

COMMITTENTE:



PROGETTAZIONE:



DIREZIONE TECNICA

U.O. GEOLOGIA

PROGETTO DEFINITIVO

ITINERARIO NAPOLI-BARI

RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO

**1° LOTTO FUNZIONALE CANCELLO – FRASSO TELESINO E VARIANTE ALLA LINEA
ROMA NAPOLI VIA CASSINO NEL COMUNE DI MADDALONI**

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA

SCALA:

-

COMMESSA LOTTO FASE ENTE TIPO DOC. OPERA/DISCIPLINA PROGR. REV.

I F 0 F 0 1 D 6 9 R G G E 0 0 0 1 0 0 1 A

Rev.	Descrizione	Redatto	Data	Verificato	Data	Approvato	Data	Autore	Autore	Data
A	Emissione definitiva	S. Ropiano	giugno 2015	R. Brignanti	giugno 2015	F. Carrone	giugno 2015			

Dott. Geologo Francesco MARCHESI
 Resp. UO GEOLOGIA
 Ordine Geologi Lazio n. 179/ES
ITALFERR S.p.A.

File IF0F 01 D 69 RG GE0001 001 A.docx

n. Elab

8

INDICE

1	PREMESSA	5
2	SCOPO DEL DOCUMENTO	5
3	DOCUMENTI DI RIFERIMENTO	5
3.1	DOCUMENTI REFERENZIATI.....	5
4	AFFIDABILITÀ DEL MODELLO GEOLOGICO	6
5	ALLEGATI	9
6	LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA	9
7	INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....	10
7.1	EVOLUZIONE GEOLOGICA	12
7.2	APPARATI VULCANICI DEL SOMMA-VESUVIO E DEI CAMPI FLEGREI	14
7.3	CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE.....	16
7.4	CARATTERISTICHE STRUTTURALI	22
8	ASSETTO GEOLOGICO LOCALE.....	26
8.1	ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO.....	26
8.1.1	<i>Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni</i>	26
8.1.2	<i>Unità del Sannio</i>	29
8.1.3	<i>Unità sin-orogene</i>	29
8.1.4	<i>Depositi vulcanoclastici</i>	30
8.1.5	<i>Depositi continentali</i>	32
8.2	ASSETTO STRUTTURALE	36
8.2.1	<i>Strutture compressive</i>	36
8.2.2	<i>Strutture distensive</i>	36
8.2.3	<i>Assetto giaciturale</i>	37
9	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE.....	37
9.1	MORFOLOGIA DEI SISTEMI FLUVIALI.....	39

9.2	PROCESSI DI VERSANTE E DEPOSITI DI COPERTURA	39
9.3	MORFOLOGIA CARSIKA	41
9.4	ATTIVITÀ ESTRATTIVE	43
10	ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE	43
10.1	ELEMENTI IDROGRAFICI	44
10.2	ELEMENTI STRUTTURALI E TETTONICI	44
10.3	FORME, PROCESSI E DEPOSITI GRAVITATIVI	45
10.4	FORME, PROCESSI E DEPOSITI DOVUTI ALLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI	45
10.5	FORME POLIGENICHE	46
10.6	FORME ANTROPICHE E MANUFATTI	46
11	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE	47
11.1	ACQUIFERI E UNITÀ IDROGEOLOGICHE	48
11.2	STRUTTURE IDROGEOLOGICHE E IDRODINAMICA DEGLI ACQUIFERI	51
11.3	SORGENTI E OPERE DI CAPTAZIONE	56
11.4	VULNERABILITÀ ALL'INQUINAMENTO DELLA PIANA CAMPANA	57
12	ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE	58
12.1	COMPLESSI IDROGEOLOGICI	58
	12.1.1 <i>Complessi delle unità del substrato sedimentario</i>	62
	12.1.2 <i>Complessi dei depositi di copertura</i>	63
12.2	MONITORAGGIO PIEZOMETRICO	65
12.3	OPERE DI CAPTAZIONE ED EMERGENZE SORGENTIZIE	67
12.4	CONDIZIONI DI DEFLUSSO IDRICO SOTTERRANEO	68
13	SISMICITÀ DELL'AREA	70
13.1	SISMICITÀ STORICA	72
13.2	SISMICITÀ ATTUALE	85
13.3	PERICOLOSITÀ SISMICA	87

14	INDAGINI GEOGNOSTICHE.....	92
15	CRITICITÀ E DESCRIZIONE DEL TRACCIATO	98
15.1	CRITICITÀ GEOLOGICHE.....	98
15.2	CRITICITÀ GEOMORFOLOGICHE	99
15.3	CRITICITÀ IDROGEOLOGICHE	102
15.4	DESCRIZIONE DEI SETTORI DI INTERVENTO.....	103
	15.4.1 <i>Tracciato L1</i>	104
	15.4.2 <i>Shunt</i>	112
16	RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....	115

1 PREMESSA

Nell'ambito dell'esecuzione della progettazione definitiva per il "*Raddoppio Tratta Cancello - Benevento; 1° lotto funzionale Cancello - Frasso Telesino e variante alla linea Roma Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni*", sono stati effettuati i rilievi e gli approfondimenti propedeutici alla redazione degli elaborati di sintesi previsti dal progetto stesso. In particolare, il lavoro si è svolto attraverso le seguenti fasi operative:

- acquisizione ed analisi degli studi geologici esistenti riguardanti l'area di interesse;
- approfondimenti conoscitivi mediante studi fotointerpretativi;
- rilievi diretti sul terreno mirati alla definizione delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche ed idrogeologiche dell'area;
- acquisizione ed analisi delle indagini geognostiche realizzate nell'area sia durante le precedenti fasi di progettazione che nell'ambito del presente studio;
- analisi dei dati e redazione delle presenti note di sintesi e degli elaborati cartografici a corredo.

2 SCOPO DEL DOCUMENTO

Le presenti note e gli elaborati cartografici ad esse allegati contengono la sintesi dello studio effettuato, chiariscono gli aspetti connessi con lo scenario naturale relativamente alla componente geologica in cui si colloca il settore di studio e affrontano gli elementi ritenuti critici dal punto di vista geologico, geomorfologico, idrogeologico e sismico.

Il modello geologico applicativo proposto, in riferimento ad un volume geologico significativo (*sensu* NTC 2008) in cui sia possibile cogliere interrelazioni dinamiche tra la componente geologica *s.l.* e quella antropica, pone particolare attenzione alla caratterizzazione litotecnica dei terreni investigati attraverso una puntuale ricostruzione dell'assetto e delle caratteristiche litotecniche nei settori di territorio interessati dalle opere in progetto.

Gli elaborati cartografici e le relative note di riferimento sono stati redatti secondo gli standard metodologici più diffusi in ambito scientifico, nazionale ed internazionale.

3 DOCUMENTI DI RIFERIMENTO

3.1 Documenti Referenziati

Nella presente relazione si è fatto riferimento ai seguenti documenti:

- *Concessione delle prestazioni integrate occorrenti per la progettazione definitiva del raddoppio e potenziamento della linea Caserta - Foggia e per la progettazione esecutiva e la realizzazione delle opere occorrenti per una prima fase di raddoppio e potenziamento della suddetta linea:*
 - Stratigrafie dei sondaggi - Campagna indagini 1984-1985.
- *Progettazione preliminare per il "Raddoppio tratta Cancello - Benevento; 1° lotto funzionale Cancello - Frasso Telesino e variante alla linea Roma-Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni":*

- IF32 01 R69 RG GE0001 001B Relazione geologica ed idrogeologica;
 - IF32 01 R69 G4 GE0001 001-2B Carta geologica - geomorfologica a scala 1:10000;
 - IF32 01 R69 F4 GE0001 001A Profilo geologico a scala 1:10000;
 - IF32 01 R69 G4 GE0002 001-2B Carta idrogeologica a scala 1:10000;
 - IF32 01 R69 F4 GE0002 001A Profilo idrogeologico a scala 1:10000;
 - IF32 01 R69 PR GE0005 001A Certificati prove di laboratorio - Campagna indagini 2008-2009;
 - IF32 01 R69 SG GE0005 001A Stratigrafie, prove in sito, rilievo geomeccanico e documentazione fotografica - Campagna indagini 2008-2009.
- *Progettazione preliminare per la "Velocizzazione e raddoppio tratta Cancello - Benevento variante alla linea Cancello - Caserta nel comune di Maddaloni":*
- IF32 01 R69 RG GE0001 001A Relazione geologica ed idrogeologica;
 - IF32 01 R69 G4 GE0001 001A Carta e profilo geologico a scala 1:10000;
 - IF32 01 R69 G4 GE0002 001A Carta e profilo idrogeologico a scala 1:10000.
- *Progettazione definitiva per il "Raddoppio Cancello - Benevento tratta Cancello - Frasso Telesino e variante alla linea Roma-Napoli nel comune di Maddaloni":*
- IF51 01 D69 IG GE0005 017A Prospezioni elettromagnetiche, sismica a rifrazione, carotaggi sismici Down Hole, REMI e MASW - Campagna indagini 2013-2014;
 - IF51 01 D69 PR GE0005 002A Prove di laboratorio - Campagna indagini 2013-2014;
 - IF51 00 R69 RH GE0002 001A Monitoraggio piezometrico 2014-2015.

4 AFFIDABILITÀ DEL MODELLO GEOLOGICO

La conoscenza della complessità della geologia del sottosuolo è alla base di qualsiasi strategia di progettazione e di costruzione delle grandi opere di ingegneria civile e, pertanto, particolarmente importante risulta il Modello Geologico di Riferimento - MGR (Venturini et al. 2001). Il modello Geologico di Riferimento è un approccio metodologico rivolto alla ricostruzione concettuale tridimensionale (3D) e all'evoluzione temporale e spaziale (4D) degli eventi geologici che caratterizzano una determinata porzione della crosta terrestre all'interno della quale si localizza il progetto (Bianchi et al. 2006). In questo modo, il modello geologico di riferimento e la quantificazione della sua affidabilità sono strumenti necessari per progettare le opere, per ridurre i rischi e ottimizzare i costi di realizzazione.

Il processo di progettazione e costruzione deve tenere conto della eterogeneità delle condizioni del sottosuolo e la variabilità dei costi di costruzione associati ad essa. Una totale eliminazione dell'incertezza non è possibile, poiché le strutture geologiche sono generalmente complesse e per la maggior parte non osservabili direttamente. Per questo un corretto approccio nella progettazione di strutture lineari deve puntare a quantificare

l'affidabilità del modello geologico proposto. Per affidabilità si intende il grado di conformità tra un modello geologico e la realtà.

Factors contributing to DPQ (drillholes potential quality)											
Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating
Drillholes quantity in an interval of 2 km	1	3	m% of cored drillhole	0%	1	Average distance from tunnel axis (m)	2000	1	Average drillholes depth vs. tunnel depth	0,25	1
	3	5		30%	3		500	4		0,75	5
	5	8		60%	5		250	8		1,00	9
	>7	10		100%	9		0	10		1,20	10
Add the rating (10-rating) × 0.5 if some of the drillholes are extrapolable with certainty to the considered stretch; rating 10 with 1 drillhole intersecting the stretch			Add the rating (10-rating) × 0.5 if BHTV is available; rating=10 for 100% cored drillhole + BHTV			Add the rating (10-rating) × 0.5 if some of the drillholes are extrapolable with certainty to the considered stretch; rating 10 with 1 drillhole intersecting the stretch			Rating 10 with 1 drillhole intersecting the stretch		

Factors contributing to MPQ (mapping potential quality) derivation											
Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating
Mapping scale	1:50000	1	Mapped area (km ²) vs. tunnel depth (km)	2	1	Outcrop percentage	<10%	1	Field data collection method	A	2
	1:25000	3		4	4		30%	4		B	5
	1:10000	7		10	8		60%	8		C	10
	1:5000	8		>20	10		>90%	10			
			This parameter is not referred to a specific section, but to the whole tunnel layout			This parameter must be evaluated over a distance of some km (0.5–3) around the considered layout, depending on tunnel depth (see also note 2 below)			See note (1) below		

Factors contributing to GPQ (geophysic potential quality) derivation											
Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating
km of sampling lines in an interval of 2 km	<0,1	1	Method resolution	A	2	Average distance from tunnel axis (m)	2000	1	Average investigated depth vs. tunnel depth	0,25	1
	0,5	4		B	4		500	4		0,75	5
	1	7		C	7		250	7		1	9
	2	9		D	10		0	10		1,2	10
Add the rating (10-Rating) × 0.5 if some line is extrapolable with certainty to the considered stretch; rating 10 with 1 line intersecting the stretch			A=low resolution without validation drillholes; B=high resolution without validation drillholes; C=low resolution with validation drillholes; D=high resolution with validation drillholes			Add the rating (10-Rating) × 0.5 if some line is extrapolable with certainty to the considered stretch; rating 10 with 1 line intersecting the stretch			Rating 10 with 1 line intersecting the stretch		

Note (1) A no genetic interpretation available concerning structures and stratigraphic successions, poor collection of structural and stratigraphic data (e.g. joint sets, schistosity and/or bedding surfaces orientation); B no genetic interpretation available but relevant collection of structural and stratigraphic data; C genetic interpretation available with relevant collection of structural and stratigraphic data

Note (2) If most outcrops are not accessible due to rough topography or other reasons, introduce a rating reduction of 50%

Tabella 1 – Calcolo dei parametri di investigazione (DPQ, MPQ e GPQ) (da Perello 2011).

	Itinerario Napoli-Bari Raddoppio tratta Cancellò – Benevento 1° lotto funzionale Cancellò – Frasso Telesino e variante alla linea Roma Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0F	LOTTO 01	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 8 di 127

In generale, per la valutazione dell'affidabilità è possibile fare riferimento a numerosi *standard* e raccomandazioni (IAEG 2009; ISRM 1975; AFTES GT32 2012; Essex 2007; Gunnink et al. 2010; ISSMGE 2006; ITA/AITES 2004).

Nel presente lavoro la quantificazione dell'affidabilità del modello geologico è stata eseguita adottando le linee guida proposte da Perello (2011). Tale metodo prevede l'analisi di dati oggettivi (dati di sottosuolo e di superficie) disponibili al momento della formulazione del modello, secondo uno schema concettuale che contiene le relazioni esistenti fra le entità rilevanti, le regole e gli assiomi. Le correlazioni tra i vari parametri sono stabilite attraverso matrici di interazione e, pertanto, il processo che tiene conto di parametri importanti (ad esempio, il numero sondaggi, la profondità, la scala disponibile della cartografia geologica, ecc).

L'esperienza acquisita nel corso degli anni con le attività svolte nel settore hanno permesso di modificare il modello proposto da Perello (2011), sviluppato per valutare l'affidabilità del modello geologico per la realizzazione di gallerie. Infatti tale modello è stato adattato anche al tratto all'aperto, modificando alcuni parametri, ma sempre con gli stessi criteri e modalità di calcolo degli indici e le stesse classi.

Per quantificare l'affidabilità del modello geologico il metodo proposto da Perello (2011) prevede la suddivisione dell'asse in sezioni uniformi di circa 2 km. Per ogni tratto, in primo luogo, devono essere analizzati i parametri relativi alla qualità delle indagini geognostiche (DPQ), alla qualità delle carte geologiche (MPQ) e alla qualità delle prove geofisiche (GPQ). In secondo luogo devono essere analizzate i parametri relativi alla ricostruzione concettuale dell'assetto geometrico tridimensionale e della successione temporale e spaziale degli eventi geologici che caratterizzano una determinata porzione del sottosuolo, in particolare sono prese in considerazione l'assetto litologico (LC grade), la deformazione duttile (DC grade) e la deformazione fragile (BC grade).

Questi ultimi parametri rappresentano dei pesi per i parametri DPQ, MPQ e GPQ, e quindi per ogni contesto analizzato l'effetto dei tre parametri sulle relazioni tra DPQ, MPQ e GPQ deve essere considerato separatamente, creando 3 diverse matrici. Inoltre, deve essere valutata la qualità dell'interpretazione (IQ), che è a sua volta dato da 3 punteggi (EC, CM e IE). Infine, deve essere stimato il coefficiente BIM che indica il grado di eterogeneità meccanica.

Il valore così ottenuto di GMR - *Geological Model Rating* è un punteggio compreso tra 0 e 10 e i valori di affidabilità sono Buono, Mediocre, Scadente e Non affidabile per le 4 classi A, B, C e D.

Class	GMR	Reliability	Description
A	10–7.5	Good	(1) to be excluded; (2) possible: imprecision order of magnitude 0–50 m; (3) possible: imprecision order of magnitude 0–25%; (4) to be excluded; (5) to be excluded
B	7.5–5	Fair	(1) to be excluded; (2) possible: imprecision order of magnitude 0–100 m; (3) possible: imprecision order of magnitude 0–50%; (4) possible but not probable; (5) to be excluded
C	5–2.5	Poor	(1) possible but not probable; (2) possible: imprecision order of magnitude 0–200 m; (3) possible; imprecision order of magnitude 0–100%; (4) possible; (5) possible but not probable
D	2.5–0	Unreliable	(1) possible; (2) possible: imprecision order of magnitude >200 m; (3) possible: imprecision order of magnitude >100%; (4) possible; (5) possible

Points 1–5 in the description field refer to the following items: 1 significant deviation with regard to the RGM; 2 imprecision in the position of lithological or fault zones contacts; 3 imprecision in the thickness of lithological levels or fault zones; 4 presence of further critical geological elements of secondary importance besides the forecasted ones (metric to decametric faults/levels with poor geomechanical conditions); 5 presence of further critical geological elements of primary importance besides the forecasted ones (decametric to pluri-decametric faults/levels with poor geomechanical conditions)

Figura 1 - Classi e grado di affidabilità secondo l'indice GMR – Geological Model Rating (da Perello et al. 2005).

In particolare, il *tracciato L1* è stato suddiviso in 9 tratti e i valori calcolati dell'indice GMR variano tra 5.32 e 8.46, e quindi riferibili alle classi A e B (Buono e Mediocre). Mentre, il tratto relativo allo *shunt* è stato suddiviso in 4 tratti e i valori calcolati dell'indice GMR variano tra 6.87 e 8.81, rientrando tutti nelle classi A e B (Buono e Mediocre). Per una trattazione più completa si rimanda alla Carta geologica e profilo geologico Lotto 1 e Shunt in scala 1:5000 in allegato alla presente relazione (cfr. IF0F 01 D69 N5 GE0001 001-6 A).

5 ALLEGATI

- IF0F 01 D69 RG GE0005 001 Relazione geomeccanica;
- IF0F 01 D69 RH GE0002 001 Censimento dei punti d'acqua;
- IF0F 01 D69 N5 GE0001 001-6 Carta geologica e profilo geologico a scala 1:5000/500;
- IF0F 01 D69 N7 GE0001 001-2 Carta geologica e profilo geologico Finestre Uscita Emergenza a scala 1:1000;
- IF0F 01 D69 N5 GE0002 001-6 Carta idrogeologica e profilo geologico a scala 1:5000/500;
- IF0F 01 D69 N5 GE0003 001-3 Carta geomorfologica a scala 1:5000.

6 LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA

L'area di studio si colloca nella porzione centro-occidentale della Regione Campania, in corrispondenza del tracciato ferroviario di collegamento tra Napoli e Bari. In particolare, la tratta Cancello - Frasso Telesino si sviluppa per circa 16.5 km in direzione SSW-NNE sulla linea Caserta - Foggia, mentre la variante alla linea (*Shunt*) si estende per circa 8.6 km e ricade quasi completamente nel comune di Maddaloni. Il tracciato di progetto interessa, pertanto, il territorio dei comuni di Caserta, Cervino, Maddaloni e Valle di Maddaloni, in provincia di Caserta (CE), e quello dei comuni di Dugenta e Sant'Agata de' Goti, in provincia di Benevento (BN).

Con riferimento alla Carta Topografica d'Italia edita dall'Istituto Geografico Militare Italiano (I.G.M.I.), l'area oggetto di studi è individuabile all'interno dei Fogli 172 *Caserta* e 173 *Benevento* in scala 1:100000, nelle Tavole 172 II NE *Castel Morrone*, 172 II SE *Caserta* e 173 III NW *S. Agata de' Goti* in scala 1:25000 e, con riferimento alla Carta Tecnica Regionale della Regione Campania, negli elementi 431061, 431063, 431064, 431092, 431093, 431103, 431104, 431131, 431132, 431133, 431134 e 431143 in scala 1:5000.

Il tracciato progettuale impegna, quindi, settori di territorio posti a quote comprese tra 40 m s.l.m. e 400 m s.l.m. circa, mentre le quote progetto variano da 43 m s.l.m. a 120 m s.l.m.. Dal punto di vista morfologico, l'area di studio è caratterizzata dalla presenza di ampi settori pianeggianti o sub-pianeggianti, localmente separati dai rilievi carbonatici del gruppo dei Monti Tifantini-Monti di Durazzano. I principali corsi d'acqua dell'area sono rappresentati, da Nord a Sud, il Vallone del Ferro, il Torrente San Giorgio, il Torrente Isclero, il Vallone Riosecco, il Vallone Grottole, il Vallone Calvarino e il Canale di Carmignano.



Figura 2 – Corografia in scala 1:250000 dell’area oggetto di studi, con individuazione del tracciato di interesse progettuale (in nero).

7 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Nel suo complesso, l’Appennino rappresenta un tipico *thrust and fold belt* con vergenza orientale (Mostardini & Merlini 1986; Doglioni et al. 1991; Bigi et al. 1992; Bonardi et al. 2009), compreso tra il Bacino Tirrenico ad Ovest e l’Avampaese Apulo a Est (Scrocca et al. 2007; Bonardi et al. 2009). L’Appennino è quindi una catena per pieghe e sovrascorrimenti connessa all’arretramento flessurale della litosfera apulo-adriatica (Malinverno & Ryan 1986; Doglioni et al. 1991), che si struttura verso i settori di avampaese a partire dal Miocene inferiore (Bally et al. 1986; Mostardini & Merlini 1986; Patacca & Scandone 2007; Bonardi et al. 2009).

L’assetto tettonico della Catena Appenninica è schematizzabile attraverso la giustapposizione di due grandi archi: uno settentrionale, che va dal Monferrato fino al Lazio-Abruzzo, e uno meridionale, che arriva fino alla Sicilia (Patacca et al. 1992; Scrocca & Tozzi 1999). Questi due archi, la cui giunzione si realizza lungo la Linea Ortona-Roccamonfina, si differenziano per direzioni di movimento, entità dei raccorciamenti e stili deformativi (Di

Bucci & Tozzi 1992). Ogni arco maggiore è formato da *thrust sheet* scollati nelle dolomie triassiche, alla base delle successioni sedimentarie meso-cenozoiche (Mostardini & Merlini 1986; Scrocca & Tozzi 1999).

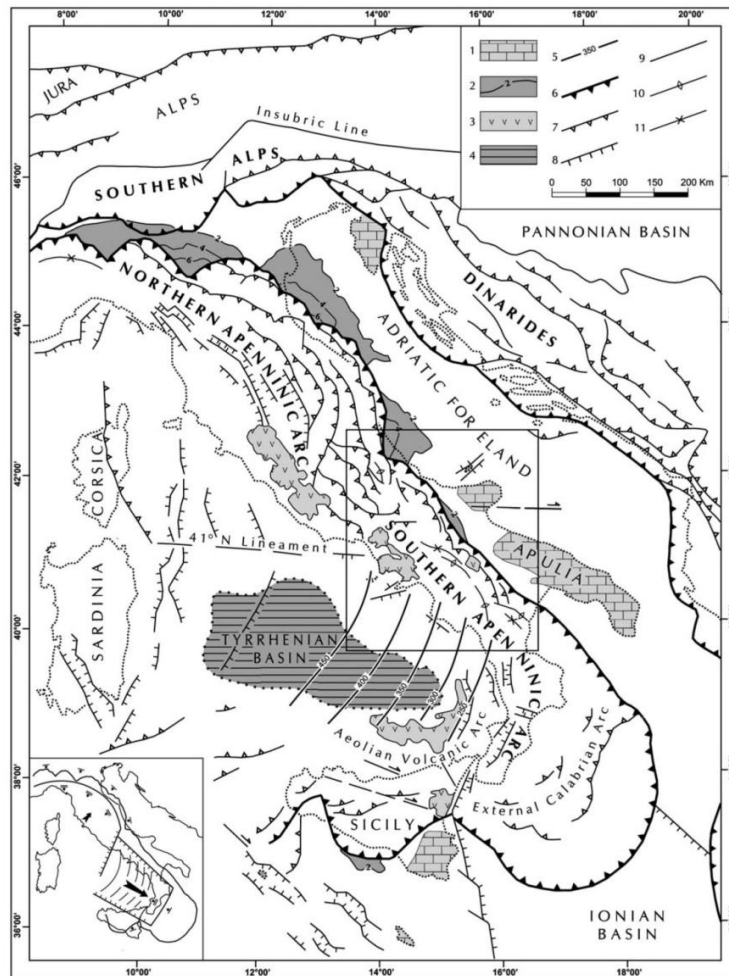


Figura 3 – Schema strutturale della penisola italiana ed aree adiacenti mostrante la suddivisione della Catena Appenninica in due archi principali: l’Arco Appenninico Settentrionale e l’Arco Appenninico Meridionale; nel riquadro in basso a sinistra è schematizzata la diversa struttura litosferica nei due archi appenninici: 1) carbonati meso-cenozoici delle aree di avampaese; 2) profondità (in km) della base dei depositi plio-pleistocenici nei bacini di avanfossa dell’Appennino e della Sicilia; 3) principali edifici vulcanici quaternari; 4) aree del Mar Tirreno con valori dell’anomalia di Bouguer superiori a 200 mgals, a crosta oceanica o continentale assottigliata; 5) zona di Wadati-Benioff nell’area tirrenica meridionale (profondità in km); 6) fronte delle Maghrebidi, dell’Appennino, delle Alpi meridionali e delle Dinaridi; 7) altri sovrascorrimenti principali; 8) faglie normali; 9) faglie ad alto angolo, soprattutto faglie trascorrenti; 10) asse di anticlinale; 11) asse di sinclinale (da Patacca & Scandone 2007).

In particolare, lo stile della deformazione compressiva nella porzione di catena dove si trovano successioni carbonatiche sia di bacino che di piattaforma, si esplica essenzialmente per embrici in progressione verso l’Avampaese Apulo (Patacca & Scandone 1989; Di Bucci et al. 1999). Nella porzione di catena in cui sono prevalenti i depositi bacinali a dominante pelitica, invece, lo stile della deformazione compressiva è dato da estesi *thrust sheet* che ricoprono i depositi plio-pleistocenici più recenti (Di Bucci et al. 1999; Buonanno et al. 2007). Al di sotto di tali strutture, il dominio dell’Avampaese Apulo sepolto si deforma in una serie di *horses* ricoperti da un

complesso sistema di tipo *duplex* (Patacca & Scandone 1989; Lentini et al. 1990; Di Bucci et al. 1999; Patacca & Scandone 2007). Tutte queste strutture sono a loro volta sovrastanti a un *floor thrust* profondo, che le porta in accavallamento sui domini più esterni in flessurazione (Bonardi et al. 2009).

7.1 Evoluzione geologica

La Catena Appenninica si colloca in un contesto tettonico post-collisionale connesso all'interazione tra la zolla africana, la zolla europea e le altre microzolle interposte (Alvarez et al. 1974; Roure et al. 1991; Guerrera et al. 1993). L'attuale configurazione geometrica della catena è quindi il risultato di complessi eventi compressivi, trascorrenti e distensivi legati alla subduzione e al successivo arretramento flessurale della microplacca apulo-adriatica (Sartori 1989; Bonardi et al. 2009). Successivamente, a causa dell'apertura del Bacino di retroarco Tirrenico, tali eventi sono accompagnati da fenomeni distensivi sul bordo interno della catena (Sartori 1989; Patacca et al. 1990; Scrocca et al. 2007; Bonardi et al. 2009).

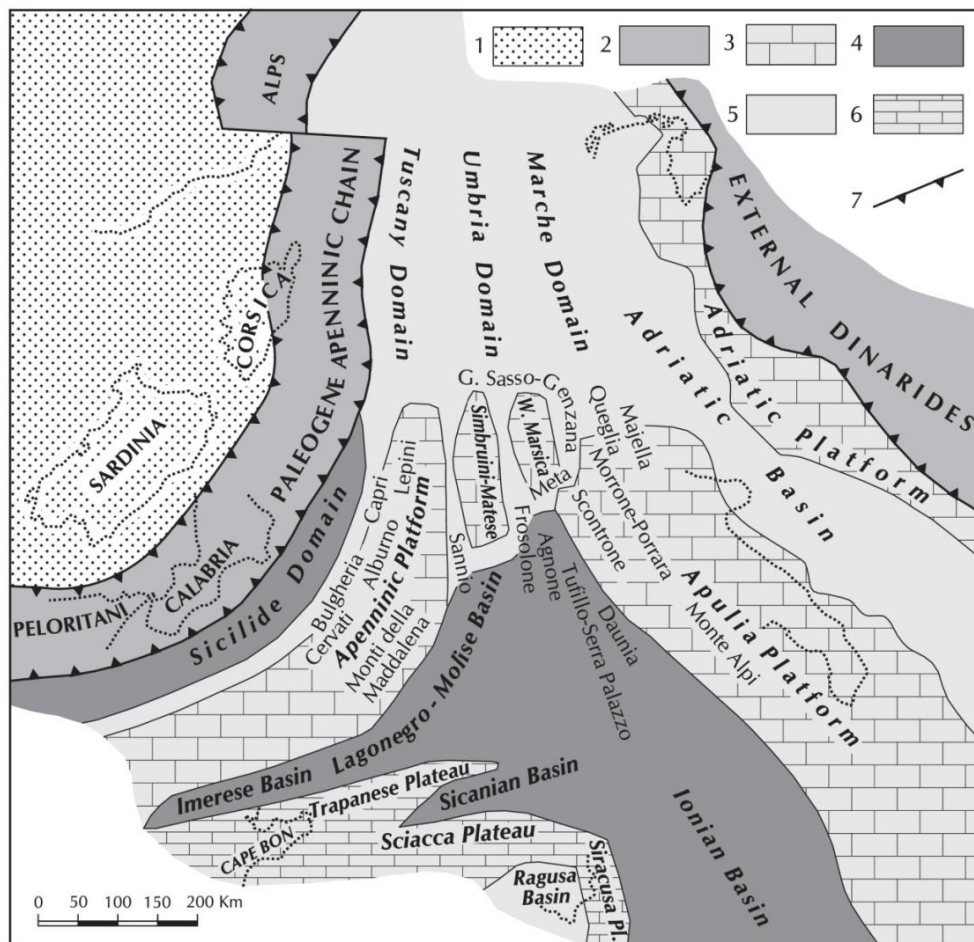


Figura 4 – Ricostruzione palinspastica dell'area centro-mediterranea nell'Oligocene superiore, mostrante la distribuzione dei domini dell'Appennino centro-meridionale prima della loro incorporazione nella Catena: 1) Avampaese europeo; 2) Catena paleogenica; 3-6) Avampaese africano: 3) carbonati di piattaforma di mare basso; 4) bacini profondi a crosta oceanica o continentale assottigliata; 5) aree bacinali con alti strutturali isolati; 6) plateaux pelagici; 7) fronte di catena (da Patacca & Scandone, 2007).

Le principali fasi deformative che hanno strutturato il settore più meridionale della Catena Appenninica sono avvenute tra il Miocene ed il Quaternario, anche se gran parte dell'edificio a falde si è strutturato a partire dal Langhiano (Mostardini & Merlini 1986; Di Staso & Giardino 2002; Patacca & Scandone 2007). Le unità tettoniche più interne, derivanti da un'area oceanica o a crosta continentale assottigliata, hanno iniziato ad impilarsi a partire dal Miocene inferiore (Di Staso & Giardino 2002; Patacca & Scandone 2007), formando un prisma di accrezione saturato da una successione di *thrust top* (Bonardi et al. 2009).

A partire dal Tortoniano, questo assieme è sovrascorso sui domini di piattaforma carbonatica impostati su crosta continentale (Mostardini & Merlini 1989; Patacca & Scandone 2007; Bonardi et al. 2009). Successivamente il prisma tettonico si è ulteriormente spostato verso l'esterno, coinvolgendo nella deformazione l'ampio Bacino di Lagonegro e tutti i domini paleogeografici più esterni, sino al raggiungimento della Piattaforma Apula interna (Mostardini & Merlini 1986; Bonardi et al. 2009). Le fasi tettoniche tortoniane hanno quindi condizionato in maniera evidente la sedimentazione di tutte le aree bacinali, portando alla formazione dell'assetto strutturale pressoché definitivo della catena (Torre et al. 1988; Patacca & Scandone 1989).

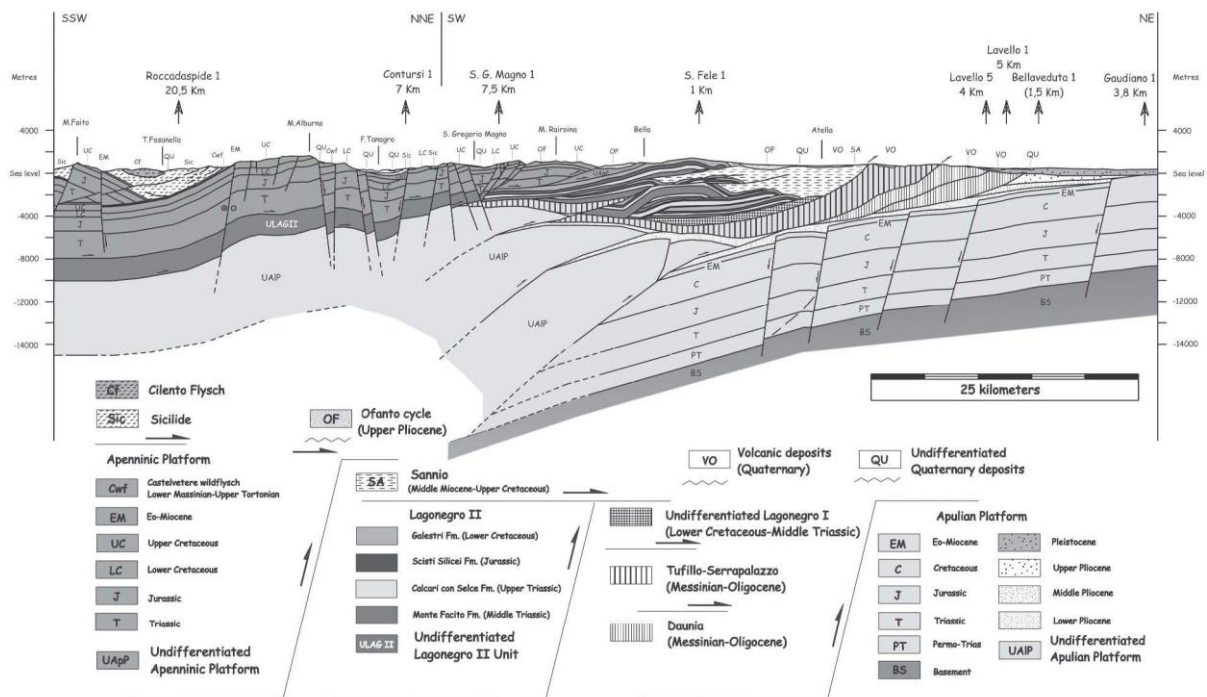


Figura 5 – Sezione geologica della Catena Appenninica meridionale, mostrante i rapporti tra le principali unità stratigrafico-strutturali a seguito della strutturazione dell'edificio a falde (da Scrocca et al. 2007).

Tra il Messiniano e la prima parte del Pliocene inferiore, si sono verificati alcuni episodi di tettonica distensiva che ha favorito la formazione di bacini di *piggy-back* poco profondi, caratterizzati da sedimentazione prevalentemente evaporitica (Torre et al. 1988; Patacca & Scandone 2007). La fase tettonica del Pliocene inferiore, quindi, ha interrotto nuovamente la sedimentazione nelle aree bacinali consentendo un'ulteriore traslazione delle coltri della catena per eventi compressivi (Cinque et al. 1993; Patacca & Scandone 2007). Successivamente, le fasi tettoniche del Pliocene inferiore e medio hanno determinato l'individuazione di ulteriori zone subsidenti, con conseguente ingressione marina connessa alla generale invasione del Mediterraneo dopo la crisi di salinità del Messiniano (Cantalamessa et al. 1988; Mostardini & Merlini 1986; Patacca & Scandone 2007).

