO C., GIONTA A., MATTEI G., VACCHI M., AIELLO G., BARRA D., PARISI R., CORRADO G., PAPPONE G. & AUCELLI P.P.C. (2024) - *Investigating Holocene relative sea-level changes and coastal dynamics in the mid-Tyrrhenian coast, Italy: An interdisciplinary study*. Quat. Int., **710**: 49-65. DOI: 10.1016/j.quaint.2024.08.009.
- CAPPELLETTI P., CERRI G., COLELLA A., DE' GENNARO M., LANGELLA A., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2003) - *Post-eruptive processes in the Campanian Ignimbrite*. Mineral. Petrol., **79**: 79-97.
- CAPUTO P. (2006) - *Ricerche sul suburbio meridionale di Cuma*. ATTA, **15**, 107- 132.
- CARANNANTE G. (1982) - *Modello deposizionale e diagenetico di un livello fosfatico del Miocene carbonatico dell'Appennino Campano*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 15-20.
- CARANNANTE G. & SIMONE L. (1996) - *Rhodolith facies in the central-southern Apennines Mountains, Italy*. In: FRANSEEN E.K., ESTEBAN M. & ROUCHY J.M. (Eds.), *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. Concepts in Sedimentology and Paleontology*. Soc. Econ. Paleontol. Min., **5**: 261-275.
- CASCIELLO E., CESARANO M. & PAPPONE G. (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the southern Apennines contractional belt (Italy)*. Geol. Soc. Lond. J., **163**: 617-629.
- CASSANO E. & LA TORRE P. (1987) - *Geophysics*. In: SANTACROCE, R. (Ed.), *Somma-Vesuvius*. Quaderni de La Ricerca Scientifica 114/8: 175-196, CNR, Rome.
- CASSETTI M. (1894a) - *Osservazioni geologiche sul Monte Massico presso Sessa Aurunca in provincia di Caserta*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **25**: 160-211.
- CASSETTI M. (1894b) - *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Volturno nell'anno 1893*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **25**: 258-274.
- CATALOGO DEI FORTI TERREMOTI IN ITALIA E NELL'AREA MEDITERRANEA (CFTI5Med) (2018) - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). doi: <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>.
- CATALOGO PARAMETRICO DEI TERREMOTI ITALIANI (CPTI15) (2022) - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Versione 4.0. <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4>.
- CATENACCI E., DE CASTRO P. & SGROSSO I. (1963) - *Complessi-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2): 837-852.

- CATUNEANU O. (2019) - *Model-independent sequence stratigraphy*. Earth Sci. Rev., **188**: 312-388. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.09.017.
- CATUNEANU O., ABREU V., BHATTACHARYA J. P., BLUM M. D., DALRYMPLE R. W., ERIKSSON P. G., FIELDING C. R., FISHER W. L., GALLOWAY W. E., GIBLING M. R., GILES K. A., HOLBROOK J. M., JORDAN R., KENDALL C. G. ST. C., MACURDA B., MARTINSEN O. J., MIAL, A. D., NEAL J. E., NUMMEDAL D., POMAR L. & WINKER C. (2009) - *Towards the standardization of sequence stratigraphy*. Earth Sci. Rev., **92**: 1-33. DOI: 10.1016/j.earscirev.2008.10.003.
- CAVALIERE M., SCIPIONI V., FRANCESCANGELI F., FERRARO L., & FRONTALINI F. (2023) - *Paleoenvironmental Changes in the Gulf of Gaeta (Central Tyrrhenian Sea, Italy): A Perspective from Benthic Foraminifera after Dam Construction*. Water, **15**(4): 815.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle a-ree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)* - Quaderni Cassa per il Mezzogiorno n. 4/2: 1-225, Roma.
- CESTARI G. (1964) - *Notizie geologiche sul flysch del Monte Massico*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 277-283.
- CESTARI G. (1966) - *Descrizione geologica del gruppo del Monte Massico*. Boll. Serv. Geol. It., **86**: 45-64.
- CHEN Y., ZHANG L. & ZHAO B. (2015) - *Application of singular value decomposition (SVD) in extraction of gravity components indicating the deeply and shallowly buried granitic complex associated with tin polymetallic mineralization in the Gejiu tin ore field, Southwestern China*. Journal of Applied Geophysics, **123**: 63-70.
- CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI R.A., DIDASKALOU P. & POTETTI, M. (2008) - *Microbiostratigrafia del Triassico superiore, Giurassico e Cretacico in facies di piattaforma carbonatica del Lazio centro-meridionale e Abruzzo: revisione finale*. In: CHIOCCHINI, M. (Ed.), *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, Torino, **84**: 5-170.
- CIMERMAN F. & LANGER M.R. (1991) - *Mediterranean foraminifera*. Academia Scientiarum et Artium Slovenica, Ljubljana, **30**.
- CINQUE A., ALINAGHI H.H., LAURETI L. & RUSSO F. (1987) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologica della Piana del Sarno (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**: 161-174.
- CINQUE A., ASCIONE A. & CAIAZZO C. (2000) - *Distribuzione spaziotemporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino Meridionale*. In: GALADINI, F., MELETTI, C. & REBEZ, A. (eds.) *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, Roma CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, 203-218.
- CINQUE A., AUCELLI P.P.C., BRANCACCIO L., MELE R., MILIA A., ROBUSTELLI G., ROMANO P., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGAMBATI D. (1997) - *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the bay of Napoli*. I.A.G. IV Int. Conf. Geomorphol. Geogr. Fis. Din. Quat., 123-141.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines*. Ann. Geofis., **36** (2): 249-260.
- CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., FISHER R.V., HEIKEN G. & ORT M. (1997) - *Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes - the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **75**: 183-219.
- CIVITELLI G. & BRANDANO M. (2005) - *Atlante delle litofacies e modello deposizionale dei Calcarei a Briozoi e Litotamni nella Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 611-643.
- COARELLI F. (1993) - *Roma, gli Aurunci e la fondazione di Sinuessa. Il territorio di Sinuessa tra Storia ed Archeologia*. In: CRIMACO L. & GASPERETTI G. (eds.) - *Prospettive di Memoria. Testimonianze Archeologiche dalla città e dal territorio di Sinuessa*. Ministero per i Beni Culturali ed Ambientali, Soprintendenza Archeologica per le province di Napoli e Caserta, 17-28.
- COCCO E., CRIMACO L., & DE MAGISTRIS M.A. (1992) - *Dinamica ed evoluzione del litorale campano-laziale: variazioni della linea di riva dall'epoca romana ad oggi nel tratto compreso tra la foce del Volturno e Torre S. Limato (Mondragone)*. Atti 10° congresso AIOL 1992: 543-555.
- COCCO E., CRIMACO L., DE MAGISTRIS M.A. & GASPERETTI G. (1996b) - *Primi risultati sulle inda-*

- gini di geoarcheologia subacquea nell'area dell'antica colonia romana di Sinuessa presso Mondragone (Piana Campana, golfo di Gaeta). Mem. Descr. Carta Geol. d'It. **52**: 361-372.
- COCO E., DE MAGISTRIS M.A. & IACONO Y. (1996a) - *Modificazioni dell'ambiente costiero in Campania (Litorale Domitio, Golfo di Gaeta) in conseguenza delle opere umane*. Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences, **7** (1b): 409-414.
- COCO E., DE PIPPO T. & MASSARI P. (1988) - *L'uso di sabbie fluorescenti per la valutazione del drift litoraneo lungo il litorale domitio (Golfo di Gaeta)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **41**: 869-876.
- COLLINA C. & GALLOTTI R. (2006) - *Les microgravettes du site gravettien de Roccia San Sebastiano (Mondragone, Sa). Comportements techniques et chaînes opératoires*. In: Acts XV Congress "Union Internationale des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques/International Union for Prehistoric and Protohistoric, Lisbona.
- COLLINA C. & GALLOTTI R. (2007) - *L'industria litica di Grotta di Roccia San Sebastiano (Mondragone, Caserta). Risultati dello studio tecnologico*. XL Riunione Scientifica IIPP, Firenze, 331-347.
- COLLINA C., FIORE I., GALLOTTI R., PENNACCHIONI M., PIPERNO M., SALVADEI L. & TAGLIACCOZZO A. (2008) - *Il Gravettiano di Roccia San Sebastiano (Mondragone, Caserta). Il Tardiglaciale in Italia*. - Lavori in corso. BAR International Series 1859, Oxford, Archaeopress, 133-143.
- CONTI A., BIGI S., CUFFARO M., DOGLIONI C., SCROCCA D., MUCCINI F. & BORTOLUZZI G. (2017) - *Transfer zones in an oblique back-arc basin setting: Insights from the Latium-Campania segmented margin (Tyrrhenian Sea)*. Tectonics, **36**(1), 78-107. DOI: 10.1002/2016TC004198.
- CONTI S. & PIGNATELLI SPINAZZOLA G. (2010) - *Le Bonifiche del Regno di Napoli nelle documentazioni cartografiche e di archivio e nella realtà odierna*. Atti 14a Conferenza Nazionale ASITA - Brescia 9-12 novembre 2010.
- COPPARI M., GORI A., VILADRIK N., SAPONARI L., CANEPA A., GRINYÓ J., OLARIAGA A. & ROSSI S. (2016) - *The role of Mediterranean sponges in benthic-pelagic coupling processes: Aplysina aerophoba and Axinella polypoides case studies*. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., **477**: 57-68. <https://doi.org/10.1016/j.jembe.2016.01.004>.
- CORNIELLO A. (1988) - *Considerazioni idrogeologiche su talune acque minerali e termominerali della Provincia di Caserta*. Mem. Soc. Geol. Ital., **41**:1053-1063.
- CORNIELLO A., CARDELLICCHIO N., CAVUOTO G., CUOCO E., DUCCI D., MINISALE A & IORIO M. (2015) - *Hydrogeological Characterization of a Geothermal system: the case of the Thermo-mineral area of Mondragone (Campania, Italy)*. International Journal of Environmental Research, **9**(2): 523-534.
- CORNIELLO A. & DUCCI D. (2014) - *Hydrogeochemical characterization of the main aquifer of the "Litorale Domizio-Agro Aversano NIPS" (Campania-southern Italy)*. J. Geochem. Explor., **137**: 1-10.
- CORNIELLO A. & DUCCI D. (2017) - *Risorse idriche sotterranee dei Mt.s. Tifatini e della dorsale del Mt. Maggiore: aspetti qualitativi e quantitativi*. Technical report (in Italian), Acqua Campania S.p.A. and Università degli Studi di Napoli Federico II, Napoli: 70 pp.
- CORNIELLO A., DUCCI D., ROTELLA M., TRIFUOGGI M. & RUGGIERI G. (2010) - *Hydrogeology and hydrogeochemistry of the plain between M. Massico and the Volturno R. (Campania)*. Ital. J. Eng. Geol. Environ., **1**:51-64. DOI: 10.4408/IJEGE:2010-01.O-04.
- CORNIELLO A., DUCCI D., RUGGIERI G. & IORIO M. (2018) - *Complex groundwater flow circulation in a carbonate aquifer: Mount Massico (Campania Region, Southern Italy). Synergistic hydrogeological understanding*. Journal of Geochemical Exploration, **190**: 253-264.
- CORRADO G., AMODIO S., AUCELLI P.P.C., GIOIA D., PAPPONE G. & SCHIATTARELLA M. (2024) - *Reconstructing active tectonics from land-sea correlations based on cross-interpretation of core and seismic data for the Tyrrhenian coastal segment in southern Italy*. Earth Surface Processes and Landforms, **50**(1): e6049. DOI: 10.1002/esp.6049.
- CORRADO G., AMODIO S., AUCELLI P.P.C., PAPPONE G. & SCHIATTARELLA M. (2020) - *The subsurface geology and landscape evolution of the Volturno coastal plain, Italy: interplay between tectonics and sea-level changes during the Quaternary*. Water, **12**(12): 3386. DOI: 10.3390/w12123386.

