



SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)



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

Foglio 430 CASERTA OVEST

A cura di:

**M.L. Putignano¹, M. Cesarano², B. Giaccio¹, S.I. Giano³, M. Parente⁴,
A. Pietrosante¹**

Con i contributi di:

L. Monaco², G. Fernandez¹, (tefrostratigrafia e stratigrafia del sottosuolo),
S. Nomade⁵, G. Siani⁶ (geocronologia),
M. Mancini¹ (stratigrafia del sottosuolo),
I. Mazzini¹ (paleontologia-meiofauna bentonica e stratigrafia del sottosuolo),
F. Artegiani¹, G. Fagioli¹ (Stratigrafia e tettonica della successione
mesozoico-cenozoica),
R.M. Toccaceli¹ (stratigrafia del Quaternario), **C. Di Salvo¹** (idrogeologia),
E. Peronace¹ (sismicità storica e assetto sismotettonico),
G.P. Cavinato¹, R. de Franco¹, D. Rusconi¹ (modello geologico 3D),
E. Pescatore³ (cave)

1 - Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geologia 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 - CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Orme des Merisiers, Bat 714, 91190 Saint-Aubin, Fr

6 - Université Paris-Saclay, 9 Rue Joliot Curie, 91190 Gif-sur-Yvette, Fr

Enti realizzatori:



Regione Campania
Servizio Geologico



CNR - Istituto di
Geologia Ambientale
e Geoingegneria

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: **V. Ricci**

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**

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

Coordinamento del Progetto e revisione scientifica: **V. Ricci**

Revisione scientifica per aspetti specifici: **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**

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

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 11
III	- PRECEDENTI CONOSCENZE.....	» 15
IV	- METODOLOGIE	» 27
1.	- ORGANIZZAZIONE DELLA LEGENDA	» 27
1.1.	- CRITERI E METODI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO.....	» 27
2.	- ANALISI.....	» 29
2.1.	- ANALISI BIOSTRATIGRAFICA DEI CARBONATI	» 29
2.2.	- ANALISI GEOCHIMICA DEI TEFRA.....	» 32
2.3.	- ANALISI PALEOECOLOGICA.....	» 33
2.4.	- ANALISI RADIOMETRICHE.....	» 33
2.4.1.	- <i>Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$</i>	» 33
2.4.2.	- <i>Datazioni ^{14}C</i>	» 35
V	- STRATIGRAFIA	» 37
1.	- UNITÀ TETTONICHE.....	» 37
1.1.	- UNITÀ TETTONICA M. LATTARI - M. PICENTINI - M. ALBURNI	» 37
1.1.1.	- <i>dolomia superiore (DBS)</i>	» 37
1.1.1.1.	- membro dei calcari e dolomie a <i>Megalodon (DBS₄)</i>	» 39
1.1.2.	- <i>Calcari a Palaeodasycladus (CPL)</i>	» 41
1.1.3.	- <i>calcari oolitici ed oncolitici (CDO)</i>	» 44
1.1.4.	- <i>calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)</i>	» 47
1.1.5.	- <i>calcari con requenie e gasteropodi (CRQ)</i>	» 49
1.1.5.1.	- membro dei calcari a ooliti fibroso-raggiate (<i>CRQ₁</i>).....	» 52
1.2.	- UNITÀ TETTONICA MATESE - TABURNO - CAMPOSAURO	» 54
1.2.1.	- <i>Calcari a Palaeodasycladus (CPL)</i>	» 54
1.2.2.	- <i>calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)</i>	» 57
1.2.3.	- <i>calcari con requenie e gasteropodi (CRQ)</i>	» 59
1.2.3.1.	- membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (<i>CRQ₄</i>).....	» 63
1.2.4.	- <i>calcari a radiolitidi (RDT)</i>	» 65
2.	- UNITÀ LITOSTRATIGRAFICA SIN-TARDO OROGENICA.....	» 66

2.1.	- ARENARIE DI CAIAZZO (AIZ).....	» 66
3.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI.....	» 67
3.1.	- DEPOSITI DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA.....	» 67
3.1.1.	- <i>gruppo di Teano</i> (GE).	» 67
3.1.2.	- <i>gruppo di Lauro</i> (WT).	» 68
3.1.2.1.	- formazione di Galluccio (GLU).	» 68
3.2.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA - PIANA CAMPANA	» 69
3.2.1.	- <i>aree perivulcaniche</i>	» 69
3.2.1.1.	- supersintema flegreo-ischitano (FI).....	» 69
3.2.1.2.	- sintema di S. Prisco (PIS).....	» 69
3.2.1.2.1.	- breccie di S. Angelo in Formis (AFM).....	» 71
3.2.1.2.2.	- piroclastiti di Vitulazio (VZA).....	» 71
3.2.1.2.3.	- piroclastiti di Triflisco (IFL).....	» 72
3.2.1.2.4.	- breccie di Colle de Luca (LCU).....	» 73
3.2.1.3.	- Tufo Grigio Campano (TGC).....	» 74
3.2.1.4.	- Tufo Giallo Napoletano (TGN) cfr. unità di Casalnuovo-Casoria CCU Foglio n. 431 Caserta Est.	» 77
3.2.1.5.	- sintema vesuviano-flegreo (VEF).....	» 78
3.2.1.5.1.	- subsintema dell'Agro-nocerino-sarnese (VEF₂).....	» 79
3.2.1.5.2.	- subsintema di Contrada Romano (VEF₁₂).....	» 79
3.2.1.5.3.	- unità della pianura alluvionale del Fiume Volturno.	» 80
3.2.1.5.3.1.-	subsintema di Masseria Pugliese (VEF₁₃).	» 80
3.2.1.5.3.2.-	subsintema di Capua (VEF₁₄) (cfr. sintema di Limatola LMH <i>p.p.</i> del Foglio n. 431 Caserta Est)	» 80
3.2.1.5.3.3.-	subsintema di Cannello-Arnone (VEF₁₅).....	» 82
3.3.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	» 83
3.3.1.	- <i>depositi continentali completamente formati</i>	» 83
3.3.1.1.	- deposito di origine mista (i).....	» 83
3.3.1.2.	- detrito di falda (a₃).....	» 84
3.3.1.3.	- deposito frana (a₁).....	» 85
3.3.1.4.	- deposito colluviale (b₇).....	» 85
3.3.1.5.	- deposito di versante (a).....	» 86
3.3.2.	- <i>depositi continentali in formazione</i>	» 86
3.3.2.1.	- coltre eluvio-colluviale (b₂).....	» 86
3.3.2.2.	- deposito alluvionale (b).....	» 86
3.3.2.3.	- deposito antropico (h).....	» 87
3.4.	- IL SOTTOSUOLO DELLA PIANA ALLUVIONALE DEL FIUME VOLTURNO.....	» 87

3.4.1.	- <i>Dati utilizzati</i>	» 87
3.4.1.1.	- <i>Dati geognostici pregressi</i>	» 87
3.4.1.2.	- <i>Sondaggi a carotaggio continuo</i>	» 89
3.5.	- <i>FOGLIO GEOLOGICO DI SOTTOSUOLO</i>	» 90
3.6.	- <i>SINTESI E CORRELAZIONI DELLE UNITÀ QUATERNARIE</i> IN AFFIORAMENTO E NEL SOTTOSUOLO.....	» 93
3.6.1	- <i>Note metodologiche</i>	» 93
3.6.2.	- <i>Tefrostratigrafia</i>	» 93
3.6.2.1.	- <i>Principi generali e contesto regionale</i>	» 93
3.6.2.2.	- <i>Materiale e metodi</i>	» 98
3.6.2.2.1.	- <i>Campioni analizzati</i>	» 98
3.6.2.2.2.	- <i>Analisi degli elementi maggiori alla microsonda elettronica</i> .	» 98
3.6.2.3.	- <i>Risultati</i>	» 100
3.6.2.3.1.	- <i>Composizione degli elementi maggiori</i>	» 100
3.6.2.3.2.	- <i>Datazioni ⁴⁰Ar/³⁹Ar</i>	» 103
3.6.2.4.	- <i>Origine e correlazione dei tefra</i>	» 104
3.6.2.4.1.	- <i>Sorgente vulcanica</i>	» 104
3.6.2.5.	- <i>Sintesi delle correlazioni e cronologia</i> <i>delle successioni</i>	» 117
3.6.3.	- <i>Evoluzione paleoambientale</i>	» 121
3.6.3.1.	- <i>Principali marker vulcanici presenti nella piana</i> .	» 121
3.6.3.2.	- <i>Le unità sepolte</i>	» 122
3.6.3.2.1.	- <i>Le unità sepolte pre-TGC</i>	» 123
3.6.3.2.2.	- <i>L'unità sepolta post-TGC</i>	» 127
3.6.3.3.	- <i>Le unità della pianura alluvionale del</i> <i>Fiume Volturno</i>	» 128
VI	- TETTONICA	» 133
1.	- <i>STRUTTURE ESTENSIONALI PRE-THRUSTING</i>	» 134
2.	- <i>STRUTTURE COMPRESSIVE</i>	» 136
3.	- <i>STRUTTURE TRASCORRENTI ED ESTENSIONALI</i>	» 138
VII	- GEOMORFOLOGIA	» 143
1.	- <i>INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO</i>	» 143
1.1.	- <i>PIANURA ALLUVIONALE DEL FIUME VOLTURNO</i> <i>(UNITÀ FISIOGRAFICA 1)</i>	» 143
1.1.1.	- <i>Le opere di bonifica in epoca storica</i>	» 150
1.2.	- <i>SETTORE DEI MONTI TIFATINI-MONTE MAGGIORE (UNITÀ 2)</i> .	» 156

VIII	- IL MODELLO GEOLOGICO 3D	» 161
1.	- DATI DI PARTENZA	» 162
1.1.	- ANALISI DEI DATI SISMICI.....	» 163
1.2.	- ANALISI DEI DATI GEOGNOSTICI.....	» 166
1.3.	- ANALISI DELLE ANOMALIE GRAVIMETRICHE DI BOUGUER	» 167
2.	- REALIZZAZIONE DEL MODELLO GEOLOGICO 3D.....	» 168
3.	- SINTESI INTERPRETATIVA	» 169
3.1.	- LE STRUTTURE TETTONICHE RAPPRESENTATE NEL MODELLO 3D.....	» 169
3.2.	- LE UNITÀ RAPPRESENTATE NEL MODELLO 3D	» 171
IX	- SISMICITÀ STORICA E ASSETTO SISMOTETTONICO	» 173
1.	- SISMICITÀ.....	» 173
2.	- ASSETTO SISMOTETTONICO.....	» 178
X	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA	» 181
1.	- IDROGEOLOGIA	» 181
1.1.	- INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO.....	» 181
1.2.	- STRUTTURA IDROGEOLOGICA DI MONTE MAGGIORE.....	» 184
1.3.	- DESCRIZIONE DEI COMPLESSI IDROGEOLOGICI	» 187
2.	- LE CAVE	» 189
	EXTEND ABSTRACT	» 191
	LEGEND	» 197
	APPENDICE - ELENCO DEI TAXA	» 209
	BIBLIOGRAFIA	» 211

I - INTRODUZIONE

Il territorio compreso nel Foglio n. 430 “Caserta Ovest” ricade nella Provincia di Caserta ed occupa la porzione settentrionale della Piana Campana, una ampia depressione morfostrutturale generata a partire dal Pliocene/Pleistocene inferiore lungo il bordo tirrenico della catena appenninica meridionale e colmata da sedimenti clastici costiero-alluvionali e prodotti vulcanici.

Il paesaggio fisico del Foglio appare quasi interamente formato dalla pianura alluvionale del Fiume Volturno che sviluppa il suo corso da nord-est verso sud-ovest dopo aver superato la confluenza con il Fiume Calore, un tributario di alto ordine gerarchico, a circa 12 km verso est e al di fuori dell’area del Foglio.

Nel quadrante nord-orientale del Foglio è presente un settore montuoso-collinare rappresentato dalla dorsale dei monti Tifatini con quota massimo 600 m s.l.m.; allungata in direzione NO-SE, è interamente formata in depositi carbonatici ed è incisa trasversalmente dal Fiume Volturno, all’altezza della soglia morfologica in località Triflisco. Verso ovest, poco a nordovest dell’abitato di Sparanise ed a Francolise sono presenti piccoli rilievi collinari che non superano i 225 m di altezza s.l.m. e che rappresentano le ultime propaggini meridionali della dorsale carbonatica di Monte Maggiore.

La piana alluvionale del Fiume Volturno è solcata dall’omonimo corso d’acqua, che assume un andamento a meandri e si sviluppa per una lunghezza di circa 25 km con un gradiente di pendio di 0,06°, dal Torrente Savone generato alle propaggini del vulcano del Roccamonfina, posto al vertice nord-occidentale del Foglio e che si segue per circa 9 km. Verso est e sempre nel settore settentrionale sono presenti il Rio dei Lanzi che si sviluppa nel suo tratto non rettificato per

circa 6 km e compreso tra gli abitati di Pignataro Maggiore in sinistra idrografica e Sparanise in destra, e il Torrente S. Giovanni ubicato a destra della dorsale dei monti Tifatini che attraversa l'abitato di Pontelatone; quest'ultimo è un tributario di destra del Fiume Volturno e vi si immette dopo aver percorso circa 10 km in direzione N-S.

Nella precedente cartografia geologica ufficiale, il territorio è interamente compreso nel Foglio 172 Caserta (SGI, 1971) della Carta Geologica d'Italia in scala 1.100.000.

La realizzazione del Foglio è stata effettuata nell'ambito del Progetto CARG a seguito della convenzione tra ISPRA, Regione Campania e CNR-IGAG sottoscritta in data 10/08/2020. Tale convenzione, è stata tra le prime ad essere firmate nell'ambito dei rifinanziamenti del progetto CARG ai sensi dell'art. 1 comma 104 della Legge n. 160 del 27/12/2019 e dell'art. 15 della Legge n. 241 del 7/8/1990 per il completamento della Carta Geologica ufficiale d'Italia ufficiale d'Italia alla scala 1: 50.000. La Regione Campania (R.C.) ha da tempo partecipato attivamente alla realizzazione della cartografia geologica ufficiale. A partire da 2001 la R.C. ha istituito al suo interno il Progetto CARG Regione Campania - Settore Geotecnica, Geotermia e Difesa Suolo (responsabile L. Monti - delibera n. 15/09 del 12/04/01), che ha finanziato le indagini nelle aree marine, tra le batimetriche di 0 e -200 m, per il completamento dei fogli geologici alla scala 1:25.000 e le integrazioni dei rilevamenti alla scala 1:10.000 (fascia batimetrica da -30/-200 m) e per il rilevamento geologico subacqueo *ex-novo* (fascia batimetrica da 0/-30 m) in scala 1: 10.000 di n.8 fogli costieri (terra/mare).

La R.C. ha partecipato al finanziamento per il rilevamento dei Fogli ricadenti nel territorio regionale (Progetto CARG) che è terminato nel 2010 con la copertura geologica quasi totale dell'area campana. All'atto della nuova ripresa del Progetto CARG, la R.C. per l'esigenza del completamento dei pochi fogli geologici non ancora realizzati ha partecipato attivamente al nuovo Progetto CARG nazionale con un cospicuo finanziamento di cui fa parte anche il suddetto Foglio (finanziato completamente dalla R.C.).

Nell'ambito del Foglio i rilevamenti sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 utilizzando le basi topografiche IGM alla scala 1:25.000 ingrandite ed è stato effettuato negli anni 2021-2024.

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

COORDINATORE SCIENTIFICO: M.L. Putignano¹

REDAZIONE SCIENTIFICA (FOGLIO DI SUPERFICIE): S.I. Giano², M. Cesarano³, M.L. Putignano¹

REDAZIONE SCIENTIFICA (FOGLIO DEL SOTTOSUOLO): A. Pietrosante¹, M.L. Putignano¹

ANALISTI:

B. Giaccio¹ (Resp.), L. Monaco³, G. Fernandez¹ (TEFROSTRATIGRAFIA); M. Mancini¹, S.I. Giano², A. Pietrosante¹, M.L. Putignano¹ (STRATIGRAFIA DEL QUATERNARIO E SEDIMENTOLOGIA); I. Mazzini¹ (PALEONTOLOGIA - MEIOFAUNA BENTONICA); M. Parente⁴ (MICROPALEONTOLOGIA, BIOSTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DEI CARBONATI); G. Siani⁵ (GEOCRONOLOGIA ¹⁴C); S. Nomade⁶ (GEOCRONOLOGIA ⁴⁰Ar/³⁹Ar).

LABORATORI DI ANALISI:

GEOCHIMICA DEI TEFRA: Lab. IGG-CNR, Firenze, Italia; LAM2, CNR-IGAG-Dipartimento di Scienze della Terra - Univ. Roma (L. Monaco³)

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

CARBONATI (SEZIONI SOTTILI): CNR - IGAG, Roma (M. Brilli¹, M. Gozzi¹)

SEDIMENTOLOGIA (GRANULOMETRIE): CNR - IGAG (F. Trapasso¹)

GEOCRONOLOGIA:

¹⁴C: GEOPS UMR 8148 Université Paris Saclay, campus d'Orsay Francia;

⁴⁰Ar/³⁹Ar: *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (CEA, CNRS UMR), Francia

SUDDIVISIONE DEI RILEVAMENTI GEOLOGICI ALLA SCALA 1:10.000

RILEVATORI: F. Artegiani¹, G. Fagioli¹, A. Pietrosante¹, M.L. Putignano¹, R.M. Tocaceli¹

Rilevamenti eseguiti negli anni: 2021-2024

INFORMATIZZAZIONE DEI DATI: A. Pietrosante¹, E. Pescatore² (ASC)

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

I - INTRODUZIONE: A. De Matteis⁷, L. Monti⁷, M.L. Putignano¹

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO: M.L. Putignano¹

III - PRECEDENTI CONOSCENZE: S.I. Giano², M. Cesarano³, M.L. Putignano¹, R.M. Toccaceli¹

IV - METODOLOGIE: B. Giaccio¹, I. Mazzini¹, L. Monaco³, S. Nomade⁶, M. Parente⁴, M.L. Putignano¹, G. Siano⁵

V - STRATIGRAFIA:

UNITÀ TETTONICHE: M. Parente⁴, M.L. Putignano¹, *con i contributi di:*

F. Artegiani¹, G. Fagioli¹, A. Pietrosante¹

UNITÀ SIN-OROGENE: M.L. Putignano¹

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI: B. Giaccio¹, S.I. Giano¹, L. Monaco³, M.L. Putignano¹, R.M. Toccaceli¹

IL SOTTOSUOLO DELLA PIANA ALLUVIONALE DEL FIUME VOLTURNO:

B. Giaccio¹, S.I. Giano², I. Mazzini¹, L. Monaco³, A. Pietrosante¹, M.L. Putignano¹

VI - TETTONICA: M. Cesarano³, *con i contributi di:* F. Artegiani¹, G. Fagioli¹, G. Rossi¹

VII - SISMICITÀ STORICA E ASSETTO SISMOTETTONICO: E. Peronace¹

VIII - GEOMORFOLOGIA: S.I. Giano², *con i contributi di:* R.M. Toccaceli¹

IX - MODELLO GEOLOGICO 3D: G.P. Cavinato¹, R. De Franco¹, D. Rusconi¹, A. Pietrosante¹, M.L. Putignano¹

X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

IDROGEOLOGIA: C. Di Salvo¹, A. Pietrosante¹

LE CAVE: E. Pescatore²

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

2 - Dipartimento Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata, Potenza

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

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

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

6 - CEA - CNRS - UVSQ - Université Paris-Saclay, Orme des Merisiers, Bat 714, 91190 Saint-Aubin, Fr

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

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area ricadente all'interno del Foglio geologico n. 430 "Caserta Ovest" corrisponde ad un interessante settore di catena sud appenninico precedentemente rappresentato nel Foglio geologico in scala 1:100.000 n. 172 Caserta. Fin dagli anni '60 (vedi § III) questo settore, caratterizzato dalla presenza di affioramenti di successioni carbonatiche mesozoico-cenozoiche, è stato oggetto di studi prevalentemente stratigrafici e in parte geologico-strutturali tesi alla definizione ed al riconoscimento della posizione geometrica occupata da queste unità, alla definizione degli ambienti deposizionali e alla attribuzione di appartenenza di queste ultime a differenti domini paleogeografici. Di particolare importanza sono state le ricerche inerenti all'attribuzione delle unità carbonatiche presenti nell'area alla Piattaforma Carbonatica Campano Lucana ed alla Piattaforma Carbonatica Abruzzese Campana *Auctt.* (D'ARGENIO *et alii*, 1973; PESCATORE & SGROSSO, 1973). Le differenze furono effettuate in base:

- alla eventuale presenza nelle unità stratigrafico-strutturali dei depositi bau-
xitici cretaci;
- alla analisi delle facies;
- all'età dei depositi silicoclastici sinorogeni affioranti al *top*;
- alla posizione strutturale in catena delle unità riconosciute.

Negli ultimi anni l'avanzamento delle conoscenze ha permesso di inquadrare in schemi più a scala regionale le successioni affioranti nel Foglio, sebbene con differenti interpretazioni (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA & SCANDONE 1989, 2007; PATACCA *et alii*, 1990, 1992; DI NOCERA *et alii*, 1993; SGROSSO, 1998).

Nel Foglio è possibile identificare due principali unità tettoniche accavallatesi durante le fasi compressive mio-plioceniche (VITALE *et alii*, 2020) e costituite in prevalenza da successioni di piattaforma carbonatica mesozoico-cenozoica. L'u-

nità tettonica superiore è rappresentata dall'Unità *M.ti Lattari-M.ti Picentini-M. Alburni* (LPA), mentre quella inferiore è costituita dall'Unità *Matese-Taburno-Camposauro* (MTC). All'interno del Foglio, l'unità LPA comprende i Monti Tifatini, la dorsale di M. Maiulo - M. Forca, e i rilievi del M. Fallano e M. Friento (cfr. Foglio contiguo Teano), mentre all'unità MTC, corrisponde la dorsale allineata NO-SE che collega i rilievi di M. Raggeto e M. Pozzillo.

La zona di alture collinari formate da sedimenti miocenici ascrivibili alle arenarie di Caiazzo si rinviene prevalentemente nel settore nord-occidentale del Foglio nei dintorni della località di Villa Santa Croce, esigui affioramenti si rinvencono inoltre nella zona a sud della Collina di S. Iorio (in sinistra orografica del Fiume Volturno). I rapporti tra i depositi miocenici e le successioni riferibili alle due unità tettoniche carbonatiche sono descritti nei paragrafi successivi (vedi § III, V, IX) e rappresentati nelle sezioni geologiche del Foglio. In generale si può sintetizzare che le arenarie di Caiazzo poggiano in discordanza sui carbonati dell'Unità MTC e si ritrovano sottoposti all'Unità LPA (cfr. sezione del Foglio).

I rilievi collinari prevalentemente carbonatici e silicoclastici si rinvencono nella parte settentrionale del Foglio; la rimanente area è occupata dalla pianura della bassa e media valle del Fiume Volturno che fa parte di un'ampia depressione nota come Piana Campana. L'area sub-pianeggiante è formata nella parte centrale da alluvioni recenti e da terreni di colmata umificati, nelle parti marginali, laterali a sud e a nord, da coltri di materiali piroclastici. In particolare, la fisiografia del Foglio è stata fortemente condizionata dalla tettonica estensionale che ha agito durante il Quaternario e che ha determinato l'ampia depressione strutturale originatasi lungo il margine tirrenico della catena appenninica probabilmente durante il Pliocene superiore (IPPOLITO *et alii*, 1973) o nel corso del Pleistocene Inferiore (CINQUE *et alii*, 1997, 2000), a seguito di movimenti prevalentemente estensionali che hanno determinato lo smembramento e il ribassamento delle unità meso-cenozoiche appenniniche. Queste si ritrovano attualmente nella piana al di sotto delle unità quaternarie. Le linee tettoniche lungo le quali è avvenuto lo sprofondamento, con un rigetto complessivo variabile da 3 a 5 km, in prevalenza con orientazione NO-SE, NE-SO ed E-O, hanno formato un sistema di alti e bassi strutturali (IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1979; BRUNO *et alii*, 2000). Tali dislocazioni secondo i dati di letteratura possono essere suddivise in due distinte fasi, una più antica caratterizzata da estensione NO-SE ed una più recente orientata NE-SO (CAIAZZO *et alii*, 2006; CASCIELLO *et alii*, 2006; AMATO *et alii*, 2017; BRUNO *et alii*, 2025) (vedi § III, IX).

La tettonica quaternaria ha dunque condizionato l'evoluzione geomorfologica dell'area in esame durante la prima parte del Quaternario, determinando blocchi in sollevamento ed in prevalente erosione (riferibili attualmente ai rilievi collinari delle unità mesozoico-cenozoiche) e di aree subsidenti, con prevalenza di

fenomeni di aggradazione (Piana Campana). Nel corso del Pleistocene Medio si rinviene l'ultima importante ingressione marina, a causa di una forte fase di subsidenza tettonica registrata in tutto il settore settentrionale della Piana Campana (BRANCACCIO *et alii*, 1991, 1995; ROMANO *et alii*, 1994), che determina il rinvenimento di sedimenti marini anche nelle porzioni più interne della piana Campana che bordano i rilievi (vedi § III). Dopo l'Ultimo Interglaciale anche la porzione meridionale del Foglio è caratterizzata da una generale emersione ed entra in un dominio continentale, in questa fase si registra la messa in posto dell'Ignimbrite Campana *Auct. (TGC)* (39 ka, DI GIROLAMO, 1968a; DI GIROLAMO *et alii*, 1973, 1984; GIACCIO *et alii*, 2017b). La deposizione di questa unità è coincisa 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 ed ha contribuito al colmamento e alla definitiva emersione dei settori settentrionali e centrali dell'area (vedi § V, 3.6.3). La storia più recente riferita alle ultime variazioni climatiche a partire dall'Ultimo Glaciale (50-18 ka), (vedi § V, 3.4.4.3). La successiva fase di trasgressione marina del Tardiglaciale-Olocene avvenuta tra 15 ka e 6 ka (trasgressione flandriana) e 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 è ben scandita dai subsintemi olocenici riconosciuti nell'area.

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>.

III - PRECEDENTI CONOSCENZE

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. Molti dei primi studi sono rivolti essenzialmente ad indagini di carattere applicativo, le pubblicazioni sono in gran parte riferibili a lavori di geologia applicata, anche successivamente nella prima metà del 1900 si rinvennero lavori (tra cui PENTA, 1934, 1935, 1936). Le informazioni di carattere generale che si avevano al principio del secolo su questa parte della penisola sono riscontrabili nella monografia di DE LORENZO (1904, 1937), insieme ad informazioni di carattere paleontologico di PARONA (1900, 1911) indirizzate sulle indagini al Cretacico dell'Appennino, sono rimaste quasi immutate per circa un quarantennio, nella seconda edizione dell'opera di DE LORENZO (1937).

Le successioni mesozoico-cenozoiche carbonatiche

I primi lavori di stratigrafia dell'area sono collegati ai rilevamenti eseguiti durante la prima edizione del Foglio n. 172 "Caserta" risalenti al 1887, pubblicato nel 1912. In quest'area CASSETTI (1984a, 1984b) sulla base dei rilievi eseguiti per la prima edizione definiscono a grandi scale differenti complessi, riferiti al Trias superiore (M. Massico) e due complessi riferibili rispettivamente al Cretacico Inferiore (Urgoniano) e al Cretacico Superiore riferibile al Turoniano. L'esistenza dei piani riferibili al Giurassico - Lias sono riconosciuti sporadicamente ed in particolare vengono descritti nel M. Massico. Con il progredire delle conoscenze negli anni '60 dell'Appennino centro-meridionale la cartografia nella seconda

edizione è risultata notevolmente implementata per quanto riguarda le successioni mesozoiche e cenozoiche con le notevoli ricerche riferite alla micropaleontologia (BERGOMI *et alii*, 1969). Argomenti particolari o su zone comprese nel Foglio, sono in diversi lavori di analisi e di ampia sintesi sulla geologia dell'Appennino meridionale, che hanno attinenza più o meno diretta con la geologia di questo Foglio. 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*. CATENACCI *et alii* (1963) segnalano complessi guida nel Mesozoico calcareo-dolomitico del Matese. In D'ARGENIO (1963, 1964) e D'ARGENIO & PESCATORE (1963) si riportano nuovi contributi alla stratigrafia del Cretacico; in successivi studi, viene definita l'evoluzione paleogeografica della Piattaforma carbonatica; ricostruzione successivamente riassunte in D'ARGENIO & P. SCANDONE (1970).

In riferimento all'area del Foglio, i lavori di VALLARIO (1964); IETTO (1964) e DE CASTRO (1965, 1966) aggiungono risultati di nuove ricerche micropaleontologiche alla stratigrafia del Cretacico nell'area del Casertano individuando nel Monte San Michele (poco ad est del Foglio in oggetto) il "livello ad orbitoline" del Cretacico Inferiore ed implementando dati relativi alla successione del M. Tifata. IETTO (1964) descrive le particolari eteropie osservate nel Cretacico dei monti di Caserta indicative di zone di transizione dalla serie con sedimentazione continua a quella con lacuna medio-cretacica; nell'area del caertano vengono distinti e cartografati i livelli bauxitici presenti nella dorsale di M. Raggetto (Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000) e descritte nelle relative note illustrative (SCARSELLA, 1971). Il lavoro di IETTO (1964), basilare per la suddivisione delle unità paleogeografiche in quest'area, è successivamente approfondito in PESCATORE & SGROSSO (1973). Gli Autori individuano nell'area del Foglio due unità paleogeografiche. In particolare, per similarità stratigrafica le successioni del blocco del M. Maggiore vengono ascritte alle unità della Piattaforma Abruzzese-Campana *Auct* (L.A.), mentre i carbonati dei M. Tifatini vengono ricondotti alle successioni della Piattaforma carbonatica Campano-Lucana *Auct*. (C.P.). Tali unità presentano differenti caratteristiche stratigrafiche. In particolare, facies marginali della piattaforma C.P. si riscontrano nei Monti Tifatini s.l. (M. Tifata, M. Castellone, M. Virgo). Per contro si riconoscono prevalentemente facies neritiche di retroscogliera nell'unità L.A., caratterizzata inoltre da un livello bauxitico nel Cretacico Medio.

Studi di dettaglio più recenti sulle successioni carbonatiche riguardano i depositi del gruppo di M. Maggiore (presente in destra orografica del Fiume Volturno) ed in particolare a M. Raggetto. Diversi lavori negli ultimi 20 anni (D'ARGENIO *et alii*, 1993, 1999a, 1999b, 2004; FERRERI *et alii*, 1997; BUONOCUNTO, 1998; AMODIO *et alii*, 2003; WISSLER *et alii*, 2004) analizzano le successioni carbonatiche nell'intervallo Barremiano-Aptiano Medio e sono prettamente indirizzati su

specifiche problematiche di microstratigrafia e stratigrafia sequenziale integrando inoltre, la stratigrafia degli isotopi del carbonio con la stratigrafia sequenziale. Tali studi hanno fornito una correlazione regionale ad alta precisione e una carta cronostratigrafica. I dati risultano inoltre supportati da studi di magnetostratigrafia di dettaglio effettuati sulla sezione tipo di Monte Raggeto (IORIO *et alii*, 1996).

Sempre in questa zona integrando la stratigrafia isotopica del carbonio e dello stronzio si propone una calibrazione cronostratigrafica della biostratigrafia Barremiano-Aptiana della piattaforma carbonatica appenninica dell'Italia meridionale (DI LUCIA *et alii*, 2012).

Le successioni silicoclastiche mioceniche

Il Miocene in questo Foglio è poco esteso, si ricordano i lavori a carattere generale di OGNIBEN (1957, 1958) e SELLI (1957), che precisano la stratigrafia del Miocene nell'area. VALLARIO (1964) descrive le variazioni nella successione miocenica all'appoggio sui calcari del Cretacico nel Casertano. Altri lavori in questo periodo a supporto della individuazione delle due unità carbonatiche derivano dallo studio dei sedimenti miocenici in appoggio sulle successioni carbonatiche, PESCATORE *et alii* (1971) descrivono le successioni trasgressive dei sedimenti miocenici dell'Appennino campano-lucano, evidenziano le differenti età di tali sedimenti sin-tettonici. Nel complesso tali caratteristiche sono da imputare secondo gli Autori a più fasi tettoniche d'importanza regionale. Nell'area del Foglio PESCATORE & SGROSSO (1973) individuano i sedimenti miocenici sin-tettonici denominati “arenarie di Caiazzo” (OGNIBEN, 1957), caratterizzati da una successione torbiditica con intercalazioni di brecciole calcaree con clasti afferenti alla unità carbonatica L.A. (ad esempio calcari a litotamni); in questa successione si rinvencono inoltre colate di “Argille Varicolori” riferibili in parte al complesso Sicilide di OGNIBEN (1969). Riguardo all'età PATACCA *et alii* (1992) considerano le arenarie di Caiazzo un *flysch* depositatosi fra il Tortoniano superiore ed il Messiniano in accordo con DI NOCERA *et alii* (1993).

Studi sulla tettonica del settore di catena appenninica ricadente all'interno del Foglio sono al quanto scarsi. In PESCATORE & SGROSSO (1973) vengono discussi i rapporti tettonici tra le due unità di piattaforma carbonatica (L.A. e C.P.) che proprio nel settore del Foglio vengono a contatto. Nei pressi di Sant'Angelo in Formis, in corrispondenza della stretta del Fiume Volturno, che separa fisiograficamente i due rilievi, viene segnalata la sovrapposizione delle successioni dei M. Tifatini sui carbonati del M. Maggiore, con interposizione delle “arenarie di Caiazzo”. Successivamente CELICO *et alii* (1977) pubblicano alcuni sondaggi profondi per scopi idrogeologici, localizzati nel settore nord-orientale dei M. Tifatini, immediatamente ad est del Foglio, in cui viene documentata, anche in questo

caso, la sovrapposizione tettonica delle successioni carbonatiche sulle arenarie di Caiazzo. Recentemente (VITALE *et alii*, 2020) attraverso uno studio basato sull'analisi strutturale di dettaglio in diversi settori della catena appenninica, nell'area di Sant'Angelo in Formis, pur non individuando in affioramento i punti di sovrapposizione tettonica delle unità carbonatiche sulle arenarie di Caiazzo segnalate da PESCATORE & SGROSSO (1973), documentano in quest'area una serie di elementi tettonici secondari. Tali elementi evidenziano due direzioni di raccorciamento, una più antica a direzione ENE-OSO ed una più recente NNO-SSE. Queste due fasi deformative vengono ricondotte a due distinti episodi di sviluppo di *thrust* in fuori sequenza, avvenuti dopo il Messiniano inferiore e riconoscibili in diversi settori della catena appenninica (VITALE *et alii*, 2017).

La piana campana e la pianura alluvionale del Fiume Volturno

La Piana Campana rappresenta una ampia depressione morfostrutturale di età quaternaria, compresa tra i rilievi della catena appenninica meridionale ad ovest ed il margine tirrenico ad est (MALINVERNO & RYAN, 1986; PATACCA & SCANDONE, 2007). La Piana Campana è delimitata a SE dalla dorsale carbonatica della Penisola Sorrentina e dai Monti Lattari, a NE dai Monti di Caserta, dai M.ti del Partenio e dai M.ti Picentini, mentre a NO la dorsale del M.te Massico la separa dalla contigua Piana del Garigliano. 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 evolutivo dell'area, caratterizzato da una forte interazione tra tettonica, vulcanismo e sedimentazione. Ciò ha permesso di distinguere settori con marcati, progressivi e talora differenziati, fenomeni di subsidenza nel corso del Pleistocene Medio-Superiore e in epoca più recente (MATANO *et alii*, 2016). La Piana Campana costituisce un'ampia depressione morfologica e strutturale originatasi lungo il margine tirrenico della catena appenninica probabilmente durante il Pliocene superiore (IPPOLITO *et alii*, 1973) o nel corso del 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.

Le principali strutture tettoniche, che mostrano rigetti verticali variabili da 3 a 5 km, sono in prevalenza orientate in direzione NO-SE, NE-SO ed E-O ed hanno formato un sistema di alti e bassi strutturali (IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1979; BRUNO *et alii*, 2000), interpretati come *graben* o *semi-graben* (MILIA & TORRENTE, 1999). Numerosi lavori hanno trattato in tempi recenti le problematiche relative alla stratigrafia del sottosuolo della Piana Campana (IP-

POLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1985; ROMANO *et alii*, 1994; BRANCACCIO *et alii*, 1995; APRILE *et alii*, 2004; PUTIGNANO *et alii*, 2007; RUBERTI *et alii*, 2014), che è caratterizzata da sedimenti clastici fluviali, lacustri e marini, e da prodotti vulcanici e raggiungono spessori superiori a 3000 m (IPPOLITO *et alii*, 1973; BRUNO *et alii*, 2000). Analisi geofisiche e gravimetriche hanno suggerito uno spessore maggiore dei depositi di riempimento della piana stimato in circa 4500 m (CINQUE *et alii*, 1987). Il progressivo riempimento del *graben* della Piana Campana è dovuto oltre che ai contributi deposizionali forniti dagli apporti fluviali di provenienza appenninica e da quelli marini, anche dai prodotti derivanti dalla attività vulcanica dei numerosi centri eruttivi afferenti ai distretti vulcanici dei Campi Flegrei, del Somma-Vesuvio e del Roccamonfina. Questa intensa attività vulcanica si è impostata lungo i principali lineamenti tettonici ubicati principalmente lungo i bordi ma anche all'interno della piana (OLIVERI DEL CASTILLO, 1966; IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1985; ROLANDI *et alii*, 2003) e costituiscono, quindi, un aspetto di importanza regionale (ORTOLANI *et alii*, 1992). Il sottosuolo della piana, a partire dalla 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. Infatti, a partire dal Pleistocene medio la forte subsidenza porta alla emersione dell'intera piana (BRANCACCIO *et alii*, 1991) e la sequenza stratigrafica viene ricostruita a partire dal Pleistocene medio-superiore fino in epoca recente (D'ERASMO, 1931; IPPOLITO *et alii*, 1973; APRILE & ORTOLANI, 1979; ORTOLANI & APRILE, 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). Nella porzione superficiale della Piana Campana sono state riconosciute sei unità stratigrafiche di ambiente variabile dal marino, al transizionale, fino al continentale di età variabile dal Pleistocene Medio-Superiore all'Olocene (ROMANO *et alii*, 1994) e la cui genesi è stata strettamente controllata dall'attività tettonica non omogenea che avrebbe interessato l'area. In alcuni casi secondo ROMANO *et alii* (1994) le successioni sedimentarie marine del Pleistocene Medio-Superiore appaiono dislocate lungo i versanti pedemontani, come in prossimità all'abitato di Cancellò e sono state correlate con analoghi depositi nel sottosuolo.

A partire dal Pleistocene Medio una intensa attività vulcanica si sviluppa ai margini della piana generando depositi piroclastici significativi dal punto di vista cronostratigrafico e riconducibili alle Ignimbriti di Sciano (di età tra 289 ka e 245 ka; ROLANDI *et alii*, 2003), alle piroclastiti e ignimbriti di Taurano (di età compresa tra 205 e 157 ka; DE VIVO *et alii*, 2001; ROLANDI *et alii*, 2003) correlabili con depositi riconosciuti nel sottosuolo della piana del Sarno (APRILE & TOCCACELI, 2002; APRILE *et alii*, 2004), e alle Ignimbriti di Durazzano (116 ka; ROLANDI *et alii*, 2003).

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

A partire da circa 39 ka l'intera Piana Campana è stata ricoperta da decine di metri di prodotti ignimbrici conosciuti come Tufo Grigio Campano *Auctt* (Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $39,85 \pm 0,14$ ka in GIACCIO *et alii*, 2017b *cum bibl.*). I depositi da flusso piroclastico del *Tufo Grigio Campano* (TGC) 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'unità piroclastica stratigraficamente più alta riconosciuta a scala regionale è rappresentata dai depositi cineritici del *Tufo Giallo Napoletano* (TGN) (di età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $14,5 \pm 0,4$ ka in DEINO *et alii*, 2004), separati localmente dal sottostante TGC da un paleosuolo, con matrice marrone fangoso-cineritica e presenza di materia organica rielaborata verso l'alto (DI GIROLAMO 1968a; PUTIGNANO *et alii*, 2007; SANTANGELO *et alii*, 2010).

Fasi deposizionali successive in ambito continentale e marino/transizionale sono testimoniate a partire dal Pleistocene superiore fino ai recenti alluvionamenti e depositi di origine colluviale e detritica, che, ricoprono le due unità vulcaniche. I prodotti vulcanici appartenenti a quest'ultime due unità, molto spesso, producono conoidi alluvionali costituiti da depositi epiclastici di origine carbonatica e/o piroclastica di varia età e con differenti caratteristiche morfologiche e deposizionali (PUTIGNANO *et alii*, 2007).

La messa in posto del TGC è coincisa con un momento di tasso di subsidenza della piana basso e con una oscillazione glacioeustatica negativa (ROMANO *et alii*, 1994; MILIA, 1998; MILIA & TORRENTE, 1999) e ha contribuito al colmamento e alla definitiva emersione dei settori settentrionali e centrali dell'area. 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* Acerra-Golfo di Napoli e ai margini della Piana in prossimità dei versanti (MILIA, 1998; ROLANDI *et alii*, 2003). I prodotti dell'Ignimbrite Campana secondo ROLANDI *et alii*, (2003) sono formati da due unità separate da una superficie erosionale discordante. 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 decrescente grado di litificazione e di densità; talora al tetto è

presente una facies completamente incoerente (cinerazzo). In funzione del grado di saldatura e della presenza di minerali autigeni (feldspati, zeoliti secondarie) sin- e post-deposizionali è infatti documentata una gamma di facies che va da quella grigiastra incoerente fino a quella gialla litificata e zeolitizzata (DI GIROLAMO, 1968b; DI GIROLAMO & MORRA, 1987; CAPPELLETTI *et alii*, 2003). 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; WOHLLETZ *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). Infine, nei settori marginali e orientali, prossimi ai centri eruttivi attivi, si depongono sedimenti alluvionali e di versante a spese prevalentemente di piroclastiti vesuviane (ZANCHETTA *et alii*, 2004).

L'area del Fiume Volturno nasce come settore segmento settentrionale della Piana Campana fin dal Pleistocene inferiore e rimane sommerso per buona parte del Pleistocene (CASSANO & LA TORRE, 1987; MARIANI & PRATO, 1988; FLORIO *et alii*, 1999). La Pianura alluvionale del medio e basso corso del Fiume Volturno è delimitata a nord-ovest dai rilievi carbonatici del Monte Massico e ad est e nord-est da quelli omologhi dei Monti di Caserta, mentre l'area dei Campi Flegrei a sud-est la separa dalla contigua Piana Campana s.s. I processi tettono-sedimentari del Pleistocene medio nella Piana del Volturno sono stati visibilmente condizionati dall'attività eruttiva delle aree vulcaniche circostanti la piana. In particolare, la deposizione dell'Ignimbrite Campana, unitamente a bassi valori dei tassi di subsidenza ed alla regressione glacioeustatica compresa tra 125 ka e 18 ka hanno permesso l'emersione della piana nel Pleistocene Superiore-Olocene. Come effetto del processo di regressione marina il paleo-Volturno ha iniziato prima a depositare alluvioni e successivamente ad inciderle con un meccanismo di *cut-and-fill* generando le principali valli fluviali che attualmente si trovano nella parte alta del bacino idrografico. La successiva trasgressione marina avvenuta tra 15 e 6 ka (trasgressione *flandriana*) e la più recente regressione post-6,5 ka hanno favorito la progradazione della piana alluvionale verso l'adiacente piana costiera con la formazione dell'apparato deltizio del Fiume Volturno (AMOROSI *et alii*, 2013). I prodotti ignimbritici del *Tufo Grigio Campano* (TGC) nella Piana fluviale del Volturno sono ricoperti depositi alluvionali che superano i 14 m di spessore la cui

analisi ha fornito un'età radiometrica di 37 ka secondo AMOROSI *et alii* (2012). I depositi fluviali rinvenuti in sondaggi realizzati nella piana sono formati da ghiaia fine, sabbia e silt provengono principalmente dal rimaneggiamento erosivo dei sottostanti depositi vulcanici e formano corpi canalizzati e di piana inondabile che sono stati terrazzati dall'incisione verticale del Volturno durante l'ultimo periodo glaciale (AMOROSI *et alii*, 2012).

In un sondaggio ubicato nei pressi dell'abitato di San Marco Evangelista a circa 32 m di quota s.l.m., SANTANGELO *et alii* (2010) riconoscono 4 distinte unità stratigrafiche poste al di sotto del *Tufo Grigio Campano* (TGC). L'unità basale I e l'unità III riflettono una deposizione marino-transizionale con ambienti di laguna (lagune a *Cerastoderma glaucum* POIRET) ricche gusci di lamellibranchi e altri frammenti fossili attribuite alle trasgressioni marine degli stadi isotopici 5e e 7. L'unità II e IV vengono attribuite ad unità vulcaniche pre-ignimbrite campana e vulcanoclastiche riferibili ad episodi di regressione marina fortemente influenzati dalla forte attività eruttiva. La presenza in queste unità di paleosuoli intercalati ai prodotti vulcanici avrebbe fornito secondo gli autori l'indicazione di diversi episodi eruttivi che sarebbero avvenuti nell'area nell'intervallo cronologico compreso tra 105-39 ka e dunque precedenti alla eruzione dell'Ignimbrite Campana (SANTANGELO *et alii*, 2010).

Una ampia e dettagliata analisi dell'attività erosivo/deposizionale pleistocenico-olocenica nella Piana del Fiume Volturno è stata affrontata da AMOROSI *et alii* (2012) che ne hanno illustrato l'organizzazione delle facies e l'architettura deposizionale. Gli autori affrontano lo studio della piana grazie all'interpretazione di sondaggi geognostici e prendono come riferimento cronostratigrafico due livelli ignimbritici, il *Tufo Grigio Campano* datato a circa 39 ka (DE VIVO *et alii*, 2001) ed il *Tufo Giallo Napoletano* datato a circa 15 ka (DEINO *et alii*, 2004) che sono ampiamente distribuiti in tutta la piana del Volturno. Nella successione olocenica della Piana del Volturno sono state identificate sei principali associazioni di facies che poggiano su depositi alluvionali del Pleistocene Superiore. Questi ultimi sono formati da depositi canalizzati ghiaioso-sabbiosi di natura vulcanoclastica, legati alla deposizione del paleoalveo del Volturno durante l'ultimo periodo glaciale; la presenza di orizzonti pedogenizzati nella successione viene, inoltre, interpretata come periodi di assenza di deposizione.

La successione olocenica poggia direttamente e in contatto erosivo sulle alluvioni del Pleistocene Superiore e sui prodotti dell'Ignimbrite Campana (TGC) ed è formata da depositi di palude (*swamp*) con resti di ostracodi e foraminiferi a cui è stata assegnata un'età radiometrica calibrata compresa tra 11,8 e 8,4 ka. Questo deposito è stato considerato dagli autori come il primo episodio deposizionale trasgressivo avvenuto all'inizio dell'Olocene e mostra facies di laguna/estuario formate da argille e silt con abbondanti molluschi (*Cerastoderma glaucum*) e

rari frammenti di pomici ed è caratterizzato da una fauna salmastra contenente foraminiferi e ostracodi a cui è stata assegnata un'età radiometrica calibrata di 8,7-9,5 ka. Una superficie di erosione costiera marcata anche da un livello ricco in gusci di molluschi separa la successione di laguna/estuario da depositi di spiaggia sommersa aperta suggerendo in tal senso una migrazione verso terra delle facies deposizionali. In prossimità della foce del Fiume Volturno sono state riconosciute associazioni siltoso argillose di ambiente di prodelta al di sopra dei depositi sabbiosi di barriera trasgressiva indicando un incremento negli apporti fluviali ad opera del Volturno. In contatto eteropico latero-verticale viene identificata una associazione di facies di spiaggia-duna allungata lungo il settore costiero e composta da sabbie grigio-giallastre con abbondanti frammenti di gusci di organismi marini. La gradazione inversa osservata nel deposito è indicativa di una transizione da una spiaggia bassa ad una alta e riflette anche il passaggio verso l'alto a depositi di lagunari e palustri caratteristici della piana costiera. Il margine interno del deposito indica anche la massima ingressione marina avvenuta durante l'Olocene. Il deposito più recente presente al top deposizionale della successione olocenica è rappresentato da depositi alluvionali pelitici della piana di esondazione recente del Fiume Volturno.

La ricostruzione della evoluzione morfosedimentaria alto-pleistocenico-olocenica della Piana del Volturno viene sviluppata dagli autori a partire dalla messa in posto dei prodotti ignimbrici del *Tufo Grigio Campano* e dall'importante episodio di incisione fluviale del Fiume Volturno, registrato immediatamente dopo, che avrebbe generato valli profondamente incise indicate dalla presenza di diversi ordini di terrazzi fluviali (ROMANO *et alii*, 1994). I successivi episodi di incisione e aggradazione fluviale vengono messi in relazione a variazioni climatiche che avrebbero prodotto episodi trasgressivi e regressivi nella piana nel corso del Pleistocene superiore. L'inizio della deposizione olocenica segnato dai depositi palustri indica secondo gli autori il passaggio verso climi caldo-umidi e la risalita del livello del mare verso le aree interne. La continua risalita verso terra della linea di costa avrebbe portato ad un cambiamento negli ambienti deposizionali alluvionali con il passaggio dall'ambiente palustre di acqua dolce a quello salmastro transizionale. Ciò avrebbe quindi determinato la migrazione verso la terraferma del sistema spiaggia-duna e la formazione di una ampia superficie di erosione marina (*ravinement*) che sarebbe arrivata nel momento della sua massima ingressione, avvenuta circa 7000 anni fa, a circa 6 km rispetto alla posizione attuale della linea di costa. A questo segue un periodo di progradazione verso la costa del sistema fluviale a partire da 5500 anni che avrebbe generato un arretramento delle facies costiero-transizionali. L'aggradazione fluviale sarebbe persistente anche in epoca recente con conseguente riempimento delle aree palustri ad opera dei depositi di esondazione del Fiume Volturno.

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. Gli autori attribuiscono la subsidenza ad un processo naturale di compattazione per carico litostatico dei depositi fluviali e palustri che sono presenti in tutta l'area, mentre assegnano alle attività antropiche una influenza locale nel processo di subsidenza. La ricostruzione della paleomorfologia della valle del Fiume Volturno precedente alla messa in posto dei prodotti eruttivi dell'*Ignimbrite Campana* (TGC) ha permesso a RUBERTI *et alii* (2020) di evidenziare in che modo il paleo-paesaggio avrebbe influenzato la distribuzione delle facies dell'*Ignimbrite Campana* durante la sua messa in posto. Il lavoro realizzato grazie all'analisi stratigrafica di sondaggi geognostici ha messo evidenza la presenza di un sistema barriera/spiaggia in prossimità del Monte Massico, nel settore nord-occidentale della piana, che passa a sud e a est a depositi marino/transizionali localizzati nei pressi degli abitati di Capua e Maddaloni di età tirreniana (compresi tra 105-123 ka). Un alto morfologico viene riconosciuto nella parte meridionale della piana formato da depositi vulcanoclastici in prossimità dell'abitato di Giugliano.

CORRADO *et alii* (2020) ricostruiscono la paleomorfologia della base dell'*Ignimbrite Campana* nell'area della valle alluvionale del Fiume Volturno grazie a numerosi sondaggi geognostici distribuiti nell'intera piana. Gli autori hanno riconosciuto 7 unità litostratigrafiche in sondaggio sulla base di dati sedimentologici e paleontologici. Le 7 unità sono racchiuse in un intervallo cronologico che va dal Pleistocene Superiore per l'unità più antica fino 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. La genesi della valle del Volturno è spiegata dagli autori come il prodotto di una tettonica polifasica di faglie bordiere che si sarebbe sviluppata lungo il bordo sudorientale del Monte Massico attraverso due set di faglie ortogonali. Alla deformazione più antica, responsabile della formazione un semi-graben nel Pliocene-Pleistocene inferiore, sarebbe seguita una tettonica medio-pleistocenica con faglie ad alto angolo orientate NE-SO che in parte avrebbero riattivato strutture più antiche e che sarebbero ancora attive e accompagnate da una rilevante attività vulcanica. Nella parte alta della valle fluviale del Fiume Volturno, a monte della stretta morfologica presente in località Triflisco FILOCAMO *et alii* (2021), ricono-

scono 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. Il terrazzo più antico T1 è posto ad un’altezza compresa tra 36 m e 37 m s.l.m. ed è formato da depositi sabbie e silt di origine vulcanoclastica che raggiungono circa 20 di spessore.

Il terrazzo intermedio T2 è compreso tra 29 m e 36 m s.l.m. ed è formato da sedimenti sottili sabbiosi e siltosi di origine vulcanoclastica per uno spessore variabile da 4,5 a 17,5 m ed un’età compresa tra 15 ka e il II secolo d.C. anche grazie alla presenza di manufatti di età romana. Il terrazzo più basso T3 è distribuito tra 27 m e 33 m s.l.m. ed è stato modellato in sabbie silteose fini talora laminate di origine vulcanoclastica che formano scarpate di circa 4 m di altezza lungo il canale attuale del Fiume Volturno. La collocazione cronologica del terrazzo più recente è stata associata ad episodi freddi avvenuti in epoca medioevale, tra il XVI e il XIX secolo d.C. 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).

IV - METODOLOGIE

1. - ORGANIZZAZIONE DELLA LEGENDA

1.1. - CRITERI E METODI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

I terreni presenti nel Foglio n. 430 “Caserta Ovest” sia in superficie che nel sottosuolo sono stati organizzati secondo i criteri indicati nei Quaderni serie III, del Servizio Geologico (n. 1/1992, n. 2/1996, n. 6/1997 e n. 12/2009) e successive modifiche ed integrazioni espresse nel Quaderno n. 15 (BATTAGLINI *et alii*, 2022).

Le successioni stratigrafiche più antiche in affioramento sono costituite da depositi carbonatici, attribuiti alle unità tettoniche già utilizzate in questo settore di catena. 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. 1).

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

- unità tettonica Monti Lattari - Monti Picentini - Monti Alburni
- unità tettonica Matese - Taburno - Camposauro.

Le formazioni carbonatiche riconosciute all’interno di entrambe le unità sono state oggetto di dettagliate analisi biostratigrafiche (vedi § 2.1.)

I depositi miocenici in contatto stratigrafico discordante sulle successioni car-

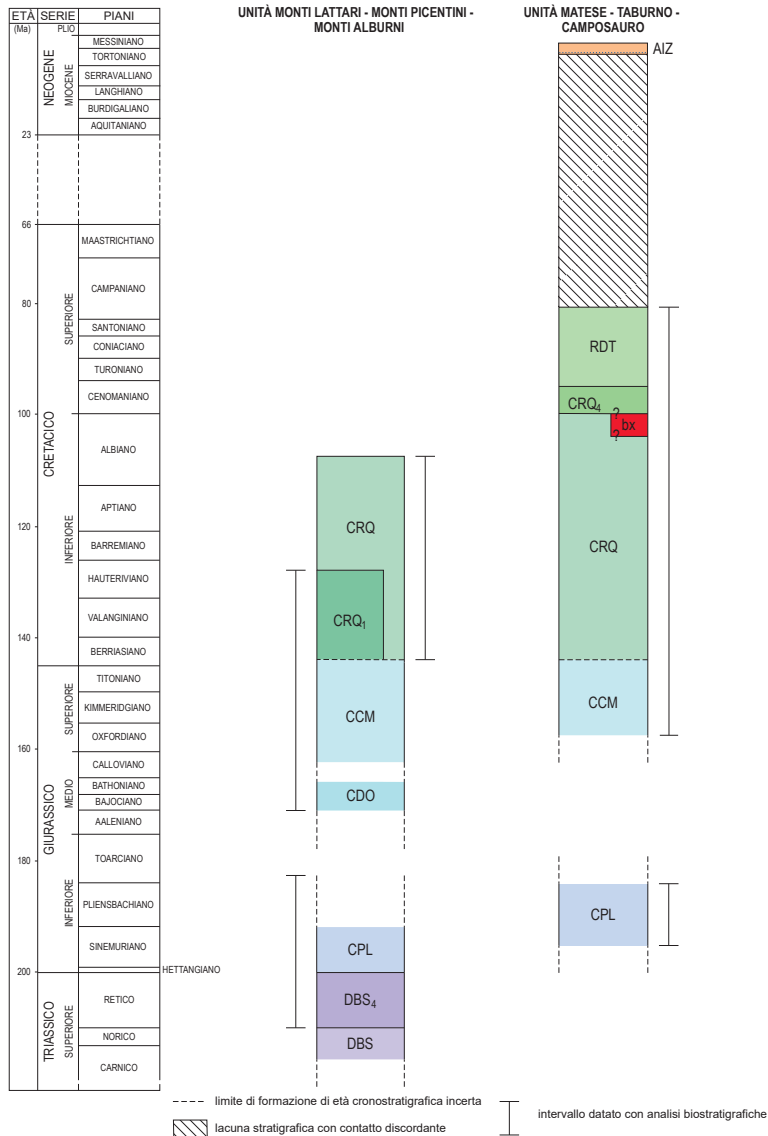


Fig. 1 - Schema cronostratigrafico del Foglio n. 430 "Caserta Ovest".

bonatiche dell'unità tettonica Matese - Taburno - Camposauro sono rappresentati dalle *arenarie di Caiazzo (AIZ)* che individuano una unità litostratigrafica sin-orogenica (Fig. 1) deposta in bacini di tipo *thrust-top* o *piggy back*. I depositi silicoclastici sin-orogeni hanno affioramenti limitati che spesso mostrano estesi fenomeni di alterazione superficiale; pertanto, per questi non è stato possibile effettuare analisi biostratigrafiche e si fa riferimento ai dati presenti in letteratura ed ampiamente discussi nel limitrofo Foglio n. 431 "Caserta Est". Nell'area del Foglio le successioni meso-cenozoiche mostrano un elevato grado di tettonizzazione a causa della tettonica compressiva e delle successive fasi distensive e trascorrenti plio-quaternarie (vedi § VI) e di conseguenza non sono complete sia nella porzione mesozoica all'interno delle singole unità tettoniche sia nella porzione cenozoica. In particolare, in questo settore non sono presenti i depositi miocenici paraconcordanzi legati alla evoluzione dell'avanfossa, ma che affiorano poco più a nord nei fogli limitrofi n. 417 "Teano" e n. 431 "Caserta Est".

Per i terreni 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 la suddivisione in depositi ed unità a limiti inconformi di vario rango gerarchico (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*, UBSU; SALVADOR, 1994) che hanno permesso di suddividere i terreni in differenti bacini di pertinenza raggruppandoli in supersintemi, sintemi e sub-sintemi. Sono inoltre cartografati depositi più recenti (ubiquitari) non distinti in base al bacino di pertinenza e suddivisi in depositi in corso di formazione e completamente formati. In particolare, i depositi quaternari non ubiquitari (terrigeni e vulcanici) del Foglio sono stati investigati sia per la parte presente in superficie che nel sottosuolo (vedi "carta del sottosuolo" in allegato e schema cronostratigrafico incluso negli elementi a contorno); tali depositi sono stati oggetti di differenti analisi (vedi § 2.2., 2.3. e 2.4.) ed hanno permesso di ottenere con dettaglio le relazioni tra i depositi presenti in superficie e quelli del sottosuolo (vedi § 3.4.).

Per la ricostruzione in dettaglio delle unità si specificano di seguito le differenti analisi eseguite in funzione delle caratteristiche litologiche.