Nel Pliocene medio e superiore le varie fasi tettoniche hanno portato al rovesciamento dei fianchi esterni delle pieghe, oltre che ad ulteriori traslazioni attraverso piani di taglio inverso (Mostardini & Merlini 1986; Cinque et al. 1993). Quindi la pila tettonica già formata viene successivamente disarticolata dalla tettonica trascorrente e distensiva plio-pleistocenica, coeva all'apertura della porzione più meridionale del Bacino Tirrenico (Patacca et al. 1992; Di Bucci et al. 1999; Casciello et al. 2006). Nei settori interni dell'Appennino meridionale, questa tettonica avviene prevalentemente su lineamenti ad alto angolo, che riattivano localmente strutture ereditate dalle precedenti fasi tettoniche compressive (Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999).

Tra il Pleistocene medio e l'Olocene, infine, si instaura un regime prevalentemente estensionale responsabile della formazione di importanti strutture tettoniche a carattere regionale (Cinque et al. 1993; Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999). La tettonica distensiva quaternaria si sostituisce a quella prevalentemente trascorrente plio-pleistocenica, determinando la formazione di faglie dirette di diverso ordine gerarchico e causando la riattivazione di numerosi elementi preesistenti (Di Bucci et al. 1999). Questa fase porta quindi alla definizione degli attuali assetti geologici della Catena Appenninica, con la formazione di ampie piane intramontane colmate da spesse successioni continentali di tipo vulcanico, alluvionale e fluvio-lacustre (Brancaccio et al. 1991; Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999).

7.2 Apparati vulcanici del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei

I terreni vulcanoclastici ampiamente affioranti in tutto l'Appennino Campano derivano essenzialmente dall'attività esplosiva del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei (Rosi & Sbrana 1987; Santacroce 1987), due importanti apparati vulcanici posti nella parte centrale della Piana Campana (Fedele et al. 2009). In corrispondenza dei settori di fondovalle tali terreni sono rappresentati da tufi e depositi piroclastici con spessore fino a diverse decine di metri, mentre lungo i versanti questi depositi sono costituiti da alternanze di colluvi vulcanoclastici e paleosuoli con variabili quantità di materiale roccioso (Calcaterra et al. 1999, 2000; Di Crescenzo & Santo 1999; Zanchetta et al. 2004; Bisson et al. 2007).

Il Somma-Vesuvio è uno strato-vulcano di medie dimensioni, che raggiunge l'altezza massima di circa 1281 m s.l.m.. Esso risulta costituito da un edificio vulcanico più vecchio e ripetutamente collassato, il Monte Somma, e di un edificio più recente cresciuto all'interno della caldera così generata, il Monte Vesuvio (Cubellis et al. 2001; De Niscio 2007). Le due strutture sono collegate dalla cosiddetta Valle del Gigante, una stretta depressione morfologica a forma di ellittica che rappresenta i resti della caldera da collasso dell'antico edificio vulcanico del Monte Somma (Principe et al. 1987; De Niscio 2007).

La caldera del Monte Somma è bordata da faglie ad anello originatesi probabilmente durante eruzioni di tipo esplosivo e presenta un asse maggiore orientato in direzione circa E-W (De Niscio 2007). Nel settore Nord-orientale l'orlo del cratere risulta caratterizzato da pareti sub-verticali con altezza massima di circa 280 m, mentre nei settori occidentali e meridionali gli orli calderici sono generalmente meno evidenti ed accidentati, in quanto ricoperti da prodotti successivi all'evento del 1631 (Principe et al. 1987). L'edificio del Monte Vesuvio rappresenta invece un tipico cono vulcanico con un diametro sommitale di 450 m e una profondità massima di circa 330 m (Cubellis et al. 2001). Esso è costituito principalmente da colate laviche e depositi scoriacei di caduta e di flusso, oltre che da depositi piroclastici connessi ad eruzioni pliniane e sub-pliniane (De Niscio 2007).

L'attività vulcanica del complesso Somma-Vesuvio ha avuto inizio circa 400 ka fa ed è chiaramente di tipo misto (Brocchini et al. 2001; De Niscio 2007), in quanto nel corso della sua esistenza si sono succedute eruzioni sia effusive che pliniane. Durante gli ultimi 20 ka sono avvenute ben sette eruzioni pliniane ad intervalli di alcune migliaia di anni, l'ultima delle quali è la famosa eruzione del 79 d.C. che distrusse le città di Pompei ed Ercolano.

Si calcola che ogni evento pliniano sia stato capace di produrre tra i 5 e gli 11 km³ di materiale piroclastico, diffuso su un'area di circa 20000-30000 ettari (De Niscio 2007).

I Campi Flegrei sono un sistema vulcanico complesso (Perrotta et al. 2006), formato da una serie di piccoli centri a carattere principalmente monogenico (Fedele et al. 2009). Solo negli ultimi 39 ka sono stati attivi più di quaranta differenti centri eruttivi. I prodotti del vulcanismo flegreo sono caratterizzati da un chimismo alcalino-potassico tipico della Provincia Magmatica Romana, con composizioni che variano da basalti shoshonitici a fonoliti (Conticelli et al. 2002; Peccerillo 2005; Fedele et al. 2009).

L'attività vulcanica flegrea ha avuto inizio circa 48 ka fa (Cassignol & Gillot 1982; Rosi & Sbrana 1987) ed è caratterizzata da eruzioni esplosive rari episodi effusivi (Fedele et al. 2009). Tale attività vulcanica si è sviluppata in conseguenza delle fasi tettoniche distensive plio-quadernarie, a cui è connessa la genesi della cosiddetta Piana Campana (Di Girolamo & Stanzione 1973; Luongo et al. 1991). Il persistente stato di attività del sistema magmatico è testimoniato dall'eruzione del Monte Nuovo del 1538, nonché dall'attuale presenza di fumarole, sorgenti di acque calde e dal fenomeno del bradisismo.

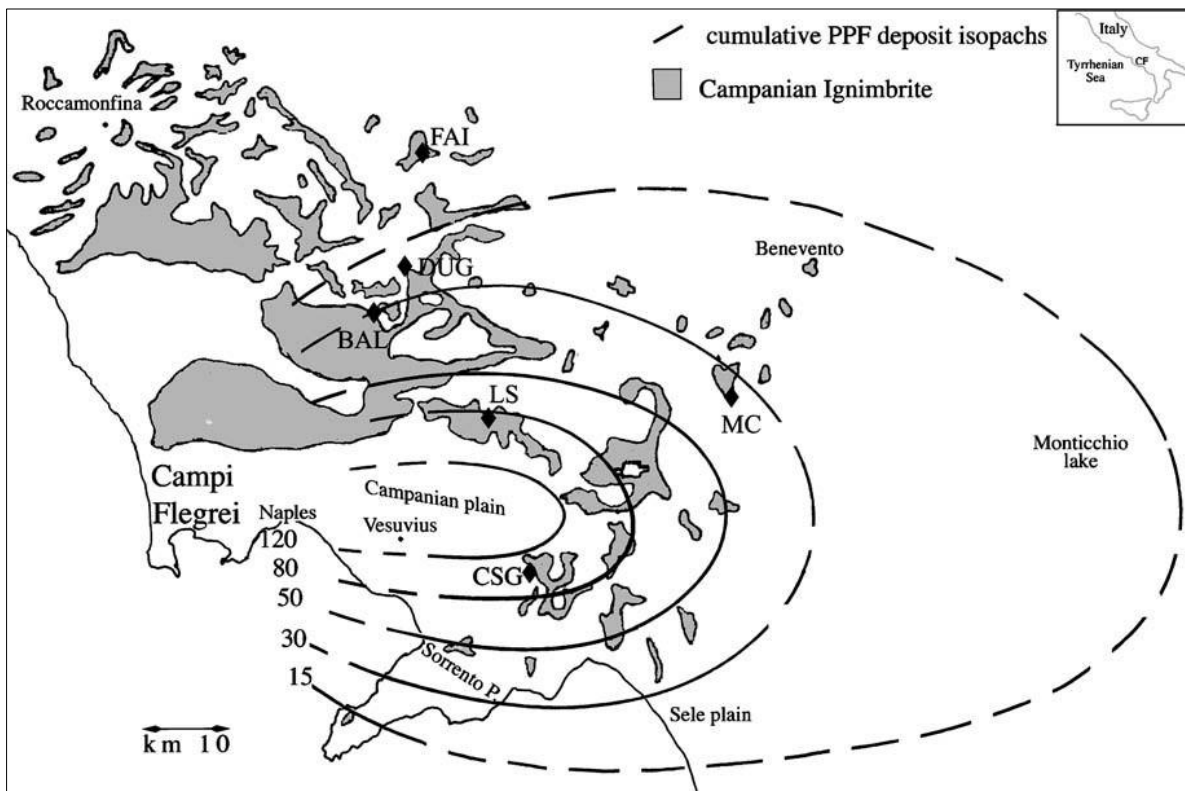


Figura 6 – Mappa della distribuzione prossimale del Tufo Grigio Campano (area ombreggiata) e dello spessore in cm dei depositi da caduta relativi all'eruzione dell'Ignimbrite Campana (da Cappelletti et al. 2003).

Le due grandi caldere che caratterizzano l'area di Campi Flegrei sono legate a due episodi di collasso (Perrotta et al. 2006), connessi rispettivamente alle eruzioni del Tufo Grigio Campano circa 39 ka fa (De Vivo et al. 2001; Fedele et al. 2009) e del Tufo Giallo Napoletano circa 15 ka fa (Deino et al. 2004), i cui prodotti sono per lo più limitati all'area flegrea (Rosi & Sbrana 1987). Le caldere sono caratterizzate da un articolato sistema di

alimentazione magmatica, in quanto attraversate da ampie fratture che hanno interessato il basamento attraverso cui è risalito il magma (Di Girolamo et al. 1984; Rosi & Sbrana 1987; Peccerillo 2005; Papa 2011).

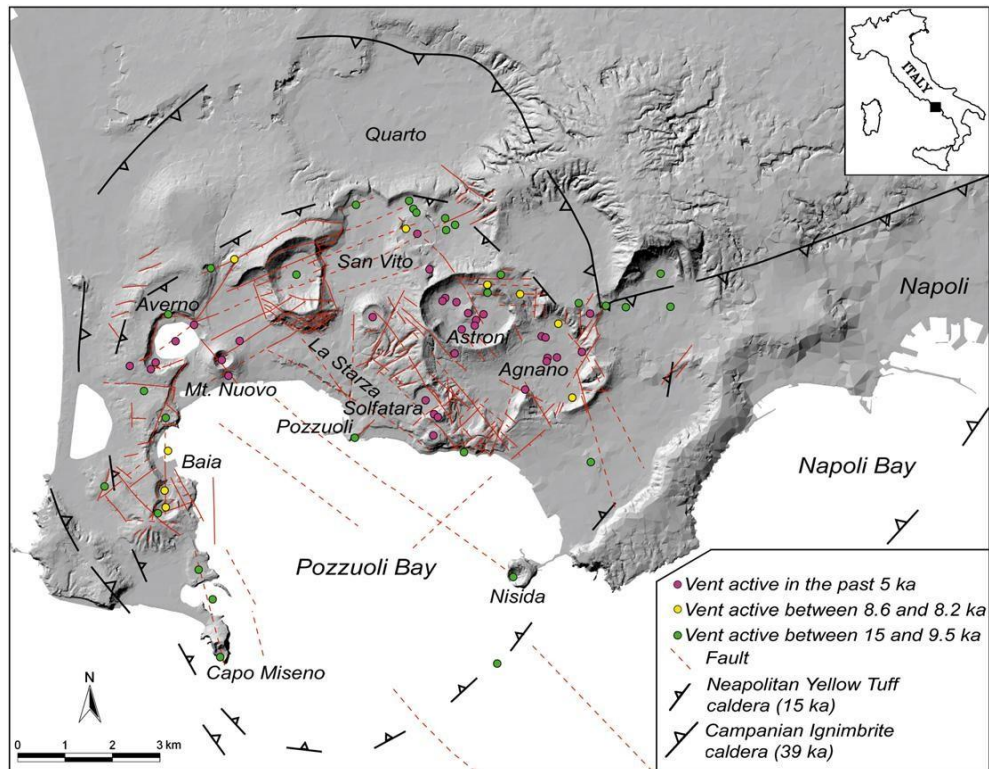


Figura 7 – Carta strutturale schematica dell'area dei Campi Flegrei (da Orsi et al. 2009).

L'attività precedente il Tufo Grigio Campano è stata caratterizzata dalla formazione di un gran numero di centri eruttivi, distribuiti su di un'area più vasta di quella degli attuali Campi Flegrei (Fedele et al. 2009). Questo primitivo campo vulcanico, definito Paleoflegrei (Cole et al. 1994), è stato sede di un'intensa attività vulcanica sia effusiva che esplosiva che si estendeva da Procida fino ai confini orientali dell'odierna città di Napoli (Fedele et al. 2009). Il periodo di attività compreso tra le eruzioni del Tufo Grigio Campano e del Tufo Giallo Napoletano è stato quindi caratterizzato da eruzioni subaeree, concentrate principalmente all'interno della caldera del Tufo Giallo Napoletano (Perrotta 1992; Fedele et al. 2009).

7.3 Caratteristiche stratigrafiche

La porzione di Catena Appenninica ricadente nel settore centrale della Regione Campania è costituita da tre grandi unità tettoniche meso-cenozoiche, derivanti dalla deformazione di domini paleogeografici di natura bacinale e di piattaforma carbonatica (Carannante et al. 2012). In particolare, le successioni terrigene di bacino sono riferibili all'Unità tettonica del Sannio (Patacca et al. 1992; Patacca & Scandone 2007), mentre le sequenze carbonatiche di piattaforma sono ascrivibili all'Unità tettonica dei Monti Lattari-Picentini-Alburni e dell'Unità tettonica Matese-Taburno-Camposauro (D'Argenio et al. 1973; Pescatore & Sgrosso 1973; Boscaino 2000; Carannante et al. 2012).

Su tali successioni poggiano, in discordanza stratigrafica, spesse sequenze sin-orogene tardo-mioceniche, costituite da terreni prevalentemente arenaceo-marnosi e conglomeratico-sabbiosi di scarpata e base scarpata (Carannante et al. 2012). I suddetti depositi sono ricoperti, infine, da estesi sedimenti quaternari di origine vulcanica, alluvionale e detritico-colluviale, particolarmente diffusi in corrispondenza della Piana Campana e della Valle di Maddaloni (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; Carannante et al. 2012).

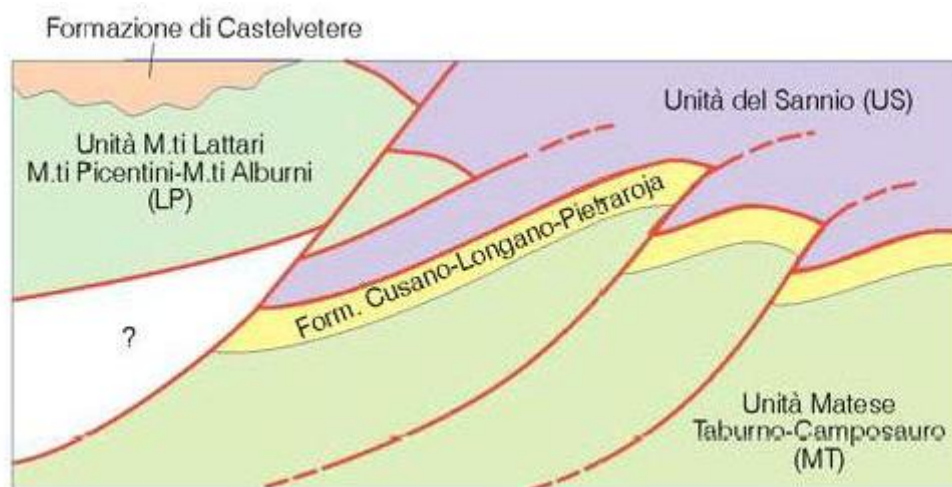


Figura 8 – Schema dei rapporti geometrici tra unità tettoniche e successioni stratigrafiche (da Carannante et al. 2012).

Con diretto riferimento a quanto riportato nel Foglio 431 "Caserta Est" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50000 (Carannante et al. 2012), le successioni stratigrafiche presenti nell'area di studio possono essere distinte, dal basso verso l'alto, in:

- **Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni:** successioni mesozoiche di piattaforma carbonatica, costituite da litotipi prevalentemente calcarei e calcareo-dolomitici (D'Argenio et al. 1973; Pescatore & Sgrosso 1973; Boscaino 2000; Carannante et al. 2012).
 - **Calcari oolitici ed oncolitici** (Giurassico medio): calcari oolitici e calcari detritici di colore bianco, grigio-avana e nocciola, con intercalazioni di dolomie grigio-giallastre in strati di spessore variabile tra 30 e 100 cm, alternati a calcilutiti grigie e nocciola, in strati e banchi ben stratificati con frequenti livelli ad oncoidi e gasteropodi. Nella parte bassa sono presenti calcareniti oolitiche, mentre nella parte alta prevalgono calcilutiti e calcareniti fini. Depositi di ambiente di piattaforma esterna evolvente verso l'alto a piattaforma interna, con spessore superiore a 700 m.
 - **Calcari con Cladocoropsis e Clypeina** (Giurassico medio - Giurassico superiore): calcari di colore grigio e grigio scuro in strati da medi a spessi, talora in banchi di spessore fino a 2 m, con rare intercalazioni di dolomie, in strati di spessore massimo di 1 m. Nella parte bassa prevalgono i litotipi calcarei fango-sostenuti, con frequenti livelli a *Cladocoropsis mirabilis* ed intercalazioni di calciruditi ad oncoidi ed intraclasti. Nella parte alta si alternano a calcareniti con abbondanti gasteropodi, lamellibranchi, chetetidi e coralli solitari. Depositi di ambiente di piattaforma interna, con spessore variabile da 350 a 500 m.
 - **Calcari con requenie e gasteropodi** (Giurassico superiore - Cenomaniano): calcari oolitici e pseudoolitici di colore grigio e biancastro, con intercalazioni di crostoni dolomitici e loferiti a tessitura criptoalgale, in alternanza a calcilutiti a dasidaclacee e miliolidi, calcareniti bioclastiche, calciruditi a requenidi e gasteropodi con frequenti intraclasti policromi, e subordinatamente calcari dolomitici e

dolomie loferitiche. Nella parte bassa prevalgono calcilutiti e calcareniti ad ooliti fibroso-raggiate e pseudooliti di colore grigio, in strati da sottili a medi, in alternanza con frequenti livelli di calcareniti a gasteropodi e calcilutiti con cavità di dissoluzione. Nella parte media sono presenti calcari dolomitici e loferitici alternati a calcareniti grigio chiaro con orbitolinidi e calcilutiti a grossi miliolidi. In queste ultime si intercalano corpi, a luoghi lenticolari, di calciruditi a requienidi e gasteropodi e di breccie policrome a matrice marnosa giallo-verdognola. Nella parte alta prevalgono calcari bioclastici ad alveolinidi e livelli di dolomie laminate. Depositi di ambiente di piattaforma interna, con spessore complessivo non inferiore a 600 m.

- **Membro dei calcari a alveolinidi e dolomie laminate** (Albiano superiore – Cenomaniano): calcilutiti peloidali di colore avana in strati da medi a spessi, alternate a calcareniti bioclastiche nocciola ad alveolinidi, con locale presenza di clasti neri e piccoli noduli di selce. La base dell'unità è caratterizzata calcilutiti laminate e calcareniti ad alveolinidi primitive, mentre verso l'alto sono presenti strati di dolomie grigiastre e giallastre con bande stromatolitiche. A differenti altezze stratigrafiche si rinvencono ostreidi tipo *Chondrodonta* di dimensioni crescenti verso l'alto. Al top è presente un caratteristico orizzonte a condrodonti spesso da 1 a 10 m, in una matrice costituita da *wackestone* nocciola o biancastri arrossati. Depositi di ambiente di piattaforma interna, con spessore massimo in affioramento di circa 400 m.
- **Calcari a rudiste e orbitoline** (Cenomaniano): calcareniti biopelsparitiche e biopelmicritiche ricche in gasteropodi e requienidi alternate a laminiti e crostoni algali, in strati medi con base netta. Spesso si rinvencono intercalazioni, talora lenticolari, di calciruditi grano- o fango-sostenute a radiolitidi e nerineidi con locali intraclasti di calcilutiti policrome, in strati spessi fino a 100-150 cm, a luoghi caratterizzate da stratificazione incrociata a piccola e media scala. Localmente sono presenti *hardground* bioperforati. Depositi di ambiente di piattaforma esterna e di transizione, con spessore massimo di circa 150 m.
- **Calcari a radiolitidi** (Cenomaniano –Santoniano): calcilutiti bioclastiche a miliodidi avana o nocciola chiaro, con frequenti intercalazioni loferitiche ed calcareniti bio-micritiche/sparitiche a foraminiferi bentonici, in strati con spessori variabili tra 10 e 50 cm, talora laminati. A luoghi, intercalati ai sedimenti fangosi, si rinvencono piccoli *bouquet* a radiolitidi. Si alternano ripetuti crostoni dolomitici bianchi o grigi, a luoghi arrossati e/o pseudobrecciati, calcareniti e calcisiltiti talora dolomitiche con sottile laminazione piano-parallela ed incrociata. Depositi di ambiente di piattaforma interna, con spessore compreso tra 300 e 500 m.
- **Litofacies calciruditica** (Cenomaniano - Coniaciano): calciruditi bioclastiche con frammenti e/o gusci interi di radiolitididi e caprinidi, in strati da medi a spessi talora a stratificazione incrociata, a cui si associano gasteropodi, coralli e frequenti litoclasti e intraclasti. La matrice è generalmente calcarenitica bio-intrasparitica, più raramente bio-intra-micritica e talora calcilutitica nerastra. Spesso si ritrovano *bouquet* e *thicket* di radiolitidi o individui più o meno isolati di caprine e grossi *Chondrodonta*. Sono inoltre presenti cespi di coralli di dimensioni metriche, talora in posto, e frequenti breccie intraformazionali con clasti policromi di calciruditi a matrice rossa e calcari pseudobrecciati e/o paleocarsificati. Depositi di ambiente di margine di piattaforma, con spessore variabile tra 50 e 300 m.
- **Unità del Sannio**: successioni cenozoiche di ambiente torbido e di bacino profondo, costituite da litotipi prevalentemente argilloso-marnosi e arenaceo-marnosi, progressivamente più grossolani verso l'alto stratigrafico (Patacca et al. 1992; Patacca & Scandone 2007; Carannante et al. 2012).
- **Argille Varicolori Superiori** (Oligocene superiore - Miocene inferiore): argilliti scagliose dal rosso-violaceo al grigio-verdastro e/o bluastro, con sporadiche intercalazioni centimetriche e decimetriche di marne e calcari micritici chiari, calcareniti bioclastiche, calcari marnosi, marne, calcari marnosi siliciferi

ed arenarie arcoseo-litiche di colore grigio. In subordine sono presenti argille e argille limose di colore rosso e verdastro. Nella parte alta prevalgono calcari cristallini bianchi da massivi a ben stratificati, calcareniti bioclastiche, brecciole a macroforaminiferi e livelli conglomeratici in matrice marnosa verdastra. Depositi di ambiente di bacino profondo sottoalimentato, sporadicamente raggiunto da torbiditi carbonatiche più frequenti verso l'alto, con spessore affiorante variabile tra 200 e 300 m.

- **Flysch Numidico** (Miocene inferiore): quarzoareniti di colore giallo ocra, grigio e marrone, generalmente massive e talora gradate, con granuli di quarzo ben arrotondati e smerigliati. A varie altezze stratigrafiche si intercalano strati di argille marnose grigio-verdi e livelli biocalcarenitici gialli e grigi di spessore decimetrico, contenenti frequenti spicole di spugna. Depositi di ambiente bacinale torbiditico, con spessore affiorante di circa 300 m.
 - **Membro delle argille, marne e calcari spongolitici** (Miocene inferiore): argille e argille marnose di colore grigio-verdastro o crema, con intercalazioni di livelli calcarenitici e biocalcarenitici grigiastri, di spessore variabile da centimetrico a decimetrico, frequentemente laminati e ricchi in spicole di spugna. Depositi di ambiente bacinale profondo, con spessore affiorante di circa 100 m.
- **Arenarie di Campoli**: (Burdigaliano superiore - Serravalliano): arenarie quarzose e arcoseo-litiche giallastre da medie a grossolane, in strati di spessore variabile da qualche centimetro fino ad alcuni metri, talora massive o gradate. Sono presenti intercalazioni di argille e marne azzurre o grigio-verdastre e, in subordine, conglomerati con clasti poligenici di rocce cristalline e sedimentarie fino a 10 cm, immersi in matrice arenaceo-limosa. Nella parte alta della successione, alla base degli strati più spessi, si rinvengono frequenti *clay chips* di dimensioni centimetriche. Depositi di ambiente bacinale torbiditico, con spessore affiorante variabile tra 400 e 500 m.
- **Unità sin-orogene**: successioni tardo-cenozoiche di ambiente di base scarpata, costituite prevalentemente da sedimenti arenaceo-marnose e conglomeratico-sabbiose, con locali olistostromi ad elementi extrabacinali (Pescatore et al. 1971; Carannante et al. 2012).
 - **Arenarie di Caiazzo** (Tortoniano superiore - Messiniano inferiore): conglomerati, microconglomerati e arenarie grossolane quarzoso-feldspatiche di colore grigio e subordinatamente quarzoso-litiche poco cementate di colore grigio-marroncino o bruno-giallastro all'alterazione, con sottili intercalazioni marnoso-limose. Tali depositi si ritrovano in strati da medi a spessi con base netta oppure in banchi talora lenticolari di spessore metrico, spesso amalgamati. Il rapporto A/P è variabile da > 1 a >> 1, con una netta prevalenza dei litotipi più grossolani nella parte alta. A varie altezze stratigrafiche si intercalano olistostromi ad elementi extrabacinali costituiti da calcari stratificati, calciruditi calcari marnosi, arenarie e argille scagliose con dimensioni fino ad alcune migliaia di mc. Depositi di ambiente di base scarpata, con spessore variabile tra 500 e 600 m.
 - **Formazione di Castelvetere** (Tortoniano superiore - Messiniano inferiore): arenarie grossolane e microconglomeratiche in strati da medi a spessi, con base netta e talora erosiva, a luoghi con una grossolana gradazione diretta ed evidenti tappeti da trazione. In alternanza si rinvengono conglomerati a ciottoli carbonatici con diametro non superiore a 20 cm, con scarsa matrice argilloso-sabbiosa ed in strati lenticolari con base fortemente erosiva di spessore non superiore al metro. Il rapporto A/P è sempre >> 1. A varie altezze stratigrafiche si intercalano depositi costituiti da blocchi carbonatici di dimensioni pluridecametriche, prevalentemente in *facies* di piattaforma. Depositi di ambiente di base scarpata, con spessore non inferiore a 200 m.
- **Unità non ubiquitarie pertinenti la confluenza tra i fiumi Calore-Volturno**: depositi quaternari di genesi alluvionale, lacustre, detritica e vulcanoclastica, ampiamente affioranti nella depressione morfologica della Valle di Maddaloni (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; De Vivo et al. 2001; Carannante et al. 2012).

- **Sintema di Laiano** (Pleistocene inferiore): include i depositi continentali che si rinvencono sospesi lungo i versanti carbonatici e che presentano tracce di tettonizzazione. La superficie inferiore coincide con una superficie di erosione che taglia il substrato meso-cenozoico, la superficie limite superiore coincide con la superficie morfologica dei corpi deposizionali e si presenta sempre reincisa e sospesa rispetto al livello di base attuale. In quest'area è costituito da breccie calcaree spigolose, crioclastiche a luoghi cementate, alternate a livelli decimetrici di paleosuoli bruni.
- **Sintema di Solopaca** (Pleistocene inferiore - Pleistocene superiore): è delimitato alla base dalla superficie erosivo-deposizionale presente al tetto del sottostante Sintema di Laiano, mentre la discontinuità superiore coincide col il tetto del Tufo Grigio Campano. Al suo interno sono stati riconosciuti una unità litostratigrafica e tre subsintemi, riconducibili ad altrettanti ordini di terrazzi.
 - **Subsintema di Bonea** (Pleistocene inferiore ? - Pleistocene medio): ghiaie prevalentemente calcaree in matrice sabbioso-limosa con locali blocchi di breccie cementate, alternante a livelli di paleosuoli di natura piroclastica.
 - **Subsintema di S. Leonardo** (Pleistocene medio - Pleistocene superiore): ghiaie fluviali poligeniche e a prevalente natura calcarea, in matrice sabbiosa e con intercalazioni e lenti di sabbie e limi dello spessore di alcuni decimetri.
 - **Subsintema di Amorosi** (Pleistocene superiore): travertini in facies fitoermale, localmente affioranti una scarpata di erosione fluviale presente in località Ficocelle.
- **Tufo Grigio Campano** (Pleistocene superiore): depositi cineritici, scorie juvenili e clasti litici generalmente in *facies* saldata. Dal basso verso l'alto si riconoscono differenti litofacies, non sempre tutte presenti nei vari affioramenti. La litofacies più profonda è costituita da depositi cineritico-sabbiosi incoerenti di colore grigio scuro, contenenti grosse scorie e pomici, con alla base un livello decimetrico di pomici spigolose grossolane di colore bianco-rosato. La litofacies intermedia è composta un tufo cineritico lapideo grigio scuro, con frequenti scorie grigie e nere, subordinatamente, litici lavici e cristalli. La litofacies superiore è caratterizzata da un tufo lapideo con caratteristica colorazione giallastra legata a processi di zeolitizzazione, con grado di cementazione variabile. Il deposito mostra una composizione variabile da trachitica a trachitico-fonolitica iperalcalina, con un'età di circa 39 ka (De Vivo et al. 2001). Lo spessore in affioramento varia tra i 5 ed i 25 m, mentre lo spessore complessivo è di circa 40-50 m.
- **Unità Casalnuovo-Casoria** (Pleistocene superiore tardo - Olocene): livelli di cineriti laminate bianche e grigie, passanti superiormente a un livello di pomici in matrice cineritica giallastra, a struttura prevalentemente massiva. L'unità è compresa tra il paleosuolo presente al top del Tufo Grigio Campano ed il suolo attuale. Lo spessore varia tra 0.5 e 2.0 metri.
- **Sintema di Limatola** (Pleistocene superiore - Olocene): è compreso tra la discontinuità erosiva presente al tetto del Tufo Grigio Campano, ben individuabile in tutta l'area, e la superficie topografica attuale. E' costituito da due differenti litofacies, di ambiente continentale. La litofacies alluvionale è formata da limi sabbiosi e sabbie grigio-verdastre di natura prevalentemente piroclastica, con locali lenti ghiaiose carbonatiche o poligeniche, di spessore superiore a 10 m. La litofacies lacustre è composta da limi e argille a forte componente piroclastica, pedogenizzate nella parte alta.
- **Unità non ubiquitarie pertinenti il bacino del Golfo di Napoli-Piana Campana:** depositi quaternari di genesi alluvionale, lacustre, detritica e vulcanoclastica, costituenti il riempimento del Graben Campano (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; De Vivo et al. 2001; Carannante et al. 2012).
 - **Sintema di Pimonte** (Pleistocene inferiore - Pleistocene medio?): è limitato inferiormente da una superficie di erosione che taglia il substrato meso-cenozoico e superiormente da una discontinuità coincidente con la superficie di accumulo dei depositi clastici che lo compongono, spesso

profondamente reincipa e sospesa rispetto al livello di base attuale. E' composto da breccie più o meno grossolane di natura prevalentemente carbonatica, da stratificate a caotiche e in genere scarsamente cementate, con intercalazioni di paleosuoli bruni e livelli piroclastici rimaneggiati.

- **Piroclastiti di Maddaloni** (Pleistocene superiore): livelli pomicei da caduta a composizione trachitico-alcalina, spesso clinostratificati sui versanti carbonatici. Verso l'alto passano, con contatto erosivo, a depositi cineritici da flusso di colore giallo-marrone, a struttura massiva, contenenti pomici grigie di dimensioni centimetriche. A tali depositi seguono livelli pomicei da caduta alternati a depositi piroclastici rimaneggiati, alternati a paleosuoli e materiale detritico.
- **Tufo Grigio Campano** (Pleistocene superiore): depositi cineritici, scorie juvenili e clasti litici generalmente in *facies* saldata. Dal basso verso l'alto si riconoscono differenti litofacies, non sempre tutte presenti nei vari affioramenti. La litofacies più profonda è costituita da depositi cineritico-sabbiosi incoerenti di colore grigio scuro, contenenti grosse scorie e pomici, con alla base un livello decimetrico di pomici spigolose grossolane di colore bianco-rosato. La litofacies intermedia è composta un tufo cineritico lapideo grigio scuro, con frequenti scorie grigie e nere, subordinatamente, litici lavici e cristalli. La litofacies superiore è caratterizzata da un tufo lapideo con caratteristica colorazione giallastra legata a processi di zeolitizzazione, con grado di cementazione variabile. Il deposito mostra una composizione variabile da trachitica a trachitico-fonolitica iperalcalina, con un'età di circa 39 ka (De Vivo et al. 2001). Lo spessore in affioramento varia tra i 5 ed i 25 m, mentre lo spessore complessivo è di circa 40-50 m.
- **Unità Casalnuovo-Casoria** (Pleistocene superiore tardo - Olocene): livelli di cineriti laminate bianche e grigie, passanti superiormente a un livello di pomici in matrice cineritica giallastra, a struttura prevalentemente massiva. L'unità è compresa tra il paleosuolo presente al top del Tufo Grigio Campano ed il suolo attuale. Lo spessore varia tra 0.5 e 2.0 metri.
- **Unità di Piano delle Selve** (Olocene - Attuale): depositi detritico-colluviali sabbioso-limosi e sabbioso-ghiaiosi di natura prevalentemente vulcanica, a vario grado di pedogenizzazione. Localmente si riconoscono livelli piroclastici da caduta in posto.
- **Sintema Vesuviano-Flegreo** (Pleistocene superiore - Attuale): è compreso tra la discontinuità erosiva, localmente di non deposizione, presente al tetto del Tufo Grigio Campano e la superficie topografica. Esso risulta costituito da due subsintemi di natura alluvionale e vulcanoclastica.
 - **Subsintema di Scanzano** (Pleistocene superiore): è compreso tra il tetto del Tufo Grigio Campano e la discontinuità erosiva presente al passaggio tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. È formato prevalentemente da ghiaie carbonatiche e vulcaniche con matrice essenzialmente cineritica, grossolanamente stratificate e con frequenti depositi piroclastici da caduta.
 - **Subsintema dell'Agro Nocerino-Sarnese** (Olocene - Attuale): è compreso tra la discontinuità erosiva presente a tetto del Subsintema di Scanzano e la superficie topografica. È costituito da due differenti litofacies, di ambiente continentale. La litofacies alluvionale è formata da depositi prevalentemente sabbiosi e sabbioso-limosi di natura vulcanoclastica. La litofacies di conoide alluvionale è composta da ghiaie carbonatiche o poligeniche a clasti decimetrici, in abbondante matrice argilloso-sabbiosa marrone di natura piroclastica, con locali passaggi di limi argillosi marroni.
- **Unità ubiquitarie**: depositi quaternari di genesi alluvionale e detritico-colluviale, ampiamente affioranti lungo i rilievi montuosi o in corrispondenza degli alvei attuali più importanti (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; De Vivo et al. 2001; Carannante et al. 2012).
- **Depositi colluviali** (Olocene - Attuale): sedimenti limoso-argillosi con clasti più o meno grossolani, arenacei o calcareo-marnosi, variabili in funzione della litologia del substrato.