- CORRADO G., DONADIO C., PENNETTA M., SCHIATTARELLA M. & VALENTE A. (2022) - *Pliocene to Quaternary morphotectonic evolution of the Gaeta Bay, Tyrrhenian coastal belt, central Italy: A review*. Quaternary International, **638-639**: 111-121. DOI: 10.1016/j.quaint.2022.05.010.
- COSENTINO D., FEDERICI I., CIPOLLARI P. & GLIOZZI, E. (2006) - *Environments and tectonic instability in Central Italy (Garigliano Basin) during the late Messinian Lago-Mare episode: New data from the onshore Mondragone 1 well*. Sediment. Geol., **188**, 297-317.
- CRIMACO L. (1993) - *Il territorio di Sinuessa tra Storia ed Archeologia*. In: CRIMACO L. & GASPERETTI G. (eds.) - *Prospettive di Memoria. Testimonianze Archeologiche dalla città e dal territorio di Sinuessa*. Ministero per i Beni Culturali ed Ambientali, Soprintendenza Archeologica per le province di Napoli e Caserta, 29-58.
- CRIMACO L. & GASPERETTI G. (1993) - *Prospettive di memoria; testimonianze archeologiche dalla città e dal territorio di Sinuessa*. Ministero per i beni culturali ed ambientali, Soprintendenza Archeologica per le province di Napoli e Caserta, pp. 266.
- CRIPPA G., AZZARONE M., BOTTINI C., CRESPI S., FELLETTI F., MARINI M., PETRIZZO M.R., SCARPONI D., RAFFI S. & RAINERI G. (2019) - *Bio- and lithostratigraphy of lower Pleistocene marine successions in western Emilia (Italy) and their implications for the first occurrence of Arctic islandica in the Mediterranean Sea*. Quat. Res., **92**(2), 549-569. DOI:10.1017/qua.2019.20.
- CULLITY B.D. & STOCK S.R. (2001) - *Elements of X-Ray Diffraction*. Prentice Hall, Upper Saddle River.
- CUOCO E., DARRAH T.H., BUONO G., EYMOLD W.K. & TEDESCO D. (2015) - *Differentiating natural and anthropogenic impacts on water quality in a hydrothermal coastal aquifer (Mondragone Plain, Southern Italy)*. Environ. Earth Sci., **73**(11): 7115-7134.
- CUOCO E., MINISALE A., DI LEO A. M., TAMBURRINO S., IORIO M., & TEDESCO D. (2017) - *Fluid geochemistry of the Mondragone hydrothermal systems (southern Italy): water and gas compositions vs. geostructural setting*. International Journal of Earth Sciences, **106**: 2429-2444.
- D'AGOSTINO N. (2014) - *Complete seismic release of tectonic strain and earthquake recurrence in the Apennines (Italy)*. Geophys. Res. Lett. **41**: 1155-1162. DOI: 10.1002/2014GL059230.
- D'ARGENIO B. (1963) - *Sull'età dei livelli e requie nell'Appennino campano*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **71**(1962): 146-156.
- D'ARGENIO B. (1964) - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano*. Mem. Soc. Geol. It., **4**(02): 881-957.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Convegno Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino, Atti Acc. Naz. Lincei, **183**: 49-72.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Apennines (Campania-Lucania)*. Hungarian Geol. Inst.: Colloquium on the Mediterranean Jurassic, Budapest, September 1969, Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, Pubbl. **237**:1-27.
- D'ELIA E. (1930) - *Le arginature del Volturno da Capua al mare, in difesa delle opere di bonifica e delle strade della Provincia di Napoli (1929 VII)*. Tipi A. Amoroso, Cavone a P.zza Dante 12. Napoli.
- D'ERASMO G. (1931) - *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **43**: 15-143.
- D'OREFICE M., BELLOTTI P., BELLOTTI T., DAVOLI L. & DI BELLA L. (2022) - *Natural and Cultural Lost Landscape during the Holocene along the Central Tyrrhenian Coast (Italy)*. Land **11**: 344. DOI: 10.3390/land11030344.
- D'OREFICE M., BELLOTTI P., BERTINI A., CALDERONI G., CENSI NERI P., DI BELLA L., FIORENZA D., FORESI L. M., LOUVARI M. A., RAINONE L., VITTORI C., GOIRAN J.P., SCHMITT L., CARBONEL P., PREUSSER F., OBERLIN C., SANGIORGI F. & DAVOLI L. (2020) - *Holocene evolution of the Burano paleo-lagoon (Southern Tuscany, Italy)*. Water, **12**(4), 1007. DOI: 10.3390/w12041007.
- DBMI15 (2022) - DATABASE MACROSISMICO ITALIANO - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Versione 4.0. DOI: 10.13127/DBMI/DBMI15.4.
- DE BONIS A. & MORRA V. (2017) - *Campioni ceramici dal sito sommerso: indagini archeometriche preliminari*. In: PENNETTA M. & TROCICOLA A., *Sinuessa, Un approdo sommerso di epoca romana*. Archeologia, geomorfologia costiera, strategie sostenibili di valorizzazione. ENEA

- Agenzia nazionale per le nuove tecnologie, l'energia e lo sviluppo economico sostenibile, Roma: 105-109. ISBN: 978-88-8286-340-1.
- DE CASTRO P. (1962) - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **71**: 1-34.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P., PARENTE M. (eds.), *Field Trip Guide-Book, 5th International Symposium on Fossil Algae*. Giannini editore, 21-38. Napoli.
- DE GENNARO R., CALCATERRA D., DI GIROLAMO P., LANGELLA A. & DE' GENNARO M. (2003) - *Discovering the stone heritage of southern Italy: technical properties of the Mondragone marble from Campania region*. Environ. Geol. **44**: 266-276.
- DE GENNARO M., CALCATERRA D. & LANGELLA A. (2013) - *Le pietre storiche della Campania dall'oblio alla riscoperta*. 384 pp., Luciano Editore, Napoli ISBN 88602618323.
- DE LORENZO G. (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. pp. 258, G. Laterza & figli, Bari.
- DE LORENZO G. (1937) - *Geologia dell'Italia Meridionale*. pp. 326. EPSA Editrice Politecnica S.A. Napoli.
- DE PIPPO T., DONADIO C. & PENNETTA M. (2003-2004) - *Morphological control on sediment dispersal along the southern Tyrrhenian coastal zones (Italy)*. Geol. Romana, **37**: 113-121.
- DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., PETROSINO C., TERLIZZI F. & VALENTE A. (2008) - *Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy*. Geomorphology, **97**: 451-466.
- DE RITA D. & GIORDANO G. (1996) - *Volcanological and structural evolution of Roccamonfina volcano (Italy): origin of the summit caldera*. Geol. Soc. Lond. Special Publications. **110** (1): 209-224.
- DE VITA P., ALLOCCA V., CELICO F., FABBROCINO S., MATTIA C., MONACELLI G. & MUSILLI I. (2018) - *Hydrogeology of continental southern Italy*. Journal of Maps, **14** (2): 230-241.
- 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 Campanian volcanic Plain (Italy)*. Mineral. Petrol., **73**: 47-65. DOI: 10.1007/s001700170010.
- DEINO A.L., ORSI G., DE VITA S. & PIOCCHI M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei Caldera - Italy) assessed by ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating method*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **133** (1-4): 157-170. DOI: 10.1016/S0377-0273(03)00396-2.
- DEL PRETE S., GUARINO P., NISIO S. & SANTO A. (2008) - *I sinkholes in Campania*. In: Nisio S. (a cura di) *"I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane"*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **LXXXV**, 149-212, ed. GEDA, Torino, pp. 476.
- DI DONATO V., PAWLOWSKY-GLAHN V., EGOZCUE J.J. & MARTÍN-FERNÁNDEZ J. (2022) - *Preliminary findings in ward r-mode clustering method for compositional data*. In: THOMAS-AGNAN C. & PAWLOWSKY-GLAHN V. (eds) Proceedings of the 9th international workshop on compositional data analysis, June 27-July 1, 2022, Toulouse, France. Association for Compositional Data, 32-38.
- DI GIROLAMO P. (1968a) - *Piroclastiti stratificate riferibili al II periodo flegreo nella pianura campana tra il Volturno e Napoli*. Per. Mineral., **37**: 341-371.
- DI GIROLAMO P. (1968b) - *Petrografia dei tufi campani: il processo di pipernizzazione (tufo → tufo pipernoide → piperno)*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., ser. 4, **35**: 329-394.
- DI GIROLAMO P. (1970) - *Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella «Ignimbrite Campana» («Tufo grigio campano» Auct.)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **26**: 547-588.
- DI GIROLAMO P., GHIARA M.R., LIRER L., MUNNO R., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 349-413.
- DI GIROLAMO P. & MORRA V. (1987) - *The «Campanian Ignimbrite». Petrographical, petrochemical and volcanological characters*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., Special Issue: 177-199.
- DI GIROLAMO P., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1973) - *L'eruzione di pomici a letto dell'Ignimbrite Campana (Tufo Grigio Campano Auct)*. Period. di Mineral., **42**: 439-468.
- DI GIROLAMO P., SGROSSO I., DE GENNARO R. & GIURAZZI S. (2000) - *Metamorphic rocks in Campania (southern Italy): the 'Mondragone marbles'. Petrological and geological study*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 761-766.