2. - ANALISI

2.1. - ANALISI BIOSTRATIGRAFIA 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 Piattaforma Carbonatica Appenninica (PCApp) sono quelli di DE CASTRO (1991) (Fig. 2) e di CHIOCCHINI *et alii* (2008) (Fig. 3). Nel Foglio sono stati entrambi riportati per

			ZONE /SUBZONE (da De Castro, 1991)
CRETACICO	SUPERIORE	MAASTRICHT.	
		CAMPANIANO	<i>Accordiella conica</i> e <i>Moncharmontia apenninica</i>
		SANTONIANO	
		CONIACIANO	
		TURONIANO	<i>"Pseudocyclammina" spp.</i>
		CENOMAN.	<i>Cisalveol. fraasi/Chrysalid. gradata</i> <i>Pseudorhapydionina dubia</i>
	INFERIORE	ALBIANO	<i>Peneroplis parvus</i>
			<i>Sabaudia minuta</i>
		APTIANO	
		BARREM.	<i>Salpingoporella dinarica</i>
		HAUTERIV.	<i>Campanellula capuensis</i> <i>Cuneolina laurentii</i>
		VALANGIN.	<i>Pseudocyclammina lituus</i>
		BERRIAS.	<i>Salpingoporella annulata</i> <i>Campbelliella striata</i>
	GIURASSICO	TITONIANO	
		Sup. KIMMERIDG.	<i>Clypeina jurassica</i>
		OXFORDIANO	<i>Kurnubia palastiniensis</i>
		Callo. CALLOVIANO	<i>P. salernitana</i>
		BATONIANO	<i>Valvulina lugeoni</i> <i>S. donzellii</i>
		BAJOCIANO	
		AALENIANO	<i>Mesoendothyra croatica</i>
		TOARCIANO	<i>Gutnicella spp.</i>
		PLIENSCHACH.	<i>"Mayncina" termieri</i>
		SINEMUR.	<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>
TRIAS	Sup.	HETTANG.	<i>Thaumatoporella</i>
		RETICO	<i>Triasina hantkeni</i> / <i>Aulotortus sinuosus</i>
		NORICO	

Fig. 2 - Biozonazione di DE CASTRO (1991), adottata nei fogli dell'Appennino meridionale per le successioni della Piattaforma Carbonatica Appenninica.

Scala cronostratigrafica		PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA - RETROMARGINE		PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA - RETROMARGINE		Scala cronostratigrafica	
BIOZONE		SOTTOZONE		COMPARSE		BIOZONE	
TITONIANO		Clypeina jurassica		↑ ↑ ↑	Campanella prima Salpingoporella annulata	MAASTRICHTIANO	Discoiridae e Miliolidae
KIMMERIDGIANO				↑ ↑	Clypeina jurassica Paragurina salernitana	CAMPANIANO	Oboloides media
OXFORDIANO		Kurnubia gr. palastinensis					Discoiridae e Ostracoda
CALLOVIANO				Gludocoropsis mirabilis		SANTONIANO	Accordiella conica e
BATHONIANO		Palaeopendernia salernitana		↑ ↑	Cladocoropsis mirabilis Kurnubia variabilis Salpingoporella rotuli Palaeopendernia salernitana	CONIACIANO	Rotorbinella scarsellai
BAJOCCIANO		Redmondoides		↑ ↑	Redmondoides lugentii	TURONIANO	Nezzatinella cf. aegyptiaca Nummoloculina cf. irregularis Ch. gradata e P. reicheli
AALENIANO		Scliporella donzelli		↑ ↑	Scliporella donzelli	CENOMANIANO	P. dubia e P. laumensis
TOARCIANO		Bosniella croatica		↑ ↑	Bosniella croatica	ALBIANO	Ostracoda e Miliolidae
		Echinodermata, Mollusca e Favosina					Detriocornus algerianus
TOARCIANO		Palaeodasycladus mediterraneus				APTIANO	Archaealveolina reicheli
PLIENS-BACHIANO				Obolopsella			Salpingoporella dinarica
SINEMURIANO				↑ ↑ ↑ ↑	Obolopsella praevensor Obolopsella primaeva Palaeodasycladus mediterraneus Lamparella buxii	BARREMIANO	? Cuneolina scarsellai e
HETTANGIANO		Thaumatoporella parvovesiculifera				HAUTERVIANO	Cuneolina campusaurii
RETTICO		Triasina bantkeni e Grippoporella curvata		↑	Triasina bantkeni	VALANGINIANO	Favosina salvensis e
						BERRIASIANO	Salpingoporella annulata

Fig. 3 - Biozonazione di CHIOCCHELLI et alii (2008) per le successioni Triassico Superiore -cretacico del settore Laziale-Abruzzese della Piattafonna Carbonatica Appenninica.

rendere più semplici le correlazioni con le successioni di piattaforma carbonatica dei fogli adiacenti del settore laziale e campano dell'Appennino.

In entrambi gli schemi citati, le biozone sono basate prevalentemente su foraminiferi bentonici ed alghe calcaree dasicladali. 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. Per migliorare la risoluzione stratigrafica e la calibrazione cronostratigrafica della biostratigrafia della PCApp sono stati utilizzati i risultati di studi recenti basati sull'integrazione con la stratigrafia isotopica. Tali studi hanno però riguardato solo il Giurassico Inferiore (Pliensbachiano-Toarciano; TRECALLI *et alii*, 2012), parte del Cretacico Inferiore (Barremiano-Aptiano; DI LUCIA *et alii*, 2012) e del Cretacico Superiore (Cenomaniano-Campaniano; FRIJIA *et alii*, 2015).

2.2. - ANALISI GEOCHIMICA DEI TEFRA

L'analisi geochimica dei tefra è stato condotto su intervalli stratigrafici selezionati dei sondaggi CARG e in alcuni depositi vulcanici in affioramento a ridosso delle dorsali carbonatiche (vedi § V, 3.6.2.1.). 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 erano le seguenti: 15 kV per la tensione di accelerazione, 10 μ A per la corrente del fascio, e l'impiego di un fascio defocalizzato a 10 μ m per limitare la mobilitazione e perdita di sodio (Na) in fase di acquisizione. I tempi di conteggio erano di 15 s (sul picco) per tutti gli elementi ad 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.

2.3. - ANALISI PALEOECOLOGICA

Lo studio della meiofauna ad ostracodi è stato condotto su intervalli stratigrafici selezionati dei sondaggi CARG. Complessivamente sono stati raccolti 52 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*, 2021; 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).

2.4. - ANALISI RADIOMETRICHE

2.4.1. - Datazioni ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Le datazioni ⁴⁰Ar/³⁹Ar sono state ottenute presso il centro di datazioni *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (CEA, CNRS UMR 8212, Gif-sur-Yvette, Francia). Feldspati ricchi in K, freschi e trasparenti (senza inclusioni visibili), con dimensioni tra i 500 µm e 1 mm, sono stati estratti dai campioni S16-29.7, CSP-2, VIT e GV-1. Questi cristalli sono stati campionati sotto un binoculare e utilizzati per le datazioni. Prima di essere irradiati, i cristalli sono stati lisciviati per 5 minuti in una soluzione al 10% di HF per rimuovere potenziali contaminanti della pasta di fondo e fasi di alterazioni che potevano essere ancora attaccati alla superficie dei cristalli. Per ogni campione sono stati irradiati tra i quaranta e gli ottanta cristalli, presso la struttura CLICIT del reattore TRIGA della Oregon State University, per circa 1 h, in due sessioni di irradiazione, la IRR. CO-013 (VIT e GV-1) e la IRR. CO-019 (S16-29.7 e CSP-2).

Le correzioni di interferenza sono basate sulla base dei rapporti di produzione nucleogenica fornita da BALBAS *et alii* (2016). Dopo l'irradiazione, i cristalli sono stati trasferiti in un portacampioni in rame (133 pits) inserito in una finestra a vuoto differenziale (marca Teledyne CETAC) collegata ad una linea di estrazione compatta. I minerali sono stati fusi uno ad uno utilizzando un laser 100 W CO₂ (marca Teledyne CETAC) per un tempo di 15 s a 2,5 W. Prima della fusione, ogni cristallo è stato sottoposto ad una “spazzolatura” di 20 s a 0,3 W per rimuovere gas indesiderato potenzialmente intrappolato nelle superfici e fratture dei cristalli. I gas così estratti sono stati prima purificati a freddo con un SAES GP 50 per 90 s e poi a caldo con due SAES GP 50 per 230 s. I cinque isotopi dell'argon (⁴⁰Ar, ³⁹Ar, ³⁸Ar, ³⁷Ar e ³⁶Ar) sono stati misurati con uno spettrometro di massa NGX 600 multicollettore equipaggiato con nove amplificatori ATONA® e un moltiplicatore elettronico. Gli isotopi ⁴⁰Ar, ³⁹Ar, ³⁸Ar, e ³⁶Ar sono stati misurati simultaneamente, mentre l'isotopo ³⁷Ar è stato misurato successivamente. Durante la prima misura, gli isotopi ⁴⁰Ar, ³⁹Ar, e ³⁸Ar sono stati misurati simultaneamente con tre amplificatori ATONA® mentre l'³⁶Ar è stato misurato con il moltiplicatore elettronico. Successivamente l'isotopo ³⁷Ar è stato misurato da solo con il moltiplicatore elettronico. Ciascuna misura isotopica corrisponde a 15 cicli di tempo di integrazione di 20 s. I dati sull'intensità del picco sono stati ridotti utilizzando il software ArArCALC V2,4 (KOPPERS, 2002). Il fattore J della fluensa dei neutroni è stato misurato utilizzando lo standard co-irradiato Alder Creek sanidine (ACs-2) associato ad un'età di 1,1891 Ma (NIESPOLO *et alii*, 2017), secondo la costante di decadimento totale K ($\lambda_{e.c.} = (0,5757 \pm 0,016) \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ and $\lambda\beta^- = (4,9548 \pm 0,013) \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$) di RENNE *et alii* (2011). Per determinare questo flusso di neutroni, sono stati utilizzati 14 cristalli di monitoraggio del flusso. I valori della costante J misurati erano: $0,00055240 \pm 0,00000033$ per GV-1 e VIT; $0,00028400 \pm 0,00000017$ per S16-29,7 e CSP-2. Per verificare la linearità dei rilevatori, la discriminazione di massa è stata monitorata mediante la misura di almeno 10 *air shots* a varie dimensioni di fascio, da $1,0 \times 10^{-2}$ V fino a $5,0 \times 10^{-2}$ V (da 1 a 5 *air shots*). Circa 15 misure di *air shots* vengono effettuate ogni giorno automaticamente durante la notte prima e dopo le misure sui campioni. La discriminazione è calcolata secondo il rapporto ⁴⁰Ar/³⁶Ar di 298.56 (LEE *et alii*, 2006). Misure procedurale sul vuoto sono state ottenute ogni 2-3 misure sui campioni. Per un tempo tipico di 5 minuti, gli sfondi vuoti sono compresi tra 0,6 e $2,3 \times 10^{-4}$ V per ⁴⁰Ar, e tra 20 e 50 cps per ³⁶Ar (equivalente a circa $3,0 \times 10^{-7}$ V).

2.4.2. - Datazioni ^{14}C

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 deionizzata (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) viene applicato al campione per dissolvere l'anidride carbonica atmosferica moderna eventualmente assorbita durante la fase alcalina (HATTÉ *et alii*, 2001). Le misure 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).

V - STRATIGRAFIA

1. - UNITÀ TETTONICHE

1.1. - UNITÀ TETTONICA M. LATTARI - M. PICENTINI - M. ALBURNI

Le formazioni carbonatiche mesozoiche afferenti all'unità tettonica dei M. Lattari - M. Picentini - M. Alburni riconosciute in ordine stratigrafico, dalle più antiche alle più recenti, sono: *dolomia superiore (DBS)*, *Calcarei a Palaeodasycladus (CPL)*, *calcarei oolitici ed oncolitici (CDO)*, *calcarei con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)*, *calcarei con requenie e gasteropodi (CRQ)*.

1.1.1. - *dolomia superiore (DBS)*

La porzione di questa unità affiorante nel Foglio n. 430 "Caserta Ovest" corrisponde alla parte superiore della *dolomia superiore (DBS)* dei fogli CARG dell'Appennino meridionale e, in parte, alle dolomie e calcari dolomitici sovente saccaroidi (G¹-T⁵) del Foglio n. 172 "Caserta" in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1971). L'unità è costituita da dolomie e calcari dolomitici, talora saccaroidi, di colore grigio-avana e nocciola, a tessitura generalmente *mudstone-wackestone* e *wackestone-packstone*, contenenti laminiti microbiali, livelli stromatolitici e loferitici. La stratificazione è difficilmente riconoscibile; dove osservata lo spessore degli strati varia da 30 a 60 cm circa (Fig. 4); le dolomie possono presentarsi in bancate anche metriche, a luoghi lenticolari. Tra le principali strutture sedimentarie, laddove



Fig. 4 - Particolare della stratificazione nei calcari dolomitici (DBS) presso M. Tifata.

preservate, si riconoscono *birdseyes* e cavità da dissoluzione. Le microfacies sono per lo più sono costituite da dolomie a grana da grossa a media, spesso con relitti di laminazioni microbiali. Nella parte alta dell'unità si osserva un progressivo incremento della componente calcarea rispetto a quella dolomitica che permette di distinguere cartograficamente il *membro dei calcari e dolomie a Megalodon* (DBS₄) (Fig. 5).

Le osservazioni macroscopiche in affioramento e le microfacies consentono di riferire questa formazione ad ambienti di piattaforma carbonatica interna e, in particolare, a sotto-ambienti di piana tidale e di laguna protetta.

Il contenuto microfossilifero, per le condizioni di intensa dolomitizzazione, è difficilmente riconoscibile. In sezione sottile sono talvolta osservabili frammenti di alghe dasicladali, *Thaumatoporella parvovesiculifera* e piccoli autotortidi ricristallizzati.

Il limite inferiore non è in affioramento, il limite superiore dell'unità con la formazione CPL è definito dal progressivo aumento di frequenza di strati calcarei, rispetto a quelli dolomitici e calcareo dolomitici, e dalla comparsa dell'alga verde dasicladale *Palaeodasycladus mediterraneus*. Lo spessore in affioramento è di circa 700 m.



Fig. 5 - Panoramica E-O dalla cima del M. Tifata verso la piana del casertano. In evidenza il passaggio tra **DBS** e **DBS₄**.

Nel Foglio **DBS** affiora lungo le propaggini sudoccidentali della dorsale del M. Tifata; affioramenti si trovano in questa zona in Mass.a Bersaglio.

L'età attribuita alla formazione della *dolomia superiore* nei fogli della carta geologica in scala 1:50.000 del progetto CARG è Triassico Superiore *p.p.* (Norico) - Giurassico Inferiore *p.p.* (Hettangiano *p.p.*). La presenza del *marker Triasina hantkeni* nel membro **DBS₄** consente di riferire la parte alta della formazione alla biozona a *Triasina hantkeni* ed *Aulotortus sinuosus* di DE CASTRO (1991), corrispondente alla biozona a *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata* di CHIOCCHINI *et alii* (2008).

TRIASSICO SUPERIORE p.p.

1.1.1.1. - membro dei calcari e dolomie a *Megalodon* (**DBS₄**)

Dolomie saccaroidi passanti verso l'alto a calcari bioclastici da grigi a nocciola, a tessitura generalmente da *mudstone* a *packstone*, con gusci di megalodontidi, gasteropodi, foraminiferi bentonici e alghe dasicladali, alternati a livelli stromatolitici. La stratificazione è difficilmente riconoscibile; dove osservata, lo spessore degli strati varia da 30 a 60 cm circa (Fig. 6). Le microfacies delle do-



Fig. 6 - Particolare della stratificazione nei calcari dolomitici (**DBS₄**) presso M. Tifata.

lomie saccaroidi sono costituite da mosaici di cristalli a grana da media a grossa (Fig. 7a) con relitti di laminazioni microbiali (Fig. 7b). Nella porzione prevalentemente calcarea le microfacies prevalenti sono *grainstone-packstone* a peloidi, foraminiferi bentonici (prevalentemente aulotortidi, tra cui *Triasina hantkeni*) ed alghe dasicladali, tra cui *Griphoporella curvata* (Fig. 7c, d).

Il limite inferiore, con la restante parte di **DBS** è graduale per incremento della componente calcarea rispetto a quella dolomitica. Il limite superiore con **CPL** è definito dalla scomparsa dei megalodontidi e dei foraminiferi aulotortidi e dalla successiva comparsa dell'alga verde dasicladale *Palaeodasycladus mediterraneus*. Lo spessore stimato è di circa 250 m.

Nel Foglio **DBS₄** affiora esclusivamente sulla cima del Monte Tifata e a est dell'abitato di S. Angelo in Formis, dove risulta molto tettonizzato in quanto co-

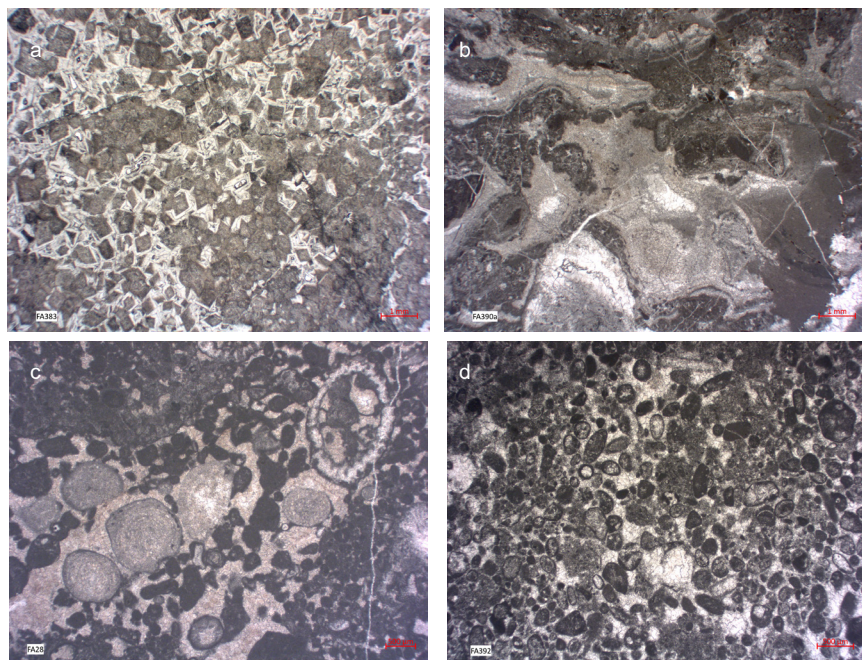


Fig. 7 - Microfacies di **DBS₄**: a) dolomia saccharoide; b) laminita microbiali; c) grainstone-packstone a peloidi, *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata*; d) packstone fine a peloidi, intraclasti e piccoli foraminiferi.

stituisce parte dell'*hanging wall* del fronte del sovrascorrimento principale riconosciuto in questa località (vedi § VI). Questo membro di questo membro è generalmente stato riferito al Triassico Superiore *p.p.*-Giurassico Inferiore *p.p.* (Retico-Hettangiano *p.p.*). Il Retico è documentato dalla presenza del *marker* *Triasina hantkeni*, mentre è riferibile all'Hettangiano *p.p.* per posizione stratigrafica l'intervallo compreso tra la scomparsa delle associazioni a megalodontidi e foraminiferi auolotortidi e la comparsa di *Palaeodasycladus mediterraneus*.

TRIASSICO SUPERIORE p.p. (Retico-Hettangiano *p.p.*)

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

Calcareni e calcilutiti grigio scuro e nocciola a tessitura da *wackestone* a *packstone* con oncoidi, peloidi, litoclasti, noduli di cianoficce, alghe dasicladali, frammenti di bivalvi e gasteropodi, spesso associati a dolomie e calcari dolomitici

(Fig. 8). Gli strati si presentano di spessore da circa 40 cm fino al metro, con base netta, talora lenticolari. Tra le strutture sedimentarie sono riconoscibili laminiti microbiali con cavità da dissoluzione millimetriche, tipo *fenestrae* e/o *birdseyes* (Fig. 9). Queste sono prevalenti nella parte bassa, associati spesso a livelli di dolomia saccaroide. Nella parte alta in affioramento prevalgono i livelli calcarei costituiti da calcilutiti a peloidi ed intraclasti che si alternano calciruditi a grandi oncoidi.

Le microfacies più ricorrenti sono: *bindstone* microbiale (Fig. 10a), *wackestone-packstone* con alghe dasicladali, fra cui *Palaeodasycladus mediterraneus*, foraminiferi bentonici e thaumatoporelle (Fig. 10b), *floatstone* a grandi oncoidi, peloidi, intraclasti, alghe dasicladali e piccoli foraminiferi bentonici (Fig. 10c).

Le litofacies osservate in affioramento e le microfacies consentono di riferire questa formazione ad ambienti di piattaforma carbonatica interna, caratterizzata da sotto-ambienti di piana tidale e di laguna protetta.

I microfossili più significativi sono: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Haurania deserta*, *Siphovavulina* spp.

Il limite superiore non è in affioramento. Lo spessore in affioramento è variabile da circa 350 a 650 m.

Nel Foglio la formazione dei *Calcari* a *Palaeodasycladus* affiora in sinistra orografica del Fiume Volturno lungo il versante nord-occidentale della dorsale del Monte Tifata, e in particolare su Monte dei Lupi e Monte Sommaco, e a sud della



Fig. 8 - Particolare della stratificazione dei calcari del Giurassico Inferiore (CPL). Località C.se Cerreta.



Fig. 9 - Dettaglio della laminazione algale nei calcari del Giurassico Inferiore (CPL). Località M. dei Lupi.

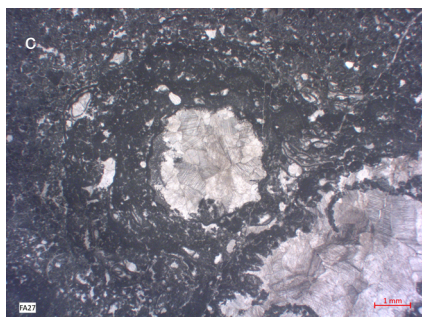
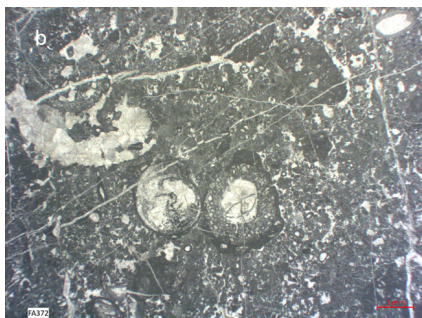
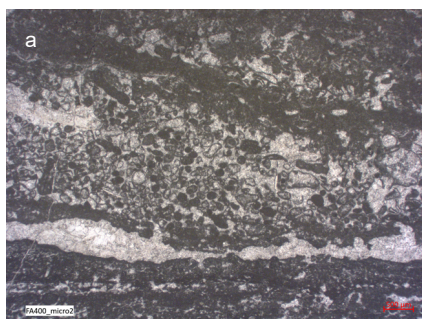


Fig. 10 - Microfacies di CPL: a) laminite microbiale con fenestrac; b) packstone a peloidi, intraclasti, gasteropodi ed alghe dasycladali (*Palaeodasycladus mediterraneus*); c) floatstone a grandi oncoidi; matrice di packstone a peloidi e intraclasti.

Collina di S. Iorio. Si rinviene inoltre in destra orografica del Fiume Volturno alla base del versante sudorientale del Monte Maiulo. In particolare, nell'area a sud della Collina di S. Iorio **CPL** risulta molto tettonizzato, in quanto costituisce parte dell'*hanging wall* del fronte del sovrascorrimento principale riconosciuto in questa località (vedi § VI). Gli affioramenti migliori in questa zona si rinvennero in prossimità di un'ampia cava in località Casino Cioffi. Nell'area del M. Maiulo si ritrovano buoni affioramenti in località Cerreta e lungo le pareti della cava presente in Masseria Cerqueta.

L'età attribuita alla formazione **CPL** è Giurassico Inferiore *p.p.* (Hettangiano *p.p.*-Toarciano *p.p.*), in conformità con quanto riportato nei fogli della carta geologica 1:50.000 del Progetto CARG. La presenza dell'alga dasycladacea *Palaeodasycladus mediterraneus* documenta la biozona omonima, inserita sia nello schema biozonale di DE CASTRO (1991) che in quello di CHIOCCHINI *et alii* (2008). Tale biozona ricade nel Giurassico Inferiore e rappresenta, in particolare, un intervallo cronostratigrafico compreso tra l'Hettangiano medio e il Toarciano inferiore *p.p.* (BARATTOLO & ROMANO, 2005; TRECALI *et alii*, 2012). L'assenza nella parte alta della successione in affioramento di macroforaminiferi indicativi della subzona a *Orbitopsella* di CHIOCCHINI *et alii* (2008) indicherebbe che per i **CPL** caratterizzanti l'unità tettonica dei M. Lattari - M. Picentini - M. Alburni siano preservati solo gli intervalli più bassi della formazione riferibili all'Hettangiano *p.p.*-Sinemuriano.

GIURASSICO INFERIORE p.p. (Hettangiano *p.p.*-Sinemuriano)

1.1.3. - calcari oolitici ed oncolitici (CDO)

Calcari bianchi e grigio-avana, più raramente calcari dolomitici e dolomie. Sono frequenti i livelli di calcareniti oolitiche, calcareniti e calciruditi con grossi oncoidi, calcareniti con foraminiferi bentonici e talora calcilutiti a ostracodi. Alcuni livelli sono ricchi in frammenti di bivalvi. Gli strati sono di spessore da 30 a 50 cm, con base netta. Si rinvennero, inoltre, livelli sottilmente stratificati e laminati tipo "*plattenkalk*", con spessore da 5 a 25 cm (Fig. 11a). In questi livelli è stata riconosciuta un'associazione fossile composta da piante terrestri, bivalvi, gasteropodi, crostacei decapodi e isopodi, larve di insetti e vertebrati (pesci) (BRAVI *et alii*, 2014) (Fig. 11b). Localmente si rinvennero fenomeni gravitativi sinsedimentari del tipo *slumping* (Fig. 12).

Nella parte più bassa in affioramento prevalgono le facies fini costituite da calcilutiti a ostracodi e calciruditi con noduli di *Lithocodium*. Nella parte alta si alternano facies calcilutitiche e calcareniti e calciruditi con oncoidi e intraclasti.

Le microfacies più frequenti sono costituite da *floatstone* a oncoidi (Fig. 13a),

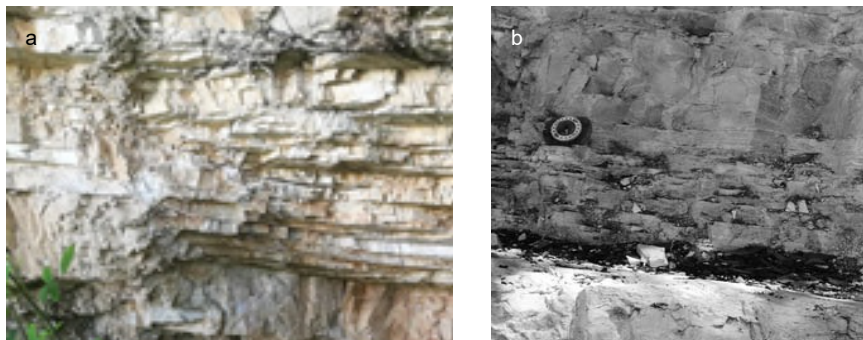


Fig.11 - a) *Stratificazione nei plattenkalk dei CDO*; b) *dettaglio della sezione campionata dei plattenkalk di Monte Fallano.*



Fig. 12 - *Slump nei calcari di M. Fallano.*

mudstone a ostracodi (Fig. 13b), *wackestone* con noduli di *Lithocodium* e foraminiferi bentonici (Fig. 13c), *grainstone* a peloidi, intraclasti micritici e foraminiferi bentonici, *packstone-grainstone* con ooliti micritiche (Fig. 13d).

Le osservazioni delle litofacies in campagna e le microfacies osservate al microscopio consentono di riferire questa formazione ad ambienti di piattaforma

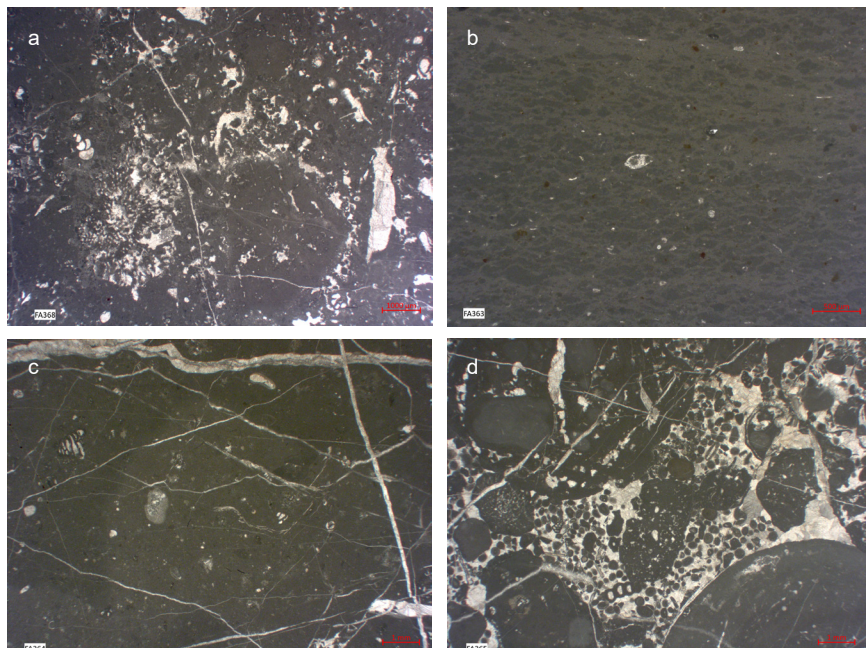


Fig. 13 - Microfacies di **CDO**: a) floastone a oncoidi. b) mudstone a ostracodi; c) wackestone con noduli di lithocodium e foraminiferi; d) grainstone a peloidi a intraclasti micritici e foraminiferi.

carbonatica interna ed in particolare a sotto-ambienti di laguna protetta e di barra subtidale.

I microfossili più significativi sono: *Redmondoides lugeoni*, *Praekurnubia crusei*, *Robustoconus tisljari* n. gen., n. sp., *Trocholina* spp., *Siphovalvulina* spp.

Il limite inferiore e quello superiore non sono in affioramento. Lo spessore è di circa 300 m.

Nel Foglio la formazione **CDO** affiora a Monte Fallano e a Monte Nizzola. Le migliori esposizioni si ritrovano lungo la strada provinciale che borda il Monte Fallano, dove sono esposti i calcari sottilmente stratificati descritti da BRAVI *et alii* (2014).

La formazione **CDO** è attribuita al Giurassico Medio *p.p.* nei fogli CARG Salerno, Sant'Angelo dei Lombardi ed 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. L'età Toarciano inferiore *p.p.* deriva dall'attribuzione a tale età della scomparsa di *Palaeodasycladus mediterraneus*, che segna il limite con la sottostante formazione **CPL**. I microfossili più signi-

ficativi dal punto di vista biostratigrafico nei campioni studiati sono costituiti da foraminiferi pfenderinidi (tra cui *Pfenderina salernitana*) e da lituolidi a parete spessa riferibili a *Redmondoides lugeoni*. Sulla base di tale contenuto micropaleontologico è possibile confermare per la porzione di **CDO** affiorante nel Foglio un'età del Giurassico Medio *p.p.* e di documentare la presenza della biozona a *Redmondoides* e della biozona a *Paleopfenderina salernitana*, che indicano il Bathoniano *p.p.* La presenza di *Mesoendothyra croatica* e *Selliporella donzellii*, segnalate da BRAVI *et alii* (2014), consente di documentare la biozona a *Selliporella donzellii* e di estendere l'età della porzione di **CDO** affiorante nel Foglio al Bajociano *p.p.* - Bathoniano *p.p.*

GIURASSICO MEDIO *p.p.* (Bajociano *p.p.*-Bathoniano *p.p.*)

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

Calcari color grigio, grigio scuro e nocciola, costituiti prevalentemente da calcilutiti e calcareniti a oncoidi e foraminiferi bentonici, e calciruditi con grossi frammenti di *Cladocoropsis mirabilis* e noduli di *Lithocodium*; localmente si rinvencono intercalazioni di calciruditi a oncoidi e intraclasti, di calcareniti oolitiche e di calcilutiti con oogoni di carofite.

Gli strati generalmente sono da medi a spessi, con base netta; talora si rinvencono banchi di spessore fino a 2 m. Nella parte bassa prevalgono le facies calcilutitiche che si alternano a frequenti livelli di calciruditi con grossi frammenti di *Cladocoropsis mirabilis*. Nella parte alta si rinvencono calcareniti con ooliti superficiali e livelli ricchi in alghe dasicladacee *Aloisalthella sulcata* (= *C. jurassica*) e *Campbelliella striata*.

Le microfacies più ricorrenti nei campioni attribuiti a questa formazione sono costituite da: *floatstone* a *Cladocoropsis mirabilis* e noduli di *Lithocodium* (Fig. 14a), *wackestone* bioturbati con noduli di *Lithocodium* (Fig. 14b) *packstone/ grainstone* a peloidi ed intraclasti (Fig. 14c), *grainstone* ad alghe dasicladacee (Fig. 14d).

Le caratteristiche stratigrafiche e le microfacies consentono di riferire questa formazione ad ambienti di piattaforma carbonatica interna caratterizzata da sotto-ambienti di laguna protetta, prevalentemente subtidali. I livelli con oogoni di carofite testimoniano la presenza di lagune costiere con flusso di acque dolci.

I microfossili più significativi sono: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Heteroporella? anici*, *Redmondoides lugeoni*, *Kurnubia palastiniensis*, *Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata*.

Il limite superiore è un passaggio per alternanza al *membro dei calcari a ooliti fibroso raggiate* (**CRQ₁**), che rappresenta la parte basale della formazione dei

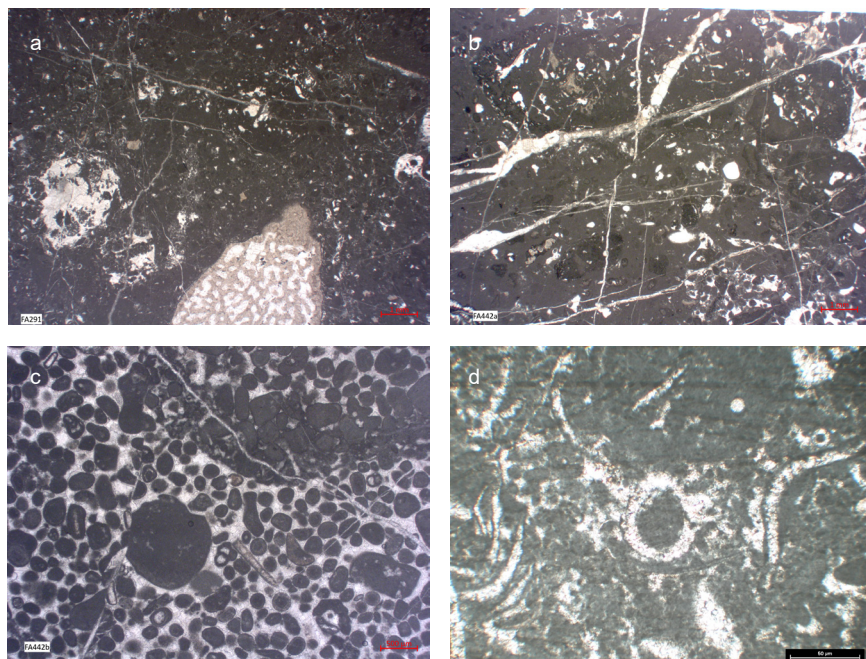


Fig. 14 - *Microfacies di CCM*: a) floatstone e rudstone a *Cladocoropsis mirabilis* e noduli di *Lithocodium*; b) wackestone bioturbati con noduli di *lithocodium*; c) packstone/grainstone a peloidi ooidi ed intraclasti; d) grainstone ad alghe *dasiclaclaceae* (*Clypeina* Jurassica).

calcarei con requienie e gasteropodi (CRQ). Il limite viene posto in corrispondenza della comparsa e del rapido aumento di frequenza dei livelli di *grainstone* a ooliti fibroso-raggiati. Lo spessore massimo in affioramento di **CCM** è di circa 400 m.

Nel Foglio **CCM** affiora estesamente in destra orografica del Fiume Volturno lungo le dorsali di Monte Maiulo-Monte Caruso-Monte S.Croce. In queste aree è ben esposto il limite superiore con **CRQ**, in particolare, lungo il versante a Nord di Monte Caruso il passaggio a **CRQ₁** è ben visibile ed è caratterizzata nella parte alta di **CCM** da livelli di calcilutiti e calcareniti bioclastiche con concentrazioni di *Clypeina jurassica* e *Campbelliella striata*. In sinistra orografica del Fiume Volturno affiora estesamente nella parte bassa del versante nordoccidentale del Monte Tifata e a Est della località Vaccheria, dove si osserva il contatto con **CRQ₁**. Ottimi affioramenti si possono osservare lungo le scarpate della cave abbandonate, in particolare in località Croce Santa.

L'età attribuita ai *calcari con* *Cladocoropsis* e *Clypeina* è diversa nei vari fogli geologici in scala 1:50.000 del Progetto 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 fogli (Caserta Est, Ercolano, S. Angelo dei Lombardi, Avellino) il limite superiore viene posto nella parte basale del Cretacico Inferiore (Berriasiano inferiore *p.p.*). L'età da attribuire al limite superiore è legata all'età attribuita alla scomparsa di *Clypeina jurassica*. CHIOCCCHINI *et alii* (2008) attribuiscono a tale evento biostratigrafico un'età coincidente con il limite Titoniano-Berriasiano. Tale evento viene invece posto nel Berriasiano inferiore da altri autori (DE CASTRO, 1991; GRANIER, 2019).

Nei campioni studiati, i microfossili più significativi per la datazione e l'attribuzione biostratigrafica sono i foraminiferi *Redmondoides lugeoni*, *Praekurnubia crusei* e *Kurnubia palastiniensis* e, nella parte alta della formazione, *Clypeina jurassica* e *Campbelliella striata*. Questi microfossili consentono di documentare le biozone a *Kurnubia palastiniensis* e a *Clypeina jurassica* di DE CASTRO (1991), che corrispondono alle biozone a *Kurnubia gr. palastiniensis* e *Clypeina jurassica* di CHIOCCCHINI *et alii* (2008). Sulla base dei dati di letteratura più recenti (GRANIER, 2019) tali biozone corrispondono a un intervallo cronostratigrafico che va dal Calloviano-Berriasiano *p.p.* Pertanto, l'età attribuita a **CCM** nel Foglio è Giurassico Medio *p.p.* (Calloviano)-Cretacico Inferiore *p.p.* (Berriasiano *p.p.*) **GIURASSICO MEDIO p.p. - CRETACICO INFERIORE p.p.** (Calloviano-Berriasiano *p.p.*)

1.1.5. - *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**)

Calcari biancastri e grigi, spesso alternati a calcari dolomitici e dolomie. Gli strati sono da medi a spessi (generalmente tra 20 e 40 cm) con base netta; talora si rinvencono bancate di spessore metrico. Nella parte bassa della formazione è stato distinto il *membro dei calcari a ooliti fibroso-raggiate* (**CRQ₁**), costituito prevalentemente da calcareniti oolitiche. Nella restante parte della formazione si alternano calcilutiti ad alghe dasicladacee, calcari stromatolitici e loferitici, calciruditi a gasteropodi a requienidi (Fig. 15a, b), calcilutiti a ostracodi e miliolidi, calcareniti e calciruditi a orbitolinidi.

Le microfacies più ricorrenti nella porzione al di sopra del membro **CRQ₁** sono costituite da *wackestone* a dasicladali e foraminiferi (Fig. 16a) *floatstone* a frammenti di requienidi e gasteropodi (Fig. 16b), *grainstone-packstone* a peloidi e intraclasti, foraminiferi bentonici e ostreidi (Fig. 16c), *floatstone* a gasteropodi in matrice di *packstone* fine a peloidi (Fig. 16d), *packstone* a oncoidi e dasicla-

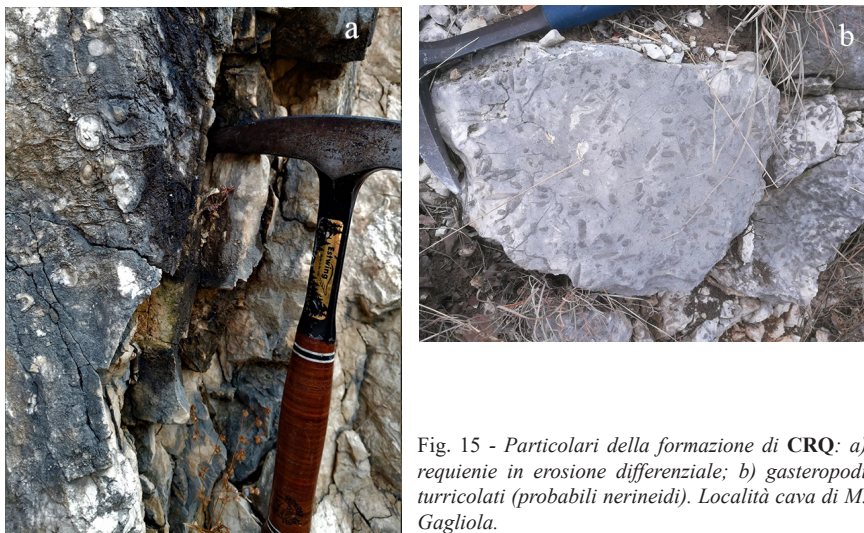


Fig. 15 - Particolari della formazione di **CRQ**: a) requienie in erosione differenziale; b) gasteropodi turricolati (probabili nerineidi). Località cava di M. Gagliola.

dali, *grainstone-rudstone* a noduli di cianofeece e intraclasti (Fig. 16e) laminite microbiale (Fig. 16f).

Le litofacies osservate in affioramento e le microfacies consentono di riferire questa formazione ad ambienti di piattaforma carbonatica interna ed in particolare a sotto-ambienti di piana tidale e di laguna da protetta ad aperta.

I microfossili più significativi sono: *Praturlonella danilovae*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Salpingoporella dinarica*, *Vercorsella laurentii*, *Vercorsella scarsellai*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Debarina hahounerensis*, *Voloshinoides murgensis*, *Dictyoconus pachimarginalis*, *Neotrocholina valdensis*, *Trocholina* spp.

Il limite superiore non è affiorante. Lo spessore massimo affiorante è circa 500 m.

I *calcari con requienie e gasteropodi* affiorano estesamente in destra orografica del Fiume Volturno. Nella pozione più orientale, lungo i versanti e il tetto delle dorsali di M. Maiulo - M. Forca - M. Caruso, è visibile la parte bassa di questa unità riferibile al membro **CRQ₁**. Nella piana campana un rilievo isolato, il Monticello, è costituito da depositi riferiti a **CRQ**. In sinistra orografica del Fiume Volturno la formazione è presente al M. Gaiola, a Coste dell'Arco, e poco più a Ovest in località Casino Vecchio e nel Monte San Leucio. In quest'area le dislocazioni della tettonica compressiva mio-pliocenica e distensiva plio-quadernaria rendono molto frammentaria la distribuzione areale dell'unità e la ricostruzione della successione. Ottimi affioramenti si ritrovano lungo le pareti delle cave ampiamente presenti nel territorio in oggetto.

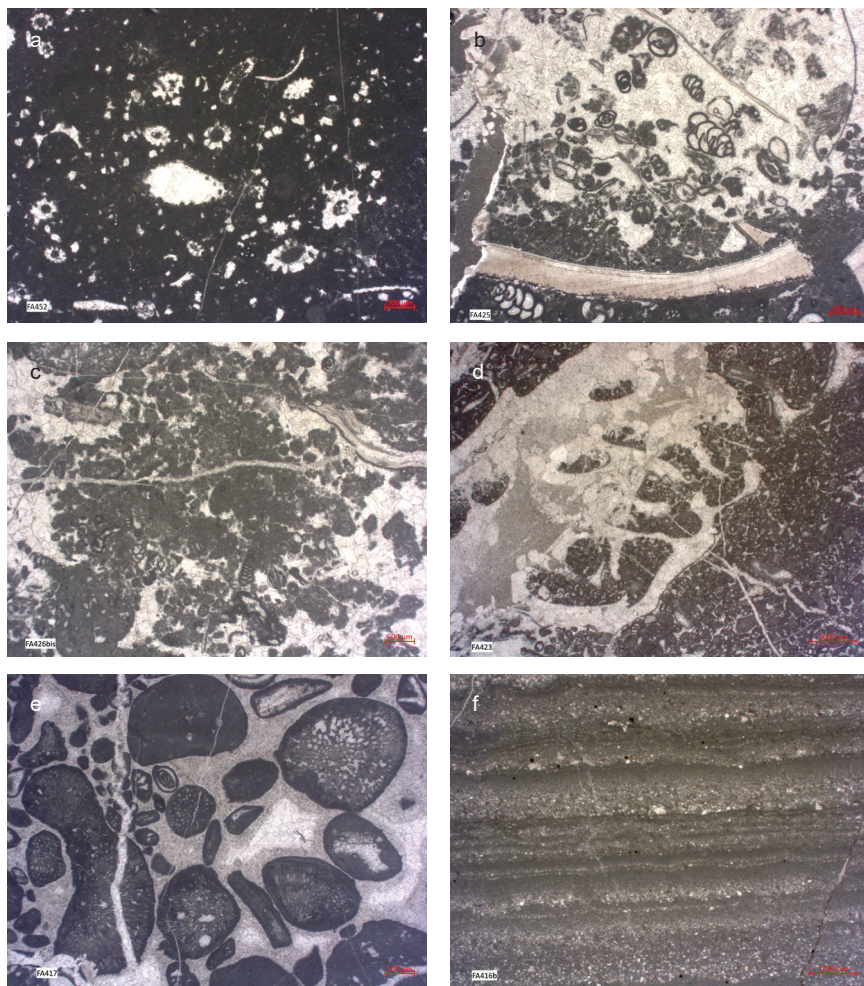


Fig. 16 - Microfacies di CRQ: a) wackestone a *dasycladali* e foraminiferi; b) floatstone e rudstone a *requenie* e gasteropodi; c) grainstone/packstone a peloidi, intraclasti, foraminiferi bentonici e ostracodi; d) floatstone a gasteropodi in matrice di packstone fine a peloidi; e) packstone-floatstone a oncoidi e *dasycladali*; f) laminite microbale.

L'età attribuita ai *calcarei con requenie 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). Dal punto di vista biostratigrafico, l'età

del limite inferiore coincide con l'età della scomparsa di *Clypeina jurassica*, che, come discusso nel paragrafo precedente, può essere posta nel Berriasiano inferiore. Il limite superiore coincide con la scomparsa di *Cisalveolina fraasi*, che è stata datata alla parte alta del Cenomaniano superiore (FRIJIA *et alii*, 2015).

Le associazioni a dasicladali e foraminiferi bentonici osservate nei campioni di **CRQ** consentono di riconoscere un intervallo biostratigrafico che va dalla biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* alla biozona a Ostracoda e Miliolidae di CHIOCCHINI *et alii* (2008). Nei campioni stratigraficamente più alti prelevati da **CRQ** riferiti a questa unità tettonica è presente *Cribellopsis arnuadae* che indica un'età Albiano *p.p.* Questi dati biostratigrafici, uniti all'assenza in affioramento del passaggio a **RDT**, indicano che la porzione affiorante di **CRQ** riferita nel Foglio ha un'età Cretacico Inferiore *p.p.* (Berriasiano *p.p.*) - Cretacico Inferiore *p.p.* (Albiano *p.p.*).

CRETACICO INFERIORE p.p. (Berriasiano *p.p.*-Albiano *p.p.*)

1.1.5.1. - membro dei calcari a ooliti fibroso-raggiate (**CRQ₁**)

Calcari grigi con subordinati calcari dolomitici e dolomie grigie in strati da medi e spessi. Nella parte bassa si alternano calcareniti oolitiche, calcilutiti a dasicladali, laminiti stromatolitiche e loferitiche, calcareniti a peloidi e calciruditi intra-bioclastiche. Nella parte alta prevalgono le calciruditi intra-bioclastiche. Si



Fig. 17 - Particolare dei livelli di breccie intraformazionali presenti in **CRQ₁**. Località M. Maiulo.

rilevano inoltre, alternate a varie altezze, livelli di breccie intraformazionali clastosostenute, con clasti a spigoli vivi di dimensione anche di 20-30 cm in scarsa matrice detritica. Questi ultimi affiorano nell'area di M. Maiulo lungo il versante meridionale e in cima a M. Forca, dove formano corpi lenticolari di spessore decametrico (Fig. 17).

Le microfacies associate ai livelli di breccie sono caratterizzate prevalentemente da *rudstone* a *grainstone* poco selezionato a intraclasti, peloidi e litoclasti di diversa composizione (Fig. 18a); i clasti più recenti sono costituiti da *grainstone* a ooliti fibroso-raggiate (Fig. 18b); si alternano a questi depositi *packstone/wackestone* con milioliti e piccoli textularidi (Fig. 18c). Per la restante parte di **CRQ₁** si riconoscono microfacies costituite da: *grainstone* con ooliti fibroso-raggiate (Fig. 18d), *floatstone* a oncoidi di *Lithocodium*/

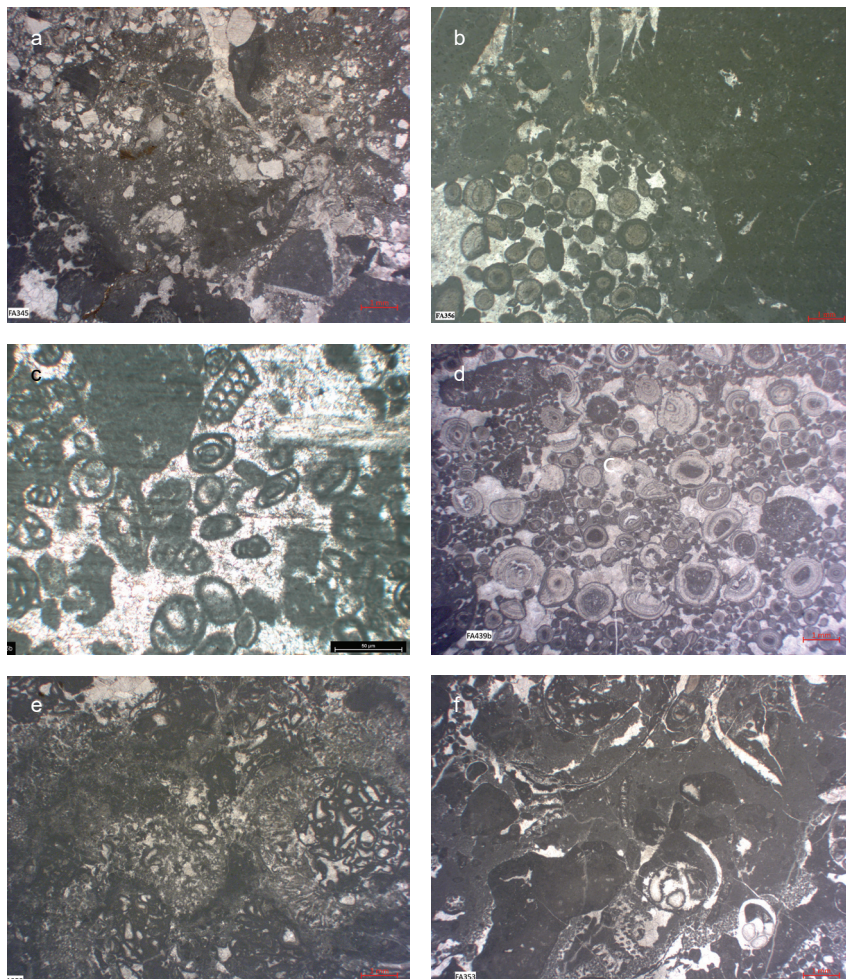


Fig. 18 - Microfacies del membro di **CRQ₁**: a) rudstone e grainstone poco selezionato a intraclasti, peloidi e litoclasti di diversa composizione; b) rudstone e grainstone con litoclasti di grainstone a ooliti fibroso raggiate; c) packstone/wackestone con milioliti e piccoli textularidi; d) grainstone con ooliti fibroso-raggiate; e) floatstone ad oncoliti di *Lithocodium/Bacinella*; f) floatstone e rudstone a gasteropodi e frammenti di bivalvi.

Bacinella (Fig. 18e), floatstone a gasteropodi e frammenti di bivalvi (Fig. 18f).

Le litofacies osservate in campagna e le microfacies consentono di riferire questo membro ad ambienti di piattaforma carbonatica interna, a bassa energia e

a luoghi con circolazione ristretta. I depositi di brecce potrebbero essere indicativi di fenomeni di instabilità gravitativa dovuti a tettonica sin-sedimentaria.

Il limite superiore, esposto lungo il versante settentrionale di M. Caruso, non è visibile perché è coperto da una sottile fascia di detrito recente. In quest'area si osserva una progressiva riduzione di frequenza, fino alla scomparsa, delle litofacies grossolane intra-bioclastiche sostituite da litotipi fango-sostenuti a requienie e gasteropodi. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 350 m.

Il contenuto fossilifero di **CRQ₁** è molto scarso ed è costituito da rari foraminiferi bentonici, prevalentemente textularidi e piccoli miliolidi. L'età attribuita a **CRQ₁** nei fogli geologici in scala 1:50.000 è Cretacico Inferiore *p.p.* (Berriasiano *p.p.*-Hauteriviano *p.p.*). Uno studio di dettaglio sulla biostratigrafia e sulle facies è stato eseguito nel Foglio n. 504 "Sala Consilina", dove è stato definito questo membro. L'intervallo biostratigrafico coperto da **CRQ₁** va dalla parte alta della biozona a *Clypeina jurassica* alla biozona a *Cuneolina laurentii* in DE CASTRO (1991).

CRETACICO INFERIORE p.p. (Berriasiano *p.p.*-Hauteriviano *p.p.*)

1.2. - UNITÀ TETTONICA MATESE - TABURNO - CAMPOSAURO

Le formazioni carbonatiche mesozoiche afferenti all'unità tettonica Matese-Taburno-Camposauro riconosciute in ordine stratigrafico, dalle più antiche alle più recenti, sono le seguenti: *Calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**), *calcari oolitici ed oncolitici* (**CDO**), *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**), *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**) e *calcari a radiolitidi* (**RDT**).

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

Calcareni e calcilutiti grigio scure e nocciola, bioclastiche, ricche di strutture vacuolari riempite di calcite (*fenestrae* e *birdseyes*) in strati di spessore tra i 30 e 70 cm. In località Leporano, una superficie di erosione caratterizza la parte alta di **CPL** individuando un corpo canalizzato costituito da calcari marnosi ocrei in cui è presente un'elevata concentrazione di gusci di bivalvi litiotidi (spessi fino a 3 cm), talora disposti con evidente imbricature. Alcuni gusci sono ricoperti da coralli coloniali incrostanti (Fig. 19).

I macrofossili più abbondanti sono gasteropodi e gusci spatizzati di bivalvi di grosse dimensioni (fino a 20 cm circa) che individuano la "Facies a *Lithiotis*" *Auct.*, riconosciuta in molte parti dell'Appennino meridionale nella parte alta di **CPL**.

Le principali microfacies sono costituite da *floatstone-rudstone* a grossi oncoidi in matrice di *packstone* fine a peloidi intraclasti e foraminiferi (Fig. 20a),

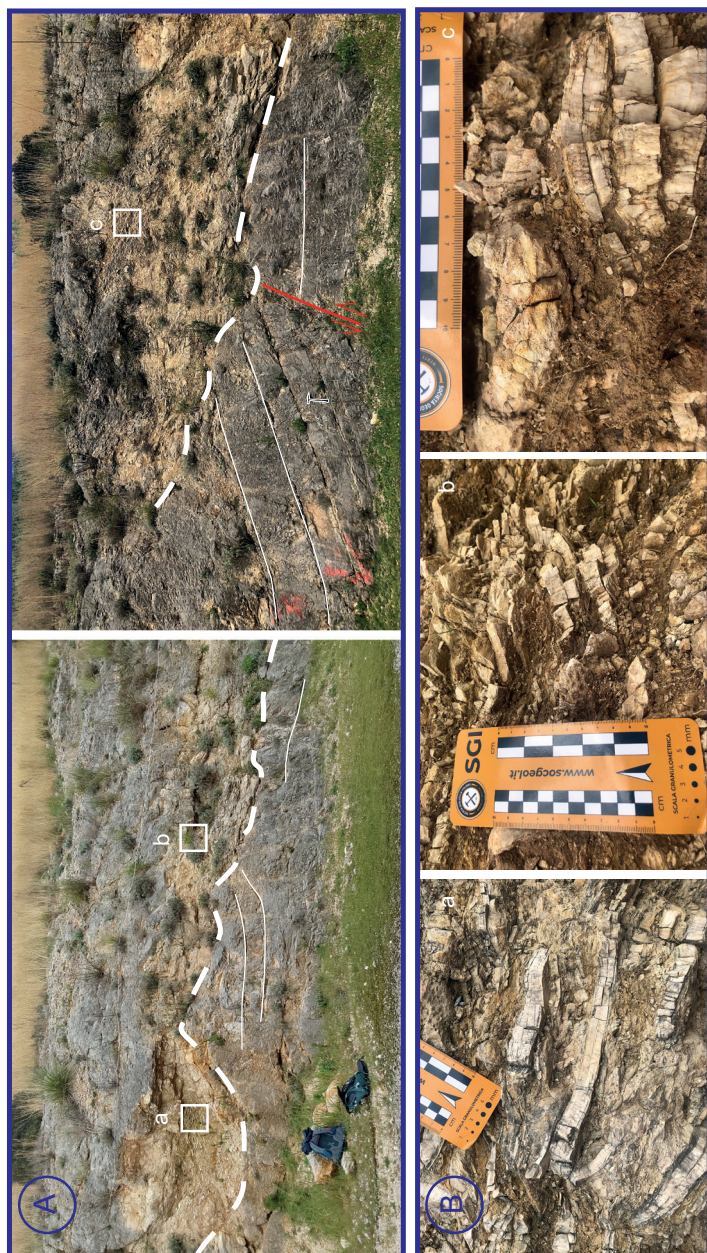


Fig. 19 - Affioramento di CPL in località Leporano: A) Panoramica: le linee bianche in tratteggio marcano una superficie di erosione canalizzata che delimita un cuneo di riempimento costituito da depositi calcarei marnosi ocrei ricchi di litoliti, nella parte alta si osserva la ripresa della sedimentazione calcarea; la linea in rosso marca una faglia normale che interessa gli strati al di sotto della superficie di erosione, le linee bianche continue evidenziano le superfici di stratificazione che risultano ruotate in prossimità della faglia. B) Dettagli di porzioni del riempimento del canale: a) gusci di litoliti che mostrano fenomeni di embriatura; b e c) sulla superficie dei gusci si rinvengono incrostazioni di coralli coloniali.

packstone a oncoidi, gasteropodi e foraminiferi (Fig. 20b), *wackestone* a foraminiferi e *thamnatoporelle* (Fig. 20c).

I microfossili più significativi sono *Thamnatoporella parvovesiculifera*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Orbitopsella praecursor*, *Lituosepta termieri*, *Lituosepta recoarensis*, *Bosniella oenensis*, *Haurania deserta*, *Siphonovulvina* spp.

Le microfacies e le litofacies osservate in campagna consentono di riferire questa formazione ad ambienti di piattaforma carbonatica interna caratterizzata da sotto-ambienti di piana tidale e di laguna protetta.

Il limite inferiore e superiore non è osservabile in affioramento. Lo spessore massimo affiorante è circa 70 m.