- **Coltri eluviali e colluviali** (Olocene - Attuale): colluvioni e suoli limoso-sabbiosi di natura prevalentemente piroclastica, contenenti clasti calcarei e frequenti resti ceramici. Lo spessore è variabile a seconda del contesto morfologico da 0.5 a 5 m.
- **Depositi alluvionali** (Olocene - Attuale): limi e sabbie di natura prevalentemente piroclastica e subordinate ghiaie carbonatiche, localizzate nelle golene dei corsi d'acqua più importanti.
- **Depositi torrentizi** (Olocene - Attuale): ghiaie carbonatiche o poligeniche a clasti decimetrici, in abbondante matrice argilloso-sabbiosa marrone, di natura prevalentemente piroclastica. A luoghi sono presenti limi argillosi marroni essenzialmente piroclastici, con locali lenti di ghiaie carbonatiche.
- **Depositi antropici** (Attuale): terreni di colmata di zone bonificate.

7.4 Caratteristiche strutturali

Il settore della Catena Appenninica affiorante lungo i rilievi montuosi della zona di studio è costituito da tre grandi unità tettoniche meso-cenozoiche, derivanti dalla deformazione di domini paleogeografici di natura bacinale e di piattaforma carbonatica (Carannante et al. 2012). Come detto in precedenza, le successioni terrigene di bacino sono riferibili all'Unità tettonica del Sannio (Patacca et al. 1992; Patacca & Scandone 2007), mentre le sequenze carbonatiche di piattaforma sono ascrivibili all'Unità tettonica dei Monti Lattari-Picentini-Alburni e dell'Unità tettonica Matese-Taburno-Camposauro (D'Argenio et al. 1973; Pescatore & Sgrosso 1973; Boscaino 2000; Carannante et al. 2012).

L'attuale configurazione geometrica delle unità presenti è il risultato di una complessa storia deformativa, caratterizzata da fasi compressive mio-plioceniche seguite da episodi di trascorrenti ed estensionali durante il Pliocene superiore-Pleistocene (Patacca & Scandone 2007; Bonardi et al. 2009; Carannante et al. 2012). In generale, dal basso verso l'alto è possibile riconoscere l'Unità Matese-Taburno-Camposauro, l'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni e l'Unità del Sannio (Carannante et al. 2012).

Nell'appennino casertano, l'elemento geometricamente più elevato della pila tettonica è rappresentato dall'Unità del Sannio con la sua copertura silicoclastica miocenica (Carannante et al. 2012). Tale unità, derivante da un dominio bacinale originariamente localizzato tra i vari domini di piattaforma (Mostardini & Merlini 1986; Patacca & Scandone 2007; Bonardi et al. 2009), si sovrappone con vergenza orientale sulle due unità mesozoiche di piattaforma carbonatica. L'età della sovrapposizione di tale unità su quella dei Monti Lattari-Picentini-Alburni è riferibile al Tortoniano inferiore-medio, mentre l'età della sovrapposizione sull'Unità Matese-Taburno-Camposauro risulterebbe successiva alla deposizione delle arenarie del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Patacca et al. 1990; Di Nocera et al. 1993).

L'evoluzione strutturale della zona è contraddistinta, inoltre, dalla sovrapposizione dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni sui depositi sin-orogeni delle Arenarie di Caiazzo. Il quadro tettonico è complicato infine dalla presenza di numerosi piani inversi ad alto angolo, successivi ai *thrust* regionali a basso angolo, che determinano la sovrapposizione di differenti livelli stratigrafici delle unità carbonatiche sui depositi silicoclastici dell'Unità del Sannio (Bonardi et al. 2009; Carannante et al. 2012). Tali strutture contrazionali, nonostante risultino fortemente disarticolate dalla sovrapposizione dell'attività tettonica estensionale plio-quadernaria, mostrano una buona continuità laterale e marcate evidenze locali.

La pila tettonica precedentemente formata viene successivamente disarticolata dalla tettonica trascorrente ed estensionale plio-pleistocenica, coeva all'apertura della porzione meridionale del Bacino Tirrenico (Patacca et al. 1990; Casciello et al. 2006; Scrocca et al. 2007; Bonardi et al. 2009). In particolare, in tale settore della catena la tettonica del Pliocene superiore-Pleistocene agisce prevalentemente su lineamenti ad alto angolo con orientazione

appenninica ed antiappenninica, riattivando localmente strutture compressive ereditate dalle precedenti fasi tettoniche mio-plioceniche (Carannante et al. 2012).

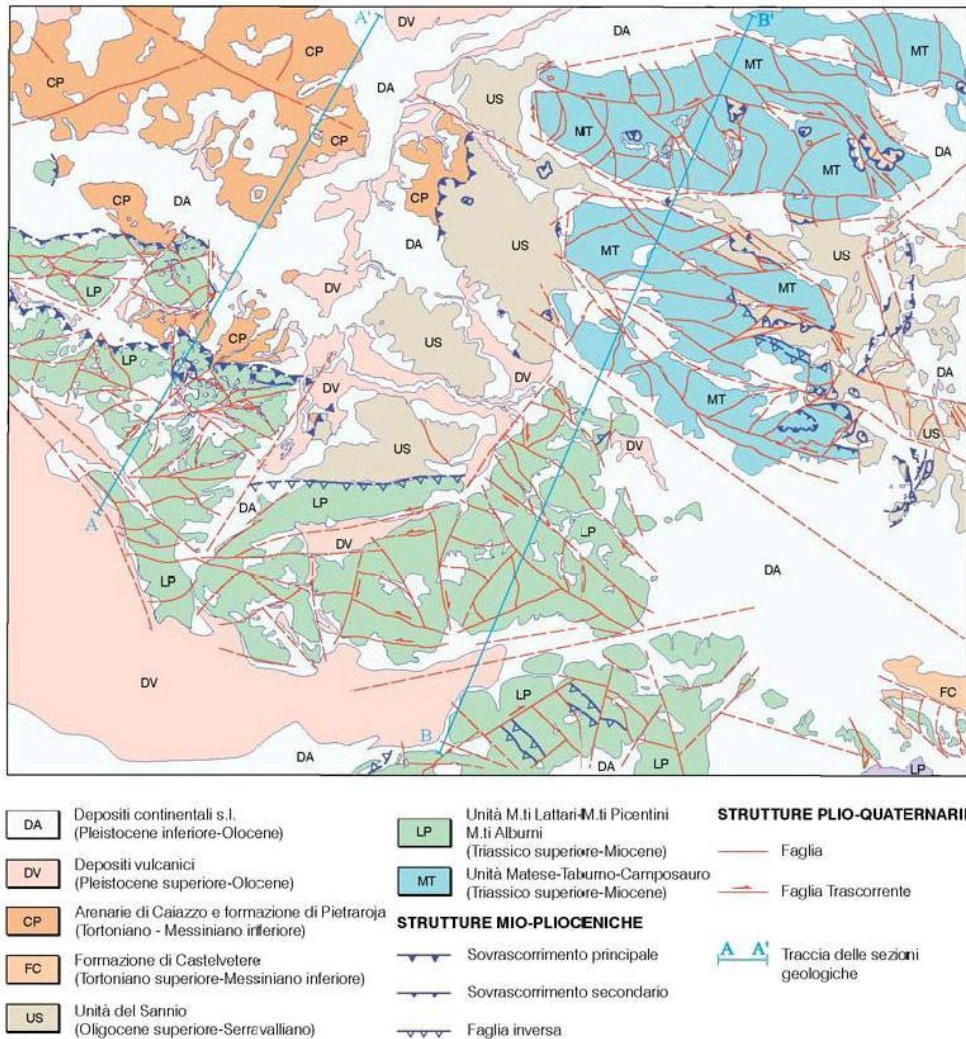


Figura 9 – Schema tettonico dell'Appennino casertano (da Carannante et al. 2012).

Le dislocazioni prodotte durante questo periodo provocano un generale ribassamento verso SE delle unità precedentemente impilate. In particolare, nel settore della Piana Campana, queste ultime vanno a formare una gradinata di blocchi strutturali ribassati verso il margine tirrenico e coperti da potenti successioni vulcaniche e alluvionali quaternarie (Brancaccio et al. 1991; Romano et al. 1994). Nel settore dell'appennino casertano, invece, si assiste al sollevamento dei livelli strutturali più bassi della catena e all'accostamento dei terreni cretacei dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni con le porzioni giurassiche dell'Unità Matese-Taburno-Camposauro, con un rigetto dell'ordine chilometrico (Carannante et al. 2012).

Per quanto concerne le strutture compressive, gli elementi più antichi sono rappresentati dai *thrust* a basso angolo che portano alla sovrapposizione dei terreni bacinali dell'Unità del Sannio sulle sequenze marine di piattaforma carbonatica. Tali elementi sono localmente osservabili presso Monte Camposauro e Monte Lungo,

dove l'Unità del Sannio si presenta sotto forma di *klippen* di limitata estensione in appoggio sui termini calcareo-dolomitici dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni e dell'Unità Matese-Taburno-Camposauro (Carannante et al. 2012). Il successivo evento tettonico è invece rappresentato dalla sovrapposizione dei depositi bacinali dell'Unità del Sannio sulle Arenarie di Caiazzo, ben visibile in destra idrografica del Fiume Volturno.

Le strutture compressive più diffuse nell'area sono comunque riferibili all'evento tettonico a vergenza settentrionale e Nord-orientale, che porta alla sovrapposizione dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni su quella del Matese-Taburno-Camposauro (Scarsella1971; Carannante et al. 2012). Tale sovrapposizione è chiaramente visibile lungo il margine settentrionale del rilievo di Monte Castello, a Ovest di località Capitone, dove i litotipi carbonatici mesozoici dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni sovrascorrono sui depositi flyschoidi tardo-miocenici delle Arenarie di Caiazzo (Carannante et al. 2012). Il *thrust* in questione è confermato dalla dispersione giacitura dei termini psammitici e risulta ben esposto nella porzione più orientale della Valle di Castel Morrone, mentre è ricoperto da spessi depositi vulcanoclastici e detritico-colluviali nella parte Nord-orientale di Monte Castello (Carannante et al. 2012).

Alla base del versante settentrionale del rilievo di Monte Longano, a Nord di Durazzano, si assiste invece alla sovrapposizione tettonica delle successioni carbonatiche dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni sui depositi prevalentemente pelitici dell'Unità del Sannio (Scarsella1971; Carannante et al. 2012). Tale struttura è rappresentata da un importante *thrust* a vergenza settentrionale, che si sviluppa in direzione E-W nella porzione orientale del rilievo e SW-NE nella parte più occidentale dello stesso. La conca intramontana di Durazzano, quindi, si imposta su una struttura sinclinale con asse orientato circa E-W, a cui si associano mesopieghie e faglie inverse a vergenza meridionale (Carannante et al. 2012).

Per quanto riguarda la tettonica distensiva, le fasi trascorrenti ed estensionali plio-pleistoceniche coeve all'apertura del bacino tirrenico agiscono prevalentemente su lineamenti ad alto angolo ereditati dalla precedente tettonica compressiva, con orientazione appenninica ed antiappenninica (Patacca et al. 1990; Casciello et al. 2006; Scrocca et al. 2007; Bonardi et al. 2009). In generale, tali strutture sono distribuite in modo ordinato ed ogni settore di catena risulta caratterizzato da sistemi di faglie con specifiche caratteristiche geometriche e cinematiche (Carannante et al. 2012). I suddetti elementi sono quindi ampiamente presenti sia lungo i rilievi montuosi più che in corrispondenza delle principali pianure e valli intramontane, anche se spesso risultano completamente obliterate dagli ingenti depositi continentali presenti al loro interno.

Tutte le strutture distensive riconosciute nell'area derivano da due distinti episodi estensionali, caratterizzati da differenti orientazioni e cinematismi degli elementi prodotti (Cinque et al. 2000; Carannante et al. 2012). Il primo episodio è databile al Pleistocene inferiore-medio ed è contraddistinto da strutture orientate NE-SE con cinematica *dip-slip*, strutture WNW-ESE ed E-W con cinematica trastensiva sinistra e faglie N-S con cinematica trastensiva destra (Carannante et al. 2012). Il secondo episodio, invece, è databile al Pleistocene superiore ed è caratterizzata prevalentemente da faglie NW-SE con cinematica puramente estensionale, anche se riattiva in trastensione destra i lineamenti WNW-ESE, ENE-WSW ed E-W e sinistra i piani N-S (Cinque et al. 2000; Carannante et al. 2012).

Il massiccio del Taburno-Camposauro è bordato da imponenti versanti di faglia, sia sul bordo meridionale che su quello settentrionale. In particolare, l'allineamento tettonico che delimita il fianco meridionale della struttura del M. Taburno è orientato in direzione NW-SE e reca le tracce di una marcata polifasicità, testimoniata dalla presenza di terrazzi deposizionali del Pleistocene inferiore, attualmente fagliati e sospesi a varie centinaia di metri rispetto agli attuali livelli di base (Carannante et al. 2012). Nel corso del Pleistocene inferiore-medio, tale lineamento è stato responsabile del ribassamento della conca della Valle Caudina, all'interno della quale si è

deposto un riempimento in facies prevalentemente lacustre con uno spessore variabile tra i 40 ed i 70 m (Abruzzese 1979; Abate et al. 1998).

La Piana Campana rappresenta uno dei più estesi bacini quaternari dell'Italia meridionale, strutturatosi in seguito alle fasi distensive del Pliocene superiore (Aprile et al. 1978; Brancaccio et al. 1991; Cinque et al. 1993). La subsidenza del bacino si realizza prevalentemente nel corso del Pleistocene inferiore e medio, con ribassamenti variabili dai 3000 m della porzione settentrionale ai 1500 m del margine meridionale (Ippolito et al. 1973; Brancaccio et al. 1991, Cinque et al. 2000). Nel corso del Pleistocene medio i ribassamenti assoluti coinvolgono ampi settori del bacino, giungendo ad interessare la depressione dell'alta valle del Fiume Volturno (Brancaccio et al. 1994; Cinque et al. 2000), e continuano in tutta l'area per buona parte del Pleistocene superiore (Santangelo 2011). Nella seconda parte del Pleistocene superiore, infine, la piana emerge definitivamente per effetto della regressione eustatica e della diminuzione dei tassi di subsidenza (Santangelo 2011).

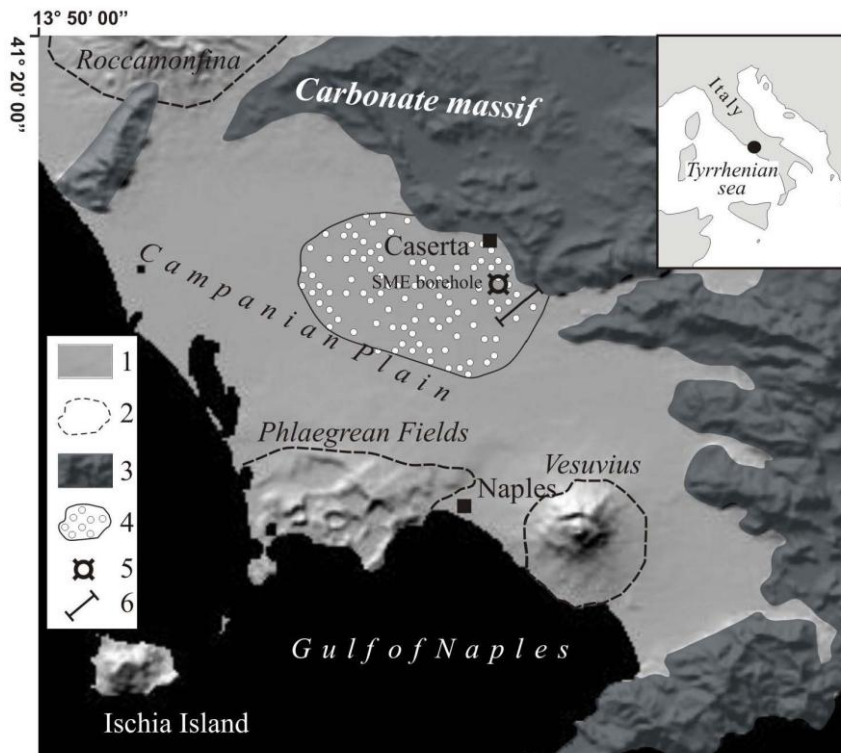


Figura 10 – Schema geologico della Piana Campana: 1) depositi quaternari; 2) principali edifici vulcanici; 3) rilievi carbonatici; 4) area investigata da studi geologici di dettaglio; 5) sondaggio geognostico SME; 6) traccia di sezione geologica (da Santangelo 2011).

Nei settori più interni della piana, le strutture tardo-quaternarie sono rappresentate da faglie NW-SE disposte in prossimità del margine Nord-orientale del bacino, che interessano sia il substrato marino che le coperture vulcanoclastiche del Tufo Grigio Campano (Orsi et al. 1996). Le faglie con orientazione E-W, invece, hanno contribuito al ribassamento recente della Piana Campana sia nella zona centrale che nell'area Sud-orientale (Scandone et al. 1991; Brancaccio et al. 1994), dove la subsidenza è continuata anche dopo l'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Cinque et al. 2000). Nella porzione meridionale della conca, inoltre, si registra una importante tettonica tardo-quaternaria che riattiva faglie sia NE-SW che NW-SE, anche in connessione con eventi

 <p>ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE</p>	<p>Itinerario Napoli-Bari Raddoppio tratta Cancello – Benevento 1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni</p>					
<p>RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA</p>	<p>COMMESSA IFOF</p>	<p>LOTTO 01</p>	<p>CODIFICA D 69 RG</p>	<p>DOCUMENTO GE 00 01 001</p>	<p>REV. A</p>	<p>FOGLIO 26 di 127</p>

vulcanotettonici come il *block faulting* che accompagnò la grande eruzione dell'Ignimbrite Campana (Milia 1997; Cinque et al. 1997).

8 ASSETTO GEOLOGICO LOCALE

L'assetto stratigrafico-strutturale dell'area di stretto interesse progettuale è stato ricostruito integrando i dati ottenuti dal rilevamento geologico effettuato con tutte le informazioni ricavate dalla fotointerpretazione appositamente condotta, dalle fonti bibliografiche disponibili e dalle indagini di sito esistenti o appositamente realizzate per il presente studio.

8.1 Assetto litostratigrafico

Le analisi effettuate ed i rilievi di campo condotti hanno permesso di distinguere e cartografare differenti unità geologiche, relative sia a sequenze marine di substrato che a successioni clastiche di copertura. In particolare, le perimetrazioni e le descrizioni geologico-strutturali delle unità individuate nell'area derivano da un'integrazione tra le informazioni riportate in letteratura ed i dati raccolti dal rilevamento geologico di superficie e dalle numerose indagini geognostiche a disposizione.

Nei settori di stretto interesse progettuale, quindi, sono state individuate e perimetrare quattordici unità geologiche, di seguito descritte dal basso verso l'alto stratigrafico. Si sottolinea che seguendo i criteri definiti dal Servizio Geologico (Pasquaré et al. 1992) le successioni sono state suddivise utilizzando Unità Stratigrafiche Convenzionali, talora ulteriormente suddivise in membri con particolare composizione litologica.

8.1.1 Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni

La presente unità stratigrafico-strutturale è formata da quattro successioni marine mesozoiche, ampiamente affioranti nei settori centrali della zona di intervento in corrispondenza dei rilievi montuosi di Monte Longano, Monte Calvi e Monte Castello. Tale unità ricopre tettonicamente dai termini prevalentemente pelitici dell'Unità del Sannio e risulta spesso coperta da estesi depositi quaternari di genesi alluvionale, fluvio-lacustre, vulcanoclastica e detritico-colluviale.

8.1.1.1 Calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina*

Questa unità affiora in lembi di ridotta estensione nei settori centrali dell'area di studio, in località Cava Rossa, lungo il margine Nord-orientale della struttura carbonatica di Monte Castello. In generale, si tratta di depositi marini di piattaforma interna, costituiti da una singola litofacies a dominante calcareo-dolomitica. Poggiano per alternanza su unità non affioranti nell'area e passano verso l'alto ai Calcari con requienie e gasteropodi. La presente unità presenta uno spessore massimo di circa 500 m ed è ascrivibile al periodo Giurassico medio - Giurassico superiore.

Dal punto di vista litologico, è formata da calcari di colore grigio e grigio scuro (CCM), in strati da medi a molto spessi, con rare intercalazioni di dolomie grigie in strati generalmente spessi; nella parte bassa della successione sono presenti frequenti livelli a *Cladocoropsis mirabilis* e locali intercalazioni di calciruditi a oncoidi e intraclasti; nella parte alta della sequenza si alternano calcareniti grigie a gasteropodi, lamellibranchi, chetetidi, corali solitari e resti di *Clypeina jurassica*.

8.1.1.2 Calcarei con requienie e gasteropodi

Tale unità si rinviene diffusamente nei settori centrali della zona di intervento, tra Colle Cercua Cupa e Monticello, lungo il bordo orientale e Sud-orientale del rilievo di Monte Castello. Si tratta di depositi marini di piattaforma interna, costituiti da una singola litofacies a dominante calcareo-dolomitica. Poggiano per alternanza sui Calcarei con Cladocoropsis e Clypeina e passano verso l'alto ai Calcarei a rudiste e orbitoline. La formazione presenta uno spessore massimo di circa 600 m ed è riferibile al Giurassico superiore - Cenomaniano.

L'unità è costituita da calcari oolitici e pseudo-oolitici di colore grigio e biancastro (**CRQ**), in strati da medi a spessi, con frequenti intercalazioni di crostoni dolomitici e loferitici a tessitura criptoalgale, in alternanza con calcilutiti a dasidaclacee e miliolidi, calcareniti bioclastiche e calciruditi a requienie e gasteropodi; nella parte bassa della successione prevalgono calcilutiti e calcareniti a ooliti fibroso-raggiate di colore grigio e biancastro, in strati da sottili a medi, in alternanza con calcari a gasteropodi e calcilutiti con cavità da dissoluzione; nella parte media della sequenza sono presenti calcari dolomitici e loferitici di colore grigio, in alternanza con calcilutiti a miliolidi e calcareniti peloidali e bioclastiche, con locali intercalazioni di brecce policrome e calciruditi a requienie e gasteropodi; nella parte alta della successione prevalgono calcari bioclastici ad alveoline e livelli di dolomie laminate di colore grigio.

8.1.1.3 Calcarei a rudiste e orbitoline

La presente unità affiora diffusamente nei settori centro-meridionali della zona di studio, lungo la parte bassa del rilievo di Monte Longano, e in lembi di minor estensione nella parte centrale dell'area di intervento, in corrispondenza dei rilievi carbonatici immediatamente ad Ovest di Valle di Maddaloni. Si tratta di depositi marini di piattaforma esterna e di transizione, costituiti da una singola litofacies a dominante calcareo-dolomitica. Poggiano per alternanza sui Calcarei con requienie e gasteropodi e passano verso l'alto ai Calcarei a radiolitidi. L'unità presenta uno spessore massimo di circa 250 m ed è ascrivibile al Cenomaniano.



Foto 1 – Vista panoramica della cava di località Calvarino, a ENE di Maddaloni, scavata nella parte alta della successione dei Calcarei a rudiste e orbitoline.

Sotto il profilo litologico, tale successione risulta costituita prevalentemente da calcareniti biopelsparitiche e biopelmicritiche di colore grigio chiaro e biancastro (**RDO**), in strati generalmente medi, con frequenti requenie, gasteropodi, miliolidi e orbitoline, in alternanza con laminiti e crostoni algali di spessore decimetrico; si rinvengono diffuse intercalazioni lenticolari di calcilutiti policrome e calciruditi a radiolitidi e nerineidi di colore grigio, a stratificazione generalmente incrociata; talora passano lateralmente a calcilutiti peloidali di colore avana, in strati da medi a spessi, in alternanza con calcareniti nocciola ad alveolinidi e sporadiche intercalazioni di dolomie grigie e giallastre con bande stromatolitiche; in tutta la successione sono presenti diffuse cavità carsiche e locali *hardground* bioperforati; a luoghi, in prossimità dei principali elementi tettonici, si rinvengono spesse fasce tettonizzate costituite da breccie calcaree prevalentemente angolose, immerse in matrice sabbioso-limoso giallastra o parzialmente ricementate da calcite secondaria.

8.1.1.4 Calcari a radiolitidi

Questa formazione si rinviene estesamente nei settori centro-meridionali dell'area di studio, in corrispondenza della dorsale carbonatica di Monte Longano e lungo il margine Sud-orientale del rilievo di Monte Calvi, a Sud di Valle di Maddaloni. Si tratta di depositi marini di piattaforma interna, costituiti da una singola litofacies a dominante calcareo-dolomitica. Poggiano in contatto stratigrafico concordante sui Calcari a rudiste e orbitoline e passano verso l'alto a unità non affioranti nell'area. L'unità mostra uno spessore massimo di circa 500 m ed è riferibile all'intervallo Cenomaniano – Santoniano.



Foto 2 – Affioramento dei Calcari a radiolitidi in località Verdoni, nei settori centrali del rilievo carbonatico di Monte Longano.

Tale successione è formata, quindi, da calcilutiti bioclastiche di colore nocciola e avana (**RDT**), in strati da medi a spessi, talora laminati, con frequenti miliolidi, *bouquet* a radiolitidi e diffuse intercalazioni loferitiche; si

alternano ripetuti crostoni dolomitici bianchi e grigi, talora arrossati e/o pseudo-brecciati, e livelli di calcareniti e calcisiltiti sottilmente laminate; a luoghi si rinvengono passaggi di calcareniti biomicritiche e sparitiche di colore grigio, in strati generalmente medi, con diffusi foraminiferi bentonici; nella parte bassa della successione sono presenti calcari a rudiste, gasteropodi e coralli, mentre nella parte alta della sequenza si intercalano passaggi di calciruditi a radiolitidi in strati generalmente lenticolari.

8.1.2 *Unità del Sannio*

Questa unità stratigrafico-strutturale è formata da una sola sequenza marina infra-cenozoica affiorante nella porzione più settentrionale delle area di intervento, a SE del centro abitato di Dugenta. A livello regionale, l'unità poggia in contatto stratigrafico su unità non affioranti nell'area, mentre risulta tettonicamente ricoperta dall'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni. Nei settori di intervento, e in particolare lungo la piana intramontana della Valle di Maddaloni, l'Unità del Sannio risulta spesso ricoperta da depositi quaternari di origine genesi alluvionale, fluvio-lacustre, vulcanoclastica e detritico-colluviale.

8.1.2.1 Argille Varicolori Superiori

La presente unità si rinviene unicamente nel settore settentrionale della zona di studio, in corrispondenza di delle località Cassano e Torre Gaia, a SE del centro abitato di Dugenta. Si tratta di depositi marini di bacino profondo sottoalimentato con locali torbiditi carbonatiche, costituiti da una singola litofacies a dominante argilloso-marnosa. Poggiano in contatto stratigrafico concordante su unità non affioranti nell'area e sono ricoperte tettonicamente dai Calcari con requenie e gasteropodi e dai Calcari a rudiste e orbitoline. La formazione presenta uno spessore massimo di circa 300 m ed è ascrivibile all'Oligocene superiore - Miocene inferiore.

Dal punto di vista litologico, tale sequenza risulta costituita prevalentemente da argille, argille limose e argille marnose di colore grigio, azzurro, rosso-violaceo e grigio-verdastro (**ALV**), caotiche o a struttura scagliosa, con sottili intercalazioni sabbioso-limose, diffusi passaggi marnosi e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvengono livelli di calcari micritici chiari, calcari dolomitici grigio-violacei, calcari marnosi siliciferi e arenarie arcoseo-litiche grigie in strati da sottili a spessi; nella parte alta della successione sono presenti intercalazioni di calcari cristallini biancastri, da massivi a ben stratificati, e passaggi di calcareniti bioclastiche, brecciole calcaree a macroforaminiferi e conglomerati poligenici a matrice marnosa di colore verdastro.

8.1.3 *Unità sin-orogene*

I presenti terreni sono rappresentati da un'unica successione marina tardo-cenozoica, localmente affiorante nel settore centrale e settentrionale dell'area di intervento. A scala regionale, tali terreni poggiano in discordanza su termini non affioranti nell'area e risultano in contatto tettonico con i termini argilloso-marnosi dell'Unità del Sannio. Nei settori d'intervento, tale unità risulta generalmente ricoperta da spessi depositi quaternari di genesi alluvionale, fluvio-lacustre, vulcanoclastica e detritico-colluviale.

8.1.3.1 Arenarie di Caiazzo

La presente formazione affiora in lembi di ridotta estensione nel settore centrale e settentrionale dell'area di studio, rispettivamente in corrispondenza di Colle Cerritello e in località Maiorano. Si tratta di depositi marini di base scarpata con sporadiche intercalazioni olistostromiche, costituiti da una singola litofacies a dominante arenaceo-marnosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante su unità non affioranti nell'area e risultano in contatto tettonico con le Argille Varicolori Superiori. Tale sequenza presenta uno spessore massimo di circa 600 m ed è riferibile al periodo Tortonian superiore - Messiniano inferiore.

Tale successione è formata da arenarie quarzoso-feldspatiche e quarzoso-litiche di colore grigio e marrone chiaro (**AIZ**), in strati da medi a molto spessi, talora a geometria lenticolare, in alternanza con argille limose e argille marnose di colore grigio, nocciola e grigio-verdastro, in strati da molto sottili a sottili; si rinvencono frequenti intercalazioni di sabbie limose e sabbie limoso-argillose di colore grigio e nocciola, in strati da sottili a medi, e locali lenti e/o livelli di conglomerati poligenici a matrice sabbioso-limosa di colore grigio e marrone-rossastro; a luoghi sono presenti olistostromi a elementi extra-bacinali costituiti da calcari, calcilutiti e radiolariti di colore grigio, avana e biancastro in strati da sottili a medi, talora brecciati.

8.1.4 *Depositi vulcanoclastici*

I litotipi in questione sono costituiti da tre unità vulcanoclastiche quaternarie ampiamente affioranti in tutta l'area di intervento e, in particolare, in corrispondenza della Piana Campana e della Valle di Maddaloni. In generale, tali depositi poggiano in discordanza stratigrafica sulle diverse successioni marine del substrato e sono ricoperti da depositi quaternari di origine alluvionale e detritico-colluviale.

8.1.4.1 Unità di Maddaloni

L'unità in esame non affiora direttamente nell'area di studio, ma si rinviene diffusamente in tutto il settore di intervento al di sotto dei depositi vulcanici del Tufo Grigio Campano. Si tratta di depositi essenzialmente lacustri con frequenti intercalazioni fluviali e vulcanoclastiche, costituiti da tre differenti litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa, sabbioso-limosa e pelitica. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità del substrato e rappresentano il riempimento delle paleo-depressioni morfologiche. A luoghi sono presenti locali paleosuoli brunastri a tessitura sabbioso-limosa e limoso-argillosa. L'unità è caratterizzata da uno spessore massimo di circa 30 m ed è ascrivibile al periodo Pleistocene inferiore - Pleistocene superiore.

La litofacies pelitica è costituita da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore grigio, nocciola e grigio-verdastro (**MDL3**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, nocciola e brunastro, a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

La litofacies sabbioso-limosa, invece, è formata da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, nocciola e giallastro (**MDL2**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; talora sono presenti passaggi di ceneri a granulometria sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta, con diffuse pomice e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche; a luoghi si rinvencono livelli torbosi di colore nerastro e intercalazioni di limi argillosi grigi e marroni.

Infine, la litofacies ghiaioso-sabbiosa è composta da ghiaie poligeniche ed eterometriche, da sub-angolose ad arrotondate (**MDL1**), in matrice sabbiosa, sabbioso-limosa e sabbioso-argillosa di colore grigio, nocciola e giallastro, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, nocciola e grigio-verdastro, a struttura indistinta, con frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

8.1.4.2 Tufo Grigio Campano

La presente unità affiora diffusamente in tutta l'area di interesse e, in particolare, in corrispondenza delle depressioni morfologiche della Piana Campana e della Valle di Maddaloni. Si tratta di depositi vulcanici di colata ignimbritica, costituiti da tre differenti litofacies a dominante tufacea, cineritica e pelitica. Poggiano in contatto

stratigrafico discordante sulle unità più antiche e rappresentano il riempimento di paleo-depressioni morfologiche. Al tetto è localmente presente un paleosuolo marrone-brunastro a tessitura sabbioso-limosa. La successione mostra uno spessore massimo di circa 45 m ed è riferibile al Pleistocene superiore.



Foto 3 – Affioramento della litofacies litoide del Tufo Grigio Campano lungo la S.P. 50, a NE di Dugenta.

La litofacies pelitica è costituita da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore grigio, nocciola e brunastro (**TGC3**), a struttura indistinta, con diffuse pomici e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche e locali ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate, derivanti dall'alterazione e/o l'argillificazione dei depositi vulcanoclastici.

La litofacies cineritica è composta prevalentemente da ceneri a granulometria sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, nocciola e giallastro (**TGC2**), a struttura indistinta, con diffuse pomici e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-angolose; nella parte bassa della successione è localmente presente un livello di pomici grossolane di colore bianco-rosato, angolose e a struttura indistinta.

La litofacies litoide, infine, è formata da tufi lapidei di colore grigio, grigio-violaceo e grigio-nocciola (**TGC1**), a struttura massiva, con diffuse pomici e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche e subordinati cristalli e litici lavici; verso l'alto passano a tufi lapidei di colore giallastro e nocciola-giallastro, a struttura massiva, con diffuse pomici e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche.

8.1.4.3 Unità di Casalnuovo-Casoria

Tale formazione affiora abbastanza diffusamente nei settori meridionali e centro-settentrionali dell'area di studio, soprattutto in prossimità del centro abitato di Maddaloni e nella porzione centrale della piana intramontana tra Valle di Maddaloni e Dugenta. Nello specifico si tratta di depositi vulcanici di caduta, costituiti da una singola litofacies a dominante cineritica. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e rappresentano il riempimento delle paleo-depressioni morfologiche. A luoghi sono presenti locali paleosuoli brunastri a tessitura sabbioso-limosa. L'unità presenta uno spessore massimo di circa 5 m ed è ascrivibile all'intervallo Pleistocene superiore tardo - Olocene.



Foto 4 – Affioramento dell'Unità di Casalnuovo-Casoria in corrispondenza della S.S. Fondo Valle Isclero, a Sud di località Masseria Viscardi.

Dal punto di vista litologico, tale unità è composta da ceneri a granulometria sabbiosa e sabbioso-limosa di colore marrone, grigio e giallastro (CCU), a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffuse pomici e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche; nella parte bassa della successione è localmente presente un livello di ceneri a granulometria sabbiosa di colore grigio chiaro e biancastro, sottilmente laminate, con abbondanti pomici di dimensioni centimetriche.

8.1.5 *Depositi continentali*

Questi terreni sono rappresentati da cinque unità continentali quaternarie, ampiamente affioranti in tutto il settore di studio alla base dei rilievi montuosi o in corrispondenza dei principali corsi d'acqua dell'area. In generale, tali depositi sono formati da sedimenti di genesi prevalentemente alluvionale, gravitativa e detritico-colluviale, e poggiano in discordanza stratigrafica su tutte le unità geologiche più antiche.

8.1.5.1 Depositi di versante

Questi depositi affiorano estesamente nei settori centrale della zona di intervento, alla base dei rilievi carbonatici di Monte Longano, Monte Castello e Monte Calvi. Nello specifico, si tratta di depositi continentali di versante e di falda detritica, costituiti da una singola litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e risultano parzialmente eteropici ai Depositi di origine mista e alle Coltri eluvio-colluviali. La successione presenta uno spessore massimo non determinabile ed è riferibile al periodo Pleistocene medio - Olocene.

Sotto il profilo litologico, i suddetti terreni sono formati prevalentemente da ghiaie poligeniche ed eterometriche (a), da angolose a sub-angolose, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore marrone, giallastro e bruno-rossastro, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone e giallastro, a struttura indistinta, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-angolose.

8.1.5.2 Depositi di origine mista

I presenti terreni si rinvencono localmente alla base dei rilievi carbonatici che bordano la Valle di Maddaloni, in corrispondenza dello sbocco dei canali in roccia all'interno dei settori di piana alluvionale. Si tratta di depositi continentali di versante, conoide alluvionale e colata detritica, costituiti da una singola litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e risultano parzialmente eteropici ai Depositi di versante e alle Coltri eluvio-colluviali. I suddetti accumuli presentano uno spessore massimo non determinabile e sono ascrivibili al Pleistocene superiore – Olocene.