- DI LUCIA M., TRECALLI A., MUTTI M. & PARENTE M. (2012) - *Bio-chemostratigraphy of the Barre-mian-Aptian shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy): pinpointing the OAE1a in a Tethyan carbonate platform*. Solid Earth, **3**: 1-28. DOI: 10.5194/se-3-1-2012.
- DI RESTA I. (1985) - *Storia delle bonifiche del regno di Napoli*. Ed. Laterza, Bari, pp.46.
- DI RITA F., CELANT A. & MAGRI D. (2010) - *Holocene environmental instability in the wetland north of the Tiber delta (Rome, Italy): Sea-lake-man interactions*. J. Paleolimnol., **44**: 5-67.
- DI RITA F., MOLISSE F. & SACCHI M. (2018) - *Late Holocene environmental dynamics, vegetation history, human impact, and climate change in the ancient Literna Palus (Lago Patria; Campania, Italy)*. Review of Palaeobotany and Palynology, **258** (2018) 48-61. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2018.06.005.
- DI ROBERTO A., SMEDILE A., DEL CARLO P., DE MARTINI P.M., IORIO M., PETRELLI, M., PANTOSTI P., PINZI S. & TODRANI A. (2018) - *Tephra and cryptotephra in a ~60,000-year old lacustrine sequence from the Fucino Basin: new insights into the major explosive events in Italy*. Bull. Volcanol., **80**, 20.
- DI STEFANO A., BALDASSINI N., RAFFI I., FORNACIARI E., INCARBONA A., NEGRI A., BONOMO S., VILLA G., DI STEFANO E. & RIO D. (2023) - *Neogene-Quaternary Mediterranean calcareous nannofossil biozonation and biochronology: A review*. Stratigraphy. DOI: 10.29041/strat.20.4.02.
- 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 the Neapolitan volcanoes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **177**: 19-48. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2007.11.019.
- DOGLIONI C., INNOCENTI F., MORELLATO C., PROCACCANTI D. & SCROCCA D. (2004) - *On the tyrrhenian sea opening*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **44**: 147-164.
- DONADIO C. (2010) - *I fondali italiani*. In: GINESU S. (Ed.) - *La Costa d'Italia*. Carlo Delfino Editore, Sassari, 85-96.
- DONADIO C., STAMATOPOULOS L., STANISLAO C. & PENNETTA M. (2017) - *Coastal dune development and morphological changes along the littorals of Garigliano, Italy, and Elis, Greece, during the Holocene*. J. Coast. Conserv., **2**: 847-863. DOI: 10.1007/s11852-017-0543-3.
- DONADIO C., VIGLIOTTI R., VALENTE R., STANISLAO C., IVALDI R. & RUBERTI D. (2018) - *Anthropic vs. natural shoreline changes along the northern Campania coast, Italy*. J. Coast. Conserv., **22**: 939-955. DOI:10.1007/s11852 017-0563-z.
- DUCCI D., CORNIELLO A. & SELLERINO M. (2010) - *Hydrostratigraphical setting and groundwater quality status in alluvial aquifers: the low Garigliano River Basin (Southern Italy), case study*. In: *Groundwater Quality Sustainability*. Krakow, 12-17 September 2010, 197-203. ISBN: 9788322619797.
- DUCHI V., MINISSALE A., VASELLI O. & ANCILLOTTI M. (1995) - *Hydrogeochemistry of the Campania region in southern Italy*, J. Volcanol Geothermal Res., **67**(4): 313-328.
- DUMOULIN J.P., COMBY-ZERBINO C., DELQUÉ-KOLIC E., MOREAU C., CAFFY I., HAIN S., PERRON M., THELLIER B., SETTI V. & BERTHIER B. (2017) - *Status report on sample preparation protocols developed at the LMC14 Laboratory, Saclay, France: from sample collection to ¹⁴C and AMS measurement*. Radiocarbon, **59**(3): 713-726. DOI: 10.1017/RDC.2016.116.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In WEZEL F.C. (Eds): *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*, 101-126, C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, Italy.
- FARRAN M. (2016) - *IMAGE2SEG: A software to convert seismic profiles images to SEG Y files*. Departamento de Geología Marina, Institut de Ciències del Mar, CSIC. P. Maritim de la Barceloneta 37-49.
- FERNANDEZ G., GIACCIO B., COSTA A., MONACO L., NOMADE S., ALBERT P.G., PEREIRA A., FLYNN M., LEICHER N., LUCCHI F., PETROSINO P., PALLADINO D.M., MILIA A., INSINGA D.D., WULF S., KEARNEY R., VERES D., JORDANOVA D., PUTIGNANO M.L., ISAIA R. & SOTTILI G. (2024) - *New constraints on the Middle -Late Pleistocene Campi Flegrei explosive activity and Mediterranean tephrostratigraphy (~160 ka and 110-90 ka)*. Quat. Sci. Rev., **331**: 108623. DOI: 10.1016/j.quascirev.2024.108623.

- FERNANDEZ G., GIACCIO B., MONACO L., TOMATIS M., PACELLA A., PALLADINO D.M., SULPIZIO R., TURCI F., ZANCHETTA G., BALLIRANO P. & SOTTILI G. (2023) - *Physical and chemical characterization of the Pomici di Avellino ashes (3.9 ka) from Somma-Vesuvius volcano for future health hazard assessment*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **438**: 107826. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2023.107826.
- FERNÁNDEZ-SALAS L.M., DABRIO C.J., GOY J.L., DÍAZ DEL RÍO V., ZAZO C., LOBO F.J., SANZ J.L. & LARIO J. (2009) - *Land-sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean)*. Geomorphology, **104**: 4-11.
- FERRANTI L., CARBONI L., AKIMBEKOVA A., ERCOLI M., BELLO S., BROZZETTI F., BACCHIANI A., & TOSCANI G. (2024) - *Structural architecture and tectonic evolution of the Campania- Lucania arc (Southern Apennines, Italy). Constraints from seismic reflection profiles, well data and structural-geologic analysis*. Tectonophysics, **879**: 230313. DOI: 10.1016/j.tecto.2024.230313.
- FERRANTI L., OLDOW J.S. & SACCHI M. (1996) - *Pre-Quaternary orogeny-parallel extension in Southern Apennines belt, Italy*. Tectonophysics, **260**: 325-347.
- FERRARI K., BELLOTTI P. & DALL'AGLIO P.L. (2012) - *Environment and settlements near the Gari-gliano river mouth: History of an evolving landscape*. In: BERTONCELLO F. & BRAE MER F. (eds.) *Actes des XXXII Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes*. Antibes: APDCA, 309-322.
- FERRARO L., ALBERICO I., ANGELINO A., ANZALONE E., BONOMO S., BUDILLON F., CASCELLA A., CAPODANNO M., CAVUOTO G., DI FIORE V., DI MARTINO G., EVANGELISTA L., FERRARO R., GHERARDI S., GIORDANO L., IAVARONE M., IENGO A., INNANGI S., LIRER F., MARSELLA E., MIGLIACCIO R., MOLISSO F., PELOSI N., PUNZO M., RUMOLO P., SCOTTO DI VETTIMO P., TAMBURRINO S., TARALLO D., TONIELLI R., & VALLEFUOCO M. (2016) - *Studio integrato di un'area marino-costiera: la foce del fiume Volturno*. Rapporto finale progetto PONa3_00363 I-AMICA (Infrastruttura di Alta tecnologia per il Monitoraggio Integrato Climatico-Ambientale).
- FERRARO L., BONOMO S., ALBERICO I., CASCELLA A., GIORDANO L., LIRER F. & VALLEFUOCO M. (2018) - *Live benthic foraminifera from the Volturno river mouth (central Tyrrhenian Sea)*. Atti Accademia Nazionale dei Lincei. Rendiconti dei Lincei. Scienze Fisiche e Naturali, **29**: 559-570.
- FERRARO L., GIORDANO L., BONOMO S., CASCELLA A., DI MARTINO G., INNANGI S., GHERARDI S., TAMBURRINO S., Alberico I., Budillon F., Di Fiore V., Punzo M., Tarallo D., Anzalone E., Capodanno M., Cavuoto G., Evangelista L., Ferraro R., Iavarone M., Iengo A., Lirer F., Marsella E., Migliaccio R., Molisso F., Pelosi N., Rumolo P., Scotto di Vettimo P., TONIELLI R. & VALLEFUOCO M. (2017) - *Monitoraggio integrato di un'area marino-costiera: la foce del fiume Volturno (Mar Tirreno centrale)*. Quad. Geofis., **146**: 1-70. DOI: 10.13127/QDG/146.
- FERRIGNO F., DI MARTINO G., DONNARUMMA L., INNANGI S., MOLISSO F., RENDINA F., SANDULLI R., TONIELLI R., RUSSO G.F. & SACCHI M. (2024) - *Unexpected and Extraordinarily Shallow Coralligenous Banks at the Sinuessa Site, a Heritage of the Campania Coast (SW Italy, Mediterranean Sea)*. Water, **16** (20): 2942. DOI: 10.3390/w16202942.
- FERRIGNO F., RUSSO G. & SANDULLI R. (2017) - *Coralligenous Bioconstructions Quality Index (CBQI): A synthetic indicator to assess the status of different types of coralligenous habitats*. Ecol. Indic. **82**: 271-279. DOI: 10.1016/j.ecolind.2017.07.020.
- FILOCAMO F., LEONE N., ROSSKOPF C.M., SCORPIO V., GIRALT S. & AUCELLI, P.P.C. (2021) - *Quaternary evolution of the Lower Calore and Middle Volturno Valleys (Southern Italy)*. Water, **13**: 741.
- FISHER R.V., ORSI G. & ORT M. (1993a) - *Pyroclastic flow deposits illustrated by the Campanian Ignimbrite*. In: CARANNANTE G. & TONIELLI R. (eds.): *Pre meeting fieldtrip guidebook 15th IAS Reg. Meet., Ischia 1994*, 61-82, De Frede, Napoli.
- FISHER R.V., ORSI G., ORT M. & HEIKEN G. (1993b) - *Mobility of a large-volume pyroclastic flow emplacement of the Campanian Ignimbrite, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **56**: 205-220.