CPL affiora esclusivamente in località di Leporano. Nel Foglio n. 172 “Caserta” della carta geologica 1:100.000, tale affioramento è assegnato al Cretaceo Inferiore (ARTEGIANI *et alii*, 2023). L’affioramento di Leporano è di notevole interesse per la presenza di una faglia estensionale osservabile nella parte bassa della successione, rasata dalla superficie di erosione canalizzata, che suggerisce una probabile tettonica sin-sedimentaria. Inoltre, la co-occorrenza di coralli coloniali e bivalvi litiotidi non è stata finora documentata nella Piattaforma Carbonatica Appenninica e nei siti classici della Piattaforma di Trento (BROGLIO LORIGA &

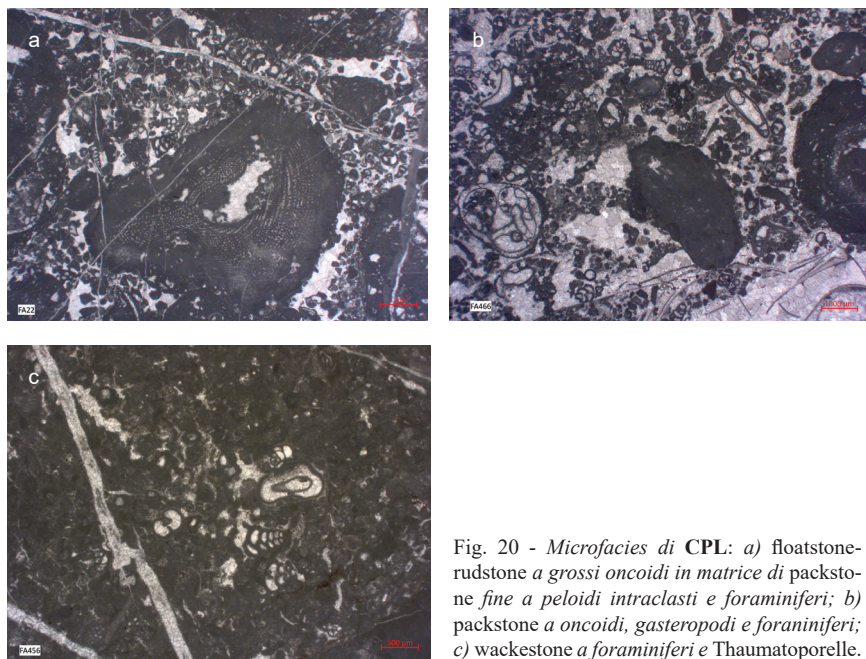


Fig. 20 - Microfacies di CPL: a) floatstone-rudstone a grossi oncoidi in matrice di packstone fine a peloidi intraclasti e foraminiferi; b) packstone a oncoidi, gasteropodi e foraminiferi; c) wackestone a foraminiferi e Thaumaporelle.

NERI, 1976; POSENATO *et alii*, 2022). Storicamente, ai coralli e ai litiotidi sono state attribuite preferenze ecologiche distinte, con i litiotidi che prosperano in acque torbide ricche di nutrienti, mentre i coralli mostrano una preferenza per le limpide acque dei mari poco profondi oligotrofici. Tuttavia, studi recenti hanno descritto depositi di scogliera con coralli e litiotidi nell'Alto Atlante centrale del Marocco (BRAME *et alii*, 2019).

L'età della formazione **CPL** da letteratura è Giurassico Inferiore *p.p.* (Hettangiano *p.p.*-Toarciano *p.p.*). La presenza dell'alga dasycladacea *Palaeodasycladus mediterraneus* consente di individuare la biozona omonima, inserita sia nello schema biozonale di DE CASTRO (1991) che in quello di CHIOCCHINI *et alii* (2008). Inoltre, la presenza di *Orbitopsella praecursor* indica la subzona omonima. Sulla base di queste indicazioni biostratigrafiche la porzione affiorante di **CPL** può essere attribuita al Giurassico Inferiore *p.p.* (Pliensbachiano *p.p.*-Toarciano inf. *p.p.*?) **GIURASSICO INFERIORE p.p.** (Pliensbachiano *p.p.*-Toarciano inf. *p.p.*?)

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

Calcari grigi e grigio scuri, bioclastici ed oncolitici, in strati da medi a spessi, talora in banchi di spessore fino a 2 m (Fig. 21).

Le microfacies più ricorrenti nei campioni prelevati da questa formazione sono costituite da: *floatstone* a *Cladocoropsis mirabilis*, con oncoidi (Fig. 22a); *wackestone-packstone* a oncoidi intraclasti micritici e foraminiferi bentonici (Fig. 22b) e da *wackestone* a oogoni di alghe caroficee (Fig. 22c).

Le microfacies e le litofacies osservate in campagna consentono di riferire questa formazione ad ambienti di piattaforma carbonatica interna ed in particolare a sotto-ambienti di laguna protetta e di barra subtidale. I livelli con oogoni di carofite sono riferibili a un sotto-ambiente di laguna costiera con influsso di acque dolci (Fig. 23).

I microfossili più significativi sono: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Lithocodium aggregatum*, *Heteroporella? anici*, *Redmondoides lugeoni*, *Kurnubia palastiniensis*.



Fig. 21 - Panoramica della dorsale di M.Pozzilo in affioramento CCM, al tetto passaggio graduale con CRQ.

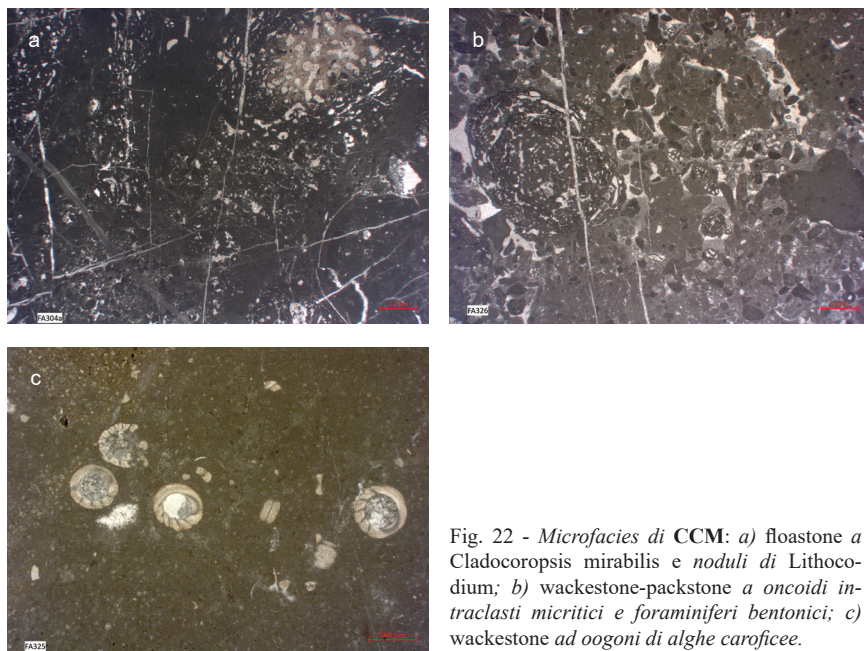


Fig. 22 - *Microfacies di CCM*: a) floestone a *Cladocoropsis mirabilis* e noduli di *Lithocodium*; b) wackestone-packstone a oncoidi in-traclasti micritici e foraminiferi bentonici; c) wackestone ad oogoni di alghe caroficee.



Fig.23 - Intervallo calcareo laminato contenente oogoni di caracee in CCM. Località M. Pozzillo.

Il limite superiore è per alternanza con **CRQ**, osservabile lungo il versante sud-occidentale del Monte Pozzillo e nell'area a Est di Monte Tutuli. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 250 m.

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 inf. *p.p.*). Nei campioni studiati, i microfossili più significativi per l'attribuzione biostratigrafica sono i foraminiferi *Redmondoides lugeoni*, *Praekurnubia crusei* e *Kurnubia palastiniensis*. Sulla base della loro presenza è possibile documentare la biozona a *Kurnubia palastiniensis* di DE CASTRO (1991), corrispondente alla biozona a *Kurnubia gr. palastiniensis* di CHIOCCHINI *et alii* (2008). Dai dati biostratigrafici e di letteratura, l'età attribuita a **CCM** è Giurassico Medio *p.p.* (Calloviano) - Cretacico Inferiore *p.p.* (Berriasiano *p.p.*). **GIURASSICO MEDIO p.p. - CRETACICO INFERIORE p.p.** (Calloviano-Berriasiano *p.p.*)

1.2.3. - *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**)

Calcari biancastri e grigi con frequenti livelli ricchi di gasteropodi e requienidi spesso alternati a calcari dolomitici e dolomie in strati da 20 a 40 cm circa (Fig. 24) fino a bancate metriche. Si rinvencono livelli di micriti verdi contenenti numerosi litoclasti calcarei da centimetrici e decimetrici (Fig. 25a, b); talora sono presenti livelli con intensa bioturbazione (*Thalassinoides*) (Fig. 26). Nella parte bassa dell'unità prevalgono calcarei micritici. Nella parte media si alternano calcilutiti a dasicladacee, calcari stromatolitici e loferitici, calciruditi a gasteropodi e requienidi (Fig. 27), calcilutiti a ostracodi e miliolidi con livelli a orbitolinidi. Nella parte alta sono presenti calcari bioclastici ad alveoline e livelli di dolomie laminate riferibili al *membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate* (**CRQ₄**).

La parte bassa di **CRQ** è osservabile a Monte Pozzillo e a Monte Tutuli, ed è caratterizzata da calcilutiti con laminiti microbiali, con strutture da disseccamento tipo *fenestrae*, che si alternano a calcilutiti a dasicladacee (fra cui *Salpingoporella annulata*) e a calciruditi con gasteropodi e foraminiferi bentonici, tra cui *Trocholina alpina* e cyclamminidi uniseriali. Le calciruditi contengono talora coralli solitari e frammenti di requienidi. La parte media è ben affiorante nella parte alta del versante settentrionale del Monte Raggeto, dove è stata descritta una successione stratigrafica di dettaglio datata attraverso l'integrazione di biostratigrafia e stratigrafia isotopica (DI LUCIA *et alii*, 2012). Nell'area del Monte Raggeto è osservabile anche il passaggio nella parte superiore al membro **CRQ₄**. Tale passaggio è marcato dalla presenza di lenti di bauxiti di colore rosso cupo (Fig 28).



Fig. 24 - Panoramica della stratificazione di **CRQ**. Località cava di Collina di S. Iorio.

Nell'area di Monte Sant'Angelo il passaggio al membro **CRQ₄** è per alternanza ed è definito dalla comparsa di alveolinidi (*Sellialveolina viallii*).

Le microfacies più ricorrenti nei calcari con *requienie* e gasteropodi sono: *floatstone* a gasteropodi, foraminiferi bentonici e dasicladali (Fig. 29a); *wackestone*

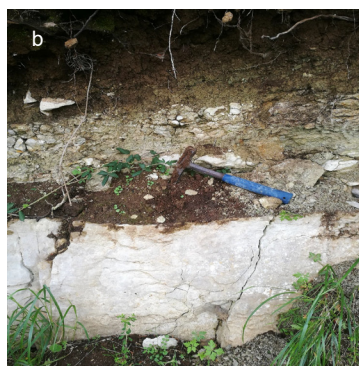
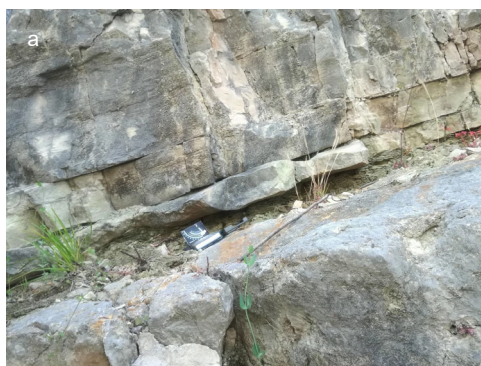


Fig. 25 - Livelli marnoso-argillosi presenti nella parte media dell'unità **CRQ**: a) località cava di Camigliano (M. Tutuli); b) località M. Raggeto.



Fig. 26 - Livelli con intensi fenomeni di bioturbazione nell'unità **CRQ**. Località M. Grande.



Fig. 27 - Livelli ricchi in requienie nell'unità **CRQ**. Località M. Grande.

a dasicladali (Fig. 29b), *floatstone* a gasteropodi, bivalvi e orbitolinidi (Fig. 29c); *floatstone* a coralli e frammenti di rudiste, *packstone* parzialmente dolomitizzato a peloidi, intraclasti e foraminiferi (Fig. 29d); laminiti microbiali (Fig. 29e).

Le litofacies osservate in campagna e le osservazioni al microscopio sulle microfacies consentono di riferire questa formazione ad ambienti di piattaforma carbonatica interna ed in particolare a sotto-ambienti di piana tidale e di laguna da protetta ad aperta.

Le associazioni di microfossili dei *calcarei con requienie e gasteropodi* sono dominate da alghe dasicladali e foraminiferi bentonici. I microfossili più significativi sono: *Salpingoporella annulata*, *Coptocampylodon fontis*, *Lithocodium aggregatum*, *Bacinella irregularis*, *Protopenereopsis ultragranulata*, *Cuneolina camposaurii*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Nezzazata isabellae*, *Sabaudia minuta*, *Palorbitolina lenticularis*, *Dictyoconus algerianus*, *Neoiraqia insolita*, *Simplorbitolina aquitana*, *Sellialveolina viallii* e *Cisalveolina fraasi*.

Il limite superiore con **RDT** è posto al tetto dei livelli con *Cisalveolina fraasi*. Lo spessore in affioramento di **CRQ** è di circa 550 m.



Fig. 28 - Lente bauxitica (**bx**) affiorante sulla cima di M. Raggeto nella parte altra di **CRQ**.

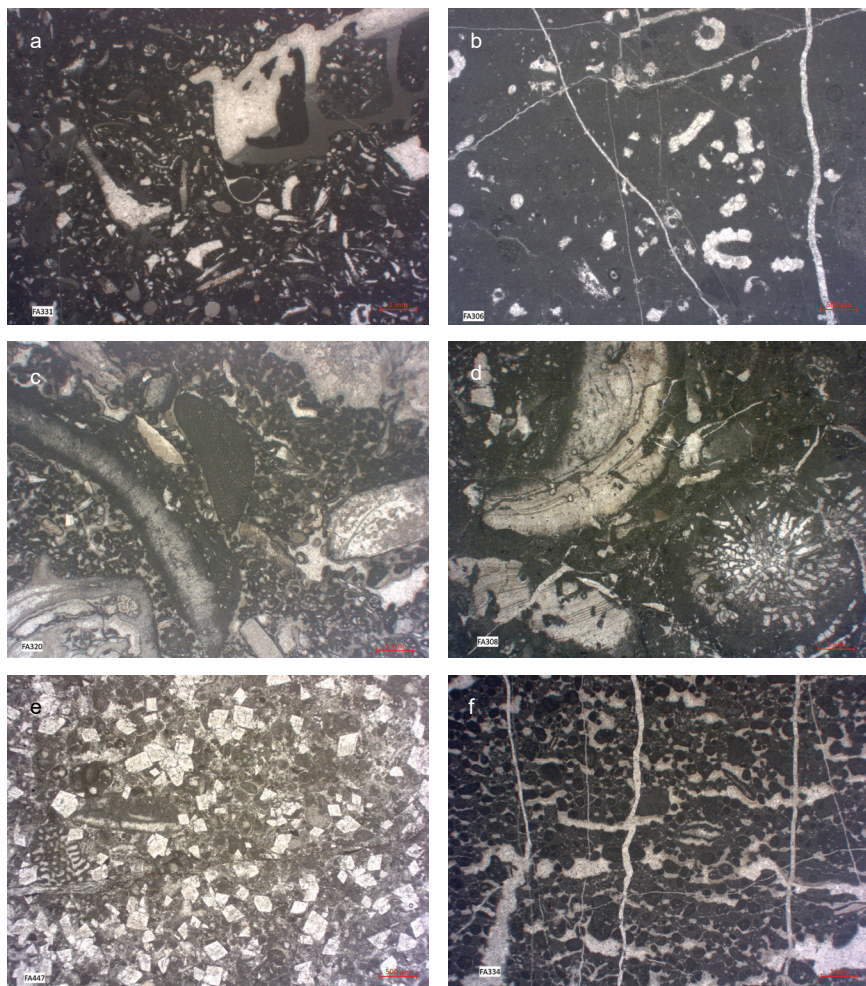


Fig. 29 - Microfacies di CRQ: a) floatstone con gasteropodi, foraminiferi e dasicladali; b) wackestone a dasicladali; c) wackestone e floatstone a gasteropodi e orbitolinidi; d) floatstone a coralli e frammenti di rudiste; e) packstone a peloidi, intraclasti e foraminiferi; f) laminiti microbiali.

I calcari con requenie e gasteropodi affiorano estesamente nell'area del Foglio. Costituiscono prevalentemente i rilievi che bordano la piana del Fiume Volturno in destra orografica dell'omonimo fiume, lambiscono gli abitati di Pignataro e Vitulazio e costituiscono le dorsali di Monte Sant'Angelo e di Monte

Tutuli. L'intera successione, se pur frammentata da dislocazioni, è esposta lungo le dorsali che da NO a SE si estendono da Monte Pozzillo, Monte Grande e Monte Raggeto. Limitati affioramenti si ritrovano in sinistra orografica del Fiume Volturno e costituiscono i rilievi della Collina di S. Iorio. Un affioramento isolato è osservabile a nordovest di Sparanise, nella pozione occidentale del Foglio.

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 salevenensis* 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 ed il tetto del Cenomaniano. In particolare, CHIOCCHINI *et alii* (2008) attribuiscono alla scomparsa di *Clypeina jurassica*, marker della biozona omonima, sottostante alla biozona a *Favreina salevenensis* e *Salpingoporella annulata*, un'età coincidente con il limite Titoniano-Berriasiano. Tale evento biostratigrafico viene invece posto nel Berriasiano inferiore da altri autori (DE CASTRO, 1991; GRANIER, 2019). L'età del tetto di **CRQ** è invece definita dalla scomparsa di *Cisalveolina fraasi*. Correlazioni basate sulla stratigrafia con gli isotopi del carbonio hanno dimostrato che tale evento biostratigrafico 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 **CRQ** 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 *p.p.*)

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

Calcari avana e grigi ben stratificati, in strati da medi a spessi, costituiti prevalentemente da *wackestone* e *packstone* peloidali, alternati a *packstone* e *grainstone* bioclastici nocciola ricchi in alveolinidi (*Sellialveolina viallii*, *Cisalveolina fraasi*) e *Cu-neolina pavonia parva*. Nella parte bassa sono presenti livelli di dolomie laminate.

Nell'area compresa tra M. Raggeto e l'abitato di Trifisco è visibile il contatto basale con **CRQ** marcato da una superficie di erosione con lembi di bauxite di colore rosso cupo. Al di sopra di questi la parte bassa di **CRQ₄** è caratterizzata da dolomie laminate e calcilutiti a ostracodi con cavità paleocarsiche con riempi-

menti di argille rossastre (Figg. 30, 31). Nella parte alta di **CRQ₄** si rinvencono calcareniti ad alveoline e livelli con gusci di gasteropodi e rudiste. Nell'area di M. Sant'Angelo è osservabile solo la parte bassa **CRQ₄**. Il contatto è in genere segnato dalla comparsa e progressiva diffusione dei livelli di calcari ad alveolinidi (*Sellialveolina viallii*).

Le microfacies più rappresentative sono costituite da *packstone* ad alveolinidi *floatstone* a gasteropodi in matrice di *packstone* fine a peloidi e foraminiferi (Fig. 32), dolomie a bande e dolomie laminate.

Le osservazioni di campagna sulle facies e le osservazioni al microscopio sulle microfacies consentono di riferire **CRQ₄** a un ambiente di sedimentazione di piattaforma interna con facies lagunari e di piana tidale.

Il limite inferiore è stratigrafico concordante, marcato talora dalla presenza di orizzonti lenticolari di bauxite (**bx**) di spessore metrico. Il limite superiore con **RDT** è netto e coincide con il *top* dei livelli a *Cisalveolina fraasi*. Spessore variabile da 100 a fino a un massimo di 200 m.

CRQ₄ affiora nell'area compresa tra M. Raggeto e la località di Triflisco e a M. S. Angelo con ottime esposizioni della parte bassa dell'unità.

La presenza di *Sellialveolina viallii* nella parte bassa **CRQ₄** e di *Cisalveolina fraasi* nella parte alta documenta un intervallo biostratigrafico compreso tra la parte alta della biozona a Ostracoda e Miliolidae e la biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli* di CHIOCCHINI *et alii* (2008). Sulla base dei dati biostratigrafici è pertanto possibile attribuire a **CRQ₄** un'età corrispondente al Cretacico Superiore *p.p.* (Cenomaniano *p.p.*)

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



Fig. 30 - Tipico aspetto della stratificazione della parte bassa del membro **CRQ₄**. Località est di Triflisco.



Fig. 31 - Dettaglio delle dolomie laminate nella parte bassa del membro **CRQ₄**. Località est di Triflisco.

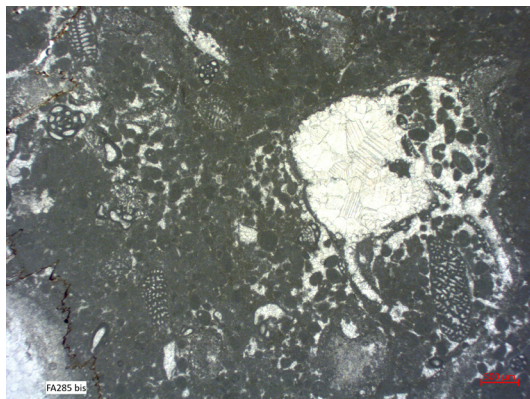


Fig. 32 - Microfacies membro di **CRQ₄**: floatstone a gasteropodi in matrice di packstone fine a peloidi e foraminiferi.

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

Calcari da grigi a nocciola, a tessitura *mudstone-wackestone*, con milioliti, *Thaumatoporella* e *Decastronema*; a luoghi con frammenti di radiolitidi. Gli strati, laddove riconoscibili, hanno uno spessore di circa 40-50 cm.

Le microfacies più frequenti in questa formazione sono costituite da *wackestone* a milioliti, *Thaumatoporella* e *Decastronema* (Fig. 33a, b), *packstone* a intraclasti e foraminiferi bentonici. Queste microfacies sono indicative di ambienti di laguna a circolazione ristretta.

I microfossili più significativi sono: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Decastronema kotori*, *Nummuloculina* cf. *irregularis*, *Moncharmontia apenninica*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Scandonea samnitica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Murgeina apula*, *Accordiella conica*, *Rotalispira scarsellai*, *Nezzazatinella* sp.

Il limite superiore non è in affioramento. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 500 m.

RDT affiora con buona esposizione in prossimità della località di Francolise; affioramenti isolati si ritrovano vicino l'abitato di Pontelano e a sud della Collina di S. Iorio.

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). Tuttavia, lavori più recenti basati sull'integrazione fra biostratigrafia e stratigrafia isotopica (FRIJIA *et alii*, 2015), indicano che il limite inferiore di **RDT**, posto in corrispondenza

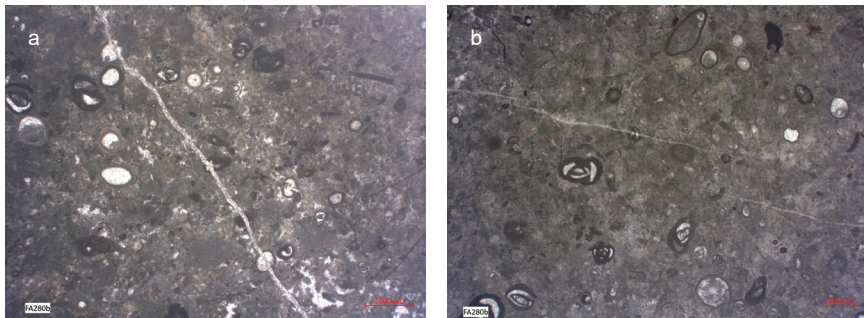


Fig. 33 - Microfacies di **RDT**: a, b) wackestone a *Decastronema kotoi*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* e *miliolids*,

scomparsa di *Cisalveolina fraasi*, è databile al Cenomaniano superiore. La biozona ad *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai* copre un intervallo cronostratigrafico molto ampio che va dal Coniaciano al Campaniano inferiore-medio. Dati gli spessori esigui di **RDT** presenti nel Foglio è probabile che sia rappresentata solo la parte bassa della formazione, che può essere attribuita al Cretacico Superiore *p.p.* (Cenomaniano superiore *p.p.* - Santoniano *p.p.*?).

CRETACICO SUPERIORE p.p. (Cenomaniano superiore *p.p.* - Santoniano *p.p.*?).

2. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICA SIN-TARDO OROGENICA

2.1. - ARENARIE DI CAIAZZO (**AIZ**)

Arenarie grossolane, microconglomeratiche, e conglomerati a composizione quarzoso-feldspatiche di colore grigio e subordinatamente quarzoso-litiche. Strati da medi a spessi con base netta talora erosiva e banchi lenticolari di spessore metrico, spesso amalgamati. Si alternano sottili livelli marnoso-siltosi. Rapporto A/P variabile da >1 a $>>1$. Si intercalano a varie altezze depositi caotici (*olistostromi*, **ol**) ad elementi extrabacinali costituiti da blocchi con dimensioni talora superiori a migliaia di metri cubi. Tali blocchi sono costituiti da calcilutiti e calcareniti, subordinatamente calciruditi grigio chiare in strati e banchi, in facies di piattaforma carbonatica *s.l.*. La matrice che ingloba tali olistoliti è molto scarsa e, quando presente, risulta costituita da sedimenti argillosi grigio azzurri, verdastri e rossastri probabilmente ascrivibili a depositi di provenienza interna al Gruppo delle Argille Variegate.

Nella porzione superiore di questa unità prevalgono i litotipi più grossolani individuando associazioni litologiche arenaceo-conglomeratiche. Si tratta prevalentemente di arenarie grossolane e microconglomeratiche in banchi amalgamati dello spessore metrico con base netta, talora erosionale. Le strutture sedimentarie sono scarse e spesso sono riconducibili ad una grossolana gradazione. Talora sono presenti alla base livelli argillosi a *clay chips*; si riconoscono a luoghi strutture da fuga d'acqua.

Nel complesso la successione descritta è ascrivibile ad ambienti deposizionali bacinali torbiditici di base di scarpata nell'ambito di un bacino tettonicamente instabile, con frequenti venute di materiale alloctono (olistoliti e olistostromi).

Nel Foglio limitrofo n. 431 "Caserta Est" la successione è ben esposta ed è caratterizzata inoltre da intercalazioni carbonatiche a varie altezze stratigrafiche prevalentemente costituite da calciruditi poligeniche con scarsa o assente matrice brunastra in strati e banchi lentiformi.

La successione è invece poco esposta in questo Foglio, affioramenti si rinven- gono in prossimità dell'abitato di Villa Santa Croce.

Il limite inferiore e superiore non è in affioramento. Spessore stimato circa 200 m.

Nel Foglio limitrofo n. 431 "Caserta Est" i campioni prelevati in questa unità sono risultati sempre sterili all'analisi biostratigrafica; pertanto, l'età di questi sedimenti è attribuibile al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore dai dati di letteratura (PATACCA *et alii*, 1992; DI NOCERA *et alii*, 1993).

TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE

3. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

3.1. - DEPOSITI DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA

3.1.1. - gruppo di Teano (GE)

La successione racchiude più depositi eruttivi di età compresa tra 482 e 371 ka (*cfr.* Foglio n. 417 "Teano"). Esigui affioramenti si rinven- gono esclusivamente nel settore nord-occidentale del Foglio, costituiti da tufi a lapilli pomicei biancastri e ceneri a composizione fonolitica, riconducibili all'attività delle fasi iniziali del vulcano di Roccamonfina "*RioRava stage*" *sensu* ROUCHON *et alii* (2008). Poggia sui depositi carbonatici. Le analisi $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su questi depositi hanno dato un'età $450,1 \pm 0,7$ ka (questo Foglio Vedi § 3.6.2.3.2.). Lo spessore è inferiore a 1 metro.

Si ritrova in un affioramento isolato nell'area a nord della località di Pignataro sui calcari di piattaforma carbonatica dove si riscontrano inoltre depositi piroclastici costituiti da lapilli pomicei ben classati ricchi di matrice fine da corrente piroclastica; un secondo affioramento si ritrova a nordest dell'abitato di Sparanise a confine con il Foglio n. 417 "Teano". Il contatto inferiore dove è visibile è con il substrato carbonatico, superiormente sono in contatto inconforme con **GLU**.

PLEISTOCENE MEDIO p.p.

3.1.2. - gruppo di Lauro (WT)

Il gruppo comprende depositi piroclastici, intercalati a paleosuoli, che individuano differenti serie di eruzioni denominate in letteratura *White Trachytic Tuffs* (GIANNETTI & LUHR, 1983), per le quali si adotta lo schema proposto in DE RITA & GIORDANO (1996) e GIORDANO (1998) che le suddivide in quattro unità. Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ compresa tra $322 \pm 4,0$ ka (GIANNETTI & DE CASA, 2000, ricalcolate in LEICHER *et alii*, 2023) e ca. 305 ka (cfr. Foglio n. 417 "Teano"). Affiora esclusivamente l'unità superiore di questo gruppo, la formazione di Galluccio.

3.1.2.1. - formazione di Galluccio (GLU)

L'unità è costituita da tufi poco litificati e cineriti fini con laminazioni da parallele a incrociate. Si rinvencono orizzonti ricchi di pomici quasi senza matrice, lenticolari a composizione trachitica. Si rinvencono esclusivamente presso il Borgo Miglioizzi nella parte settentrionale del Foglio in prossimità del limite con il Foglio n. 417 "Teano". Spessore in affioramento non superiore a 5 m. Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $305,8 \pm 1,2$ - $304,6 \pm 1,4$ ka (cfr. Foglio n. 417 "Teano").

PLEISTOCENE MEDIO p.p.

3.2. - UNITÀ DISTINTE IN BASE DEL BACINO DI PERTINENZA - PIANA CAMPANA

3.2.1. - *Aree perivulcaniche*

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

Il supersintema Flegreo-Ischitano comprende tutti i depositi sedimentari e vulcanici che hanno generato il riempimento del Graben Campano e che sono 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.

PLEISTOCENE INFERIORE? - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

3.2.1.2. - sintema di S. Prisco (**PIS**)

Il sintema è delimitato alla base da una superficie di erosione sul substrato carbonatico e al tetto da un paleosuolo presente alla base del *Tufo Grigio Campano* (**TGC**). È formato da due distinte unità litostratigrafiche composte da successioni clastiche carbonatiche che hanno prodotto diverse generazioni di detrito di versante e da due unità piroclastiche riferibili ad eruzioni provenienti da diversi centri eruttivi. Alle unità detritiche che bordano i rilievi carbonatici delle fasce pedemontane sono intercalati i prodotti piroclastici in giacitura primaria. Dalle analisi composizionali questi prodotti sono stati attribuiti a due differenti centri eruttivi di cui il più antico è riferibile all'edificio vulcanico del Roccamonfina (gruppo di Lauro, WT), con età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ compresa tra $322 \pm 4,0$ ka (GIANNETTI & DE CASA, 2000; ricalcolate in LEICHER *et alii*, 2023) e ~ 230 ka (GIANNETTI & DE CASA, 2000). I depositi più recenti sono attribuiti ai centri eruttivi dei Campi Flegrei, tra cui il *cluster* eruttivo compreso tra ~ 109 ka e ~ 92 ka che include le piroclastiti di Triflisco (FERNANDEZ *et alii*, 2024) e le piroclastiti di Trefola *sensu* ORSI *et alii* (1996). Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ compresa tra $59,6 \pm 1,6$ ka e $39,85 \pm 0,14$ ka (PAPPALARDO *et alii*, 1999).

PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.



Fig. 34 - *Affioramento delle breccie stratificate carbonatiche di S. Angelo in Formis. Località S. Angelo in Formis.*



Fig. 35 - *Affioramento delle breccie stratificate carbonatiche di S. Angelo in Formis, in evidenza l'intensa dissezione ad opera del decorso fluviale recente. Località S. Angelo in Formis.*



Fig. 36 - *Intercalazioni di vulcaniti visibili lungo una strada secondaria. Località S. Angelo in Formis.*

3.2.1.2.1. - brecce di S. Angelo in Formis (AFM)

Il deposito è formato da brecce eterometriche con clasti calcarei e marnosi provenienti dallo smantellamento delle sottostanti unità carbonatiche e forma un corpo detritico omogeneo posto a circa 290 m s.l.m. (Fig. 34), queste risultano sospese rispetto al livello di base locale e fortemente incise dal torrente che da M. dei Lupi scende verso l'abitato di S. Angelo in Formis (Fig. 35). Le brecce sono a supporto clastico e ben cementate, in assetto stratoide e con strati da medi a spessi. Sono presenti intercalazioni di lenti vulcaniche a composizione trachitica (Fig. 36). In base alla composizione chimica (vedi § 3.6.2.3.1.) le vulcaniti intercalate all'unità **AFM** possono essere attribuite ai prodotti del *gruppo di Lauro (WT)*, in particolare all'unità di letteratura LWTT-UD riferibile ad eruzioni dell'edificio vulcanico del Roccamonfina ("*Lower White Trachytic Tuff*" - Unità UD età: 308 ± 2 ka di GIANNETTI & DE CASA, 2000). Lo spessore è di circa 50 m. Considerazioni morfostratigrafiche e attribuzioni cronologiche delle vulcaniti hanno consentito di assegnare l'unità **AFM** al Pleistocene Medio *p.p.*

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

3.2.1.2.2. - piroclastiti di Vitulazio (VZA)

L'unità affiora appena fuori del centro abitato di Vitulazio, nei pressi di una cava in calcari a valle di M. Tutoli ad una quota di circa 70 m s.l.m. Si ritrova direttamente in appoggio sul substrato carbonatico (Fig. 37). È formata da alternanze in strati decimetrici di lapilli pomicei di colore avana e livelli cineritici a composizione trachitica (Fig. 38), riconducibili a prodotti da caduta legati all'attività



Fig. 37 - Contatto stratigrafico di **VZA** sulle unità carbonatiche. Località M. Tutoli.



Fig. 38 - *Dettaglio della stratificazione delle piroclastiti di Vitulazio (VZA). Località M. Tutuli.*

pre-TGC dei Campi Flegrei (vedi § 3.6.2.4.1.). I prodotti sono equivalenti al *ciclo eruttivo dell'ignimbrite di Taurano* o della *Campanian Volcanic Zone* (DE VIVO *et alii* 2001; ROLANDI *et alii*, 2003). Lo spessore è di circa 7-8 metri. Le analisi $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su questi depositi hanno dato un'età di $172,5 \pm 0,6$ ka (vedi § 3.6.2.3.2.). **PLEISTOCENE MEDIO p.p.**

3.2.1.2.3. - piroclastiti di Triflisco (IFL)

L'unità affiora in destra idrografica del Fiume Volturno, nei pressi della località Triflisco (Fig. 39). È formata da prodotti piroclastici da caduta formati da lapilli



Fig. 39 - *Dettaglio dei contatti tra le piroclastiti di Triflisco (IFL) e il TGC. Località Triflisco.*

pomicei da grigio al rosa e livelli di cenere a composizione fonolitica-trachitica, riconducibili all'attività dei Campi Flegrei del ciclo eruttivo pre-TGC. Le analisi composizionali sono discusse nel paragrafo 3.6.2.4.1. Nella località tipo, **IFL** raggiunge in affioramento uno spessore massimo di circa 2 m ed è delimitata a tetto e al letto da orizzonti pedogenetici (paleosuoli). Al disopra dell'unità poggia il *Tufo Grigio Campano* (TGC). **IFL** si ritrova inoltre intercalata nella parte bassa di **LCU** con spessori decimetrici (vedi § 3.6.2.1.). Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $92,8 \pm 0,4$ ka (FERNANDEZ *et alii*, 2024).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

3.2.1.2.4. - breccie di Colle de Luca (**LCU**)

Il deposito affiora a circa 98 m di quota s.l.m. lungo i bordi esterni di una cava in carbonati in località Croce Santa. L'unità è formata da breccie eterometriche da stratificate a massive con clasti carbonatici, in abbondante matrice sabbioso-ghiaiosa, calcarea e subordinatamente vulcanoclastica e con grado di cementazione variabile (Figg. 40, 41). In questa unità si intercalano due livelli di vulcaniti in



Fig. 40 - Affioramento delle breccie carbonatiche di Colle de Luca contenenti le intercalazioni vulcanoclastiche (V1: piroclastiti di Triflisco - **IFL**, V2: piroclastiti di Trefola) . Località Croce Santa.



Fig. 41 - Dettaglio delle brecce in assetto stratoide. Località Croce Santa.

particolare, nella parte alta sono intercalati livelli piroclastici da caduta di circa 60 cm formati da lapilli pomicei chiari ben classati a composizione fonolitica, riconducibili all'attività dei Campi Flegrei (piroclastiti di Trefola *sensu* ORSI *et alii*, 1996; età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ compresa tra $59,6 \pm 1,6$ ka e $39,85 \pm 0,14$ ka; PAPPALARDO *et alii*, 1999). Nella porzione inferiore delle brecce si intercalano localmente livelli piroclastici attribuibili alle piroclastiti di Triflisco (**IFL**) (vedi § 3.6.2.1.). Lo spessore dell'intera successione detritica varia da alcuni metri a qualche decina di metri. L'attribuzione cronologica delle vulcaniti intercalate nella unità **LCU** ha permesso di assegnarla al Pleistocene Superiore *p.p.*

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

3.2.1.3. - Tufo Grigio Campano (**TGC**)

Il **TGC** affiora estesamente nel Foglio nella zona di raccordo tra la fascia pedemontana e quella di pianura, si ritrova inoltre nelle valli dissecata dal T. S.

Giovanni che separa i rilievi collinari di M. Maiulo (ad nord-est) e M. Grande (a sud-ovest). È costituito da un tufo cineritico scoriaceo di colore grigio scuro o giallastro per zeolitizzazione, generalmente litoide con diverso grado di liti-ficazione, a diversa tessitura; si rinven-gono 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 affio-ramenti, non cartografate. In particolare, la litofacies più profonda è osservabile prevalentemente alla base di tale unità nei sondaggi effettuati nell'ambito di que-sto Foglio (vedi § 3.4.) ed è costituita da depositi cineritico-sabbiosi, incoerenti, di colore grigio scuro, contenenti grosse scorie e pomici. Nei sondaggi CARG ta-lora 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 (Fig. 42) 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). La litofacies superiore (Fig. 43). è caratterizzata da un tufo lapideo con colorazione giallastra legata a processi di



Fig. 42 - Particolare della litofacies intermedia del TGC costituita da tufo cineritico lapideo grigio scuro con frequenti scorie grigie e nere e, subordinatamente, litici lavici. Località Collina di S. Iorio.



Fig. 43 - Particolare della litofacies superiore del TGC costituita da tufo lapideo con colorazione giallastra legata a processi di zeolitizzazione. Contatto superiore con i depositi b₇. Località S. Prisco.

zeolitizzazione (facies molto ossidate con zeoliti e idrossidi di ferro). 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*, 1993; 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 metri, in affioramento fino a 80 metri in sottosuolo (vedi § 3.4). Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $39,85 \pm 0,14$ ka (GIACCIO *et alii*, 2017 *cum bibl.*).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

3.2.1.4. - Tufo Giallo Napoletano (TGN) (cfr. unità di Casalnuovo-Casoria CCU - Foglio n. 430 “Caserta Est”)

Il **TGN** affiora nell’area sud-occidentale del Foglio, nei settori di raccordo pedemontani tra la piana alluvionale e i rilievi appenninici. È stato inoltre riscontrato, talora, anche nel sottosuolo in sondaggi eseguiti nel Foglio, ubicati in sinistra idrografica del Fiume Volturno. I depositi riferibili a questa unità sono costituiti da un’alternanza di livelli decimetrico-centimetrici di ceneri e lapilli pomicei grigio chiari da caduta, la parte bassa è laminata (Fig. 44). I depositi costituiscono la tipica litofacies medio-distale del *Lower Member* descitta da SCARPATI *et alii* (1993); WOHLLETZ *et alii*, (1995). La composizione è alcali-trachitica.

Il **TGN** ha una estesa distribuzione nel Foglio n. 431 “Caserta Est”, come ad es. in località S. Marco Evangelista (PUTIGNANO *et alii*, 2007). Nell’area del Foglio in oggetto, affioramenti significativi sono presenti nei dintorni di S. Angelo in Formis. Lo spessore in affioramento non supera i 2 metri.



Fig. 44 - Dettaglio del contatto del **TGN** su **TGC** pedogenizzato (paleosuolo), al di sopra sono presenti conoidi di origine mista (i) in contatto erosionale. Località S. Angelo in Formis.

I prodotti del **TGN** poggiano sul tetto del **TGC** che appare fortemente pedogenizzato e sono ricoperti da depositi alluvionali di origine torrentizia (**i**). Localmente, i prodotti del **TGN** sono completamente erosi dai depositi alluvionali a causa del loro esiguo spessore. Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 14,5 $\pm$ 0,4 ka (DEINO *et alii*, 2004).

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

3.2.1.5. - 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 numerati con acronimi che vanno dal **VEF₁** al **VEF₁₂** (cfr. fogli 431 Caserta est, 446-447 Napoli e 448 Ercolano). Di questi subsintemi nell'area sud-occidentale del Foglio affiorano esclusivamente i due subsintemi dell'Agro-nocerino-sarnese (**VEF₂**) e di Contrada Romano (**VEF₁₂**). Nell'area del Foglio sono stati riconosciuti tre ulteriori unità sintemiche: il **VEF₁₃** (*subsintema di Masseria Pugliese*), il **VEF₁₄** (*subsintema di Capua*) e il **VEF₁₅** (*subsintema di Cancellor-Arnone*). Queste unità formano i depositi più recenti presenti esclusivamente nella piana alluvionale del Fiume Volturno ed occupano arealmente all'incirca i 2/3 dell'intera area del Foglio. L'attribuzione dei depositi ai diversi subsintemi è stata fatta supportata dai caratteri tessiturali e granulometrici dei pochi depositi rinvenuti in affioramento che sono stati integrati dalle informazioni provenienti dalle 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, affioranti nel settore orientale del Fiume Volturno, immediatamente a valle della stretta di Triflisco, rappresentate dal *subsintema di Masseria Pugliese* (**VEF₁₃**), a conoidi alluvionali con depositi in facies distale presenti nella porzione centrale del Foglio che formano il *subsintema di Capua* (**VEF₁₄**). L'unità più recente è formata dai depositi del *subsintema di Cancellor-Arnone* (**VEF₁₅**) in cui sono state distinte due facies deposizionali una di piana di esondazione fluviale (**b**) e l'altra di ambiente palustre (**e₃**). Questi tre subsintemi poggiano in contatto erosivo sul *Tufo Grigio Campano* (**TGC**) nel settore settentrionale e nord-orientale del Foglio fino al centro abitato di Santa Maria Capua Vetere e che forma la fascia pedemontana di raccordo con i rilievi retrostanti. Nel settore meridionale e in quello sudorientale le unità sintematiche poggiano sui prodotti del *Tufo Giallo Napoletano* (**TGN**) rappresentato dall'alto morfologico di Casal di Principe e Villa Literno e sui depositi appartenenti ai *subsintemi dell'Agro-Nocerino-Sarnese* (**VEF₂**) e di *Contrada Romano* (**VEF₁₂**) che sono ubicati lungo la depressione morfologica drenata dai Regi Lagni, tra gli abitati di Casaluze e Marcanise.

La presenza di livelli discontinui di torbe intercalate nelle successioni clastiche delle unità alluvionali ha consentito di riconoscere la presenza di momenti in cui non avveniva deposizione nella piana fluviale. La datazione assoluta al radiocarbonio dei primi livelli di torbe riconosciute al tetto di differenti unità ha infine fornito preziose informazioni sull'inizio della sedimentazione olocenica nella piana del Volturno (vedi § 3.6.3).

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

3.2.1.5.1. - subsistema dell'Agro-nocerino-sarnese (**VEF₂**)

Il subsistema è presente esclusivamente nel vertice sudorientale del Foglio, a circa 2 km a sud dell'abitato di Marcianise ed è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione, presente al tetto dei depositi del sottostante *Tufo Giallo Napoletano* (**TGN**) e la superficie topografica. L'unità è formata da due associazioni deposizionali una di piana fluviale (**VEF_{2b}**) ed una di ambiente palustre (**VEF_{2e3}**). Il deposito fluviale è formato da sabbie e limi con intercalazioni di livelli vulcanoclastici distali e medio-distali. I clasti sono di natura vulcanica e carbonatica sabbioso-ghiaiosa. Localmente, nelle aree a morfologia depressa, sono presenti coltri colluviali e detritico-colluviali non cartografabili. Il deposito palustre è formato da limi e talora sabbie di colmata delle bonifiche del Regi Lagni, localmente limi argillosi e livelli sabbiosi fini. Lo spessore complessivo della successione riconosciuta da sondaggi geognostici non supera i 3-4 metri, sia per i depositi lacustri che quelli fluviali.

OLOCENE p.p.

3.2.1.5.2. - subsistema di Contrada Romano (**VEF₁₂**)

I depositi di **VEF₁₂** sono ubicati in prossimità dell'abitato di Casaluce, in sinistra idrografica della depressione valliva dei Regi Lagni e afferiscono all'area dei Campi Flegrei. **VEF₁₂** è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione (paleosuolo) presente al tetto dei sottostanti prodotti del *Tufo Giallo Napoletano* (**TGN**) e la superficie topografica. La superficie basale dell'unità è stata riconosciuta nel sottosuolo da sondaggi geognostici che hanno evidenziato la presenza di un paleosuolo di colore ocreo al tetto del **TGN**. Nell'unità sono inclusi depositi vulcanoclastici legati a diverse eruzioni e riferiti al periodo flegreo post-**TGN** costituiti prevalentemente da cineritici con stratificazione sottile e con intercalazioni di lapilli pomicea da caduta. Lo spessore di **VEF₁₂** nei sondaggi non supera i 5 metri.

OLOCENE p.p.

3.2.1.5.3. - unità della pianura alluvionale del Fiume Volturno

3.2.1.5.3.1. - subsintema di Masseria Pugliese (VEF₁₃)

I depositi appartenenti a questa unità sono ubicati in prossimità della stretta valliva di Triflisco e sono distribuiti su una superficie terrazzata in sinistra idrografica del Fiume Volturno a quote variabili da circa 43 m a 27 m s.l.m. Il subsintema è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione, presente al tetto del *Tufo Grigio Campano* (TGC) e la superficie topografica ed è formato da sabbia e limo grigio-giallastro sottilmente stratificati, contenenti localmente livelli e/o lenti di torba a luoghi ricoperta da una sottile coltre eluvio-colluviale di spessore non cartografabile. Il deposito presenta una associazione di facies riconducibile ad un apparato di conoide alluvionale che attualmente appare completamente inciso dal Fiume Volturno e dai suoi tributari, formando superfici terrazzate poste a circa 9-10 m rispetto all'alveo attuale. Lo spessore del deposito non supera i 3-4 m. Nel sottosuolo facies prettamente alluvionali afferenti a tale subsintema si rinvenivano nella parte medio alta della piana del Fiume Volturno, che passano nei settori più centrali a depositi di ambiente palustre/lacustre (vedi § 3.6.3).

Riguardo l'età di questo subsintema indicazioni provengono dai livelli di torbe presenti alla base dei depositi correlati a VEF₁₃ nel sottosuolo e da quelli che costituiscono la parte basale del subsintema più recente (VEF₁₄) (vedi § 3.6.3). La datazione radiometrica realizzata su questi campioni ha fornito una età variabile per la base da circa 9200 a 7965 anni e per il tetto circa 6000 anni.

Tale unità nel contiguo Foglio n. 429 "Mondragone" ha fornito una età della base più antica che arriva a circa 11000 anni e dunque appare lecito assegnare l'unità all'intervallo cronologico Pleistocene superiore p.p. - Olocene.

OLOCENE INFERIORE p.p. - OLOCENE MEDIO p.p.

3.2.1.5.3.2. - subsintema di Capua (VEF₁₄) (cfr. sintema di Limatola LMH_b p.p. del Foglio n. 431 "Caserta Est")

I depositi del subsintema affiorano nella porzione centrale del Foglio e sono ben esposti per circa 10 m di spessore in prossimità dell'abitato di Capua grazie alla profonda incisione verticale prodotta dal Fiume Volturno che ha generato terrazzi fluviali posti a circa 5-7 metri rispetto all'alveo attuale. Il subsintema è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione, presente al tetto dei sottostanti depositi del *subsintema di Masseria Pugliese* (VEF₁₃) e la superficie topografica.

Il deposito è formato da sabbia e limo grigio-giallastro con stratificazione centimetrica a composizione vulcanoclastica che affiora nelle aree centrali della piana e da detrito calcareo che si ritrova in prossimità dei rilievi. Localmente sono presenti intercalazioni di lenti e/o livelli di ghiaia a ciottoli calcarei e sabbia, sabbia limoso-argillosa grigia e bruno-giallastra con lapilli scoriacei e pomice rimaneggiate; meno frequenti sono le intercalazioni di argilla grigio nerastra e azzurrognola e di livelli torbosi (Fig. 45). L'unità è associabile ad una successione di conoide alluvionale, localmente coperta da una sottile coltre eluvio-colluviale non cartografabile. Lo spessore del deposito non supera i 10 m. Appartengono all'unità anche i depositi di conoide alluvionale con estensione areale ridotta che sono stati generati in prossimità della fascia pedemontana della piana, nel settore settentrionale del Foglio.

Nel sottosuolo sono state osservate facies prettamente alluvionali fino alla parte media della piana del F. Volturno e che passano a depositi lacustri nelle aree centrali e sud-occidentali, e a sedimenti palustri in quelle più occidentali (vedi § 3.6.3.)

La datazione radiometrica di alcuni campioni di torba prelevati alla base della successione ha fornito una età di circa 5750 anni che potrebbe tentativamente essere messa in relazione alla fase di progradazione della piana fluviale verso l'adiacente piana costiera con la conseguente formazione dell'apparato deltizio del Fiume Volturno, avvenuta dopo l'*high stand* di 6 ka.

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



Fig. 45 - Livelli di torba ricoperti da un deposito di conoide costituito da blocchi e ciottoli di TGC in VEF_{14b}. Località Ponte di Annibale.

3.2.1.5.3.3. - subsistema di Cannello-Arnone (VEF₁₅)

I depositi del subsistema sono ubicati nella porzione occidentale del Foglio e nella fascia golenale della piana di esondazione del Fiume Volturno a partire dall'abitato di Capua. Piccoli lembi isolati sono altresì presenti a tergo della stretta di Triflisco, nel settore orientale del Foglio, in prossimità dell'alveo fluviale del Fiume Volturno. Il subsistema è compreso tra la discontinuità erosiva e/o di non deposizione presente al tetto del *subsistema di Capua* (VEF₁₄) e la superficie topografica.

L'unità è composta da diverse associazioni di facies, in parte interdigitate tra loro e che individuano nel complesso cinque distinti depositi (cfr. Foglio n. 429 "Mondragone"). Nell'area del Foglio affiorano solo due facies sedimentarie rappresentate dal deposito palustre (e₃) e da quello alluvionale (b).

La prima facies è composta da limo sabbioso, sabbia limoso-argillosa e argilla con spessori decametrici in cui sono presenti orizzonti o lenti di materiale torboso. Sono presenti, inoltre, frequenti intercalazioni di lenti e/o livelli di sabbia limosa e/o ghiaiosa di origine alluvionale legata a paleocanali naturali o artificiali. L'unità rappresenta un deposito di colmata di meandri abbandonati e/o segmenti golenali, un deposito di bonifica e/o di colmata di depressioni acquitrinose e lagunari bonificate. A luoghi sono presenti gusci e frammenti di fauna dulcicola che testimoniano la presenza di un ambiente deposizionale palustre (VEF_{15e3}) (cfr. con VEF_{2e3} nel F. 446-447 "Napoli"). Lo spessore del deposito determinato da sondaggi geognostici, nel complesso non supera i 5-6 m.

Il deposito alluvionale (VEF_{15b}) è formato prevalentemente da sabbia, e subordinatamente da sabbia limoso-argillosa grigia e bruno-giallastra e da limo, con livelli distinti di lapilli pomicei e scoriacei rimaneggiati, argilla grigio nerastra e azzurrognola, talora coperta da una sottile coltre eluvio-colluviale di spessore non cartografabile. Sono presenti intercalazioni di lenti e livelli ghiaioso-sabbiosi a composizione prevalentemente vulcanoclastica e subordinatamente carbonatica e lenti di torbe. Rappresenta un 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 del Fiume Volturno. Lo spessore del deposito nel complesso osservabile nel sottosuolo non supera i 10 m.

Il deposito del subsistema rappresenta il risultato delle ultime fasi di esondazione del Fiume Volturno ed è caratterizzato da una variabilità di facies visibile anche in affioramento collegata alle aree di canale e/o argine di canale del Fiume Volturno. La datazione radiometrica di campioni di torba ha fornito un'età indicativa che varia da 1700 a 2000 anni e che consente quindi ai depositi del subsistema di arrivare fin quasi all'attuale. I livelli di torba che caratterizzano la parte

superiore della successione olocenica del VEF₁₅ sono probabilmente legati alle ultime fasi aggradazione della piana connesse alla ciclicità trasgressivo-regressiva a piccola scala che è stata correlata alle variazioni climatiche storiche nell'area mediterranea (periodo caldo romano in ORTOLANI & PAGLIUCA, 1999).

OLOCENE SUPERIORE p.p.

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

3.3.1. - *depositi continentali completamente formati*

3.3.1.1. - deposito di origine mista (i)

Deposito torrentizio ubicato allo sbocco dei principali canali erosivi provenienti dalle aree montane e pedemontane retrostanti e che genera apparati conoidali con forma planimetrica da subcircolare a telescopica (Figg. 46, 47). L'unità è composta da clasti calcarei sciolti a spigoli vivi e/o subarrotondati, eterometrici



Fig. 46 - Dettaglio del deposito di conoide alluvionale di origine mista (i) in appoggio sul TGC pedogenizzato a nord di S. Prisco.



Fig. 47 - Dettaglio del deposito di conoide alluvionale di origine mista (i) in appoggio sul TGN a nord di S. Angelo in Formis.

e con assetto massivo o stratoide, con intercalazioni di sabbia grossolana e ghiaia sabbiosa con strutture erosivo-deposizionali legate a processi di tipo gravitativo o da flusso idrico trattivo. Lo spessore del deposito in affioramento è superiore ai 2 metri. I depositi di origine mista, allo sbocco nella fascia pedemontana poggiano sulle vulcaniti del TGC e talora del TGN, pertanto l'età è riferibile al Pleistocene Superiore *p.p.* Tali depositi costituiscono la prima generazione di conoidi prodotte e sono reincise dalla rete idrografica a seguito dell'abbassamento del livello di base dell'erosione connesso alla regressione olocenica.

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

3.3.1.2. - detrito di falda (a₃)

Il deposito è localizzato lungo i versanti carbonatici presenti nel Foglio e si presenta in lembi isolati incisi dalla rete idrografica. È formato da materiale ghiaioso sciolto e/o debolmente cementato e con stratificazione da ben evidente a blandamente organizzata. I clasti prevalentemente carbonatici sono eterometrici ed a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa calcareoclastica e subordinatamente

vulcanoclastica. La successione clastica rappresenta *talus* detritici relitti posti al piede dei versanti carbonatici che bordano i settori pedemontani della piana del Fiume Volturno. Lo spessore del deposito in affioramento è superiore ai 7-8 metri.
PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - OLOCENE p.p.

3.3.1.3. - deposito di frana (**a₁**)

Questi depositi sono ubicati ai margini dei rilievi presenti nel Foglio e formano accumuli gravitativi di terreno eterogeneo ed eterometrico a supporto clastico e con matrice argilloso-sabbiosa.
OLOCENE p.p.

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

In prossimità dei versanti carbonatici sono presenti orizzonti discontinui di clasti calcarei subarrotondati che formano un deposito colluviale massivo o stratificato, costituito da sabbia limosa e argillosa con lenti e/o orizzonti ghiaioso-sabbiosi talora anche grossolani, a composizione vulcanoclastica (Fig. 48).



Fig. 48 - Dettaglio dei depositi colluviali massivi con intercalazioni di detrito a clasti calcarei ed elementi antropici (resti di ossa) e di ceramiche. Località S. Prisco.

I livelli hanno spessori variabili da pochi cm ad oltre 1 metro. Localmente si intercalano livelli di detrito carbonatico generalmente organizzato in *stone lines*, talvolta contenenti resti ceramici e materiale da impasto (terracotta) e rari frammenti ossei di macrovertebrati. Lo spessore è variabile a seconda del contesto morfologico, non supera i 5 metri.

OLOCENE p.p.

3.3.1.5. - deposito di versante (a)

Il deposito è presente alla base dei rilievi carbonatici affioranti nel Foglio ed è formato da clasti eterometrici calcarei 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, non supera i 5 metri.

OLOCENE p.p.

3.3.2. - depositi continentali in formazione

3.3.2.1. - coltre eluvio-colluviale (b₂)

Il deposito è ubicato nelle aree prossime alla piana fluviale e genera il raccordo morfologico con i depositi di versante e colluviali. È formato da sabbia limosa, silt e argilla a prevalente componente vulcanoclastica, di colore marrone-rossastro con matrice terroso-argillosa. Il deposito si presenta incoerente e in assetto massivo o stratoide. A luoghi il deposito appare pedogenizzato e/o rimobilizzato a seguito di attività agricole di urbanizzazione del territorio con conseguente produzione di materiale di riporto e/o di colmata non differenziabile. È presente inoltre detrito fine e terra rossa pelitico/sabbiosa prodotta da alterazione *in situ* del substrato carbonatico. Spessore variabile localmente è maggiore di 2 metri.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

3.3.2.2. - deposito alluvionale (b)

Il deposito è formato da sabbia e ghiaia prevalenti a composizione vulcanoclastica e ghiaie carbonatiche, si ritrovano nell'alveo fluviale attuale del Fiume Volturno e dei suoi tributari (alveo di piena). Depositi di gola parzialmente o

completamente colmato per interventi di bonifica e drenaggio antropico. Spessore variabile localmente è maggiore di 2 metri.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

3.3.2.2. - deposito antropico (h)

È rappresentato dagli alvei fluviali rettificati sia con opere in terra che talora con strutture in cemento. L'intera piana fluviale presenta numerosi corsi incanalati in argini artificiali in seguito alle opere di bonifica realizzate a partire dai secoli passati (vedi VIII). Si rinvencono inoltre nei sondaggi, nell'area del casertano, al di sopra del TGC cospicui depositi non superiori a 7-8 m di materiale di riporto legato agli scarti di lavorazione derivanti da estrazione di materiale lapideo e/o materiale di risulta da attività umane in epoca storica (periodo romano-medioevale).

OLOCENE SUPERIORE p.p.

3.4. - IL SOTTOSUOLO DELLA PIANA ALLUVIONALE DEL FIUME VOLTURNO

3.4.1. - *Dati utilizzati*

3.4.1.1. - *Dati geognostici pregressi*

Lo studio stratigrafico del sottosuolo e la realizzazione della cartografia di sottosuolo della piana alluvionale del Volturno, presente in allegato in questo Foglio, sono stati supportati dal reperimento presso enti pubblici e privati di numerosi sondaggi geognostici, utili e necessari per caratterizzare le unità litostratigrafiche.

In questa fase preliminare le informazioni stratigrafiche dei sondaggi reperiti sono state analizzate ed informatizzate con lo scopo di creare un'unica Banca Dati in ambiente GIS. Nel Foglio n. 430 "Caserta Ovest" la banca dati del sottosuolo consta complessivamente di 906 sondaggi geognostici (Fig. 49). In questi dati sono incluse anche le indagini geognostiche raccolte da ISPRA in relazione alla Legge 464/84 e i pozzi per prospezioni di idrocarburi resi disponibile nel progetto VIDEPI (per il Foglio n. 429 "Mondragone" anche VIGOR).

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

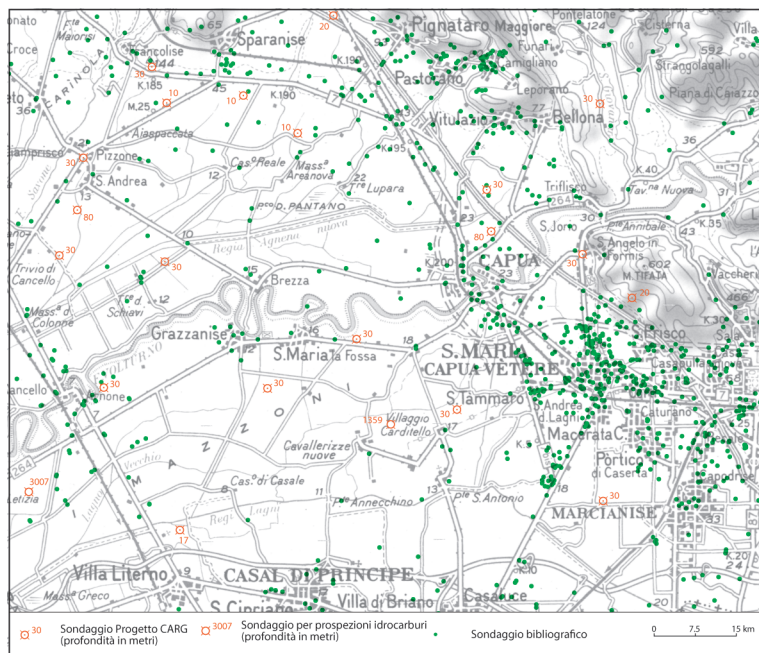


Fig. 49 - Ubicazione dei sondaggi utilizzati per la banca dati del sottosuolo del Foglio n. 430 "Caserta Ovest". Suddivisi in relazione alle loro provenienze.