Dal punto di vista sedimentologico, si tratta quindi di ghiaie poligeniche ed eterometriche (i), da angolose a sub-arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore marrone, giallastro e bruno-rossastro, generalmente abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone e giallastro, a struttura indistinta o debolmente stratificata, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

8.1.5.3 Depositi alluvionali recenti

Tali depositi affiorano nei settori meridionali e settentrionali dell'area di studio, in corrispondenza della conoide alluvionale ad Est di Maddaloni e lungo i fondovalle del Torrente Isclero e dei suoi affluenti maggiori. In generale, si tratta di depositi continentali di canale fluviale, argine, conoide alluvionale e piana inondabile, costituiti da due differenti litofacies a dominante sabbioso-limosa e limoso-argillosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche, e in particolare sui terreni vulcanoclastici del Tufo Grigio Campano e dell'Unità di Casalnuovo-Casoria. La successione in esame presenta uno spessore massimo di circa 12 m ed è riferibile all'Olocene.

La litofacies a dominante pelitica è costituita da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore marrone e bruno-rossastro (bb2), a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone, grigio e giallastro, a struttura indistinta, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.



Foto 5 – Depositi alluvionali recenti presenti in corrispondenza della piana fluviale del Vallone Capitone, immediatamente ad Ovest di Colle Cerritello.

La litofacies sabbioso-limosa, invece, è formata da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone, grigio e giallastro (**bb1**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore bruno-rossastro, a struttura indistinta, con diffusi inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

8.1.5.4 Depositi alluvionali attuali

I terreni in questione si rinvencono in tutto il settore di studio, in corrispondenza dei principali corsi d'acqua dell'area e dei loro affluenti maggiori. In generale, si tratta di depositi continentali di canale fluviale e argine, costituiti da due differenti litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa e sabbioso-limosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità geologiche più antiche e, prevalentemente, sui Depositi alluvionali recenti e sulle Coltri eluvio-colluviali. L'unità presenta uno spessore massimo di circa 3 m ed è sempre ascrivibile all'Olocene.

La litofacies sabbioso-limosa è costituita da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone, grigio e giallastro (**ba2**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con locali inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di ghiaie poligeniche ed eterometriche, da sub-angolose ad arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore marrone, grigio e giallastro, generalmente abbondante.

La litofacies ghiaioso-sabbiosa, al contrario, è formata prevalentemente da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**ba1**), da sub-angolose ad arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore marrone,

grigio e giallastro, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone, grigio e giallastro, a struttura indistinta, con locali inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

8.1.5.5 Coltri eluvio-colluviali

Tali terreni si rinvencono diffusamente in tutta l'area di studio, in corrispondenza delle depressioni impluviali o alla base dei rilievi più acclivi ed estesi. Si tratta di depositi continentali di versante e di alterazione del substrato, costituiti da una singola litofacies a dominante limoso-argillosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e risultano parzialmente eteropiche ai Depositi di versante e ai Depositi di origine mista. I presenti terreni mostrano uno spessore massimo non determinabile e sono interamente riferibili all'Olocene.



Foto 6 – Affioramento delle Coltri eluvio-colluviali lungo Via Boscupo, a SE del centro abitato di Dugenta, in appoggio sui termini litologici del Tufo Grigio Campano.

Sono formati da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore marrone, grigio e bruno-rossastro (**b2**), a struttura indistinta, con abbondanti resti vegetali, diffusi inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone, grigio e giallastro, a struttura indistinta, con abbondanti resti vegetali, diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

	Itinerario Napoli-Bari Raddoppio tratta Cancello – Benevento 1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0F	LOTTO 01	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 36 di 127

8.2 Assetto strutturale

Dal punto di vista strutturale, l'area di studio è caratterizzata da un assetto piuttosto regolare ed omogeneo, connesso essenzialmente con la tettonica compressiva, trascorrente ed estensionale che ha interessato questo settore della Catena Appenninica a partire dal Miocene. In generale, le principali strutture tettoniche appaiono parzialmente sepolte al di sotto dei depositi quaternari e, pertanto, l'esatta definizione dei rapporti geometrici tra le varie unità geologiche è generalmente complessa e di non facile lettura.

8.2.1 *Strutture compressive*

L'Appennino Campano è caratterizzato dalla presenza di numerosi ed importanti sovrascorrimenti tettonici, responsabili della strutturazione della Catena Appenninica meridionale. Detti elementi determinano il contatto tra i differenti settori di catena e portano, molto spesso, alla sovrapposizione delle varie unità stratigrafico-strutturali affioranti nell'area. Sulla scorta dei rilievi di campo condotti e degli studi bibliografici disponibili, è possibile suddividere i fronti di sovrascorrimento in due gruppi principali, con andamento e caratteristiche sensibilmente differenti.

Al primo gruppo di strutture compressive è riferibile il *thrust* che caratterizza i rilievi di Monte Aglio, Monte Longo e Monte Airola, lungo il margine meridionale della Valle di Maddaloni. Si tratta di un sovrascorrimento a medio e basso angolo, ad andamento circa NE-SW e vergenza Nord-occidentale, che determina la sovrapposizione dei termini carbonatici dell'Unità dei Monti Lattari-Picenti-Albuni sui depositi prevalentemente pelitici dell'Unità tettonica del Sannio. Tale elemento presenta un andamento fortemente arcuato e, in generale, tende ad approfondirsi nei settori centrali della dorsale, formando una tipica sinclinale di rampa. Il *thrust* è associato a una spessa fascia di tettonizzazione, nell'ordine di alcune decine di metri, e risulta dislocato da numerose faglie dirette e inverse ad alto angolo, ad andamento NE-SW, NW-SE e E-W.

Il secondo gruppo di strutture, invece, è rappresentato dal *thrust* che delimita il margine settentrionale di Castello, a Sud del Torrente Isclero. Si tratta, in questo caso, di un sovrascorrimento a basso angolo con direzione circa WNW-ESE e vergenza settentrionale, che determina la sovrapposizione dei litotipi calcareo-dolomitici dell'Unità dei Monti Lattari-Picenti-Albuni sui terreni argilloso-marnosi dell'Unità tettonica del Sannio e sui depositi silicoclastici delle Unità sin-orogene.

Infine, a Sud del rilievo di Monte Airola, è presente un ulteriore gruppo di strutture compressive rappresentato da una faglia inversa ad alto angolo, ad andamento circa WNW-ESE. Tale elemento è caratterizzato da una spessa fascia di tettonizzazione e, in generale, determina la sovrapposizione del margine meridionale su quello più settentrionale, con rigetti nell'ordine di alcune decine di metri.

8.2.2 *Strutture distensive*

Le strutture distensive sono senza dubbio le più diffuse nei settori di studio, in quanto interessano buona parte dei termini litologici del substrato e, localmente, i termini vulcanoclastici che colmano le depressioni morfostrutturali della Piana Campana e della Valle di Maddaloni. Tali elementi tagliano gran parte delle strutture tettoniche più antiche e influenzano direttamente l'assetto morfologico superficiale dell'intera area di studio, soprattutto in corrispondenza dei rilievi carbonatici dei Monti Tifantini e di Durazzano.

Il rilievo di Monte Aglio, Monte Longo e Monte Airola è interessato da numerose strutture distensive, che dislocano i termini carbonatici formando un sistema a gradinata ribassato verso il margine meridionale e Nord-occidentale della dorsale. Le suddette faglie sono riferibili a due sistemi principali, orientati grossomodo NE-SW e NW-SE, e ad un sistema secondario, ad asse circa E-W. I primi due sono responsabili della dislocazione dei termini



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancello – Benevento
1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	37 di 127

calcareo-dolomitici lungo il versante Nord-occidentale del rilievo e lungo il margine meridionale dello stesso, mentre il sistema secondario taglia la parte centrale della dorsale immediatamente a Sud di Monte Airola. Le faglie in questione sono generalmente ad alto angolo o sub-verticali e, nella maggioranza dei casi, mostrano rigetti variabili tra qualche metro e alcune decine di metri. Localmente, come nel caso delle strutture più settentrionali, i piani di taglio sono associati a spesse fasce di deformazione, che producono una fratturazione molto spinta delle rocce coinvolte fino alla formazione di vere e proprie fasce cataclastiche.

La dorsale di Monte Calvi, Monticello e Monte Castello, invece, è interessata da diverse faglie normali trasversali al rilievo, su cui si impostano buona parte degli elementi idrografici e morfologici più importanti. Tali elementi risultano orientati in direzione NW-SE o E-W e, generalmente, determinano il ribassamento dei termini carbonatici verso Sud.

La faglia bordiera di questo rilievo è rappresentata da una struttura distensiva ad asse NW-SE, che si sviluppa lungo tutta la Valle di Maddaloni tra l'Acquedotto Romano e il fondovalle del Fiume Isclero. A Nord di tale elemento, in prossimità della Stazione Ferroviaria di Frasso Telesino, è presente infine un'ulteriore faglia diretta ad andamento NW-SE, che ribassa verso NE i depositi silicoclasti delle Unità sin-orogene rispetto ai termini argilloso-marnosi dell'Unità del Sannio.

8.2.3 *Assetto giaciturale*

Per quanto riguarda l'assetto giaciturale, i termini litologici del substrato sedimentario sono caratterizzati da un andamento piuttosto regolare ed omogeneo, ma fortemente influenzato dai numerosi elementi tettonici presenti nell'area. I litotipi calcareo-dolomitici dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni presentano un assetto generalmente monoclinale o blandamente ondulato, mentre i termini silicoclastici dell'Unità del Sannio e delle Coperture sin-orogene mostrano un assetto per lo più caotico e disordinato, caratterizzato da numerose strutture plicative a piccola e media scala.

I depositi vulcanoclastici che colmano la Piana Campana e la Valle di Maddaloni, invece, sono contraddistinti da un assetto fondamentalmente tabulare in quanto rappresentano in riempimento recente delle paleo-depressioni morfologiche. Tali depositi non sono stati interessati da tettonica compressiva e pertanto risultano privi di strutture plicative, anche se localmente risultano caratterizzati da strutture fragili connesse alla tettonica estensionale quaternaria.

9 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE

L'assetto geomorfologico dell'Appennino campano risulta caratterizzato dalla presenza di spesse successioni marine meso-cenozoiche a dominante calcareo-dolomitica e arenaceo-marnosa, variamente affioranti in corrispondenza dei rilievi collinari e montuosi più estesi (Boscaino 2000; Patacca & Scandone 2007; Carannante et al. 2012). I depositi continentali quaternari, invece, sono particolarmente diffusi in corrispondenza delle principali pianure morfologiche dell'area, quali la Piana Campana, la Valle di Maddaloni e la media valle del Fiume Volturno (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; Carannante et al. 2012).



Figura 11 – Modello digitale del terreno della Regione Campania (da APAT 2007).

I settori di affioramento di successioni carbonatiche sono caratterizzati da un paesaggio prevalentemente montuoso con pendenze medio-alte, elevata energia di rilievo e diffusa presenza di forme carsiche e strutturali (Del Prete et al. 2004; Carannante et al. 2012). L'area montuosa più rappresentativa è quella del massiccio Taburno-Camposauro, che risulta bordata da imponenti versanti di faglia sia sul bordo meridionale che su quello settentrionale. Tale rilievo è attraversato da numerosi elementi tettonici trasversali, generalmente di tipo distensivo, mentre la parte bassa dei versanti è in genere caratterizzata dalla presenza di vasti *glacis* d'accumulo derivanti dalla coalescenza di grandi conoidi alluvionali e falde detritiche (Magliulo et al. 2007; Carannante et al. 2012). Lungo il margine tirrenico della catena, invece, le unità carbonatiche sono rappresentate dalla dorsale dei Monti di Avella-Caserta, anch'essi delimitati da importanti versanti strutturali ad andamento appenninico, impostati lungo le faglie bordiere del *Graben* Campano (Brancaccio et al. 1991; Romano et al. 1994; Carannante et al. 2012).

I paesaggi di tipo collinare risultano impostati su associazioni litologiche arenaceo-marnose e sabbioso-argillose e, in generale, sono caratterizzati da versanti con pendenze medio-basse, modesta energia di rilievo e diffusa presenza di incisioni fluviali e morfologie di tipo gravitativo (Cinque & Romano 2001; Chiocchini 2007). I terreni affioranti offrono una bassa resistenza all'erosione e pertanto, nonostante la presenza strutture tettoniche di importanza regionale, non si rinvengono eclatanti morfologie di tipo strutturale (Carannante et al. 2012). I versanti sono generalmente caratterizzati da profili trasversali concavo-convessi e risultano planimetricamente molto articolati, sia per il susseguirsi di vallecole da erosione lineare sia per la presenza di nicchie e cumuli di frana di varia natura e dimensione (Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012).

I settori pianeggianti della Piana Campana, della Valle di Maddaloni e della media valle del Fiume Volturno derivano invece dall'aggradazione di materiali vulcanoclastici e fluvio-lacustri sul fondo di conche subsidenti, generatesi probabilmente in seguito all'attività tettonica delle faglie bordiere dei rilievi carbonatici (Carannante et al. 2012). Nel corso del Pleistocene medio buona parte dell'attuale *Graben* Campano risulta



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancellò – Benevento
1° lotto funzionale Cancellò – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	39 di 127

occupata dal mare, essenzialmente a causa della forte subsidenza tettonica registrata in tutto il settore della piana (Brancaccio et al. 1991; Romano et al. 1994; Carannante et al. 2012).

In seguito all'Ultimo Interglaciale, buona parte dell'attuale Piana Campana emerge dal mare e si registra la messa in posto dell'Ignimbrite Campana (Di Girolamo et al. 1973; De Vivo et al. 2001). La risposta dei sistemi fluviale a tale variazione del livello di base è associata agli inasprimenti climatici dell'Ultimo Glaciale (50-18 ka) e si traduce, fondamentalmente, in una intensa fase di incisione che determina la dissezione dei depositi vulcanici e la formazione di terrazzi lungo le principali aste vallive (Carannante et al. 2012). La dinamica recente ed attuale delle piane tettoniche e alluvionali, infine, è essenzialmente riconducibile a processi fluviali e gravitativi (Brancaccio et al. 1991; Carannante et al. 2012).

9.1 Morfologia dei sistemi fluviali

Uno dei principali elementi morfologici dell'area è rappresentato dal reticolo idrografico superficiale (Chiocchini 2007), che si sviluppa in maniera differente nei settori di territorio posti rispettivamente a Nord e a Sud della dorsale carbonatica di Monte Longano. In particolare, le aree poste a Sud di tale rilievo ricadono lungo il margine orientale della Piana Campana, un'estesa depressione morfostrutturale colmata da spessi depositi quaternari di origine vulcanoclastica e fluvio-lacustre (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; Carannante et al. 2012). In tale zona il reticolo idrografico risulta poco sviluppato e, spesso, fortemente influenzato dalle opere di regimazione idraulica e canalizzazione delle acque realizzate in epoca storica.

La valle intramontana presente a Nord della dorsale di Monte Longano ricade invece nel bacino idrografico del Fiume Volturno, una delle principali aste di drenaggio superficiale dell'Appennino Campano. Il paesaggio di tale settore è caratterizzato dalla presenza di un ampio fondovalle, bordato ai suoi margini da almeno due ordini di terrazzi (Scarsella 1971; Carannante et al. 2012). Il più alto è localizzato tra i 150 ed i 200 m s.l.m. ed è associato a lembi di conglomerati fluviali a clasti poligenici, mentre il più basso è posto intorno ai 70 m s.l.m. e coincide con la superficie sommitale dell'Ignimbrite Campana (Carannante et al. 2012). La valle che il Fiume Volturno ha scavato all'interno di questa potente formazione vulcanica risulta abbastanza ampia ed è caratterizzata da un alveo con tracciato prevalentemente meandriforme, che per lunghi tratti risulta imbrigliato in argini artificiali (Carannante et al. 2012).

9.2 Processi di versante e depositi di copertura

A causa del complesso assetto geologico-strutturale, l'Appennino Campano è caratterizzato da morfodinamiche di versante piuttosto complesse e diversificate. Infatti, mentre sui versanti che intagliano unità terrigene sono molto frequenti fenomeni gravitativi riconducibili a frane da colamento o scivolamento in terra, sui rilievi carbonatici è notevolmente più contenuto e limitato a piccoli crolli o scivolamenti in roccia lungo le principali cornici litologiche (Revellino et al. 2006; Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). Peculiari sono inoltre le frane da scorrimento-colata rapida che interessano le coperture piroclastiche presenti lungo i rilievi carbonatici che bordano la Piana Campana (Di Crescenzo & Santo 1999; Chiessi et al. 2003; Crosta & Dal Negro 2003; Revellino et al. 2006; Carannante et al. 2012).

Le frane da colamento e scorrimento prevalgono nelle zone di affioramento dei depositi sin-orogeni e dell'Unità del Sannio (Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012), generalmente rappresentati da sedimenti marini a dominante argilloso-marnosa, pelitico-arenacea e conglomeratico-sabbiosa. Tali terreni presentano in genere una bassa resistenza al taglio e spesso risultano destrutturati dagli elementi tettonici che tagliano il substrato, quali pieghe, faglie e sovrascorrimenti. Pertanto, nei settori in cui il raccordo tra crinale e fondovalle presenta una bassa

maturità morfologica, l'elevata pendenza dei versanti ed il *local relief* costituiscono la condizione morfogenetica principale per l'innescò di tali fenomeni di instabilità (Carannante et al. 2012).

In questi settori i fenomeni di dissesto sono principalmente di tipo complesso, mentre meno frequenti risultano le colate e gli scivolamenti rotazionali singoli (Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). In generale, si tratta di movimenti con velocità da lenta a moderata e con stato di attività per lo più quiescente, come evidenziato dall'alto grado di degradazione morfologia dei settori di nicchia ed accumulo (Carannante et al. 2012). Tale condizione è dovuta a processi di denudazione legati sia al deflusso delle acque superficiali che ai fenomeni di soliflusso e/o *creep* che interessano buona parte delle masse instabili.

In corrispondenza dei litotipi carbonatici, i movimenti franosi sono rappresentati principalmente da crolli, ribaltamenti e scivolamenti in roccia (Revellino et al. 2006; Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). Questi fenomeni si verificano in genere in corrispondenza di pareti rocciose ad alta acclività, come le *free face*, e sono dovuti sia all'elevato grado di alterazione e/o destrutturazione della roccia che alla presenza di un elevato numero di discontinuità primarie e secondarie (Carannante et al. 2012).

I versanti impostati su rocce carbonatiche e ammantati da spesse coperture di piroclastiti sciolti, infine, sono interessati da importanti movimenti franosi impostati essenzialmente nei depositi vulcanoclastici (Di Crescenzo & Santo 1999; Chiessi et al. 2003; Crosta & Dal Negro 2003; Revellino et al. 2006). Tali fenomeni sono rappresentati da frane complesse in terra o detrito, derivanti da scivolamenti traslativi delle coperture piroclastiche che evolvono nella parte medio-bassa del pendio in colamenti rapidi ad elevato contenuto d'acqua (Celico & Guadagno 1998; Crosta & Dal Negro 2003; Revellino et al. 2006).

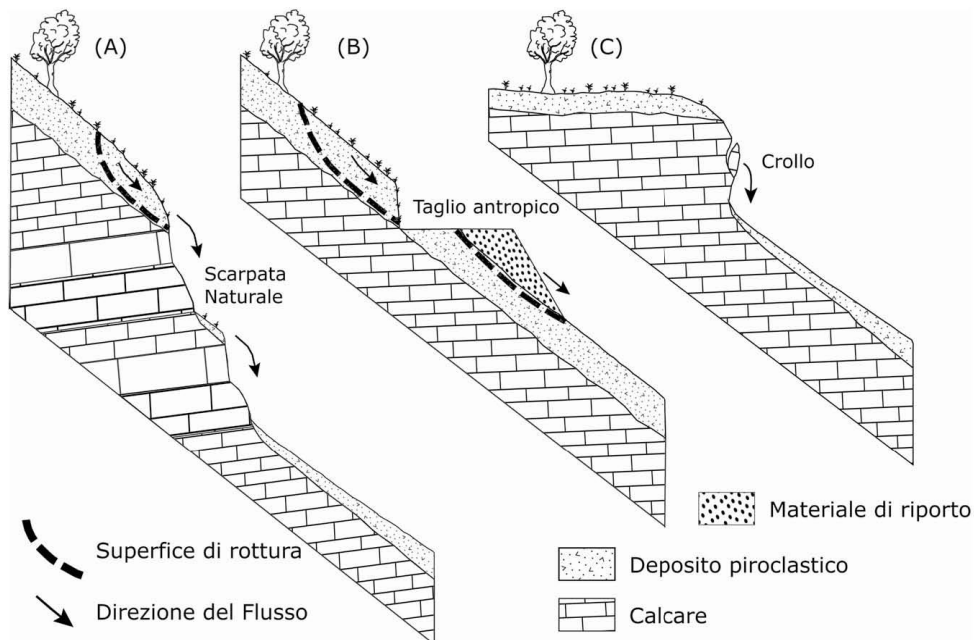


Figura 12 – Sezioni schematiche lungo un versante carbonatico ricoperto da piroclastiti: A) meccanismo di innescò in corrispondenza di una scarpata naturale; B) meccanismo di innescò in corrispondenza di un taglio antropico; C) meccanismo di innescò in seguito ad un crollo (da Revellino et al. 2006).

Dopo l'iniziale mobilitazione, il materiale di frana segue un percorso non canalizzato e, generalmente, incrementa la sua massa a seguito del coinvolgimento delle sottostanti coperture del pendio (Revellino et al. 2006). Nel caso in cui sussistano specifiche condizioni morfologiche, uno o più fenomeni possono incanalarsi in uno stesso fosso e determinare la formazione di veri e propri *debris flow*, che si propagano verso valle erodendo i depositi dell'alveo in cui risultano incanalati (Di Crescenzo & Santo 1999; Revellino et al. 2006). Alla base dei pendii e all'uscita dai canali i flussi si espandono e il materiale di frana è spesso rielaborato dalle acque superficiali, con la conseguente formazione di flussi iperconcentrati che si propagano verso le zone vallive (Revellino et al. 2006; Hungr et al. 2014).

In genere, le tracce morfologiche di tali fenomeni sono poco conservative e tendono a risultare del tutto invisibili nel giro di alcune decine di anni, essenzialmente per via della ricostruzione della copertura piroclastica e per l'attecchimento della vegetazione arborea (Carannante et al. 2012). Anche gli accumuli non mostrano chiare evidenze morfologiche, in quanto vanno a costituire corpi più ampi quali fasce detritiche alla base dei versanti e conoidi di natura prevalentemente piroclastica allo sbocco dei valloni (Di Crescenzo & Santo 1999; Revellino et al. 2006; Carannante et al. 2012).

9.3 Morfologia carsica

Buona parte dei massicci carbonatici dell'Italia meridionale sono affetti da importanti fenomeni di carsismo, sia ipogei che epigei (Santo et al. 2007; Di Crescenzo & Santo 2013). Le morfologie carsiche più diffuse nell'Appennino Campano sono rappresentate dai campi carsici, sia attivi come Il Campo del Monte Camposauro e il Campo di Cepino del Monte Taburno, che inattivi come la Piana di Castelmorrone e di Durazzano dei Monti di Caserta (Del Prete et al. 2004; Santo et al. 2007; Carannante et al. 2012). Negli ultimi due, in particolare, la reincisione operata dai Torrenti Tenda e Polizzi ha portato in affioramento la formazione del Tufo Grigio Campano e le unità vulcaniche più antiche, che ne costituiscono il riempimento (Carannante et al. 2012).

Tra le forme carsiche bisogna ricordare, inoltre, le numerose doline da crollo presenti sia nei Monti di Caserta che lungo la fascia pedemontana del Monte Camposauro. Tali elementi si distribuiscono nella parte medio-alta dei rilievi carbonatici o, talora, nella zona pedemontana dei detriti di falda che li ricoprono (Di Crescenzo & Santo 2013). I *sinkholes* si sviluppano preferenzialmente all'interno di fasce allungate parallelamente alle faglie bordiere delle strutture carbonatiche, in quanto risultano strettamente connesse ai settori maggiormente cataclasiati delle *master fault* (Santo et al. 2011; Di Crescenzo & Santo 2013).

Diversi fenomeni di sprofondamento in rocce carbonatiche, classificabili come *collapse sinkhole*, sono presenti lungo le dorsali dei Monti di Caserta e Maddaloni (Del Prete et al. 2004; Santo et al. 2007; Carannante et al. 2012). A Sud di Castelmorrone, infatti, sono presenti due grandi *sinkholes* denominati Còmmole, la più grande delle quali presenta una profondità di circa 100 m e un diametro di 200 m (Del Prete et al. 2004). Il 28 marzo del 1960, nell'area di Castelmorrone è avvenuto uno sprofondamento di circa 25 m di diametro e 15 m di profondità nel Tufo Grigio Campano (Scherillo et al. 1966), la cui morfologia è ancora ben evidente. Altre fenomenologie simili sono presenti, infine, in località il Castello a Valle di Maddaloni e lungo le pendici occidentali dei rilievi carbonatici che bordano la Piana Campana tra Caserta e Maddaloni (Del Prete et al. 2004).

Numerose doline di una certa rilevanza sono localizzate invece nei dintorni di Solopaca, all'interno delle coperture detritiche presenti alla base del massiccio carbonatico del Monte Camposauro (D'Argenio 1967; Del Prete et al. 2004; Carannante et al. 2012). Tali elementi sono interpretabili come *cover sinkholes* e risultano distribuiti lungo una fascia allineate in direzione circa NE-SW, a quote variabili tra i 100 ed i 300 m s.l.m. (Del Prete et al. 2004; Di Crescenzo & Santo 2013). Dal punto di vista morfologico, presentano una morfologia generalmente circolare o ellittica, con pareti a V talora rimodellate da piccoli fenomeni franosi sui cigli (Del Prete

et al. 2004). Il fondo è solitamente piatto e, nonostante vengano comunemente chiamati Laghi, risultano privi di ristagni d'acqua di una certa rilevanza.

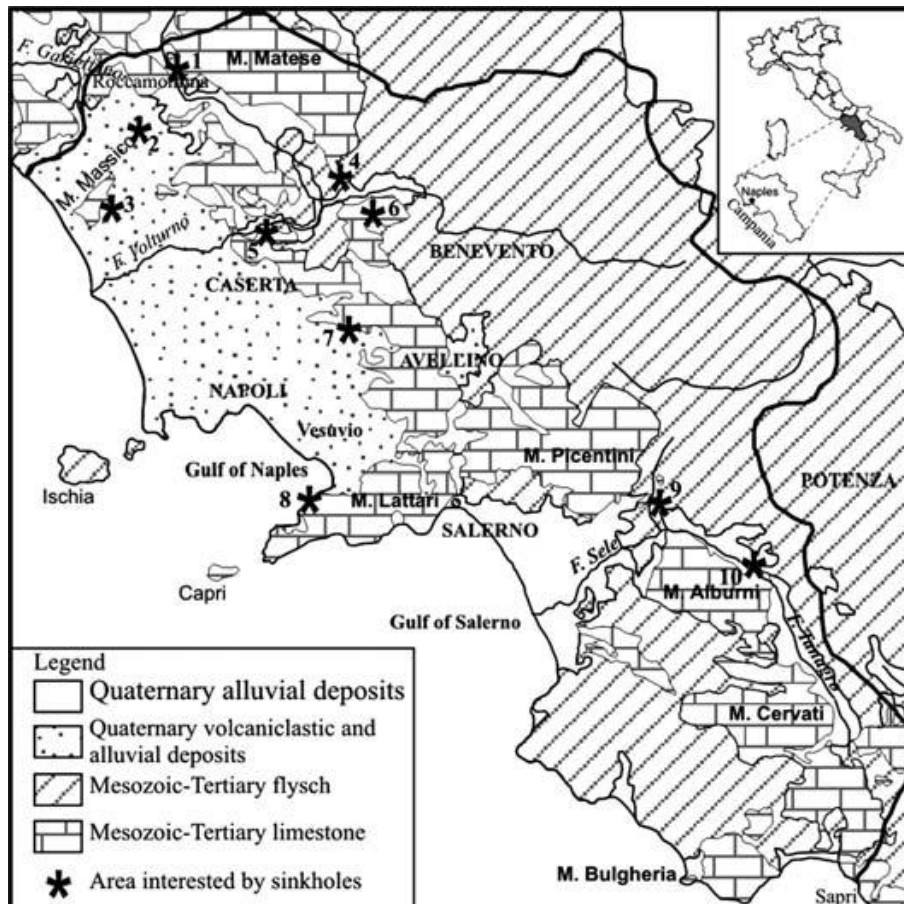


Figura 13 – Carta geologica della Regione Campania con indicazione della distribuzione delle principali aree con sinkholes: 1) Mastrati; 2) Lago di Vairano; 3) Agro Falerno; 4) Teleso; 5) Castelmorrone; 6) Solopaca; 7) Cancello; 8) Jala; 9) Contursi; 10) Petrosa (da Del Prete et al. 2004).

In corrispondenza del rilievo di Montepugliano, a Nord di Teleso, sono presenti almeno 15 *collapse sinkholes*, con un diametro massimo fino a 250 m ed una profondità di circa 100 m (Del Prete et al. 2004; Santo et al. 2007; Di Crescenzo & Santo 2013). Secondo le fonti storiche locali, alcuni di loro ebbero origine a seguito degli eventi sismici del 1349 e del 1805 (Del Prete et al. 2004). In base ad evidenze geomorfologiche ed idrogeologiche, la genesi di tali doline sarebbe da imputare alla presenza di un reticolo carsico sotterraneo molto sviluppato, strettamente connesso ad oscillazioni del livello di base della falda e a fenomeni ipercarsici per miscelazione di acque ricche in CO₂ e H₂S (Corniello & De Risio 1986; Del Prete et al. 2004).

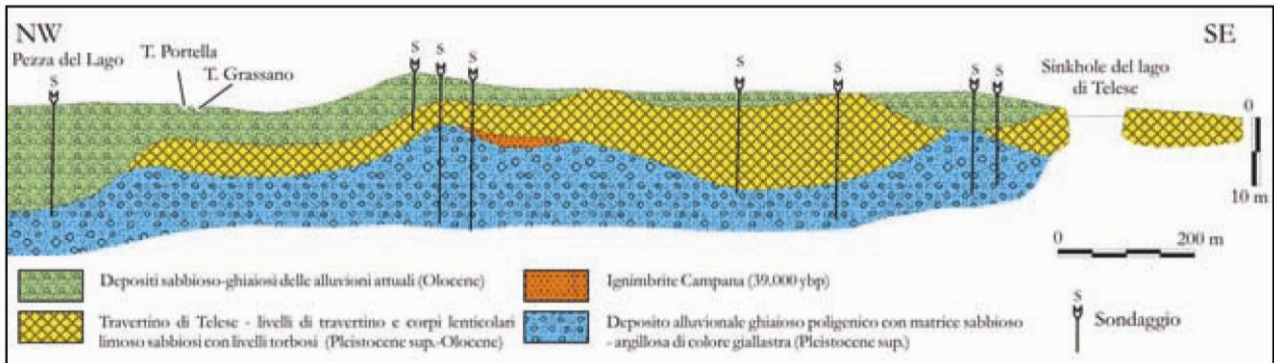


Figura 14 – Sezione geologica della piana di Teleso e del *sinkhole* del Lago di Teleso (da Del Prete et al. 2004)

Nella piana alluvionale di Teleso, infine, sono presenti numerosi *cover sinkhole* all'interno dei depositi quaternari di copertura della piana alluvionale del Fiume Calore (Del Prete et al. 2004; Di Crescenzo & Santo 2013). Nonostante le dimensioni generalmente limitate tali fenomeni hanno arrecato diversi danni al centro abitato, come nel caso della voragine che si è aperta il 7 febbraio 2002, avente un diametro di circa 30 m ed una profondità di 6 m (Del Prete et al. 2004). Più significativa è sicuramente la fenomenologia del lago di Teleso, anch'esso formatosi secondo le fonti storiche in occasione dell'evento sismico del settembre 1349 (Rossi 1857; Riccardi 1927). Questa *sinkhole* è evidenziato da ripide scarpate intagliate nel travertino e presenta un diametro di circa 300 m ed una profondità di circa 10 m (Del Prete et al. 2004).

9.4 Attività estrattive

Il settore di studio è caratterizzato dalla presenza di numerose attività estrattive, concentrate principalmente nelle aree di fondovalle e al margine dei rilievi carbonatici più estesi. Le cave sono utilizzate prevalentemente per l'approvvigionamento di rocce carbonatiche e prodotti piroclastici sia sciolti che litoidi (Carannante et al. 2012), anche se non mancano aree di estrazione di ghiaie fluviali nei settori di piana alluvionale posti immediatamente al di fuori della zona di stretto interesse progettuale.

I calcari estratti nell'area sono generalmente impiegati come materiali da costruzione, ma trovano ampio utilizzo anche nel campo della produzione di cementi, calce, inerti e carbonato di calcio ad uso edilizio, agroalimentare e industriale (Carannante et al. 2012). I prodotti piroclastici, invece, sono essenzialmente riconducibili alla *facies* litoide del Tufo Grigio Campano e vengono utilizzati per la produzione di mattoni per l'industria edile (Carannante et al. 2012).

10 ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE

L'area di studio, in relazione alla complessa evoluzione geologica subita, risulta fortemente influenzata dal locale assetto stratigrafico e strutturale, oltre che dai fenomeni di modellamento superficiale che l'hanno interessata durante il Quaternario e dalle importanti variazioni eustatiche succedutesi nel tempo. L'evoluzione morfologica del territorio ed i principali elementi geomorfologici rilevati, pertanto, sono direttamente connessi al deflusso delle acque correnti superficiali ed ai fenomeni gravitativi e/o erosivi agenti lungo i versanti. Ad essi si aggiungono, inoltre, locali elementi di origine strutturale, depositi di genesi vulcanica e forme di origine antropica.

Di seguito vengono descritti, nel dettaglio, i principali elementi geomorfologici presenti nell'area ed i relativi fattori morfoevolutivi, con esplicito riferimento a quanto riportato nelle cartografie tematiche in allegato alle presenti note.

10.1 Elementi idrografici

In generale, il reticolo idrografico presenta uno sviluppo piuttosto articolato ed un *pattern* sub-dendritico o sub-angolato, che segue in buona sostanza le principali direttrici tettoniche dell'area. La struttura della rete idrografica, pertanto, risulta fortemente condizionata sia dalla natura litologica del substrato che dagli elementi strutturali che lo hanno interessato. Il reticolo idrografico infatti si presenta più esteso ed articolato nei settori di affioramento dei litotipi a dominante pelitica o metapelitica e meno articolato, con andamento sub-rettilineo, nelle aree di affioramento dei termini litologici a comportamento litoide o pseudo-litoide.

Il settore oggetto di studi è caratterizzato da numerosi corsi d'acqua, a carattere stagionale e/o torrentizio, e da diffusi canali e solchi di erosione concentrata di limitata estensione. Da Nord a Sud, i principali elementi idrografici sono rappresentati dal Vallone del Ferro, Torrente San Giorgio, Torrente Isclero, Vallone Riosecco, Vallone Grottole, Vallone Calvarino e dal Canale di Carmignano. I corsi d'acqua presenti in corrispondenza della Valle di Maddaloni ricadono nel bacino idrografico del Fiume Volturno, mentre quelli situati all'interno della Piana Campana drenano all'interno dei Regi Lagni.

10.2 Elementi strutturali e tettonici

Un importante ruolo nell'evoluzione morfologica del territorio è svolto, ovviamente, dall'assetto strutturale dei litotipi affioranti e dal loro differente grado di erodibilità, legato essenzialmente alla natura litologica e sedimentologica dei depositi. Ad essi si aggiungono i numerosi elementi tettonici presenti nell'area, connessi alla complessa evoluzione tettonica che ha interessato i settori di catena in questione a partire dal Miocene.

La morfogenesi selettiva ha portato, infatti, allo sviluppo di forme morbide e poco marcate in corrispondenza dei settori di affioramento di termini litologici prevalentemente pelitici e arenaceo-marnosi, che risultano caratterizzati da ampie vallate e pendii poco acclivi privi di bruschi stacchi morfologici. Nelle aree di affioramento dei termini litologici a comportamento lapideo o pseudo-lapideo, al contrario, la morfogenesi selettiva ha portato allo sviluppo di forme più aspre e marcate, caratterizzate da strette vallate e versanti molto acclivi, spesso interrotti da bruschi stacchi morfologici connessi ad importanti elementi tettonici o con le superfici di strato dei livelli più competenti.