- FLORIO G., FEDI M., CELLA F. & RAPOLLA A. (1999) - *The Campanian Plain and Phlegrean Fields: structural setting from potential field data*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**: 361-379.
- FOLK R.L. (1954) - *The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature*. The Journal of Geology, **62**: 344-359. DOI: 10.1086/626171.
- FOLK R.L. & WARD W.C. (1957) - *Brazos River: a study in the significance of grain size parameters*. Journal of Sedimentary Petrology, **27**(1): 3-26.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**(1): 1-37.
- FRIJIA G., PARENTE M., DI LUCIA M. & MUTTI M. (2015) - *Carbon and strontium isotope stratigraphy of the Upper Cretaceous (Cenomanian-Campanian) shallow-water carbonates of southern Italy: Chronostratigraphic calibration of larger foraminifera biostratigraphy*. Cretaceous Research, **53**: 110-139.
- FUHRMANN R. (2012) - *Atlas quartärer und rezenter Ostrakoden Mitteldeutschlands*. Naturkundliches museum Mauritium Altenburg, Thüringen. pp. 330.
- GAJOLINI M., COLOMBANI N., MASTROCICCO M. & POSTACCHINI M. (2023) - *Seawater intrusion assessment along the Volturno River (Italy) via numerical modeling and spectral analysis*. Journal of Hydrology, **626**: 130289.
- GALADINI F. & GALLI P. (2000) - *Active tectonics in the central Apennines (Italy) - Input data for seismic hazard assessment*. Nat. Hazards **22**: 225-268. DOI:10.1023/A:1008149531980.
- GALLI P. (2023) - *Nearly Simultaneous Pairs and Triplets of Historical Destructive Earthquakes with Distant Epicenters in the Italian Apennines*. Seismol. Res. Lett., **95** (2024): 1057-1065. DOI: 10.1785/0220230135.
- GALLI P. & PERONACE E. (2014) - *New paleoseismic data from the Irpinia Fault. A different seismogenic perspective for southern Apennines (Italy)*. Earth-Sci. Rev., **136**: 175-201. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.05.013.
- GASPARINI P. (1966) - *Indagini gravimetriche su alcune forme crateriche della Campania settentrionale*. Atti Acc. Pont., nuova serie, **15**: 9-19.
- GASPERETTI G. (1993) - *Problemi di Topografia urbana*. In: CRIMACO L. & GASPERETTI G. (Eds.) - *Prospettive di Memoria. Testimonianze Archeologiche dalla città e dal territorio di Sinuessa*. Ministero per i Beni Culturali ed Ambientali, Soprintendenza Archeologica per le province di Napoli e Caserta, 59-69.
- GIACCIO B., GALLI P., MESSINA P. & PERONACE E. (2023) - *Active or inactive? When the basin sediments unravel the status of activity of a fault*. Extended abstracts of the 41st National Conference of GNGTS, Bologna (Italy), 7-9 February 2023, 116.
- GIACCIO B., HAYDAS I., ISAIA R., DEINO A. & NOMADE S. (2017b) - *High-precision ^{14}C and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Campanian Ignimbrite (Y-5) reconciles the time-scales of climatic cultural processes at 40 ka*. Sci. Rep., **7**: 45940. DOI: 10.1038/srep45940.
- GIACCIO B., NIESPOLO E.M., PEREIRA A., NOMADE S., RENNE P.R., ALBERT P.G., ARIENZO I., REGATTIERI E., WAGNER B., ZANCHETTA G., GAETA M., GALLI P., MANNELLA G., PERONACE E., SOTTILI G., FLORINDO F., LEICHER N., MARRA F. & TOMLINSON E.L. (2017a) - *First integrated tephrochronological record for the last ~190 kyr from the Fucino Quaternary lacustrine succession, Central Italy*. Quat. Sci. Rev., **158**: 211-234. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.01.004.
- GIACCIO B., NOMADE S., WULF S., ISAIA R., SOTTILI G., CAVUOTO G., GALLI P., MESSINA P., SPOSATO A., Sulpizio R. & ZANCHETTA, G. (2012) - *The late MIS 5 Mediterranean tephra markers: a reappraisal from peninsular Italy terrestrial records*. Quat. Sci. Rev., **56**: 31-45. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.09.009.
- GIACCIO B., REGATTIERI E., ZANCHETTA G., NOMADE S., RENNE P.R., SPRAIN C.J., DRYSDALE R.N., TZEDAKIS P.C., MESSINA P., SCARDIA G., SPOSATO A. & BASSINOT F. (2015) - *Duration and dynamics of the best orbital analogue to the present interglacial*. Geology, **43**: 603-606.
- GIANNETTI B. & DE CASA G. (2000) - *Stratigraphy, chronology, and sedimentology of ignimbrites from the white trachytic tuff, Roccamonfina Volcano, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **96** (3-4): 243-295.
- GIRAUDI C. (2011) - *The sediments of the 'Stagno di Maccarese' marsh (Tiber river delta, central*

- Italy): *A late-Holocene record of natural and human-induced environmental changes*. The Holocene, **21**: 1233-1243.
- GOT H., ALOISI J.C. & MONACO A. (1985) - *Sedimentary processes in the Mediterranean deltas and shelves*. In: STANLEY D.J. & WEZER F.C. (eds.) - *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, 355-376.
- GRANIER B. (2019) - *Dual biozonation scheme (benthic foraminifera and "calcareous" green algae) over the Jurassic-Cretaceous transition. Another plea to revert the system boundary to its historical Orbigny's and Oppel's definition*. Cretaceous Research, **93**: 245-274.
- GRECO B. (1927) - *Storia di Mondragone: ricerche documentate con scritture d'archivio originali e tradotte, con relative monografie aggiunte intitolate: Bonifica, Terre demaniali, Campo Falerno, Via Appia, Venere Sinuessana, Direttissima, Agricoltura, Acque minerali, Cave e miniere, Riviera, Avvenire*. **1**, Ristampa 2004, pp. 336, Grafiche Mincione.
- HATTÉ C., MORVAN J., NOURY C. & PATERNE M. (2001) - *Is classical acid-alkali-acid treatment responsible for contamination? An alternative proposition*. Radiocarbon, **43**(2A): 177-182.
- HERNÁNDEZ-MOLINA F.J., FERNÁNDEZ-SALAS L.M., LOBO F.J., SOMOZA L., DÍAZ DEL RÍO V. & ALVEIRINHO DIAS J.M. (2000) - *The infralittoral prograding wedge: a new largescale progradational sedimentary body in shallow marine environments*. Geomarine Letters, **20**: 109-117. DOI: 10.1007/s003670000040.
- HINRICHSSEN D. (1998) - *Coastal waters of the world: trends, threats and strategies*. Island Press, Washington, pp. 276.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**, 199-210.
- HORNE D.J., CABRAL M.C., FATELA F. & RADL M. (2022) - *Salt marsh ostracods on European Atlantic and North Sea coasts: Aspects of macroecology, palaeoecology, biogeography, macroevolution and conservation*. Marine Micropaleontology, **174**: 101975. DOI: 0.1016/j.marmicro.2021.101975.
- HUNT D. & TUCKER M.E. (1992) - *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall*. Sediment Geol. 1992, **81**:1-9. DOI: 10.1016/0037-0738(92)90052-S.
- IETTO A. (1964) - *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**: 97-107.
- IORIO M., MEO A., AIELLO G. & SENATORE M.R. (2024) - *The Neapolitan Yellow Tuff record in the Gaeta Gulf (Eastern Tyrrhenian margin, Southern Italy)*. Adv. Geosci., **63**: 15-27. DOI: 10.5194/adgeo-63-15-2024.
- 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.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canad. J. Of Earth Sci., **8**:523.
- ISIDE WORKING GROUP (2007) - *Italian Seismological Instrumental and Parametric Database (ISIDE)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). DOI: 10.13127/ISIDE.
- ISTAT (2021) - *Località italiane*. Basi territoriali. <https://www.istat.it/notizia/basi-territoriali-e-varie-bili-censuarie/>.
- JERRI A. J. (1998) - *The Gibbs Phenomenon in Fourier Analysis. Splines and Wavelet Approximations*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- JOCHUM K.P., STOLL B., HERWIG K., WILLBOLD M., HOFMANN A.W., AMINI M., AARBUG S., ABOUCHAMI W., HELLEBRAND E., MOCEK B., RACZEK I., STRACKE A., ALARD O., BOUMAN C., BECKER S., DÜCKING M., BRÄTZ H., KLEMD R., DE BRUIN D., CANIL D., CORNELL D., DE HOOG C.-S., DALPÉ C., DANYUSHEVSKY L., EISENHauer A., GAO Y., SNOW J.E., GROSCOP, N., GÜNTHER D., LATKOCZY C., GUILLONG M., HAURI E.K., HÖFER H.E., LAHAYE Y., HORZ K., JACOB D.E., KASEMANN S.A., KENT A.J.R., LUDWIG T., ZACK T., MASON P.R.D., MEIXNER, A., ROSNER M., KISAWA K., NASH P.B., PFÄNDER J., PREMO W.R., SUN W.D., TIEPOLO M., VANNUCCI R., VENNEMANN T., WAYNE D. & WOODHEAD J.D. (2006) - *MPI-DING*

- reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochem. Geophys.*, **7** (2). DOI: 10.1029/2005GC001060.
- JOLIVET L., FACCENNA C., D'AGOSTINO N., FOURNIER M. & WORRALL D. (1999) - *The kinematics of back-arc basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas*. In: MAC NILL C. & RYAN, P.D. (eds.), *Continental Tectonics* Geological Society, London, Special Publications, **164**, 21-53.
- KELLER J., RYAN W.B.F., NINKOVICH D. & ALTHER, R. (1978) - *Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the last 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments*. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**: 591-604. DOI: 10.1130/0016-7606.
- KERSTING D., CEFAL. M., MOVILLA J., VERGOTTI M. & LINARES C. (2023) - *The endangered coral *Cladocora caespitosa* in the Menorca Biosphere Reserve: Distribution, demographic traits and threats*. *Ocean Coast. Manag.*, **240**: 106626. DOI: 10.1016/j.ocecoaman.2023.106626.
- KUEHN S.C., FROESE D.G., SHANE P.A.R. & INTAV INTERCOMPARISON PARTICIPANTS (2011) - *The INTAV intercomparison of electron-beam microanalysis of glass by tephrochronology laboratories: Results and recommendations*. *Quaternary International*, **246**: 19-47.
- LA MARCA A. (1929) - *Bonifica in destra e in sinistra del Volturno. Estratto da: L'Italia Agricola, N.ro Spec. dedicato alle Bonifiche, N.ro 11*. Tipografia Federazione Italiana dei Consorzi Agrari. VIII, Piacenza.
- LAVECCHIA G., BELLO S., ANDRENACCI C., CIRILLO D., PIETROLUNGO F., TALONE D., FERRARINI F., NARDIS R., GALLI P., FAURE WALKER J., SGAMBATO C., MENICCHETTI M., MONACO C., GAMBINO S., DE GUIDI G., BARRECA G., CARNEMOLLA F., BRIGHENTI F., GIUFFRIDA S. & BROZZETTI F. (2024) - *QUIN 2.0 - new release of the Quaternary fault strain Indicators database from the Southern Apennines of Italy*. *Sci. Data* **11** (2024): 189. DOI: 10.1038/s41597-024-03008-6.
- LAVINO D., PENNACCHIONI M. & PIPERNO M. (2003) - *La preistoria nel territorio di Mondragone*. In: DI GENNARO F. & DI GIROLAMO U. (eds.) *Le radici ed il futuro*, I, 3, Edizioni Scientifiche Italiane, Napoli, 211-228.
- LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B., LE BAS M.J., BONIN B., BATEMAN P., BELLINI G., DUDEK A., EFREMOVA S., KELLER J., LAMEYRE J., SABINE P.A., SCHMID R., SØRENSEN H. & WOOLLEY A.R. (2002) - *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. In: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, second ed. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 236.
- LEES, A. & BULLER, A.T. (1972) - *Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted*. *Mar. Geol.*, **13**: 67-73.
- LEICHER N., GIACCIO B., ZANCHETTA G., SULPIZIO R., ALBERT P.G., TOMLINSON E.L., LAGOS M., FRANCKE A. & WAGNER B. (2021) - *Lake Ohrid's tephrochronological dataset reveals 1.36 Ma of Mediterranean explosive volcanic activity*. *Sci. Data*, **8**: 231. DOI: 10.1038/s41597-021-01013-7.
- LEICHER N., MONACO L., GIACCIO B., SEBASTIEN N., PEREIRA A., MANNELLA G., WULF S., SOTTILI G., PALLADINO D.M., ZANCHETTA G. & WAGNER, B. (2024) - *Central Mediterranean tephrochronology for the time interval 250-315 ka derived from the Fucino sediment succession*. *Boreas*, **52**: 240-271. DOI: 10.1111/bor.12637.
- LIRER F., FORESI L.M., IACCARINO S.M., SALVATORINI G., TURCO E., COSENTINO C., SIERRO F.J. & CARUSO A. (2019) - *Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology*. *Earth-Sci. Rev.*, **196**, 102869. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.05.013.
- LIRER F., PERSICO D. & VIGORITO M. (2005) - *Calcareous plankton biostratigraphy and age of the Middle-Miocene deposits of Longano Formation (Eastern Matese Mountains, Southern Apennines)*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **111** (1): 91-108.
- LOWE D.J. (2011) - *Tephrochronology and its application: a review*. *Quat. Geochronol.*, **6**: 107-153. DOI: 10.1016/j.quageo.2010.08.003.
- LUHR J.F. & GIANNETTI B. (1987) - *The Brown Leucitic Tuff of Roccamonfina Volcano (Roman Region, Italy)*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**: 420-436. DOI: 10.1007/BF00402203.

- LUIO P., PAOLETTI V., NAPPI R., LA MANNA M., CELLA F., GAUDIOSI G., FEDI M. & IORIO M. (2018) - *A multidisciplinary approach to characterize the geometry of active faults: the example of Mt. Massico, southern Italy*. *Geophysical Journal International*, **213** (3): 1673-1681. DOI: 10.1093/gji/ggy080.
- LUMLEY E.M. & BOWMAN B.F. (1984) - *Automatic gain control for seismic data*. Appl. No: 658, 256 - Patent No: 4,636,993.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics* **5**: 227-245.
- MANETTI G. (1457) - *De terraemotu libri tres*. In Collana commissione ENEA/ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari, MOLIN D. & SCOPELLITI C. (eds), Romana Editrice, Roma, pp. 152.
- MARGARITELLI G., VALLEFUOCO M., DI RITA F., CAPOTONDI L., BELLUCCI L.G., INSINGA D.D., PETROSINO P., BONOMO S., CACHO I., CASCELLA A., FERRARO L., FLORINDO F., LUBRITTO C., LURCOCK P.C., MAGRI D., PELOSI N., RETTORI R. & LIRER F. (2016) - *Marine response to climate changes during the last five millennia in the central Mediterranean Sea*. *Glob. Planet. Change*, **142**: 53-72. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2016.04.007.
- MARIANELLI P. & SBRANA A. (1998) - *Risultati di misure di standard di minerali e di vetri naturali in microanalisi a dispersione di energia*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Serie A* **105**: 57-63.
- MARIANI M. & PRATO R. (1988) - *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 519-531.
- MARTÍN-FERNÁNDEZ J.A., PAWLOWSKY-GLAHN V., EGOZCUE J.J. & TOLOSONA-DELGADO R. (2018) - *Advances in principal balances for compositional data*. *Math. Geosci.*, **50**(3): 273-298.
- MASTROICICCO M., BUSICO G., COLOMBANI N., USAI A. & RUBERTI D. (2020) - *Seasonal Salinity Variations in a Coastal Wetland Induced by Complex Interactions Between Sea, River and Evapoconcentration Processes*. In: NGUYEN K., GUILLOU S., GOURBESVILLE P. & THIÉBOT J. (eds) *Estuaries and Coastal Zones in Times of Global Change*. Springer Water. Springer, Singapore. DOI: 10.1007/978-981-15-2081-5_6.
- MATANO F., SACCHI M., VIGLIOTTI M. & RUBERTI, D. (2018) - *Subsidence trends of Volturno River Coastal Plain (Northern Campania, Southern Italy) inferred by SAR Interferometry Data*. *Geosciences*, **8** (1): 8. DOI: 10.3390/geosciences8010008.
- MATTEI M., CIPOLLARI P., COSENTINO D., ARGENTIERI A., ROSSETTI F., SPERANZA F. & DI BELLA L. (2002) - *The Miocene tectono-sedimentary evolution of the southern Tyrrhenian Sea: stratigraphy, structural and palaeomagnetic data from the on-shore Amantea basin (Calabrian Arc, Italy)*. *Basin Res.*, **14**: 147-168.
- MEISCH C. (2000) - *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe*. In: SCHWOERBEL J. & ZWICK P. (eds) *Süßwasserfauna von Mitteleuropa* 8/3, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin. pp. 522.
- MELLUSO L., DE' GENNARO R., FEDELE L., FRANCIOSI L. & MORRA V. (2012) - *Evidence of crystallization in residual, Cl-F-rich, agpaite, trachyphonolitic magmas and primitive Mg-rich basalt-trachyphonolite interaction in the lava domes of the Phlegrean Fields (Italy)*. *Geological Magazine*, **149**: 532-550.
- MELLUSO L., SCARPATI C., ZANETTI A., SPARICE D. & DE' GENNARO R. (2022) - *The petrology and geochemistry of zoned, phonolitic Plinian and sub-Plinian eruptions of Somma-Vesuvius, Italy: role of accessory phase removal, independently filled magma reservoirs with time, and transition from slightly to highly silica undersaturated series in an ultrapotassic stratovolcano*. *Lithos*, **430-431**: 106854.
- MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **100**, 1140-1156.
- MILANO G., PETRAZZUOLI S. & VENTURA G. (2004) - *Effects of the hydrothermal circulation on the strain field of the Campanian Plain (southern Italy)*. *Terra Nova*, **16**(4): 205-209.
- MILIA A. (1998) - *Le unità piroclastiche tardo-quadernarie nel golfo di Napoli*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **21** (1): 147-153.