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 (fra cui: ROMANO *et alii*, 1997; PUTIGNANO *et alii*, 2007; CORNIELLO *et alii* 2010; CORNIELLO & DUCCI, 2017; AMOROSI *et alii*, 2012; RUBERTI *et alii*, 2014, 2022; CORRADO *et alii*, 2020). Le rispettive sezioni geologiche presenti nei singoli lavori sono state georeferenziate e le informazioni stratigrafiche da esse derivate sono state riportate nel database ed 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 un importante *marker* stratigrafico è presente sia in superficie che nel sottosuolo, rappresentato dal **Tufo Grigio Campano (TGC)**, che ha ricoperto la morfologia del paesaggio preesistente e che caratterizza il raccordo tra le aree di pianura e quelle collinari. 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 areale del **TGC** è stata oggetto di numerosi lavori sia dal punto di vista stratigrafico - sedimentologico che vulcanologico. Pertanto, oltre

ai dati su citati sono state georeferenziate anche le carte tematiche riportate dai differenti Autori relative rispettivamente alla quota di base e/o del tetto del **TGC**. Le mappe del **TGC** hanno una risoluzione relativa alla scala di dettaglio dello studio effettuato e sono risultate utili per evidenziare gli spessori di questa unità nel sottosuolo che risultano notevoli variando, infatti, da circa 70 m, nell'area pedemontana, a pochi metri, 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** ed aree idonee per la caratterizzazione delle successioni sedimentarie post-**TGC**.

Alla fine della fase preliminare di raccolta ed informatizzazione, tutti i dati, da quelli puntuali (sondaggi geognostici) a quelli areale (sezioni geologiche) e fino alle 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.

3.4.1.2. - 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 del sondaggio sono state oggetto di studi specifici e analisi di laboratorio (meiofauna, tefrocronologia e datazioni radiometriche) (vedi § IV, 1.). Nell'area del Foglio sono stati eseguiti 20 sondaggi a carotaggio continuo (sondaggi CARG) distribuiti sulla base di quanto esposto (vedi § 3.4.1.1.) nell'area di studio (Fig. 49). La profondità è stata modulata in funzione di specifici obiettivi di ordine stratigrafico, delineati attraverso lo studio preliminare. In particolare, n. 3 sondaggi sono stati eseguiti alla profondità di 15 m; n. 14 sondaggi sono stati eseguiti fino a 30 m, con l'obiettivo di caratterizzare le unità stratigrafiche riferibili all'Olocene e al Pleistocene Superiore; n. 2 sondaggi hanno raggiunto la profondità di 80 m, per la caratterizzazione stratigrafica di depositi del Pleistocene Superiore e Medio.

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.

3.5. - FOGLIO GEOLOGICO DI SOTTOSUOLO

Le informazioni scaturite dai numerosi sondaggi geognostici analizzati e la loro correlazione spaziale hanno consentito di realizzare il Foglio geologico del sottosuolo, allegato alla carta geologica di superficie. Esso fornisce informazioni principalmente sulla distribuzione del **TGC**. In particolare, alla scala 1: 50.000 viene rappresentato l'andamento dello spessore di questa unità nel sottosuolo della Piana alluvionale del Volturno con isolinee (isopache), distinte in legenda con una scala cromatica. Sulla carta delle isopache del **TGC** sono state sovrapposte le quote espresse in metri sul livello del mare delle isobate del tetto del **TGC**, con equidistanza di 10 m. Inoltre, le aree in affioramento del **TGC** che non sono rappresentate nella cartografia di sottosuolo sono state delimitate con una linea blu per dare indicazione della parte affiorante presente nel Foglio di superficie. Lo schema alla scala 1:200.000 presente a contorno della carta riporta anche la quota espressa in metri sul livello del mare delle isobate della base del **TGC**. 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 spaziatura 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 che nel contempo tenga conto della presenza di limiti (o barriere) al di fuori delle quali l'influenza dei dati risulti minima o nulla. Inoltre, volendo vincolare fortemente le superfici interpolate al dato reale di campagna proveniente dai numerosi sondaggi, siano essi pregressi sia quelli di nuova realizzazione, era 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 ad 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** ed hanno mostrato significative differenze rispetto a quanto conosciuto in letteratura e sono stati 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*, 1993; 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 che in quello limitrofo n. 429, in quanto l'insieme delle due carte del sottosuolo (che riportano entrambe le isopache del **TGC**) possono dare informazione sull'andamento regionale dello spessore di questa unità nella piana campana a partire dalle aree pedemontane dei Monti del Casertano (Foglio n. 430) fino ai settori costieri (Foglio n. 429). Una prima considerazione è legata ai valori massimi e minimi dello spessore del **TGC** nei fogli succitati. 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), in cui i rilievi montuosi potevano rappresentare un ostacolo parziale all'avanzamento del **TGC** determinando inoltre una differenziazione e deviazione del flusso. Un esempio evidente è osservabile nei dintorni della località Sala nella parte orientale del Foglio che mostra spessori elevati nella zona pedemontana ed 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 esempio, 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 Caserta Ovest e Mondragone, in queste aree i flussi piroclastici potrebbero essersi non depositati (fenomeni di *by-pass*) e/o essere stati prevalentemente soggetti a fenomeni di erosione (si veda ad esempio le sezioni C - C' del F. 430 in prossimità del sondaggio CARG S7 e la sezione E-E' del F. 429 in prossimità del sondaggio S4). Altre aree con spessori ridotti (se non nulli) del **TGC**, si ritrovano allo sbocco del Fiume Volturno sulla piana (in prossimità della soglia di Triflisco F. 430); un'altra area significativa è individuata in prossimità della foce del Fiume Volturno (F. 429). L'assenza del **TGC** in queste aree potrebbe essere invece 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** (**U₂**). 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 **U₁** del sottosuolo). Analoga situazione si potrebbe essere ripetuta anche in fasi precedenti (pre-**TGC**). L'andamento del tetto dell'unità **U₂** 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 che potrebbero essere associate ad una tettonica post-**TGC** 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, per ulteriori approfondimenti (vedi VI Sismotettonica).

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 (**U₂**) 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 (vedi paragrafi successivi) riferito al Pleistocene Superiore *p.p.* (parte alta) in altri casi 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 che di fatto corrisponde ad una mappa delle isopache del **TGC**; i prodotti di questa unità sono utilizzati sia come materiale da costruzione, sia come substrato ai fini edilizi (vedi § X, 2.), fin dall'epoca romana. Per l'utilizzo pratico di questa carta, ad esempio in campo geotecnico o ingegneristico, è opportuno tener conto, come già espresso prima, che nasce comunque da una estrapolazione di poligoni la cui distribuzione è legata alla densità dei dati e alla qualità di essi.

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

3.6.1. - *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. 50a, b).

Per ogni singolo sondaggio è stata presentata una stratigrafia di dettaglio, sia per quanto riguarda la parte litostratigrafia e paleoambientale (vedi § 3.6.3.) sia per quanto riguarda la tefrostratigrafia (vedi § 3.6.2.). 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 per una ricostruzione dell'evoluzione dei paleoambienti.

In Figura 51A è riportata l'ubicazione dei distretti vulcanici della provincia Campania rispetto all'area del Foglio, in Figura 51B sono riportati i livelli di tefra rinvenuti in sondaggi affioramento nell'ambito delle indagini per realizzazione del Foglio n. 430 "Caserta Ovest". In Figura 52 il dettaglio delle stratigrafie dei depositi analizzati in affioramento.

3.6.2. - *Tefrostratigrafia*

3.6.2.1. - 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

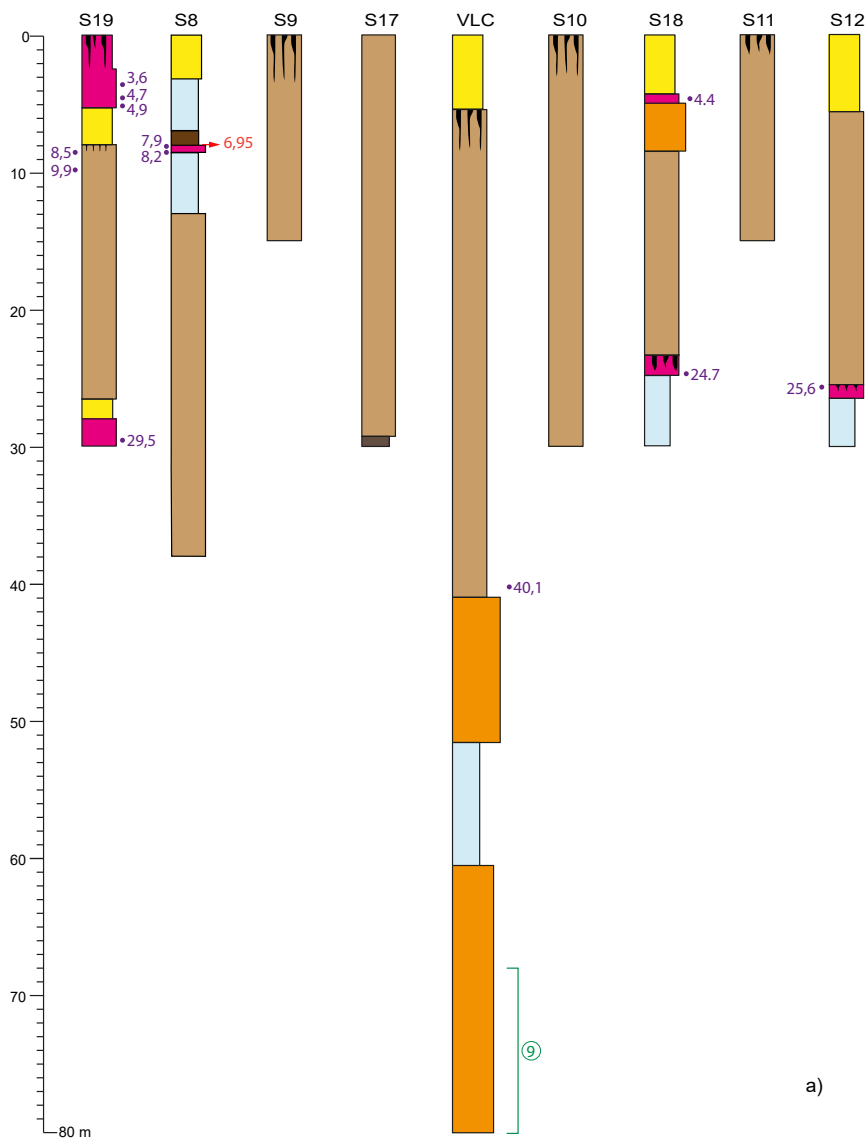
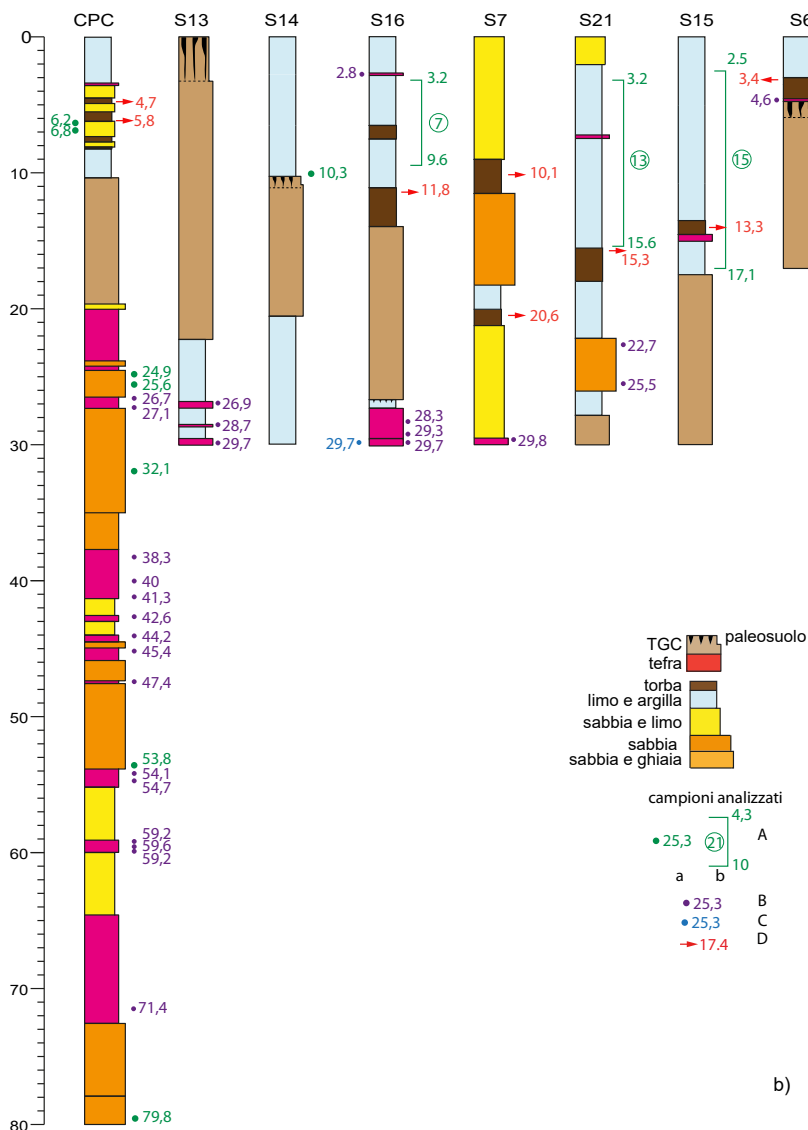


Fig. 50 - Stratigrafia dei sondaggi CARG ed ubicazione dei campioni analizzati. Sondaggi CARG eseguiti nella piana: a) nella zona medio-alta; b) nella zona medio-bassa.



Legenda dei campioni analizzati: A) analisi della meiofauna bentonica (ostracodi) la graffetta indica un gruppo di campioni prelevati in un intervallo, in cerchio il numero totale; B) analisi degli elementi maggiori alla microsonda elettronica (Electron Probe Micro Analyzer); C) analisi geocronologiche: datazione $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$; D) datazioni ^{14}C .

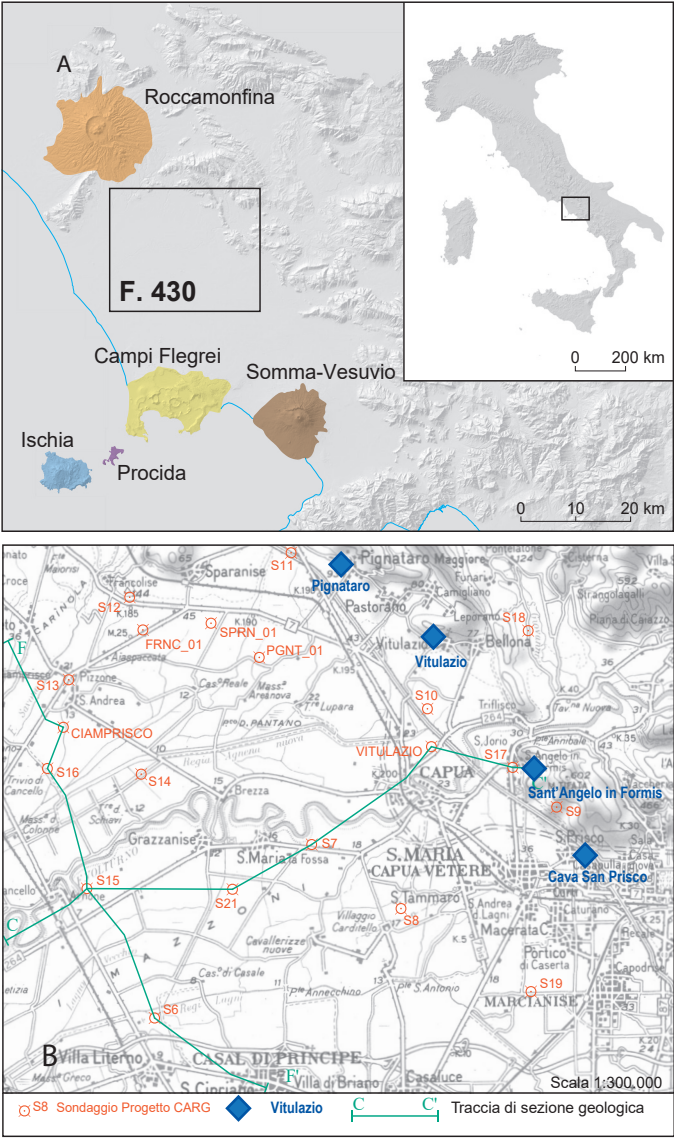


Fig. 51- Ubicazione dell'area di studio e sua posizione rispetto all'Italia: A) ubicazione dei distretti vulcanici della provincia Campania rispetto all'area del Foglio; B) ubicazione dei sondaggi CARG del Foglio n. 430 "Caserta Ovest" degli affioramenti sub-aerei analizzati.

contesti sedimentari, fornendo così un efficace strumento geocronologico-stratigrafico attraverso il quale i depositi associati possono essere datati e correlati a scala regionale ed extra-regionale (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 negli ultimi dieci anni ha conosciuto un notevole incremento (es. SMITH *et alii*, 2011; TOMLINSON *et alii*, 2012; PEREIRA *et alii*, 2020; MONACO *et alii*, 2022a), rendendo 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

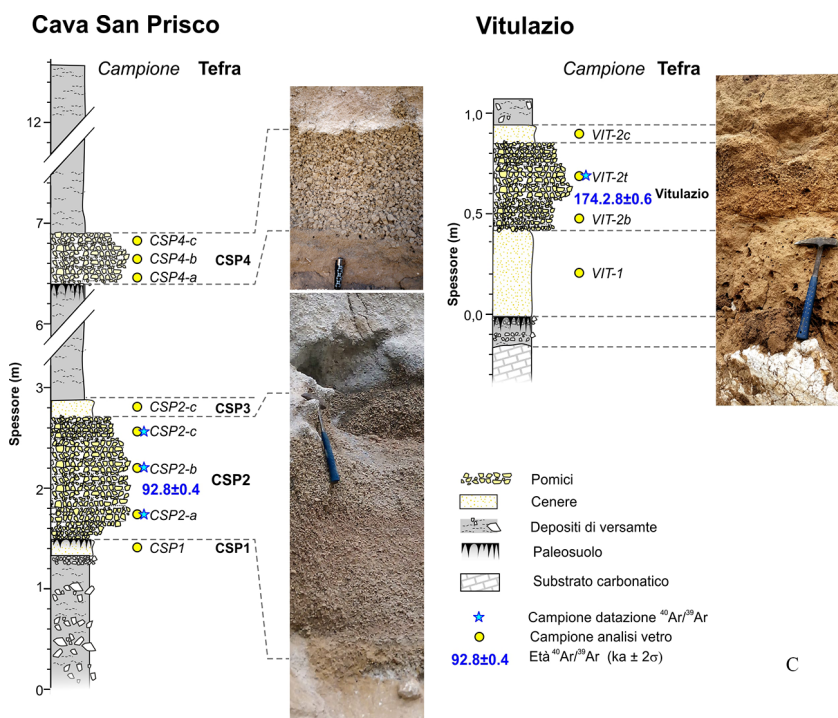


Fig. 52 - Dettaglio delle campionature eseguite nella cava di San Prisco e Cava di Vitulazio.

rispetto ai distretti vulcanici peri-tirrenici, sede di un'intensa attività esplosiva plio-quadernaria (es. BRANCA *et alii*, 2023) (Fig. 51A), nell'area di dispersione prevalente dei prodotti piroclastici da caduta; cospicui livelli di tefra sono infatti frequentemente rinvenuti nelle successioni sedimentarie continentali quadernarie (es. WULF *et alii*, 2004, 2012; GIACCIO *et alii*, 2012, 2015, 2017a, 2019; 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 la leucite, che molto spesso risultano sufficientemente grossolani per ottenere accurate e precise determinazioni cronologiche.

3.6.2.2. - Materiale e metodi

3.6.2.2.1. - Campioni analizzati

Nell'ambito della realizzazione del Foglio sono stati individuati un totale 54 tefra, dei quali 46 provenienti da sondaggi e 8 da sezioni affioranti (Figg. 51B, 52). Dei 46 rinvenuti in sondaggi, 17 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; 13/17), datato a $39,5 \pm 0,14$ ka (GIACCIO *et alii*, 2017b), o del *Tufo Giallo Napoletano* (TGN; 1/17), datato a $14,5 \pm 0,4$ ka (DEINO *et alii*, 2004), oppure perché mostravano un evidente stato di alterazione della componente vetrosa (3/17). I restanti 29 livelli sono stati campionati per la loro caratterizzazione geochimica e/o geocronologica, come riportato in Tabella 1.

3.6.2.2.2. - Analisi degli elementi maggiori alla microsonda elettronica

Tutti i livelli di tefra qui investigati sono stati analizzati mediante la microsonda elettronica (*Electron Probe Micro Analyzer*, EPMA) 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 15-20 punti analisi per campione sono stati misurati al fine di garantire la piena espressione della variabilità geochimica dei singoli livelli di

Tab. 1 - Ripartizione delle analisi effettuate per ogni singolo campione dei tefra considerati. EPMA: analisi degli elementi maggiori alla microsonda elettronica (Electron Probe Micro Analyzer) dei vetri dei tefra.

Sondaggio o sezione affiorante	Unità eruttiva	Campione (metri dal p.c.)	Analisi	
			EPMA	Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S6	S6-1	S6-4.6	Si	No
S7	S7-1	S7-29.8	Si	No
S8	S8-1	S8-7.9 (Top)	Si	No
		S8-8.2 (Base)	Si	No
S12	S12-1	S12-25.6	Si	No
S13	S13-1	S13-26.9	Si	No
	S13-2	S13-28.7	Si	No
	S13-3	S13-29.7	Si	No
S16	S16-1	S16-2.8	Si	No
	S16-2	S16-28.3 (Top)	Si	No
		S16-29.3 (Base)	Si	No
		S16-29.7	Si	Si
S18	S18-1	S18-4.4	Si	No
	S18-2	S18-24.7	Si	No
S19	S19-1	S19-3.6 (Top)	Si	No
		S19-4.7 (Mid)	Si	No
		S19-4.9 (Base)	Si	No
	S19-2	S19-8.5 (Top)	Si	No
		S19-9.9 (Base)	Si	No
		S19-29.5	Si	No
S21	S21-1	S21-22.7 (Top)	Si	No
VLC	VLC-1	S21-25.5 (Base)	Si	No
		VLC-40.1	Si	No
CPC	CPC1	CPC-20.3	Si	No
		CPC-22.5	Si	No
		CPC-24.3	Si	No
	CPC3	CPC-26.7 (Top)	Si	No
		CPC-27.1 (Base)	Si	No
		CPC-38.3 (Top)	Si	No
	CPC4	CPC-40.0 (Middle)	Si	No
		CPC-41.3 (Base)	Si	No
		CPC-42.6	Si	No
	CPC5	CPC-44.2	Si	No
		CPC-45.4	Si	No
		CPC-47.4	Si	No
	CPC6	CPC-54.1	Si	No
		CPC-54.7	Si	No
		CPC-59.2 (Top)	Si	No
	CPC7	CPC-59.6 (Mid)	Si	No
		CPC-59.8 (Base)	Si	No
Cava San Prisco	CPC8	CPC-71.4	Si	No
	CSP-4	CSP-4c	Si	No
		CSP-4b	Si	
		CSP-4a	Si	
	CSP-3	CSP-3	Si	No
		CSP-2c	Si	Si
		CSP-2b	Si	Si
	CSP-2	CSP-2a	Si	Si
Sant'Angelo in Formis	CSP-1	CSP-1	Si	No
	SAF	SAF	Si	No
Vitulazio	VIT	VIT	Si	Si
Pignataro	PGT	GV-1	Si	Si
		GV-2	Si	No

tefra. Questo è stato possibile per tutti i campioni (poche eccezioni con $n < 15$ pti ma comunque sempre almeno > 10 pti) tranne in 4 casi: per il campione S19-29,50 ($n=1$), il campione S21-7,40 ($n=0$), il campione GV-1 ($n=2$), ed il campione GV-2 ($n=0$). 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. Nel complesso, escludendo i campioni per i quali sono stati ottenuti $n=0$ punti, è stato possibile ottenere la composizione di 38 campioni.

3.6.2.3. - Risultati

3.6.2.3.1. - Composizione degli elementi maggiori

La composizione degli elementi maggiori dei 38 campioni analizzati è mostrata nelle Figure 53 e 54. Non viene mostrato il campione VLC-40.1 poiché le analisi chimiche mostrano evidenze di alterazione della componente vetrosa (ridotti contenuti di Ca e Cl). Nel diagramma *Total alkali vs Silica* (LE MAITRE *et alii*, 2002), i campioni occupano vari campi delle serie alcaline, dalle tefriti alle fonoliti e trachiti, con la maggior parte dei campioni con composizioni comprese in questi ultimi due campi (Fig. 53). Nello specifico, ad esclusione dei campioni CPC-38,3, -40,1, 41,3, tutti i campioni hanno in media un contenuto di SiO_2 compreso tra 57 e 67 wt% (percentuale in peso), e una somma degli alcali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) tra il 10 e il 15 wt%. Il rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ invece, 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%), varia generalmente tra 1 e 3 (Fig. 54a), e varia da un minimo di 0,7 (CSP-3) fino ad un massimo di 4,0 (S19-4,9). Infine, i campioni sono stati classificati anche in base al diagramma CaO/FeO vs Cl (Fig. 54). I campioni analizzati complessivamente hanno un contenuto di Cl $> 0,2$ wt%, e compreso tra 0,2-0,8 wt%, fino ad un massimo di 0,85 wt% (S12-25,6). Il rapporto CaO/FeO invece varia in media tra 0,4 e 1,4, da un minimo di 0,2 (VLC-40,1) ad un massimo di 1,6 (CPC-59,2).

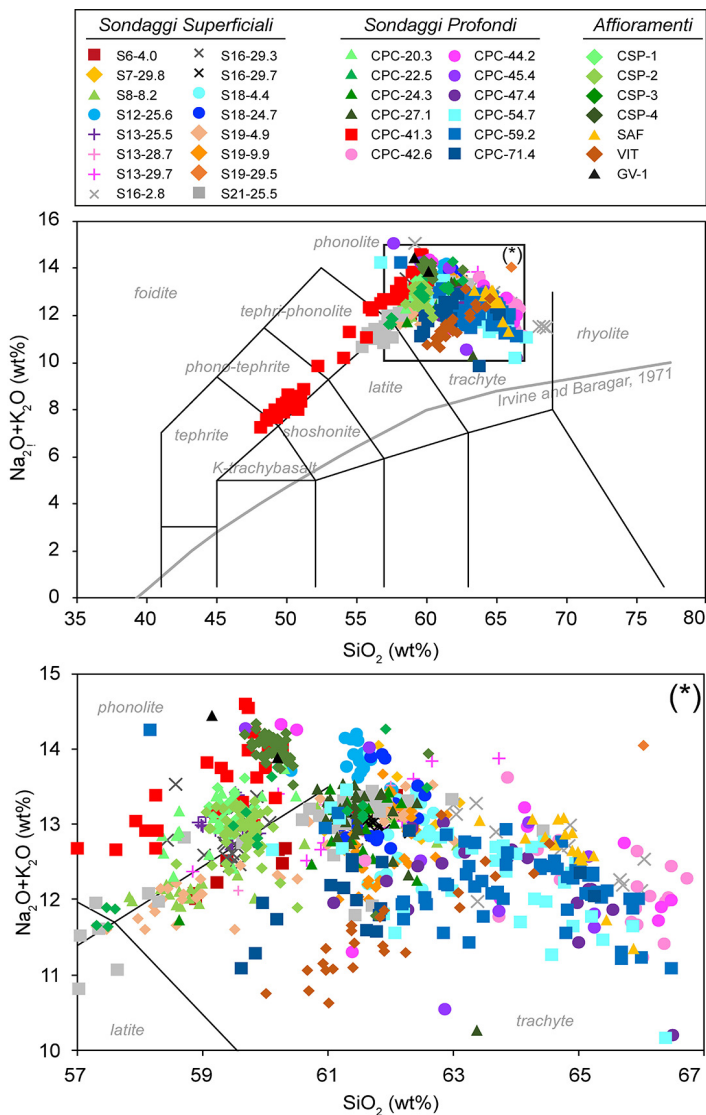


Fig. 53 - Diagramma di classificazione Total alkali vs Silica (TAS; LE MAITRE et alii, 2002) con la composizione dei livelli di tefra individuati all'interno dei pozzi perforati nei fogli n. 429 e n. 430. La linea di IRVINE & BARAGAR (1971), che separa i prodotti delle serie alcaline (sopra) da quelle sub-alcaline (sotto), è mostrata in Figura.

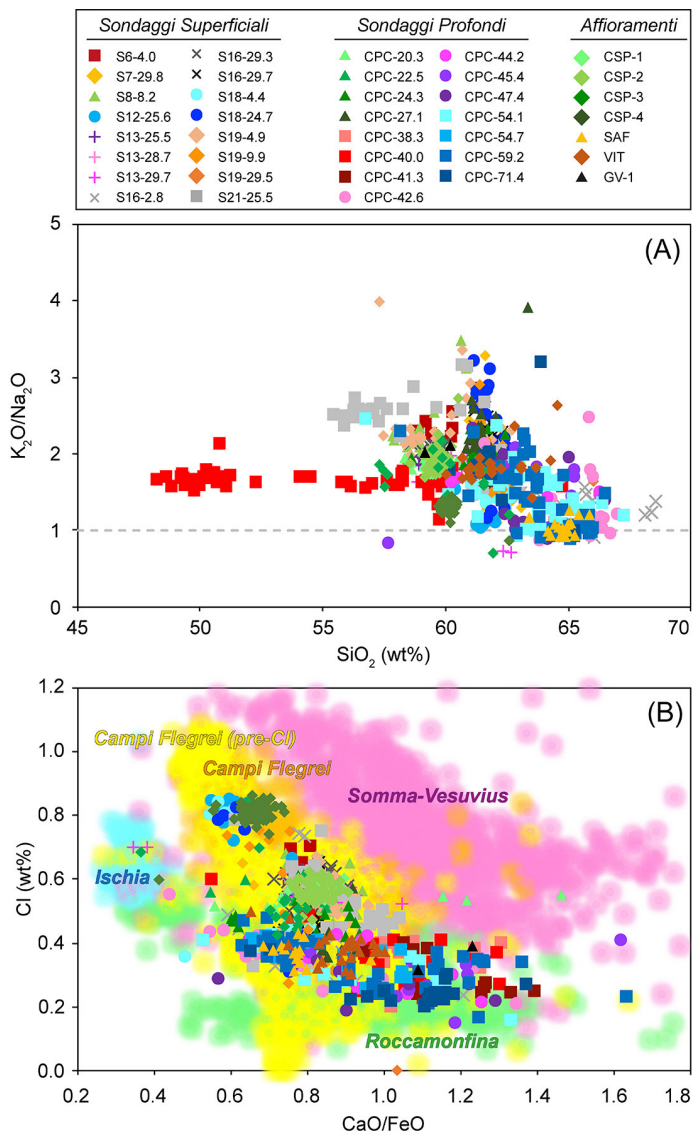


Fig. 54 - A) Diagramma che mette in relazione il contenuto in SiO_2 (wt%) rispetto al rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; B) Diagramma di classificazione CaO/FeO vs Cl (GIACCIO et alii, 2017a), dove sono riportate per confronto le composizioni di letteratura dei prodotti dei distretti 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-Vesuvius (magenta).

3.6.2.3.2. - Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

I risultati delle datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sono mostrati come diagrammi di probabilità nella Figura 55. L'errore dell'età medie pesate è espresso al doppio della deviazione standard (2 sigma) e sono state calcolate usando il *software* Isoplot 4.0 (LUDWIG, 2012).

CSP-2 - Per ottenere una datazione statisticamente robusta, sono state datate tutte e tre le sub-unità (3a, -b, -c) del deposito da caduta. Per ciascuna sub-unità, sono stati datati individualmente 19 cristalli singoli (il *dataset* completo è riportato nei dati supplementari). Ad esclusione di 6 cristalli, che mostravano età nettamente più vecchie rispetto agli altri e quindi interpretati come xenocristalli, tutti i cristalli di queste tre sub-unità condividono la stessa età come mostrato nel

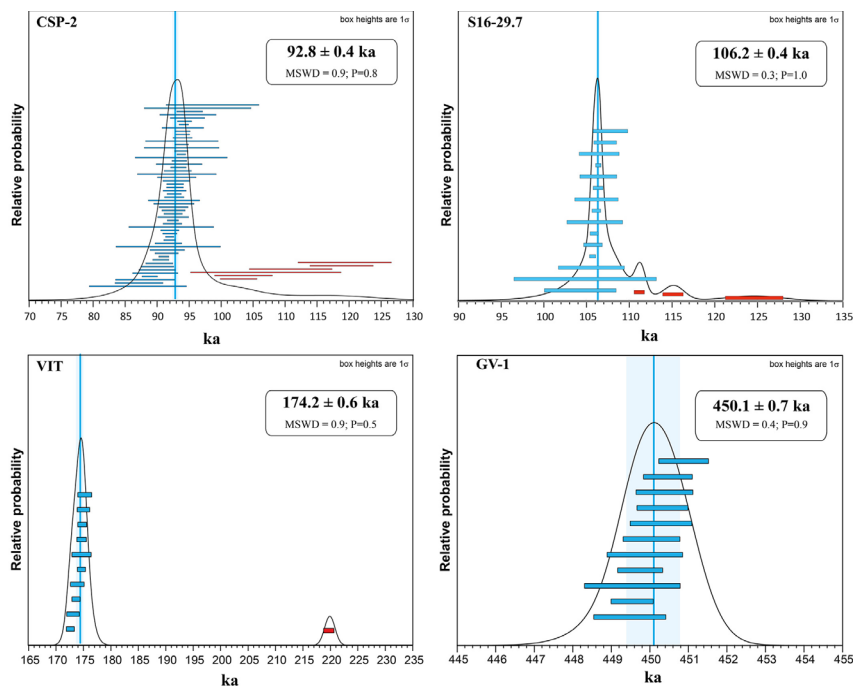


Fig. 55 - Diagrammi datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del livello di tefra S16-29.7 e delle unità CSP-2, VIT, e GV-1. Le età sono rappresentate da diagrammi di probabilità con l'età misurate sui cristalli singoli (in azzurro). In rosso sono riportate le età dei cristalli singoli interpretati come xenocristalli e scartati per il calcolo dell'età media pesata (in grassetto). L'errore è riportato al doppio della deviazione standard (2 sigma).

diagramma di probabilità (Fig. 55). Abbiamo calcolato un'età media pesata di $92,8 \pm 0,4$ ka (MSWD = 0,69, $p = 0,94$) utilizzando 45 dei 48 rimanenti cristalli, dopo aver escluso quelli con meno del 5% di radiogenico. L'isocrona inversa costruita utilizzando i 45 cristalli singoli ha una diffusione del 100% che consente di calcolare un'intercetta iniziale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ molto precisa di $298,7 \pm 0,8$ che è indistinguibile dall'attuale composizione atmosferica.

S16-29,7 - Per questo campione sono stati datati 19 cristalli singoli. Di questi, 15 mostrano la stessa età all'interno dell'incertezza. I rimanenti 3 hanno un'età molto più vecchia, che varia da 111,3 a 372,8 ka. La popolazione principale permette di calcolare un'età media pesata di $106,2 \pm 0,4$ ka (MSWD = 0,69, $p = 0,94$). L'isocrona inversa è ben caratterizzata, con una diffusione del 71,2% ed un'intercetta atmosferica pari a $301 \pm 3,8$.

VIT - Per questo campione sono stati datati 11 cristalli. Ad esclusione di uno con un'età significativamente più vecchia di $219,9 \pm 1,8$ ka che probabilmente è uno xenocrystallo, tutti i rimanenti cristalli hanno la stessa età all'interno dell'incertezza. La popolazione principale permette di calcolare un'età media pesata molto precisa di $174,2 \pm 0,6$ ka (MSWD = 0,69, $p = 0,49$). L'isocrona inversa corrispondente mostra un'intercetta atmosferica di $298,2 \pm 4,2$,

GV-1 - Sono stati datati 11 cristalli singoli che mostrano tutti un'età simile nell'incertezza, risultando in un diagramma di probabilità di forma quasi gaussiana (Fig. 55). La moda (popolazione principale) permette di calcolare un'età precisa di $450,1 \pm 0,6$ ka. L'isocrona inversa corrispondente ha una buona diffusione e un'intercetta atmosferica di $302 \pm 8,0$.

3.6.2.4. - Origine e correlazione dei tefra

3.6.2.4.1. - Sorgente vulcanica

Per l'attribuzione della sorgente eruttiva, è stato utilizzato il diagramma di classificazione CaO/FeO vs Cl (Fig. 54B) sviluppato da GIACCIO *et alii* (2017a). Questo diagramma è applicabile a tutti i prodotti con un contenuto di SiO₂ compreso tra il 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 Cl < 0,2 wt%, da quelli del vulcano di Roccamonfina ($0,2 < \text{Cl wt\%} < 0,4$) e i distretti della Campania (Ischia, Campi Flegrei, e

Somma-Vesuvio), che invece tendono ad avere contenuti di Cl > 0.4 wt%. In base a questo diagramma, un numero consistente dei livelli di tefra investigati può essere attribuito ai Campi Flegrei, tranne alcuni livelli compatibili invece con i prodotti di Roccamonfina (S20-25,75 e -50.00, CPC-42,6, -44,2, -45,4, -47,4, -54,1, -54,7, -59,2, e -71,4). Il campione VLC-40,1 mostra dei contenuti di Cl e rapporto CaO/FeO anormalmente bassi, che non ricadono in nessuno dei campi noti in letteratura. Questo porta a pensare che il campione sia stato interessato da fenomeni di alterazione della matrice vetrosa che non consentono pertanto di correlare in maniera affidabile ed univoca il livello di tefra. Di seguito verranno trattati i 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. **TGN** e **TGC**).

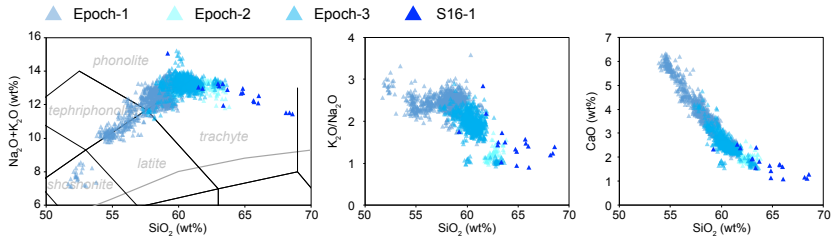
Campi Flegrei

La maggior parte dei campioni di tefra individuati hanno un chimismo compatibile con il vulcano dei Campi Flegrei (Fig. 54b). Come già detto, molti dei livelli sono attribuibili ai depositi, primari o rimaneggiati, dell'eruzione del **TGC**, che sono stati individuati in quasi tutti i sondaggi (eccetto S5 ed S7) e fungono da *marker* per l'interpretazione di tutti gli altri livelli. Vengono di seguito descritti dal più recente al più antico.

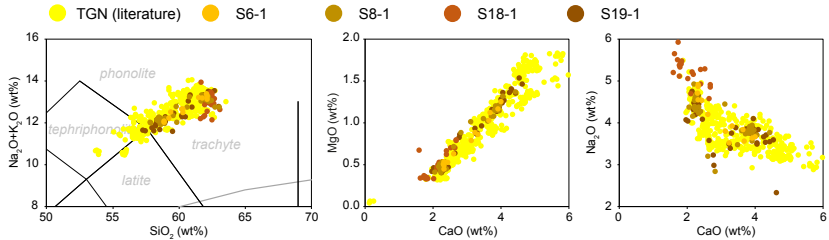
S16-1 (S16-2,8) - Post-TGN non definito

Nel carotaggio S16, un tefra (S16-1) è localizzato al di sopra del **TGC**, il che suggerirebbe una potenziale correlazione col **TGN**. Tuttavia, nel sondaggio S16 è stata ottenuta una datazione ^{14}C di 8 ka per il livello di torba localizzato tra le profondità compresa tra 14 e 11 m dal piano campagna, al di sotto di S16-1 e pertanto questo livello è da attribuire ad un'eruzione successiva al **TGN** degli ultimi 8 kyr. Questo tefra ha una composizione trachitica, con un contenuto in SiO_2 che varia da 59,2 a 68,6 wt% ($64,6 \pm 5,0$ wt%) e un contenuto in alcali che va da 15,1 a 11,5 wt%, con un rapporto medio $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ di $1,5 \pm 0,9$. Inoltre, per questo tefra vi è una correlazione inversa tra aumento della SiO_2 e diminuzione del contenuto in alcali. Un confronto con i dati di letteratura mostra una possibile correlazione (Fig. 56a) con una delle eruzioni della cosiddetta “*Epoch 2*” dell'attività ai Campi Flegrei successiva all'eruzione del **TGN** (SMITH *et al.*, 2011). Tuttavia, l'*Epoch 2* copre un intervallo temporale molto ristretto compreso tra 8,2-8,6 ka, in contrasto con la datazione ^{14}C di 8 ka del livello di torbe sottostante a S16-1, e pertanto S16-1 dovrebbe invece essere correlabile ad un'eruzione della più recente *Epoch 3* (4,8-3,7 ka). Pertanto, in mancanza di ulteriori vincoli cronologici e stratigrafici, non è stato possibile correlare questo tefra ad una delle eruzioni post-**TGN** note.

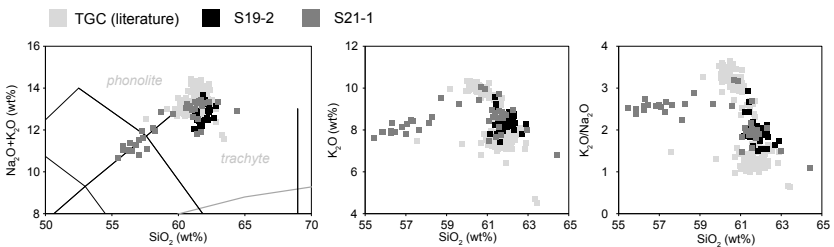
a) Post-Tufo Giallo Napoletano non definito



b) Tufo Giallo Napoletano (TGN) - 14.9 ± 0.4 ka



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



d) Trefola - 54-52 ka

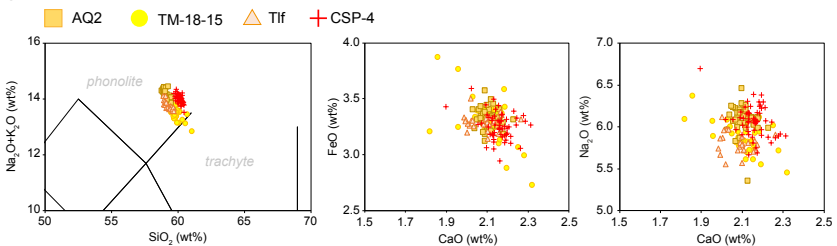


Fig. 56 - Diagramma di correlazione tra i tefra investigati (S6-4,0, S8-8,2, S16-2,8, S18-4,4, S19-4,9, S19-9,9, e S21-25,5) e i dati di letteratura. Dati di letteratura: Campi Flegrei Epochs 1, 2, e 3: SMITH et alii (2011); Tufo Giallo Napoletano (TGN) = TOMLINSON et alii (2012), FORNI et alii (2018); Tufo Grigio Campano (TGC) = SMITH et alii (2016), Trefola = WULF et alii (2004) (TM-18-15), TOMLINSON et alii (2012) (Tlf), e VINEBERG et alii (2023) (AQ2).

S6-1, S8-1, S18-1 e S19-1 - Tufo Giallo Napoletano ($14,5 \pm 0,4$ ka)

Dei 24 livelli di tefra individuati, 4 (S6-1, S8-1, S18-1 e S19-1) sono localizzati al di sopra dei depositi del **TGC**. Questi tefra sono accomunati da chimismo da trachitico a fonolitico con un contenuto in SiO_2 molto variabile, tra il 57 e il 63 wt% (media di $60,7 \pm 3,4$ wt%) e un contenuto medio in alcali di $12,7 \pm 1,1$ wt%, con un rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ di ~ 2 , il che consente di correlarli tutti all'eruzione del **TGN** ($14,5 \pm 0,4$ ka; DEINO *et alii*, 2004). Il confronto della composizione di questi tefra con i dati di letteratura del **TGN** (Fig. 56b) ne consentono l'attribuzione sicura a questa eruzione, che in ambiente prossimale e distale rappresenta un orizzonte *marker* molto importante.

S21-1 (S21-25,5) - TGC rimaneggiato

Nel carotaggio S21, il top del **TGC** è stato individuato ad una profondità di 27,9 m, e ad una profondità di 26 m è stato individuato un livello vulcanoclastico contenente possibile materiale rilavorato del **TGC** insieme ad altro materiale vulcanico. Le analisi chimiche mostrano una composizione bifida, con una componente trachitica ($\text{SiO}_2 = 61,7 \pm 1,6$ wt%) compatibile con la composizione del **TGC**, ed una componente meno evoluta fonolitica-trachitica-tefrifonolitica-latitica ($\text{SiO}_2 = 57,1 \pm 2,2$ wt%), che invece non sembrerebbe corrispondere a prodotti post-**TGC** noti (Fig. 56c).

S19-2 (S19-9,9) - Tufo Grigio Campano ($39,85 \pm 0,14$ ka)

Come già anticipato, il **TGC** ($39,85 \pm 0,14$ ka; GIACCIO *et alii*, 2017b) è stato rinvenuto in quasi tutti i sondaggi. Sebbene inequivocabilmente riconoscibile per i tipici caratteri litologici, alcuni campioni sono stati comunque selezionati per le analisi chimiche per accertare la correlazione con il **TGC**. Nel Foglio è stato analizzato un livello, l'S19-2, che mostra una composizione trachitica piuttosto omogenea, con un contenuto di SiO_2 di $61,9 \pm 0,9$ wt%, una somma degli alcali di $12,7 \pm 0,9$ wt% e un rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ di $2,0 \pm 0,6$. Il confronto tra i dati di letteratura del **TGC** con la composizione di S19-9.9 (Fig. 56c) ne permette la correlazione con il **TGC**.

Unità Pre-TGC: premessa sui precedenti studi

All'interno dei sondaggi sono stati identificati numerosi livelli di tefra stratigraficamente sottostanti i depositi del , 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; ROLANDI *et alii*, 2003; DE VIVO *et alii*, 2001), 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*, 2022b; FERNANDEZ *et alii*, 2024, 2025), 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 ad un'attività esplosiva dei CF datata a ~160 e tra 110 e 92 ka. Il recente rinvenimento, in carotaggio poco a nord-ovest della caldera dei CF, di spessi depositi piroclastici, il più antico dei quali datato a ~110 ka (SPARICE *et alii*, 2024), corrobora l'ipotesi che molte delle unità pre-TGC della Piana Campana siano effettivamente riferibili ad 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, geochemici 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 (dal più antico al più recente: Maddaloni, Montemaoro, Cancelli, Santa Lucia e Triflisco), più l'Ignimbrite di Taurano, per le quali esistono sufficienti dati per una robusta correlazione.

Sintema di S. Prisco (PIS)

S19-3 - Pre-TGC non definito

Nel sondaggio S19, ad una profondità di 29,5 m, è stato individuato un livello di tefra per cui è stato possibile ottenere un solo punto analisi ($n = 1$), a causa dello scarso stato di preservazione delle pomici/frammenti vetrosi. La mancanza di dati non consente di risalire all'eruzione corrispondente di questo tefra, inoltre in fase analitica non è stata rilevata la presenza di Cl ($Cl = 0,0 \text{ wt\%}$), il che non ha consentito di adoperare il diagramma di classificazione Ca/FeO vs Cl per risalire alla sorgente eruttiva. La sua posizione al di sotto del TGC, tuttavia, consente di escludere il Somma-Vesuvio come possibile sorgente (i prodotti più antichi del Somma-Vesuvio sorgono sopra i depositi del TGC, e sono quindi necessariamente più giovani di 40 ka; SANTACROCE & SBRANA, 2003), mentre il rapporto di CaO/FeO di 1,03 (Fig. 54b) consente di escludere il vulcano di Ischia come possibile sorgente (generalmente i prodotti di Ischia hanno un rapporto CaO/FeO $< 0,7$). Pertanto, questo tefra può essere attribuito ad un'eruzione precedente il TGC, probabilmente di origine flegrea, ma di correlazione ignota.

CSP-4 - “Trefola-Tlf” ($59,9 \pm 1,6 \text{ ka}$)

Il livello sommitale della Cava di San Prisco (CSP-4; Fig. 52) mostra una composizione fonolitica molto omogenea, con un contenuto medio di SiO₂ di $60,1 \pm 0,4 \text{ wt\%}$, una somma degli alcali di $14,0 \pm 0,3 \text{ wt\%}$ (Fig. 53), e un rapporto

K_2O/Na_2O di $1,3 \pm 0,1$ (Fig. 54a). Il rapporto CaO/FeO di $0,7 \pm 0,1$ ed il contenuto di Cl di $0,8 \pm 0,1$ wt% (Fig. 54b) indicano i Campi Flegrei come sorgente. Un confronto con i dati di letteratura mostra una buona corrispondenza geochemica con i prodotti distali della successione della Cava di Trefola (ORSI *et alii*, 1996; TOMLINSON *et alii*, 2012), in particolare con l'unità Tlf (Fig. 56d). Alla Cava di Trefola, l'unità basale, Tla è stata datata a $59,6 \pm 1,6$ ka (PAPPALARDO *et alii*, 1999), ponendo quindi l'intera sequenza di Trefola (e quindi Tlf/CSP-4) nell'intervallo compreso tra 60 e 40 ka. Nella sequenza lacustre del Lago Grande di Monticchio, anche il livello TM-18-15 (WULF *et alii*, 2004; Sabine Wulf, comunicazione personale 2020) mostra una buona corrispondenza geochemica con CSP-4 (Fig. 56). Secondo la cronologia di Monticchio, TM-18-15 ha un'età compresa tra $53,6 \pm 2,7$ ka e $51,9 \pm 2,6$ ka (Sabine Wulf, comunicazione personale 2020), fornendo quindi un ulteriore vincolo cronologico a CSP-4/Tlf. Recentemente, VINEBERG *et alii* (2023) hanno pubblicato dati relativi alla successione di Acquamorta (Monte di Procida; Lat. $40^\circ 47'39.8''$ Long. $014^\circ 02' 37.2''$), trovando un'ulteriore corrispondenza tra Tlf e i livelli AQ3 ed AQ2, e un confronto con questi dati mostra una correlazione convincente tra CSP-4 e AQ2 (Fig. 56).

CSP-3 - Triflisco-C-22 Inter Eruptive Events (IEEs) ($93,2 \pm 0,7$ ka)

Uno dei risultati principali del recente lavoro di FERNANDEZ *et alii*, (2024), oltre ad aver confutato la correlazione tra l'eruzione di Triflisco e il tefra C-22 proposta da MONACO *et alii* (2022a), è stata l'identificazione di almeno altri 2-3 eventi eruttivi nel breve intervallo di tempo che separa le eruzioni del C-22 ($90,4 \pm 1,6$) e di Triflisco ($92,8 \pm 0,4$ ka), denominati *Triflisco-C-22 Inter Eruptive Events* (IEEs, FERNANDEZ *et alii*, 2024). Infatti, il C-22 sarebbe caratterizzato da un contenuto di MgO sempre inferiore allo 0,7 wt%, a differenza di Triflisco (0,4-1,2 wt%) e, soprattutto, degli IEEs, che mostrano invece una maggiore variabilità di questo elemento (0,2-1,6 wt%). In ambiente prossimale, il corrispondente dei IEEs è stato identificato in CSP-3 (FERNANDEZ *et alii*, 2024) della Cava di San Prisco (Fig. 52), come mostrato nella Figura 57a. CSP-3 è separato dal soprastante CSP-4/Tlf da circa 2-3 m di depositi di versante pedogenizzati al tetto (Fig. 52), che indica una stasi temporale significativa tra la messa in posto dei due prodotti, compatibile con le correlazioni qui proposte che suggerirebbero un gap temporale di ~40 kyr.

S13-1, S16-2, CPC-1 e CSP-2 - Piroclastiti di Triflisco (IFL) ($92,8 \pm 0,4$ ka)

I livelli S13-1, e S16-2 (Fig. 52) hanno un chimismo molto simile tra di loro ed omogeneo, con un contenuto medio di SiO_2 di $59,5 \pm 1,4$ wt%, una somma degli alcali di $12,9 \pm 0,6$ wt% e un rapporto K_2O/Na_2O di $2,0 \pm 0,4$. Nel sondaggio profondo di Ciamprisco (CPC), il livello a 23,8 m mostra delle caratteristiche

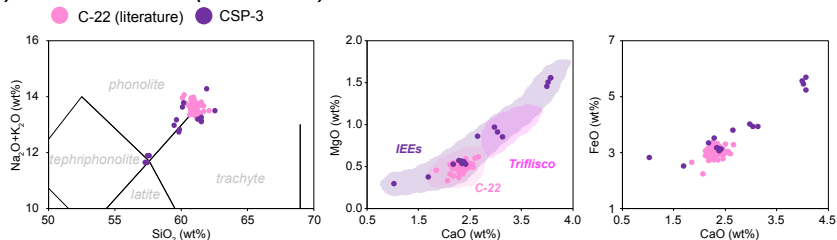
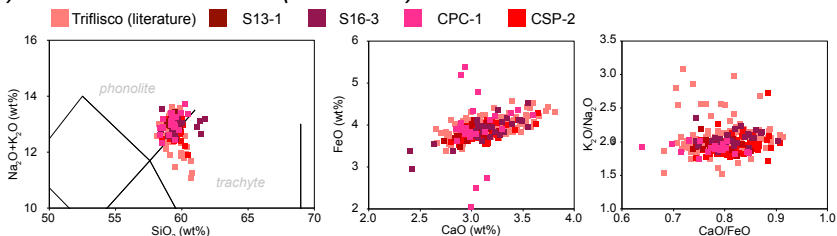
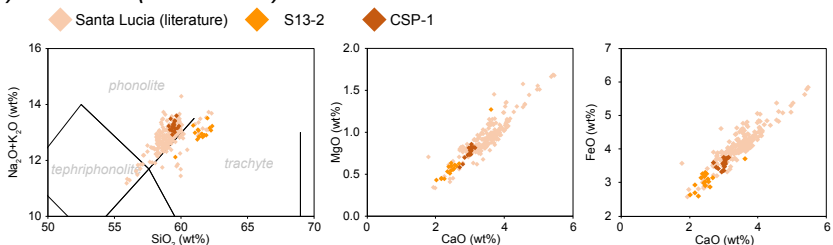
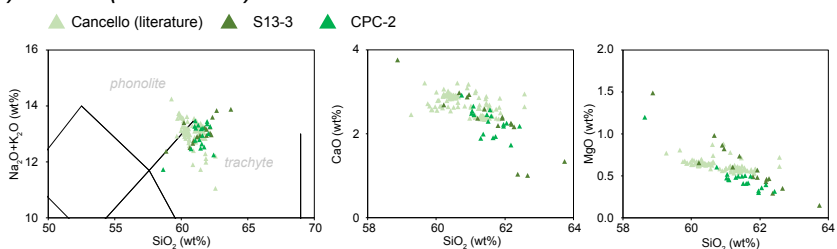
a) Triflisco-C22-IEEs (93.2 ± 0.7 ka)**b) Piroclastiti di Triflisco - IFL (92.8 ± 0.4 ka)****c) Santa Lucia (101.2 ± 0.8 ka)****d) Canello (102.5 ± 0.8 ka)**

Fig. 57 - Diagramma di correlazione tra i tefra investigati (S7-29,8, S12-25,66, S16-29,7, S18-24,7, CPC-27,1, CPC-41,3) e i dati di letteratura: Montemauro = FERNANDEZ et alii (2024); Maddaloni = MONACO et alii (2022a); Ignimbrite di Taurano = GIACCIO et alii (2017a).

simili ($\text{SiO}_2 = 59,2 \pm 1,1$ wt%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 13,0 \pm 0,7$ wt%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,9 \pm 0,2$). Delle eruzioni pre-TGC quella più chimicamente simile a questi tefra è quella di Triflisco, datata precedentemente a $91,8 \pm 1,2$ ka (MONACO *et alii*, 2022a) e poi raffinata a $92,8 \pm 0,4$ ka (FERNANDEZ *et alii*, 2024), e un confronto tra Triflisco e questi 3 tefra mostra una buona corrispondenza geochemica (Fig. 57b), che consente di correlarli tra di loro. In ambiente prossimale, come già discusso in FERNANDEZ *et alii* (2024), l'unità CSP-2 è stata correlata a Triflisco e sulla stessa è stata ottenuta la nuova età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui utilizzata (Fig. 55).

S13-2 e CSP-1 - “Santa Lucia” ($101,2 \pm 0,8$ ka)

Nella carota S13, al di sotto del tefra correlato a Triflisco (S13-1), sono presenti due livelli di tefra (S13-2 e S13-3) (Fig. 52). S13-2 ha una composizione trachitica, con un contenuto medio di SiO_2 di $61,5 \pm 1,3$ wt%, una somma degli alcali di $13,0 \pm 0,6$ wt%, e un rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ di $2,0 \pm 0,3$. Anche S13-3 ha una composizione trachitica, del tutto simile a S13-2, con un contenuto medio di SiO_2 di $61,6 \pm 2,3$ wt% e una somma degli alcali di $13,1 \pm 0,9$, ma con un rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ leggermente inferiore di $1,7 \pm 0,8$. In base alla stratigrafia di MONACO *et alii* (2022a), il primo di questi due livelli può essere correlato all'eruzione di Santa Lucia, datata a $101,2 \pm 0,8$ ka, e un confronto tra le composizioni geochemiche mostra una buona correlazione tra i due (Fig. 57). In ambiente prossimale, il livello più basso della successione di Cava San Prisco (CSP-1), può a sua volta essere correlato all'eruzione di Santa Lucia su base geochemica (Fig. 57c) e stratigrafica.

S13-3 e CPC-2 - “Cancello” ($102,5 \pm 0,8$ ka)

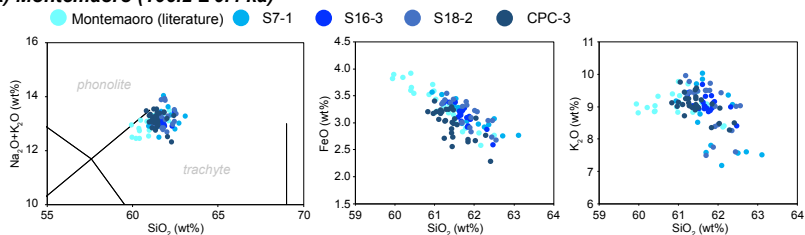
Il secondo livello più profondo (S13-3) dei due livelli nella carota S13 sotto Triflisco (S13-1), avendo correlato quello più superficiale (S13-2) all'eruzione di Santa Lucia, quello più profondo (S13-3) (Fig. 52) può essere correlato all'eruzione di Cancello, datata a $102,5 \pm 0,8$ ka (MONACO *et alii*, 2022a). Un confronto della geochemica tra S13-3 e i depositi dell'eruzione di Cancello mostrano una buona corrispondenza geochemica (Fig. 57d). Nel sondaggio profondo CPC, il livello a 24,3 m sottostante a CPC-1/IFL (Fig. 52) mostra un chimismo analogo ($\text{SiO}_2 = 61,4 \pm 1,6$ wt%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 12,9 \pm 0,9$ wt%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2,0 \pm 0,3$) a S13-3, permettendo quindi di correlarlo all'eruzione di Cancello (Fig. 57d).