I settori di piana alluvionale e le grandi depressioni morfostrutturali, come la Piana Campana e la Valle di Maddaloni, sono invece caratterizzate dalla presenza di spessi depositi di copertura, di genesi prevalentemente alluvionale, fluvio-lacustre, vulcanica e detritico-colluviale. In tali aree la morfogenesi selettiva svolge quindi un ruolo di secondaria importanza nell'evoluzione geomorfologica dei rilievi, in quanto subordinata ai processi deposizionali e di alterazione *in situ* dei litotipi affioranti.

Infine i principali elementi strutturali presenti nell'area, connessi alla tettonica compressiva, trascorrente ed estensionale che ha interessato tale porzione di catena a partire dal Miocene, risultano particolarmente evidenti in tutto il settore di interesse e, in modo particolare, nelle aree di affioramento dei termini litologici più competenti. I suddetti elementi, comunque, tagliano almeno in parte anche i depositi di copertura più antichi ma non risultano direttamente rilevabili sul terreno a causa della particolare conformazione geologica del territorio.

10.3 Forme, processi e depositi gravitativi

Nell'attuale contesto morfo-climatico, i fenomeni gravitativi rappresentano un fattore morfoevolutivo di secondaria importanza, in quanto scarsamente influenti sul modellamento dei rilievi e sull'evoluzione geomorfologica dell'intero territorio in esame. Essi, infatti, si rinvergono unicamente nei settori centrali dell'area di intervento, in corrispondenza dei versanti carbonatici che bordano le depressioni morfostrutturali della Piana Campana e della Valle di Maddaloni.

Nei settori di affioramento delle successioni calcareo-dolomitiche mesozoiche, pertanto, si rinvergono diffuse scarpate di degradazione con altezza ed andamento variabili. Tali morfologie risultano sempre attive e sono impostate, generalmente, in corrispondenza di allineamenti morfostrutturali di una certa rilevanza quali faglie, fratture e piani di strato. Alla base dei rilievi carbonatici più acclivi ed estesi si rinvergono, inoltre, diffuse coltri detritiche provenienti dall'alterazione e dallo smantellamento dei litotipi calcareo-dolomitici.

In corrispondenza dei versanti che bordano i rilievi di Monte Longo, Monte Airola e Monte Castello, infine, sono presenti diffusi canali in roccia con caratteristica forma a V e andamento pressoché rettilineo. Questi elementi sono il recapito naturale delle acque piovane lungo i pendii e, pertanto, sono spesso associati a fenomeni di colata detritica in concomitanza con gli eventi meteorici più intensi. Allo stato attuale i suddetti canali e i relativi fenomeni di *debris flow* risultano in uno stato di quiescenza, anche se sono comunque possibili locali riattivazioni dei movimenti di massa per via delle ingenti quantità di materiale detritico presenti in corrispondenza delle incisioni.

10.4 Forme, processi e depositi dovuti alle acque correnti superficiali

Nell'intera area esaminata, le principali forme di accumulo connesse al deflusso idrico superficiale derivano, essenzialmente, dai processi deposizionali dei principali sistemi fluviali presenti, come il T. San Giorgio e il T. Isclero. In corrispondenza di tali elementi, infatti, i meccanismi deposizionali risultano preponderanti sugli altri processi geomorfologici e, pertanto, conferiscono a tutto il territorio una morfologia blandamente ondulata e leggermente degradante verso NW.

I depositi alluvionali si distribuiscono su superfici sub-pianeggianti generalmente poco estese, strutturate su diversi ordini di terrazzi posti a differenti quote sui fondovalle attuali. Tali terreni presentano una granulometria generalmente sabbioso-limosa, anche se mostrano al loro interno vistose variazioni sedimentologiche dovute alle frequenti intercalazioni ghiaiose e argilloso-limose. Inoltre, lungo il margine meridionale di Monte Airola, i suddetti processi deposizionali determinano la formazione di una estesa conoide alluvionale quiescente, che ricopre parzialmente i depositi piroclastici dell'Unità di Casalnuovo-Casoria e del Tufo Grigio Campano.

All'interno della Valle di Maddaloni, i depositi alluvionali dei principali corsi d'acqua dell'area risultano generalmente incassati all'interno del Tufo Grigio Campano, che rappresenta a sua volta un terrazzo strutturale. Infine, in corrispondenza dello sbocco delle principali aste torrentizie nel fondovalle del T. Isclero si rinvergono diffuse conoidi di origine mista, attualmente quiescenti, dovute sia al deflusso delle acque correnti superficiali che a fenomeni di *debris flow*.

Lungo buona parte dei corsi d'acqua dell'area si rinvergono frequenti scarpate fluviali, di altezza ed estensione variabile, e zone di erosione laterale delle sponde. Gli alvei secondari mostrano, in generale, una marcata tendenza all'approfondimento, mentre gli alvei più importanti sono caratterizzati da prevalenti meccanismi deposizionali. Ulteriori scarpate fluviali, ormai inattive e fortemente degradate, sono presenti in corrispondenza dei margini esterni dei terrazzi morfologici più estesi, posti a quote variabili dal fondovalle attuale e impostati generalmente sui terreni del Tufo Grigio Campano.

Lungo i versanti e in corrispondenza delle parti alte dei bacini imbriferi, si rinvengono inoltre diffusi fenomeni erosivi sia areali che lineari, connessi al deflusso non regimato delle acque correnti superficiali. Tali fenomeni generano, ovviamente, forme caratteristiche quali solchi di erosione concentrata e vallecicole a V o a fondo concavo, particolarmente evidenti sia nei settori di affioramento dei terreni eluvio-colluviali che in corrispondenza dei versanti carbonatici che bordano la Valle di Maddaloni e la Piana Campana.

10.5 Forme poligeniche

L'intero settore di studio è caratterizzato dalla presenza di diversi fattori morfogenetici, che interessano i terreni affioranti con intensità e caratteristiche differenti, spesso sovrapponendosi e combinandosi in vario modo tra loro. Ad essi va aggiunto, inoltre, l'importante ruolo svolto dalle caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche dei litotipi affioranti, nonché dagli elementi strutturali e tettonici localmente presenti.

Da questo complesso quadro geomorfologico derivano, quindi, una serie di forme poligeniche originate dalla sovrapposizione dei differenti fattori morfogenetici agenti sul territorio. Tali elementi sono rappresentati, fondamentalmente, da scarpate morfologiche di origine strutturale, attualmente in evoluzione per fenomeni di dilavamento, alterazione ed erosione. Spesso, inoltre, i suddetti elementi risultano ulteriormente rielaborati dall'attività antropica, che tende a riprendere e riadattare le forme geomorfologiche più importanti già presenti sul territorio.

10.6 Forme antropiche e manufatti

I principali elementi connessi con l'attività antropica sul territorio sono rappresentati dai numerosi manufatti realizzati in corrispondenza delle maggiori zone urbanizzate e da tutti gli elementi connessi con la costruzione delle principali infrastrutture a rete. Ad essi si aggiungono importanti attività estrattive per il reperimento di inerti e materiali da costruzione, quali rocce calcaree, ghiaie fluviali e prodotti piroclastici sia sciolti che litoidi. Le cave presenti nell'area sono essenzialmente inattive e risultano particolarmente diffuse sia alla base dei rilievi carbonatici che in corrispondenza delle zone di piana alluvionale.

Nei settori più antropizzati si rinvengono, inoltre, estesi terreni di riporto provenienti da cavature e sbancamenti, realizzati sia nei termini litologici del substrato che nei depositi di copertura continentali e vulcanoclastici. La maggior parte delle zone di riporto corrisponde, ovviamente, ai rilevati delle principali infrastrutture a rete ed ai terreni accumulati in corrispondenza delle aree urbane più importanti.

Ai suddetti elementi si aggiungono numerosi tagli e scarpate antropiche realizzate sia lungo le principali arterie stradali che in corrispondenza di fabbricati, abitazioni e aree di cava. Tali elementi presentano in genere alterzze contenute, raramente superiori ai 3 m, e sono spesso posti in corrispondenza di elementi geomorfologici e scarpate naturali preesistenti. Infine, lungo gli alvei dei maggiori corsi d'acqua dell'area sono presenti numerose opere di regimazione idraulica, quali briglie e argini artificiali.



Foto 7 – Cava di tufo presente immediatamente ad Est di località Cappella di Saiano, nel comune di Dugenta.

11 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE

La porzione centrale della Regione Campania è caratterizzata da una notevole complessità idrogeologica, strettamente connessa alla presenza di differenti successioni sedimentarie e numerose strutture tettoniche (Carannante et al. 2012). Tali settori presentano quindi un motivo idrogeologico tipico dell'Appennino meridionale, quale la giustapposizione laterale e verticale di unità carbonatiche di elevata permeabilità con successioni sedimentarie a scarsa permeabilità (Celico et al. 2007; Carannante et al. 2012).

I termini carbonatici sono spesso sede di un importante deflusso idrico di base che, in corrispondenza del contatto con terreni a permeabilità più bassa, viene a giorno formando grandi sorgenti basali (Celico 1978, 1983, 1986; Celico et al. 2007). All'interno dei massicci carbonatici, le variazioni dello schema di circolazione idrica sotterranea sono associabili a locali elementi strutturali, che possono costituire un ostacolo al deflusso delle acque di falda per una riduzione della permeabilità intrinseca dell'acquifero (Carannante et al. 2012). Inoltre, nei settori dove le unità carbonatiche sono in contatto laterale con i depositi continentali quaternari sono possibili importanti travasi idrici sotterranei verso le piane alluvionali, con conseguente alimentazione dei corpi idrici superficiali (Celico et al. 2007; Carannante et al. 2012).



Figura 15 – Stralcio della Carta idrogeologica dell'Italia Meridionale, con indicazione delle principali linee di flusso (da Celico et al. 2007).

La principali depressioni morfostrutturali dell'area, come la Piana Campana e la Valle di Maddaloni, sono invece caratterizzate da una circolazione idrica per falde sovrapposte, che si verifica all'interno degli depositi piroclastici, alluvionali e marini più permeabili che le riempiono (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994; Carannante et al. 2012). I diversi livelli idrici sono spesso in comunicazione mediante soluzioni di continuità che contraddistinguono i litotipi meno permeabili e che, spesso, non permettono un reale frazionamento della circolazione idrica sotterranea all'interno dei settori di piana (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994).

11.1 Acquiferi e unità idrogeologiche

Come detto, il territorio di studio è caratterizzato da una fortissima eterogeneità e complessità delle caratteristiche idrogeologiche, riconducibile sia al complesso assetto strutturale dell'area che alla grande varietà di termini litologici affioranti (Celico et al. 2007; Carannante et al. 2012). In particolare, i litotipi presenti nei settori di specifico interesse progettuale possono essere raggruppati in quattro differenti unità idrogeologiche, ognuna della quale costituisce degli acquiferi di importanza più o meno significativa (Celico et al. 2007).

- **Acquiferi delle successioni carbonatiche:** questi acquiferi sono formati dagli ammassi rocciosi prevalentemente carbonatici ampiamente affioranti in tutto l'Appennino centro-meridionale, in buona parte riconducibili alle originarie unità paleogeografiche di piattaforma che caratterizzano questo settore di catena (Celico et al. 2007). Tali acquiferi rappresentano, in particolare, la principale fonte di

approvvigionamento idropotabile della penisola italiana, essendo caratterizzati da un deflusso sotterraneo medio particolarmente elevato, dell'ordine di $4100 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$.

Le principali sorgenti degli acquiferi sono collocate prevalentemente in corrispondenza di limiti idrogeologici e di permeabilità, al contatto con terreni sedimentari e vulcanici più recenti, che generalmente costituiscono degli impermeabili relativi (Maggiore et al. 2004; Celico et al. 2007). Nelle zone dove i depositi terrigeni presentano una permeabilità elevata, invece, questi acquiferi sono alimentati dalle idrostrutture carbonatiche limitrofe attraverso cospicui travasi sotterranei (Celico et al. 2007). In relazione alle caratteristiche idrogeologiche riscontrabili a grande scala, tali successioni possono essere suddivise in tre grandi gruppi, corrispondenti agli acquiferi prevalentemente calcarei, acquiferi calcareo-silico-marnosi e acquiferi dolomitici (Celico et al. 2007).

Gli acquiferi calcarei sono caratterizzati da diffuse fenomenologie carsiche, sia epigee che ipogee, che spesso interagiscono direttamente con le sorgenti determinando regimi idrogeologici delle stesse estremamente variabili (Grassi & Tadolini 1992; Celico et al. 2007). Sono contraddistinti da una grande falda di base, piuttosto profonda, e da una serie di falde sospese di modesta importanza, poste nella porzione più superficiale e carsificata dell'acquifero. Localmente, infine, sono presenti piccole falde sospese al di sopra dei livelli stratigrafici con permeabilità più bassa, come in corrispondenza di fasce cataclastiche di particolare rilevanza (Maggiore et al. 1996, 2004; Celico et al. 2007).

Gli acquiferi calcareo-silico-marnosi sono sempre contraddistinti da forme carsiche epigee ed ipogee che ne condizionano fortemente il deflusso idrico sotterraneo, anche se in misura minore di quelli essenzialmente calcarei (Celico et al. 2007). Come i precedenti, presentano una falda di base piuttosto profonda e una serie di falde sospese di importanza minore, prodotte dall'esistenza di intercalazioni marnose poco permeabili nell'ambito della successione stratigrafica (Celico 1986; Celico et al. 2007). La presenza di alternanze cicliche di litotipi a differente grado di permeabilità determina, localmente, un considerevole frazionamento della circolazione idrica sotterranea, con la conseguente formazione di differenti acquiferi sovrapposti (Celico et al. 2007).

Gli acquiferi prevalentemente dolomitici, infine, non presentano un significativo sviluppo dei sistemi carsici epigei o ipogei (Celico et al. 2007). Sono sempre caratterizzati da una circolazione idrica sotterranea di tipo basale, con recapito in sorgenti posizionate al contatto con i depositi bordieri meno permeabili, mentre le falde sospese sono piuttosto rare e di scarsa importanza (Celico 1986; Celico et al. 2007). Per quanto detto, la circolazione idrica sotterranea è fortemente condizionata dalle condizioni morfologiche dei depositi impermeabili bordieri e dalla presenza di discontinuità tettoniche, oltre che da eventuali acquiferi calcarei idrogeologicamente confinanti con la falda di base (Celico et al. 2007).

- **Acquiferi delle successioni di bacino e di avanfossa:** tali acquiferi sono composti da depositi essenzialmente marini, riferibili a successioni sedimentarie di bacino o di avanfossa (Celico et al. 2007). Risultano particolarmente diffusi nei settori collinari di tutta la Catena Appenninica e, generalmente, danno luogo a strutture idrogeologiche di una certa importanza solo per l'approvvigionamento idrico di piccoli centri abitati (Celico et al. 2007).

I termini litologici in esame costituiscono, quindi, dei complessi idrogeologici omogenei per ciò che riguarda il tipo di permeabilità prevalente, generalmente per fessurazione e porosità (Celico et al. 2007). In linea di massima, sono contraddistinti da un grado di permeabilità relativa variabile da basso a medio, in funzione della percentuale della componente pelitica, e danno luogo ad emergenze sorgive con portate raramente superiori ad alcune decine di litri al secondo (Celico et al. 2007).

Per le suddette caratteristiche idrogeologiche, la permeabilità dell'ammasso risulta essere relativamente più elevata in prossimità del piano campagna, essenzialmente a causa della maggiore alterazione e fessurazione dei materiali (Celico 1986; Celico et al. 2007). La presenza di frequenti coperture di genesi eluvio-colluviale, unitamente alla variabilità della permeabilità relativa dell'ammasso, favorisce quindi

l'instaurazione di una circolazione idrica sotterranea generalmente poco profonda e di modesta rilevanza (Celico et al. 2007).

Tale circolazione si esplica mediante falde idriche per lo più discontinue, il cui sviluppo spaziale rispecchia generalmente l'andamento della superficie topografica. Ciò comporta un'approssimativa coincidenza tra spartiacque sotterranei e superficiali e, in generale, un recapito orientato prevalentemente verso i fondovalle o le sorgenti poste lungo i versanti (Celico et al. 2007).

- **Complessi delle successioni vulcaniche:** i presenti acquiferi sono formati, prevalentemente, da prodotti connessi all'attività eruttiva plio-quadernaria dei principali distretti vulcanici dell'Appennino centro-meridionale (Celico et al. 2007). Nonostante la notevole complessità idrogeologica, tali acquiferi risultano molto importanti per l'elevato valore economico delle acque sotterranee, spesso contraddistinte da pregiate proprietà organolettiche tra cui, ad esempio, l'arricchimento di CO₂ (Celico et al. 2007).

In generale, tali complessi sono caratterizzati da una netta prevalenza dei prodotti piroclastici su quelli lavici, essenzialmente a causa del carattere alcalino-potassico del vulcanismo dell'Italia meridionale. I depositi piroclastici, quindi, includono materiali fortemente eterogenei dal punto di vista litologico e tessiturale e, pertanto, presentano delle proprietà idrauliche estremamente variabili da zona a zona (Custodio 1978; Celico et al. 2007). I terreni più grossolani, rappresentati da bombe, blocchi, scorie e pomici, formano generalmente agglomerati di breccie vulcaniche con elevata permeabilità e porosità. I terreni più fini invece, costituiti da ceneri e lapilli, presentano una porosità primaria variabile in funzione del grado di litificazione ed una porosità secondaria mediamente piuttosto elevata.

La porosità totale dei prodotti piroclastici è generalmente elevata, localmente fino al 60%, anche se in parte poco significativa dal punto di vista idraulico in quanto rappresentata da vuoti intergranulari non intercomunicanti (Custodio 1978; Celico et al. 2007). Spesso, all'interno di un deposito da flusso si registra un aumento del grado di litificazione in corrispondenza della parte intermedia del litosoma, dove i fenomeni di raffreddamento sono stati più lenti. Talora, pur avendosi in questi casi una porosità primaria sensibilmente minore delle altre porzioni del deposito, si registra un marcato incremento di conducibilità idraulica dovuta ad un maggior grado di fessurazione dei materiali (Celico et al. 2007).

- **Complessi delle successioni continentali e marine:** questi acquiferi sono costituiti da sedimenti plio-quadernari formati in ambiente subaereo o marino, riferibili quindi a depositi di detritico-colluviali, alluvionali, lacustri e costieri, in parte emersi a seguito delle fasi di sollevamento della Catena Appenninica (Maggiore et al. 1996; Celico et al. 2007). Si tratta, ovviamente, di acquiferi di particolare importanza ai fini del reperimento di risorse idriche sotterranee, sia per l'intenso uso del territorio che caratterizza le aree di affioramento di tali depositi sia per la soggiacenza relativamente bassa della zona di saturazione (Ricchetti et al. 1989; Celico et al. 2007).

Questi terreni costituiscono acquiferi continui, in genere eterogenei ed anisotropi, sempre permeabili per porosità e, solo in rari casi, anche per fessurazione (Celico et al. 2007). Tale carattere idrogeologico è riconducibile alla natura prevalentemente clastica dei depositi, che solo in pochi casi presentano un certo grado di cementazione (Celico et al. 2007). Anche in questi casi, tuttavia, la cementazione non ha mai un ruolo equivalente al processo di diagenesi, conferendo raramente un carattere eminentemente litoide (Celico et al. 2007). La permeabilità è in genere molto variabile e sempre strettamente connessa con le caratteristiche di assortimento granulometrico dei terreni (Celico 1986).

I depositi plio-quadernari che costituiscono questi acquiferi presentano delle particolari caratteristiche sedimentologiche ed idrogeologiche, dovute essenzialmente ai processi che ne hanno controllato il trasporto e la deposizione (Celico et al. 2007). In particolare, possono essere individuati due distinti gruppi di ambienti sedimentari caratterizzati da differenti processi di trasporto e deposizione, rispettivamente controllati dalla gravità e dalle acque di ruscellamento (Celico et al. 2007).

Al primo gruppo sono riconducibili i depositi di *talus* e di falda detritica presenti alla base dei maggiori rilievi montuosi che, pur costituendo acquiferi eterogenei ed anisotropi, sono contraddistinti da un grado di

permeabilità generalmente piuttosto elevato (Celico et al. 2007). Nei settori dove risultato limitati inferiormente da terreni di bassa permeabilità, tali depositi possono essere sede di falde idriche sotterranee di discreta importanza, in particolare quando soggetti a travasi idrici provenienti da strutture idrogeologiche limitrofe (Celico et al. 2007).

I depositi che ricadono nel secondo gruppo di ambienti sedimentari sono i più rappresentati nei settori di catena e possono essere suddivisi a loro volta in numerosi sub-ambienti, contraddistinti da differente energia del mezzo di trasporto idraulico (Celico et al. 2007). Tali ambienti sono distribuiti sul territorio secondo un percorso in cui l'energia di trasporto idraulico tende a diminuire progressivamente, a partire dall'ambiente di conoide pedemontana fino a quello di pianura costiera, passando attraverso tutti gli ambiti fluviali intermedi (Maggiore et al. 2004; Celico et al. 2007).

Tutti questi sub-ambienti sono contraddistinti, a loro volta, da un'energia del mezzo idraulico variabile nel tempo in relazione all'entità degli apporti pluviometrici (Celico et al. 2007). Ciò comporta la deposizione di termini litologici fortemente eterogenei che, per la continua divagazione dei corsi d'acqua, si ritrovano variamente giustapposti tra loro sia lateralmente che verticalmente (Maggiore et al. 2004) Pertanto gli acquiferi alluvionali risultano in genere fortemente eterogenei ed anisotropi, soprattutto nelle aree di pianura alluvionale e costiera, dove le differenze di comportamento idrogeologico si accentuano per la presenza di terreni a granulometria argilloso-limosa, da scarsamente permeabili ad impermeabili (Maggiore et al. 2004; Celico et al. 2007).

In questi ambiti idrogeologici, quindi, la presenza di intercalazioni pelitiche all'interno dei depositi sabbioso-ghiaiosi determina una scomposizione del deflusso idrico sotterraneo in una serie di falde sovrapposte. Queste ultime, a loro volta, possono essere caratterizzate da differenti carichi piezometrici, che generano fenomeni di drenanza sia verso l'alto che verso il basso (Cotecchia 1956; Maggiore et al. 1996; Celico et al. 2007). In molti casi, comunque, il suddetto schema di circolazione idrica sotterranea può essere semplificato a causa della scarsa continuità dei livelli meno permeabili, che non consente un'efficace separazione tra le differenti falde sovrapposte (Celico et al. 2007). Invece, a scala globale, il comportamento di questi acquiferi è schematicamente assimilabile a quello di un unico corpo idrico sotterraneo, avente un recapito unitario (Celico et al. 2007).

Ovviamente, le falde degli ambienti alluvionali risultano alimentate direttamente sia dalle acque superficiali che si infiltrano nel terreno che dai travasi idrici sotterranei delle strutture idrogeologiche con cui sono a contatto (Celico et al. 2007). Il recapito delle falde alluvionali è rappresentato, generalmente, da un limite a potenziale imposto corrispondente ad un corpo idrico superficiale, come fiumi, laghi e mari. Localmente, la tipologia di rapporti tra falde sotterranee e corpi idrici continentali può essere anche di segno opposto, o comunque mutare nel corso dell'anno idrologico in relazione alla variazione relativa dei livelli idrici (Celico et al. 2007).

11.2 Strutture idrogeologiche e idrodinamica degli acquiferi

L'Appennino Campano è caratterizzato da un assetto geologico-strutturale particolarmente complesso, che influenza direttamente lo schema di circolazione idrica dell'area. In questo settore, infatti, è possibile riscontrare il motivo idrogeologico tipico dell'Appennino meridionale, ovvero la giustapposizione laterale e verticale di unità carbonatiche ad elevata permeabilità con terreni silicoclastici poco permeabili (Carannante et al. 2012). I termini calcareo-dolomitici sono caratterizzati da una ingente circolazione idrica basale, mentre i depositi silicoclastici presentano un deflusso idrico frazionato o del tutto assente (Celico et al. 2007).

Al contatto con i terreni a permeabilità più bassa, il deflusso idrico sotterraneo delle unità carbonatiche viene a giorno e genera, pertanto, importanti sorgenti basali (Celico 1978; Celico et al. 2007). Nei settori di territorio dove le unità carbonatiche sono in contatto laterale con i depositi alluvionali e vulcanoclastici quaternari,

invece, sono possibili travasi idrici sotterranei verso le valli fluviali e quindi l'alimentazione dei corpi idrici superficiali (Carannante et al. 2012). Locali variazioni di questo schema di circolazione idrica sono associabili a elementi strutturali quali faglie e sovrascorrimenti, che possono costituire un ostacolo alla circolazione idrica per una marcata riduzione della permeabilità.



Figura 16 – Stralcio dello schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale (da Celico 1978).

Nell'area di studio ricadono quindi importanti strutture idrogeologiche carbonatiche, corrispondenti ai rilievi dei Monti Tifantini, dei Monti di Durazzano, dei Monti di Avella e dei Monti del Taburno-Camposauro (Celico 1978; Carannante et al. 2012). Sono inoltre presenti diffusi acquiferi alluvionali e vulcanoclastici, che costituiscono le unità idrogeologiche del basso corso del Fiume Calore, della Valle di Maddaloni e della Piana Campana (Celico et al. 2007; Carannante et al. 2012).

L'idrostruttura dei Monti Tifantini presenta una circolazione idrica sotterranea frazionata, soprattutto per la presenza di importanti complicazioni strutturali che determinano la suddivisione del massiccio in più sub-strutture idrogeologiche, distinte e reciprocamente interconnesse (Celico et al. 1977; Carannante et al. 2012). Infatti, in corrispondenza della Valle di Maddaloni, l'unità risulta idrogeologicamente separata dai Monti di Durazzano da strutture compressive a cui sono interposti i terreni poco permeabili dell'Unità del Sannio. Ciò comporta l'esistenza di una continuità idrogeologica tra la circolazione idrica sotterranea dei Monti Tifantini e dei Monti di Durazzano, che risultano caratterizzate da circuiti diversi (Celico et al. 1980). In generale, il deflusso idrico di base

risulta orientato prevalentemente verso NW mentre i principali recapiti della falda sono rappresentati da sorgenti e travasi idrici sotterranei verso le falde dei depositi quaternari che bordano la struttura (Carannante et al. 2012). Le acque del settore Nord-orientale hanno il loro recapito nella Sorgente di Santa Sofia e alimentano i travasi verso le falde della piana del Fiume Volturno (Carannante et al. 2012). La falda di base del Monte Tifata e del Monte San Michele, invece, defluisce prevalentemente verso la Piana Campana e alimenta pertanto la falda dei depositi quaternari (Celico et al. 1977).

L'idrostruttura dei Monti di Durazzano, invece, mostra una circolazione idrica sotterranea meno frazionata e complessa dei Monti Tifantini, condizionata prevalentemente dal sovrascorrimento delle unità carbonatiche di piattaforma sui terreni argillosi dell'Unità del Sannio (Carannante et al. 2012). La maggior parte delle acque di falda defluisce verso i settori Sud-occidentali della struttura e trova recapito nei depositi alluvionali e vulcanoclastici che colmano la Piana Campana (Celico 1978; Carannante et al. 2012). Lungo l'allineamento Cancello-Maddaloni, la suddetta interconnessione tra la circolazione del massiccio carbonatico ed i depositi quaternari è confermata sia dalle quote relative delle due falde che dal chimismo specifico delle acque, che risulta intermedio tra quello tipico di un acquifero carbonatico e quello di un acquifero piroclastico (Carannante et al. 2012). Nel settore orientale dell'idrostruttura, invece, l'acquifero carbonatico risulta alimentato da quello alluvionale della piana del Fiume Isclero, che a sua volta riceve una consistente alimentazione dalle acque sotterranee del Monte Taburno (Budetta & De Risio 1982). Di conseguenza, la principale direzione di deflusso della falda di base dell'acquifero carbonatico risulta orientata verso SW, con una circolazione idrica sotterranea che avviene attraverso serbatoi in serie identificati da strutture a carattere sia compressivo che distensivo (Carannante et al. 2012). Una direzione di flusso secondaria riguarda invece la porzione settentrionale del massiccio, che alimenta la sorgente Razzano e genera un incremento delle portate nell'alveo del Fiume Isclero (Allocca & Grasso 1998; Carannante et al. 2012).

I Monti di Avella sono caratterizzati da un'unica ed estesa falda di base, suddivisibile in due gradi sub-strutture con differenti direzioni di deflusso idrico sotterraneo (Civita et al. 1970; Carannante et al. 2012). Lungo il margine settentrionale, a causa della bassa permeabilità dell'acquifero per via degli *stress* tettonici e/o dell'interposizione di terreni prevalentemente pelitici, l'idrostruttura dei Monti di Avella presenta una limitata continuità idraulica con l'unità dei Monti di Durazzano (Carannante et al. 2012). La circolazione idrica sotterranea è fortemente influenzata dalla tettonica e segue due direzioni di deflusso principali, verso Ovest e verso Sud, che trovano recapito rispettivamente nel gruppo sorgivo di Cancello e nel gruppo sorgivo di Sarno (Celico 1978; Celico et al. 2007). Gli altri recapiti di questa struttura idrogeologica sono rappresentati, infine, dai travasi idrici sotterranei verso l'acquifero della Piana Campana, dove si rinvengono coltri detritico-piroclastiche relativamente permeabili (Carannante et al. 2012).

I Monti del Taburno e del Camposauro costituiscono due strutture idrogeologiche indipendenti, delimitate da potenti depositi quaternari e fortemente influenzate dagli elementi tettonici (Carannante et al. 2012). L'idrostruttura del Taburno presenta una direzione di deflusso orientata mediamente verso Sud, in direzione del Fiume Isclero e delle Sorgenti di Frizzo, ma presenta comunque ingenti travasi sotterranei verso i depositi detritico-alluvionali che bordano il massiccio (Budetta & De Risio 1982). Verso il margine meridionale, la struttura del Taburno risulta in continuità idrogeologica con quella dei Monti di Durazzano, che presenta un livello di falda mediamente più basso per via dell'interposizione di terreni poco permeabili lungo il fronte di sovrascorrimento delle unità di piattaforma (Carannante et al. 2012). L'idrostruttura del Camposauro, invece, presenta una direzione di deflusso orientata generalmente verso Nord, in direzione del fondovalle del Fiume Calore (Civita et al. 1971; Celico 1978). La falda di base di questa unità travasa attraverso la coltre detritica verso l'acquifero alluvionale e, pertanto, non sono presenti sorgenti basali degne di nota (Carannante et al. 2012).

La Piana del basso corso del Fiume Calore rappresenta un'unità idrogeologica ben definita, costituita prevalentemente da acquiferi quaternari di natura alluvionale, detritica e vulcanoclastica (Celico 1983; Celico et al. 2007). Nella porzione centrale, i suddetti acquiferi risultano alimentati dalle falde in rete dei massicci carbonatici del Matese e del Monte Camposauro, mentre lungo il margine Nord-orientale di Monte Maggiore l'alimentazione dall'acquifero carsico è limitata per l'interposizione di depositi terrigeni poco permeabili (Carannante et al. 2012). Lo spessore dei depositi detritico-alluvionali, costituenti il principale acquifero della piana, è variabile da pochi metri ad alcune decine di metri, con un massimo di 150 m circa. In generale, la falda converge verso il Fiume Calore o il suo paleo-alveo e defluisce in direzione del fondovalle del Fiume Volturno, che presenta una falda posta a quote sensibilmente inferiori a quella del Fiume Calore (Carannante et al. 2012). Nella zona più occidentale, il suddetto corso d'acqua risulta alimentata dalla falda dell'acquifero alluvionale, mentre a monte di Santo Stefano i rapporti tra falda e fiume risultano marcatamente asimmetrici e fortemente condizionati dai travasi idrici sotterranei del Monte Camposauro (Guadagno et al. 1998).

La Valle di Maddaloni e tutta la piana del Fiume Isclero costituiscono un'unità idrogeologica di particolare rilevanza, soprattutto per l'interconnessione che essa ha con le limitrofe idrostrutture carbonatiche del Monte Taburno, dei Monti di Durazzano e dei Monti di Avella (Carannante et al. 2012). L'unità è costituita da un acquifero prevalentemente alluvionale e vulcanoclastico, con spessore variabile tra pochi metri e alcune decine di metri, e risulta delimitata da successioni sedimentarie sia carbonatiche che silicoclastiche (Brancaccio et al. 1991; Carannante et al. 2012). La falda è alimentata dalle limitrofe idrostrutture carbonatiche e dalle precipitazioni meteoriche (Celico 1983; Allocca & Grasso 1998), mentre il deflusso idrico di basse è orientato prevalentemente verso NE, in direzione del fondovalle del Fiume Volturno.

La Piana Campana, infine, è caratterizzata da una circolazione idrica per falde sovrapposte, che si verifica all'interno dei depositi piroclastici, alluvionali e marini più permeabili che riempiono il graben (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). I diversi livelli idrici sono spesso in comunicazione tra loro mediante soluzioni di continuità che contraddistinguono i litotipi meno permeabili e che, generalmente, non permettono un reale frazionamento della circolazione idrica sotterranea della piana (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). In generale, è possibile riconoscere una direzione di flusso principale verso SW e un importante spartiacque sotterraneo tra Caivano e Canello (Esposito 1996). In corrispondenza di quest'ultimo, il deflusso idrico sotterraneo diverge incanalandosi in due assi di drenaggio preferenziale: il primo è orientato NNE-SSE e coincide con la Depressione del Volla, il secondo è orientato SSE-NNW e convoglia le acque sotterranee verso la Piana del Volturno (Esposito 1996; Celico et al. 2007). Il limite Sud-orientale del bacino è posto in corrispondenza dell'allineamento S. Gennaro Vesuviano-Palma Campana, dove si verifica una netta separazione delle acque di infiltrazione verso la Piana Campana a Nord e verso la Piana del Sarno a Sud (Esposito 1996).

Nel settore orientale l'acquifero della Piana Campana risulta alimentato dagli ingenti travasi idrici sotterranei delle strutture carbonatiche che circondano il *graben*, mentre nel settore occidentale l'acquifero è alimentato dalle acque sotterranee delle Colline di Napoli e dalle loro pendici settentrionali (Esposito 1996; Celico et al. 1994). Infatti, la morfologia piezometrica evidenzia una zona di alimentazione con recapito delle acque sotterranee sia verso l'asse di drenaggio settentrionale che verso quello meridionale. Di notevole interesse è l'elevato gradiente idraulico che caratterizza la zona a monte della Depressione del Volla, che può essere ricondotto alla presenza di una fascia meno trasmissiva in corrispondenza della stessa, limitatamente ai primi 50-60 m di profondità (Esposito 1996).