- MILIA A., IANNACE P., TESAURO M. & TORRENTE M.M. (2017) - *Upper plate deformation as marker for the Northern STEP fault of the Ionian slab (Tyrrhenian Sea, Central Mediterranean)*. Tectonophysics, **710**: 127-148.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1999) - *Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*. Tectonophysics, **315**: 301-318.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (2000) - *Fold uplift and synkinematic stratal architectures in a region of active transtensional tectonics and volcanism, eastern Tyrrhenian Sea*. Geol. Soc. Am. Bull., **112** (10): 1531-1542.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (2003) - *Late-Quaternary volcanism and transtensional tectonics in the Bay of Naples, Campanian continental margin, Italy*. Mineralogy and Petrology **79**: 49-65. DOI 10.1007/s00710-003-0001-9.
- MILIA A., TORRENTE M.M., RUSSO M. & M., ZUPPETTA A. (2003) - *Tectonics and crustal structure of the Campania continental margin: relationships with volcanism*. Miner. Petrol., **79**: 33-47.
- MILKER Y. & SCHMIEDL G. (2012) - *A taxonomic guide to modern benthic shelf foraminifera of the western Mediterranean Sea*. Palaeontologia Electronica, **15** (2), 16A: 1-134
- MILLETT F.W. (1900) - *Report on the recent foraminifera of the Malay Archipelago collected by Mr. A. Durrand, F.R.M.S. - Part IX*. Journal of the Royal Microscopical Society, **20**(5): 539-549.
- MILLI S., D'AMBROGI C., BELLOTTI P., CALDERONI G., CARBONI M.G., CELANT A., DI BELLA L., DI RITA F., FREZZA V., MAGRI D., PICHEZZI R.M. & RICCI V. (2013) - *The transition from wave-dominated estuary to wave-dominated delta: The Late Quaternary stratigraphic architecture of Tiber River deltaic succession (Italy)*. Sediment. Geol., **284-285**: 159-180.
- MISURACA M. (2016) - *Post-orogenic evolution of the central Tyrrhenian margin: insights from high penetration and high resolution seismic reflection profiles*. Tesi di Dottorato, Università degli studi di Roma Tre; <https://arcadia.sba.uniroma3.it/handle/23007/6003>.
- MISURACA M., BUDILLON F., TONIELLI R., DI MARTINO G., INNANGI S. & FERRARO L. (2018) - *Coastal Evolution, Hydrothermal Migration Pathways and Soft Deformation along the Campania Continental Shelf (Southern Tyrrhenian Sea): Insights from High-Resolution Seismic Profiles*. Geosciences, **8**: 121.
- MIX A.C., BARD E. & SCHNEIDER R. (2001) - *Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG)*. Quat. Sci. Rev., **20**: 627-657.
- MONACO L., LEICHER N., PALLADINO D.M., ARIENZO I., MARRA F., PETRELLI M., NOMADE S., PEREIRA A., SOTTILI G., CONTICELLI S., D'ANTONIO M., FABBRIZIO A., JICHA B.R., MANNELLA G., PETROSINO P., REGATTIERI E., TZEDAKIS P.C., WAGNER B., ZANCHETTA G. & GIACCIO B. (2022b) - *The Fucino 250-170 ka tephra record: New insights on peri-Tyrrhenian explosive volcanism, central mediterranean tephrochronology, and timing of the MIS 8-6 climate variability*. Quat. Sci. Rev., **296**: 107797.
- MONACO L., PALLADINO D.M., ALBERT P.G., ARIENZO I., CONTICELLI S., DI VITO M., FABBRIZIO A., D'ANTONIO M., ISAIA R., MANNING C.J., NOMADE S., PEREIRA A., PETROSINO P., SOTTILI G., SULPIZIO R., ZANCHETTA G. & GIACCIO B. (2022a) - *Linking the Mediterranean MIS 5 tephra markers to Campi Flegrei (southern Italy) 109-92 ka explosive activity and refining the chronology of MIS 5c-d millennial-scale climatic variability*. Glob. Planet. Change, **211**: 103785. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2022.103785.
- MONACO L., PALLADINO D.M., GAETA M., MARRA F., SOTTILI G., LEICHER N., MANNELLA G., NOMADE S., PEREIRA A., REGATTIERI E., WAGNER B., ZANCHETTA G., ALBERT P.G., ARIENZO I., D'ANTONIO M., PETROSINO P., MANNING C.J. & GIACCIO B. (2021) - *Mediterranean tephrostratigraphy and peri-Tyrrhenian explosive activity revaluated in light of the 430-365 ka record from Fucino Basin (central Italy)*. Earth-Sci. Rev., **220**: 103706.
- MONTANI B. (1859) - *Carta geognostica dei vulcani della Campania e del territorio adiacente carta Geologica del Regno delle Due Sicilie, tav. VII*. Scala 1:200.000 circa, Napoli.
- MONTONE P., MARIUCCI M.T. & PIERDOMINICI S. (2012) - *The Italian present-day stress map*. Geophys. J. Int., **189**: 705-716.
- MOUANGA G.H. (2017) - *Impact and Range Extension of Invasive Foraminifera in the NW Mediterranean Sea: Implications for Diversity and Ecosystem Functioning*, PhD Thesis. Bonn:

Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie.

- MOUSSAT E., REHAULT J.P. & FABBRI A. (1986) - *Rifting et évolution tectono-sédimentaire du Bassin Tyrrhénien au cours du Néogène et du Quaternaire*. Giorn. Geol. ser. 3, **48** (1/2): 41-62.
- NAUTICARD (2007) - *No 3206.1 Gaeta e Acquamorta* (I. di Procida, I. d'Ischia), scala 1: 100.000, Roma.
- NEIDELL N.S. & TANER M.T. (1971) - *Semblance and other coherency measures for multichannel data*. Geophysics, **36** (3): 482-497.
- OGNIBEN L. (1957) - *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose nella zona di Caiazzo (Caserta)*. Atti del Conv. Sociale sul tema "Le Argille Scagliose ed i terreni in facies di flysch nell'Appennino", 30 giugno-1-2 Luglio 1956, Firenze. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 169-179.
- OGNIBEN L. (1958) - *Stratigrafia del Terziario nella zona di Caiazzo (Caserta)*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **64**, (2): 89-142.
- OLIVERI DEL CASTILLO A. (1966) - *Considerazioni gravimetriche sul bacino eruttivo e sedimentario campano (anomalie residue di ordine n-1 n)*. Ann. Oss. Vesuv., ser. 6, **6**: 3-9.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1979) - *Nuovi dati sulla struttura della Piana Campana a SE del Fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 591-608.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1985) - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 195-206.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1999) - *Evoluzione geologica e geomorfologica olocenica e problemi geoambientali delle pianure costiere antropizzate della Campania*. Giorn. Geol., **61**: 235-237.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M. & TOCCACELI R.M. (1992) - *Active tectonic in the southern Apennines: relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. IGCP **276**, Newsletter, **5**: 413-419.
- PAGANO M. (1974) - *Una città sepolta: Sinuessa*. Tipografia Severini, Napoli.
- PAGANO M. (1990) - *SINUESSA storia e archeologia di una colonia romana*, Ed. Duomo.
- PANZA G.F., PONTEVIVO A., SARAO A., AOUDIA A. & PECCERILLO A. (2004) - *Structure of the lithosphere - asthenosphere and volcanism in the Tyrrhenian Sea and surroundings*. In: MARANI M.P., GAMBERI F. & BONATTI E. (eds) *From Seafloor to Deep Mantle: Architecture of the Tyrrhenian Backarc Basin*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **64**: 29-56.
- PARENTE M., FRIJIA G., DI LUCIA M., JENKYN H.C., WOODFINE R.G. & BARONCINI F. (2008) - *Step-wise extinction of larger foraminifera at the Cenomanian-Turonian boundary: a shallow-water perspective on nutrient fluctuations during Oceanic Anoxic Event 2 (Bonarelli Event)*. Geology, **36**: 715-718.
- PARONA C.F. (1900) - *Sopra alcune rudiste senoniane dell'Appennino meridionale*. Mem. Acc. Delle Sc. di Torino, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, **50**: 1-23.
- PARONA C.F. (1911) - *Nuovi studi sulle rudiste dell'Appennino (radiolitidi)*. Mem. Acc. Delle Sc. di Torino, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, **62**: 273-293.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **117**: 281-295.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue, **7**: 75-119.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/92**: 417-441.
- PENNETTA M., BRANCATO V. M., DE MURO S., GIOIA D., KALB C., STANISLAO C., VALENTE A. & DONADIO C. (2016a) - *Morpho-sedimentary features and sediment transport model of the submerged beach of the "Pineta della foce del Garigliano" SCI Site (Caserta, southern Italy)*, J. Maps, **12**: 139-146. DOI: 10.1080/17445647.2016.1171804.
- PENNETTA M., CORBELLI V., ESPOSITO P., GATTULLO V. & NAPPI R. (2011b) - *Environmental impact of coastal dunes in the area located to the left of the Garigliano River mouth (Campany, Italy)*. JCR Spec. Issue, **61**: 421-427. DOI: 10.2112/ S161-001.1.

- PENNETTA M., CORBELLI V. GATTULLO V. & NAPPI R. (2011a) - *Caratteri morfosedimentari del sistema dunare costiero in sinistra foce del Fiume Garigliano*. Rendiconti Online Della Società Geologica Italiana, **17**: 133-138.
- PENNETTA M., MARCHESI F., MINOPOLI C., STANISLAO C., TROCCIOLA A., VALENTE R. & DONADIO C. (2016b) - *Geomorphological features of the archaeological marine area of Sinuessa in Campania, southern Italy*. Quat. Int., **425**: 198-213.
- PENNETTA M. & TROCCIOLA A. (2017) - *Sinuessa, un approdo sommerso di epoca romana*. ENEA, 171. ISBN: 978-88-8286-340-1.
- PENNETTA M., VALENTE A., ABATE D., BUDILLON G., DE PIPPO T., LEONE M. & TERLIZZI F. (1998) - *Influenza della morfologia costiera sulla circolazione e sedimentazione sulla piattaforma continentale campano-laziale tra Gaeta e Cuma (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 281-295.
- PENTA F. (1934) - *Calcari della ex prov. di Caserta*. Lo scultore e il marmo, a. 31, **15**:1-2, Officina grafica lombarda, Milano.
- PENTA F. (1935) - *I Materiali da costruzione dell'Italia meridionale*. I-II, Fondazione Politecnica del Mezzogiorno, Napoli
- PENTA F. (1936) - *Marmi, Graniti e Pietre della Campania*. Marmi, pietre e graniti, a.14, **6**: 11-30, Carrara.
- PEREIRA A., MONACO L., MARA F., NOMADE S., GAETA M., LEICHER N., PALLADINO D.M., SOTTILI G., GUILLON H., SCAO V. & GIACCIO B. (2020) - *Tephrochronology of the central Mediterranean MIS 11c interglacial (425-395 ka): New constraints from the Vico volcano and Tiber delta, central Italy*. Quat. Sci. Rev., **243**: 106470.
- PÉRÈS J. M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique*. Recueil des Travaux de la Station marine d'Endoume, **31**(47): 5-137
- PETROSINO P., ICHA B.R., MAZZEO F.C. & RUSSO ERMOLLI E. (2014) - *A high-resolution tephrochronological record of MIS 14-12 in the Southern Apennines (Acerno Basin, Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **274**: 34-50.
- PICA R., MINOPOLI A. & TROCCIOLA A. (2017) - *I Regi Lagni: da opera di bonifica rurale a network fognario*. Geologia dell'Ambiente, periodico trimestrale della SIGEA (Società Italiana di Geologia Ambientale) Supplemento al n. 3/2017.
- POSENATO R., BASSI D., TRECALI A. & PARENTE M. (2018) - *Taphonomy and evolution of Lower Jurassic lithotid bivalve accumulations in the Apennine Carbonate Platform (southern Italy)*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **489**: 261-271.
- PRAE REGIONE CAMPANIA (2006) - Disponibile sul sito https://sito.regione.campania.it/lavoripubblici/Elaborati_PRAE_2006/indice_prae_2006.asp Ultimo accesso 12 marzo 2025
- PRANZINI E. (2001) - *Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany (Italy)*. Geomorphology, **38**: 125-132. DOI: 10.1016/S0169-555X(00)00076-3.
- PUTIGNANO M.L., RUBERTI D., TESCIONE M. & VIGLIOTTI M. (2007) - *Evoluzione tardo quaternaria del margine casertano della Piana Campana (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol.It. (Ital. J. Geosci.), **126** (1): 11-24.
- REGATTIERI E., GIACCIO B., MANNELLA G., ZANCHETTA G., NOMADE S., TOGNARELLI A., PERCHIAZZI N., VOGEL H., BOSCHI C., DRYSDALE R.N., WAGNER B., GEMELLI M. & TZEDAKIS P. (2019) - *Frequency and dynamics of millennial-scale variability during Marine Isotope Stage 19: Insights from the Sulmona Basin (central Italy)*. Quat. Sci. Rev., **214**: 28-43.
- REIMANN C. & DE CARITAT P. (2005) - *Distinguishing between natural and anthropogenic sources for elements in the environment: regional geochemical surveys versus enrichment factors*. Science of the Total Environment, **337** (1-3): 91-107. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2004.06.011.
- REIMANN C., FILZMOSER P. & GARRETT R. (2005) - *Background and threshold: critical comparison of methods of determination*. Science of the Total Environment, **346** (1-3): 1-16. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2004.11.023.
- REIMER P.J., AUSTIN W., BARD E., BAYLISS A., BLACKWELL P.G., RAMSEY C.B., BUTZIN M., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MANNING S.W., MUSCHELER R., PALMER J.G., PEARSON C., VAN DER PLICHT J., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M. SOUTHON J.R.,