S7-1, S16-2, S18-2, e CPC-3 - “Montemaoro” ($106,2 \pm 0,4$ ka)

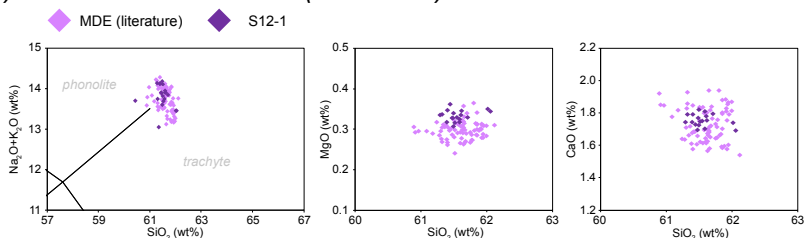
I tre livelli S7-1, S16-2, e S18-2 (Fig. 52) hanno una composizione chimica praticamente identica, con un contenuto medio di SiO_2 di $61,9 \pm 1,2$ wt% (S7-1), $61,7 \pm 0,6$ wt% (S16-2) e $61,8 \pm 0,8$ wt% (S18-2), una somma degli alcali rispettivamente di $13,2 \pm 0,7$ wt%, $13,1 \pm 0,3$ wt% e $13,2 \pm 0,7$ wt%, e un rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sempre rispettivamente di $2,0 \pm 1,4$, $2,3 \pm 0,4$ e $2,3 \pm 1,3$. Il livello S16-2 è

stato inoltre direttamente datato a $106,2 \pm 0,4$ ka (FERNANDEZ *et alii*, 2024), risultando pertanto indistinguibile dall'età dell'equivalente distale di Montemoro, datato a $105,8 \pm 1,3$ ka (GIACCIO *et alii*, 2012). Un confronto tra la composizione di questi tefra e i dati di letteratura di Montemaoro mostra un'affinità geochimica convincente (Fig. 58a), e i tre livelli S7-1, S16-2, e l'S18-2 possono quindi essere affidabilmente correlati a questa unità. Nel sondaggio profondo CPC, il livello a 27,1 m, sottostante a CPC-2/ Canello, ha un contenuto medio di SiO_2 ($61,5 \pm 1,0$ wt%), somma ($13,1 \pm 1,2$ wt%) e rapporto ($2,3 \pm 0,8$) degli alcali del tutto identici ai tre livelli di S7-1, S16-2, e l'S18-2, e può pertanto essere correlato anch'esso all'eruzione di Montemaoro (Fig. 58a).
S12-1 (S12-25.66) - Piroclastiti di Maddaloni (MDE) ($109,3 \pm 1,0$ ka)

a) Montemaoro (106.2 ± 0.4 ka)



b) Piroclastiti di Maddaloni - MDE (109.1 ± 0.8 ka)



c) Ignimbrite di Taurano (159.24 ± 1.6 ka)

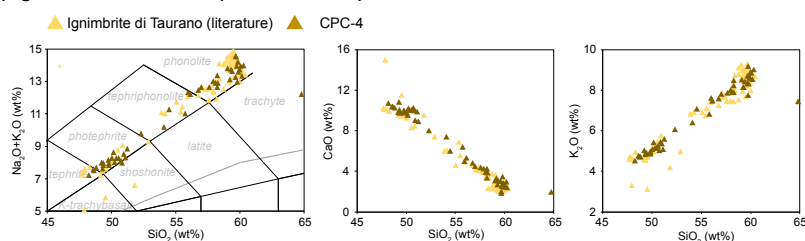


Fig. 58 - Diagramma di correlazione tra i tefra investigati (S13-26,1, S13-28,8, S13-30,0, S16-30,0, CPC-23,8, CPC-24,3, CSP-1, CSP-2, CSP-3, e CSP-4) e i dati di letteratura. Dati di letteratura: C-22 = FERNANDEZ *et alii* (2024); Triflisco = MONACO *et alii* (2022a), FERNANDEZ *et alii* (2024); Santa Lucia e Canello = MONACO *et alii* (2022a).

Delle unità pre-TGC della Piana Campana, l'eruzione di Maddaloni (Piroclastiti di Maddaloni, MDE, cfr. F. 431 - Caserta Est), correlata al famoso tefra X-6 (KELLER *et alii*, 1978) e datata a $109,3 \pm 1,0$ ka (MONACO *et alii*, 2022a), mostra un chimismo distinto rispetto alle altre unità pre-TGC. Infatti, Maddaloni è caratterizzata da un rapporto CaO/FeO più basso ($\sim 0,6$ vs $\sim 0,8$ in media) e un contenuto di Cl più alto ($\sim 0,8$ wt% vs $\sim 0,6$ wt%), oltre ad avere un rapporto K_2O/Na_2O più basso ($\sim 1,0$ o anche $<1,0$ vs $\sim 1,5-2,5$), avendo un contenuto di K_2O e Na_2O simile. Tra i tefra analizzati, S12-1, che in sondaggio ha uno spessore di 5 cm (Fig. 50), è l'unico a mostrare le medesime caratteristiche geochemiche (Cl = 0,8; CaO/FeO = 0,6; K_2O/Na_2O = 1,2), e un confronto tra i prodotti prossimali di Maddaloni e questo tefra mostra una buona affinità geochemica (Fig. 58b), permettendo di correlarli tra di loro.

CPC-4 (CPC-41.3) - “Ignimbrite di Taurano” ($159,4 \pm 1,6$)

Nel sondaggio profondo CPC, ad una profondità di ~ 8 m da CPC-3/Montemaoro e con uno spessore di 6,3 m, tra 41,3 e 37,5 m di profondità, e al disotto di depositi di spiaggia emersa e sommersa attribuita all'alto stazionamento del livello marino del MIS 5e (vedi § 3.6.3.), si rinviene il tefra CPC-4 (Fig. 52) con un chimismo peculiare rispetto a tutte le altre unità investigate. Si tratta infatti dell'unico livello a spaziare i campi dalle tefriti alle fonoliti/trachiti (Fig. 52), con un contenuto di SiO_2 variabile tra il 48 e 60 wt%, con una parallela variazione della somma degli alcali da 7 a 15 wt%. Il rapporto degli alcali invece è poco variabile, e concentrato in media tra 1,6 e 1,7 (Fig. 54a). Anche il rapporto CaO/FeO e contenuto di Cl sono variabili, ma rientrano nei valori dei prodotti dei Campi Flegrei (Fig. 54b). Tra i prodotti dei Campi Flegrei, considerata la posizione stratigrafica di questo livello, una possibile corrispondente potrebbe essere l'eruzione dell'Ignimbrite di Taurano, datata a $159,4 \pm 1,6$ ka (GIACCIO *et alii*, 2017a). Un confronto tra il correlativo distale dell'Ignimbrite di Taurano (TF-17; GIACCIO *et alii*, 2017a) e CPC-4 mostra una corrispondenza geochemica convincente (Fig. 58c).

VIT - Piroclastiti di Vitulazio (VZA) ($172,5 \pm 0,6$ ka)

Il campione di Vitulazio (VIT) ha una composizione trachitica poco omogenea, con un contenuto medio di SiO_2 di $62,0 \pm 2,4$ wt%, somma degli alcali di $11,6 \pm 1,3$ e rapporto K_2O/Na_2O di $1,9 \pm 0,5$ (Fig. 52, 54a). Il rapporto CaO/FeO di $0,9 \pm 0,2$ e il contenuto di Cl di $0,4 \pm 0,1$ wt% suggeriscono una sorgente probabilmente flegrea. Questo campione è stato datato direttamente a $172,5 \pm 0,6$ ka (Fig. 55), ponendolo all'interno di un intervallo noto come *ciclo eruttivo dell'Ignimbrite di Taurano*, indicando una serie di eruzioni rappresentate in ambiente distale da livelli di tefra con composizione trachitica e trachi-fonolitica. La composizione

del campione di Vitulazio non corrisponde a nessuno dei livelli noti in letteratura con un'età (diretta o modellata) compatibile con quella qui ottenuta.

Roccamonfina

Tra i livelli di tefra investigati, quelli più profondi del sondaggio CPC possono essere attribuiti al vulcano di Roccamonfina in base al diagramma CaO/FeO vs Cl wt% (Fig. 54b). 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 ad uno dei due vulcani non sempre diretta. Tuttavia, la composizione trachitica di questi livelli è marcatamente distinta da quella dei campioni già descritti, con contenuti di SiO₂ mediamente maggiori (61-67 wt% contro 57-63 wt%) a parità di somma degli alcali (11-14 wt%), più compatibili quindi con i prodotti di Roccamonfina. 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 flegrei (qui localizzati fino ad una profondità di 41 m sotto il livello campagna). Inoltre, i prodotti più antichi dei Campi Flegrei ad oggi datati non vanno oltre i 295 ka (Ignimbrite di Seiano; ROLANDI *et alii*, 2003), e nel periodo compreso tra 180 e 300 ka sono note poche eruzioni da record prossimali e distali (es. MONACO *et alii*, 2022b). Nello stesso periodo, a Roccamonfina sono stati messi in posto numerosi prodotti da caduta e di flussi piroclastici, raggruppati nelle serie del cosiddetto *Yellow Trachytic Tuff* (~200-230 ka) e del *White Trachytic Tuff* (ROUCHON *et alii*, 2008; BRANCA *et alii*, 2023), quest'ultimo distinto in Upper WTT (~230 ka) e Lower WTT (~320-300 ka). Queste serie comprendono vari prodotti da caduta (unità), e in alcuni casi è possibile distinguere eventi differenti all'interno delle stesse unità (sub-unità). La stratigrafia vulcanica di Roccamonfina è pertanto complessa, e i dati geochemici di letteratura dei vetri sono limitati o quasi del tutto assenti, il che rende l'attribuzione ad una delle unità/sub-unità molto complessa, anche in luce di una cronologia scarsamente vincolata da datazioni con tecniche radiometriche.

GRUPPO DI LAURO (WT)

CPC5 (CPC-42,6, -44,2, -45,4, -47,4) - formazione di Galluccio “lower white trachytic tuff - unit E” (305,8 ± 1,2 ka - 304,6 ± 1,4 ka)

Nel carotaggio CPC, al di sotto del campione correlato all'Ignimbrite di Taurano (159,4 ± 1,6), seguono in rapida successione quattro livelli con un chimismo molto affine tra di loro: la SiO₂ varia tra 60-67 wt% (65,5 ± 2,7 [CPC-42,6]; 63,9 ± 4,8 [CPC-44,2]; 62,8 ± 5,1 [CPC-45,4]; 63,8 ± 3,0 [CPC-47,4]), con una somma degli alcali compresa tra 11-14 wt% (12,1 ± 1,2 [CPC-42,6]; 12,6 ±

2,1 [CPC-44,2]; $12,7 \pm 2,8$ [CPC-45,4]; $12,2 \pm 1,3$ [CPC-47,4]), e un rapporto degli alcali di 0,8-2,5 ($1,4 \pm 0,9$ [CPC-42,6]; $1,5 \pm 0,6$ [CPC-44,2]; $1,7 \pm 0,9$ [CPC-45,4]; $1,3 \pm 0,9$ [CPC-47,4]). Dal punto di vista stratigrafico, il candidato più plausibile potrebbe essere una delle unità del *Lower White Trachytic Tuff* (LWTT, GIANNETTI & DE CASA, 2000), ed un confronto con i dati di letteratura mostra una possibile corrispondenza con l'unità E (Fig. 58a), corrispondente alla formazione di Galluccio del gruppo di Lauro (Foglio n. 417 "Teano").

Nell'area del Roccamonfina, sebbene l'unità E sia suddivisa a sua volta in tre subunità (*unit E1, E2, E3*), queste non sono descritte come unità eruttive distinte, separate da elementi, quali paleosuoli, superfici erosive e sedimenti clastici, che indicherebbero una stasi temporale e vengono pertanto considerate come un'unica unità eruttiva datata con il metodo K/Ar a circa tra 306-303 ka (GIANNETTI & LUHR, 1983; GIANNETTI & DE CASA, 2000). La cronologia di questa unità è confermata e migliorata dalla recente datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a $305,8 \pm 1,2$ ka - $304,6 \pm 1,4$ ka, ottenuta per la formazione di Galluccio. Contrariamente, nel sondaggio CPC sono stati identificati quattro livelli, geochimicamente simili tra di loro e tutti attribuibili all'Unità E ma separati da sedimenti clastici che quindi suggerirebbero il trascorrere di un certo intervallo di tempo tra la messa in posto di una subunità eruttiva e la successiva. Pertanto, si potrebbe ipotizzare che i quattro livelli qui attribuiti genericamente al LWTT-UE rappresentino distinti eventi eruttivi, che in ambiente prossimale appaiono indistinguibili ed accorpati in una singola unità eruttiva. Tuttavia, nonostante sia le indicazioni della letteratura, che evidenziano l'esistenza di almeno tre subunità eruttive (E1, E2 ed E3), la mancanza di una geochimica di dettaglio delle singole subunità non permette al momento dettagliate correlazioni di ciascuno dei livelli del sondaggio CPC con la sub-unità eruttiva corrispondente, che sono pertanto qui tutte e quattro attribuiti genericamente al LWTT-UE.

CPC6 (CPC-54,7), CPC7 (CPC-59,2) e SAF (AFM) - "lower white trachytic tuff - unit D" (308 ± 2 ka) e Unit C (312 ± 4 ka)

Seguono poi due livelli, CPC-6 e CPC-7, chimicamente affini tra di loro ($\text{SiO}_2 = 63,5 \pm 4,0$ wt% e $64,1 \pm 3,0$ wt%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 12,3 \pm 1,5$ wt% e $12,2 \pm 1,1$ wt%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,4 \pm 0,7$ e $1,4 \pm 0,8$). Un confronto con i dati di letteratura mostra una possibile corrispondenza con l'unità D del LWTT (Fig. 58b), datata a $308,0 \pm 2,0$ ka (GIANNETTI & DE CASA, 2000). L'unità SAF, rinvenuto all'interno dell'unità delle Brecce di S. Angelo in Formis (AFM), ha una composizione trachitica, con un contenuto medio di SiO_2 di $64,8 \pm 1,1$ wt%, una somma degli alcali di $12,7 \pm 0,9$ wt%, e un rapporto $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ di $1,1 \pm 0,2$ (Fig. 53a, b). In base alla composizione chimica, anche le vulcaniti intercalate all'unità AFM possono essere attribuite ai prodotti del *Gruppo di Lauro* (WT), in particolare all'unità LWTT-UD (Fig. 58b).

In area prossimale non sono distinte subunità all'interno della U-D, mentre nel sondaggio CPC sono presenti almeno due livelli (CPC-54,7 e CPC-59,2), separati da 4,5 m di sedimenti clastici che indicherebbero una stasi temporale significativa tra l'uno e l'altro. In alcuni casi in ambiente prossimale l'Unità D è separata dall'Unità E direttamente da un paleosuolo, mentre in altri casi è possibile identificare un'unità intermedia, l'Unità DE (GIANNETTI & DE CASA, 2000), separata dalla U-D e dalla U-E da due paleosuoli. La mancanza di dati geochimici per l'Unità DE non ci permette di fare un confronto tra il livello più alto (CPC-54,7) e questa unità. Alternativamente, il livello più basso (CPC-59,2) potrebbe corrispondere all'Unità C, datata a 312 ± 4 ka (GIANNETTI & DE CASA, 2000), ma anche in questo caso la mancanza di dati di letteratura non consente di verificare questa alternativa. Pertanto, sebbene entrambi i livelli siano chimicamente attribuibili al LWTT-UD, su base stratigrafica sono possibili le seguenti due opzioni: 1) CPC-54,7 = U-DE e CPC-59,2 = U-D; oppure 2) CPC-54,7 = U-D e CPC-59,2 = U-C (la seconda opzione viene qui considerata più plausibile vedi in seguito Fig. 60).

CPC-8 (CPC-71,4) - “lower white trachytic tuff - unit B” (314 ± 5 ka)

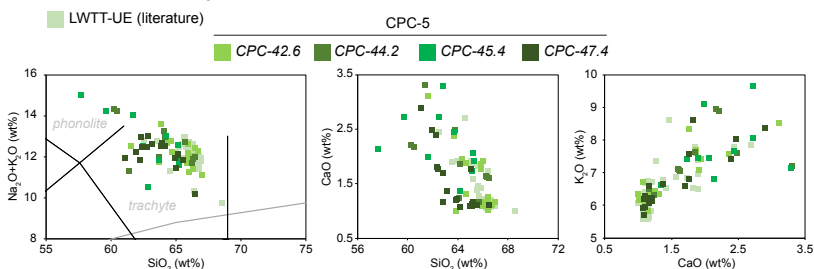
Nel sondaggio CPC, ad una profondità di 71 m, si trova il livello di tefra più profondo. Ha una composizione trachitica, con un contenuto di SiO_2 di $61,8 \pm 3,2$ wt%, somma degli alcali di $11,9 \pm 1,4$ wt%, e rapporto degli alcali di $1,8 \pm 0,9$. Anche in questo caso, il candidato più plausibile potrebbe essere una delle unità del LWTT, ed un confronto con i dati di letteratura mostra una possibile corrispondenza con l'Unità B (Fig. 59), datata a $314,0 \pm 5,0$ ka (GIANNETTI & DE CASA, 2000).

Gruppo di Teano (GE)

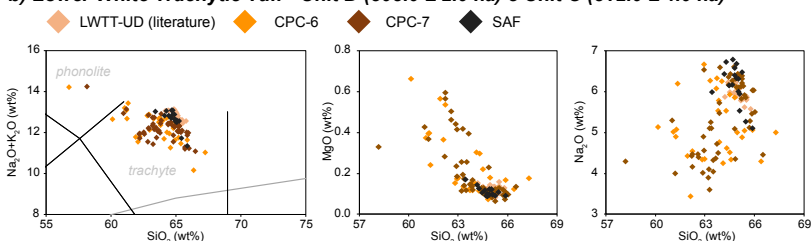
PGT ($450,1 \pm 0,7$ ka) - “Rio Rava stage” (~560 - 440 ka)

Per i campioni dell'affioramento di Pignataro (GV-1 e GV-2) sono stati ottenuti rispettivamente $n = 2$ e $n = 0$ punti analitici, il che ne precluderebbe la possibilità di correlazione di questi due livelli con eruzioni note. Il rapporto CaO/FeO e contenuto di Cl dei due punti analisi ottenuti per GV-1 suggeriscono un'attribuzione al vulcano di Roccamonfina (Fig. 54b). Inoltre, per questo campione è stata ottenuta un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $450,1 \pm 0,7$ ka (Fig. 55), collocandola temporalmente nella fase eruttiva denominata “Rio Rava stage” (~560 - 440 ka; ROUCHON *et alii*, 2008). A prescindere dalla correlazione, che necessiterebbe un confronto con dati di letteratura della composizione dei vetri attualmente non disponibili, la datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fornisce un importante vincolo cronologico ad unità potenzialmente correlabili a questa.

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



b) Lower White Trachytic Tuff - Unit D (308.0 ± 2.0 ka) e Unit C (312.0 ± 4.0 ka)



c) Lower White Trachytic Tuff - Unit B (314.0 ± 5.0 ka)

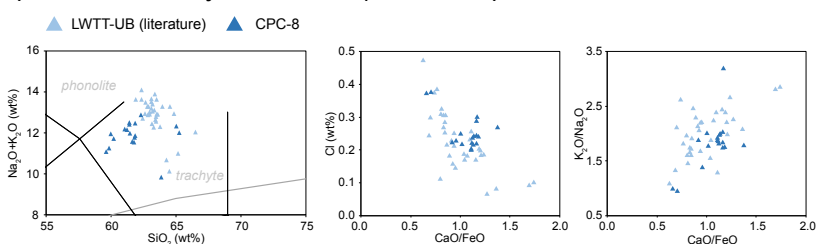
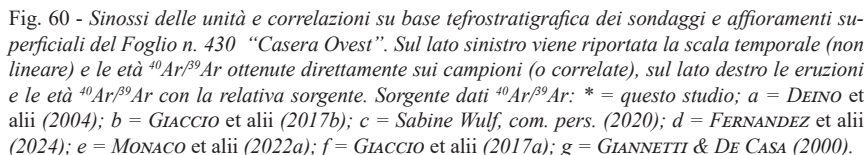


Fig. 59 - Diagramma di correlazione tra i tefra investigati (CPC-42,6, CPC-44,2, CPC-45,4, CPC-47,4, CPC-54,7, CPC-59,2, e CPC-71,4) e i dati di letteratura. Dati di letteratura: LWTT-UE, LWTT-UD e LWTT-UB = LEICHER et alii (2024).

3.6.2.5. - Sintesi delle correlazioni e cronologia delle successioni

Nella Figura 60 viene mostrata una sinossi delle correlazioni dei vari livelli di tefra del Foglio con le eruzioni e/o livelli di tefra ad essi corrispondenti, con le relative età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Un'ulteriore sintesi delle correlazioni è riportata nella Tabella 2. Nella Figura 61 è possibile visualizzare le correlazioni dei livelli investigati all'interno dei vari sondaggi, con le relative profondità e spessori, insieme alla scala temporale.



Tab. 2 - Sintesi delle correlazioni tefrostratigrafiche proposte nel testo. Sono indicate la sorgente vulcanica (vulcano ed eruzione/tefra corrispondente) e le età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Unità	Campione	Correlazione		Età	
		Vulcano	Eruzione/Tefra	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ka)	Rif.
S6-1	S6-4.0				
S8-1	S8-8.2				
S18-1	S18-4.4	CF	TGN	14,9 ± 0,4	DEINO et alii, 2004
S19-1	S19-4.9				
S16-1	S16-2.8				
S21-1	S21-25.5	CF	Post-TGC, nd	nd	
S19-2	S19-9.9	CF	TGC	40,00 ± 0,14*	GIACCIO et alii, 2017b
S19-3	S19-29.5	CF	Pre-TGC, nd	nd	Pre-TGC, nd
CSP-4	CSP-4a, -4b, -4c	CF	Trefola-Tlf	c. 53,6-51,9	S. Wulf (per. com, 2020)
CSP-3	CSP-3	CF	C22-TRF IEEs	93,2 ± 0,7	FERNANDEZ et alii, 2024
CSP-2	CSP-2a, -2b, -2c				
S13-1	S13-25.5	CF	Trefola	92,8 ± 0,4	FERNANDEZ et alii, 2024
S16-2	S16-29.3				
CPC-1	CPC-23.8				
CSP-1	CSP-1				
S13-2	S13-28.7	CF	Santa Lucia	101,2 ± 0,8	MONACO et alii, 2022b
S13-3	S13-29.7				
CPC-2	CPC-24.3	CF	Cancello	102,5 ± 0,8	MONACO et alii, 2022b
S7-1	S7-29.8				
S16-3	S16-29.7				
S18-2	S18-24.7	CF	Montemaoro	106,2 ± 0,4	FERNANDEZ et alii, 2024
CPC-3	CPC-27.1				
S12-1	S12-25.6	CF	Maddaloni	109,3 ± 1,0	MONACO et alii, 2022b
	CPC-38.3				
CPC-4	CPC-40.0	CF	Ignimbrite di Taurano	160,2 ± 2,0*	DE VIVO et alii, 20201
	CPC-41.3			159,4 ± 1,6	GIACCIO et alii, 2017a
VIT	VIT	CF	VZA	174,5 ± 0,6	Questo lavoro
	CPC-42,6				
CPC-5	CPC-44.2	RCMF	WT-LWTT-UE	303-300	GIANNETTI & DE CASA, 2000
	CPC-45.4				
	CPC-47.4				
SAF	SAF				
CPC-6	CPC-54.7	RCMF	WT-LWTT-UD	308,0 ± 2,0	GIANNETTI & DE CASA, 2000
CPC-7	CPC-59.2	RCMF	WT-LWTT-UC?	312,0 ± 4,0	GIANNETTI & DE CASA, 2000
CPC-8	CPC-71.4	RCMF	WT-LWTT-UB	314,0 ± 5,0	GIANNETTI & DE CASA, 2000
PGT	GV-1	RCMF	GE Rio Rava Stage	450,1 ± 0,7	Questo lavoro

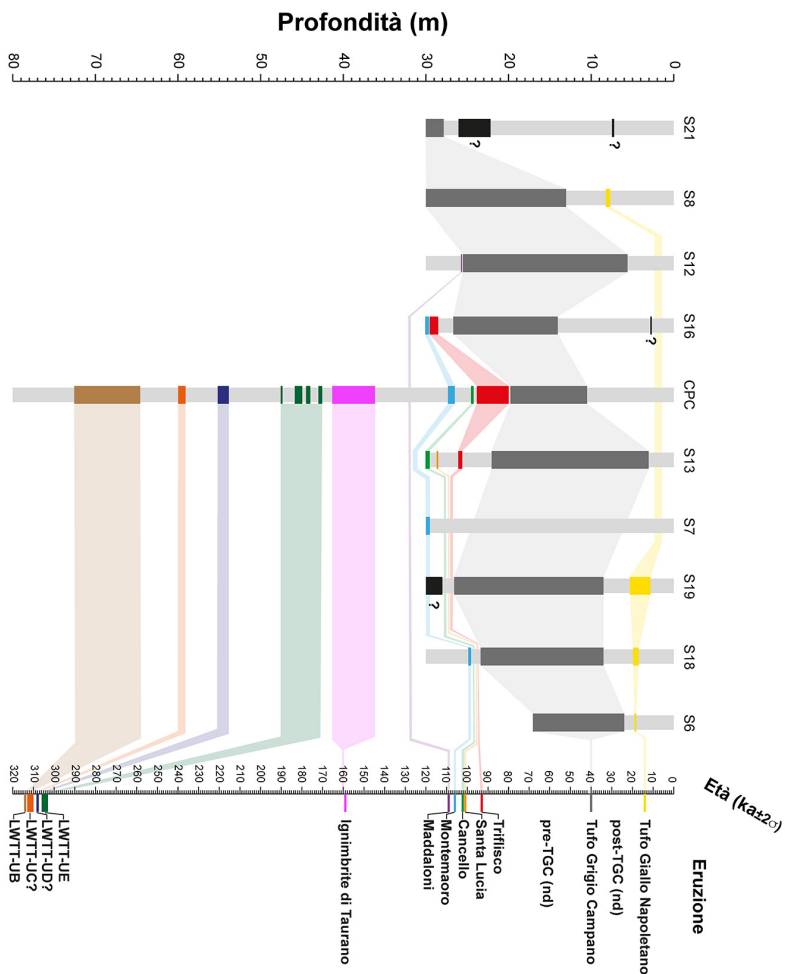


Fig. 61 - Correlazioni tra i vari livelli individuati all'interno dei sondaggi, con relative profondità e spessori. A sinistra viene riportata la profondità (in m), a destra la scala temporale con le età delle eruzioni corrispondenti.

di Taurano, ai sedimenti del MIS 9, contenenti tre unità del LWTT, quindi con uno hiatus sedimentario di circa 140 ka (Fig. 61). La maggior parte dei livelli individuati nei sondaggi sono attribuibili ai prodotti del **TGN** ($14,9 \pm 0,4$ ka) e del **TGC** ($39,9 \pm 0,1$ ka) (Figg. 60, 61). Altri livelli individuati sia nei sondaggi superficiali che nel sondaggio profondo CPC 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 è l'unità di "Montemaoro", qui datata a $106,2 \pm 0,4$ ka (Figg. 60, 61). Sorprendentemente, l'eruzione delle piroclastiti di Maddaloni, che per dispersione e volume è seconda solo al **TGC** (es., MONACO *et alii*, 2022a; FERNANDEZ *et alii*, 2024, 2025; SPARICE *et alii*, 2024), è stata individuata solo in un sondaggio superficiale (S12), mentre è assente nel sondaggio CPC. Per i sondaggi superficiali questo potrebbe essere dovuto al fatto che nella maggior parte dei casi l'eruzione di Montemaoro o del **TGC** sono le unità più profonde, e quindi il livello corrispondente a Maddaloni potrebbe non essere stato semplicemente raggiunto. La sua assenza nel sondaggio CPC meriterebbe invece un approfondimento per una corretta valutazione della dispersione di questa eruzione.

Da un punto di vista tefrostratigrafico, le nuove datazioni delle *piroclastiti di Triflisco (IFL)*, Montemaoro e Vitulazio (**VZA**) forniscono dei vincoli cronologici fondamentali per ricostruzioni tefrostratigrafiche nell'area mediterranea e, soprattutto, nella ricostruzione della storia eruttiva pre-**TGC** del vulcano dei Campi Flegrei. Infine, la datazione di GV-1 (PGT) fornisce nuovi dati per la ricostruzione della storia eruttiva del vulcano di Roccamonfina, ancora scarsamente vincolata da età radioisotopiche e non sufficientemente rappresentata in termini di analisi chimiche della componente vetrosa.

3.6.3. - *Evoluzione paleoambientale*

3.6.3.1. - 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 numerosi livelli guida vulcanici riscontrati (vedi § 3.6.2.) 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 arealmente sia in superficie che nel sottosuolo è il *Tufo Grigio Campano*, la cui distribuzione e caratterizzazione vulcanologica sono state precedentemente discusse (vedi § 3.6.2.). Altri importanti *marker* sono il *Tufo Giallo Napoletano*

la cui distribuzione areale in affioramento ricade prevalentemente nell'area napoletana (a sud del Foglio), ma localmente anche in esigue aree pedemontane (in località S. Angelo in Formis). Rispetto al **TGC**, la distribuzione in sottosuolo del **TGN** è meno diffusa e localizzata solo in alcune aree. Altri *marker* di origine flegrea più antichi, hanno una limitata distribuzione in superficie (vedi § 3.2.1.2.. - *il sintema di S. Prisco*) ma una ampia distribuzione arealmente nel sottosuolo, come le unità eruttive pre-**TGC**, datate tra c. 109 ka e 93 ka, note come Maddaloni, Montemaoro, Cannello, Santa Lucia e Triflisco, frequentemente rinvenute nel sottosuolo (vedi § 3.6.2.), nonché l'unità del tardo Pleistocene medio (c. 160 ka), nota come Ignimbrite di Taurano, rinvenuta nel sondaggio profondo di Ciamprisco (CPC). I *marker* tefrostratigrafici più antichi, riferibili ad eruzioni del vulcano del Roccamonfina riscontrati in piccoli affioramenti in superficie nel settore settentrionale del Foglio, sono stati riscontrati unicamente in un sondaggio profondo (Sondaggio CPC). L'insieme di questi *marker* hanno permesso di migliorare la caratterizzazione cronostratigrafica dei depositi riconosciuti.

3.6.3.2. - 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 l'unità post-**TGC**: **U₁** (Pleistocene Superiore *p.p.*). Al di sopra dell'unità **U₁** localmente sono presenti nel sottosuolo depositi cineritici ocracei da caduta riferibili ai prodotti distali del **TGN**. Le caratteristiche composizionali e le datazioni cronologiche dei tefra sono descritte nel paragrafo precedente (vedi § 3.6.2.) e non vengono trattati nello specifico di questo paragrafo. La successione del sottosuolo termina nella parte alta con unità afferenti al sintema vesuviano-flegreo (VEF) che caratterizzano inoltre i depositi presenti in affioramento nella pianura alluvionale (Fig. 62, 62a).

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 riscontrate nei sondaggi CARG.

3.6.3.2.1. - Le unità sepolte pre-TGC

Unità di piana alluvionale (U₄) (> di 159 ka)

È costituita da una alternanza di livelli prevalentemente sabbiosi, talora laminati, e livelli sabbioso - limosi con abbondante materiale vulcanoclastico, di ambiente prevalentemente alluvionale osservata nel sondaggio CPC da 80 m a 38 m dal piano campagna. Si intercalano in questa unità 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), presenti a partire dalla profondità di circa 73 fino a 43 m da piano campagna (CPC), non sono state riconosciute discontinuità alla base del sondaggio; pertanto, non è osservabile il limite inferiore di questa unità. 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 U₄, in quanto al di sopra di questo tefra si osserva una brusca variazione di facies e di ambienti sedimentari. I campioni prelevati in U₄ risultano prevalentemente sterili e caratterizzati da livelli generalmente arrossati ed ossidati, esclusivamente in un livello sottile (0,20 cm) sono stati riconosciuti frammenti di molluschi dulcicoli indeterminabili. Due livelli vulcanici caratterizzati da spessori maggiori: il più basso stratigraficamente osservato a profondità tra 74 e 64 m circa (10 m di spessore) attribuito a LWTT -UB (314 ± 5 ka) e quello più alto a quota compresa tra 41,3 e 37,5 m (spessore circa 6 m) riferibile all'Ignimbrite di Taurano ($159,4 \pm 1,6$ ka) sono stati correlati per quota e spessore nei sondaggi bibliografici prossimi al sondaggio CARG. In particolare i tefra più bassi attribuiti al ciclo eruttivo del gruppo di Lauro (LWTT-UB) ha sicuramente una distribuzione ampia regionalmente nel sottosuolo e si riconoscono a quote comparabili anche in altre piane dell'Appennino (Foglio n. 405 "Campobasso" - piana di Boiano).

In sintesi, l'intero intervallo litostratigrafico analizzato di circa 40 m è caratterizzato da ripetute intercalazioni vulcaniche attribuite a differenti unità afferenti al Gruppo di Lauro (*White Trachytic Tuff*), depostesi in un intervallo temporale intorno ai 300 ka, durante il MIS 9. Le litofacies riconosciute evidenziano condizioni di ambienti prevalentemente continentali, alluvionali e palustri e orizzonti pedogenetici poco profondi. Pertanto, si suppone che la successione analizzata, dopo la messa in posto dei tefra, sia stata prevalentemente oggetto di processi di erosione e/o non deposizione. L'unità è chiusa in concomitanza con un tefra riferibile all'ignimbrite di Taurano depostosi durante una fase di *low stand* (MIS 6).

Unità di ambiente transizionale (U₃) (compresa tra 159 - 102 ka)

Al di sopra del deposito vulcanico dell'Ignimbrite di Taurano nel sondaggio CPC si riconoscono depositi che individuano una brusca variazione di facies

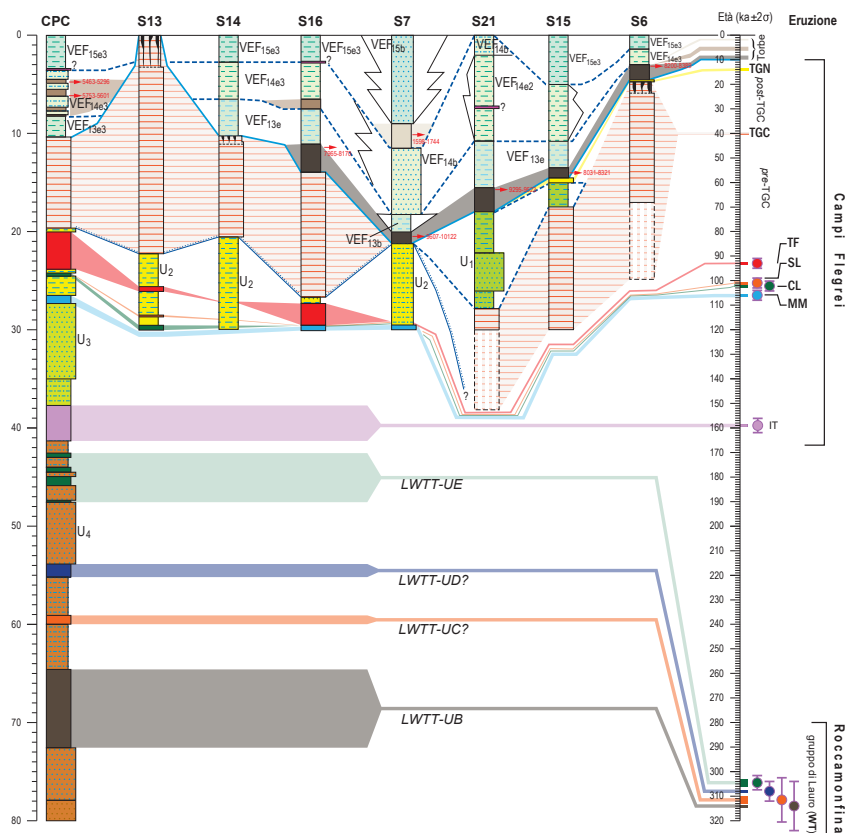


Fig. 62 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità sepolte nella pianura alluvionale del Fiume Volturno.

e di ambiente: da facies prevalentemente continentali di piana alluvionale a facies marino-transizionali. L'unità è costituita prevalentemente da sabbie da medio a fini a foraminiferi bentonici di ambiente marino - transizionale che si riscontra da 37,5 a 27,2 m dal piano campagna (circa 10 m di spessore). Su questa unità poggia un livello vulcanico riferibile all'eruzione di Montemauro ($106,2 \pm 0,4$ ka) dell'unità U_2 . In altre zone (S12), si rivengono depositi riferibili alle piroclastiti di Maddaloni ($109,3 \pm 1$ ka) a testimoniare di una superficie non isocrona in funzione sia della paleotopografia sia della distribuzione areale dei tefra. Questa successione è osservabile esclusivamente nell'area nel suddetto sondaggio, dove è cronologicamente ben vincolata alla base e al tetto dai tefra

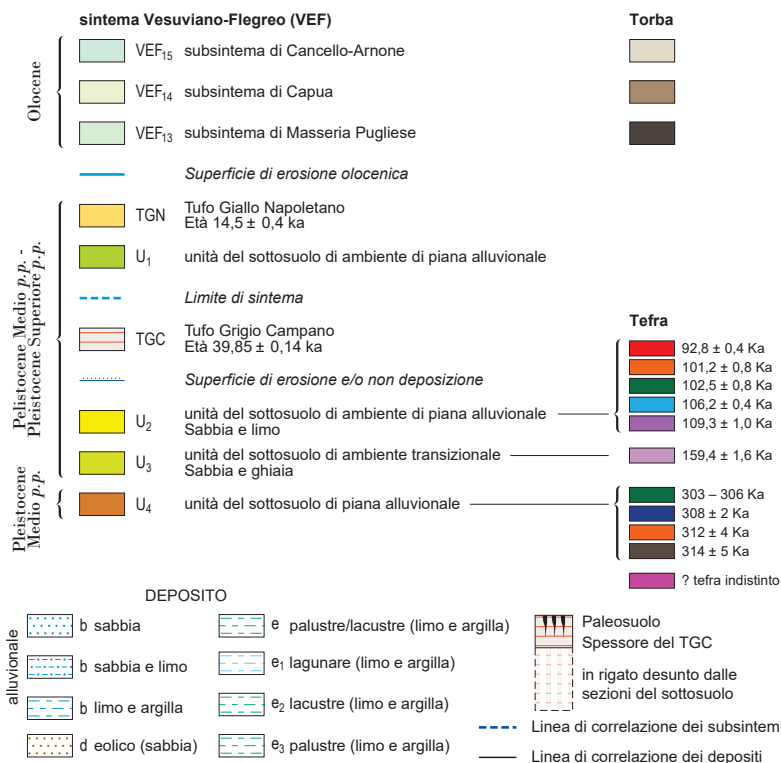


Fig. 62a - Legenda dello schema dei rapporti stratigrafici delle unità sepolte nella pianura alluvionale del Fiume Volturno.

dell'Ignimbrite di Taurano e Montemauro che la delimitano. Per le caratteristiche della associazione di facies, analogamente a quanto osservato nel sondaggio CARG del Foglio limitrofo n. 431 "Caserta Est", U₃ può essere riconducibile ai depositi continentali del MIS 6 e marino-transizionali del MIS 5e (Tirreniano). I depositi di U₃ si ritrovano alla quota rispetto al livello del mare compresa tra 29,5 a 19,2 m compatibile con quella riscontrata in SANTANGELO *et alii*, 2010 nel sondaggio eseguito nell'area di S. Marco Evangelista. Si osserva un passaggio nella parte alta a sottili livelli di ambiente lagunari/salmastri/palustri, nell'insieme questa unità pertanto individuerrebbe un ciclo trasgressivo accompagnato da una repentina regressione.

Questi depositi non sono stati riscontrati in altri sondaggi, al di sotto del TGC, in letteratura sono spesso riportati sedimenti di ambiente marino con macrofossili

lamellibranchi (tra cui *Cardium* sp.), gasteropodi, in PUTIGNANO *et alii*, 2007 dai dati dei sondaggi nell'area dell'abitato di Caserta. Solo nei livelli più alti sono stati riconosciuti coralli (*Cladocora caespitosa*) in ROMANO *et alii* (1994) le cui datazioni radiometriche, effettuate su frammenti di *Cladocora caespitosa* rinvenuti nella parte alta di questa unità, hanno fornito una età di 126 ± 11 ka.

Unità di piana alluvionale (U₂) (compresa tra 102 - 40 ka)

Al di sopra del tefra riferibile all'eruzione di Montemauro nel sondaggio CPC si riconosce una successione costituita prevalentemente da livelli di limi argillosi, talora torbosi con abbondante materiale vulcanoclastico di ambiente prevalentemente di piana alluvionale. I campioni prelevati talora evidenziano associazioni di ostracodi abbondanti di ambiente dulcicolo (lacustre/palustre). I depositi si ritrovano alla profondità comprese tra 26, 5 e 19,8 m dal piano campagna. Si intercalano in questa unità differenti tefra riferibili alle eruzioni di Cancellò, Santa Lucia e Triflisco (comprese circa tra 102 - 92,8 ka) questi non sono tutte presenti nei sondaggi dove viene riconosciuta tale unità, inoltre gli spessori dei tefra risultano variabili da centimetrici a qualche metro. La più frequente è l'eruzione di Triflisco. Tali caratteristiche evidenziano probabilmente variabilità legate a fenomeni di erosione dei tefra post-deposizione in ambiente alluvionale. C'è da evidenziare che nel S7 questa unità è ricoperta direttamente da depositi di torbe oloceniche, la cui possibile interpretazione è già discussa (vedi § 3.5.). Si attribuisce a questa unità anche la successione osservata nel Sondaggio VIT (in prossimità dell'abitato di Triflisco) riconosciuta dalla base del sondaggio da 80 m fino a 39 m, al di sopra con contatto netto ed erosivo è presente il **TGC**. La successione è costituita da alternanze di ghiaie poligeniche e sabbie con passaggi netti e erosionali che passano nella parte alta ad argille e sabbie con frequenti tracce di arrossamenti.

Nell'insieme queste litofacies individuano un ambiente alluvionale prossimo ad un paleo-alveo. Si evidenziano riempimenti di aree canalizzate costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie che passano superiormente ad aree di esondazione con sabbie limose e limi ossidati e arrossati con passate di livelli centimetri di clasti a spigoli vivi.

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 a sud-est (Sondaggio CARG del Foglio limitrofo n. 431 "Caserta Est"), testimoniano una emersione dell'area.

Il Tufo Grigio Campano (TGC) ($39,85 \pm 0,14$ ka)

Per questa unità, ampiamente discussa in questo capitolo sia per i depositi in affioramento sia per la distribuzione nel sottosuolo (vedi § 3.5.), 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) Talora è presente un paleosuolo ben sviluppato, specie in aree in cui la sedimentazione successiva non è presente o è poco spessa (S13 e S6). Solo in un caso (S14) il paleosuolo marca il passaggio ai depositi dell'Olocene. Generalmente nelle altre aree il paleosuolo è mancante ed il **TGC** è ricoperto direttamente da livelli di torbe oloceniche individuando fenomeni erosivi molto intensi post deposizione del **TGC** avvenuto prima dell'Olocene.

3.6.3.2.2. - L' unità sepolta post-TGC

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

Al di sopra **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. Al tetto di questi depositi (S15) si ritrovano livelli ocracei pomicei riferibili all'eruzione del **TGN**. Si ritrovano a diversa quota dal piano di campagna con spessori variabili da 0 a circa 10 m, nei sondaggi CARG. Sulla base di quanto riscontrato si attribuiscono a questa unità generalmente, per continuità laterale con i sondaggi CARG o per le descrizioni riscontrate nei sondaggi di bibliografia, sedimenti argillosi talora verdastri con livelli di pomici arrotondate, presenti al tetto del **TGC**. Nel complesso questa unità è discontinua e marca ampie superfici erosionali al tetto del **TGC** e talvolta su unità più antiche (U_2 , vedi sezione del foglio del sottosuolo). Talora individuano aree di piccola estensione caratterizzate da sedimenti sabbioso-limosi. I campioni prelevati in questa unità sono risultati sempre sterili. 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 costituiscono probabilmente il primo *input* connesso all'instaurarsi di un reticolo idrografico post - **TGC**.

Il Tufo Giallo Napoletano (TGN) ($14,5 \pm 0,4$ ka)

Ampliamente trattato nel paragrafo 3.2.1.3., si rileva nel sottosuolo con spessori molto ridotti generalmente centimetrici, o al massimo di circa 1 m. Si rileva nelle aree a sud del Foglio e in un'area più interna nella valle attraversata dal Torrente S. Giovanni ad est di Bellona. Si ritrova al di sopra dell'unità del sottosuolo U_1 , per la quale costituisce il vincolo superiore. Esclusivamente nell'area a Nord della

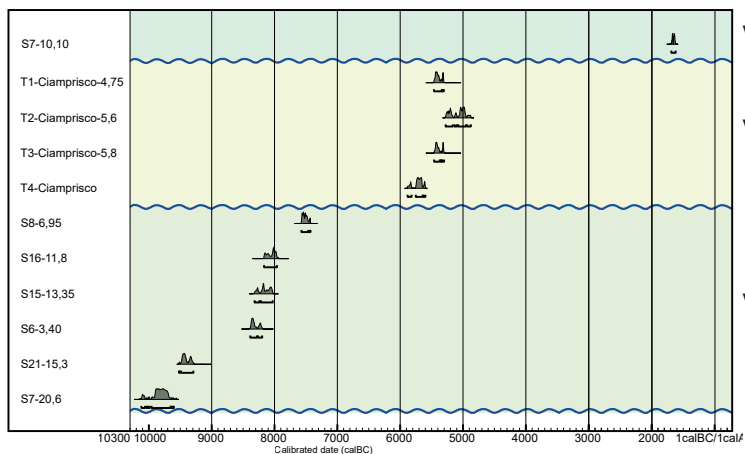
località di Casal di Principe poggia al disopra del paleosuolo sviluppato sul **TGC**.

La messa in posto del **TGN** è avvenuta durante le fasi iniziali della trasgressione marina del Tardiglaciale-Olocene avvenuta tra 15 ka e 6 ka (trasgressione flandriana).

3.6.3.3. - Le unità della pianura alluvionale del Fiume Volturno

Vengono trattate le successioni presenti nel sottosuolo dal basso verso l'alto attribuite sulla base dei caratteri tessiturali ai subsintemi **VEF₁₃**, **VEF₁₄** e **VEF₁₅**, che presentano in profondità variazioni di facies differenti rispetto alla parte in affioramento. Sono stati osservati livelli di torbe che sono stati raggruppati in tre intervalli temporali. Questi livelli sono quindi interpretati come momenti di stasi riconoscibili alla scala del bacino di sedimentazione (Fig. 63). Le datazioni dei primi livelli di torbe riconosciute al tetto di differenti unità **TGC**, **TGN**, **U₁** e **U₂** marcano l'inizio della sedimentazione olocenica rappresentata dai depositi di **VEF₁₃** e indicano un gradiente di età da sud-ovest a nord-est e da ovest a est variabile da circa 10 ka a 8 ka, evidenziano comunque un *cluster* ben definito. Questa variazione di età a piccola scala, dell'ordine di qualche centinaio di anni, può essere imputata sia al campionamento dei livelli torbosi in cui c'è maggiore concentrazione di frustoli vegetali e/o dei livelli ricchi in materia organica, sia alla distribuzione areale, es. bassi e alti morfologici in cui prevale la non deposizione e/o l'erosione. Tuttavia, alla scala delle migliaia di anni, tali differenze sono indicative della dinamica della progressiva ingressione marina delle aree più prossime alla costa (più antiche) a quelle più interne della piana (più recenti). I livelli di torba successivi che caratterizzano la parte inferiore di **VEF₁₄** indicano un'età di circa 5750 anni, ma potrebbero essere anche leggermente più antichi, dato che non sono stati prelevati alla base della successione. Queste torbe potrebbero essere messe in relazione 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. I livelli di torba che caratterizzano la parte superiore della successione olocenica del **VEF₁₅** sono stati datati in questo Foglio e nel Foglio limitrofo n. 429 "Mondragone" ed indicano un'età di circa 2000 anni e sono probabilmente connessi alle ultime fasi aggradazione della piana trasgressivo-regressive con ciclicità a piccola scala correlata alle variazioni climatiche storiche nell'area mediterranea (periodo caldo romano in ORTOLANI & PAGLIUCA, 1999). Si descrivono di seguito, dal basso verso l'alto, le associazioni di facies riscontrate nei sondaggi che caratterizzano i suddetti subsintemi. La successione olocenica ha uno spessore complessivo variabile da nullo a circa 20 m.

A



B

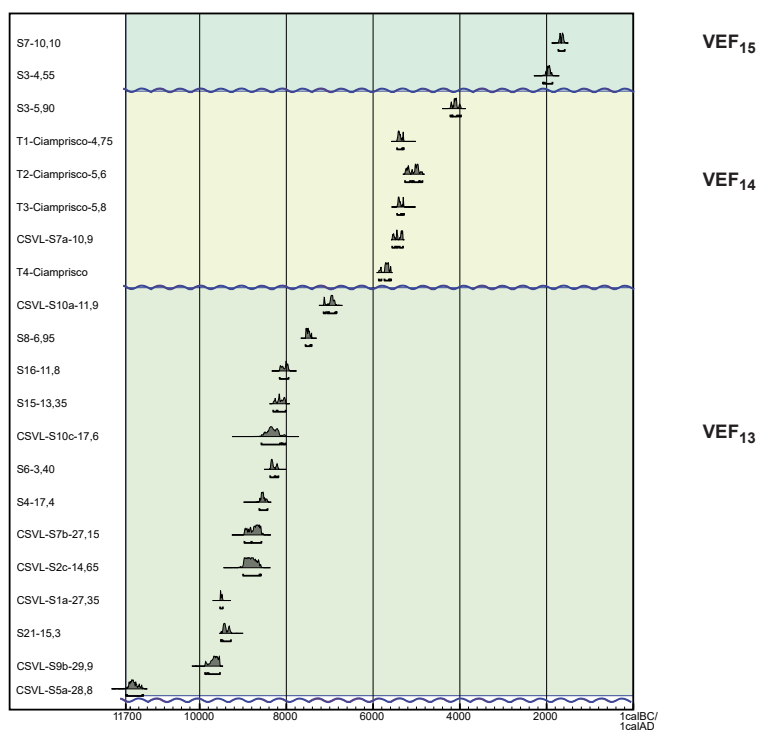


Fig. 63 - Diagramma che mostra i dati geocronologici (^{14}C) delle torbe analizzate; A) campioni analizzati nel Foglio; B) Sintesi complessiva dei campioni analizzati nei fogli n. 429 e 430.

subsintema di Masseria Pugliese (VEF₁₃)

I primi depositi associati al sistema VEF₁₃ sono caratterizzati da argilla e limo molto teneri, di colore da grigio a grigio scuro, con abbondante materiale organico. Sono comunemente presenti intercalazioni di torba, spesse fino a 1 m. A luoghi sono presenti gasteropodi d'acqua dolce. Nel complesso costituiscono un deposito palustre (VEF_{13e3}). L'età è variabile da circa 9200 a 7965 anni, ottenuta dalle datazioni disponibili al radiocarbonio, mentre questa associazione di facies viene interpretata come il primo deposito trasgressivo nell'area di studio, formatosi all'inizio dell'Olocene. Al disopra di questi livelli prevalentemente costituiti da torbe si rinvengono depositi argilloso-limosi con associazioni ad ostracodi che evidenziano ambienti dulcicoli a lenta corrente e ricchi di vegetazione (*Neglecandona neglecta Ilyocypris bradyi Pseudocandona* sp. *Candona* sp.) I depositi attribuiti al VEF_{13e} sono stati interpretati come depositi di ambiente alluvionale e in particolare di piana di esondazione.

OLOCENE INFERIORE p.p. - OLOCENE MEDIO p.p.

subsintema di Capua (VEF₁₄)

Al disopra dei depositi di VEF₁₃ si rilevano depositi torbosi riferibili ad ambienti palustri (VEF_{14e3}) per uno spessore inferiore a 1 m. Nel sondaggio CPC si osserva una fitta alternanza tra i livelli ricchi in materia organica e limi. In alcune aree centrali della piana (S21 e S15) si rinvengono alternanze di limi sabbiosi e argille riferibili a depositi lacustri VEF_{14e2}.

Sia i campioni prelevati tra i livelli di torba presenti nella parte bassa della successione (S16) VEF_{14e3} sia i campioni argillosi provenienti da VEF_{14e2} sono ricchi in molluschi terrestri di piccole dimensioni e di ostracodi (*Neglecandona neglecta Pseudocandona pratensis Eucypris virens*). L'associazione ad ostracodi è tipica di un ambiente di acqua dolce. Le tre specie presenti sono ad ampia tolleranza ecologica, e si possono trovare in acque dolci permanenti e temporanee, anche a bassa ossigenazione. L'età più antica è di circa 5750 anni.

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

subsintema di Cannello-Arnone (VEF₁₅)

Al di sopra dei depositi di VEF₁₄ si rilevano i depositi che caratterizzano le ultime fasi di esondazione del Fiume Volturno. Questi depositi sono caratterizzati da una variabilità delle facies osservabili anche direttamente in campagna legate alle aree di canale e/o argine di canale del Fiume Volturno VEF_{15b} e individuano sedimenti costituiti da sabbia da fine a molto fine marroni o grigie con spessore variabile fino a 6-7 m. Sono costituiti da sabbie moderatamente sciolte con una caratteristica finitura verso l'alto. 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_{15e3}**. Il sondaggio S15 analogamente con quanto osservato in campagna risulta caratterizzato da facies di ambienti di acque dolce sin dal tetto **VE_{15e}** e individua aree attualmente in subsidenza al di sotto del livello del mare. Alla base del sondaggio S7 è presente un deposito di torba che ha dato l'età indicativa di circa 1700-2000 anni per tale subsintema che dunque arriva fino all'attuale.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

VI - TETTONICA

Il settore di catena sud-appenninico ricadente all'interno del Foglio n. 430 "Caserta Ovest" è costituito da unità tettoniche derivanti dalla deformazione di domini di piattaforma carbonatica di età meso-cenozoica noti in letteratura come Piattaforma Campano-Lucana e Piattaforma Abruzzese-Campana (D'ARGENIO *et alii*, 1973). Secondo la classica ricostruzione paleogeografica proposta dagli stessi Autori la Piattaforma Campano-Lucana rappresentava il dominio di piattaforma più interno (occidentale) separato dalla Piattaforma Abruzzese-Campana, posta in posizione più esterna (orientale), da un dominio bacinale rappresentato dal Bacino Lagonegrese. Durante la tetto-genesi mio-pliocenica questi domini si sono deformati e accavallati uno sull'altro procedendo da ovest verso est. L'area del Foglio riveste un ruolo di particolare interesse tettonico e di ricostruzione paleogeografica in quanto proprio all'interno del Foglio, nei pressi di S. Angelo in Formis, viene storicamente segnalata la sovrapposizione diretta tra le due unità di piattaforma carbonatica senza interposizione delle Unità Lagonegresi (PESCATORE & SGROSSO, 1973). Nonostante l'evoluzione delle conoscenze geologiche e la formulazione di modelli paleogeografici e tettonici più o meno articolati basati su un numero variabile di piattaforme carbonatiche intervallate da aree con caratteri marginali o di vero e proprio bacino, coinvolte poi nella tetto-genesi (SGROSSO, 1983, 1988, 1998; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA *et alii*, 1992; MARSELLA *et alii*, 1995; CIARAPICA & PASSERI, 1998; PATACCA & SCANDONE, 2007; VITALE *et alii*, 2020; CIARCIA & VITALE, 2024), la zona di S. Angelo in Formis continua a rivestire un ruolo chiave per la comprensione della paleogeografia e della storia deformativa della catena sud-appenninica. La questione sul rango di tale sovrapposizione, osservabile in questo settore, rimane una questione ancora dibattuta in

quanto il contatto diretto tra queste due aree di piattaforma potrebbe rappresentare la testimonianza di entità di raccorciamento tali da determinare lo scavalcamento completo dell'unità di piattaforma più interna sui domini bacinali lagonegresi fino a sovrapporsi direttamente sulle unità della piattaforma più esterna (VITALE *et alii*, 2020); oppure rivestire un ruolo di secondo ordine se considerata come una sovrapposizione tra due scaglie carbonatiche interne allo stesso dominio di piattaforma, senza interposizione di un dominio bacinale, il quale sarebbe relegato paleogeograficamente in settori più meridionali rispetto alle aree di piattaforma (CIARCIA & VITALE, 2024). I rilievi effettuati per la realizzazione del Foglio non permettono di risolvere questa problematica, in quanto nonostante siano state evidenziate delle differenze di evoluzione stratigrafica delle successioni carbonatiche appartenenti alle due unità tettoniche (descritte nei paragrafi precedenti), non sono state individuate sostanziali differenze nella loro evoluzione deformativa. In ambito CARG per analogia con il confinante Foglio, i rilievi posti a sud del Volturno e il blocco del M. Maiulo-Castel di Sasso sono riferibili all'unità tettonica M. Lattari-M. Picentini-M. Alburni, mentre i restanti rilievi posti a nord del Fiume Volturno sono riferibili all'unità tettonica del Matese-Taburno-Camposauro (Fig. 64). Le arenarie di Caiazzo (AIZ) poggianti in discordanza sui carbonati dell'unità Matese si ritrovano sempre sottoposti all'unità M. Picentini-M. Lattari (cfr. sezioni del Foglio). Successivamente agli eventi compressivi che hanno determinato l'architettura geometrica delle unità ora descritte, la fisiografia del Foglio è stata fortemente condizionata dalla tettonica estensionale che ha agito durante il Quaternario secondo due distinte fasi, una più antica caratterizzata da estensione NO-SE ed una più recente orientata NE-SO (CAIAZZO *et alii*, 2006; CASCIELLO *et alii*, 2006; AMATO *et alii*, 2017). L'attività delle faglie generatesi durante queste fasi ha determinato il ribassamento a gradinata delle unità carbonatiche verso la costa Tirrenica. L'estensione e le oscillazioni del livello marino hanno controllato la deposizione, nei settori di piana costiera, di potenti spessori di successioni alluvionali e marine, a cui si associano a varie altezze depositi vulcanici provenienti dal Roccamonfina e dal distretto dei Campi Flegrei.