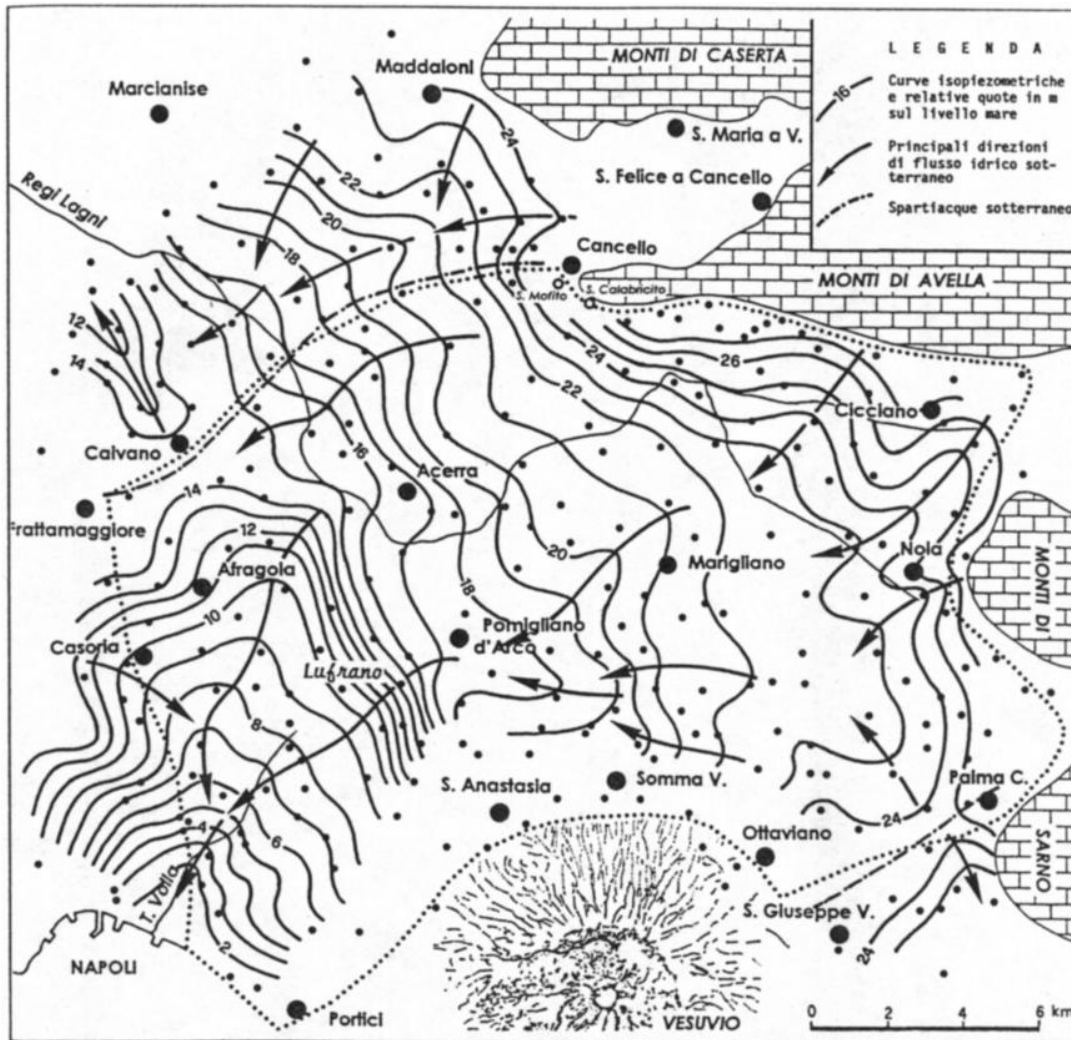


Figura 17 – Ricostruzione delle curve isopiezometriche e dei principali assi di drenaggio e spartiacque sotterranei del settore orientale della Piana Campana (Esposito 1996).

La Piana Campana è quindi caratterizzata dalla presenza di due falde sovrapposte, contenute all'interno degli orizzonti piroclastici e separate da un livello impermeabile riferibile alla porzione tufacea del cosiddetto Tufo Grigio Campano (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). La falda superficiale posta al di sopra dell'orizzonte tufaceo impermeabile presenta un carattere freatico (Celico et al. 1994), con una superficie piezometrica posta a una decina di metri di profondità dal p.c.. La falda profonda presente al di sotto del banco di tufo, invece, risulta chiaramente in pressione e presenta una superficie piezometrica posta leggermente al di sopra di quella relativa alla falda più superficiale (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). Pertanto, nello schema di circolazione idrica dell'area la formazione ignimbratica del Tufo Grigio Campano rappresenta un impermeabile relativo rispetto ai depositi piroclastici, in quanto limita ma non impedisce completamente la comunicazione tra le due falde (Celico et al. 1994). In condizioni di equilibrio idrogeologico naturale, la falda profonda alimenta quella superficiale attraverso flussi di drenaggio diretti dal basso verso l'alto (Corniello et al. 1990; Celico et al. 1994), come evidenziato dalla risalita del livello idrico nei pozzi che superano il banco tufaceo suddetto.



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Canello – Benevento
1° lotto funzionale Canello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	56 di 127

11.3 Sorgenti e opere di captazione

L'area di studio è caratterizzata da importanti idrostrutture carbonatiche corrispondenti ai principali rilievi dell'Appennino Campano, cui si associano locali acquiferi vulcano-sedimentari relativi ai terreni che colmano le depressioni morfostrutturali più importanti ed estese (Carannante et al. 2012). Ovviamente, i principali gruppi sorgentizi sono localizzati alla base dei rilievi carbonatici o ai margini delle piane alluvionali, mentre le opere di captazione risultano variamente distribuite sul territorio in funzione della presenza di aree antropizzate e zone industrializzate di particolare rilevanza.

I Monti di Durazzano, sebbene costituiti da litotipi ad elevato grado di permeabilità per fessurazione e carsismo, non evidenziano importanti sorgenti basali al contatto con i terreni circostanti. Fa eccezione unicamente la Sorgente Razzano, nota anche come Sorgente Viparelli, che risulta caratterizzata da una portata media di circa $0.18 \text{ m}^3/\text{s}$ (Carannante et al. 2012). Le risorse idriche sotterranee di tale idrostruttura, al contrario, sono intensamente utilizzate per l'approvvigionamento di acqua potabile dai pozzi di Ponte Tavano (circa $1.50 \text{ m}^3/\text{anno}$), Cervino (circa $0.30 \text{ m}^3/\text{s}$) e Santa Maria a Vico (circa $0.50 \text{ m}^3/\text{s}$), localizzati al margine della struttura carbonatica (Carannante et al. 2012).

Il Monte Avella rappresenta l'alto idrogeologico di una serie di serbatoi interconnessi da cui si ripartono due principali direzioni di flusso, una orientata verso il gruppo sorgivo di Canello ed un'altra verso il gruppo sorgivo di Sarno (Carannante et al. 2012). L'elevata mineralizzazione delle sorgenti di Canello fa supporre, in accordo alla complessità strutturale dell'omonima collina, un approfondimento dei circuiti idrici sotterranei (Celico & De Riso 1978). Un'opera di captazione, costituita da pozzi in galleria (circa $1.00 \text{ m}^3/\text{s}$) ubicati a monte del recapito naturale, ha permesso l'utilizzo di acque qualitativamente migliori di quelle effluenti dalle Sorgenti Mefito I e II ($0.50 \text{ m}^3/\text{s}$) e Calabricito ($0.70 \text{ m}^3/\text{s}$), anche se ha comportato l'estinzione del deflusso naturale delle sorgenti (Carannante et al. 2012).

Il Monte Taburno presenta, in corrispondenza delle Sorgenti del Fizzo (circa $0.40 \text{ m}^3/\text{s}$), il principale affioramento delle acque sotterranee al contatto tra la fascia detritica e i depositi alluvionali della Piana dell'Isclero (Carannante et al. 2012). Tali emergenze sono captate mediante un campo-pozzi, anche se nella stessa fascia pedemontana sono presenti ulteriori pozzi che forniscono una portata complessiva di circa $0.70 \text{ m}^3/\text{s}$. Oltre ai suddetti pozzi, nell'area del Monte Taburno sono presenti altre captazioni al piede del rilievo, con una portata complessiva di circa $0.30 \text{ m}^3/\text{s}$ (Carannante et al. 2012).

A Nord del Monte Camposauro, l'isolamento idrogeologico della struttura non è assicurato in quanto è presente una spessa coltre detritica, molto trasmissiva, che raccorda il rilievo carbonatico alla piana del Fiume Calore. Nonostante le quote della cintura impermeabile si rinvengano a quote più basse, lungo questa fascia non sono presenti sorgenti della falda di base del massiccio (Celico & De Riso 1978). Pertanto l'intera potenzialità idrica della struttura travasa attraverso la coltre detritica nella falda di piana del Fiume Calore, con una direzione di flusso orientata generalmente da Sud verso Nord (Celico & De Riso 1978). Le risorse idriche sotterranee non sono attualmente captate, a meno di piccole derivazioni ad uso agricolo presenti lungo il margine settentrionale dell'idrostruttura (Carannante et al. 2012).

Nella valle del Fiume Calore, l'acquifero carbonatico del rilievo di Montepugliano alimenta nella sua porzione più meridionale le Sorgenti di Grassano e delle Terme di Teleso, che rappresentano quindi lo sfioro della falda di base del Matese (Celico 1983; Corniello & De Riso 1986). Quest'ultima, in particolare, circola con carattere di falda libera e viene a giorno dopo aver attraversato i calcari sepolti al di sotto della potente coltre alluvionale della valle del Tiverno (Corniello & De Riso 1986). Il fronte sorgentizio emerge lungo il margine meridionale di Montepugliano e si sviluppa, quindi, lungo il contatto tettonico tra i calcari di piattaforma intensamente fratturati e i depositi della piana alluvionale. In corrispondenza di tale elemento strutturale, l'acquifero



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Canello – Benevento
1° lotto funzionale Canello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	57 di 127

subisce una digitazione che porta ad individuare un circuito idrico più superficiale che alimenta le Sorgenti di Grassano (circa 5 m³/s) ed un circuito relativamente più profondo che alimenta le Sorgenti di Teleso (circa 0.2 m³/s), fortemente mineralizzate (Celico 1983; Corniello & De Risio 1986)

Infine, in corrispondenza dei Monti Tifantini, i maggiori recapiti della circolazione idrica di base sono rappresentati da sorgenti e travasi idrici sotterranei verso le falde dei depositi quaternari che bordano tale struttura idrogeologica. La principale sorgente alimentata dalla falda di base del massiccio carbonatico è rappresentata dalla sorgente di Santa Sofia caratterizzata da una portata di circa 0.90 m³/s e captata mediante un campo pozzi (circa 1.30 m³/s) ubicato poco a monte del recapito naturale delle acque sotterranee (Carannante et al. 2012).

11.4 Vulnerabilità all'inquinamento della Piana Campana

La Piana Campana è interessata, come detto, da una circolazione idrica sotterranea che dai massicci carbonatici defluisce verso il mare (Celico et al. 1994). Il mescolamento delle acque è evidenziato da discreti tenori in SiO₂, dovuti in gran parte alla dissoluzione del vetro delle piroclastiti, e da valori del rapporto rK/rNa, decisamente più elevati di quelli degli altri acquiferi carbonatici dell'Appennino centro-meridionale (Bellucci et al. 1990). All'interno della piana ci si trova in presenza di orizzonti sovrapposti a diverso grado di permeabilità, spesso discontinui e/o affiancati, che consentono scambi idrici tra le varie falde individuabili nel sottosuolo (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). Queste ultime sono separate da livelli semipermeabili o del tutto impermeabili, che conferiscono differenti gradi di vulnerabilità intrinseca alle varie porzioni dell'acquifero.

In generale, l'acquifero superficiale della Piana Campana presenta una vulnerabilità all'inquinamento variabile da bassa a molto alta (Celico et al. 1997). Infatti la vulnerabilità risulta mediamente bassa in corrispondenza della fascia perivulcanica e del settore occidentale della piana, essenzialmente a causa dell'elevata soggiacenza della falda, dell'elevata pendenza delle superficie topografica e dei bassi valori di conducibilità idraulica dei terreni (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1997). Il grado di vulnerabilità cresce notevolmente procedendo verso la porzione centrale della piana, dove si assiste ad una diminuzione della soggiacenza e ad un decremento delle pendenze topografiche (Celico et al. 1997). La falda superficiale è quindi particolarmente esposta agli sversamenti di sostanze inquinanti dalla superficie, soprattutto nei settori di territorio caratterizzati da depositi vulcanoclastici molto permeabili e da un livello piezometrico con soggiacenza inferiore ai 10 m (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1997).

La falda profonda, al contrario, presenta un grado di vulnerabilità generalmente variabile da molto basso a medio, in quanto fortemente influenzato dall'elevata soggiacenza del livello piezometrico e dagli orizzonti poco permeabili presenti al tetto (Celico et al. 1990). Un grado di vulnerabilità medio si registra in presenza di una falda confinata o semi-confinata da banchi di tufo con spessore compreso tra 5 e 10 m e soggiacenza della base del tetto dell'acquifero compresa tra 20 e 30 m (Bellucci et al. 1990). Un grado di vulnerabilità basso o molto basso, invece, si ha in presenza di una falda confinata da banchi di tufo con potenza compresa tra 10 e 50 m e con soggiacenza del tetto dell'acquifero superiore a 30 m (Bellucci et al. 1990). Per quanto detto, l'acquifero profondo si presenta poco vulnerabile a sostanze inquinanti idrovesicolate e non idrovesicolate leggere, mentre risulta comunque vulnerabile a sostanze non miscibili pesanti che sono in grado di attraversare l'orizzonte semipermeabile nel caso in cui la pressione della colonna inquinante risulta superiore a quella del carico idraulico (Celico et al. 1997).

Ad eccezione di alcuni settori, l'acquifero della Piana Campana risulta quindi naturalmente dotato di una discreta protezione all'inquinamento. Malgrado ciò, in tutta l'area si rileva un diffuso degrado nella qualità delle acque sotterranee, prevalentemente a causa dei numerosi pozzi disperdenti, del cattivo condizionamento delle perforazioni e della diffusa presenza di attività estrattive per il reperimento di materiali da costruzione (Corniello et al. 1990). Un ulteriore elemento di disturbo è rappresentato dai numerosi sversamenti illegali effettuati in taluni

settori, che hanno provocato un marcato ed evidente inquinamento delle acque sotterranee della falda principale. Tali fattori di disturbo hanno pertanto reso inefficace la naturale protezione dell'acquifero, consentendo un trasferimento più agevole ed immediato degli inquinanti alle acque sotterranee (Bellucci et al. 1990).

Un aspetto idro-geochimico di particolare rilevanza per tutta la Piana Campana è rappresentato dalla presenza di Fe e Mn nelle acque dei pozzi profondi (Bellucci et al. 1990). La causa del fenomeno è da ricercare in primo luogo nella struttura stessa dell'acquifero, che risulta caratterizzato da livelli porosi discontinui e da una velocità di filtrazione piuttosto contenuta, essenzialmente in relazione ai bassi gradienti idraulici ed ai valori di trasmissività non molto elevati. In tali condizioni, le acque di infiltrazione pervengono pressoché prive di ossigeno ai livelli acquiferi più profondi, favorendo l'instaurarsi di un ambiente anaerobico in cui il consumo di sostanza organica avviene a spese di ossidi di Fe e Mn, che quindi passano in soluzione nelle acque di falda. La presenza di forti emungimenti può quindi comportare un incremento significativo del tenore di tali elementi nelle acque estratte, soprattutto nel caso di immissione di reflui organici nel sottosuolo (Bellucci et al. 1990).

12 ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE

L'approfondimento idrogeologico realizzato per il presente studio ha consentito di definire, con il dovuto grado di dettaglio, le principali caratteristiche dell'area e lo schema di deflusso idrico sotterraneo relativo a tale settore. Le analisi sono state basate, in particolare, sui dati geologico-strutturali a disposizione e sulle informazioni idrogeologiche presenti nella vasta letteratura scientifica riguardante l'area.

Il modello idrogeologico così sviluppato è stato quindi integrato, ove possibile, con ulteriori dati provenienti dal monitoraggio piezometrico delle strumentazioni appositamente installate nei fori di sondaggio, dalle numerose prove di permeabilità condotte in fase di perforazione e dal censimento dei principali punti d'acqua presenti nell'area. Inoltre, i dati piezometrici reperiti e le informazioni idrogeologiche contenute negli studi esistenti, hanno costituito un valido strumento per la ricostruzione del deflusso idrico sotterraneo di alcuni settori caratteristici dell'area di studio.

Infine, lo studio geologico condotto ha permesso di definire, in maniera puntuale e dettagliata, lo stato di alterazione/fessurazione/carsismo degli ammassi rocciosi e le caratteristiche granulometriche dei terreni interessati dalle opere in progetto. Infatti, tali elementi influenzano in maniera diretta il coefficiente di permeabilità dei vari corpi geologici e, quindi, la circolazione idrica sotterranea dell'area di studio.

12.1 Complessi idrogeologici

Nell'area in esame sono stati individuati undici complessi idrogeologici, distinti sulla base delle differenti caratteristiche di permeabilità e del tipo di circolazione idrica che li caratterizza. Di seguito, vengono descritti i caratteri peculiari dei diversi complessi individuati, seguendo uno schema basato sull'assetto geologico e litostratigrafico dell'area di intervento.

Nello specifico, la definizione delle caratteristiche idrogeologiche dei vari complessi presenti nell'area è stata compiuta in considerazione delle numerose prove di permeabilità (*Lefranc e Lugeon*) realizzate nei fori di sondaggio nel corso delle diverse campagne di indagine. Di seguito si riporta una sintesi di tali prove, con indicazione dei valori di permeabilità determinati e dei relativi complessi idrogeologici di appartenenza.

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Unità geologica di riferimento
PNIF32G01	LU1	Lugeon	2007	45.00 - 49.00	3.16E-09	ALV
PNIF32G01	LU2	Lugeon	2007	60.00 - 65.00	3.20E-09	ALV

Tabella 2 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio relativamente alla campagna indagini "2007".

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Unità geologica di riferimento
PNIF51V01	LU1	Lugeon	2008-2009	6.00 - 7.00	2.33E-06	TGC1
PNIF51V01	LE1	Lefranc	2008-2009	14.50 - 15.00	3.30E-05	TGC2
PNIF51V02	LE1	Lefranc	2008-2009	5.00 - 6.00	4.50E-05	TGC2
PNIF51V02	LU1	Lugeon	2008-2009	13.00 - 14.00	1.41E-05	TGC1
PNIF51V03	LE1	Lefranc	2008-2009	8.50 - 10.50	6.00E-06	TGC1
PNIF51V03	LE2	Lefranc	2008-2009	23.00 - 24.00	3.00E-05	TGC2
PNIF51R04	LE1	Lefranc	2008-2009	9.00 - 9.50	6.70E-05	TGC2
PNIF51R04	LE2	Lefranc	2008-2009	26.00 - 26.80	2.10E-05	TGC2
PNIF51G05	LE1	Lefranc	2008-2009	11.50 - 12.00	5.60E-06	TGC2
PNIF51G05	LE2	Lefranc	2008-2009	25.50 - 26.00	7.70E-06	TGC2
PNIF51G06	LU1	Lugeon	2008-2009	16.50 - 17.50	7.53E-07	RDO
PNIF51G06	LU2	Lugeon	2008-2009	35.00 - 36.00	1.60E-06	RDO
PNIF51G06	LE1	Lefranc	2008-2009	45.50 - 46.50	5.45E-08	ALV
PNIF51G07	LE1	Lefranc	2008-2009	14.50 - 15.00	2.60E-05	TGC3
PNIF51G07	LE2	Lefranc	2008-2009	33.90 - 34.60	1.29E-07	ALV

Tabella 3 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio relativamente alle campagne indagini "2008-2009".

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Unità geologica di riferimento
P1	LE1	Lefranc	2013-2014	11.00 - 12.00	2.26E-05	TGC2
P2	LE1	Lefranc	2013-2014	7.00 - 8.00	5.97E-07	TGC1

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	60 di 127

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Unità geologica di riferimento
P2	LE2	Lefranc	2013-2014	21.00 - 22.00	2.16E-06	TGC2
P3	LE1	Lefranc	2013-2014	10.00 - 11.00	7.70E-07	TGC1
P3	LE2	Lefranc	2013-2014	27.00 - 28.00	4.07E-06	TGC2
P4	LE1	Lefranc	2013-2014	12.00 - 13.00	1.13E-06	TGC1
P4	LE2	Lefranc	2013-2014	25.00 - 26.00	2.93E-06	TGC2
P6	LE1	Lefranc	2013-2014	7.00 - 8.00	1.29E-06	TGC1
P6	LE2	Lefranc	2013-2014	28.00 - 29.00	6.83E-06	TGC2
P7	LE1	Lefranc	2013-2014	6.00 - 7.00	8.91E-07	TGC1
P7	LE2	Lefranc	2013-2014	40.00 - 41.00	5.05E-06	TGC2
P8	LE1	Lefranc	2013-2014	14.00 - 15.00	1.63E-06	TGC1
P9	LE1	Lefranc	2013-2014	6.00 - 7.00	4.28E-07	TGC2
P9	LE2	Lefranc	2013-2014	40.00 - 41.00	1.07E-06	MDL1
P10	LE1	Lefranc	2013-2014	18.00 - 19.00	2.99E-05	TGC2
P11	LE1	Lefranc	2013-2014	11.00 - 12.00	4.47E-06	TGC2
P11	LE2	Lefranc	2013-2014	19.00 - 20.00	3.12E-05	TGC2
P12	LE1	Lefranc	2013-2014	16.00 - 17.00	8.46E-07	TGC2
P12	LU1	Lugeon	2013-2014	38.00 - 39.00	4.70E-06	CRQ
P13	LE1	Lefranc	2013-2014	17.00 - 18.00	1.32E-06	TGC2
P13	LE2	Lefranc	2013-2014	35.00 - 36.00	1.59E-06	MDL2
P14	LE1	Lefranc	2013-2014	11.00 - 12.00	3.89E-06	TGC2
P14	LE2	Lefranc	2013-2014	36.00 - 37.00	1.55E-06	MDL3
P15	LE1	Lefranc	2013-2014	9.00 - 10.00	6.83E-07	TGC1
P15	LE2	Lefranc	2013-2014	36.00 - 37.00	5.94E-07	MDL3
P16	LE1	Lefranc	2013-2014	14.00 - 15.00	1.30E-06	TGC2
P16	LE2	Lefranc	2013-2014	39.00 - 40.00	8.29E-04	CRQ
P18	LE1	Lefranc	2013-2014	11.00 - 12.00	4.39E-07	TGC2

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Unità geologica di riferimento
P18	LE2	Lefranc	2013-2014	44.00 - 45.00	1.58E-06	MDL1
P19	LE1	Lefranc	2013-2014	10.00 - 11.00	3.95E-05	bb1
P19	LE2	Lefranc	2013-2014	28.00 - 29.00	1.39E-06	MDL3
P20	LE1	Lefranc	2013-2014	17.00 - 18.00	1.65E-06	TGC2
P20	LE2	Lefranc	2013-2014	32.00 - 33.00	3.83E-07	MDL3
P21	LE1	Lefranc	2013-2014	8.00 - 9.00	1.15E-05	TGC2
P21	LE2	Lefranc	2013-2014	25.00 - 26.00	5.73E-07	ALV
P22	LE1	Lefranc	2013-2014	6.00 - 7.00	4.01E-06	TGC1
P22	LE2	Lefranc	2013-2014	29.00 - 30.00	4.20E-06	ALV
P23	LE1	Lefranc	2013-2014	14.00 - 15.00	1.68E-06	TGC1
P23	LE2	Lefranc	2013-2014	39.00 - 40.00	2.11E-06	MDL3
P24	LE1	Lefranc	2013-2014	12.00 - 13.00	4.79E-06	TGC2
P24	LE2	Lefranc	2013-2014	25.00 - 26.00	2.17E-06	MDL3
P25	LE1	Lefranc	2013-2014	9.00 - 10.00	4.59E-06	TGC2
P25	LE2	Lefranc	2013-2014	28.5 - 29.50	7.74E-06	MDL3
P26	LE1	Lefranc	2013-2014	10.00 - 11.00	2.61E-05	TGC2
P26	LE2	Lefranc	2013-2014	42.00 - 43.00	5.27E-06	AIZ
P28	LE1	Lefranc	2013-2014	14.00 - 15.00	3.31E-06	TGC2
P28	LE2	Lefranc	2013-2014	32.00 - 33.00	2.64E-06	TGC2

Tabella 4 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio relativamente alle campagne indagini "2013-2014".

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Unità geologica di riferimento
S01	LU1	Lugeon	2015	46.00- 51.10	4.61E-06	RDT
S01	LU2	Lugeon	2015	145.50-151.50	2.17E-07	RDO
S01	LU3	Lugeon	2015	250.60-256.00	2.93E-07	RDO

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Unità geologica di riferimento
S01	LU4	Lugeon	2015	310.00-315.20	-	RDO
S02	LU1	Lugeon	2015	79.80 – 84.80	1.02E-07	RDO

Tabella 5 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio relativamente alla campagna indagini "2015".

Si sottolinea, infine, che la stima del *range* di variazione del coefficiente di permeabilità relativo ad ogni complesso idrogeologico è stata effettuata in funzione delle caratteristiche sedimentologiche e litologiche dei terreni, nonché del grado di alterazione, fessurazione e carsismo dei singoli ammassi rocciosi. Pertanto, nell'analisi sono stati scartati i valori di *k* ritenuti poco rappresentativi delle caratteristiche idrogeologiche medie dei litotipi in esame, ritenendo tali valori anomali e fondamentalmente connessi a locali disomogeneità del mezzo.

12.1.1 Complessi delle unità del substrato sedimentario

Questo gruppo è rappresentato da tre distinti complessi idrogeologici, costituiti da successioni sedimentarie meso-cenozoiche a dominante calcareo-dolomitica, argilloso-marnosa e arenaceo-pelitica.

12.1.1.1 Complesso calcareo-dolomitico

A tale complesso sono riferite le successioni prevalentemente carbonatiche delle unità **RDT**, **RDO**, **CRQ** e **CCM**. È costituito da calcari, calcareniti e calcilutiti in strati da medi a molto spessi (**CCD**), talora laminati, con diffuse intercalazioni di crostoni algali e dolomitici; a luoghi si rinvengono passaggi di dolomie, calcari dolomitici e calciruditi in strati generalmente spessi, e intercalazioni di breccie calcaree a geometria lenticolare; talora sono presenti cavità carsiche da dissoluzione e *hardground* bioperforati.

Costituiscono acquiferi fessurati di elevata trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di particolare rilevanza, sia frazionate che a deflusso unitario, generalmente sostenute dai terreni del complesso argilloso-marnoso. La permeabilità, per fessurazione e carsismo, è variabile da media ad alta. A tale complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità *k* variabile tra $1 \cdot 10^{-5}$ e $1 \cdot 10^{-2}$ m/s.

12.1.1.2 Complesso argilloso-marnoso

Al presente complesso sono associati i termini essenzialmente pelitici dell'unità **ALV**. Si tratta di argille, argille limose e argille marnose caotiche o a struttura scagliosa (**CAM**), con sottili intercalazioni sabbioso-limose, diffusi passaggi marnosi e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvengono livelli di calcari micritici, calcari dolomitici, calcari marnosi siliciferi e arenarie arcoseo-litiche in strati da sottili a spessi; nella parte alta del complesso sono presenti intercalazioni di calcari cristallini, da massivi a ben stratificati, e passaggi di calcareniti, breccie calcaree e conglomerati poligenici a matrice marnosa.

Costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquiclude* di importanza significativa in quanto tamponano alla base tutti gli acquiferi più importanti; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da molto bassa a bassa. Al presente complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità *k* compreso tra $1 \cdot 10^{-9}$ e $1 \cdot 10^{-6}$ m/s.

12.1.1.3 Complesso arenaceo-marnoso

Al complesso in questione sono riferiti i litotipi prevalentemente arenaceo-marnosi dell'unità **AIZ**. È formato, quindi, da arenarie quarzoso-feldspatiche e quarzoso-litiche in strati da medi a molto spessi (**CRM**), talora a geometria lenticolare, in alternanza con argille limose e argille marnose in strati da molto sottili a sottili; si rinvengono frequenti intercalazioni di sabbie limose e sabbie limoso-argillose, in strati da sottili a medi, e locali lenti e/o livelli di conglomerati poligenici a matrice sabbioso-limosa; a luoghi sono presenti spessi passaggi di calcari, calcilutiti e radiolariti in strati da sottili a medi, talora brecciati.

Costituiscono acquiferi misti di scarsa trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di ridotta rilevanza, generalmente frazionate e a carattere stagionale. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da bassa a media. A questo complesso si può attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-7}$ e $1 \cdot 10^{-4}$ m/s.

12.1.2 Complessi dei depositi di copertura

Tale gruppo è rappresentato da otto differenti complessi idrogeologici, composti essenzialmente da depositi quaternari di natura vulcanica, alluvionale, lacustre e detritico-colluviale.

12.1.2.1 Complesso fluvio-lacustre fine

Il presente complesso è rappresentato dai terreni fluvio-lacustri prevalentemente pelitici dell'unità di copertura **MDL3**. Si tratta di argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi a struttura indistinta o debolmente laminata (**CFF**), con diffusi inclusi piroclastici e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; talora sono presenti paleosuoli a tessitura sabbioso-limosa e limoso-argillosa.

Costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquiclude* di importanza variabile in relazione allo spessore dei depositi; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da impermeabile a molto bassa. Al presente complesso può quindi essere attribuito un coefficiente di permeabilità k compreso tra $1 \cdot 10^{-10}$ e $1 \cdot 10^{-7}$ m/s.

12.1.2.2 Complesso fluvio-lacustre grossolano

Questo complesso è costituito dai terreni grossolani delle unità fluvio-lacustri **MDL1** e **MDL2**. È formato da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**CFG**), da sub-angolose ad arrotondate, in matrice sabbiosa, sabbioso-limosa e sabbioso-argillosa da scarsa ad abbondante; sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad angolose; a luoghi si rinvengono passaggi di ceneri a granulometria sabbiosa e sabbioso-limosa, sottili livelli torbosi e locali intercalazioni argilloso-limose.

Costituiscono acquiferi porosi di buona trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di discreta rilevanza, localmente autonome ma globalmente a deflusso unitario, che possono avere interscambi con i corpi idrici sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da media ad alta. Al complesso in questione si può attribuire, quindi, un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-5}$ e $1 \cdot 10^{-2}$ m/s.

12.1.2.3 Complesso vulcanoclastico fine

A tale complesso sono associati i termini prevalentemente pelitici dei depositi vulcanoclastici dell'unità **TGC3**. È costituito da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi a struttura indistinta (**CVF**), con diffuse pomice e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche e locali ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate, derivanti dall'alterazione e/o l'argillificazione dei depositi vulcanoclastici; talora sono presenti paleosuoli a tessitura sabbioso-limosa.

Costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquiclude* di importanza variabile in relazione allo spessore dei depositi; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da impermeabile a molto bassa. A tale complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-10}$ e $1 \cdot 10^{-7}$ m/s.

12.1.2.4 Complesso vulcanoclastico grossolano

Tale complesso è rappresentato dai depositi vulcanoclastici grossolani delle unità **CCU** e **TGC2**. Si tratta di ceneri a granulometria sabbiosa e sabbioso-limosa a struttura indistinta o debolmente laminata (**CVG**), con diffuse pomice e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-angolose; a luoghi si rinvencono livelli di pomice grossolane, angolose e a struttura indistinta, e passaggi di ceneri a granulometria sabbiosa, sottilmente laminate e con abbondanti pomice di dimensioni centimetriche; talora sono presenti paleosuoli a tessitura sabbioso-limosa.

Costituiscono acquiferi porosi di elevata trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di notevole rilevanza, localmente frazionate ma generalmente a deflusso unitario, spesso confinate verso l'alto dai terreni del complesso vulcanico-tufaceo e vulcanoclastico-fine. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da bassa a media. A questo complesso si può attribuire un coefficiente di permeabilità k compreso tra $1 \cdot 10^{-6}$ e $1 \cdot 10^{-4}$ m/s.

12.1.2.5 Complesso vulcanico-tufaceo

Al presente complesso sono associati i litotipi prevalentemente lapidei dell'unità **TGC1**. È formato quindi da tufi lapidei a struttura massiva (**CTF**), con diffuse pomice e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche e subordinati cristalli e litici lavici; talora sono presenti paleosuoli a tessitura sabbioso-limosa.

Costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquitarde* di una certa rilevanza per i terreni del complesso vulcanoclastico grossolano; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, per porosità e fratturazione, è variabile da molto bassa a bassa. A questo complesso è possibile attribuire, quindi, un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-8}$ e $1 \cdot 10^{-6}$ m/s.

12.1.2.6 Complesso alluvionale fine

A tale complesso sono associati i terreni alluvionali essenzialmente fini dell'unità **bb2**. Si tratta di argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi a struttura indistinta o debolmente laminata (**CAF**), con diffusi inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi a struttura indistinta, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancello – Benevento
1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	65 di 127

Costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquiclude* di importanza variabile in relazione allo spessore dei depositi; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da impermeabile a molto bassa. Al presente complesso può essere attribuito un coefficiente di permeabilità k compreso tra $1 \cdot 10^{-10}$ e $1 \cdot 10^{-7}$ m/s.

12.1.2.7 Complesso alluvionale grossolano

Il presente complesso è rappresentato dai depositi alluvionali grossolani delle unità **ba1**, **ba2** e **bb1**. È costituito da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**CAG**), da sub-angolose ad arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa da scarsa ad abbondante; sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi a struttura indistinta o debolmente laminata, con locali inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi a struttura indistinta, con diffusi inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

Costituiscono acquiferi porosi di modesta trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche sotterranee di ridotta rilevanza, localmente autonome ma globalmente a deflusso unitario, che possono avere interscambi con i corpi idrici superficiali e/o con quelli sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da media a alta. A questo complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-4}$ e $1 \cdot 10^{-1}$ m/s.

12.1.2.8 Complesso detritico-colluviale

Tale complesso è costituito dai terreni di copertura delle unità **b2**, **i** ed **a**. È formato quindi da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi a struttura indistinta (**CDC**), con abbondanti resti vegetali, diffusi inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; ghiaie poligeniche ed eterometriche, da angolose a sub-arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi a struttura indistinta o debolmente stratificata, con locali resti vegetali, diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

Costituiscono acquiferi porosi di scarsa trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono privi di corpi idrici sotterranei di importanza significativa, a meno di piccole falde a carattere stagionale. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da molto bassa ad alta. Al complesso in questione si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-8}$ e $1 \cdot 10^{-2}$ m/s.

12.2 Monitoraggio piezometrico

Allo scopo di indagare l'effettiva presenza di falde idriche sotterranee ed il relativo andamento della superficie piezometrica, nel corso dello studio è stata eseguita una apposita campagna di monitoraggio consistente nella misura del livello di falda dei tubi piezometrici precedentemente installati nei fori di sondaggio. Inoltre, sono state reperite le misurazioni piezometriche condotte nella precedente fase progettuale, in modo da poter integrare al meglio tutte le informazioni idrogeologiche disponibili nell'area di intervento.

Per la campagna "2015", il monitoraggio delle strumentazioni piezometriche installate nei fori di sondaggio, allo stato attuale, non è disponibile.

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
S01	2015	-	-	-	-
S1VM	2015	-	-	-	-

Tabella 6 - Dati di monitoraggio piezometrico, condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagini "2015", utilizzati nello studio di ricostruzione della falda.

Per la campagna "2013-2014", il monitoraggio delle strumentazioni piezometriche installate nei fori di sondaggio è stato condotto nel periodo compreso tra settembre 2014 e aprile 2015. Per i piezometri dei fori P7 e P16 mancano completamente le letture, in quanto sono andati distrutti. Per il sondaggio P9 manca la seconda lettura poiché non è stato autorizzato l'accesso mentre per il sondaggio P28 manca la prima lettura in quanto è risultato inaccessibile. Di seguito, si riporta una sintesi del monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni della campagna "2013-2014", direttamente utilizzati per la ricostruzione del livello di falda nei profili idrogeologici e litotecnici.

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
P1	2013-2014	29.26	(04/2015)	28.98	(09/2014)
P2	2013-2014	28.12	(04/2015)	27.91	(09/2014)
P6	2013-2014	26.99	(03/2015)	26.27	(12/2014)
P8	2013-2014	27.39	(03/2015)	26.63	(01/2015)
P9	2013-2014	96.80	(04/2015)	96.31	(01/2015)
P12	2013-2014	70.84	(04/2015)	68.76	(01/2015)
P13	2013-2014	88.20	(03/2015)	85.19	(12/2014)
P14	2013-2014	77.15	(03/2015)	68.51	(02/2015)
P18	2013-2014	48.95	(04/2015)	48.06	(01/2015)
P20	2013-2014	43.48	(03/2015)	42.52	(01/2015)
P21	2013-2014	50.97	(03/2015)	48.25	(01/2015)
P22	2013-2014	51.35	(03/2015)	48.60	(12/2014)
P23	2013-2014	47.17	(03/2015)	45.59	(01/2015)
P25	2013-2014	51.75	(02/2015)	49.72	(09/2014)

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
P26	2013-2014	52.95	(02/2015)	49.61	(12/2014)
P28	2013-2014	29.43	(04/2015)	28.82	(02/2015)

Tabella 7 - Dati di monitoraggio piezometrico, condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagini "2013-2014", utilizzati nello studio di ricostruzione della falda.