- TURNER C.S.M., WACKER L., ADOLPHI F., BÜNTGEN U., CAPANO M., FAHRNI S.M., SCHULZ A., FRIEDRICH R., KÖHLER P., KUDSK S., MIYAKE F., OLSEN J., REINIG F., SAKAMOTO M., SOOKDEO A. & TALAMO S. (2020) - *The intcal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal bkp)*. Radiocarbon, **62** (4): 725-757. DOI: 10.1017/RDC.2020.41.
- ROLANDI G., BELLUCCI F., HEIZLER M.T., BELKIN H.E. & DE VIVO B. (2003) - *Tectonic controls on the genesis of ignimbrite from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy*. Mineral. Petrol., **79**: 3-31. DOI: 10.1007/s00710-003-0014-4.
- ROMANO P., SANTO A. & VOLTAGGIO M. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura del Fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore - Olocene)*. Il Quaternario -Italian Journal of Quaternary Sciences, **7**(1/a): 41-56.
- RONEN J. & CLERABOUT J. (1985) - *Surface-consistent residual statics estimation by stack-power maximization*. Geophysics, **50** (12): 2759-2767. DOI: 10.1190/1.1441896.
- ROSI M. & SBRANA A. (Eds.) (1987) - *Phlegrean Fields. Quaderni de «La Ricerca Scientifica»*. Progetto 114 finalizzato Geodinamica: Monografie, **9**, Roma.
- ROVIELLO V., DE CESARE M., D'ONOFRIO A., GIALANELLA L., GUAN Y.J., ROOS P., RUBERTI D., SABBARESE C. & TERRASI F. (2020) - *New analytical methods for the assessment of natural (^{238}U , ^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K) and anthropogenic (^{137}Cs) radionuclides as actinides (^{239}Pu , ^{240}Pu): The case study of the Garigliano NPP releases along the Domitia sandy beaches (Southern Italy)*. Catena, **193**: 104612. DOI: 10.1016/j.catena.2020.104612.
- RUBERTI D., BUFARDI C., SACCHI M. & VIGLIOTTI M. (2022) - *The late Pleistocene-Holocene changing morphology of the Volturno delta and coast (northern Campania, Italy): Geological architecture and human influence*. Quaternary International, **625**:14-28.
- RUBERTI D., SACCHI M., PEPE F. & VIGLIOTTI M. (2018) - *LGM Incised Valley In a Volcanic Setting. The Northern Campania Plain (Southern Italy)*. Alp. Mediterr. Quat., **31**: 35-38.
- RUBERTI D. & VIGLIOTTI M. (2017) - *Land use and landscape pattern changes driven by land reclamation in a coastal area: The case of Volturno delta plain, Campania Region, Southern Italy*. Environmental Earth Sciences, **76** (20): 694.
- RUBERTI D., VIGLIOTTI M., MARZAIOLI R., PACIFICO A. & ERMICE A. (2014) - *Stratigraphic architecture and anthropic impacts on subsoil to assess the intrinsic potential vulnerability of groundwater: the northeastern Campania Plain case study, southern Italy*. Environ. Earth Sci., **71**: 319-339.
- SABBATINO M., TAVANI S., VITALE S., OGATA K., CORRADETTI A., CONSORTI L., ARIENZO L., CIPRIANI A. & PARENTE M. (2021) - *Forebulge migration in the foreland basin system of the central-southern Apennine fold-thrust belt (Italy): New high-resolution Sr-isotope dating constraints*. Basin Research, **33**: 2817-2836.
- SACCHI M., MOLISSO F., PACIFICO A., VIGLIOTTI M., SABBARESE C. & RUBERTI D. (2014a) - *Late-Holocene to recent evolution of Lake Patria, South Italy: An example of a coastal lagoon within a Mediterranean delta system*. Glob. Planet. Change, **117**: 9-27. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.03.004.
- SACCHI M., PEPE F., CORRADINO M., INSINGA D.D., MOLISSO F. & LUBRITTO C. (2014b) - *The Neapolitan Yellow Tuff Caldera Offshore the Campi Flegrei: Stratal Architecture and Kinematic Reconstruction during the Last 15ky*. Marine Geology, **354**, 15-33.
- SALVADOR A. (1994) - *A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. International Subcommission on Stratigraphic Classification 2nd ed., Geol. Soc. Am., Boulder.
- SANTANGELO N., CIAMPO G., DI DONATO V., ESPOSITO P., PETROSINO P., ROMANO P., RUSSO ERMOLLI E., SANTO A., TOSCANO F. & VILLA I. (2010) - *Late Quaternary buried lagoons in the northern Campania plain (Southern Italy): Evolution of a coastal system under the influence of volcano-tectonics and eustatism*. Ital. J. Geosci., **129**: 156-175.
- SANTANGELO N., ROMANO P., ASCIONE A. & RUSSO ERMOLLI E. (2017) - *Quaternary evolution of the Southern Apennines coastal plains: A review*. Geol. Carpath., **68**: 43-56.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1959) - *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., s.II, **27** (1956-1957): 115-146.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **29**: 162-303.

- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of the Peri-Tyrrhenian areas*. In: KASTENS A. & MASCLE K.J., *et alii* (eds.), *Proceedings of ODP, Scientific Results*, **107**. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 715-730.
- SCARPATI C. (1990) - *Stratigrafia, geochimica e dinamica eruttiva del Tufo Giallo Napoletano*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli «Federico II», pp.159.
- SCARPATI C., COLE P. & PERROTTA A. (1993) - *The Neapolitan Yellow Tuff. A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy*. *Bull. Volcanol.*, **55**: 343-356.
- SCARSELLA F. (1961) - *Sulla presenza del Lias nell'isola di Capri*. *Rend. Acc. Sc. Fis. Matem.*, s. 4, **28**: 391-394.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1968) - *Precisazione sulle forme crateriche dell'Agro Falerno*. *Atti Acc. Pontaniana, nuova serie*, **17**: 261-278.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., STANZIONE D. & VALLANTE G. (1965) - *Forme crateriche tra Mondragone e Vairano*. *Periodico di Mineralogia*, **34**(2-3): 497-513.
- SCHIATTARELLA M., GIANO S.I., GIOIA D., MARTINO C. & NICO G. (2013) - *Age and statistical properties of the summit palaeosurface of southern Italy*. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, **36**: 289-302.
- SCHIAVO M., COLOMBANI N. & MASTROICICCO M. (2023) - *Modeling stochastic saline groundwater occurrence in coastal aquifers*. *Water Res.*, **235**:119885. DOI: 10.1016/j.watres. 2023. 119885.
- SCHLITZER R. (2023) - *Ocean Data View*, <https://odv.awi.de>, 2023.
- SCHÖNFELD J., ALVE E., GESLIN E., JORISSEN J., KORSUN S., SPEZZAFERRI S. & THE FOBIMO GROUP (2012) - *The FOBIMO (FOraminiferal Blo-MOnitoring) initiative—Towards a standardised protocol for soft-bottom benthic foraminiferal monitoring studies*. *Marine Micropaleontology*, **94-95**: 1-13. DOI: 10.1016/j.marmicro.2012.06.001.
- SEGRE A.G. (1955) - *Prima relazione del rilevamento geologico del Foglio 171*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **78**(3): 357-362.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. *Giorn. Geol.*, ser. 2, **26** (1954-55): 1-54.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n. 171 "Gaeta"*. Roma.
- SEVERINO N. (2007) - *Nuovi rinvenimenti dalle acque di Sinuessa*. *Archaeologia Maritima Mediteranea*, **4**: 135-142.
- SEVINK J., VAN BERGEN M.J., VAN DER PLICHT J., FEIKEN H., ANASTASIA C. & HUIZINGA A. (2011) - *Robust date for the Bronze Age Avellino eruption (Somma-Vesuvius): 3945 ± 10 calBP (1995 ± 10 calBC)*. *Quat. Sci. Rev.*, **30** (9-10): 1035-1046. DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.02.001.
- SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEI M. (1993) - *Benthic foraminifera in the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **32**: 145-264.
- SGROSSO I. (1974) - *I rapporti tra la piattaforma carbonatica Campano-Lucana e la piattaforma Abruzzese-Campana al Monte Massico (Caserta)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **93**(4): 1197-1209.
- SHANNON C. E. & WEAVER W. (1949) - *The Mathematical Theory of Communication*. Urbana: University of Illinois Press.
- SHINER P., BECCACINI A. & MAZZOLI S. (2004) - *Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian Carbonate Reservoirs: constraints from the Val D'Agri Fields*. *Mar. Pet. Geol.*, **21**: 805-827.
- SILLEN I. A., GIORDANO G., ISAJA R. & ORT M.H. (2020) - *The magnitude of the 39.8 ka Campanian Ignimbrite eruption, Italy: Method, uncertainties and errors*. *Frontiers of Earth Science*, **8**. DOI: 10.3389/feart.2020.543399.
- SILLEN I. A., GIORDANO G., ORT M.H. & ISAJA R. (2024) - *Transport and deposition of the 39.8 ka Campanian Ignimbrite large-scale pyroclastic density currents (Italy)*. *Geol. Soc. Am. Bull.*; **136**(11/12): 4877-4895. DOI: 10.1130/B37500.1.
- SMERAGLIA L., ALDEGA L., BILLI A., CARMINATI E., DI FIORE F. & GERDES A. (2019) - *Development of an intrawedge tectonic mélange by out-of-sequence thrusting, buttressing, and intraformational rheological contrast, Mt. Massico ridge, Apennines, Italy*. *Tectonics*, **38**: 1223-1249. DOI: 10.1029/2018TC005243.
- SMITH V.C., ISAJA R. & PEARCE N.J.G. (2011) - *Tephrostratigraphy and glass compositions of post-*