1. - STRUTTURE ESTENSIONALI PRE-THRUSTING

All'interno del Foglio sono frequenti gli indizi indiretti di instabilità gravitativa di probabile origine tettonica sin-sedimentaria registrati dalle successioni di piattaforma carbonatica. Si va dai corpi di breccie che caratterizzano alcuni intervalli stratigrafici (CRQ₁) a spettacolari fenomeni di *slumping* come quelli presenti in CDO a Monte Fallano. Tuttavia nei pressi della cava di Camigliano sono stati rinvenuti chiari indizi di un'attività tettonica nel Giurassico Inferiore (Fig. 65). In

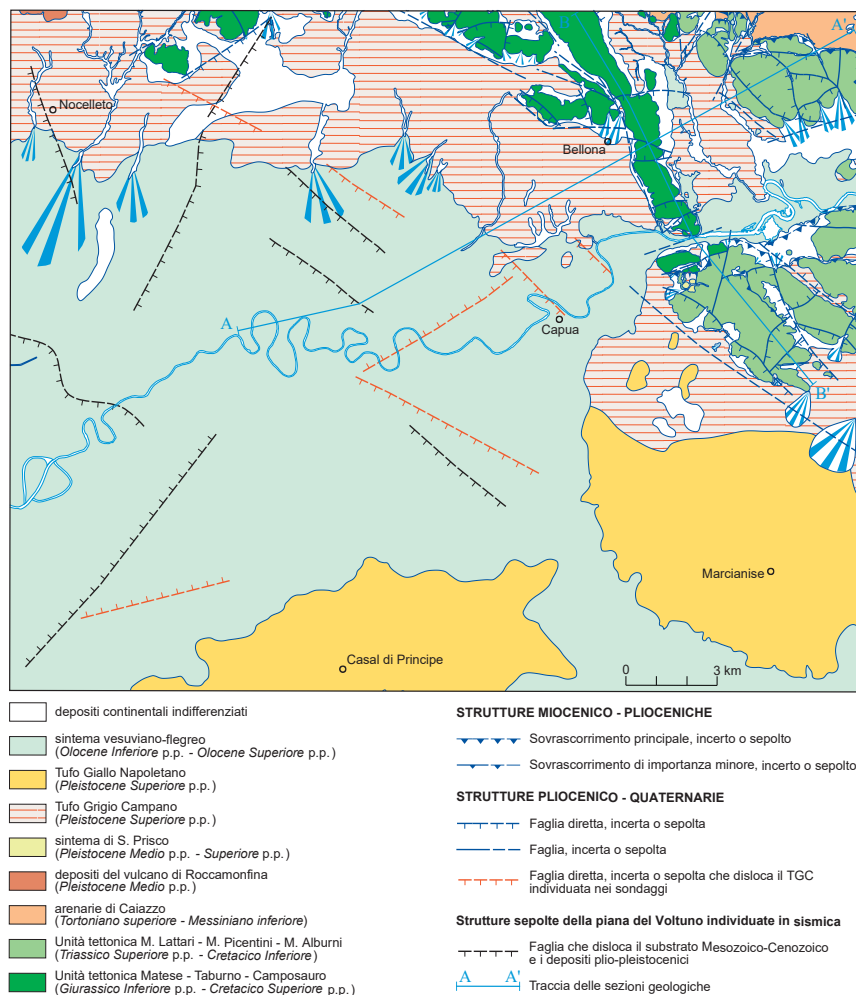


Fig. 64 - Schema tettonico del Foglio n. 430 "Caserta Ovest".

questa località è infatti possibile osservare un piano di faglia orientato N 270E/70° che interessa i calcari giurassici dell'unità **CPL**, con gli strati del blocco di *hangingwall* uncinati in direzione del piano di faglia. Quest'ultimo verso l'alto risulta suturato da depositi marnoso-calcarei ricchi in valve di *Lithotis*, accumulatisi in un canale con base erosiva. Evidenze di fagliazione del Giurassico Inferiore sono ben documentate in vari settori della catena sud-appenninica e sono il risultato di



Fig. 65 - Zona antistante la cava di Camigliano. Piano di faglia E-O nei calcari del Giurassico Inferiore (CPL). Si può notare come il piano di faglia sia suturato dai depositi di un canale con base erosiva ricchi in valve di *Lithiotis*.

un'attività tettonica estensionale connessa al *rifting* tetideo che ha portato alla formazione di depressioni intra-piattaforma come ristretti *embayment* o veri e propri bacini (CATALANO & D'ARGENIO, 1982; PAPPONE *et alii*, 2009).

2. - STRUTTURE COMPRESSIVE

Le strutture compressive individuate all'interno del Foglio evidenziano due assi di raccorciamento principale, orientati NO-SE e circa NE-SO. Quest'ultimo è responsabile dello sviluppo della maggior parte delle strutture compressive riconosciute nel Foglio, mentre le strutture riconducibili ad un asse di deformazione orientato NO-SE sono state osservate esclusivamente in un circoscritto settore. Non è chiaro quindi se le strutture ad orientazione antiappenninica siano il risultato di un distinto evento deformativo o se invece siano l'effetto di particolari condizioni locali durante lo sviluppo della fase tettonica NE-SO. Comunque, nei pochi casi in cui le strutture antiappenniniche sono state osservate, esse hanno sempre mostrato una loro preesistenza durante lo sviluppo delle strutture ad orientazione appenninica.

L'elemento tettonico di primo ordine presente nel Foglio è sicuramente rappresentato dalla sovrapposizione dell'unità M. Lattari-M. Picentino-M. Alburni,



Fig. 66 - Cava di S. Angelo in Formis. Anticlinale ad asse NE-SO nei calcari del Cretacico Inferiore (**CRQ**), il cui fianco verticalizzato è interessato da piani di taglio SE-vergenti.

sull'unità Matese-Taburno-Camposauro coperta in discordanza dalle *arenarie di Caiazzo* (**AIZ**). Il contatto, ben documentato in sondaggio in settori attigui al Fiume Volturno, lungo il versante nord-occidentale di M. dei Lupi. In questa località i termini inferiori dell'unità M. Lattari - M. Picentino - M. Alburni, si ritrovano sovrapposti sia alle *arenarie di Caiazzo* che ai calcari del Cretacico Superiore (**RDT**) dell'unità Matese-Taburno-Camposauro. Nonostante la zona di contatto sia mascherata da depositi di versante, è possibile notare come il blocco di *footwall* immerga omogeneamente verso sud-est al di sotto del piano di sovrapposizione. Quest'ultimo, sebbene abbia una orientazione media NE-SO ed immersione verso sud-est, mostra in pianta un andamento marcatamente ondulato, probabilmente legato ad una sua successiva deformazione. Spostandoci di poco verso nord, le arenarie di **AIZ** e i calcari di **RDT** sono ribassati e messi a contatto con i calcari del Cretacico Inferiore (**CRQ**) attraverso lo sviluppo di una faglia diretta orientata ENE-OSO. I calcari dell'intervallo **CRQ** sono ben esposti sul fronte di una vecchia cava presente in quest'area (Fig. 66), dove è possibile osservare come gli strati descrivano una grossa anticlinale di rampa ad asse NE-SO vergente verso sud-est, il cui fianco verticalizzato è interessato da piani di taglio vergenti sempre a sud-est.

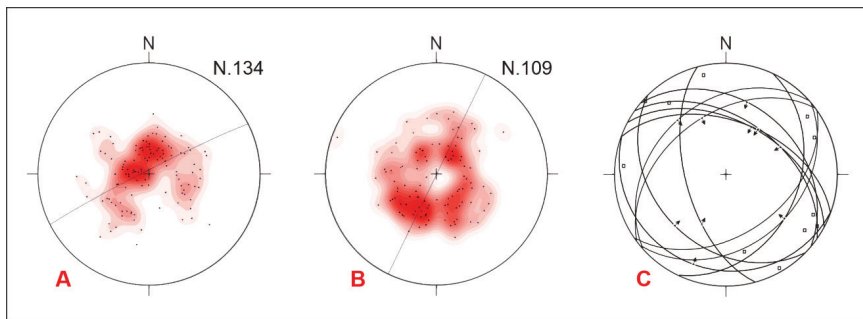


Fig. 67 - Diagrammi strutturali mostrand la dispersione dei dati giaciturali nelle due unità tettoniche carbonatiche: A) Unità M. Grande, B) Unità M. Tifata-M. Maiulo. Entrambe mostrano una compressione orientata circa NE-SO. Nel diagramma (C) sono invece mostrati i piani di thrust e gli assi di piega (quadrantini vuoti) raccolti durante il rilevamento in entrambe le unità tettoniche.

Come già accennato in precedenza, strutture con questa orientazione non sono molto frequenti all'interno del Foglio, esse sono desumibili esclusivamente dall'andamento giaciturale del settore della dorsale di M. Grande prossimo alla zona di sovrapposizione, e da alcuni piani di taglio minori osservati sempre nella stessa area. Le strutture maggiormente evidenti presentano invece orientazioni variabili da NO-SE a NNO-SSE e sono omogeneamente distribuite all'interno delle due unità tettoniche carbonatiche, così come evidenziato anche dalla dispersione dei dati giaciturali (Fig. 67).

Bisogna inoltre sottolineare come l'unità M. Lattari - M. Picentini - M. Alburni nel settore a sud del Fiume Volturno risulti costituita da più scaglie sovrapposte NE-vergenti, tra cui quella più evidente è rappresentata proprio dal M. Tifata. La peculiarità del rilievo è rappresentata dal fatto che il blocco di *footwall* presenta un assetto giaciturale immergente verso SE, obliquo rispetto al piano di sovrapposizione, evidenza anche in questo caso del coinvolgimento, nella deformazione NE-vergente, di successioni probabilmente già deformate.

3. - STRUTTURE TRASCORRENTI ED ESTENSIONALI

I rilievi carbonatici presenti all'interno del Foglio risultano interessati da sistemi di faglie estensionali ad alto angolo (Fig. 68a) raggruppabili in tre famiglie principali. Una prima comprende strutture con orientazioni variabili da NO-SE a NNO-SSE, una seconda NO-SE ed una terza famiglia con orientazioni circa E-O. Tra di esse la prima risulta essere quella maggiormente rappresentata e responsabile dell'attuale morfologia dei rilievi che mostrano una spiccata orientazione appenninica.

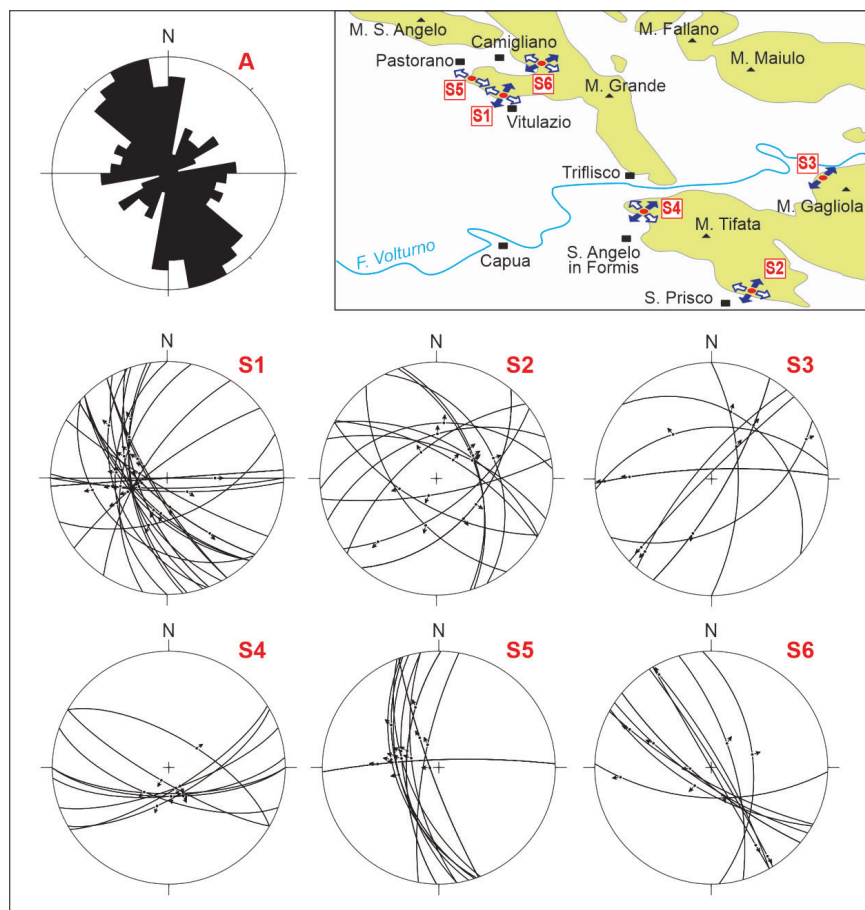


Fig. 68 - Lo schema mostra l'ubicazione delle stazioni strutturali poste in alcune delle numerose cave presenti all'interno del Foglio. Le frecce blu in corrispondenza dell'ubicazione schematizzano le orientazioni principali di estensione rilevate all'interno della singola stazione di misura (la freccia piena indica l'estensione più antica, la freccia vuota quella più recente). A) diagramma a rosa mostrante l'orientazione principale delle faglie misurate all'interno del Foglio. I diagrammi da S1 a S6 mostrano invece le orientazioni dei piani di faglia corredati da indicatori cinematici collezionati all'interno della singola stazione di misura; S1) cava di Vitulazio, S2) cava di S. Prisco, S3) cava di M. Gagliola, S4) cava di S. Angelo in Formis, S5) cava di Pastorano e infine S6) cava di Camigliano.



Fig. 69 - Cava di Vitulazio (S1). Faglia N140E/65° transtensiva destra nei calcari **CRQ**.

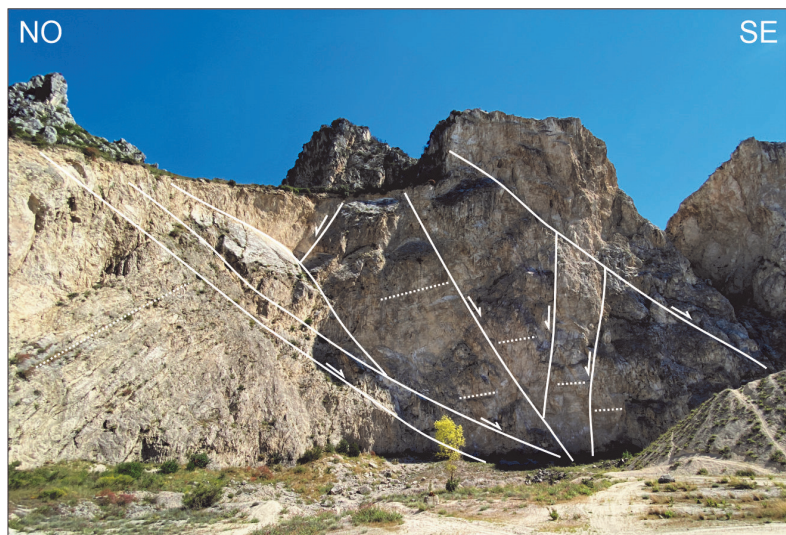


Fig. 70 - Cava di S. Prisco (S2) sul cui fronte sono ben esposti numerosi piani di faglia con orientazioni variabili da ONO-ESE a NO-SE che ribassano i carbonati giurassici dell'unità **CCM** verso i settori di piana.

Per l'analisi dei sistemi di faglie sono state effettuate misurazioni in sei stazioni strutturali ubicate in corrispondenza di alcune delle numerose cave dismesse presenti nel Foglio (Fig. 68). Le orientazioni dei piani di faglia ed i cinematismi riconosciuti su di essi permettono di ricondurre il loro sviluppo a due distinti episodi estensionali, il più antico dei quali mostra un senso di estensione NO-SE ed uno più recente caratterizzato da estensione NE-SO. Durante il primo episodio, databile al Pleistocene Inferiore (CAIAZZO *et alii*, 2006; CASCIELLO *et alii*, 2006; AMATO *et alii*, 2017), si sono formate strutture orientate NE-SO con cinematica di tipo *dip-slip*, strutture orientate circa NO-SE su cui è stata attiva una prevalente cinematica transtensiva destra, e faglie ad andamento circa E-O caratterizzate da una cinematica transtensiva sinistra. Il successivo regime estensionale NE-SO si è instaurato nel corso del Pleistocene Medio-Superiore (PATACCA & SCANDONE, 2007) e ha determinato lo sviluppo di nuove strutture ad orientazione NO-SE e la riattivazione di quelle formatesi durante la precedente fase estensionale con cinematismi compatibili con il nuovo regime. Tutte le cave in cui sono state effettuate le misure sono impostate nei calcari del Cretacico Inferiore dell'unità **CRQ**, fatta eccezione per quella di S. Prisco in cui venivano estratti i calcari giurassici dell'unità **CCM**. Nelle cave di Vitulazio (S1) e Pastorano (S5) è particolarmente evidente l'estensione più antica che ha prodotto numerose strutture con orientazione variabile da N-S a NO-SE e cinematica trascorrente destra (Fig. 69).

Nelle restanti cave gli indicatori cinematici mostrano prevalentemente l'estensione NE-SO (Fig. 68), in particolare nella cava di S. Prisco (Figg. 70, 71), il fron-



Fig. 71 - Zona antistante la cava di S. Prisco, in cui sono visibili depositi di origine vulcanica intercalati nelle breccie di Colle de Luca (LCU) del Pleistocene Superiore p.p. interessati da un piano di faglia ad orientazione appenninica.

te mostra una serie di piani con orientazione variabile da ONO-ESE a NO-SE con estensione verso i quadranti sud-occidentali (Fig. 70).

La stessa tettonica interessa anche i depositi di versante del Pleistocene Superiore *p.p.* attribuiti alle brecce di Colle de Luca (LCU) con i depositi di origine vulcanica affioranti all'ingresso del piazzale di cava, che risultano dislocati da una faglia orientata N147E/85° e cinematica *dip slip* (Fig. 71).

VII - GEOMORFOLOGIA

1. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Il Foglio n. 430 “Caserta Ovest”, ubicato nella porzione settentrionale della Piana Campana, è caratterizzato da un paesaggio fisico prevalentemente pianeggiante che include quasi per intero la parte meridionale della pianura alluvionale del Fiume Volturno (Fig. 72). Due principali unità fisiografiche sono presenti nell’area del Foglio: la pianura alluvionale del Fiume Volturno s.s. (1) che occupa i 2/3 del Foglio e i rilievi montuosi dei Monti Tifatini-Monte Maggiore (2) che ricoprono la restante area, ubicata nel quadrante nord-orientale del Foglio. Queste unità evidenziano due differenti paesaggi che sono collegati tra loro ma che si caratterizzano per processi morfodinamici alquanto diversi, controllati da processi erosivo-deposizionali nel primo caso e da processi morfotettonici nel secondo. Vengono di seguito descritti i principali caratteri morfologici delle due unità fisiografiche.

1.1. - PIANURA ALLUVIONALE DEL FIUME VOLTURNO (UNITÀ FISIOGRAFICA 1)

La pianura alluvionale del Fiume Volturno è ubicata nella porzione settentrionale della Piana Campana che rappresenta a sua volta una ampia depressione morfostrutturale generata a partire dal Pleistocene inferiore lungo il bordo tirrenico della catena appenninica meridionale e che è stata colmata da sedimenti clastici costiero-alluvionali e da prodotti vulcanici, questi ultimi legati alle attività eruttive degli apparati vulcanici quaternari dei Campi Flegrei, del Somma-Vesu-

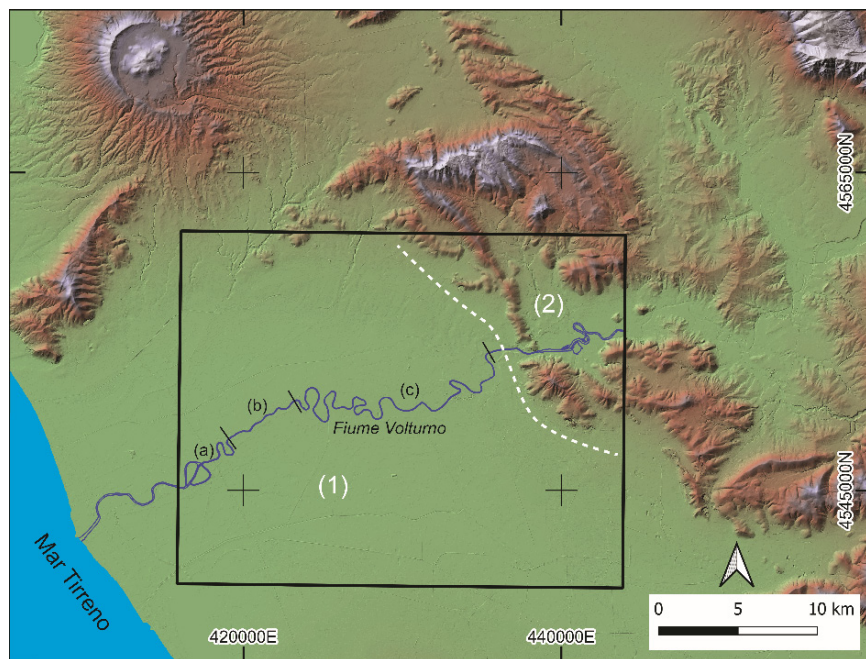


Fig. 72 - Hillshade dell'area in cui ricade il Foglio n. 430 "Caserta Ovest" con indicazione delle unità fisiografiche corrispondenti alla pianura alluvionale del Fiume Volturno (1) e alla dorsale dei Monti Tifatini-Monte Maggiore (2). Le lettere (a), (b) e (c) indicano la suddivisione in segmenti del corso d'acqua.

vio e del Roccamonfina (DI GIROLAMO 1968a; IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & APRILE, 1979; CINQUE *et alii*, 1987, 2000; BRANCACCIO *et alii*, 1995; ROMANO *et alii*, 1994; MILIA & TORRENTE, 1999; APRILE *et alii*, 2004; PUTIGNANO *et alii*, 2007; RUBERTI *et alii*, 2014, 2022). La piana del Volturno è delimitata a nord dal versante meridionale del Roccamonfina che passa verso est alle propaggini meridionali del gruppo montuoso del Monte Maggiore, a est dalla dorsale carbonatica dei Monti Tifatini che delimita la piana fino alla città di Caserta. A sud-est del Foglio uno stretto corridoio morfologico di circa 10 km collega la piana del Volturno con la Piana Campana, mentre a sud la morfostruttura positiva di Casal di Principe-Aversa separa la piana alluvionale dall'area vulcanica dei Campi Flegrei. Il settore occidentale del Foglio è in continuità morfologica con il settore costiero-alluvionale della piana che termina dopo poche decine di km con la linea di costa del Mar Tirreno, nel contiguo Foglio n. 429 "Mondragone". La pianura alluvionale del Fiume Volturno si caratterizza quindi come una zona

pianeggiante e localmente subsidente (MATANO *et alii*, 2018) dove scorre l'omonimo corso d'acqua contornata da due fasce laterali con topografia più elevata che bordano la valle fluviale principale. Il pedemonte settentrionale è formato in prevalenza dai prodotti vulcanici del *Tufo Grigio Campano* - che verso sud, intorno ai 20 metri di altezza s.l.m., passano a quelli fluviali del *subsistema di Capua* (VEF_{14b}) - e subordinatamente da depositi colluviali che localmente mantellano il *Tufo Grigio Campano*, come nei dintorni dell'abitato di Sparanise. In quest'area i piccoli rilievi collinari che non superano i 225 metri di altezza corrispondono alle propaggini meridionali del gruppo montuoso del Monte Maggiore, ubicato a nordest. Il settore della piana a sud del Volturno è pianeggiante con quote che non superano i 2 metri di dislivello nei depositi alluvionali, fino al canale dei Regi Lagni dove la topografia inizia dolcemente a salire da 6-8 m a circa 18 metri in corrispondenza dell'abitato di Casal di Principe. La variazione topografica coincide con un cambio di litologia che vede il passaggio dai depositi alluvionali ai prodotti vulcanici del *Tufo Giallo napoletano* (TGN). Nel bordo sudorientale del Foglio viene mantenuta la continuità fisica dei depositi alluvionali per la presenza di un basso topografico allungato in direzione NO-SE posto tra Casaluce e Marcianise e che rappresenta il corridoio morfologico che consente il drenaggio delle acque della piana campana verso la valle del Volturno. In questo settore, infatti, scorre il canale artificiale dei Regi Lagni, realizzato in epoca borbonica per consentire appunto lo smaltimento delle acque che ristagnavano, generando aree palustri e acquitrini (vedi § 1.1.1.). Il settore centrale è attraversato dall'alveo Fiume Volturno che si sviluppa da ENE verso OSO attraversando la stretta valle di Triflisco e che si estende nella piana con un tracciato a meandri per circa 25 km e un gradiente di pendio di 0,06° prima di generare il suo apparato deltizio - posto fuori dall'area del Foglio - e sfociare nel Mar Tirreno. La superficie topografica della pianura alluvionale è incisa dal canale del Volturno con valori via via decrescenti da circa 15 m nel tratto a monte a circa 5 m in quello a valle e con una configurazione di alveo pensile in alcuni tratti della valle. Il tracciato fluviale del Volturno disegna in pianta un primo segmento con meandri ben sviluppati il cui inviluppo mostra un generale andamento concavo verso nord localizzato tra gli abitati di Capua e Grazzanise, per una lunghezza di circa 12 km (segmento (a) in Figura 72); ad esso segue un secondo segmento fluviale con bassa sinuosità lungo circa 5 km da Grazzanise fino all'abitato di Cancellò Arnone (segmento (b) in Figura 72) oltre il quale i meandri sono di nuovo ben sviluppati. Come è noto, i meandri rappresentano variazioni dell'andamento di un corso d'acqua che si originano spontaneamente nelle aree pianeggianti dove il canale fluviale è libero di migrare lateralmente (LEOPOLD & WOLMAN, 1957; BRIDGE, 2003; FRYIRS & BRIERLEY, 2013) e la cui genesi è legata al comportamento non lineare della corrente idrica (ASHWORTH *et alii*, 1996; HOOKE, 2003; JULIEN, 2018). La conferma

di un diverso sviluppo dei meandri nel Volturno è fornita dal valore dell'indice di sinuosità dei tre segmenti fluviali pari a 2.32 nel segmento (a), a 1.06 in quello (b) e 1.6 in quello (c) (Fig. 72). Numerosi autori sono concordi nel ritenere che il settore centrale della piana del Volturno sia in subsidenza (AMOROSI *et alii*, 2013; MATANO *et alii*, 2018; RUBERTI *et alii*, 2018;), con valori più elevati nell'area compresa tra Cancellò Arnone e Grazzanise che variano tra -16 a -45 mm/a e in prossimità di Castel Volturno fuori dall'area del Foglio con valori che oscillano tra -18 e -30 mm/a (MATANO *et alii*, 2018). I diversi valori di subsidenza unitamente all'apporto clastico proveniente dai rilievi posti a settentrione potrebbero fornire una spiegazione alla presenza dell'inviluppo concavo verso nord del segmento (a) del Volturno.

In sinistra e destra idrografica dell'alveo attuale del Volturno sono presenti numerose forme relitte di meandri abbandonati che testimoniano come sia avvenuto lo sviluppo e l'evoluzione nel tempo della piana inondabile. Come è noto, il raggio di curvatura, l'ampiezza e la lunghezza dei meandri sono strettamente correlati alle portate idriche ed alle variazioni di portata connesse con le variazioni climatiche a breve termine e possono dunque fornire indizi utili per ricostruzioni paleoambientali (LEOPOLD & WOLMAN, 1957; JULIEN, 2018). La variazione spazio-temporale dei meandri generata dal processo di avulsione fluviale porta all'abbandono dei meandri e alla formazione di un nuovo canale cosicché i vecchi canali diventano forme relitte. A seguito delle numerose bonifiche avvenute negli anni i meandri relitti della piana del Volturno sono stati colmati e in molti casi le tracce della loro presenza sono scomparse. Per riconoscere la distribuzione dei meandri relitti riportata in Figura 73 è stato necessario consultare foto aeree storiche o carte topografiche dei primi del Novecento che riportavano ancora le tracce della forma relitta. La fascia a meandri relitti ricostruita in tal modo disegna una piana più ampia di quella attuale e probabilmente connessa a portate di diversa entità che favorivano la progradazione o l'arretramento del sistema fluviale con una evoluzione più rapida della zona a meandri. La rete idrografica di basso ordine gerarchico che si sviluppa dai pochi rilievi presenti nel Foglio, corre in alvei naturali, diversamente quelli presenti nella piana e nella zona pedemontana sono tutti canalizzati in seguito alle opere di bonifica già avviate in epoca romana ma che hanno avuto il loro massimo sviluppo durante il regno di Napoli ad opera dei Borboni a seguito dei numerosi episodi di impaludamento a cui andava soggetta la piana in occasione degli episodi di esondazione del Fiume Volturno. Dalle propaggini meridionali del gruppo montuoso del Monte Maggiore si sviluppa verso sud il Rio dei Lanzi che tra gli abitati di Pignataro Maggiore e Sparanise, per circa 6 km di lunghezza, non è rettificato. I principali canali artificiali realizzati in epoca borbonica sono i Regi Lagni e l'Agnena o Rivolo Agnena (Fig. 73). Il primo attraversa l'intera porzione meridionale del Foglio, da est verso ovest, per una

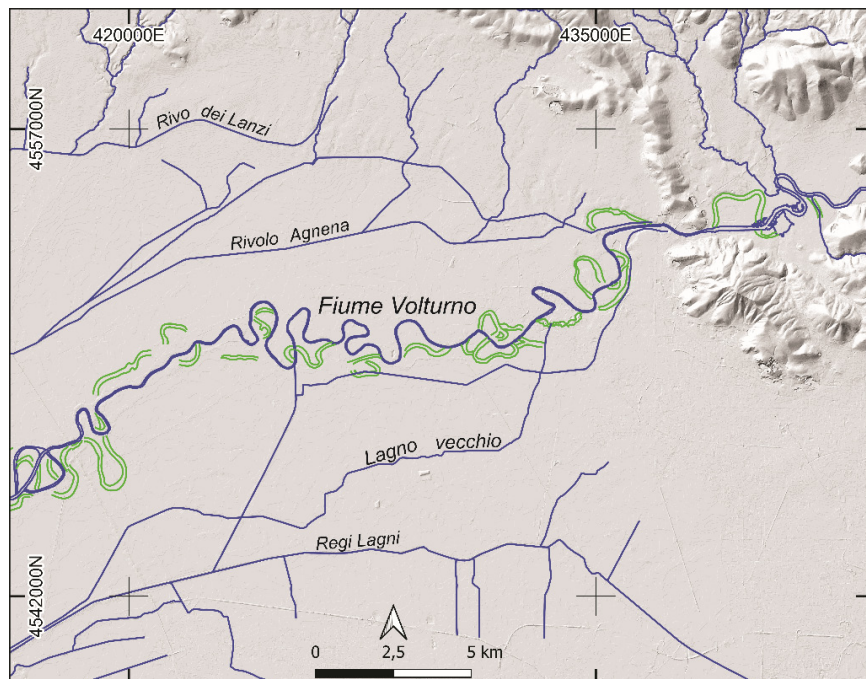


Fig. 73 - Distribuzione della rete idrografica naturale e dei principali canali artificiali realizzati nella piana. In verde l'ubicazione dei meandri relitti del Fiume Volturno.

lunghezza di circa 30 km a sud del Volturno, mentre il secondo parte poco a nord di Capua e drena verso ovest per circa 20 km in destra idrografica del Volturno. Numerosi altri canali rettificati sono presenti in tutta l'area di piana per favorire il drenaggio delle acque superficiali ed eliminare così il rischio di impaludamento in occasione di eventi meteorici estremi.

In prossimità dell'abitato di Capua, l'incisione verticale del Volturno ha generato verso monte, almeno tre ordini di terrazzi fluviali attualmente distribuiti in sinistra e destra idrografica del fiume e indicati con le sigle T_1 , T_2 , e T_3 (Fig. 74). Le antiche superfici di aggradazione sono attualmente ridotte a lembi discontinui in planimetria e nelle zone dove il processo di dissezione è stato più intenso, appaiono come sottili lingue allungate oppure sono del tutto assenti. La crescita in altezza dei terrazzi verso monte arriva fino a quote intorno a 42-45 m s.l.m. e la loro continuità fisica entro la stretta morfologica di Triflisco indica l'assenza di uno sbarramento naturale al corso del Volturno, che era quindi libero di aggradare e successivamente incidere i suoi stessi depositi anche nella stretta valle di Tri-

flisco, in epoca olocenica. I terrazzi fluviali incisi dal Volturno terminano all'altezza dell'abitato di Capua dove sono presenti i terrazzi più recenti T_2 e T_3 con quest'ultimo che rappresenta il top deposizionale della piana incisa dal Volturno. L'entità dell'incisione verticale nei meandri che bordano la città di Capua può essere stimata intorno ai 9-11 metri. Il terrazzo più antico T_1 (VEF_{13b}) forma una ampia superficie estesa circa 3,5 km² che è localizzata esclusivamente in sinistra idrografica del Volturno e che si sviluppa da nordest verso sudovest a partire dalla stretta di Triflisco fino a Masseria Nicoletti, per una lunghezza di poco inferiore a 5 km. Lungo la stretta valle di Triflisco, che si estende per circa 1 km di lunghezza e circa 300 m di larghezza, sono presenti i depositi di aggradazione fluviale del *subsintema di Capua* (VEF_{14b}) che sono reincisi e formano il terrazzo T_2 . La superficie di questo terrazzo entra nella stretta valle di Triflisco e prosegue nel settore a monte raccordandosi con le superfici più ampie dello stesso terrazzo fino a terminare contro i versanti modellati nel *Tufo Grigio Campano*. La considerazione ovvia è che quando il Volturno aggradava questo tratto della valle con la deposizione delle successioni clastiche del *subsintema di Capua*, non esisteva alcun ostacolo al deflusso del fiume e quindi la valle di Triflisco era già esistente. Un ragionamento analogo può essere fatto per la distribuzione delle quote della superficie erosiva modellata nelle vulcaniti del *Tufo Grigio Campano* e incisa dal Volturno e dai suoi tributari che si osserva sia ad ovest che ad est del monte Raggeto, con quote che appaiono del tutto confrontabili (Fig. 74). La corrispondenza in altezza della superficie terrazzata e la presenza dei depositi del TGC nella stretta di Triflisco inducono a ritenere che la valla fosse già incisa durante la loro messa in posto e cioè a 39 ka. Da tali osservazioni appare necessario attribuire l'incisione della dorsale carbonatica dei monti Tifatini da parte del paleo-Volturno ad episodi di erosione lineare verticale precedenti i 39 ka. Non sono disponibili al momento ulteriori dati che permettono di inquadrare con maggiore precisione l'incisione della soglia morfologica di Triflisco che viene collocata quindi in un generico Pleistocene medio-superiore. A valle della soglia di Triflisco il *Tufo Grigio Campano* ha quindi generato un ampio *glacis* d'erosione a partire dalla fascia pedemontana dei monti Tifatini che è inciso dal Volturno e dai suoi tributari e forma ampie scarpate erosive. Il terrazzo erosivo nelle vulcaniti del TGC è più antico rispetto ai tre terrazzi fluviali e poiché i tre ordini di terrazzi fluviali T_1 , T_2 , e T_3 sono incastrati nei depositi incisi del *Tufo Grigio Campano* è possibile attribuire ad essi una generica età più recente di 39 ka.

I terrazzi fluviali presenti nell'area del Foglio sono distribuiti ad altezze confrontabili a quelle riconosciute da FILOCAMO *et alii* (2021), la cui mappatura è stata estesa più ad est, nel contiguo Foglio n. 431 "Caserta Est". Gli autori riconoscono tre terrazzi distribuiti ad altezze che variano intorno ai 36-37 metri s.l.m. (T_1), 29-36 m (T_2) e 27-33 m (T_3); tutti e tre i terrazzi hanno la stessa pendenza

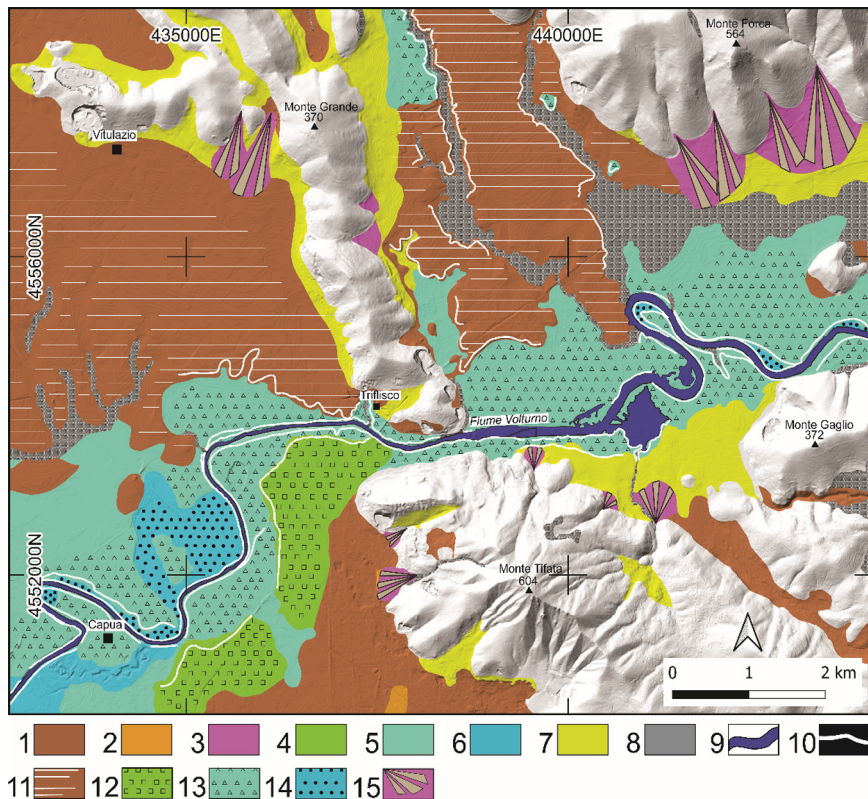


Fig. 74 - Distribuzione dei depositi quaternari e delle forme associate nella Piana del Volturno con indicazione dei terrazzi fluviale a monte ed a valle della soglia morfologica di Triflisco. *Legenda:* 1) Tufo Grigio Campano (Pleistocene Sup.); 2) Tufo Giallo Napoletano (Pleistocene Sup.); 3) Deposito fluvio-torrentizio (Pleistocene sup.-Olocene); 4) subsintema di Masseria Pugliese (Pleistocene Sup.-Olocene medio); 5) Subsintema di Capua (Olocene medio-sup.); 6) subsintema di Cancellor-Arnone (Olocene Sup.); 7) Deposito colluviale (Olocene); 8) Coltre eluvio-colluviale (Attuale); 9) Alveo del Fiume Volturno; 10) Orlo di terrazzo; 11) Glacis d'erosione; 12) Terrazzo fluviale T₁; 13) Terrazzo fluviale T₂; 14) Terrazzo fluviale T₃; 15) Conoide.

media pari a 0.0004 m/m. Nell'area del Foglio sono stati riconosciuti sia a monte che a valle della stretta di Triflisco gli stessi ordini di terrazzi fluviali di FILOCAMO *et alii* (2021) ma questi ultimi sono distribuiti a quote leggermente diverse, variabili da 26 m a 42 m s.l.m. per il terrazzo T₁, da 21 m a 30 m s.l.m. per il T₂ e da 22 m a 27 m s.l.m. per il più recente T₃. Basandosi su dati radiometrici, reperti archeologici e considerazioni regionali FILOCAMO *et alii* (2021) assegnano l'età di

formazione del deposito fluviale T_1 all'intervallo di tempo compreso tra l'ultimo periodo glaciale e l'Olocene inferiore, l'età del deposito attribuito al T_2 al periodo successivo alla messa in posto dei prodotti vulcanici del *Tufo Giallo Napoletano* e cioè post 15.000 anni e precedente i 3.500 anni, e l'età del deposito T_3 al periodo compreso tra il 536-660 AD e il 1500-1800 AD. Gli episodi di incisione dei depositi fluviali che hanno poi generato le tre superfici terrazzate sono stati invece assegnati dagli autori alla transizione climatica caldo-freddo compresa tra lo *younger Dryas*/limite Olocene e l'*optimum* climatico olocenico per il terrazzo T_1 , all'intervallo compreso tra 3500 anni e il II secolo d.C. per il terrazzo T_2 , e al periodo successivo al 1870 per il terrazzo T_3 . Le superfici di discontinuità erosiva che separano i tre corpi deposizionali hanno consentito la loro attribuzione alla tipologia di terrazzi fluviali incastrati e le tre superfici terrazzate hanno suggerito che il processo di incisione fluviale non è stato continuo nel tempo ma che ci sono stati almeno due episodi di aggradazione, legati a momenti di stazionamento del livello di base dell'erosione, e di planazione laterale che hanno portato al rimodellamento delle scarpate dei terrazzi. Tutto ciò permette di attribuire la genesi degli ultimi due terrazzi a variazioni climatiche mentre nel caso del terrazzo più antico ad una combinazione di processi climatici e attività vulcano-tettonica.

1.1.1. - *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 Cancellio ed 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 ad 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, le quali 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 ad 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 ed igienico di estese zone.

Le zone di piana più distanti dal corso del Fiume Volturno, che in sinistra idrografica formano la campagna Vicana ed 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, ed 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, ed 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 ed il nolano arrivano fino al Vallo di Lauro, ed 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 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 *et alii*, 1985). Solo in epoca normanno-sveva ed 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 (CONTI & PIGNATELLI SPINAZZOLA, 2010). 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 ed in estate, l’acqua del fiume arrecava 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 Lago 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 Zúñiga. (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 risolvesse 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 dal 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 austerità 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 ad 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 lagni doveva ormai essere nuovamente compromesso, e nella quasi totalità dei centri lambiti dai canali l'aria risultava irrespirabile a causa dell'intensificarsi dell'attività manifattur-

riera, 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 oltre a risolvere i problemi dell'area di foce. Con la restaurazione borbonica Ferdinando I incaricò Afante de Rivera della sistemazione del 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. In tal modo 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 maggior 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 ad 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.

1.2. - SETTORE MONTI TIFATINI-MONTE MAGGIORE (UNITÀ 2)

Questa unità fisiografica collocata nel settore nord-orientale del Foglio copre circa 1/3 dell'area e si caratterizza per la presenza della depressione morfostrutturale di Pontelatone, compresa tra le dorsali carbonatiche del monte Maggiore a

nordest e dei monti Tifatini-Monti di Caserta a sudovest, e si collega a sudest alla bassa valle del Volturno posta a tergo della stretta morfologica di Triflisco (Fig. 72). La depressione è colmata dai prodotti vulcanici del *Tufo Grigio Campano* e parzialmente dai depositi clastici del *subsintema di Capua* (VEF₁₄) ed appare reincisa dalla rete idrografica di cui il Torrente S. Giovanni costituisce il corso d'acqua di maggiore rango gerarchico. Quest'ultimo è un tributario di destra del Fiume Volturno e vi si immette dopo aver percorso circa 10 km in direzione N-S; l'asta fluviale ha inciso verticalmente per alcune decine di metri i depositi vulcanici e quelli fluviali generando una ampia superficie terrazzata sommitale e piccoli terrazzi secondari legati a stazionamenti successivi del livello di base dell'erosione. La superficie sommitale della depressione morfostrutturale di Pontelatone rappresenta un *glacis* d'erosione generato dopo la messa in posto dei prodotti vulcanici del *Tufo Grigio Campano* che è stato parzialmente ricoperto dalle alluvioni del *subsintema di Capua* che poggiano con un contatto erosivo sulle ignimbriti e localmente hanno prodotto piccole scarpate di circa 2-3 metri di altezza. Verso sud in località Baronina una netta scarpata intorno ai 15 metri di altezza separa i prodotti vulcanici dalle alluvioni del *subsintema di Capua* che sono incastrate morfologicamente a quote più basse e costituiscono il fondovalle del Fiume Volturno. Il *glacis* di erosione si sviluppa dal bordo settentrionale del Foglio presso Pontelatone fino al fondovalle del Volturno per circa 6 km di lunghezza da NNO verso SSE con una pendenza media che si aggira intorno a 1,3° e si raccorda ai depositi fluviali del Volturno. In corrispondenza della valle di Triflisco sono presenti due ordini di terrazzi fluviali incastrati morfologicamente nei prodotti vulcanici del *Tufo Grigio Campano* anch'esso inciso dalla rete idrografica. I depositi che formano i terrazzi fluviali sono a composizione prevalentemente vulcanoclastica con intercalazioni localizzate di ghiaie carbonatiche sub-arrotondate (terrazzo T₂) e sono formati per lo più da granulometrie sottili che vanno dalla ghiaia fine al silt. La fascia pedemontana della dorsale dei monti Tifatini e del Monte Maggiore è interamente occupata dai prodotti vulcanici del *Tufo Grigio Campano* che si intercalano a depositi di versante generando conoidi detritico-alluvionali (GIANO & PUTIGNANO, 2012). Infatti, a partire dal Pleistocene superiore il detrito di versante e i depositi vulcanoclastici hanno generato ampi *glacis* erosivo-deposizionali con pendenze che variano tra 0,2° e 15° (GIANO & PUTIGNANO, 2012).

Lungo i versanti occidentali della dorsale del Monte Maggiore sono presenti diversi versanti di faglia come quello del M. Fallano-M. Maiulo che si sviluppa per circa 3,5 km di lunghezza in direzione NO-SE con immersione a SO e quello di M. Caruso - M.S. Croce lungo circa 4.1 km in direzione E-O e immersione a nord. I rilievi dei Monti Tifatini formano una stretta e lunga dorsale carbonatica che si sviluppa per circa 15 km di lunghezza in direzione NO-SE dal M. Pozzillo a nord fino ai monti di Caserta a sud (Fig. 74). I versanti occidentali della dorsale

sono interessati dal sistema di faglie bordiere responsabili della strutturazione della Piana Campana a partire dal Pleistocene inferiore e mostrano i caratteri morfotettonici tipici dei versanti di faglia quaternari dell'area appenninica (ASCIONE & CINQUE, 2003; GIANO & SCHIATTARELLA, 2014). La scomposizione morfologica delle morfostrutture permette di riconoscere almeno tre importanti versanti di faglia che sono stati generati dalle grandi faglie bordiere della piana campana, la cui continuità morfologica è interrotta da faglie trasversali antiappenniniche. Nel settore interno è ubicato il versante di M. Pozzillo - M. Raggeto orientato in direzione NNO-SSE il cui involucro planimetrico basale raggiunge circa 8 km di lunghezza, verso est è presente il versante di M.S. Angelo, orientato in direzione NO-SE, che arriva a circa 4 km di lunghezza al cui pedemonte è ubicato l'abitato di Pignataro maggiore. Poco conservato dal punto di vista morfologico è invece il versante del M. Tifata nei pressi di Caserta che risulta profondamente inciso dalla rete idrografica e non mostra alcuna evidenza di tipo morfostrutturale. I fronti montuosi della dorsale dei monti Tifatini e del Monte Maggiore sono stati interessati da processi di regolarizzazione della pendenza dei piani di faglia originali con meccanismi di *slope replacement*, attestando la loro pendenza intorno ai 35° come dimostrato per buona parte dei fronti montuosi carbonatici dell'Appennino meridionale (BRANCACCIO *et alii*, 1991; ASCIONE & CINQUE, 1997, 2003; GIANO & SCHIATTARELLA, 2014).

Un altro importante elemento geomorfologico presente in questa unità fisiografica è rappresentato dalla valle fluviale presente in prossimità di Triflisco dove il Fiume Volturno, che scorre in direzione E-O, ha inciso una profonda valle a V nella dorsale carbonatica dei M. Tifatini orientata in direzione NNO-SSE (Fig. 74). Si tratta di un chiaro caso di discordanza tra idrografia e struttura geologica, in cui la genesi del drenaggio trasversale potrebbe essere attribuita a meccanismi di sovrainposizione o antecedenza. Considerata l'assenza di dislivello topografico del Volturno a valle e a monte della soglia morfologica di Triflisco e l'assenza di depositi lacustri che possano aver aggradato la valle a monte della soglia, sono al momento da escludere i processi di cattura fluviale o erosione della soglia per aggradazione fluviale (DOUGLASS *et alii*, 2009; GIANO & SCHIATTARELLA, 2023). Con ogni probabilità l'azione di ostacolo al drenaggio del Volturno potrebbe essere avvenuta in precedenza oppure non essere mai avvenuta, nel senso che non ci sarebbe mai stato uno sbarramento a monte della soglia e il corso d'acqua drenava con continuità anche durante il sollevamento della morfostruttura carbonatica dei Monti Tifatini. Una tale situazione di drenaggio trasversale potrebbe configurarsi allora come un caso singolare di antecedenza, cioè il Volturno incidere la dorsale carbonatica man mano che questa morfostruttura si sollevava in seguito all'attività delle faglie bordiere quaternarie.

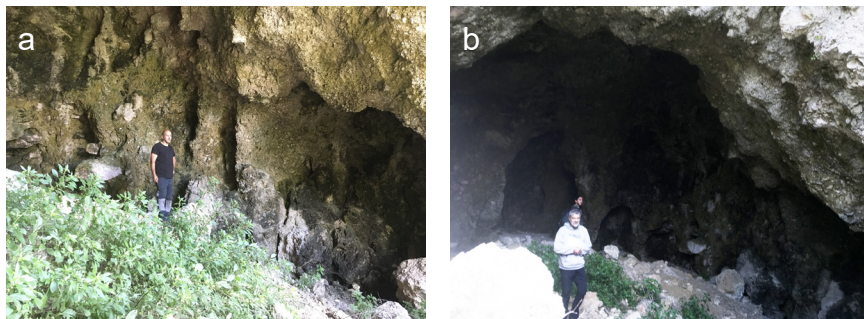


Fig. 75 - Al raccordo tra i versanti carbonatici ed estese fasce detritiche presenti alla base del versante di Monte dei Lupi, in prossimità della località S. Angelo in Formis si rinvencono importanti cavità di origine carsica allineate lungo le principali fasce di deformazione tettonica. Alcuni esempi a, b.

Lungo la dorsale carbonatica dei monti Tifatini sono presenti forme di sprofondamento (*sinkholes*) legate a processi carsici distribuite lungo allineamenti in direzione NO-SE, analogamente alle direzioni delle principali faglie bordiere che delimitano l'involuppo basale dei versanti carbonatici. Queste forme mostrano in pianta una morfologia sub-circolare o rombica che denota un controllo dei principali sistemi di faglie e fratture sulla loro genesi ed evoluzione (Fig. 75). L'allineamento in direzione appenninica degli sprofondamenti carsici è ben evidente lungo il tratto di versante compreso tra l'abitato di Triflisco a sudest e il M.te Raggeto a nordovest con quote di poco superiori ai 100 m di altezza s.l.m. ma che non superano i 200 metri. Altre forme isolate sono inoltre presenti al top ed alla base del versante di M.te Grande e lungo la collina di S. Iorio. Le ultime forme di sprofondamento sono presenti lungo i versanti occidentali del M.te Marmorelle e del M.te Cupo.

VIII - 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 4500 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

1. - DATI DI PARTENZA

[illegible]

Fig. 76 - 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.

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. 76). Per il Foglio n. 429 "Mondragone" 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 simici, 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.

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 SEG-Y *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 SEG-Y 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 in figure 77 e 78. 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* 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 carbonatico miocenico ricoperto dai sedimenti plio-pleistocenici. Il sondaggio Cancellolo01 ricadente nel Foglio n. 429 "Mondragone" non intercetta tale substrato se pur il dato sismico in prossimità del sondaggio evidenzia la sua presenza a profondità poco superiori.

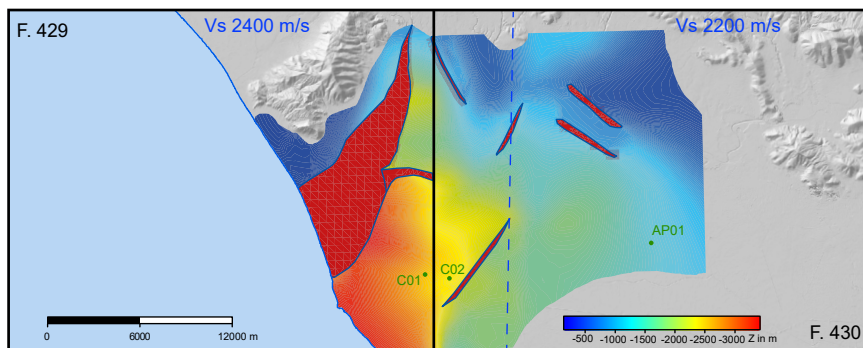


Fig. 77 - Visualizzazione in pianta della superficie Plio-Pleist Inf per i fogli n. 429 e n. 430: suddivisione delle aree dei fogli nei due settori discreti ed omogenei (linea blu in tratteggio) in cui è stata attribuita una velocità media costante, calibrata sulla base delle stratigrafie dei pozzi esistenti 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.

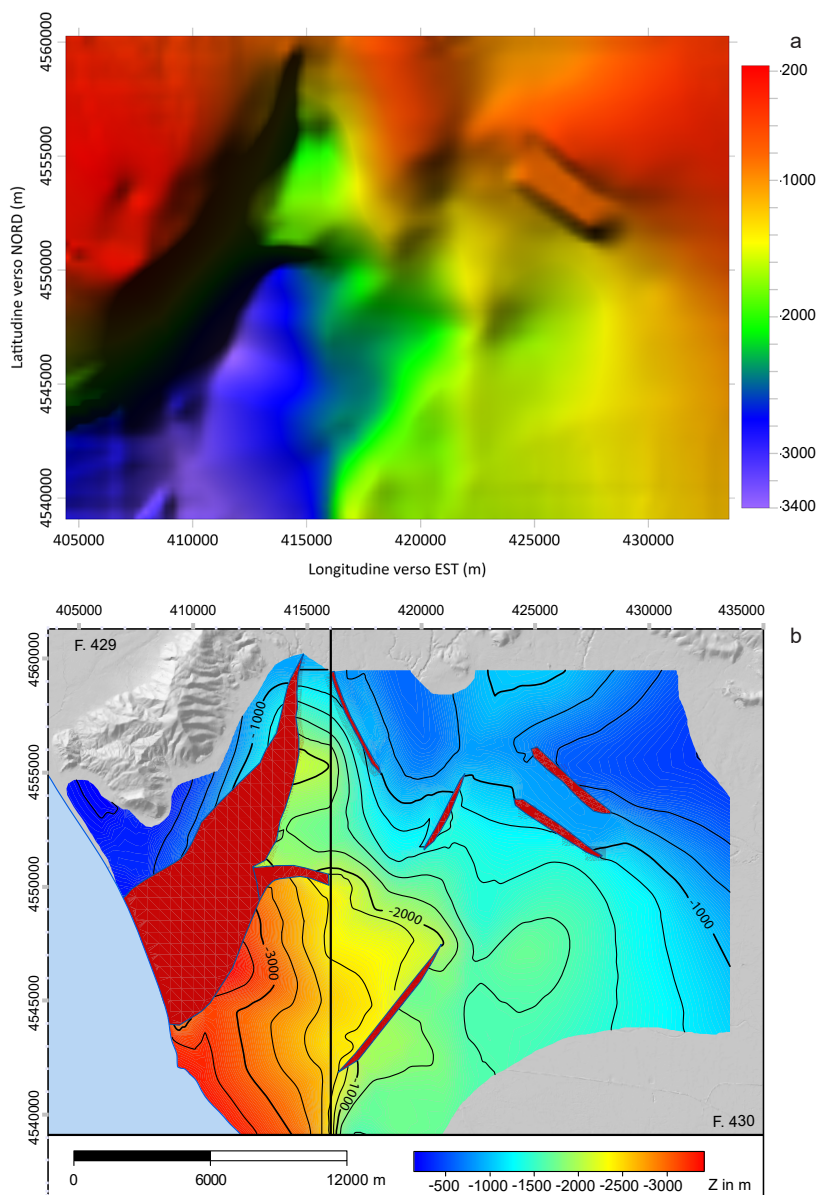


Fig. 78 - Elaborazione della superficie Plio-Pleist Inf per i fogli n. 429 "Mondragone" e n. 430 "Ca-serta Ovest" a) rilievo a colori; b) in pianta con isobate.

1.2. - 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., la superiore coincide in parte con la superficie topografica). I dati elaborati per la ricostruzione di queste superfici, come già esposto (vedi § 2), 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 in oggetto sono stati eseguiti n.14 sondaggi fino alla profondità di 30 m (vedi § V, 3.4.1.) e per il Foglio n. 429 "Mondragone" n. 4 (vedi § V, 3.5.1 delle N.I. 429) con l'obiettivo di caratterizzare le unità stratigrafiche riferibili all'Olocene e al Pleistocene Superiore. Sono inoltre stati eseguiti n. 2 sondaggi ricadenti nel Foglio che hanno raggiunto la profondità di 80 m, 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 cronostratigrafico 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, 3.6.3.3.). 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*

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 a partire dal **TGC** nelle aree della piana alluvionale fino al tetto dei depositi olocenici, per una informazione aggiuntiva a quanto già rappresentato nell'allegato della carta del sottosuolo (vedi § V, 3.4.1.) e per il Foglio n. 429 "Mondragone" n. 4 (vedi § V, 3.5.1 delle N.I. 429). L'età è riferibile all'Olocene.

1.3. - 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 g/cm³, 2,4 g/cm³ e 2,2 g/cm³. In Figura 79 si riporta il dato originale delle anomalie di Bouguer con densità di calcolo 2,67 g/cm³ 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 g/cm³. Per effettuare tale analisi, ci si è basati sul seguente approccio:

- decomposizione SVD (*Single Value Decomposition*) del dato originale in Figura 80 per la rimozione del campo regionale per i valori singolari 1-5 (i.e. CHEN *et alii*, 2015);
- calcolo cumulato dei *pixels* il cui campo di gravità residuale, corrispondente ciascun valore singolare, superava 0.25 mGal (SVD cumulato in Fig. 80);
- analisi morfologica del dato gravimetrico comparata con le evidenze dei lineamenti ottenuti dal *line-drawing* delle linee sismiche.

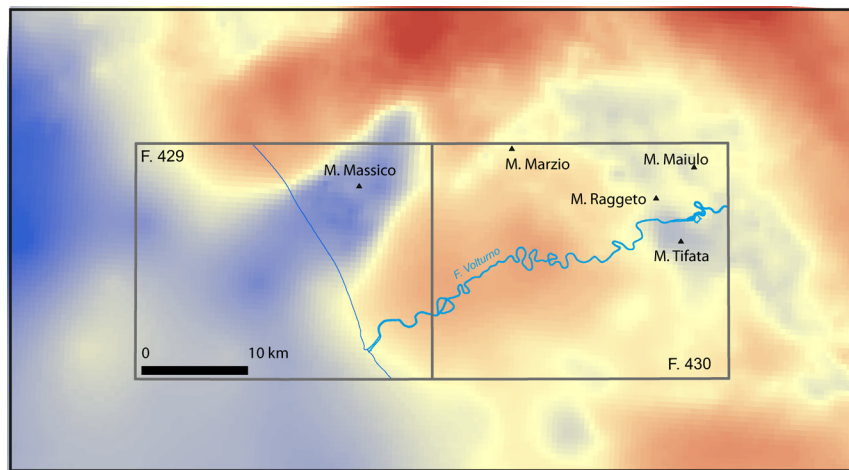


Fig. 79 - Dati delle anomalie del campo di gravità di Bouguer con densità di calcolo 2,67 g/cm³. Per la legenda vedi Fig. 80, scala grafica 1.

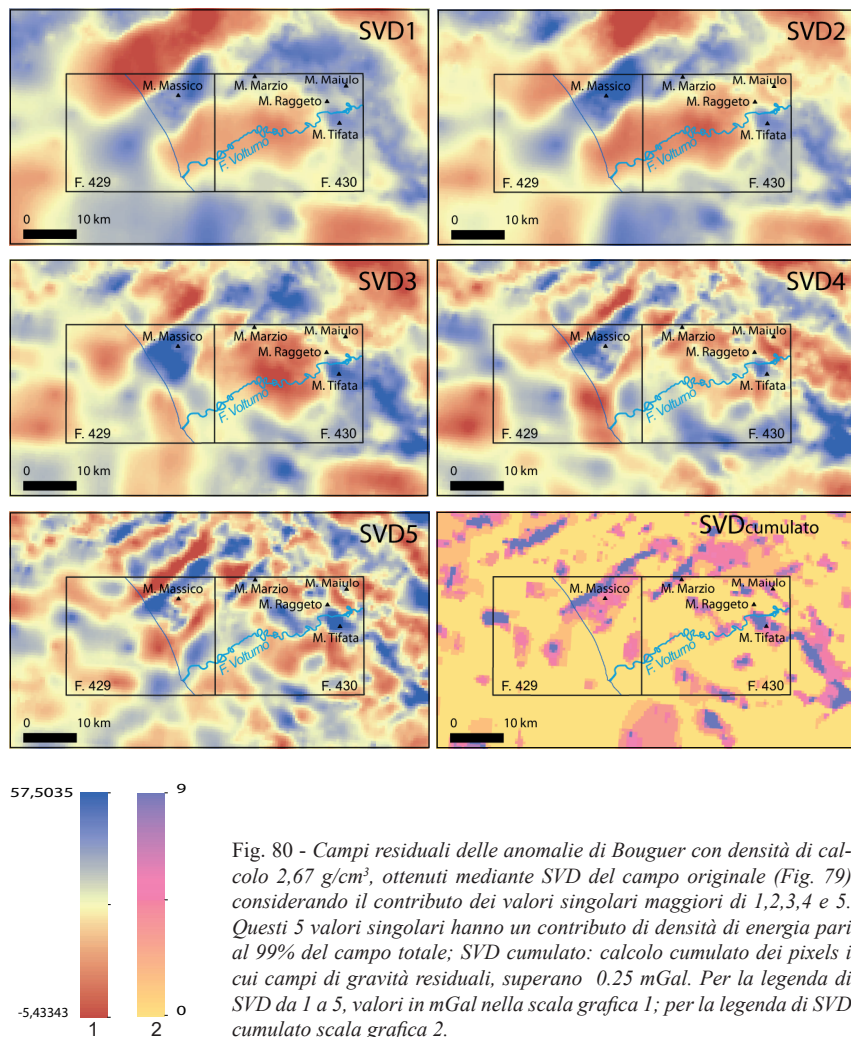


Fig. 80 - Campi residui delle anomalie di Bouguer con densità di calcolo $2,67 \text{ g/cm}^3$, ottenuti mediante SVD del campo originale (Fig. 79) considerando il contributo dei valori singolari maggiori di 1,2,3,4 e 5. Questi 5 valori singolari hanno un contributo di densità di energia pari al 99% del campo totale; SVD cumulato: calcolo cumulato dei pixels i cui campi di gravità residui, superano 0.25 mGal . Per la legenda di SVD da 1 a 5, valori in mGal nella scala grafica 1; per la legenda di SVD cumulato scala grafica 2.