Per le campagne "2007" e "2008-2009", invece, il monitoraggio delle strumentazioni piezometriche installate nei fori di sondaggio è stato condotto nel periodo compreso tra aprile 2007 e febbraio 2009. Di seguito, si riporta una sintesi del monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni delle campagne "2007" e "2008-2009", direttamente utilizzati per la ricostruzione del livello di falda nei profili idrogeologici e litotecnici.

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
PNIF32G01	2007	142.61	(04/2007)	142.61	(04/2007)
PNIF51G05	2008-2009	assente	(01/2009)	assente	(02/2009)
PNIF51G06	2008-2009	67.98	(11/2008)	67.78	(01/2009)
PNIF51G07	2008-2009	98.83	(12/2008)	95.78	(02/2009)
PNIF51R04	2008-2009	26.21	(02/2009)	25.93	(11/2008)
PNIF51V01	2008-2009	23.59	(02/2009)	23.50	(12/2008)
PNIF51V02	2008-2009	24.58	(02/2009)	24.55	(01/2009)
PNIF51V03	2008-2009	24.11	(02/2009)	24.02	(11/2008)

Tabella 8 - Dati di monitoraggio piezometrico, condotto nella precedente fase progettuale sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio delle campagne indagini "2007", "2008-2009", utilizzati nello studio di ricostruzione della falda.

Nello specifico, nelle cartografie e nei profili idrogeologici sono stati riportati unicamente i valori massimi e minimi della falda registrati nel corso delle diverse fasi di monitoraggio, mentre mancano tutte le letture intermedie. In tal modo, infatti, è stato possibile ricostruire l'andamento della superficie piezometrica nelle condizioni più penalizzanti e definire, per ogni punto, la massima variabilità del livello idrico durante l'intero anno idrologico.

12.3 Opere di captazione ed emergenze sorgentizie

Per poter ricostruire con maggior dettaglio l'andamento e le caratteristiche delle falde idriche presenti nell'area, nel corso dello studio si è provveduto ad acquisire tutte le informazioni disponibili relativamente ai punti



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancello – Benevento
1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	68 di 127

d'acqua esistenti nel settore di intervento. Le emergenze sorgentizie risultano del tutto assenti, mentre le opere di captazione, pozzi, sono piuttosto diffuse anche se generalmente di scarsa rilevanza.

In particolare, all'interno dell'area di studio sono stati individuati n. 26 pozzi per il prelievo delle acque dal sottosuolo, ad uso prevalentemente irriguo e secondariamente ad uso idropotabile o industriale. Data l'inaccessibilità della maggior parte delle opere di captazione per l'ubicazione in proprietà private, solo per uno dei pozzi censiti sono disponibili misure del livello piezometrico in foro. Tutti i dati raccolti sono riportati in apposite monografie di sintesi riportate in allegato alla presente relazione (cfr. IF0F 01 D 69 RH GE0002 001). I punti di rilievo, individuati da un codice numerico univoco, sono inoltre riportati nella Carta idrogeologica e profilo idrogeologico in scala 1:5000 (cfr. IF0F 01 D 69 N5 GE0002 001-6).

12.4 Condizioni di deflusso idrico sotterraneo

I dati raccolti durante lo studio condotto, a carattere geologico ed idrogeologico, hanno permesso di definire le caratteristiche generali dell'area e di individuare, nel dettaglio, il regime di deflusso idrico sotterraneo proprio dei settori di interesse. Si sottolinea che le ricostruzioni del livello piezometrico in profilo derivano da un'analisi approfondita dei dati di monitoraggio strumentale a disposizione, opportunamente integrati con tutte le informazioni raccolte circa l'assetto idrogeologico e stratigrafico-strutturale dell'area. In particolare, per quanto concerne i dati strumentali, le ricostruzioni sono state effettuate utilizzando il livello piezometrico massimo registrato durante le differenti campagne di monitoraggio, al fine di considerare la condizione idrogeologica più cautelativa per le opere in questione.

Buona parte dei corpi idrogeologici individuati rappresentano, nello schema di circolazione idrica dell'area, degli acquiferi di importanza più o meno significativa, a seconda delle locali caratteristiche di permeabilità dei litotipi e della estensione latero-verticale dei depositi. Ad essi si aggiungono, inoltre, alcuni corpi idrogeologici secondari che, nello specifico contesto di riferimento, possono essere considerati come degli *acquiclude*, in quanto tamponano lateralmente e verticalmente gli acquiferi sotterranei principali, portando alla formazione di locali emergenze sorgentizie.

I litotipi calcareo dolomitici presentano degli acquiferi di una certa rilevanza dal punto di vista idrogeologico, sia per la discreta trasmissività dei terreni che per la variabile estensione areale e verticale degli stessi. In generale, sono sede di corpi idrici di una certa rilevanza in corrispondenza delle successioni carbonatiche più spesse ed estese. Tali acquiferi sono generalmente caratterizzati da un deflusso idrico sotterraneo frazionato e fortemente eterogeneo, contenuto nelle porzioni più carsificate e fessurate dell'ammasso.

I litotipi vulcanici, del Tufo Grigio Campano, affioranti lungo il margine Nord-orientale della Piana Campana, rappresentano gli acquiferi di maggiore interesse nell'area di studio. Si sottolinea la presenza di importanti falde freatiche a carattere perenne di diverse decine di metri, spesso captate con pozzi per l'approvvigionamento idrico dei centri abitati della zona. Tali acquiferi sono spesso in comunicazione con le falde idriche dei sistemi alluvionali, a cui sono giustapposti sia lateralmente che verticalmente, in particolare alimentano gli acquiferi alluvionali dal basso. Sono sede di corpi idrici sotterranei in parte separati ed in parte interconnessi, con caratteristiche di falde libere o confinate. Le direzioni di deflusso sono generalmente piuttosto variabili e disomogenee, in quanto controllate dalla presenza di fratture e cavità. In relazione alla relativa profondità delle falde rispetto alla superficie topografica, le emergenze sorgentizie sono piuttosto rare.

I sedimenti alluvionali, per la loro estensione e trasmissività, rappresentano degli acquiferi di una certa rilevanza dal punto di vista idrogeologico. Costituiscono dei sistemi idrogeologici particolarmente articolati e complessi, in quanto direttamente influenzati dalle forti variazioni granulometriche dei terreni costituenti

l'acquifero e dalla presenza di importanti passaggi grossolani in corrispondenza alle antiche aste fluviali. Sono sede di corpi idrici sotterranei in parte separati ed in parte interconnessi, con caratteristiche di falde libere o semiconfiniate. Queste ultime presentano dei gradienti idraulici generalmente piuttosto bassi e, quasi sempre, sono caratterizzate da una superficie libera posta a pochi metri di profondità dal piano campagna. Tali acquiferi risultano alimentati, in buona sostanza, dagli apporti superficiali e profondi dei principali corsi d'acqua dell'area, anche se non sono da escludere possibili scambi idrici sotterranei con gli acquiferi giustapposti lateralmente e verticalmente.

I depositi detritico-colluviali di copertura non presentano corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza, sia per la scarsa trasmissività dei terreni che per il ridotto spessore degli stessi. Pertanto, la circolazione idrica avviene principalmente in senso verticale, tramite il passaggio delle acque meteoriche dalla superficie topografica alle falde più profonde degli acquiferi sottostanti. A tali coperture si collegano manifestazioni sorgentizie spesso effimere, che danno origine ad una diffusa circolazione di acque in superficie subito dopo gli eventi piovosi.

Infine, i litotipi argilloso-limosi e argilloso-marnosi del substrato presentano una permeabilità per porosità e fessurazione da impermeabile a molto bassa e, quindi, sono caratterizzati dall'assenza di falde o corpi idrici sotterranei. Nello schema di circolazione idrica dell'area tali terreni possono essere considerati come degli *acquiclude*, in quanto tamponano lateralmente e verticalmente gli acquiferi sotterranei più importanti.

Mediante l'interpolazione dei dati piezometrici a disposizione, è stato possibile ricostruire l'andamento dei principali corpi idrici sotterranei presenti all'interno dei depositi alluvionali e vulcanoclastici ampiamente affioranti in tutta l'area di intervento. In particolare, sulla scorta di tutti i dati idrogeologici a disposizione, è stato possibile definire l'andamento plano-altimetrico delle tre principali falde freatiche presenti nel settore occidentale, verso la Piana Campana e nel settore centro settentrionale, in corrispondenza dei fondovalle del Fiume Volturno e del Fiume Calore e infine nelle colline del settore centro-meridionale.

Nella zona meridionale, la ricostruzione della superficie piezometrica ha evidenziato la presenza di un'importante falda idrica sotterranea, posta nei litotipi vulcanici e sostenuta dai termini prevalentemente pelitici del substrato e solo localmente dalla porzione prevalentemente fine dei depositi lacustri. La falda mostra un carattere chiaramente freatico e un deflusso idrico mediamente orientato in direzione SSW, verso la Piana Campana. Nei settori di intervento, la falda è posta a quote variabili tra i 28.0 ed i 58.0 m circa s.l.m. nel settore meridionale dell'area di studio e a quote variabili tra i 40.0 ed i 99.0 m circa s.l.m. nel settore centro settentrionale.

Localmente la formazione ignimbratica del Tufo Grigio rappresenta un impermeabile relativo rispetto ai depositi piroclastici con la formazione di un acquifero confinato. Inoltre, quest'ultima litofacies, dove si presenta in continuità, sostiene la falda superficiale in particolare verso la Piana Campana.

In corrispondenza dei rilievi calcareo dolomitici, i dati piezometrici hanno mostrato la presenza di una falda freatica sostenuta da depositi prevalentemente pelitici del locale substrato. La falda è posta a quote variabili tra i 63.5 ed i 79.0 m circa s.l.m. e presenta, in generale, un deflusso orientato principalmente verso S e SW. In particolare, dai dati di perforazione la falda di base risulta in prossimità del contatto con le Argille Varicolori Superiori.

Infine, nella piana alluvionale a Nord è presente una falda a superficie libera contenuta all'interno dei depositi alluvionali attuali e recenti, alimentata dal deflusso del Fiume Volturno e del Fiume Calore. La falda si colloca a quote variabili tra i 40.6 ed i 41.3 m circa s.l.m..

13 SISMICITÀ DELL'AREA

Le caratteristiche di sismicità dell'area dell'Appennino meridionale sono da porre in relazione, sostanzialmente, con il complesso assetto strutturale dei settori più esterni della Catena Appenninica e della fascia di transizione tra i domini di Avanfossa e quelli di Avampaese (Del Gaudio et al. 2007; Pino et al. 2008). Nell'area sono stati condotti numerosi studi che hanno fornito una accurata interpretazione dei diversi terremoti storici verificatisi in questo settore di territorio, individuando le strutture sismogenetiche responsabili e le loro caratteristiche principali (Frepoli & Amato 2000; Venisti et al. 2004; Del Gaudio et al. 2007; Pierri et al. 2008; Pino et al. 2008).

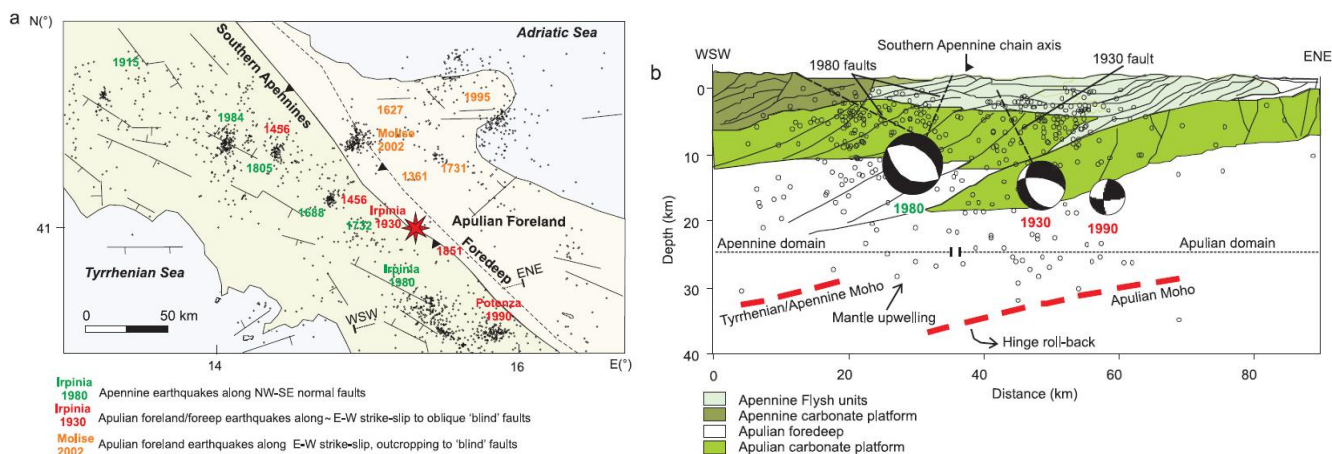


Figura 18 – Interpretazione dei principali elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale: (a) in pianta e (b) in sezione (da Pino et al. 2008).

Gli eventi sismici più forti sono avvenuti in corrispondenza dei settori di catena, lungo faglie normali ad asse circa NW-SE dovute al cuneo di mantello in risalita al di sotto dell'orogene appenninico (Frepoli & Amato 2000). In corrispondenza dei settori di avampaese, invece, i principali terremoti storici presentano intensità decisamente inferiori ai precedenti e risultano connessi, in buona sostanza, a faglie distensive e trascorrenti orientate circa E-W (Pierri et al. 2008).

In particolare, l'Appennino Campano ricade in uno dei settori di catena con la più alta manifestazione di attività sismica. Tale sismicità risente infatti dei numerosi sistemi di faglie normali presenti lungo la Catena Appenninica, che hanno determinato un sollevamento generalizzato della stessa (Ciaranfi et al. 1983) e la formazione di importanti bacini intra-montani. I suddetti sistemi di faglie presentano un'orientazione prevalentemente NW e si muovono in risposta ad un campo di deformazione estensionale attivo dal Pleistocene medio-superiore (Cinque et al. 1993), il cui asse di minimo stress (σ_3) è orientato all'incirca in senso anti-appenninico (Amato et al. 1995; Kiratzi 1994; Mariucci & Muller 2003; Montone et al. 2004).

L'esistenza di tale campo di deformazione si manifesta con una sismicità localizzata entro i primi 20 km di crosta (Castello et al. 2005; Chiarabba et al. 2005) e con meccanismi focali prevalentemente distensivi o trastensivi (Montone et al. 2004; Vannucci & Gasperini 2004). Tuttavia, a dispetto di tale assetto geologico-strutturale, il settore di interesse progettuale non è sede epicentrale di sismi importanti, ma sicuramente ha risentito degli effetti collegati a terremoti localizzati nelle regioni adiacenti.

La consultazione del database DISS (2010), relativo alle potenziali sorgenti sismogenetiche con magnitudo maggiore di 5.5, mostra che il tracciato di progetto non risulta interessato dalla presenza di potenziali faglie

sismogenetiche. La fascia di sorgenti composite più vicina è posta circa 23 km a NE della zona di studio ed è rappresentata dalla sorgente ITCS024 *Miranda-Apice* (profondità stimata 1-14 Km, magnitudo massima 6.6, *Slip rate* 0.1-1 mm/anno).

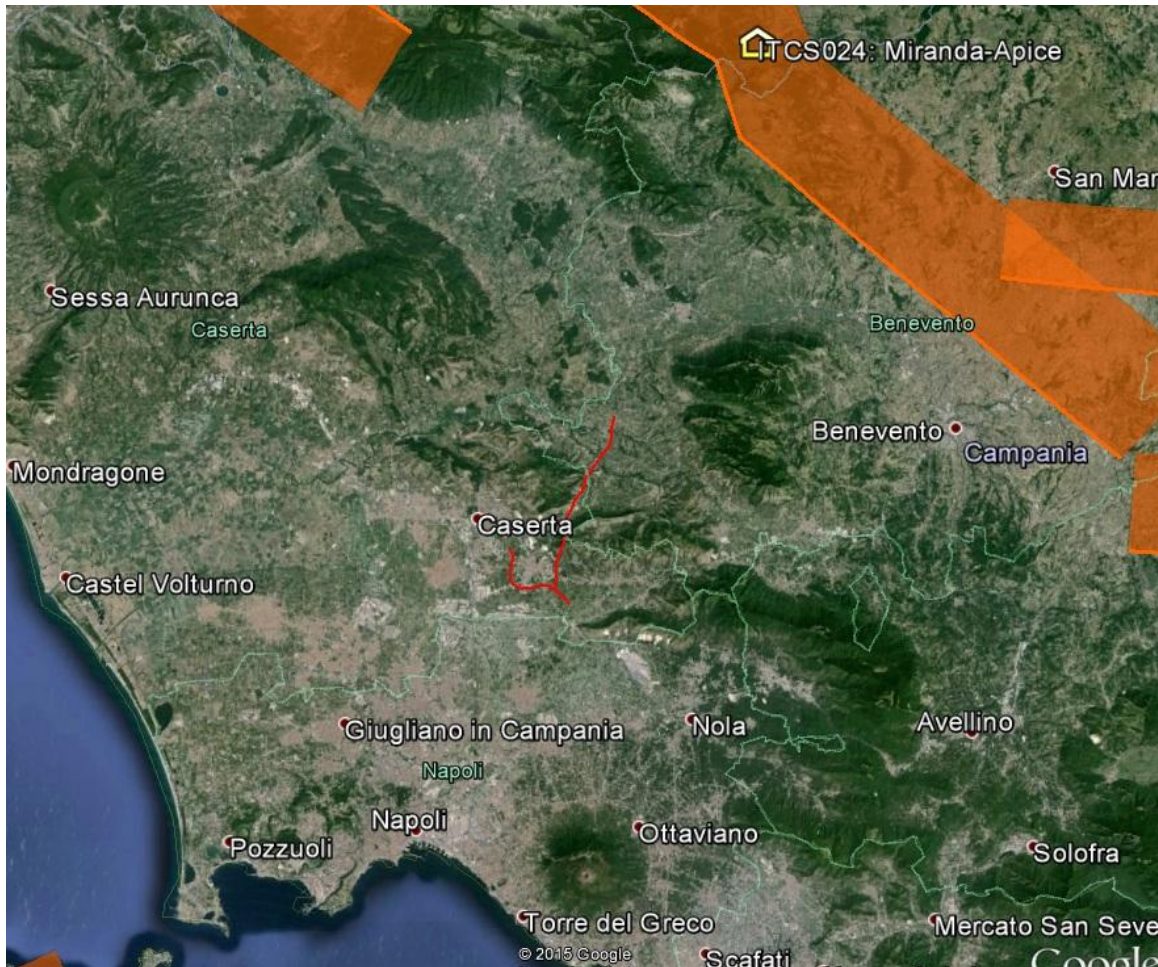


Figura 19 – Localizzazione delle potenziali sorgenti di terremoti con $M > 5.5$ nell'area di studio (da DISS Working group 2010, <http://diss.rm.ingv.it/diss/index.html>); in colore rosso è indicato il tracciato di interesse progettuale.

Relativamente alla vigente zonazione sismogenetica del territorio nazionale ZS9 (Meletti & Valensise 2004), la porzione più meridionale del tratto ferroviario di progetto si trova lungo il bordo Nord-occidentale della **Zona 928 Ischia-Vesuvio**, in cui sono attesi terremoti superficiali ($P = 1-5$ km) e di bassa magnitudo ($M_{max} = 5.91$), riconducibili a meccanismi di fagliazione prevalentemente normali. La parte più settentrionale del tracciato ricade invece poco a Sud della **Zona 927 Sannio-Irpinia-Basilicata**, che risulta caratterizzata da terremoti di media profondità ($P = 8-12$ km) e di elevata magnitudo ($M_{max} = 7.06$), riconducibili a meccanismi di fagliazione prevalentemente normale.

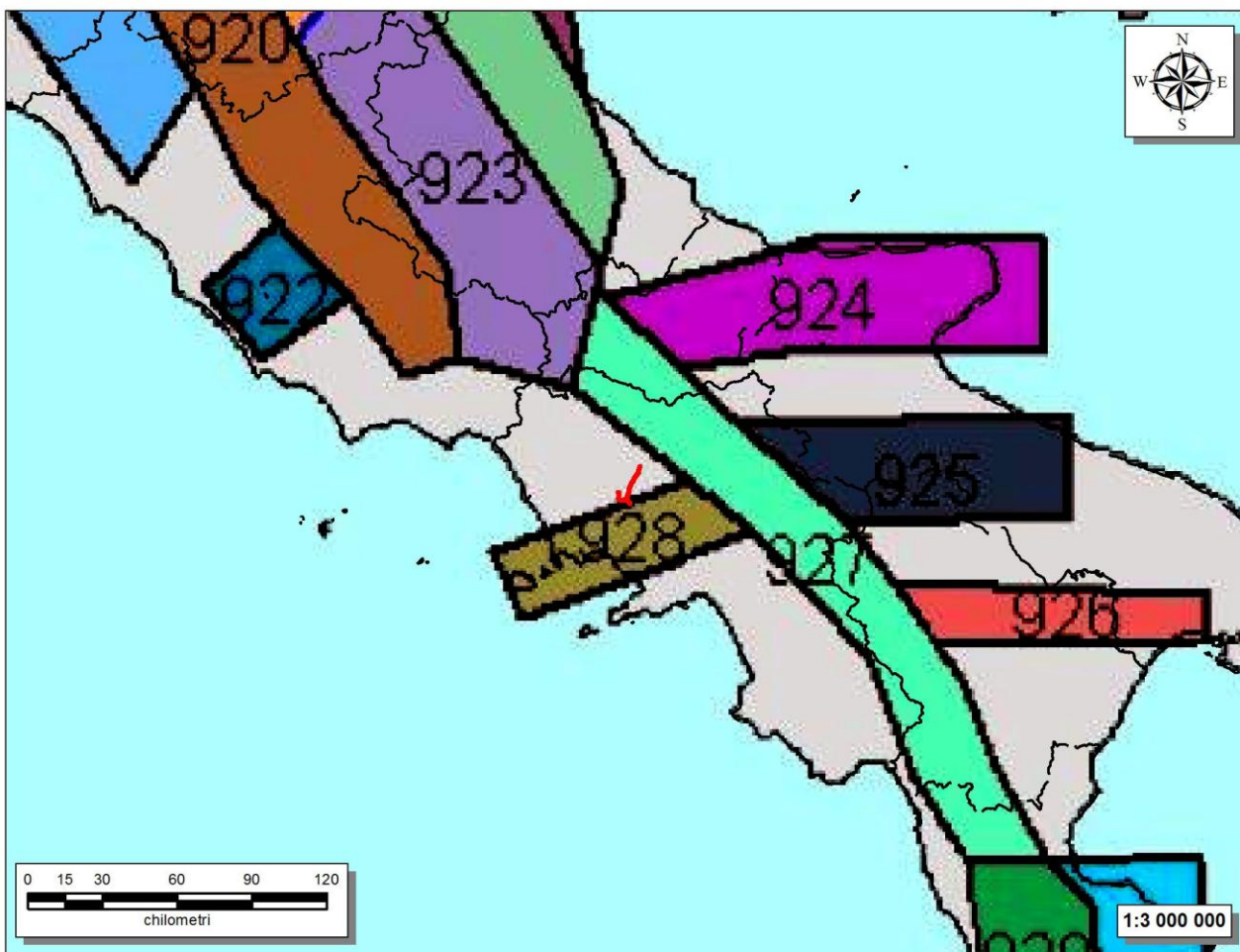


Figura 20 – Stralcio della zonazione sismogenetica ZS9 (da Meletti & Valensise 2004, <http://zone.mi.ingv.it>); in colore rosso è indicato il tracciato di progetto.

13.1 Sismicità storica

Nonostante il catalogo sismico copra un intervallo di tempo di oltre 2000 anni, molti degli eventi registrati sono concentrati negli ultimi sei secoli, tra il 1456 e il 1980, anche per via della maggiore accuratezza e completezza dei documenti storici rinvenuti. In particolare, l'ultimo terremoto di grande intensità epicentrale è stato quello del 23 novembre 1980, con una magnitudo momento pari a 6.9 ed una intensità epicentrale del X grado MCS (Carannante et al. 2012). Questo terremoto è stato il più forte degli ultimi ottanta anni e ha causato circa 3000 vittime e la totale distruzione di almeno 15 paesi (Postpischl 1985).

Il sisma del 1980 è stato il primo per il quale è stata osservata una dislocazione in superficie, con rigetti fino a 1 m lungo le scarpate, e fu provocato da un complesso processo di fagliazione avvenuto lungo diversi segmenti di faglia compresi tra Nusco e Pano di S. Gregorio Magno (Carannante et al. 2012). Il meccanismo focale sintetico dell'intera rottura ha evidenziato, in particolare, un chiaro evento distensivo lungo un piano orientato N40W-N40W con pendenza di circa 60° e una bassa componente *strike slip*. Le scosse principali furono seguite da centinaia di *aftershocks*, compresi due eventi di $M_l = 4.9$ (25 Novembre e 3 Dicembre), a profondità crostali

differenti a seconda dei segmenti coinvolti, ma comunque entro i primi 20 km di profondità (Pantosti & Valensise 1990; Westaway 1992; Bernard & Zollo 1989).

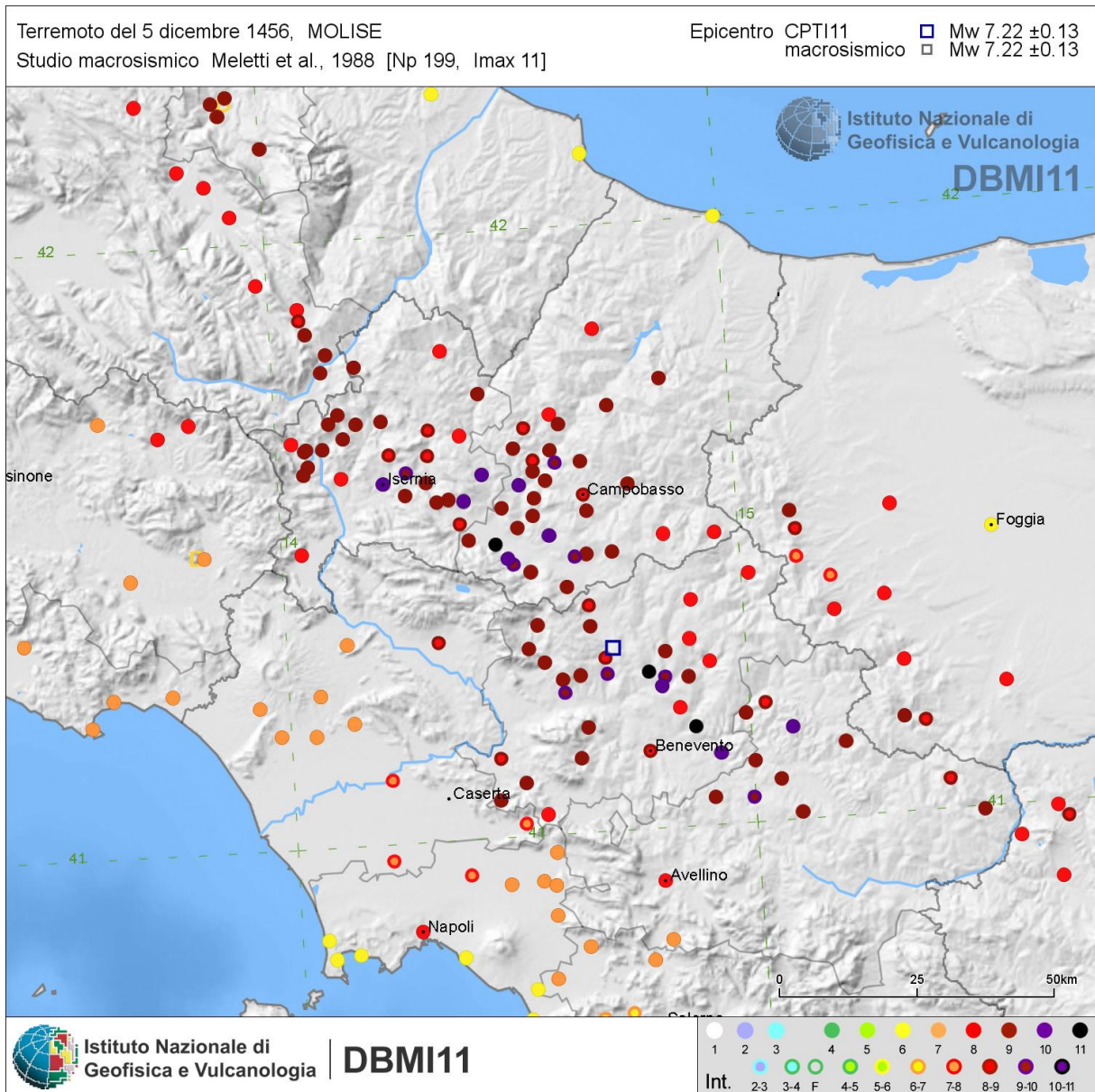


Figura 21 - Distribuzione del danneggiamento prodotto dal terremoto del 1456 nell'area di studio (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>).

Fatta eccezione per il terremoto del 1980, i dati derivanti dalla sismicità strumentale nella regione campana (Castello et al. 2005) e riferibili ad un periodo che va dal 1981 al 2007, mostrano come la sismicità si manifesti con sequenze sismiche di bassa energia e a sciame, i cui ipocentri sono concentrati all'interno dei primi 10-20 km di crosta (Chiarabba et al. 2005; Gruppo di Lavoro MPS 2004), in analogia con il resto della sismicità appenninica. Nell'area non si evidenziano sequenze sismiche di particolare importanza, fatta eccezione per quella verificatasi nel

periodo Aprile-Ottobre 2005, i cui eventi hanno raggiunto il 21 Maggio una magnitudo locale di 3.7 ed una profondità massima di circa 17 km (Carannante et al. 2012). Nonostante la bassa sismicità che contraddistingue il settore casertano, l'area di intervento risulta comunque molto prossima al settore beneventano, che presenta al contrario un elevato rischio sismico (Alessio et al. 1996; Barbano et al. 1989).

Il settore beneventano, infatti, è condizionato dalla sismicità compresa all'interno di due importanti zone sismogenetiche, caratterizzate da elevati valori attesi in termini di intensità MCS (Carannante et al. 2012). Immediatamente a Sud del M. Camposauro, è stata ipotizzata la presenza nel sottosuolo di una importante struttura sismogenetica responsabile del terremoto del 1688 (Cinque et al. 2000; Valensise & Pantosti 2001; Vilardo et al. 2003; Di Bucci et al. 2005). In particolare bisogna porre l'attenzione sul forte rilascio di energia sismica in una zona dove *slip rates* bassi e quindi, tempi di ricorrenza lunghi, potrebbero trarre in inganno ed indurre a sottovalutare il potenziale sismogenetico di molte strutture (Valensise & Pantosti 2001). Un quadro differente è deducibile, invece, dalla sismicità storica delle regioni circostanti come il Molise e la Basilicata, per le quali sono noti molti eventi le cui intensità epicentrali superiori a IX grado MCS e magnitudo momento pari a 6.96 (Carannante et al. 2012).

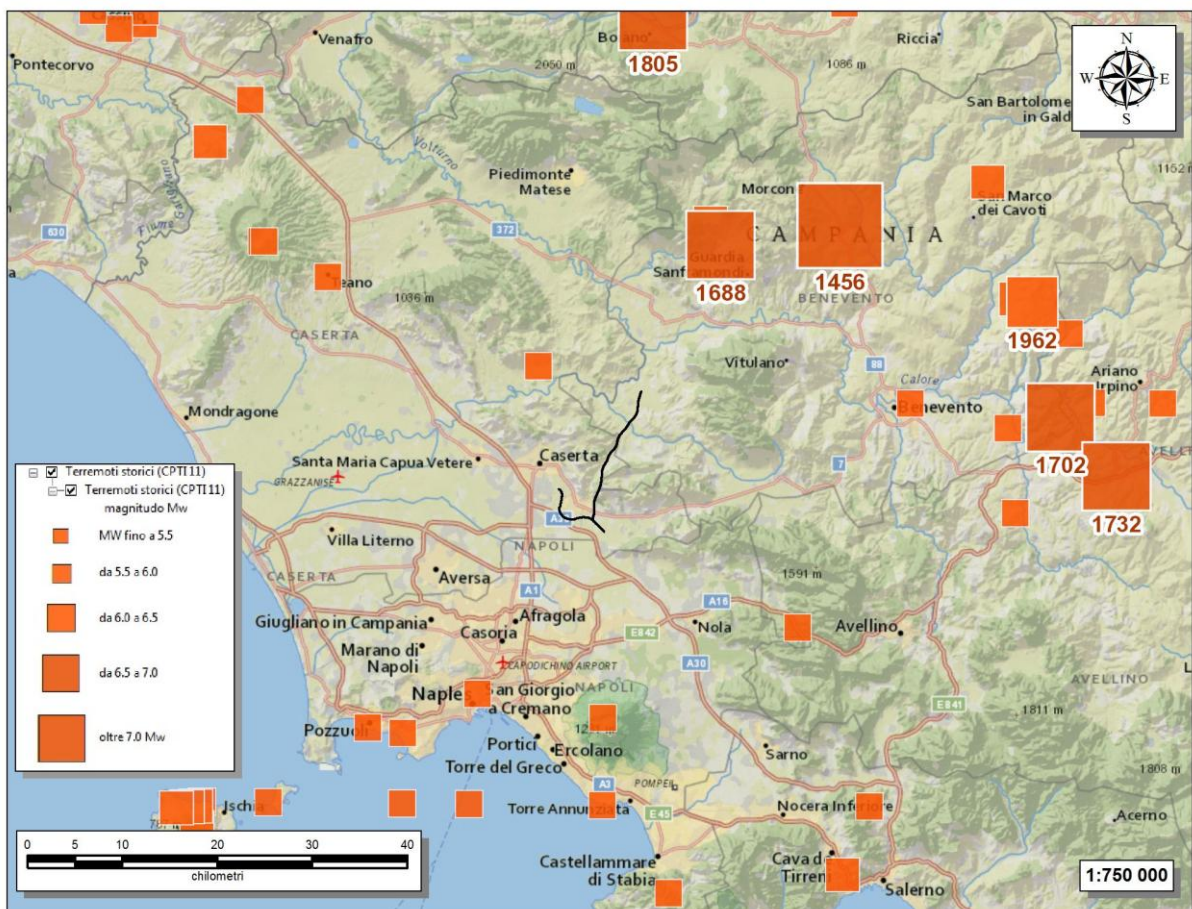


Figura 22 – Ubicazione dei principali terremoti storici che hanno interessato l'area di studio (da INGV, URL: <http://apps.arcgis.com/hosted/OnePane/basicviewer/index.html?appid=951d08eed7748909d2aa67317fb67c9>). In colore nero è riportata la tratta ferroviaria di interesse progettuale.



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancello – Benevento
1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	75 di 127

In occasione del terremoto del 26 luglio 1805, l'isosista VIII grado MCS risulta curvata proprio in corrispondenza del Taburno-Camposauro e allungata in direzione della Piana Campana (Postpischl 1985; Esposito et al. 1987, Esposito et al. 1988), così come l'isosista VII grado MCS del terremoto lucano del 16 Dicembre 1857, investe la stessa area anche se con un andamento differente (Postpischl 1985; Porfido et al. 1988). Anche la ricostruzione dell'isosista IX grado MCS dei terremoti del 1456, 1688, 1702 e del 1930 mostra un parziale interessamento dell'area (Alessio et al. 1996), stavolta con un caratteristico allungamento in senso appenninico. In particolare, si ritiene che il terremoto del 1456 si sia manifestato attraverso scosse multiple su tre diversi segmenti di faglia, uno dei quali localizzato nel Sannio (Carannante et al. 2012). La sorgente sismogenetica di questo sisma, come degli altri eventi, sarebbe da ricercare nell'Avampese Apulo e nei lineamenti orientati E-W, differentemente dal resto della sismicità appenninica. Anche in questo caso è riportata una vistosa curvatura delle isosiste in direzione della piana Campana, con l'estensione dell'area di danneggiamento che investe chiaramente la città di Caserta (Carannante et al. 2012).

Come si può notare dai dati contenuti nel Catalogo Parametrico dei Terremoti italiani (CPTI11), l'area in questione è stata interessata dagli effetti di diversi eventi sismici di una certa intensità, come quello del 1688 di magnitudo 6.9 (Sannio) o del 1456 di magnitudo 7.2 (Molise). Tuttavia quest'area, in passato, ha mostrato di subire danni anche per terremoti localizzati in aree più lontane, come quello del 1857 di magnitudo 7.0 (Basilicata) o del 1930 di magnitudo 6.6 (Irpina).