- 15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers.* Quat. Sci. Rev., **30**: 3638-3660.
- SMITH W. H. F. & P. WESSEL (1990) - *Gridding with continuous curvature splines in tension.* Geophysics, **55** (3): 293-305.
- SPADEA M.C. & VECCHI M. (1984) - *Bollettino macrosismico 1984.* Istituto Nazionale di Geofisica. Roma
- SPARICE D., PELULLO C., DE VITA S., ARIENZO I., PETROSINO P., MORMONE A., DI VINCENZO G., MARFÉ B., CARUDDI B., DE LUCIA M., VERECCHI E., D'ORIANO C., DEL CARLO P., DI ROBERTO A., GIACCIO B., ZANCHETTA G. & DI VITO M.A. (2024) - *The pre-Campi Flegrei caldera (>40 ka) explosive volcanic record in the Neapolitan Volcanic Area: New insights from a scientific drilling north of Naples, southern Italy.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **455**: 108209. DOI: 10.1016/j.volgeores.2024.108209.
- STOLT R. H. BENSON A. K. & GIBSON B. (1987) - *Seismic Migration: Theory and Practice, Vol. 5 of the Handbook of Geophysical Exploration by Robert H. Stolt and Alvin K. Benson.* J. Acoust. Soc. Am., **81**: 1651-1652. DOI: 10.1121/1.395100.
- STUIVER M. & POLACH H. A. (1977) - *Discussion reporting of ¹⁴C data.* Radiocarbon, **19** (3): 355-363.
- TARALLO D., ALBERICO I., CAVUOTO G., PELOSI N., PUNZO M. & DI FIORE V. (2023) - *Geophysical assessment of seawater intrusion: the Volturmo Coastal Plain case study.* Applied Water Science, **13**(12), 234.
- TARQUINI S., ISOLA I., FAVALLI M., BATTISTINI A. & DOTTA G. (2023) - *TINITALY, a digital elevation model of Italy with a 10 meters cell size (Version 1.1).* Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). DOI: 10.13127/tinitaly/1.1.
- TENORE G. (1867) - *Carta geologica della provincia di Terra di Lavoro.* Caserta.
- TENORE G. (1872) - *Saggio sull'industria mineraria e sulla costituzione geologica di Terra di Lavoro, con la carta geologica della provincia.* La scienza e l'arte dell'Ingegnere Architetto, a. III, **1**, pp. 39, Grande Stabilimento Tipografico di Gennaro de Angelis, Napoli.
- TOMLINSON E.L., ARIENZO I., WULF S., SMITH V.C., CARANDENTE A., CIVETTA L., HARDIMAN M., ORSI G., ROSI M., THIRLWALL M., MULLER W. & MENZIES M.A. (2012) - *Campi Flegrei Italy: geochemistry of the proximal sources for major Mediterranean tephra (C-1, C-2, Y-3 & Y-5).* Geochimica et Cosmochimica Acta, **93**: 102-128. DOI: 10.1016/j.gca.2012.05.043.
- TORRENTE M.M., MILLA A., BELLUCCI F. & ROLANDI G. (2010) - *Extensional tectonics in the Campania Volcanic Zone (eastern Tyrrhenian Sea, Italy): new insights into the relationship between faulting and ignimbrite eruptions.* Ital J Geosci **129**: 297-315. DOI: 10.3301/IJG.2010.07
- TOTARO F., INSINGA D.D., LIRER F., MARGARITELLI G., CATALÀ I CAPARRÓS A., DE LA FUENTE M. & PETROSINO P. (2022) - *The Late Pleistocene to Holocene tephra record of ND14Q site (southern Adriatic Sea): Traceability and preservation of Neapolitan explosive products in the marine realm.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, **423**: 107461. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2021.107461.
- TRECALLI A., SPANGENBERG J., ADATTE T., FÖLLMI K.B. & PARENTE M. (2012) - *Carbonate platform evidence of ocean acidification at the onset of the early Toarcian oceanic event.* Earth Planet. Sci. Lett., **357-358**: 214-225.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian basin,* Geo Mar. Lett., **7**: 1-6. DOI: 10.1007/BF02310459.
- VALERIO V. (2008) - *Benedetto Marzolla: brindisino, geografo e cartografo dell'800 Europeo.* Barbieri Selvaggi Editori, Brindisi pp. 237.
- VALLARIO A. (1963) - *Osservazioni geologiche sul gruppo del Monte Massico (Caserta).* Mem. Soc. Geol. It., **4**: 693-698.
- VALLARIO A. (1966) - *Geologia del Monte Massico (Caserta).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**: 41-76.
- VAN WAGONER J. C., POSAMANTIER H. W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUTIT T. S. & HARDENBOL J. (1988) - *An overview of sequence stratigraphy and key definitions.* In: *Sea Level Changes - An Integrated Approach*, edited by: Wilgus, C. K., Hastings B. S., Kendall C. G. St. C., Posamentier H. W., Ross C. A., Van Wagoner J. C., SEPM Spec. Publ., **42**: 39-45.

- VERDE M., DE BONIS A., RENSON V., GERMINARIO C., RISPOLI C., D'UVA F., TOMEO A. & MORRA V. (2023) - *Minero-petrographic characterization of fine ware from Cales (South Italy)*. *Archaeometry*, **65**(6): 1145-1184.
- VERDE R., VIGLIOTTI M., PREVEDELLO L., SPROVIERI M. & RUBERTI D. (2013) - *An integrated approach to environmental quality assessment in a coastal setting in Campania (Southern Italy)*. *Environ. Earth Sci.*, **70**(1): 407-424.
- VITALE S., PRINZI E.P., CIARCIA S., SABBATINO M., TRAMPARULO F.D.A. & VERRAZZO G. (2019) - *Polyphase out of sequence thrusting and occurrence of marble detritus within the wedge top basin deposits in the Mt. Massico (southern Apennines): Insights into the late Miocene tectonic evolution of the central Mediterranean*. *Int. J. Earth Sci.*, **108**(1): 501-519. DOI: 10.1007/s00531-018-1664-0.
- VITALE S., TRAMPARULO F.D.A., CIARCIA S., AMORE F.O., PRINZI E.P. & LAIENA F. (2017) - *The northward tectonic transport in the southern Apennines: examples from the Capri Island and western Sorrento Peninsula (Italy)*. *Int. J. Earth Sci.*, **106**: 97-113.
- WAELEBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J.C., LAMBECK K., McMANUS J.F., BALBON E. & LABRACHERIE M. (2002) - *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records*. *Quat. Sci. Rev.*, **21**: 295-305.
- WALSH K. (2013) - *The archaeology of mediterranean landscapes: human-environment interaction from the Neolithic to the Roman period*. Cambridge University Press, Cambridge.
- WOHLETZ K., ORSI G. & DE VITA S. (1995) - *Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, geochemical, and granulometric data*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **67**: 263-290.
- WULF S., KELLER J., PATERNE M., MINGRAM J., LAUTERBACH S., OPITZ S., SOTTILI G., GIACCIO B., ALBERT P.G., SATOW C., TOMLINSON E.L., VICCARO M. & BRAUER A. (2012) - *The 100-133 ka record of Italian explosive volcanism and revised tephrochronology of Lago Grande di Monticchio*. *Quat. Sci. Rev.*, **58**: 104-123. DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.10.020.
- WULF S., KRAML M., BRAUER A., KELLER J. & NEGENDANK J.F.W. (2004) - *Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (Southern Italy)*. *Quat. Int.*, **122**: 7-30. DOI: 10.1016/j.quaint.2004.01.028.
- ZANCHETTA G., SULPIZIO R. & DI VITO M.A. (2004) - *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy)*. *Sediment. Geol.*, **168**: 249-280.
- ZANNINI U. (2001) - *Indagini storico-archeologiche in Campania settentrionale: il comune di Falciano del Massico*. Istituto Grafico Editoriale Italiano.
- ZECCHIN M. & CATUNEANU O. (2013) - *High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces*. *Mar. Pet. Geol.*, **39**: 1-25. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2012.08.015.
- ZORASTER S. (2003) - *A surface modeling algorithm designed for speed and ease of use with all petroleum industry data*. *Computers & Geosciences*, **29** (9): 175-182.
- ZUNINO S., PITACCO V., MAVRIČ B., ORLANDO-BONACA M., KRŽIČ P. & LIPEJ L. (2018) - *The ecology of the Mediterranean stony coral *Cladocora caespitosa* (Linnaeus, 1767) in the Gulf of Trieste (northern Adriatic Sea): a 30-year long story*. *Mar. Biol. Res.*, **14**: 307-320. DOI: 10.1080/17451000.2017.1408915.

RINGRAZIAMENTI

Eni per la fornitura dei dati geologici e geofisici utilizzati
per la ricostruzione del modello geologico tridimensionale del sottosuolo