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 ac-

Tab. 3 - *Stratigrafia di riferimento utilizzata per la realizzazione del modello 3D.*

età	Unità nel modello 3D	Unità a limiti inconformi	superficie stratigrafica
Pleistocene Superiore <i>p.p.</i> - Olocene	1	sedimenti vulcanici, transizionali e alluvionali	S. Olo
Plio-Pleistocene Superiore <i>p.p.</i>	2	sedimenti vulcanici, transizionali, marini e alluvionali	S. Pleist Sup-Olo
		substrato Mesozoico - Cenozoico	S. Plio-Pleist Inf

corpare le unità stratigrafiche riconosciute, definendo degli insiemi di unità che costituiscono i volumi inclusi nel modello geologico 3D (Tab. 3).

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; CAIAZZO *et alii*, 2006; CASCIELLO *et alii*, 2006; AMATO *et alii*, 2017).

L'identificazione di superfici stratigrafiche e delle faglie nei dati di sottosuolo ha prodotto vettori 3D costituiti da punti lungo i *log* di pozzo (superficie *Plio-Pleist Inf*, superficie *Pleist Sup-Olo* e *Olo*) 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.

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 strutture tettoniche (Fig. 81), che hanno interessato le deformazioni della superfici *Plio-Pleist Inf* e *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 &

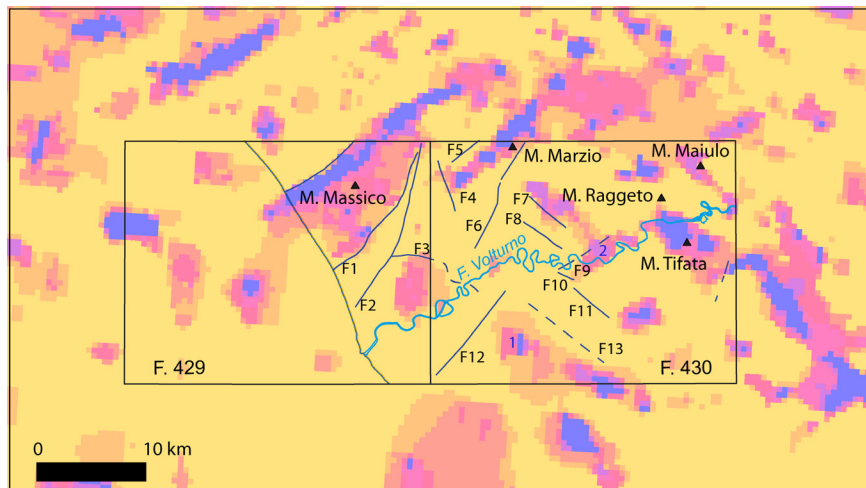


Fig. 81 - Calcolo cumulato dei pixels i cui campi di gravità residuali (Fig. 80 - SVD Cumulato), superano 0.25 mGal, con sovrapposte le faglie identificate. 1 e 2 alti morfologici relativi.

PRATO 1988; PATACCA *et alii*, 1990; PANZA *et alii*, 2004; CASCIELLO *et alii*, 2006; BRUNO *et alii*, 2025). In particolare, distinti episodi di *rifting* con orientamenti diversi hanno interessato il margine dal tardo Miocene al Pleistocene (BARTOLE *et alii*, 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; BROGI, 2004). In una seconda fase, faglie normali ad alto angolo hanno sezionato le strutture precedenti, modellando l'attuale morfologia del margine (SARTORI, 1990). A partire dal Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore gli episodi di *rifting* 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 faglia orientata NE-SO che borda il Monte Massico (F1 in Figura 81) 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 del Foglio n. 429 "Mondragone"). 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, F10, F11 in Figura 81) e intercettate alcune anche nella sezione di Foglio. 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), deforma prevalentemente i depositi plio-quadernari della piana (F12 in Figura 81), 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-quadernaria. L'analisi morfologica del dato gravimetrico, anche se in assenza di vincoli derivanti dall'interpretazione delle linee sismiche, evidenzia che questo alto morfologico (1) potrebbe essere inoltre delimitato a nord da un lineamento strutturale orientato NO-SE (F13 in Figura 81).

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 (tra cui: 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, 3.4). Questo alto morfologico è stato supposto bordato da faglie che dislocano la superficie *Pleist Sup-Olo*, (F9, F10 in Figura 81). 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.

3.2. - LE UNITÀ RAPPRESENTATE NEL MODELLO 3D

Unità 2 (marino-transizionale, vulcanica e alluvionale)

L'unità individua nel complesso il riempimento del *half-graben* della Piana del Volturno ed è il risultato di una complessa interazione tra tettonica, eustatismo e afflusso sedimentario. Per questa unità non sono stati marcati riflettori sismici; per la

complessità dei dati, si rimanda a differenti autori che hanno trattato la stratigrafia di questo settore della piana Campana (vedi § III). I primi lavori basati sulle analisi dei pozzi per prospezioni sismiche provengono da IPPOLITO *et alii*, (1973). Gli autori hanno riconosciuto differenti intervalli litostratigrafici nelle stratigrafie analizzate per uno spessore di circa 3000 m ed hanno inoltre prodotto i primi risultati sulle analisi biostratigrafiche. In particolare, gli studi di associazioni microfaunistiche, hanno evidenziato per i pozzi profondi Castelvolturmo 1 (CV1) e Castelvolturmo 3 (CV3) e Cancellio 1 (C01) (che raggiungono profondità poco superiori ai 3000 m) un *record* pleistocenico fin dalla base dei sondaggi. In particolare, nel pozzo CV 1 in IPPOLITO *et alii*, (1973) si individua una porzione basale costituita prevalentemente da depositi di piana deltizia alternati a depositi marini infralittorali (da 3001 m a 1720 m). In questo intervallo a 2153 m è stata rivenuta la *FO* della *Hyalinea balthica*, che nel mediterraneo è stata datata a circa 1,70 ka (CRIPPA *et alii*, 2019). Per quanto riguarda i sedimenti della porzione basale presenti in CV1 (fino a circa 3000 m.) in accordo con differenti Autori (vedi § 3.4) sono anch'essi attribuibili al Pleistocene Inferiore (IPPOLITO *et alii*, 1973).

Nella sezione geologica a cornice del Foglio, il *line-drawing* delle riflessioni provenienti dall'orizzonte sismico calibrato con la stratigrafia dei sondaggi profondi passanti per Foglio (Apramo 01) ed il plottaggio dei pozzi più prossimi alla costa (sondaggio CV1) evidenzia con buona approssimazione nel Foglio n. 430 "Caseria Ovest la presenza degli intervalli medio alti della successione di riempimento costituiti prevalentemente da depositi marini, marino-transizionali. Nel sondaggio Apramo 01 vengono descritte intercalazioni vulcaniche a partire da circa 300 m, per analogia con quanto riscontrato nel Foglio n. 429 "Mondragone", per questa porzione superiore si può inoltre ipotizzare che potrebbe comprendere le attività vulcaniche più antiche riconosciute in quest'area, in particolare, connesse con l'inizio dell'attività vulcanica del Roccamonfina, risalente a circa 630 ka (DE RITA & GIORDANO, 1996).

Unità 1 (marino-transizionale, vulcanica e alluvionale)

L'unità superiore comprende un intervallo caratterizzato da depositi riferibili ad ambienti marino-transizionali e alluvionali con apporti di depositi vulcanici. Questa unità è ben descritta nel foglio allegato del sottosuolo e rappresentata nelle sezioni geologiche dell'allegato. Le ricostruzioni di questa unità sono vincolate dai numerosi sondaggi di letteratura e dai sondaggi CARG eseguiti specificamente per la realizzazione del Foglio (vedi § V, 3.4.1). Comprende i depositi del TGC (circa 39 ka) l'unità superiore sepolta (U_1) e i subsistemi dell'Olocene (VEF_{13} , VEF_{14} e VEF_{15}).

IX - SISMICITÀ STORICA E ASSETTO SISMOTETTONICO

1. - SISMICITÀ

L'area del Foglio n. 430 "Caserta Ovest" è caratterizzata da una sismicità recente di modesta intensità. Sono pochi, infatti, i terremoti registrati dalla Rete Sismica Nazionale INGV (ISIDE, 2007) negli ultimi 40 anni che ricadono nell'area del Foglio (cerchi gialli in Fig. 82).

La bassa sismicità è ancora più evidente se si analizzano i terremoti del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15, 2022), che riporta i dati parametrici omogenei, sia macrosismici che strumentali, relativi ai terremoti con intensità macrosismica massima ($I_0 \geq 5$ o magnitudo ($M_w \geq 4.0$ d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2020. Di fatto, soltanto 2 terremoti ricadono nell'area del Foglio. Il terremoto del 10 febbraio del 1457 (M_w 4.4) rappresenta uno degli *aftershock* della sequenza dei terremoti del 1456; le fonti storiche riportano una forte scossa nella notte tra il 10 e l'11 febbraio che fu sentita a Napoli e fortemente risentita a Capua, dove fece cadere tre case, probabilmente già lesionate dalle scosse precedenti (CFTI5MED, 2018). Pur essendo un terremoto con epicentro ubicato molto probabilmente lungo la dorsale appenninica, le uniche informazioni sui danni a Capua fanno sì che l'epicentro macrosismico sia coincidente alla località stessa. L'altro terremoto riportato dal catalogo è la scossa del 19 aprile 1950 (M_w 3.7) che fu fortemente risentita a Pignataro Maggiore (V MCS - scala Mercalli-Cancani-Sieberg), Camigliano e Pastorano (IV MCS) senza arrecare alcun danno.

Di contro, analizzando il catalogo dei più forti terremoti storicamente risentiti nell'area del Foglio di Tabella 4, si vince come l'area risente fortemente dei terremoti con epicentro lungo la vicina dorsale appenninica (Fig. 83).

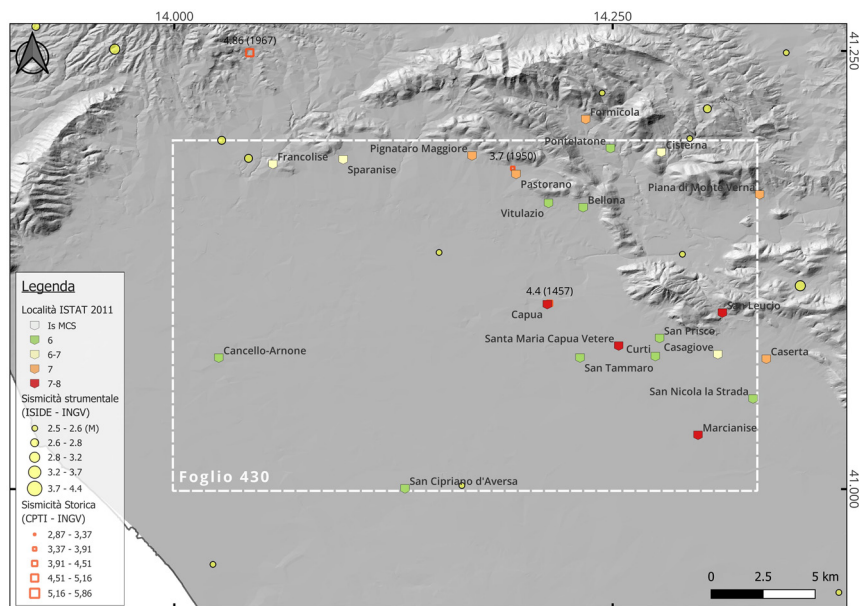


Fig. 82 - Mappa in rilievo ombreggiata (TARQUINI et alii, 2023) in cui sono riportate le località (ISTAT, 2021) del Foglio che storicamente hanno subito danneggiamenti a seguito di forti terremoti di origine appenninica. Ogni località è rappresentata con un simbolo colorato in funzione della massima intensità risentita ($I_s \geq 6$ MCS - Tabella 3). Si noti la scarsa sismicità strumentale degli ultimi 40 anni (ISIDE, 2007) così come la sismicità storica all'interno del Foglio (CPTI15, 2022).

L'analisi dei cataloghi storici e delle fonti consente di individuare una ventina di località all'interno del Foglio che storicamente hanno subito dei danni medio-gravi (intensità macrosismiche tra il VI e il VII-VIII grado MCS; Tab. 4) a causa dei forti terremoti di origine appenninica. Qui di seguito una breve descrizione degli effetti di questi terremoti sulle principali località del Foglio.

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) tra la Campania settentrionale, il Molise occidentale e l'Abruzzo meridionale (GALLI, 2023). I terremoti causarono forti effetti nelle località di Capua (VII-VIII MCS) con danni gravi, probabilmente molto diffusi, con distruzioni e qualche crollo. Furono danneggiate le mura della città e secondo MANETTI (1457) *'subì molti danni che interessarono tante case private, quanto torri pubbliche'*. Diffusi danni lievi e moderati sono descritti dalle fonti a Francolise (VI-VII MCS) (dati non pubblicati GALLI & MOLIN).

Tab. 4 - *Catalogo dei più forti risentimenti nell'area del Foglio n. 430 "Caserta Ovest" (>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; da AMARO et alii,2025; da GALLI, 2010; da GALLI & PERONACE, 2014.*

max Is	Anno	Mese	Gior no	Ora	Area Epicentrale	Io	Mw	Località del foglio (Is > 6 MCS)
7-8	1456	12	05	03:00	Sannio-Matese	11	7.19	Capua (7-8) [®] , Francolise (6-7) [®]
7-8	1688	06	05	15:30	Sannio	9	7.06	San Leucio (7-8) [§] , Capua (6) [§]
7-8	1805	07	26	21:00	Molise	10	7.19	Santa Maria Capua Vetere (7-8), Caserta (7), Capua (6-7), Cisterna (6-7)
7-8	1930	07	23	00:08	Irpinia	10	6.67	Marcianise (7-8), Capua (7), Formicola (7), Piana di Monte Verna (Piana di Caiazzo) (7), Pignataro Maggiore (7), Casagiove (6-7), Francolise (6-7), Santa Maria Capua Vetere (6-7), Sparanise (6-7), Caserta (6), Curti (6), San Nicola la Strada (6), San Prisco (6)
7 [#]	989	10	25	-	Irpinia	9	6.9	Capua (7) [#]
7	1694	09	08	11:40	Irpinia-Basilicata	10-11*	7.0*	Capua (7) [#] , Marcianise (6-7), Santa Maria Capua Vetere (6)
7	1732	11	29	07:40	Irpinia-Basilicata	10-11	6.75	Capua (7) [#] , Santa Maria Capua Vetere (6-7)
7	1962	08	21	18:19	Irpinia	9	6.15	Pastorano (7), Sparanise (6-7), Capua (6), Caserta (6), Francolise (6), Pontelatone (6), San Cipriano d'Aversa (6), San Nicola la Strada (6), San Tammaro (6) da GIZZI et alii, 2012
7	1980	12	23	18:34	Irpinia-Basilicata	10	6.81	Capua (7), San Prisco (7), Santa Maria Capua Vetere (7), Caserta (6-7), Francolise (6-7), Pignataro Maggiore (6-7), Sparanise (6-7), Arnone (6), Bellona (6), Formicola (6), Marcianise (6), Piana di Monte Verna (Piana di Caiazzo) (6), San Nicola la Strada (6), Vitulazio (6)
6-7	1915	01	13	06:52	Marsica	11	7.08	Marcianise (6-7)
6-7	1984	05	07	17:50	Monti della Meta	8	5.86	Capua (6-7), Francolise (6-7), Arnone (6), Caserta (6), Pignataro Maggiore (6), Santa Maria Capua Vetere (6)
6-7	1984	05	11	10:42	Monti della Meta	7	5.47	Francolise (6-7), Capua (6)

Il terremoto del 05 giugno 1688 (Mw 7.06) ebbe come area epicentrale il Sannio-beneventano, con più di 10.000 vittime. Nella città di Benevento, il terremoto causò notevoli danni con la gran parte degli edifici (>80%) distrutti o gravemente

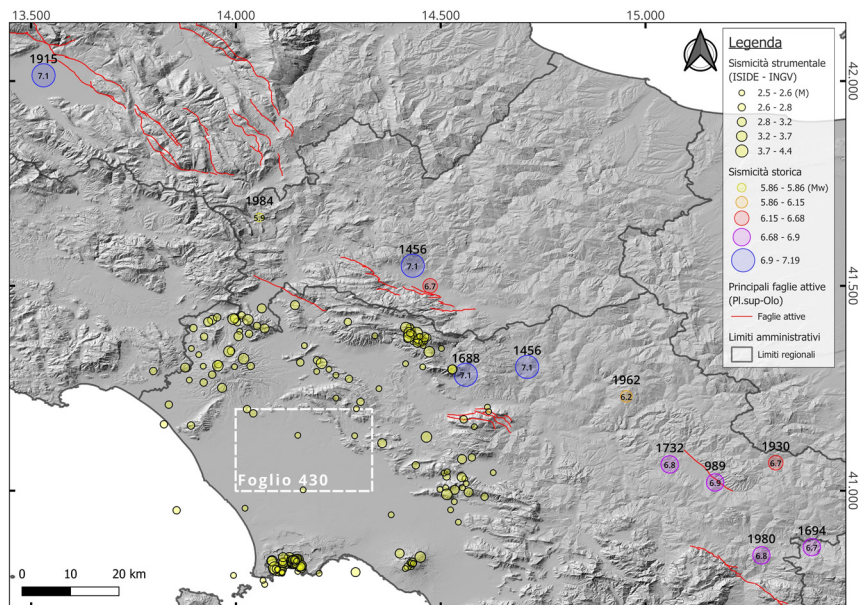


Fig. 83 - Mappa in rilievo ombreggiata (TARQUINI et alii, 2023) in cui sono riportati gli epicentri dei terremoti appenninici più forti (mod. da CPTI15, 2022) e la sismicità strumentale degli ultimi 40 anni (ISIDE, 2007) in un raggio di 40 km dal centro del Foglio; i simboli sono proporzionali alla magnitudo 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).

danneggiati (CFTI5MED, 2018) e con la morte di oltre 1.400 dei 7.500 residenti, oltre a 400 stranieri (AMATO et alii, 2025). L'evento provocò estesi danni anche a Napoli situata a oltre 50 km di distanza dall'epicentro, dove morirono diverse decine di persone. Nelle località del Foglio, il terremoto causò pochi crolli e una vittima a San Leucio (VII-VIII MCS) mentre a Capua (VI MCS) causò leggere lesioni agli edifici senza danno alla popolazione (CFTI5MED, 2018).

Il terremoto del 26 luglio del 1805 ebbe come area epicentrale la piana di Bojano, in Molise, con effetti distruttivi nell'area pedemontana del Matese settentrionale, dove una trentina di paesi e villaggi subirono distruzioni e crolli diffusi (X e IX-X MCS). Per quanto riguarda i maggiori centri abitati dell'epoca, Campobasso (IX MCS) e Isernia (IX-X MCS) subirono crolli e danni gravissimi mentre Napoli subì diffusi danneggiamenti a molti edifici e chiese ed il crollo di alcune case (VIII-IX MCS). Tra le località del Foglio, i maggiori danni si ebbero a Santa Maria Capua Vetere (VII-VIII MCS), dove il terremoto causò gravi danni

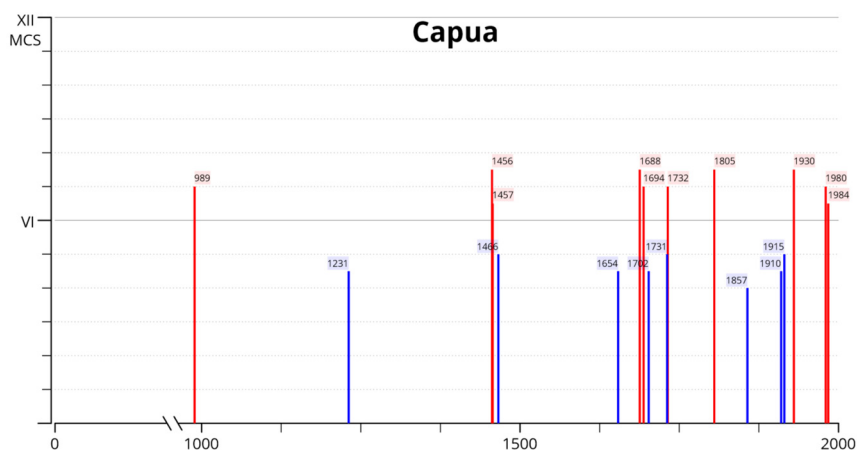


Fig. 84 - Storia sismica di Capua (mod. da CPTI15, 2022); nel grafico sono riportati, dall'anno zero ad oggi, i risentimenti di forti terremoti a Capua ($I_s > 3$ MCS).

all'abitato con il crollo di alcuni edifici, tra i quali la caserma della cavalleria sotto le cui macerie morirono 80 soldati. A Caserta il terremoto causò danni al palazzo reale e all'abitato (VII MCS), così come a Capua (VI-VII MCS) ed a Cisterna (VI-VII MCS) (CFTI5MED, 2018).

In occasione del terremoto irpino del 23 luglio 1930, diverse località del Foglio subirono danni da moderati a gravi. Il paese più colpito fu Marcianise (VII-VIII MCS), in cui molti palazzi furono lesionati e si registrò il crollo di piccoli edifici (CFTI5MED, 2018). A Capua (VII MCS) le case lesionate furono il 20% del costruito. Anche Formicola, Piana di Caiazzo e Pignataro Maggiore subirono danni moderati con pochi danni gravi (VII MCS). Tra le altre località del Foglio che subirono danni moderati vengono riportate dai cataloghi (CFTI5MED, 2018) Casagiove, Francolise, Santa Maria Capua Vetere e Sparanise (VI-VII MCS), Caserta, Curti, San Nicola la Strada e San Prisco (VI MCS).

Oltre a quanto descritto sinora, esistono altri terremoti di origine appenninica che hanno causato danneggiamenti nell'area del Foglio. Per l'elenco esaustivo delle località danneggiate, con il relativo risentimento, si faccia riferimento al Catalogo dei più forti risentimenti nell'area del Foglio di Tabella 4. Degno di particolare nota è il caso di Capua (Tab. 4 e Fig. 84), che, a partire dalla sua fondazione nel IX sec. d.C., rappresenta la località che ha registrato il maggior numero di terremoti nel Foglio.

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 ad orientazione NO-SE, in risposta ad un campo di deformazione estensionale post-pleiocenico 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 83 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., 1915, 1805, 1980), grazie a studi paleosismologici, sono note le faglie responsabili (e.g., faglia del Fucino, dei Monti del Matese settentrionali, del Monte Marzano); per altri (e.g., 1456, 1688, 1732) 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 della Piana del Voltorno e la faglia di Monte Massico (nel Foglio n. 429 “Mondragone”) che hanno guidato l'apertura e l'evoluzione della Piana del Voltorno 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 LUISO *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.

X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. - IDROGEOLOGIA

1.1. - INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

L'area compresa nel Foglio n. 430 "Caserta ovest" ricade nella porzione settentrionale della Piana Campana, una depressione strutturale delimitata tra il settore meridionale della catena appenninica a NE e il Mar Tirreno a SO, formatasi grazie alla tettonica estensionale a partire dal Pleistocene inferiore, che è stata accompagnata dal vulcanismo dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio negli ultimi 0.3-0.5 Ma.

L'area di studio è drenata a nord dal Fiume Savone, che ha origine dal vulcano di Roccamonfina, al centro dal Fiume Volturno, il cui corso attraversa tutta l'area da NE verso SO, e a sud dai Regi Lagni, il cui bacino include il complesso sistema drenante di canali rettilinei, scavati in età Borbonica, che drenano la porzione della Piana Campana compresa tra il fiume Volturno, a nord, e Napoli, a sud. Tutti i fiumi sono diretti verso il Mar Tirreno.

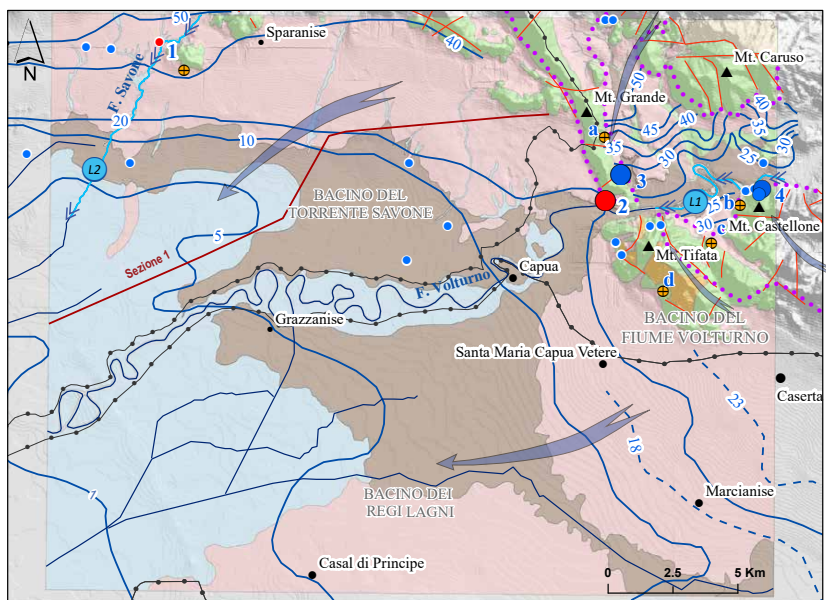
Per descrivere l'assetto idrogeologico sono stati considerati i principali studi a carattere regionale (CIVITA *et alii*, 1973; BONI *et alii*, 1986; DE VITA *et alii*, 2018) e la letteratura scientifica sulla specifica area di studio (CORNIELLO *et alii*, 2010, 2024; CORNIELLO & DUCCI, 2014; DUCCI *et alii*, 2019). L'area viene inizialmente descritta in termini di strutture idrogeologiche e di principali domini idrogeologici. Successivamente, si riportano i complessi idrogeologici, individuati raggruppando le unità geologiche CARG, cartografate nell'ambito della realizzazione del

Foglio, sulla base delle caratteristiche litologiche, degli spessori e delle reciproche relazioni stratigrafiche; ad ogni complesso è quindi associata una stima della permeabilità relativa.

A scala regionale, la più significativa circolazione idrica sotterranea avviene nelle unità carbonatiche appenniniche, che nel Foglio sono affioranti soprattutto nel settore orientale, ed è sostenuta alla base dalle dolomie triassiche. La tettonica compressiva e la successiva fase distensiva hanno contribuito a rompere la continuità laterale delle unità carbonatiche, di fatto determinando una compartimentazione in diversi settori, che alimentano i diversi gruppi sorgentizi posti al contatto con i sedimenti della piana o il deflusso di subalveo verso punti specifici della piana. Nella piana del Volturno prevalgono i terreni vulcanici, vulcanoclastici e sedimentari antichi e recenti, che risultano in contatto con i carbonati. La direzione principale del deflusso sotterraneo è dai rilievi appenninici ad est, verso il Mar Tirreno, ad ovest. L'acquifero principale dell'area è costituito dal deposito sedimentario clastico alla base della piana (complesso sedimentario continentale-marino), apprezzabile in sezione ma non in affioramento (Fig. 85).

Al margine NE del Foglio sono presenti alcuni affioramenti di *flysch* arenaceo-conglomeratico (arenarie di Caiazzo) a bassa permeabilità che, a causa della loro limitata estensione nel Foglio, rivestono una limitata importanza idrogeologica per l'area in esame.

Dal punto di vista geochimico, si osserva una transizione dalle facies tipiche degli acquiferi carbonatici, quindi con alto rapporto ionico $(Ca+Mg)/(Na+K)$, riscontrate nel settore nord-est, verso acque arricchite in alcali per l'interazione con i depositi piroclastici della piana (CORNIELLO *et alii*, 1990 ; CORNIELLO, 1996). Al centro della piana, il rapporto ionico $(Ca+Mg)/(Na+K)$ è prossimo a 1 a causa della composizione trachitica degli acquiferi vulcanici (Roccamonfina e Campi Flegrei; CORNIELLO & DUCCI, 2014). I valori di conducibilità elettrica delle acque variano da 500-1000 microS/cm nel settore orientale prossimo ai rilievi carbonatici, fino a 1500-3000 microS/cm nel settore occidentale, vicino alla linea di costa. Tali valori elevati sono dovuti sia agli apporti di acque ad elevata mineralizzazione sia all'intrusione del cuneo salino. La presenza di sorgenti ad alta mineralizzazione e aree di degassamento diffuso testimoniano la presenza di circuiti idrotermali (MILANO *et alii*, 2004; DUCCI & SELLERINO, 2012). Il più significativo gruppo sorgentizio minerale è quello di Triflisco (CELICO *et alii*, 1977; CORNIELLO, 1988); l'origine della mineralizzazione delle acque è imputabile alla risalita di gas, principalmente CO₂, attraverso lineamenti tettonici (MAISONNEUVE & RISLER, 1979; SCHOELLER & SCHOELLER, 1979; CELICO, 1983; CORNIELLO, 1996; GOLDSCHMIDT *et alii*, 2010; BUDETTA *et alii*, 1994; CORNIELLO, 1996; MINISSALE, 2004).



□ Riquadro Foglio 430 Caserta Ovest

Reticolo idrografico principale

- Fiume
- Sorgente lineare
- Limite di bacino idrografico

Isopiezza, m s.l.m.

- misurata
- - ipotizzata
- traccia di sezione
- direzione di deflusso sotterraneo
- limite presunto di bacino sotterraneo
- superficie piezometrica

Sorgente puntuale portata, l/s

- portata sconosciuta
- 1 - 299
- 300-999
- ≥1000
- sorgente minerale
- campo pozzi
- faglia

Complessi idrogeologici

- 1 Complesso delle alluvioni recenti del Volturno, dei suoi tributari e dei depositi palustri
- 2 Complesso dei depositi alluvionali e dei conoidi alluvionali
- 3 Complesso dei prodotti piroclastici
- 4 Complesso sedimentario continentale-marino
- 5 Complesso arenaceo-conglomeratico
- 6 Complesso dei calcari (struttura idrogeologica di Monte Maggiore)
- 7 Complesso delle dolomie

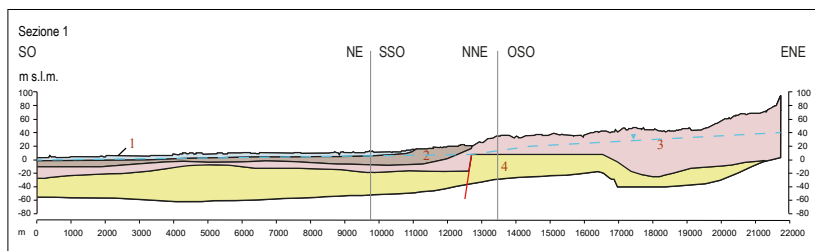


Fig. 85 - Carta dei complessi idrogeologici. accanto alla voce complesso dei calcari si può scrivere "struttura idrogeologica Monte Maggiore, BONI et alii, 1986.

Strutture e domini idrogeologici

Il territorio del Foglio interessa parte di alcune strutture idrogeologiche (*sensu* BONI *et alii*, 1986) definite a scala regionale: la struttura di Monte Maggiore e il Sistema di Roccamonfina. Secondo la definizione degli autori, una struttura idrogeologica, carbonatica o vulcanica, è formata da rocce affioranti complessivamente permeabili, circondate da terreni a permeabilità molto minore; le strutture sono pertanto delimitate da limiti di permeabilità a flusso nullo o trascurabile con le strutture contigue. Oltre a queste strutture, sono presenti i domini idrogeologici della piana del Fiume Volturno, delle vulcaniti dei Campi Flegrei e del deposito sedimentario continentale-marino; questi, pur in continuità idrogeologica e dunque non corrispondenti a strutture definite, sono ben distinte dal punto di vista litologico e stratigrafico.

1.2. - STRUTTURA IDROGEOLOGICA DI MONTE MAGGIORE

Questa struttura è formata dai calcari di piattaforma interna, calcareniti e calciruditi delle unità geologiche Monti Lattari-Monti Picentini-Monti Alburni e Matese-Taburno-Camposauro (PATACCA & SCANDONE, 2007; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010). Questa struttura idrogeologica comprende i rilievi meso-cenozoici affioranti nel Foglio. In questi rilievi l'infiltrazione efficace è elevata per l'alta permeabilità e lo sviluppato carsismo (DUCCI *et alii*, 2017); essi sono sede di cospicue falde di base che alimentano alcune importanti sorgenti e campi pozzi perforati a scopo idropotabile. CORNIELLO *et alii* (2024) individuano due unità all'interno di questa struttura: unità di M. Maggiore e unità di M. Tifata. L'unità idrogeologica di Monte Maggiore, la cui portata complessiva è stata valutata da BONI *et alii* (1986) in 4,6 m³/s, alimenta le sorgenti puntuali di Triflisco e Pila (n 2 e 3 in Tabella 5 e Figura 85), sorgenti di trabocco localizzate al margine della struttura. L'unità idrogeologica del Monte Tifata è costituita prevalentemente da calcari, ad eccezione del versante occidentale del M. Tifata, quasi interamente di natura dolomitica; l'idrogeologia è condizionata a NE da lineamenti di tettonica compressiva, che la isolano dal resto della struttura. L'unità del Monte Tifata un tempo alimentava le sorgenti di S. Sofia e Murata (rispettivamente 0,8 e 0,01 m³/s, CELICO, 1983), oggi scomparse; attualmente l'unità alimenta i campi pozzi S. Sofia, Tifata e S. Prisco (b, c, d in Tabella 5). Recenti studi (sintetizzati in CORNIELLO *et alii*, 2024) documentano l'assenza di elementi tettonici o stratigrafici che possano separare in profondità le due unità; esse pertanto, sebbene separate in superficie dai sedimenti della piana del Volturno, sono considerate in continuità idrogeologica in sotterraneo e dunque, confermando la definizione iniziale, appartengono alla medesima struttura idrogeologica.

Tab 5 - *Principali sorgenti presenti nell'area di studio.*

Denominazione	N	Tipo	Portata media, l/s	Quota, m s.l.m.
Acqua Calena	1	Puntuale, con manifestazioni gassose		50
S. Triflisco	2	Puntuale	2750 (SOGESID, 2003) 3000 (1983-1987) 1900 (1900-1991; portata successiva all'attivazione del campo pozzi Pontelatone (CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024)	27 (CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024)
Fontana Pila	3	puntuale	1082 (SOGESID, 2003) 900 (1983-1987) 250 (1900-1991; portata successiva all'attivazione del campo pozzi Pontelatone (CORNIELLO 2024)	27-28 (CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024)
S. Sofia	4	puntuale	352 (più portata di 294 l/s estratta da campo pozzi; SOGESID, 2003) 800 (1983-1987; Celico 1983, CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024) 0 (portata attuale, successiva all'attivazione di un campo pozzi (CORNIELLO <i>et al.</i> , 2024)	26 (SOGESID, 2003)-30 (CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024)
Fiume Volturno	L1	lineare	500-1000 (stimata; BONI <i>et alii</i> , 1986)	25-27
Fiume Savone	L2	lineare	1250 (BONI <i>et alii</i> , 1986)	20 (media)

Le acque in esubero delle sorgenti (Fig. 85 e Tab. 5), alimentano anche la porzione intramontana della piana del Volturno compresa tra M. Grande, M. Caruso, M. Friento, M. Castellone e M. Tifata, dove peraltro il Fiume Volturno riceve un incremento di portata in alveo tra Caiazzo e Triflisco stimato tra i 500 e i 1000 l/s (BONI *et alii*, 1986; sorgente L1 in Tabella 5). In questo settore, negli anni sono stati perforati numerosi campi pozzi (Tab. 6), che hanno determinato una significativa variazione delle portate sorgentizie dagli anni '80 ad oggi (PISCOPO 1997;

Tab 6 - *Campi pozzi nell'area di studio.*

CAMPI POZZI					
Denominazione	N	Portata media, l/s	Unità idrogeologica	Note	Fonte bibliografica
Pontelatone	(a)	1000 (2000-2015)	Monte Maggiore	20 pozzi, prof. 115 m	CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024; CORNIELLO & DUCCI, 2017
S.Sofia	(b)	800	Tifata	12 pozzi, prof. 100 -115 m	CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024
Tifata	(c)	400	Tifata	5 pozzi perforati negli anni 1980-1982	CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024
S. Prisco	(d)	280 (2002) 500 (2015)	Tifata	5 pozzi attivi dal 1990, prof.120 m	CORNIELLO <i>et alii</i> , 2024

VIAROLI *et alii*, 2016; CORNIELLO & DUCCI, 2017; CORNIELLO *et alii*, 2024). Il livello piezometrico della porzione intramontana è minore attualmente del livello della restante piana del Volturno, sebbene quest'ultimo sia posto a valle idrogeologico rispetto al gradiente regionale (CORNIELLO *et alii*, 2024).

Infine, secondo la recente letteratura (CELICO *et alii*, 1977, 2004; CELICO, 1983; CORNIELLO *et alii*, 1990; BUDETTA *et alii*, 1994; CORNIELLO, 1996), laddove i carbonati siano in contatto con i sedimenti ad alta permeabilità delle piane adiacenti, non si esclude un deflusso sotterraneo non trascurabile, e dunque una ricarica sotterranea, dai carbonati ai depositi di piana.

Sistema di Roccamonfina

Nel settore nord-ovest del Foglio ricade la porzione meridionale di questa unità, costituita da piccoli lembi di vulcaniti addossati alla dorsale carbonatica. L'unità alimenta alcune sorgenti puntuali, di cui una termominerale, un campo pozzi e la sorgente lineare del Fiume Savone nel tratto fino a Ciamprisco, valutato in circa 1.25 m³/s (BONI *et alii* 1986). Data la limitata presenza nell'area del Foglio, questo sistema ricopre un interesse idrogeologico trascurabile.

Dominio della Piana del Fiume Volturno

Nella Piana del Volturno affiorano i detriti di versante calcarei e calcareo-dolomitici che dalla base dei versanti carbonatici, procedendo verso ovest vengono sostituiti da depositi alluvionali del Volturno, da fasi palustri, e da depositi di origine marina. In questi sedimenti sono frequenti livelli di materiale torboso anche di notevole continuità. I depositi di conoide e i depositi alluvionali palustri ricoprono l'Ignimbrite Campana, determinandone condizioni di confinamento o semiconfinamento. Il deflusso sotterraneo è diretto da nord-est verso sud-ovest. Falde superficiali, poco importanti e di interesse solo puntuale, sono segnalate nella parte meno consistente delle potenti coltri tufacee (es.: zona di Capua) e nei terreni dei complessi alluvionali affioranti nella parte centrale della piana (complessi 1 e 2, Figura 85), (CORNIELLO *et alii*, 2010).

Dominio del deposito sedimentario continentale-marino

Il deposito sedimentario basale continentale-marino plio-pleistocenico testimonia la fase di subsidenza tettonica della piana. Questo deposito, costituito da depositi marini e vulcanoclastici, rappresenta il principale acquifero dell'area (CORNIELLO *et alii*, 2010, 2024), non affiora in superficie, ed è confinato dai sovrastanti prodotti vulcanici (Complesso dei prodotti piroclastici, n.3 in Figura 85) soprattutto nel settore nord, mentre risulta semi-confinato in tutto il settore a sud; risulta in condizioni freatiche solo in alcune aree prossime alla linea di costa. E' addossato verso E ai rilievi carbonatici (sezione 1 in Figura 85).

Dominio delle vulcaniti dei Campi Flegrei

Il deposito vulcanico dei Campi Flegrei comprende un deposito di ricaduta alla base, ricoperto da un tufo cineritico (De Vivo *et alii*, 2001; CORNIELLO *et alii*, 2010); questa successione (“Ignimbrite Campana” Auct.), ha uno spessore variabile tra i 50-60 m ai piedi del rilievo carbonatico, fino a 10-30 metri nelle zone più occidentali. Per quanto riguarda i rapporti stratigrafici con i corpi idrici adiacenti, questo deposito in molte aree attraversa, o si trova alla base, della successione della Piana del Volturno; inoltre, ricopre il deposito sedimentario continentale-marino plio-pleistocenico.

1.3. - DESCRIZIONE DEI COMPLESSI IDROGEOLOGICI

Verranno di seguito descritti i principali complessi idrogeologici individuati nell’area, che sono rappresentati nella Figura 85. Le principali differenze rispetto ai precedenti lavori (CORNIELLO *et alii*, 2010; DE VITA *et alii*, 2018) consistono nella suddivisione dei complessi sedimentari della Piana del Volturno e delle unità carbonatiche. In particolare, sedimenti in affioramento nella Piana del Volturno che nei lavori citati erano raggruppati nel “complesso alluvionale-piroclastico”, sono stati suddivisi in un complesso dei depositi alluvionali recenti e palustri (Complesso n. 1, Figura 85) e un complesso dei depositi alluvionali e dei conoidi alluvionali (Complesso n. 2, Figura 85), sulla base delle caratteristiche litologiche e della relazione stratigrafica tra i depositi. Le unità carbonatiche sono state unificate in un solo complesso, che comprende le unità di Monte Maggiore e di Monte Tifata; infatti, sebbene precedenti lavori abbiano rappresentato le litologie appartenenti a queste unità in due distinti complessi idrogeologici sulla base di differenze litologiche e presenza di differenti livelli acquiclude più o meno continui (DE VITA *et alii*, 2018), i rilevamenti CARG del Foglio non riportano elementi sufficienti a confermare queste differenze. Inoltre, recenti studi (sintetizzati in CORNIELLO *et alii*, 2024; DE VITA *et alii*, 2018) documentano l’assenza di elementi (tettonici o stratigrafici) che potrebbero determinare discontinuità idraulica tra questi due complessi idrogeologici carbonatici.

1. Complesso delle alluvioni recenti del Volturno e dei depositi palustri

Limi, limi sabbiosi, sabbie, sabbie limoso-argillose e argille con livelli di lapilli e pomici rimaneggiate, argille e orizzonti e lenti ghiaioso-sabbiose a composizione prevalentemente vulcanoclastica e subordinatamente carbonatica. Frequenti orizzonti o lenti di materiale torboso e di torbe. Comprende i depositi di bonifica e/o di colmata di depressioni acquitrinose e lagunari bonificate e il deposito di colmata di meandri abbandonati e/o segmenti golenali, a sua volta inciso

dal corso attuale del Fiume Volturno. Questo complesso costituisce un acquifero poroso superficiale freatico (DUCCI *et alii*, 2019), di spessore compreso tra i 5 m, nella piana, e i 20 m, in prossimità dei depositi sabbiosi del Fiume Volturno. Il deposito, arealmente non continuo, ha una permeabilità basso-moderata, anche a causa della presenza di materiale organico.

OLOCENE SUPERIORE p.p.

2. Complesso dei depositi alluvionali e dei conoidi alluvionali

È formato da sabbie e limo grigio-giallastro stratificato e da detrito calcareo in prossimità dei rilievi; localmente sono presenti intercalazioni di lenti e/o livelli di ciottoli calcarei e sabbia, sabbie limoso-argillose grigie e bruno-giallastre con ceneri e lapilli pomicei rimaneggiati; meno frequenti sono le intercalazioni di argilla grigio nerastra e azzurrognola e di livelli torbosi. Lo spessore è variabile tra i 3 m nella piana fino a un massimo di 20 m in prossimità dei versanti (vicino al *Tufo Grigio Campano*) laddove i depositi di conoide alluvionale si sovrappongono ai sedimenti alluvionali. La permeabilità relativa è media.

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

3. Complesso dei prodotti piroclastici

Include i depositi vulcanici dei Campi Flegrei, soprattutto il TGC che ne rappresenta lo spessore largamente prevalente, oltre ai prodotti vulcanici e le breccie di versante del Sintema di S. Prisco. Si tratta quindi di Tufi più o meno litoidi, ceneri e lapilli di ricaduta e piccoli affioramenti di breccie 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 SUPERIORE p.p

4. Complesso sedimentario continentale-marino

È costituito da depositi marini, transizionali e vulcanoclastici a granulometria sabbiosa ed argillo-limosa con presenza di depositi ghiaioso-sabbiosi riferibili a paleoalvei. La permeabilità varia da bassa a medio-alta, in funzione della litologia. Questo complesso ospita il principale acquifero dell'area e risulta confinato dal sovrastante Complesso dei prodotti piroclastici.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p

5. Complesso arenaceo-conglomeratico

È costituito da arenarie grossolane e conglomerati (ricducibili a depositi di *flysch*, arenarie di Caiazzo), in strati da medi a spessi, a cui si alternano sottili livelli marnoso-siltosi (CORNIELLO & DUCCI, 2014). Data la granulometria pre-

valente e lo spessore stimato di circa 200 m, può essere sede di acquiferi, di rilevanza maggiore nelle parti in cui i livelli marnoso-siltosi sono assenti o più rari.

TORTONIANO SUPERIORE-MESSINIANO INFERIORE

6. Complesso dei calcari

Questo complesso include i calcari di piattaforma interna, calcareniti e calciruditi della struttura idrogeologica di Monte Maggiore. Il complesso ha un'alta permeabilità per fratturazione e carsismo.

GIURASSICO INFERIORE-CRETACICO SUPERIORE

7. Complesso delle dolomie

Include le dolomie cristalline e saccaroidi. A seconda del locale assetto tettonico, può costituire un limite di permeabilità per la base dei sovrastanti complessi carbonatici.

TRIASSICO SUP. p.p.

2. - LE CAVE

Diverse cave, di cui molte inattive e/o abbandonate e abusive (PRAE Regione Campania, 2006), sono presenti nell'area Foglio. Alcune di queste sono di epoca storica, testimoniando l'intenso sfruttamento delle risorse disponibili in questa porzione di territorio. La maggior parte delle cave è ubicata in corrispondenza dei versanti carbonatici, in posizione intermedia ed al piedimonte. Le attività estrattive hanno riguardato nel tempo, e riguardano attualmente, principalmente materiale calcareo e piroclastico, subordinatamente materiale ghiaioso nei fondivalle fluviali.

Le cave che coltivano il calcare sono presenti lungo la maggior parte dei versanti carbonatici che delimitano la Piana del Volturno, e, in minor quantità, sui versanti carbonatici nella porzione nord-orientale del Foglio. Generalmente interessano il versante dalla base a mezza costa, talora arrivando alla sommità. Sono per lo più sono coltivate a parete unica, talvolta a gradonate multiple. I materiali estratti sono utilizzati per la produzione di pietrisco stradale, per calcestruzzo e calcare da calce e da cemento.

Le cave che coltivano materiale piroclastico sono ubicate principalmente al piede dei versanti carbonatici ed interessano la formazione del TGC. Si tratta per lo più di cave a fossa che talora offrono una eccellente sezione stratigrafica.

Una cava di estrazione di ghiaia fluviale è ubicata in corrispondenza del terrazzo alluvionale **VEF_{15b}** a NO di S. Maria a Fossa.

Storicamente, i materiali lapidei caratteristici della provincia di Caserta sono

noti per il loro impiego per la realizzazione di opere artistiche o architettoniche, come la “Pietra di Bellona” talora indicata come “Travertino campano”.

I siti di estrazione della Pietra di Bellona sono localizzati lungo la dorsale di Monte Raggeto e in corrispondenza delle colline di S. Iorio e San Nicola, tra i comuni di Bellona e Caserta, in particolare nelle frazioni di Sant’Angelo in Formis e Triflisco. Questa pietra ornamentale è costituita da un calcare dolomitizzato che, oltre ad avere particolari caratteristiche estetiche è caratterizzato da buone caratteristiche fisico-meccaniche che lo rendono idoneo ad essere utilizzato come pietra da taglio e da costruzione. Si presenta di colore bianco paglierino-scuro o grigio, a volte tendente verso il giallo o il verde, ha una considerevole durezza e resistenza alla compressione, ed è lucidabile, garantendo una buona resa estetica. È stata utilizzata per la costruzione dell’Anfiteatro romano di S. Maria Capua Vetere e di numerosi monumenti nella zona di Capua, e, insieme ad altri materiali di pregio, della Reggia di Caserta. Numerosi sono gli impieghi segnalati anche a Napoli, come i tamburi delle cupole nella basilica di San Francesco di Paola, la pavimentazione della sala della Corte d’Appello e alcune scalinate nel Palazzo delle Poste (DE GENNARO *et alii*, 2013; CALCATERRA *et alii*, 2018). L’attribuzione di alcuni elementi lapidei della facciata della Università Federico II di Napoli a questo tipo di pietra ornamentale è stata smentita a seguito di analisi composizionali effettuate su campioni di residuo insolubile. Queste analisi hanno evidenziato una composizione mineralogica illite-quarzo-feldspato potassico per la Pietra di Bellona a differenza della associazione caolinite-illite risultante dai campioni provenienti dalla facciata della Università Federico II (ALLOCCA *et alii*, 2002).

EXTENDED ABSTRACT

1. Introduction

Sheet 430 “Caserta Ovest” of the Italian Geological Map at 1:50,000 scale presents a comprehensive reconstruction of a interesting sector located at the transition between the Southern Apennines and the Tyrrhenian margin.

The area included within it, located in the Province of Caserta, encompasses the northern section of the Campanian Plain. This extensive morphological depression was formed starting from the Pliocene and Early Pleistocene along the Tyrrhenian coast of the southern Apennine chain. It is filled with coastal and alluvial clastic sediments, as well as volcanic materials. The area is mostly characterized by the alluvial plain of the Volturno River, which flows from northeast to southwest. In the northern sectors, hilly reliefs border the Volturno River’s alluvial plain and constitute the southernmost foothills of the Tifatini and Monte Maggiore mountain ridges, northwest-southeast and northeast-southwest oriented.

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 Mapping was based on the delineation of lithostratigraphic boundaries, supplemented by structural observations and geomorphological criteria. Sheet 430 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. Quaternary deposits, including both volcanic and siliciclastic sediments, were studied through outcrop and subsurface data. Tephra layers were sampled and analyzed by EPMA 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 geological map was developed using an integrated, multi-disciplinary approach. For Meso-Cenozoic successions, sedimentological and biostratigraphic analyses of thin sections were performed. Quaternary deposits, including both

volcanic and siliciclastic sediments, were studied through outcrop and subsurface data. Tephra layers were sampled and analyzed by EPMA to determine major and minor element compositions and to attribute them to volcanic sources through geochemical correlation. Radiocarbon dating ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) was applied to some tephra identified both subsurface and on the surface.

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.

3. Geological and stratigraphic framework

The Mesozoic-Cenozoic successions exposed in the area have been attributed to two tectonic units that overlapped during the Miocene-Pliocene compressional phases (VITALE *et alii*, 2020). They consist predominantly of Mesozoic-Cenozoic carbonate platform successions. The upper tectonic unit is represented by the Mt. Lattari-Mt. Picentini-Mt. Alburni (LPA) Unit, while the lower unit is represented by the Matese-Taburno-Camposauro Unit (MTC). In the analyzed area, the LPA unit includes the Tifatini Mountains, the Mt. Maiulo-Mt. Forca ridge, and the Mt. Fallano and Mt. Friento reliefs, while the MTC unit corresponds to the NW-SE aligned ridge that connects the Mt. Raggeto and Mt. Pozzillo reliefs.

Miocene sediments attributable to the Caiazzo sandstones are found mainly in the north-western sector where they identify a syn-orogenic lithostratigraphic unit deposited in thrust-top or piggy-back basins.

During the first part of the Quaternary, tectonic activity influenced the geomorphological evolution of the area. This resulted in uplifted and mainly eroded blocks, which can be attributed to the hilly formations of the Mesozoic-Cenozoic units, as well as subsiding regions where aggradation phenomena predominantly occurred, such as in the Campanian Plain. The last significant marine ingressions took place during the Middle Pleistocene, driven by a strong phase of tectonic subsidence across the northern part of the Campanian Plain (BRANCACCIO *et alii*, 1991; 1995; ROMANO *et alii*, 1994). This subsidence resulted in the discovery of marine sediments even in the more inland areas of the Campanian Plain that are adjacent to the surrounding highlands.

After the Last Interglacial, the southern portion of the analyzed area was also affected by a general emergence, passing to a continental environment. In this phase, the emplacement of the Campanian Ignimbrite Auct. (TGC) was recorded (39 ka, DI GIROLAMO, 1968a; GIACCIO *et alii*, 2017b). The deposition of this unit coincided with a moment of low subsidence rates of the plain and with a negative glacioeustatic oscillation (ROMANO *et alii*, 1994; MILIA, 1998) which determined a further modification in the physiography of this sector and contributed to the filling and definitive emergence of the northern and central sectors of the area.

The recent history of the area is clearly defined by the Holocene sub-systems that have been identified. This period reflects the latest climatic changes, beginning with the Last Glacial period (50,000 to 18,000 years ago) and continuing through the marine transgression phase of the Late Glacial to Holocene, which occurred between 15,000 and 6,000 years ago (known as the Flandrian transgression). This timeline includes the progradation of the alluvial plain and the post-maximum highstand that took place around 6,000 years ago, leading to the formation of the Volturno River delta adjacent to the coastal plain.

4. *Subsurface geology*

Subsurface mapping of the Volturno Plain was supported by literature boreholes, hydrocarbon exploration wells (VIDEPI), and twenty continuous-coring boreholes from the CARG project (at the depth of 30 m and two at the depth of 80 m). 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 Ignimbrite (**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 subsynthem (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 Mio-Pliocene (VITALE *et alii*, 2020), 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 transpressive kinematics, leading to the southeastward subsidence of thrust sheets.

In detail during the Mio-Pliocene orogeny, the domains of platform carbonate were deformed and overthrust from west to east. The area of the Caserta Ovest Sheet holds particular tectonic and paleogeographic interest since, within this sheet, near S. Angelo in Formis, there is a historically documented direct superposition between the two carbonate platform units without the interposition of the Lagonegro units (PESCATORE & SGROSSO, 1973).

Following the compressive events that determined the geometric architecture of the described units, the physiography of the sheet was heavily influenced by extensional tectonics during the Quaternary, according to two distinct phases: an older NW-SE extension and a more recent NE-SW orientation (CAIAZZO *et alii*, 2006; CASCIELLO *et alii*, 2006; AMATO *et alii*, 2017). The activity of faults generated during these phases resulted in the stepped subsidence of carbonate units

towards the Tyrrhenian coast. The extent and fluctuations of sea levels controlled the deposition of thick alluvial and marine successions in the coastal plain areas, accompanied at various elevations by volcanic deposits from Roccamonfina and the Campi Flegrei district. Additionally, traces of infraliassic extensional tectonics have been identified within the carbonate platform successions present in the Sheet.

6. *Tephrostratigraphy*

Tephra analyses provided chronological constraints for both surface and subsurface units. Eight eruption unit were identified within the twenty sediment cores retrieved from the Caserta Ovest Sheet area. These layers were sampled and analyzed using an Electron Probe Micro Analyzer (EPMA) to determine major and minor element concentrations and to assign volcanic source attribution. Correlation with specific eruptive units was achieved through geochemical fingerprinting. Selected tephra layers with K-rich minerals with crystals bigger than 250 microns were selected eligible for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. A total of four units has been dated with this method.

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.

9. *Geomorphology evolution*

The physical landscape of the study area is characterized by two main physiographic units affected by different morphogenetic processes: A) the alluvial plain of the Volturno River (unit 1) and B) the Monti Tifatini-Monte Maggiore mountains (unit 2). The first area is the largest area including the 2/3 of the whole geological sheet whereas the second one are the smaller mountainous and hill areas bounding the alluvial plain.

The Volturno Plain is a subsiding fluvial plain that in Late Pleistocene and Holocene times has recorded many coastal marine transgressions due to tectonics, climatic, and glacio-eustatic variations as shown in a lot of deep boreholes realized in the plain by human activities. The plain was crossed by the Volturno River and its tributaries which are the natural channels of the area and by a lot of artificial channels related to the restoration occurred in the plain in the past centuries by the Borbone kingdom. The Volturno channel floodplain shows many relics of meander belts that were overlapped during the recent times testifying the morphological evolution of the Volturno channel as a consequence of climatic changes. The Volturno River, in the eastern side and close to the Monti Tifatini vertically incise

the ancient floodplain thus to create three fluvial terrace orders.

The Monti Tifatini-Monte Maggiore mountain belts are uplifted fault-related mountain blocks separating the Volturno alluvial plain s.s. from the inland zone of the Volturno drainage basin. A deep NE-SW-aligned incised valley located at the Triflisco site, transversally cuts the Monti Tifatini Ridge thus to connect the two segments of the Volturno fluvial valley. Finally, the mountain ridge area shows the presence of NO-SE-aligned sinkholes landforms generated in the Carbonate bedrock that can be related to karst processes thus forming collapse doline or other subsidence landforms.

10. 3D Model

The 3D geological model was built through seismic interpretation (including CARG line Moon01), 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 Meso-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

Seven hydrostratigraphic complexes were defined based on lithological characteristics and relative permeability. On a regional scale, the most significant groundwater circulation occurs in the Apennine carbonate units, which in sheet 430 outcrop primarily in the eastern sector, and is supported at the base by Triassic dolomites. Compressional tectonics and the subsequent extensional phase have contributed to breaking the lateral continuity of the carbonate units, effectively dividing them into different sectors, which feed the various spring groups located in contact with the plain's sediments or the sub-channel flow towards specific points on the plain. The main direction of groundwater flow is from the Apennine mountains to the east, towards the Tyrrhenian Sea to the west.

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

anthropogenic deposit (h)

Anthropogenic heterogeneous material related to rectified fluvial channel (unconsolidated material and concrete structures). Backfill accumulations linked to mining activities and processing waste from historical periods. Thickness: no more than 7-8 m.

LATE HOLOCENE p.p.

alluvial deposit (b)

Sands and gravels of the Volturno River thalweg and related tributaries (floodplain), mainly characterized by volcanoclastic and subordinately by carbonate materials. Heterogeneous materials filling floodplains as a consequence of remediation and human drainage.

LATE HOLOCENE p.p.

eluvium-colluvium (b₂)

Unconsolidated detrital deposit, either massive or layered, composed of silty sands, silt, and clays, with a dominant volcanoclastic component. The deposit is reddish-brown in color and has an earthy-clayey matrix. Locally, the deposit is pedogenized and/or remobilized due to agricultural and urbanization activities, resulting in the production of indistinguishable fill and/or backfill materials that are not differentiable. Fine detrital deposit and pelitic/sandy red soil from the *in situ* carbonate substrate alteration. Thickness: locally variable, more than 2 m.

LATE HOLOCENE p.p.

COMPLETELY FORMED CONTINENTAL DEPOSITS

slope deposit (a)

Unconsolidated heterometric detrital-colluvial material with sharp-edged or sub-rounded clasts, and silty-clayey and sandy matrix. 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.

colluvium (b₇)

Silty and clayey sands containing 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 and rare macrovertebrate bone fragments are also locally present.

HOLOCENE p.p.

landslide deposit (a₁)

Gravitational mass deposit made of heterogeneous and heterometric material, clast-supported or with clayey-sandy matrix.

HOLOCENE p.p.

debris talus (a₃)

Matrix-supported gravels, ranging from stratified to loosely organized, unconsolidated or weakly cemented, predominantly containing carbonate heterometric clasts, with a calcareous-gravelly matrix and, to a lesser extent, a volcanoclastic sandy matrix. The deposit comprises small engraved outcrops, which are remnants of detrital talus located at the base of the carbonate slopes that border the piedmont sectors of the Volturno River plain. Thickness: more than 7-8 m.

LATE PLEISTOCENE p.p.-HOLOCENE p.p.

mixed origin deposit (i)

Clastic deposit, ranging from stratified to massive, consisting of heterometric calcareous clasts with sharp and sub-rounded edges, coarse sands and sandy gravels with erosional-depositional structures, and linked to gravitational processes or stream flow. Thickness: more than 2 m.

LATE PLEISTOCENE p.p.- HOLOCENE p.p.

UNITS DEFINED BASED ON THEIR CATCHMENT AREAS

CAMPANIAN PLAIN

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. It includes several sub-synthems (refer to F. n. 431 Caserta Est, F. n. 446-447 Napoli, and F. n. 448 Ercolano).

LATE PLEISTOCENE p.p.-HOLOCENE p.p.

Cancello-Arnone subsynthem (VEF₁₅)

The deposits in this subsynthem are included between the erosional and/or non-depositional discontinuity at the top of the underlying deposits of the Capua subsynthem (VEF₁₄) and the topographic surface. The unit consists of various interdigitated facies associations, identifying a total of five distinct deposits (refer to F. 429 Mondragone), two of which are exposed in the analyzed area: palustrine (**e₃**) and alluvial (**b**).

Sandy silts, silty-clayey sands and clays, with frequent horizons or lenses of peaty material, of decametric thickness. Intercalations of lenses and/or levels of alluvial silty and/or gravelly sands associated with natural or artificial paleochannels fill are often present. 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 (palustrine deposit, **e₃**; refer to VEF_{2e3} F. 446-447 Napoli). The thickness of the deposit in the underground (borehole data) does not exceed 5-6 m. Prevalent sands, locally grey and yellowish-brown silty-clayey sands and silts; distinct levels of reworked pumice and scoriaceous lapilli; greyish-black and bluish clays, occasionally covered by a thin eluvial-colluvial layer, that is not mappable. Intercalations of sandy-gravelly horizons and lenses with a predominantly volcanoclastic and subordinately carbonate and peaty composition are present. Relict meander and/or floodplain segments fill. The fluvial deposits are incised by the Volturno River and form the most recent fluvial terrace, located approximately 2-4 m above the current riverbed (alluvial deposit, **b**). The thickness of the deposit in the underground (borehole data) does not exceed 10 m.

LATE HOLOCENE p.p.

Capua subsynthem (VEF₁₄) (p.p. refer to *Limatola synthem* LMH₆ F. n. 431 Caserta est)

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) and the topographic surface. These deposits consist of stratified yellowish-grey sands and silts, and calcareous clasts near the carbonate reliefs. 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; intercalations of greyish-black and bluish clays, as well as layers of peat, are less frequent (alluvial deposit, **b**). A non-mappable alluvial fan facies, sometimes covered by a thin eluvium-colluvial layer, is also present. The deposits are completely incised by the Volturno River downside of the Triflisco morphological threshold, where terraces located about 5-7 metres above the present-day talweg are present. Thickness: not exceeding 10 m.

MIDDLE HOLOCENE p.p.-LATE HOLOCENE p.p.

Masseria Pugliese subsynthem (VEF₁₃)

The deposits in this subsynthem are included between the erosional and/or non-depositional discontinuity at the top of the Campanian Grey Tuff (TGC) and the topographic surface. The unit features a facies association characterized by stratified yellowish-grey sands and silts, occasionally containing peat layers and/or lenses; locally, a not mappable thin eluvium-colluvial layer is present. Thickness: not exceeding 3-4 m.

EARLY OLOCENE p.p. - MIDDLE HOLOCENE p.p.

Contrada Romano subsynthem (VEF₁₂)

The deposits in this subsynthem are included between the erosional and/or weathering (palaeosoil) discontinuity, identified in the underground (borehole data) at the top of the Campanian Grey Tuff (TGC) and the topographic surface. The deposits primarily consist of ash, featuring thin layers with interspersed pumice lapilli. Underground, the deposits rest on an ochre paleosoil. Thickness: not exceeding 5 m (borehole data).

HOLOCENE p.p.

Agro Nocerino-Sarnese subsynthem (VEF₂)

The deposits in this subsynthem are included between the erosional and/or non-depositional discontinuity at the top of the Campanian Grey Tuff (TGC) and the topographic surface. Silty-sandy alluvial deposits with intercalations of distal and mid-distal pyroclastic levels; sandy-gravelly volcanic and carbonate clasts are present. Locally, there are colluvial and detrital-colluvial deposits in low morphological areas, which cannot be mapped (alluvial deposit, **b**). Sands and silts related to the Regi Lagni reclamation. locally, clayey lake silts and sandy levels (marsh deposit, **e₃**). Thickness: not exceeding 3-4 m for both lacustrine and alluvial deposits (borehole data).

HOLOCENE p.p.

Neapolitan Yellow Tuff (TGN) (refer to Castelnovo-Casoria unit CCU F. n. 431 Caserta Est)

Sequence of generally solidified pyroclastic products from the Campi Flegrei caldera's proximal zonas. These deposits are exposed in the foothills between the alluvial plain and the surrounding reliefs. Below the surface, a typical mid-distal lithofacies is identifiable (Lower Member, as described in SCARPATI *et alii*, 1993, and WOHLTZ *et alii*, 1995). This lithofacies is characterized by alternating layers of ash and light gray pumiceous lapilli, which range from centimeters to decimeters in thickness. The composition is alkali-trachytic. Thickness: not exceeding 2 m. at the outcrops. The age of this formation is determined to be $14,5 \pm 0,4$ ka

based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating (DEINO *et alii*, 2004).

LATE PLEISTOCENE p.p.

PHLEGREAN ISCHIAN SUPERSYNTHEM (FI)

This unit includes the deposits filling the Campanian Plain Graben, included between the pre-quaternary substratum top and the erosional, locally weathered discontinuity at the top of the Campanian Grey Tuff (TGC)

EARLY PLEISTOCENE? - LATE PLEISTOCENE p.p.

Campanian Grey Tuff (TGC)

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. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age: $39,85 \pm 0,14$ ka; (GIACCIO *et alii*, 2017b, *cum bibl.*).

LATE PLEISTOCENE p.p.

S. PRISCO SYNTHEM (PIS)

The deposits in this synthem are included between an erosional discontinuity at the top of the carbonate substratum and a palaeosol at the base of the Campanian Grey Tuff (TGC). Two distinct slope debris lithostratigraphic units, and two pyroclastic units have been identified. In the former, which borders the piedmont of the carbonate reliefs, different intercalations of primary pyroclastic deposits have been identified. Compositional analyses attribute these deposits to two distinct eruptive centers, with the oldest linked to eruptions from the Roccamonfina volcano (*Lauro group* WT; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age between $322 \pm 4,0$ ka, according to GIANNETTI & DE CASA (2000), recalculated by LEICHER *et alii* (2023), and about 230 ka, according to GIANNETTI & DE CASA (2000). The most recent deposits are associated with the eruptive centers of Campi Flegrei. These deposits also include the eruptive cluster that occurred between approximately 109 ka and 92 ka. This cluster features the Triflisco pyroclastic deposits (see FERNANDEZ *et alii*, 2024) and the Trefola pyroclastic deposits, as described by ORSI *et alii* (1996). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age ranges from $59,6 \pm 1,6$ ka to $39,85 \pm 0,14$ ka (PAPALARDO *et alii*, 1999).

MIDDLE PLEISTOCENE p.p. - LATE PLEISTOCENE p.p.

Colle de Luca breccias (LCU)

Heterometric breccias, from stratified to massive, containing carbonate clasts from the local outcropping carbonate succession, within an abundant sandy-

gravelly, calcareous, and subordinately volcanoclastic matrix, exhibiting a variable degree of cementation. In the upper portion of the deposit, pyroclastic levels of about 60 cm composed of well-sorted light pumiceous lapilli with phonolitic composition, attributable to the activity of the Campi Flegrei (Trefola pyroclastic deposits sensu ORSI *et alii*, 1996; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age between $59,6 \pm 1,6$ ka and $39,85 \pm 0,14$ ka; PAPPALARDO *et alii*, 1999) are intercalated within the breccias. Additionally, in the lower portion, pyroclastic levels attributable to the *Triflisco pyroclastic deposits (IFL)* are intercalated within the breccias. The thickness of the entire succession ranges from a few metres to a few tens of metres.

LATE PLEISTOCENE p.p.

Triflisco pyroclastics (IFL)

Falling pyroclastic materials consist of grey to pink pumice lapilli and ash layers with a phonolitic-trachytic composition, attributed to the activity of the Campi Flegrei during the pre-TGC eruptive cycle. Thickness: about 2 m. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age $92,8 \pm 0,4$ ka (FERNANDEZ *et alii*, 2024).

LATE PLEISTOCENE p.p.

Vitulazio pyroclastics (VZA)

The unit consists of brown pumice lapilli alternating with ash layers of trachytic composition, attributable to fallout products related to the pre-TGC activity of the Campi Flegrei, equivalent to the eruptive cycle of the Taurano ignimbrite or the Campanian Volcanic Zone (DE VIVO *et alii*, 2001; ROLANDI *et alii*, 2003). The thickness is approximately 7-8 meters. Analysis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of these deposits has given an age of $172,5 \pm 0,6$ ka.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

S. Angelo in Formis breccias (AFM)

Heterometric breccias in medium and thick layers, well cemented, containing calcareous and marly elements from the carbonate successions beneath them, and indicative of a slope deposit. The deposit appears suspended compared to the current base level. Lenses of volcanic material with a trachytic composition are interspersed in the breccias. These materials originate from the Roccamonfina volcano eruptions and are attributable to the *Lauro group (WT)* (Lower White Trachytic Tuff - Unit UD in GIANNETTI & DE CASA, 2000). Thickness: about 50 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

ROCCAMONFINA VOLCANO DEPOSITS

LAURO GROUP (WT)

This group encompasses pyroclastic deposits interlayered with palaeosoils, representing several eruptions, and referred to as White Trachytic Tuffs GIANNETTI & LUHR (1983). For these deposits, the scheme proposed by DE RITA & GIORDANO (1996) and by GIORDANO (1998), which divides them into four units, is adopted. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age between $322 \pm 4,0$ (GIANNETTI & DE CASA, 2000, recalculated by LEICHER *et alii*, 2023) and about 305 ka. (refer to F. n. 417 Teano). Only the upper unit of this group, namely the Galluccio formation (**GLU**), is present in the studied area.

Galluccio formation (GLU)

Slightly lithified fine ash tuffs with parallel or crossed laminations; pumice-rich horizons with minimal matrix, lenticular in shape, and having a trachytic composition. Thickness: not exceeding 5 m. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age $305,8 \pm 1,2$ - $304,6 \pm 1,4$ (refer to Foglio n. 417 Teano).

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

TEANO GROUP (GE)

This group includes several volcanic deposits aged from 482 ka to 371 ka. Small outcrops of tuffs with whitish pumiceous lapilli and ash featuring a phonolitic composition are present exclusively in the north-western sector. These deposits are attributable to the initial phases of the Roccamonfina volcano, the “Riorava stage” sensu ROUCHON *et alii* (2008). Pyroclastic deposits are also found, consisting of well-sorted pumiceous lapilli from falls rich in fine matrix, and others from pyroclastic flows. Where visible, the lower contact is with the carbonate substrate; the uppermost contact is an unconformity with **GLU**. The lower contact, where visible, is with the carbonate substrate; the upper contact is unconformably with the **GLU**. Thickness: less than 1 m. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of these deposits have given an age of $450,1 \text{ ka} \pm 0,7 \text{ ka}$.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

SYN-OROGENIC LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS

Caiazzo sandstones (AIZ)

Coarse to microconglomeratic sandstones; grey conglomerates mainly quartz-feldspar and subordinately quartz-lithic. Medium to thick layers with a sharp base and lenticular layers of metric thickness, often amalgamated. Thin marly-silty levels alternate with the sandstones. A/P ratio varying from >1 to $>>1$. Chaotic

deposits (olistostromes, ol) occur at various stratigraphic levels. These deposits include extra-basinal elements, consisting of clasts and blocks that can occasionally exceed thousands of cubic meters in size. The blocks consist of calcilutites and calcarenites, with subordinate layers and banks of light grey calcirudites, representing carbonate platform s.l. facies. The surrounding matrix of these olistoliths is very poor, and when present, consists of grey-blue, greenish, and reddish clayey sediments likely derived from deposits of the Argille Variegate Group. The lower and upper limits are not visible. Thickness: estimated at approximately 200 m.

LATE TORTONIAN - EARLY MESSINIAN

MT. LATTARI - MT. PICENTINI - MT. ALBURNI TECTONIC UNIT

limestones with requienids and gastropods (CRQ)

Whitish and gray limestones with a mudstone to grainstone texture, ranging from 20 to 40 cm in thickness, featuring frequent layers rich in gastropods and requienids, often alternating with dolomitic limestones and dolomites in decimeter-thick layers. In the lower section, the oolitic limestone member (*membro dei calcari a ooliti fibroso* CRQ₁) was identified. In the upper sections, calcilutites alternate with Dasycladaceae, stromatolitic and loferitic limestones. Additionally, features such as calcirudites containing gastropods and requienids, along with calcilutites that include ostracods and miliolids with orbitolinid levels, were observed. The most important microfossils include *Praturlonella danilovae*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Salpingoporella dinarica*, *Vercorsella laurentii*, *Vercorsella scarsellai*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Debarina hahounerensis*, *Voloshinoides murgensis*, *Dictyoconus pachimarginalis*, *Neotrocholina valdensis*, and *Trocholina* spp. Environment: inner carbonate shelf, with tidal flat, and protected to open lagoon sub-environments. Lower limit: stratigraphic and by alternation with CCM. Thickness: not exceeding 500 m.

EARLY CRETACEOUS (BERRIASIAN p.p.-ALBIAN p.p.)

oolitic limestone member (CRQ₁)

Grey limestones with subordinate dolomitic limestones and grey dolomites arranged in medium and thick layers. In the lower portion, oolitic calcarenites, consisting of packstone-grainstone with fibrous-rayed oolites, alternate with calcilutites with dasycladaceous and stromatolitic algae. In the upper part, intra-bio-clastic calcirudites prevail. Furthermore, several levels of clast-supported intra-formational breccias are present at different stratigraphic heights. These breccias are composed of sharp-edged clasts of up to 20-30 cm in size in a poor detrital matrix, in lenticular bodies of decametric thickness. Environment: low energy, locally with restricted circulation, inner carbonate shelf. Thickness: not exceed-

ing 350 m.

EARLY CRETACEOUS (BERRIASIAN p.p.-HAUTERIVIAN p.p.)

limestones with Cladocoropsis and Clypeina (CCM)

Gray, dark gray, and hazel brown limestones with a sharp base. Textures from wackestone to grainstone with oncoids and benthic foraminifera, and wackestone with oogonia of charophyceous algae. Floatstones with large fragments of *Cladocoropsis mirabilis* and nodules of *Lithocodium* are also present in medium to thick beds, locally up to 2 m thick. The most important microfossils include *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Heteroporella? anici*, *Redmondoides lugeoni*, and *Kurnubia palastiniensis*. Environment: inner carbonate shelf, with protected lagoon and subtidal bar sub-environments. Lower limit: not outcropping. Thickness: not exceeding 400 m.

MIDDLE JURASSIC p.p. - EARLY CRETACEOUS p.p.

oolitic and oncolitic limestones (CDO)

White and grey-havana brown limestones, sometimes dolomitic limestones and dolomites, in layers from 30 to 50 cm. The texture varies, featuring grainstone-packstone with micritic oolites, grainstone-rudstone with oncoids, benthic foraminifera and thaumatoporellae, and occasionally mudstone with ostracods and fragments of bivalves. Thinly stratified (5 to 25 cm thick) and laminated layers are locally present (Mt. Fallano). These deposits, consisting of biotrititic and oolitic limestones with a wackestone to grainstone texture, are locally affected by gravitational slumping. Fossilized remains of plants, fish, and decapods are present in the laminated layers (*Plattenkalk* in BRAVI *et alii*, 2014). The most important microfossils include *Redmondoides lugeoni*, *Praekurnubia crusei*, *Robustococcus tisljari*, *Trocholina* spp., and *Siphovalvulina* spp. Environment: inner carbonate shelf, with protected lagoon and subtidal bar sub-environments. Lower limit: not outcropping. Thickness: about 300 m.

EARLY JURASSIC p.p - MIDDLE JURASSIC p.p.

Palaeodasycladus Limestones (CPL)

Dark grey and hazel brown calcarenites and calcilutites, microbial laminites are often associated with dolomites and dolomitic limestones. The main textures are wackestone to packstone with dasycladal algae, benthic foraminifera, thaumatoporellae, peloids, and lithoclasts. The layers vary in thickness from 40 cm to 1 m. Levels containing *Palaeodasycladus mediterraneus*, along with fragments of bivalves and gastropods, are present. The most important microfossils include *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Haurania deserta*, and *Siphovalvulina* spp. Environment: inner carbonate shelf with, name-

ly, tidal flat and protected lagoon sub-environments. Lower limit: sharp stratigraphic on **DBS₄**. Thickness: varying from 350 to 650 m.

EARLY JURASSIC p.p.

upper dolomite (DBS)

Grey-havana and hazel brown dolomites and limestones, sometimes saccharoidal, containing microbial laminites, stromatolitic and loferitic levels. The texture is typically characterized as mudstone-wackestone and wackestone-packstone. The stratification is usually indistinct; when visible, the layers range from 30 to 60 cm thick, sometimes appearing in metric and lenticular banks. Desiccation cracks and bird's eye cavities are locally present. In the upper portion of this formation, the significant increase in the calcareous component relative to the dolomitic one allows for the mapping of the limestone and dolomite with *Megalodon* member (**DBS₄**). The microfossil content is limited, primarily consisting of fragments of dasycladal algae, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, and small recrystallized Aulotortinae. Environment: inner carbonate shelf, with tidal flat, and protected to open lagoon sub-environments. Lower limit: not outcropping. Thickness: not exceeding 700 m.

LATE TRIASSIC p.p.

limestone and dolomite with megalodon member (DBS₄)

Saccharoidal dolomites, passing upwards to grey and hazel-brown limestones containing gastropod shells, benthic foraminifera, and dasycladal algae, which alternate with stromatolitic levels. The texture varies from mudstone to packstone. The stratification is usually indistinct; where observed, the thickness of the layers varies from about 30 to 60 cm. In the mainly calcareous portion, packstones containing foraminifera (such as *Triasina hantkeni*), dasycladal algae (including *Griphoporella curvata*), gastropod fragments, and micritic intraclasts are present. Environment: inner carbonate shelf. Lower limit: stratigraphic and gradual on **DBS**, with an increase in the calcareous component compared to the dolomitic one. Thickness: estimated about 250 m.

LATE TRIASSIC p.p. (RHAETIAN)

MATESE-TABURNO-CAMPOSAURO TECTONIC UNIT

limestones with radiolitids (RDT)

Gray to hazel brown limestones with a mudstone-wackestone texture contain miliolids, *Thaumatoporella*, and *Decastronema*, and locally, fragments of radiolitids. The layers, where recognizable, are approximately 40-50 cm thick. The most important microfossils include *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Decastronema*

kotori, *Nummuloculina* cf. *irregularis*, *Moncharmontia apenninica*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Scandonea samnitica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Murgeina apula*, *Accordiella conica*, *Rotalispira scarsellai*, and *Nezzazatinella* sp. Environment: restricted-circulation lagoon. Lower limit: sharp, locally erosive stratigraphic on **CRQ₄**. Thickness: not exceeding 500 m.
LATE CRETACEOUS p.p.

limestones with requienids and gastropods (CRQ)

Whitish and gray limestones with a mudstone to grainstone texture, ranging from 20 to 40 cm in thickness, featuring frequent layers rich in gastropods and requienids, often alternating with dolomitic limestones and dolomites in decimeter-thick layers. In the lower section, micritic limestones are the dominant type. The middle section alternates between dasycladaceae calcilutites, stromatolitic and loferitic limestones, gastropod and requienid calcirudites, and ostracod and miliolide calcilutites, which contain orbitolinid levels. In the upper portion, the *limestones with alveolinids and laminated dolomite member (CRQ₄)* was distinguished. The most important microfossils include *Salpingoporella annulata*, *Coptocampylodon fontis*, *Lithocodium aggregatum*, *Bacinella irregularis*, *Protopeneroplis ultragranulata*, *Cuneolina camposaurii*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Nezzazata isabellae*, *Sabaudia minuta*, *Palorbitolina lenticularis*, *Dictyococcus algerianus*, *Neoiraqia insolita*, and *Simplorbitolina aquitana*. Environment: inner carbonate shelf, with tidal flat, and protected to open lagoon sub-environments. Lower limit: stratigraphic and by alternation with **CCM**. Thickness: not exceeding 550 m.

EARLY CRETACEOUS p.p. - LATE CRETACEOUS p.p.

limestones with alveolinids and laminated dolomite member (CRQ₄)

Well-stratified Havana brown and grey limestones, arranged in medium to thick layers, consisting mainly of peloidal wackestones and packstones, alternating with hazel brown bioclastic packstones and grainstones rich in alveolins (*Selli-alveolina viallii*, *Cisalveolina fraasi*) as well as *Cuneolina pavonia parva*. In the lower section layers of laminated dolomites are present. Environment: inner carbonate shelf with tidal flat lagoon facies. Lower limit: conform with **CRQ**, and marked by the presence of lenticular horizons of residual rock rich in aluminium hydroxides and ferrous minerals, bauxite (**bx**), of metric thickness. Thickness: variable, not exceeding 250 m.

CENOMANIAN p.p.

limestones with Cladocoropsis and Clypeina (CCM)

Bioclastic and oncolytic grey and dark grey limestones, with intercalations of

yellowish grey dolomites in medium to thick layers. The main textures are represented by: floatstone with *Cladocoropsis mirabilis* and *Lithocodium* nodules, wackestone-packstone with oncoids and benthic foraminifera, and wackestone with oogonia of charophyceous algae. The most important microfossils include *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Lithocodium aggregatum*, *Heteroporella? anici*, *Redmondoides lugeoni*, and *Kurnubia palastiniensis*. Environment: low energy, locally with restricted circulation, inner carbonate shelf. Lower limit: not outcropping. Thickness: not exceeding 250 m.

MIDDLE JURASSIC p.p. - EARLY CRETACEOUS p.p.

Palaeodasycladus Limestones (CPL)

Dark grey and hazel brown calcarenites and calcilutites, bioclastic, rich in vacuolar structures filled with calcite (*fenestrae* and birdseyes), in layers between 30 and 70 cm thick. The most common macrofossils are gastropods and lamellibranchs, including large specimens (about 20 cm) and spathized lithiotids, which are sometimes encrusted with corals (*Lithiotis* facies in the Leporano area). The most important microfossils include *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Orbitopsella praecursor*, *Lituosepta termieri*, *Lituosepta recoaren-sis*, *Bosniella oenensis*, *Haurania deserta*, and *Siphovalvulina* spp. Environment: inner carbonate shelf with, namely, tidal flat and protected lagoon sub-environments. Lower and upper limit: not outcropping. Thickness: about 70 m.

EARLY JURASSIC p.p.

APPENDICE

ELENCO DEI TAXA CITATI NEL TESTO

- Accordiella conica* Farinacci, 1962
Bacinella irregularis Radoičić, 1959
Bosniella oenensis Gušić, 1977
Campbelliella striata (Carozzi, 1954)
Candona sp.
Chrysalidina gradata d'Orbigny, 1839
Cisalveolina fraasi (Gümbel, 1872)
Cladocora caespitosa (Linnaeus, 1767)
Cladocoropsis mirabilis Felix, 1907
Clypeina jurassica (Favre, 1932)
Coptocampylodon fontis Patrušius, 1965
Cribellopsis arnaudae Chiocchini, 1989
Cuneolina camposaurii Sartoni & Crescenti, 1962
Cuneolina laurenti Sartoni & Crescenti, 1962
Cuneolina pavonia parva Henson, 1948
Debarina hahounerensis Fourcade, Raoult & Vila, 1972
Decastronema Golubić Radoičić & Lee, 2008
Decastronema kotori (Radoičić, 1959)
Dictyoconus algerianus Cherchi & Schroeder, 1982
Dictyoconus pachymarginalis Schroeder, 1965
Eucypris virens (Jurine, 1820)
Favreina salevensis (Parejas, 1948)
Griphoporella curvata (Gümbel, 1872)
Haurania deserta Henson, 1948
Heteroporella ?anici (Nikler & Sokac, 1965)
Ilyocypris bradyi Sars, 1890
Kurnubia palastiniensis Henson, 1948
Lithocodium aggregatum Elliott, 1956
Lituosepta recoarensis Cati, 1957
Lituosepta termieri (Hottinger, 1967)
Mesoendothyra croatica Gušić, 1969
Neglecandona neglecta (Sars, 1887)
Neoiraqia insolita (Decrouez & Moullade, 1974)
Neotrocholina valdensis Recihel, 1958
Nezzazata isabellae Arnaud-Vanneau & Sliter, 1995
Nezzazatinella cf. aegyptiaca (Said & Kenawy, 1957)
Nummuloculina cf. irregularis (d'Orbigny, 1839)

- Orbitopsella praecursor* (Gümbel, 1872)
Palaeodasycladus mediterraneus Pia, 1927
Paleopfenderina salernitana (Sartoni & Crescenti, 1962)
Palorbitolina lenticularis (Blumenbach, 1805)
Pfenderina salernitana (Sartoni e Crescenti, 1962)
Praechrysalidina infracretacea Luperto Sinni, 1979
Praekurnubia crusei Redmond, 1966
Praturlonella danilovae (Radoičić, 1968)
Protopeneroplis ultragranulata (Gorbachik, 1971)
Pseudocandona pratensis (Hartwig, 1901)
Pseudocandona sp.
Pseudolituonella reicheli Marie, 1954
Redmondoides lugeoni (Septfontaine, 1977)
Robustoconus tisljari Schlagintweit Velic e Sokac, 2013
Rotorbinella scarsellai Torre, 1966 accepted as *Rotalispira scarsellai* (Torre, 1966)
Sabaudia minuta (Hofker, 1965)
Salpingoporella annulata Carozzi, 1953
Salpingoporella dinarica Radoičić, 1959
Salpingoporella muehlbergii (Lorenz, 1902) Pia, 1918
Sellialveolina viallii Colalongo, 1963
Selliporella donzellii Sartoni & Crescenti, 1962
Simplorbitolina aquitanica (Schroeder & Poignant, 1964)
Siphovalvulina spp.
Thaumatoporella Pia, 1927
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri, 1922) Pia, 1927
Triasina hantkeni Majzon, 1954
Trocholina alpina (Leupold, 1936)
Trocholina spp.
Vercorsella laurentii (Sartoni & Crescenti, 1962)
Vercorsella scarsellai (De Castro, 1964)
Voloshinoides murgensis Luperto Sinni & Masse, 1993

BIBLIOGRAFIA

- ACOCELLA V. & FUNICIELLO R. (1999) - *The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of the island of Ischia, Italy*. Journ. Volcan. & Geoth. Res., **88**, 109-123.
- 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. (2021). *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.
- ALLOCCA F., CAPPELLETTI P., DE GENNARO M., PINTO A. & LANGELLA A. (2002) - *I Materiali Lapidei della Facciata dell'Università Federico II di Napoli*. Arkos, **8**:28-35, European Association for Architectural Education. ISSN 1974-7950
- AMATO V., AUCELLI P.P.C., BELLUCCI SEDA 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., CIARCIA S., GALLI P., CICHELLA D., GALDERISI A., MONACO L., FERNANDEZ G., ISAIA R., NOMADE S., PEREIRA A. & GIACCIO B. (2025) - *Unveiling the hidden source of major historical earthquakes: A multi-scale, trans-disciplinary approach to the 1456 and 1688 Sannio earthquakes (Mw 7.0, southern Italian Apennines)*, Quaternary Science Reviews **356**: 109282. DOI: 10.1016/j.quascirev.2025.109282.
- AMODIO S., BUONOCUNTO F. P., D'ARGENIO B., FERRERI V. & GORLA L. (2003) - *Cyclostratigraphy of Cretaceous shallow-water carbonates, Case histories from central and southern Italy*, AAPG Search and Discovery Article, 90017.
- AMOROSI A., MOLISSO F., PACIFICO A., ROSSI V., RUBERTI D. SACCHI M. & VIGLIOTTI M. (2013) - *The Holocene evolution of the Volturno River coastal plain (southern Italy)*. Journal of Mediterranean Earth Sciences **Special Issue**, 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 postglacial coastal dynamics: high-resolution sequence stratigraphy from the northern Tuscan coast (Italy)*. Boreas, **43**: 939-954.
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1979) - *Sulla struttura profonda della Piana Campana*. Boll. Soc. Natur. Napoli., **88**: 242-261.
- APRILE F., SBRANA A. & TOCCACELI R.M. (2004) - *Il ruolo dei depositi piroclastici nell'analisi cronostratigrafica dei terreni quaternari del sottosuolo della Piana Campana (Italia meridionale)*. Il Quaternario, **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, **15**: 169-174.
- ARTEGIANI F., FAGIOLI G., PIETROSANTE A., PARENTE M. & PUTIGNANO M.L. (2023) - *Lithiotid-coral deposits in the lower Jurassic of the Apennine Carbonate Platform (Campania, southern Italy): new evidence from geological mapping*. Abstract del Congresso SIMP-SGI-AIV-SOGEI Potenza dal 19 al 21 settembre, 710.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1997) - *Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico (Fault scarps from the southern Apennines: origin, age, and tectonic significance)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences **10**: 285 - 292.
- 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
- ASCIONE A. & CINQUE A. (2003) - *Le variazioni geomorfologiche indotte dalla tettonica recente in Appennino meridionale (Morphological changes induced by recent tectonics in the southern Apennines)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences **16**: 133 - 140.
- ASHWORTH P.J., BENNET S.J., BEST J.L. & McLELLAND S.J. (1996) - *Coherent flow structures in open channels*. WILEY, CHICHESTER UK.
- BALBAS A., KOPPERS A.A.P., KENT D.V., KONRAD K. & CLARK P.U. (2016) - *Identification of the short-lived Santa Rosa geomagnetic excursion in lavas on Floreana Island (Galapagos) by ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology*. Geology, **44**(5): 359-362. DOI: 10.1130/G37569.1.
- BARATTOLO F. & ROMANO R. (2005) - *Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation*. Boll. Soc. Geol. Ital., **124**: 123 - 142.
- 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. & PIALI 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., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL, F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, southern Italy*. Mar. Geol. **55** (2/2), 163-180.
- 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.
- 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, **16**: 279-287.
- BERGOMI C., CATENACCI V., CESTARI G., MANFREDINI M. & MANGANELLI V. (1969) - *Foglio 171 Gaeta e Vulcano di Roccamonfina. Note illustrative della Carta Geol. d'Italia*. Serv. Geol d'It. pp. 130.
- BONADUCE G., CIAMPO G. & MASOLI M. (1976) - *Distribution of ostracoda in the Adriatic Sea*. Pubbl. Staz. Zool. Napoli, **40**, Suppl. 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., BONO P. & CAPELLI G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (2): 991-1012, Roma
- BRAME H.R., MARTINDALE R.C., ETTINGER N.P., DEBELJAK I., VASSEUR R., LATHUILIÈRE B., KABIRI L. & BODIN S. (2019) - *Stratigraphic distribution and paleoecological significance of Early Jurassic (Pliensbachian-Toarcian) lithiolid-coral reefal deposits from the Central High*

- Atlas of Morocco*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **514**: 813-837. DOI: 10.1016/j.palaeo.2018.09.001.
- 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., FRANCELLANCI 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., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. 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.
- BRAVI S., GARASSINO A., BARTIROMO A., AUDO D., CHARBONNIER S., SCHWEIGERT G., THÉVENARD F. & LONGOBARDI C. (2014) - *Middle Jurassic Monte Fallano Plattenkalk (Campania, southern Italy): first report on terrestrial plants, decapod crustaceans and fishes*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **272**/1: 79-107.
- BREISLAK S. (1798) - *Topografia fisica della Campania*. Brazzini, Firenze.
- BRIDGE J.S. (2003) - *Rivers and floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record*. BLACKWELL PUBLISHING, OXFORD UK, pp. 491.
- BROGIA A. (2004) - *Assetto geologico del nucleo di Falda Toscana affiorante nel settore occidentale del Monte Amiata (Appennino Settentrionale): strutture pre- e sin- collisionali relitte preservate durante lo sviluppo della tettonica distensiva post-collisionale*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 443-461.
- BROGLIO LORIGA C. & NERI C. (1976) - *Aspetti paleobiologici e paleogeografici della facies a "Lithotis" (Giurese inf)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **82**(4): 651-706.
- 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*. Sci. Rep., **15**, Article number: 21602. DOI: 10.1038/s41598-025-03836-5.
- BUDETTA P., CELICO P., CORNIELLO A., DE RISO R., DUCCI D. & NICOTERA P. (1994)- *Carta idrogeologica della Campania 1/200.000 e relativa memoria illustrativa*. Atti IV Geoengineering International Congress: Soil and Groundwater Protection, 2, Geda: 565-586, Torino.
- BUONOCUNTO F. P. (1998) - *Litostratigrafia di alta risoluzione nel Cretacico di piattaforma Carbonatica dell'Appennino Campano*. Ph.D. Thesis, Università Federico II, Napoli, pp.184.
- 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.
- CALCATERRA D., D'AMORE M., DI MARTIRE D., DE GENNARO M. & LANGELLA A. (2018) - *Le risorse lapidee della Campania: riscoperta e valorizzazione dei siti estrattivi*. In: AVETA A., MARINO B.G. & AMORE R. (Eds) -*La baia di Napoli strategie integrate per la conservazione e la fruizione del paesaggio culturale. Volume primo, Per una connotazione del territorio, tra caratteri fisici e valenze culturali*. 28-34, artstudiopaparo s.r.l. Napoli, ISBN 978 88 99130 688.
- 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.
- CASCIELLO E., CESARANO M. & PAPPONE G. (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the southern Apennines contractional belt (Italy)*. Journ. of Geol. Soc., **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*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **25**: 160-166.
- CASSETTI M. (1894b) - *Relazione sui lavori eseguiti nella Valle del Volturno nell'anno 1893*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **25**: 258-274.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Schema geologico della Sicilia*. In: CATALANO R. & D'ARGENIO B. (Eds.), «Guida alla Geologia della Sicilia occidentale», Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 9-41, Palermo.
- 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.
- 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 CASMEZ n. 4/2: 1-225, Roma.
- CELICO P., CIVITA M. & CORNIELLO A. (1977) - *Idrogeologia del margine nord-orientale della Conca Campana (Massicci dei Tifantini e del M. Maggiore)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., **13**: 1-29.
- CELICO P., DE VITA P., MONACELLI G., SCALISE A. R. & TRANFAGLIA G. (2004) - *Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale*. Istituto poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- 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 centromeridionale e Abruzzo: revisione finale*. In: CHIOCCHINI, M. (Eds.), Memorie Descrittive della Carta Geologica d' Italia, Torino, **84**: 5-170.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1998) - *Evoluzione paleogeografica degli Appennini*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 233-290.
- CIARCIA S. & VITALE S. (2024) - *Orogenic evolution of the northern Calabria - southern Apennines system in the framework of the Alpine chains in the central-western Mediterranean area*. Geological Society of America Bulletin, **137**(3-4): 1143-1176.
- 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., Suppl. III-t.2: 123-141.

- 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.
- CIVITA M., DE MEDICI G.B., DE RISO R., NICOTERA P. & NOTA D'ELOGIO E. (1973) - Carta idrogeologica della Campania nordoccidentale. Atti II Conv. Int. Acque Sott., I.A.H. Palermo.
- 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.
- CORNIELLO A. (1988) - *Considerazione idrogeologiche su talune acque minerali e termominerali della Provincia di Caserta*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 1053-1063.
- CORNIELLO A. (1996) - *Lineamenti idrogeochimici delle sorgenti dei principali massicci carbonatici della Campania*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 333-342.
- CORNIELLO A., DE RISO R. & DUCCI D. (1990) - *Idrogeologia ed idrogeochimica della Piana Campana*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 351-360, Roma.
- CORNIELLO A. & DUCCI D. (2014) - *Hydrogeochemical characterization of the main aquifer of the "Litorale Domizio-Agro Aversano NIPS" (Campania—southern Italy)*. Journal of Geochemical Exploration, **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: pp.70.
- CORNIELLO A., DUCCI D., STELLATO L., STEVENAZZI S., MASSARO L. & DEL GAUDIO E. (2024) - *Combining groundwater budget, hydrochemistry and environmental isotopes to identify the groundwater flow in carbonate aquifers located in Campania Region (Southern Italy)*. Journal of Hydrology: Regional Studies, **53**: 101790.
- CORNIELLO A., DUCCI D. & TRIFUOGGI M. (2010) - *Idrogeologia ed idrogeochimica della piana compresa tra il M. te Massico ed il F. Volturno (Campania)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **1**: 51-64.
- 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.
- 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.
- 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 requiènie 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., FERRERI V., ARDILLO F. & BUONOCUNTO F. P. (1993) - *Microstratigrafia e stratigrafia sequenziale. Studi sui depositi di piattaforma carbonatica. Cretacico del Monte Maggiore (Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **112**: 739-749.

- D'ARGENIO B., FERRERI V., IORIO M., RASPINI A. & TARLING D.H. (1999a) - *Diagenesis and remanence acquisition in the Cretaceous carbonates of Monte Raggeto, Southern Italy*. In TARLING, D.H. & TURNER P., (Eds.) *Palaeomagnetism and Diagenesis in Sediments*. Geological Society of London, Spec. Publ., **151**: 147-156.
- D'ARGENIO B., FERRERI V., RASPINI A., AMODIO S. & BUONOCUNTO F. P. (1999b) - *Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation*. *Tectonophysics*, **315**: 357-385.
- D'ARGENIO B., FERRERI V., WEISSERT H., AMODIO S., BUONOCUNTO F. P. & WISSLER L. (2004) - *A multidisciplinary approach to global correlation and geochronology: the Cretaceous shallow-water carbonates of southern Apennines, Italy*. In D'Argenio B., Fischer A.G., Premoli Silva I., Weissert, H. & Ferreri V., - *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM Spec. Publ., **81**: 103-122.
- D'ARGENIO B. & PESCATORE T. (1963) - *Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo del Monte Maggiore (Caserta)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **71**: 55-60.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Conv. 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.
- DATABASE MACROSMICO ITALIANO (DBMI15) (2022) - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Versione 4.0. DOI.ORG: 10.13127/DBMI/DBMI15.4.
- 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 Antonio 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.
- 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. (1965) - *Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania. Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifata*. - Boll. Soc. Nat. in Napoli, **74**: 317-372.
- DE CASTRO P. (1966) - *Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano-cenomaniane della Campania*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **75**: 219-275.
- DE CASTRO, P. (1991) - *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE, M. (Eds.), *Field Trip Guide-Book, 5th International Symposium on Fossil Algae*. 21-38, Giannini editore, Napoli.
- 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 (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. pp. 258, G. Laterza & figli, Bari.
- DE LORENZO (1937) - *Geologia dell'Italia Meridionale*. pp. 326., EPSA Editrice Politecnica S.A. Napoli.
- 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., PISCOPO V., SCALISE A.R., SUMMA G., TRANFAGLIA G. & CELICO P. (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/s007100170010.
- DEINO A.L., ORSI G., DE VITA S. & PIOCHI 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.
- 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 1987: 177-199.
- DI GIROLAMO P., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1973) - *L'eruzione di pomici a letto dell'ignimbrite campana*. Period. Min., **42**: 436-468.
- DI LUCIA M., TRECALI A., MUTTI M. & PARENTE M. (2012) - *Bio-chemostratigraphy of the Barremian-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.
- DI NOCERA S., TORRE M. & VITI P. (1993) - *Le arenarie di Caiazzo nell'evoluzione tortoniano-messiniana dell'Appennino campano*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, Pavia, **36**: 165-182.
- DI RESTA I. (1985) - *Capua*. Edizioni Laterza, pp. 144.
- 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 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.
- DOUGLASS J., MEEK N., DORN R.I. & SCHMEECKLE M.W. (2009) - *A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to the southwestern United States*. GSA Bull., **121**: 586-598.
- DUCCI D., ALBANESE S., BOCCIA L., CELENTANO E., CERVELLI E., CORNIELLO A., CRISPO A., DE VIVO B., IODICE P., LANGELLA C., LIMA A., MANNO M., PALLADINO M., PINDOZZI S., RIGILLO M., ROMANO N., SELLERINO M., SENATORE A., SPERANZA G., FIORENTINO N. & FAGNANO M. (2017) - *An integrated approach for the environmental characterization of a wide potentially contaminated area in Southern Italy*. Int. J. Environ. Res. Public Health, **14** (7): 693.
- DUCCI D., DELLA MORTE R., MOTTOLA A., ONORATI G. & PUGLIANO G. (2019) - *Nitrate trends in groundwater of the Campania region (southern Italy)*. Environ. Sci. Pollut. Res., **26**: 2120-2131.
- DUCCI D. & SELLERINO M. (2012) - *Natural background levels for some ions in groundwater of the Campania region (southern Italy)*. Environ. Earth Sci., **67** (3): 683-693. DOI: 10.1007/s12665-011-1516-8.
- DUMOULIN J.-P., COMBY-ZERBINO C., DELQUÉ-KOLIC E., MOREAU C., CAFFY I., HAIN S., PERRON M., THELLIER B., SETTIV. & BERTHIER B. (2017) - *Status report on sample preparation protocols developed at the LMCI4 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 of Mediterranean margins*. In: F.C. WEZEL (Ed.), *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. CNR, Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, 101-126.
- FARRAN M. (2016) - *IMAGE2SEG: A software to convert seismic profiles images to SEG Y files*. Departamento de Geologia Marina, Institut de Ciències del Mar, CSIC. P. Maritim de la Barceloneta 37-49.

- FERNANDEZ G., COSTA A., GIACCIO B., NATALE J., PALLADINO D.M. & SOTTILI G. (2025) - *The Maddaloni/X-6 eruption stands out as one of the major events during the Late Pleistocene at Campi Flegrei*. Communications Earth & Environment, **6**:27. DOI: 10.1038/s43247-025-01998-8.
- 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.
- FERRANTI L., OLDOW J.S. & SACCHI M. (1996) - *Pre-Quaternary orogeny-parallel extension in Southern Apennines belt, Italy*. Tectonophysics, **260**: 325-347.
- 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)*. Rendiconti dei Lincei. Scienze Fisiche e Naturali, **29**: 559-570.
- FERRERI V., WEISSERT H., D'ARGENIO B. & BUONOCUNTO F. P. (1997) - *Carbon-isotope stratigraphy: a tool for basin to carbonate platform correlation*. Terra Nova, **9**: 57-61.
- 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. & HEIKEN G. (1993) - *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*. Journal Volcanol. Geotherm., **91**: 361-379.
- FORNI F., PETRICCA E., BACHMAN, O., MOLLO S., DE ASTIS G. & PIOCH, M. (2018) - *The Role of magma mixing/mingling and cumulate melting in the Neapolitan Yello Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei, Southern Italy)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **173**:45. DOI: 10.1007/s00410-018-1471-1.
- 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.
- FRYIRS K.A & BRIERLEY, G.J. (2013) - *Geomorphic Analysis of River System. An approach to reading the landscape*. JOHN WILEY & SONS, CHICHESTER, UK, pp. 1-345.
- FUHRMANN R. (2012) - *Atlas quartärer und rezenter Ostrakoden Mitteldeutschlands*. Naturkundliches museum Mauritium Altenburg, Thuringen. pp. 330.
- 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. (2010) - *La storia sismica di Conza*. In: Ricciardi, E. (Ed.), Conza storia arte fede. Grafiche Pannisco, Calitri, pp. 23-70.
- 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.
- 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., LEICHER N., MANNELLA G., MONACO L., REGATTIERI E., WAGNER B., ZANCHETTA G., GAETA M., MARRA F., NOMADE S., PALLADINO D.M., PEREIRA A., SCHEIDT S., SOTTILI G., WONIK T., WULF S., ZEEDEN C., ARIZTEGUI D., CAVINATO G.P., DEAN J.R., FLORINDO F., LENG M.J., MACRÌ P., NIESPOLO E., RENNE P.R., ROLF C., SADORI L., THOMAS C. & TZEDAKIS P.C. (2019) - *Extending the tephra and palaeoenvironmental record of the Central Mediterranean back to 430 ka: A new core from Fucino Basin, central Italy*. Quat. Sci. Rev., **225**: 106003.
- GIACCIO B., NIESPOLO E.M., PEREIRA A., NOMADE S., RENNE P.R., ALBERT P.G., ARIENZO I., REGATTIERI E., WAGNER B., ZANCHETT, 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**: 31-4. 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*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **96**: 3-4, 243-295.
- GIANNETTI B & LUHR, J.F. (1983)- *The white trachytic tuff of Roccamonfina Volcano (Roman Region, Italy)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **84**: 235-25. DOI: 10.1007/BF00371289.
- GIANO S.I. & PUTIGNANO M.L. (2012) - *Factors influencing the alluvial/colluvial fans development of the Caserta Plain (southern Apennines, Italy)*. Rend. Online Soc. Geol. It., **21**: 462-464.
- GIANO S.I. & SCHIATTARELLA M. (2014) - *Age constraints and denudation rate of a multistage fault line scarp: an example from Southern Italy*. Geochronometria, **41**(3): 245-255, DOI: 10.2478/s13386-013-0158-x.
- GIANO S.I. & SCHIATTARELLA M. (2023) - *Drainage integration of small endorheic basins at the Pleistocene-Holocene transition: An example from southern Italy*. Geomorphology, **427**: 108622.
- GIORDANO G. (1998) - *Facies characteristics and magma-water interaction of the White Trachytic Tuffs (Roccamonfina Volcano, southern Italy)*. Bull. Volcanol., **60** (1): 10-26.
- GIZZI F.T. (2012) - *Il "Terremoto Bianco" del 21 Agosto 1962. Aspetti macrosismici, geologici, risposta istituzionale*. Zaccara editore, 736 pp.
- GOLDSCHSCHIDER N., MADL-SZONYI J., EROSS A. & SCHILL E. (2010) - *Review: thermal water resources in carbonate rock aquifers*. Hydrogeol. J., **18** (6): 1303-1318.
- 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.
- 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.
- 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.
- HOOKE J. (2003) - *River meander behaviour and instability: a framework for analysis*. Trans. Inst. British Geograph., **28**(2): 238-253.
- 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.
- IETTO A. (1964) - *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**: 97-107.
- IORIO M., TARLING D. H., D'ARGENIO B. & NARDI G. (1996) - *Ultra-fine magnetostratigraphy of Cretaceous shallow water carbonates, Monte Raggeto, southern Italy*. Geological Society of London Spec. Publ., **105**: 195-203.
- 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 (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.ORG:10.13127/ISIDE.
- ISTAT (2021) - *Località italiane. Basi territoriali.*, <https://www.istat.it/notizia/basi-territoriali-e-variabili-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., DALPE C., DANYUSHEVSKY L., EISENHAEUER A., GAO Y., SNOW J.E., GROSCHOFF N., GÜNTHER D., LATKOCZY C., GUILLONG M., HAURI E.K., HOFER 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 Tjrrhenian, Aegean and Japan Seas*. In: MAC NILL, C., RYAN, P.D. (Eds.), Continental Tectonics Geological Society, London, Special Publications, **164**: 21-53.
- JULIEN P.Y. (2018) - *River Mechanics*. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS. p.p. 500. DOI: 10.1017/9781316107072.
- KELLER J. RYAN W.B.F. NINKOVICH D. & ALTHERR 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.
- KOPPERS A.A.P. (2002) - *ArArCALC - software for Ar-40/Ar-39 age calculations*. Computers and Geosciences **28**(5): 605-619. DOI: 10.1016/S0098-3004(01)00095-4.
- 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*. Quat. Int., **246**: 19-47. DOI: 10.1016/j.quaint.2011.08.022.
- 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.

- 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, p. 236.
- LEE J.Y., MARTI K., SEVERINGHAUS J.P., KAWAMURA K., YOO H.S., LEE J.B. & KIM J.S. (2006) - *A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70** (17): 4507-4512. DOI: 10.1016/j.gca.2006.06.1563.
- 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*, **53** (2): 164-185. DOI: 10.1111/bor.12637.
- LEICHER N., MONACO L., GIACCIO B., SOTTILI G., GALLI P. & PERONANCE E. (2023) - *Glass geochemical composition of tephra layers of the interval 366-313 ka from the Fucino record and proximal equivalents, version 1.0*. Interdisciplinary Earth Data Alliance (IEDA), DOI: 10.26022/IEDA/112322.
- LEOPOLD L.B. & WOLMAN M.G. (1957) *River Channel Patterns, Braided, Meandering and Straight*. U.S. Geol. Surv. Paper., **282**: pp. 45.
- LOWE D.J. (2011) - *Tephrochronology and its application: a review*. *Quat. Geochronol.*, **6**: 107-153. DOI: 10.1016/j.quageo.2010.08.003.
- LUDWIG K.R. (2012) - *User's Manual for Isoplot Version 3.75-4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkely Geochronology Centre Special Publication, **5**.
- LUISO 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.
- MAISONNEUVE J. & RISLER J.J. (1979) - *La ceinture péri-alpine "carbo-gazeuse" de l'Europe occidentale*. *Bulletin du B.R.G.M., Section III*, **2**: 109-120.
- 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 terrae motu libri tres*. In: Molin, D., Scopelliti, C. (Eds.), *Collana commissione ENEA/ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari*. pp. 152, Romana Editrice, Roma.
- 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.
- MARSELLA E., BALLY A. W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995) - *Tectonic history of the Lagonegro Domain and Southern Apennine thrust belt evolution*. *Tectonophysics*, **252**: 307-330.
- MATANO F., RUBERTI D., SACCHI M. & VIGLIOTTI M. (2016) - *Subsidence trends detected by SAR interferometry and buried stratigraphic architecture in a coastal plain (northern Campania, southern Italy)*. *Rend. online Soc. Geol. It.*, **40** (1):356. ISSN:2035-8008
- 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**, 8.

- 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.
- 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. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2004.00556.
- MILIA A. (1998) - *Le unità piroclastiche tardo-quadernarie nel golfo di Napoli*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21** (1): 147-153.
- 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., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (2003) - *Tectonics and crustal structure of the campania continental margin: relationships with volcanism*. Mineral. Petrol. **79**: 33-47.
- MINISSALE A. (2004) - *Origin, transport and discharge of CO₂ in central Italy*. Earth-Science Reviews **66** (1-2): 89-141.
- 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. Pla. Che., **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-Science Reviews, **220**: 103706.
- MOSTARDINI E. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MOUSSAT E., REHAULT J.P. & FABBRI A. (1986) - *Rifting et évolution tectono-sédimentaire du Bassin Tyrrhénien au cours du Néogène et du Quaternaire*. G. Geol. ser. 3, **48** (1/2): 41-62.
- NIESPOLO E.M., RUTTE D., DEINO A.L. & RENNE P.R. (2017) - *Intercalibration and age of the Alder Creek sanidine ⁴⁰Ar/³⁹Ar standard*. Quat. Geochronol., **39**: 205-213.
- 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.

- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (4): 453-763.
- 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.
- ORSI G., DE VITA S. & DI VITO M.A. (1996) - *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): Constraints on its evolution and configuration*. J. Volcan. Geoth. Res., **74**(3-4): 179-214.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1979) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della piana Campana a sud est del Fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 195-206.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1985) - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 592-608.
- 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.
- 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.
- PAPPALARDO L., CIVETTA L., D'ANTONIO M., DEINO A., DI VITO M.A., ORSI G., CARANDENTE A., DE VITA S., ISAIA R. & PIOCHI M. (1999) - *Chemical and Sr-isotopic evolution of the Phlegraean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions*. J. Volcan. Geoth. Res., **91**(2-4): 141-166.
- PAPPONE G., CASCIELLO E., CESARANO M. & D'ARGENIO B. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio n. 467, Salerno*. Servizio Geologico d'Italia (ISPRA). Ed.: Ist. Poligrafico dello Stato. ISBN: 8824029191.
- PARENTE M., FRIJIA G., DI LUCIA M., JENKYN H.C., WOODFINE R.G. & BARONCINI F. (2008) - *Stepwise 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 studii 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. Ital., **45**: 425-451.
- 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.
- 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*. Fondazione Politecnica del Mezzogiorno, **1-2**.
- PENTA F. (1936) - *Marmi, Graniti e Pietre della Campania*. Marmi, pietre e graniti, a. 14, **6**: 11-30.
- PEREIRA A., MONACO L., MARRA F., NOMADE S., GAETA M., LEICHER N., PALLADINO D.M., SOTTILI G., GUILLLOU 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.

- PESCATORE T. & SGROSSO I. (1973) - *I rapporti tra la Piattaforma Campano-Lucana e la Piattaforma Abruzzese-Campana nel casertano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 925-938.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1971) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Natur. in Napoli, suppl. al Boll. **80**: 337-408.
- PETROSINO P., JICHA 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)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **274**: 34-50.
- PICA R., MINOPOLI A. & TROCCEOLA A. (2017) - *I Regi Lagni: da opera di bonifica rurale a network fognario*. Geologia dell'Ambiente, periodico trimestrale della SIGEA (Soc. It. di Geologia Ambientale) Suppl. al n. 3.
- PISCOPO V. (1997) - *Confronto tra rilievi di superficie della fratturazione e risposta idrodinamica dell'acquifero carbonatico di Monte Maggiore (Campania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **32**: 53-71.
- POSENATO, R., CRIPPA, G., DE WINTER, N. J., FRIJIA, G., & KASKES, P. (2022)-*Microstructures and sclerochronology of exquisitely preserved Lower Jurassic lithotid bivalves: Paleobiological and paleoclimatic significance: Paleobiological and paleoclimatic significance*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **602**, Article 111162. DOI: 10.1016/j.palaeo.2022.111162.
- PRAE REGIONE CAMPANIA (2006) - Disponibile sul sito https://sito.regione.campania.it/lavoripubblici/Elaborati_PRAE_2006/indice_prae_2006.
- 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.
- 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. SOUTHERN 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 kbp)* Radiocarbon, **62** (4): 725-757. DOI: 10.1017/RDC.2020.41.
- RENNE P.R., BALCO G., LUDWIG K.R., MUNDIL R. & MIN K. (2011) - *Response to the comment by WH Schwarz et al. on "Joint determination of 40 K decay constants and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology"*. Geochimica et Cosmochimica Acta **75**(17): 5097-5100. DOI: 10.1016/j.gca.2011.06.021.
- ROLANDI G., BELLUCCI F., HEIZLER M.T., BELKIN H.E. & DE VIVO B. (2003) - *Tectonic controls on the genesis of ignimbrites 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, **7**(1/a): 41-56.
- ROSI M. & SBRANA A. (Eds.) (1987) - *Phlegrean Fields*. Quaderni de La Ricerca Scientifica. Progetto 114 finalizzato Geodinamica: Monografie, **9**, Roma.
- ROUCHON V., GILLOT P.Y., QUIDELLEUR X., CHIESA S. & FLORIS B. (2008) - *Temporal evolution of the Roccamonfina volcanic complex (Pleistocene), Central Italy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **177**: 500-514.
- 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., 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.
- RUBERTI D., VIGLIOTTI M., ROLANDI R., DI LASCIO M. (2020) - *Effect of paleomorphology on facies distribution of the Campania Ignimbrite in the northern Campania Plain, southern Italy*, In: BENEDETTO DE VIVO, HARVEY E. BELKIN, GIUSEPPE ROLANDI (Eds), *Vesuvius, Campi Flegrei, and Campanian Volcanism*, Elsevier, 207-229.
- SALVADOR A. (1994) - *A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. International Subcommission on Stratigraphic Classification 2nd ed.*, Geol. Soc. Am., Boulder.
- SANTACROCE R. & SBRANA A. (2003) - *Geological map of Vesuvius, 1:15.000 scale*. SELCA, Firenze.
- 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. (Boll.Soc.Geol.It.), **129** (1): 156-175. DOI: 10.3301/IJG.2009.12.
- 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. di Geol., s.II, **27**: 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., & MASCE 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. of Volc., **55**: 343-356.
- SCARSELLA F. (1961) - *Sulla presenza del Lias nell'isola di Capri*. Rend. Acc. Sc. Fis. Matem., s. 4, **28**: 391-394.
- SCARSELLA F. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia Foglio 172 Caserta* - Serv. Geol. d'It., pp.123.
- SCHOELLER H. & SCHOELLER M. (1979) - *Une étude des eaux thermominérales du Massif central français*. Bulletin du B.R.G.M., Section III, **2**: 121-156.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **26**: 1-54.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n. 172 "Caserta"*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010). *Carta Geologica d'Italia 1/50.000, F. 431 (Caserta Est)*. ISPRA, Roma.
- SGROSSO I. (1983) - *Alcuni dati sulla possibile presenza di una quarta piattaforma carbonatica nell'Appennino centro-meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 31-34.
- SGROSSO I. (1988) - *Ulteriori elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro - meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 392-396.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.
- SILLENI A., GIORDANO G., ISAIA 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.
- SILLENI A., GIORDANO G., ORT M.H. & ISAIA R. (2024) - *Transport and deposition of the 39.8 ka Campanian Ignimbrite large-scale pyroclastic density currents (Italy)*. The Geological Society of America Bulletin; **136**(11/12): 4877-4895. DOI: 10.1130/B37500.1.
- SMITH V.C., ISAIA 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. & WESSEL P. (1990) - *Gridding with continuous curvature splines in tension*. Geophysics, **55** (3): 293-305.
- SOGESID (2003) - *Geologia - idrogeologia e vulnerabilità della risorsa*. Allegato B. Piano d'ambito A.T.O. n. 2. Napoli-Volturno.
- SOPHER D. (2018) - *Converting scanned images of seismic reflection data into SEG-Y format*. Earth Sci Inform **11**: 241-255. DOI: 10.1007/s12145-017-0329-z.
- 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*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **455**: 108209. DOI: 10.1016/j.volgeores.2024.108209.
- STUIVER M. & POLACH H. A. (1977) - *Discussion reporting of ¹⁴C data*. Radiocarbon, **19** (3): 355-363.
- 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., MILIA 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.
- 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.
- VALERIO V. (2008) - *Benedetto Marzolla: brindisino, geografo e cartografo dell'800 Europeo*, Barbieri Selvaggi Editori, Brindisi pp. 237.
- VALLARIO A. (1964) - *Osservazioni su alcuni affioramenti miocenici nel Casertano*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **73**: 176-185.
- VIAROLI S., MASTRORILLO L., MAZZA R. & PAOLUCCI V. (2016) - *Hydrostructural setting of Riardo Plain: effects on Ferrarelle mineral water type*. Acque Sotter. - Ital. J. Groundw., **5** (3): 59-68. DOI: 10.7343/as-2016-226.
- VINEBER S.O., ISAIA R., ALBERT P.G., BROWN R.J. & SMITH V.C. (2023) - *Insights into the explosive eruption history of the Campanian volcanoes prior to the Campanian Ignimbrite eruption*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **443**: 107915. DOI: 10.1016/j.volgeores.2023.107915.
- VITALE S., PRINZI E.P., TRAMPARULO F.D.A., DE PAOLA C., DI MAIO R., PIEGARI E., SABBATINO M.,

- NATALE J., NOTARO P. & CIARCIA S. (2020) - *Late Miocene-early Pliocene out-of-sequence thrusting in the southern Apennines (Italy)*. *Geosciences*, **10** (8): 301.
- 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)*. *International Journal of Earth Sciences*, **106**(1): 97-113. DOI: 10.1007/s00531-016-1300-9.
- WISSLER L., WEISSERT H., BUONOCUNTO F. P., FERRERI V. & D'ARGENIO B. (2004) - *Calibration of the Early Cretaceous time scale: a combined chemostratigraphic and cyclostratigraphic approach to the Barremian-Aptian interval Campania Apennines and southern Alps (Italy)*. In: *Cyclostratigraphy, approaches and case histories*, edited by: D'ARGENIO, B., FISCHER, A. G., PREMOLI SILVA, I., WEISSERT, H., AND FERRERI, V., *SEPM Spec. P.*, **81**: 123-134.
- 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.
- 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.

RINGRAZIAMENTI

Eni per la fornitura dei dati geologici e geofisici utilizzati
per la ricostruzione del modello geologico tridimensionale del sottosuolo