Nelle figure seguenti sono elencati gli eventi sismici riportati nel Database Macrosismico Italiano pubblicato dall'INGV (versione DBMI11). Tale ricerca è stata svolta al fine di documentare la storia sismica degli abitati di ricadenti nelle aree di progetto quali Caserta, Cervino, Dugenta, Maddaloni, Sant'Agata dei Goti (BN e Valle di Maddaloni (da <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/consultazione/località>).

Storia sismica di Caserta [41.071, 14.333]

Numero di eventi: 35

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw	
5	1794 06 12 22:30	Irpinia	16	7 5.22 ±0.57	
7	1805 07 26 21:00	Molise	223	10 6.62 ±0.11	
F	1851 08 14 13:20	Basilicata	103	10 6.38 ±0.17	
F	1851 08 14 14:40	Melfi	10		
F	1853 04 09 12:45	Irpinia	47	8 5.56 ±0.30	
4-5	1857 12 16 21:15	Basilicata	340	11 7.03 ±0.08	
3	1873 07 12 06:06	Monti della Meta	62	7-8 5.35 ±0.20	
6	1875 12 06	S.MARCO IN LAMIS	97	8 5.98 ±0.16	
3	1877 08 24 02:45	Lazio meridionale	54	7 5.23 ±0.22	
5	1882 06 06 05:40	Monti del Matese	52	7 5.27 ±0.25	
3-4	1901 07 31 10:38	Monti della Meta	76	7 5.23 ±0.17	
3-4	1903 05 04 03:44	VALLE CAUDINA	80	7 4.73 ±0.22	
2-3	1905 09 08 01:43	Calabria meridionale	895	7.04 ±0.16	
5	1910 06 07 02:04	Irpinia-Basilicata	376	8 5.73 ±0.09	
4-5	1913 01 03 13:39	Marsica sud-est	44	5-6 4.66 ±0.25	
4-5	1913 10 04 18:26	Matese	205	7-8 5.37 ±0.11	
5	1915 01 13 06:52	Avezzano	1041	11 7.00 ±0.09	
4	1922 12 29 12:22	Bassa Val Roveto	119	6-7 5.19 ±0.12	
2	1925 09 24 13:33	Molise occidentale	50	7 5.20 ±0.17	
5	1927 05 25 02:50	CERRETO	54	6 4.95 ±0.18	
6-7	1930 07 23 00:08	Irpinia	547	10 6.62 ±0.09	
2	1933 03 07 14:40	BISACCIA	42	6 4.97 ±0.19	
NF	1960 01 11 11:27	ROCCAMONFINA	30	7-8 5.05 ±0.54	
6-7	1962 08 21 18:19	Irpinia	262	9 6.13 ±0.10	
F	1975 06 19 10:11	MATTINATELLA	15	6 5.18 ±0.28	
6-7	1980 11 23 18:34	Irpinia-Basilicata	1394	10 6.89 ±0.09	
5-6	1981 02 14 17:27	BAIANO	85	7-8 4.90 ±0.09	
NF	1984 04 29 05:02	GUBBIO/VALFABBRICA	709	7 5.65 ±0.09	

6	1984 05 07 17:49	Appennino abruzzese	912	8 5.89 ±0.09
5	1984 05 11 10:41	Appennino abruzzese	342	5.50 ±0.09
4	1996 04 03 13:04	Irpinia	557	6 4.93 ±0.09
3-4	1997 03 19 23:10	Matese	284	6 4.55 ±0.09
4	2002 11 01 15:09	Subapp. Dauno	645	5.72 ±0.09
NF	2003 12 30 05:31	Monti dei Frentani	339	5-6 4.57 ±0.09
3	2005 05 21 19:55	Irpinia	276	5-6 4.40 ±0.11

Figura 23 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Caserta (da Database Macrosismico Italiano, DBMI11). Legenda: I= intensità massima, Np= numero di osservazioni macrosismiche, I₀= intensità epicentrale, M_w= Magnitudo momento.

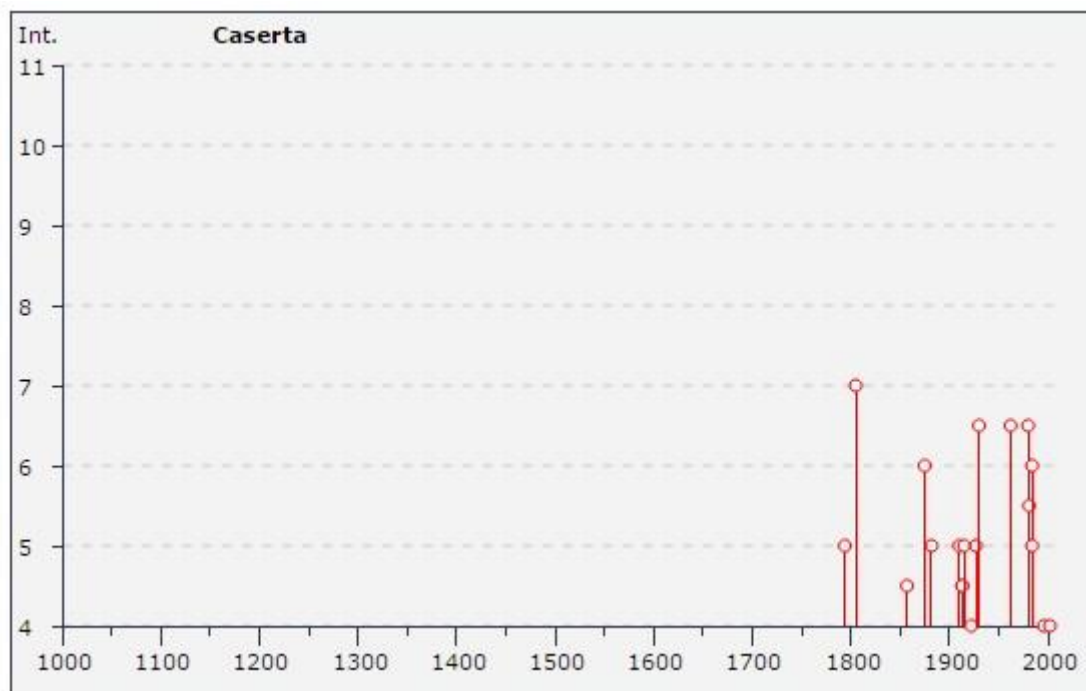


Figura 24 – Grafico illustrante la storia sismica di Caserta. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/query_place/).

Storia sismica di Cervino
[41.040, 14.422]

Numero di eventi: 4

Effetti		In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw	
7-8	1930 07 23 00:08	Irpinia	547	10 6.62 ±0.09	
4-5	1990 05 05 07:21	Potentino	1374	5.80 ±0.09	
3	1991 05 26 12:26	Potentino	597	7 5.11 ±0.09	
4-5	1997 03 19 23:10	Matese	284	6 4.55 ±0.09	

Figura 25 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Cervino (CE) (da Database Macrosismico Italiano, DBMI11). Legenda: I= intensità massima, Np= numero di osservazioni macrosismiche, I₀= intensità epicentrale, M_w= Magnitudo momento

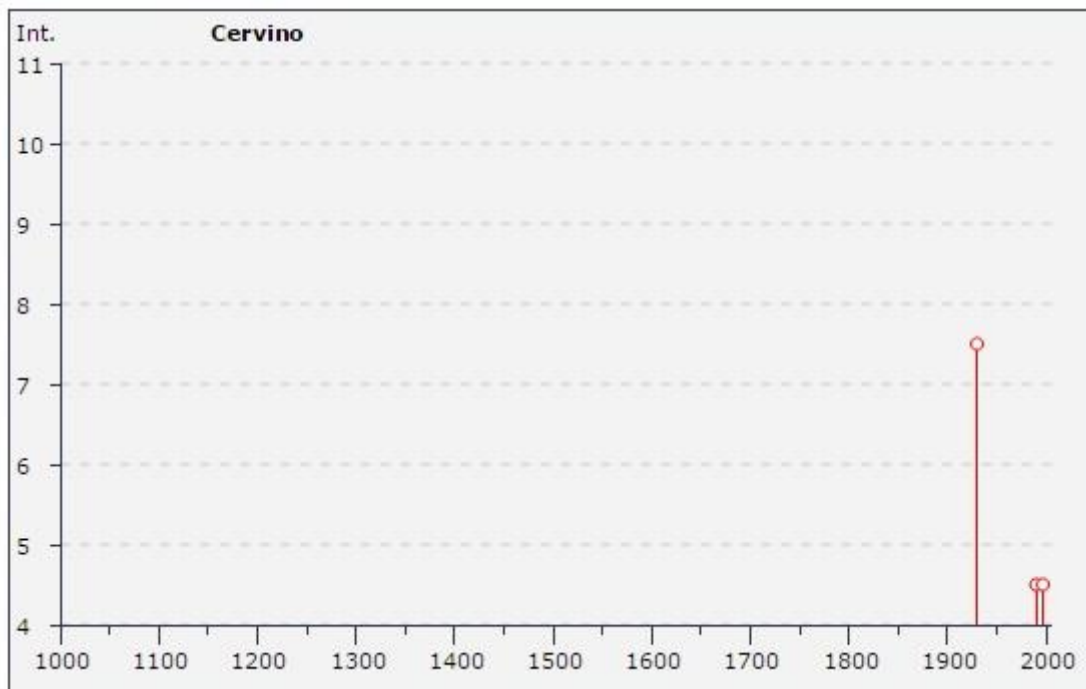


Figura 26 – Grafico illustrante la storia sismica di Cervino (CE). Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/query_place/).

Storia sismica di Dugenta
[41.132, 14.452]

Numero di eventi: 8

Effetti	In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
8-9	1456 12 05	MOLISE	199	11 7.22 ±0.13
F	1903 05 04 03:44	VALLE CAUDINA	80	7 4.73 ±0.22
6	1980 11 23 18:34	Irpinia-Basilicata	1394	10 6.89 ±0.09
NF	1991 05 26 12:26	Potentino	597	7 5.11 ±0.09
4-5	1996 04 03 13:04	Irpinia	557	6 4.93 ±0.09
4-5	1997 03 19 23:10	Matese	284	6 4.55 ±0.09
NF	2003 12 30 05:31	Monti dei Frentani	339	5-6 4.57 ±0.09
NF	2005 05 21 19:55	Irpinia	276	5-6 4.40 ±0.11

Figura 27 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Dugenta (BN) (da Database Macrosismico Italiano, DBMI11). Legenda: I= intensità massima, Np= numero di osservazioni macrosismiche, I₀= intensità epicentrale, M_v= Magnitudo momento.

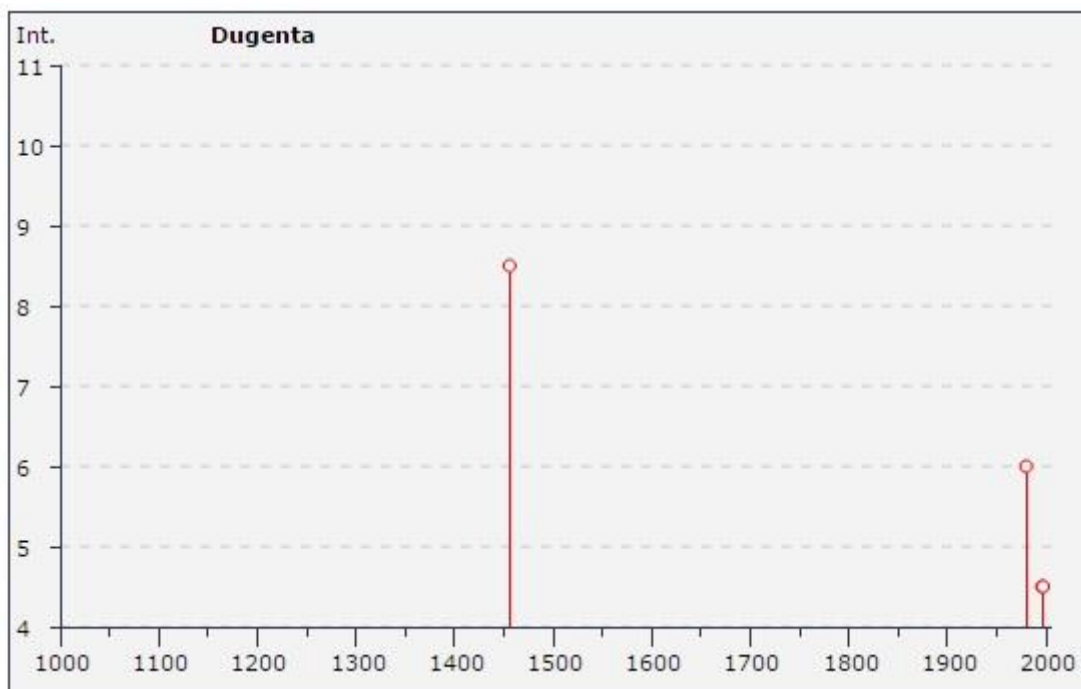


Figura 28 – Grafico illustrante la storia sismica di Dugenta (BN). Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/query_place/).

Storia sismica di Maddaloni [41.038, 14.387]

Numero di eventi: 26

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I[MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw	
NC	1688 06 05 15:30	Sannio	216	11 6.98 ±0.12	
6	1735 01 26 03:10	Maddaloni (CE)	2	5 4.30 ±0.34	
7	1805 07 26 21:00	Molise	223	10 6.62 ±0.11	
4-5	1857 12 16 21:15	Basilicata	340	11 7.03 ±0.08	
F	1901 07 31 10:38	Monti della Meta	76	7 5.23 ±0.17	
3-4	1903 05 04 03:44	VALLE CAUDINA	80	7 4.73 ±0.22	
4-5	1905 03 14 19:16	BENEVENTANO	94	6-7 4.90 ±0.16	
3	1905 11 26 06:48	Irpinia	136	7-8 5.21 ±0.13	
F	1910 06 07 02:04	Irpinia-Basilicata	376	8 5.73 ±0.09	
4	1913 10 04 18:26	Matese	205	7-8 5.37 ±0.11	
6	1915 01 13 06:52	Avezzano	1041	11 7.00 ±0.09	
4	1922 12 29 12:22	Bassa Val Roveto	119	6-7 5.19 ±0.12	
4	1930 04 27 01:46	SALERNITANO	30	7 4.76 ±0.28	
7	1930 07 23 00:08	Irpinia	547	10 6.62 ±0.09	
4	1936 04 03 18:42	VALLE CAUDINA	10	5-6 4.45 ±0.31	
NF	1977 07 24 09:55	Grottaminarda	84	5-6 4.43 ±0.13	
7	1980 11 23 18:34	Irpinia-Basilicata	1394	10 6.89 ±0.09	
6	1981 02 14 17:27	BAIANO	85	7-8 4.90 ±0.09	
NF	1984 04 29 05:02	GUBBIO/VALFABBRICA	709	7 5.65 ±0.09	
5	1984 05 07 17:49	Appennino abruzzese	912	8 5.89 ±0.09	
4-5	1996 04 03 13:04	Irpinia	557	6 4.93 ±0.09	
3	1997 03 19 23:10	Matese	284	6 4.55 ±0.09	
NF	1998 03 26 16:26	Appennino umbro-marchigiano	408	6 5.29 ±0.09	
4-5	2002 11 01 15:09	Subapp. Dauno	645	5.72 ±0.09	
NF	2003 06 01 15:45	Molise	516	5 4.50 ±0.09	
NF	2003 12 30 05:31	Monti dei Frentani	339	5-6 4.57 ±0.09	

Figura 29 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Maddaloni (CE) (da Database Macrosismico Italiano, DBMI11). Legenda: I= intensità massima, Np= numero di osservazioni macrosismiche, I₀= intensità epicentrale, M_w= Magnitudo momento.

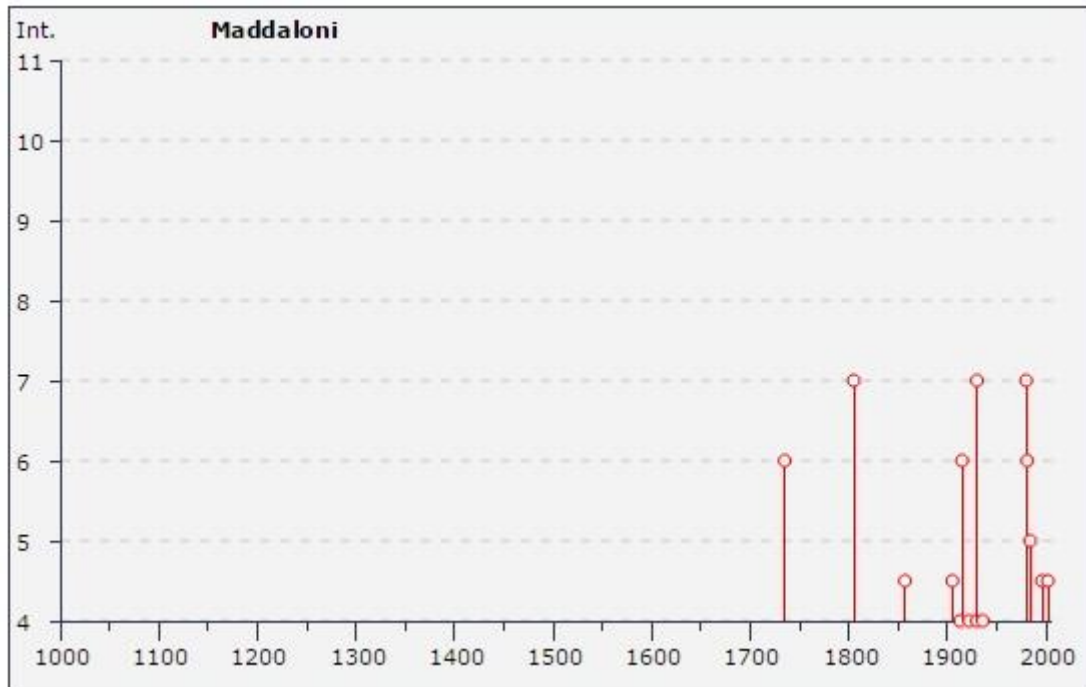


Figura 30 – Grafico illustrante la storia sismica di Maddaloni (CE) Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/query_place/).

Storia sismica di Sant'Agata de' Goti
[41.089, 14.504]

Numero di eventi: 24

Effetti	In occasione del terremoto del:			
I[MCS]	Data	Ax	Np	I ₀ Mw
9	1456 12 05	MOLISE	199	11 7.22 ±0.13
6	1732 11 29 07:40	Irpinia	183	10-11 6.64 ±0.11
5-6	1794 06 12 22:30	Irpinia	16	7 5.22 ±0.57
7-8	1805 07 26 21:00	Molise	223	10 6.62 ±0.11
4-5	1889 12 08	APRICENA	122	7 5.69 ±0.13
4-5	1903 05 04 03:44	VALLE CAUDINA	80	7 4.73 ±0.22
4	1910 06 07 02:04	Irpinia-Basilicata	376	8 5.73 ±0.09
5	1915 01 13 06:52	Avezzano	1041	11 7.00 ±0.09
7	1930 07 23 00:08	Irpinia	547	10 6.62 ±0.09
4-5	1936 04 03 18:42	VALLE CAUDINA	10	5-6 4.45 ±0.31
7	1962 08 21 18:19	Irpinia	262	9 6.13 ±0.10
3	1977 07 24 09:55	Grottaminarda	84	5-6 4.43 ±0.13
NF	1978 02 06 05:10	Apice	90	5 4.39 ±0.18
7	1980 11 23 18:34	Irpinia-Basilicata	1394	10 6.89 ±0.09
5	1984 05 07 17:49	Appennino abruzzese	912	8 5.89 ±0.09
5	1984 05 11 10:41	Appennino abruzzese	342	5.50 ±0.09
5	1990 05 05 07:21	Potentino	1374	5.80 ±0.09
3	1991 05 26 12:26	Potentino	597	7 5.11 ±0.09
3	1996 04 03 13:04	Irpinia	557	6 4.93 ±0.09
3	1997 03 19 23:10	Matese	284	6 4.55 ±0.09
4	2002 11 01 15:09	Subapp. Dauno	645	5.72 ±0.09
NF	2003 06 01 15:45	Molise	516	5 4.50 ±0.09
NF	2003 12 30 05:31	Monti dei Frentani	339	5-6 4.57 ±0.09
4	2005 05 21 19:55	Irpinia	276	5-6 4.40 ±0.11

Figura 31 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Sant'Agata dei Goti (BN) (da Database Macrosismico Italiano, DBMI11). Legenda: I= intensità massima, Np= numero di osservazioni macrosismiche, I₀= intensità epicentrale, M_w= Magnitudo momento.

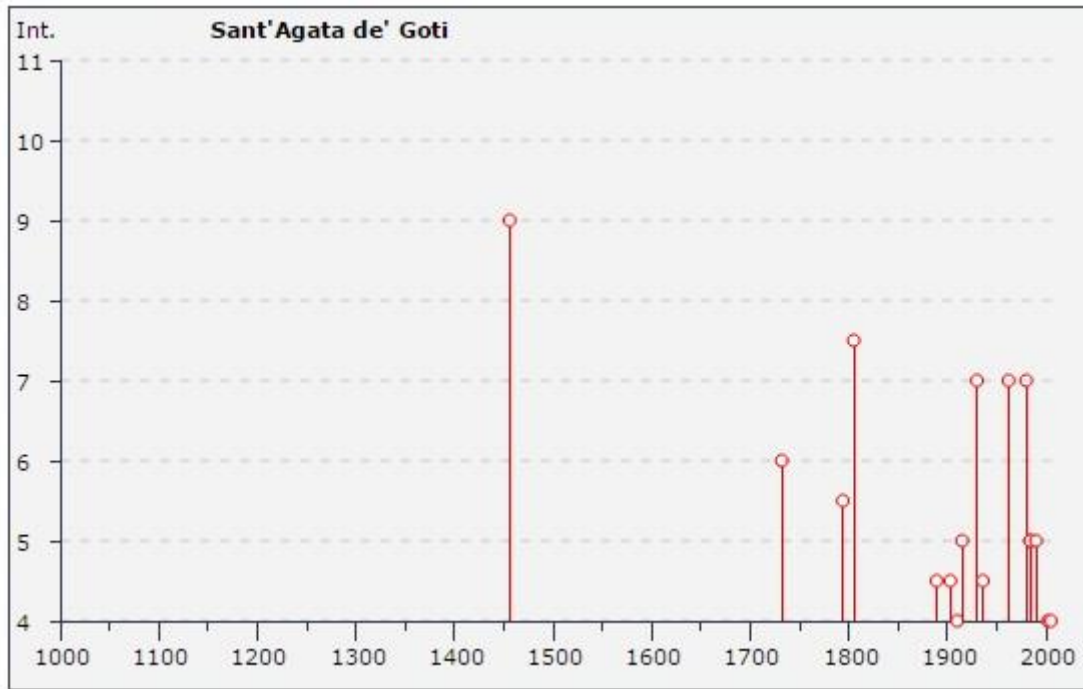


Figura 32 - Grafico illustrante la storia sismica di Sant'Agata dei Goti (BN) Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/query_place/).

Storia sismica di Valle di Maddaloni
[41.080, 14.417]

Numero di eventi: 5

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw	
F	1903 05 04 03:44	VALLE CAUDINA	80	7 4.73 ±0.22	
6-7	1980 11 23 18:34	Irpinia-Basilicata	1394	10 6.89 ±0.09	
NF	1991 05 26 12:26	Potentino	597	7 5.11 ±0.09	
3	1996 04 03 13:04	Irpinia	557	6 4.93 ±0.09	
NF	2003 12 30 05:31	Monti dei Frentani	339	5-6 4.57 ±0.09	

Figura 33 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Valle di Maddaloni (CE) (da Database Macrosismico Italiano, DBMI11). Legenda: I= intensità massima, Np= numero di osservazioni macrosismiche, I_0 = intensità epicentrale, M_w = Magnitudo momento.

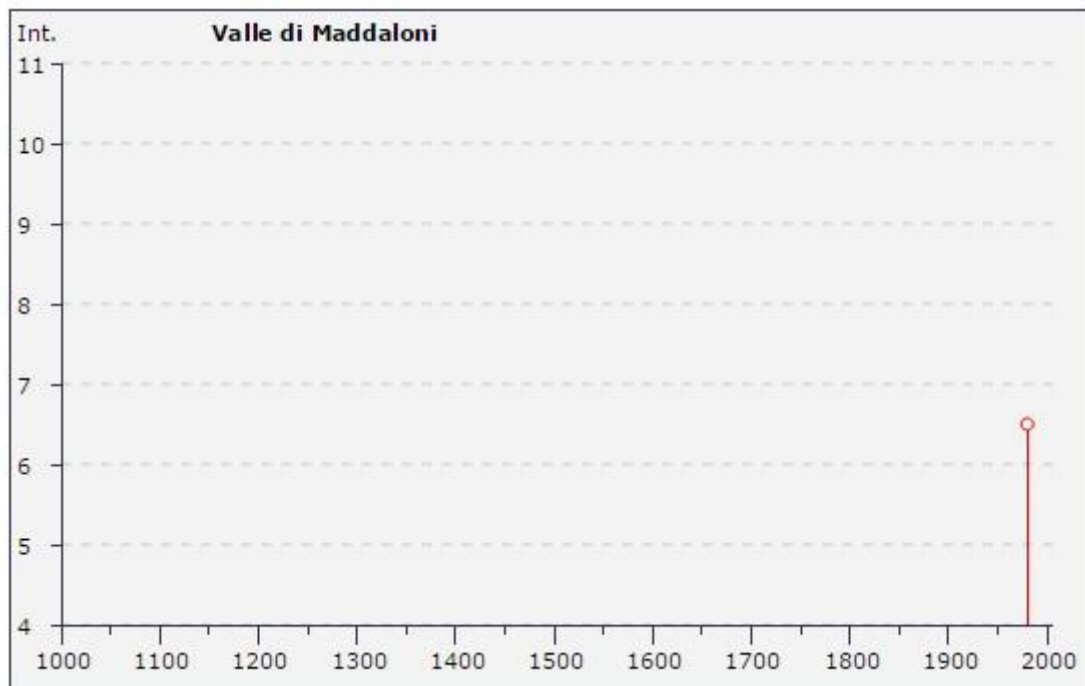


Figura 34 – Grafico illustrante la storia sismica di Valle di Maddaloni (CE) Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/query_place/).

13.2 Sismicità attuale

L’Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20/03/2003 (e successive modifiche ed integrazioni) – “*Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di Normative tecniche per le costruzioni in zona sismica*” disciplinava la classificazione sismica dei comuni d’Italia. Secondo tale normativa, i comuni di Caserta, Cervino, Dugenta, Maddaloni, Sant’Agata dei Goti e Valle di Maddaloni ricadevano in **Zona sismica 2**, ossia aree che potrebbero essere interessate da eventi sismici abbastanza forti.

In seguito a tale classificazione, effettuata per ognuno dei comuni d’Italia, è stato emanato un nuovo provvedimento che prevede l’adozione delle stime di pericolosità sismica contenute nel Progetto S1 dell’INGV-DPC. Detto studio è stato condotto dall’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) che ha prodotto, per l’intera comunità nazionale, uno strumento scientificamente valido ed avanzato, nonché utilizzabile nell’immediato in provvedimenti normativi.

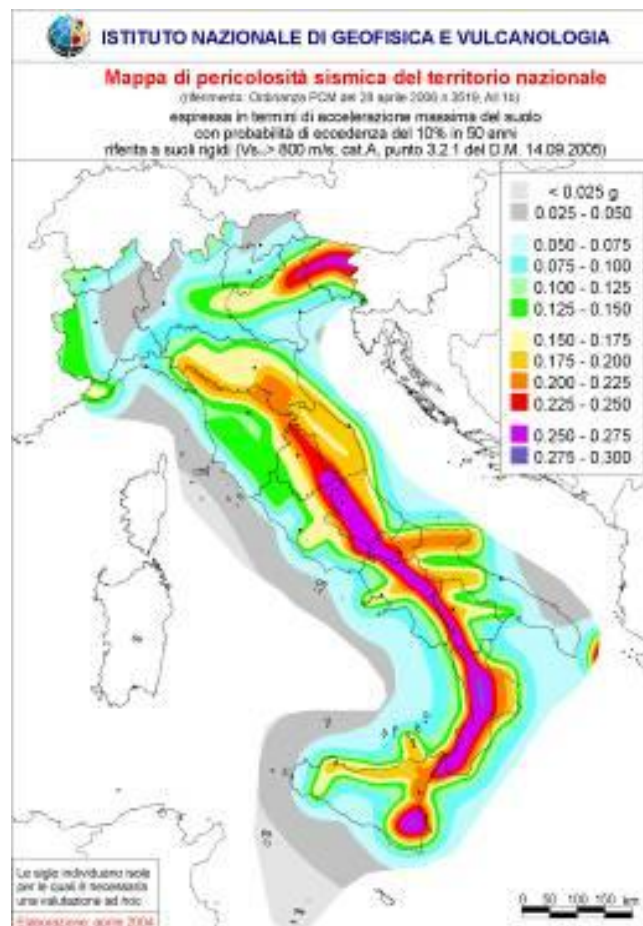


Figura 35 – Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (da Meletti & Montaldo 2007) contenuta nel Progetto S1 dell’INGV-DPC (<http://esse1.mi.ingv.it/d2.html>).

In particolare, con tale provvedimento è stato superato il concetto di una classificazione sismica legata al singolo territorio comunale e si è posta nuova attenzione sul concetto di una pericolosità sismica uniforme a livello

nazionale, stimata sulla base di quattro zone sismiche fondamentali. Infatti, la vecchia classificazione sismica produceva sovente numerose situazioni in cui un comune classificato sismico era fisicamente confinante con un comune non classificato e, pertanto, si assisteva ad un brusco cambiamento nei parametri sismici in un breve arco di territorio.

Attualmente, la pericolosità sismica è stimata con una precisione maggiore e, di fatto, le variazioni tra le caratteristiche sismiche di aree adiacenti sono sempre continue e graduali. Successivamente verrà quindi mantenuta la classificazione del territorio nazionale in quattro differenti classi sismiche, ma a scopo esclusivamente amministrativo.

All'attuale stato delle conoscenze e del progresso scientifico è possibile, attraverso l'applicazione *WebGIS*, consultare in maniera interattiva le mappe di pericolosità sismica (cfr. figura seguente). Nello specifico, per le zone di interesse i valori di accelerazione al suolo (con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni) sono compresi all'incirca nell'intervallo 0.125-0.175 a_g (accelerazione massima del suolo).

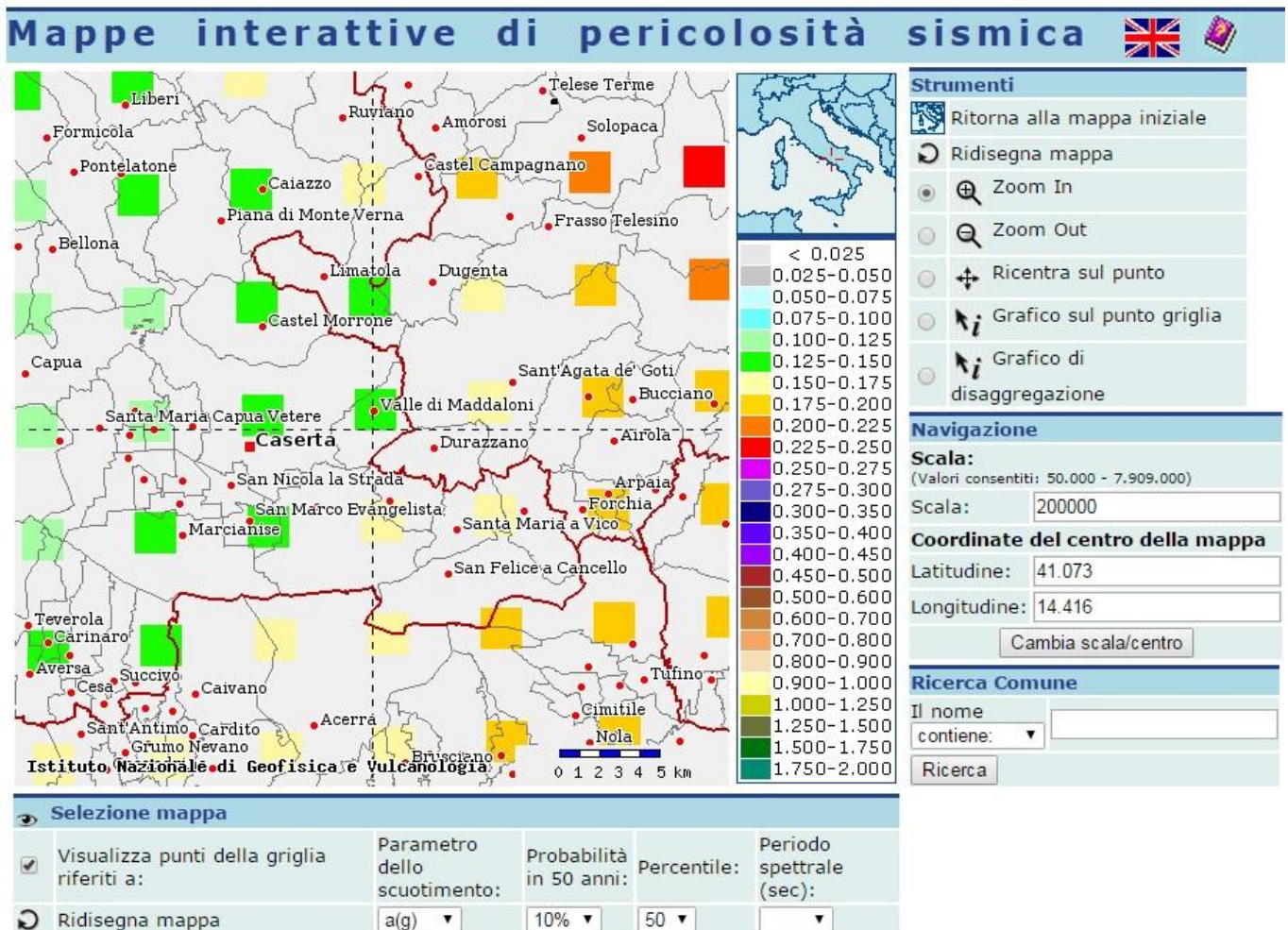


Figura 36 – Mappa interattiva di pericolosità sismica per le zone di interesse; i colori della legenda indicano le diverse accelerazioni del suolo (<http://esse1-gis.mi.ingv.it>).

Infine, il database del progetto ITHACA (*Italy HAZARD from CAPable faults*) riporta, in vicinanza alle opere in progetto, la presenza di alcune faglie capaci, ovvero di elementi tettonici attivi che potenzialmente possono creare deformazioni in superficie e produrre fenomeni dagli effetti distruttivi per le opere antropiche. Tali elementi non interferiscono direttamente con il tracciato di progetto, ma sono comunque in grado di produrre eventi sismici di una certa rilevanza e con sicuro risentimento nei settori di studio.



Figura 37 – Stralcio cartografico dell'area di studio con indicazione della tratta ferroviaria di progetto (in nero) e delle faglie capaci (in rosso) (<http://sgi.isprambiente.it/ArcGIS/rest/services/servizi/ithaca/MapServer>).

13.3 Pericolosità sismica

La pericolosità sismica di un territorio è funzione di un complesso insieme di parametri naturali e rappresenta la probabilità che un evento sismico di data intensità si manifesti in una certa area in un determinato intervallo di tempo. Diverso è, invece, il concetto di rischio sismico che è il risultato catastrofico dell'evento naturale sul sistema antropico. Affinché si abbia rischio è necessario, pertanto, che uno o più degli elementi antropici esposti (vite umane, attività, beni) possieda un carattere di vulnerabilità tale da determinarne la perdita parziale o totale. La vulnerabilità, in tale accezione, è l'entità della perdita attesa derivante dal manifestarsi di un evento di data intensità nell'area in esame. Non potendo intervenire sulla pericolosità, che dipende esclusivamente

da dinamiche naturali, si può intervenire sulla vulnerabilità degli elementi esposti al rischio e, quindi, sul rischio totale.

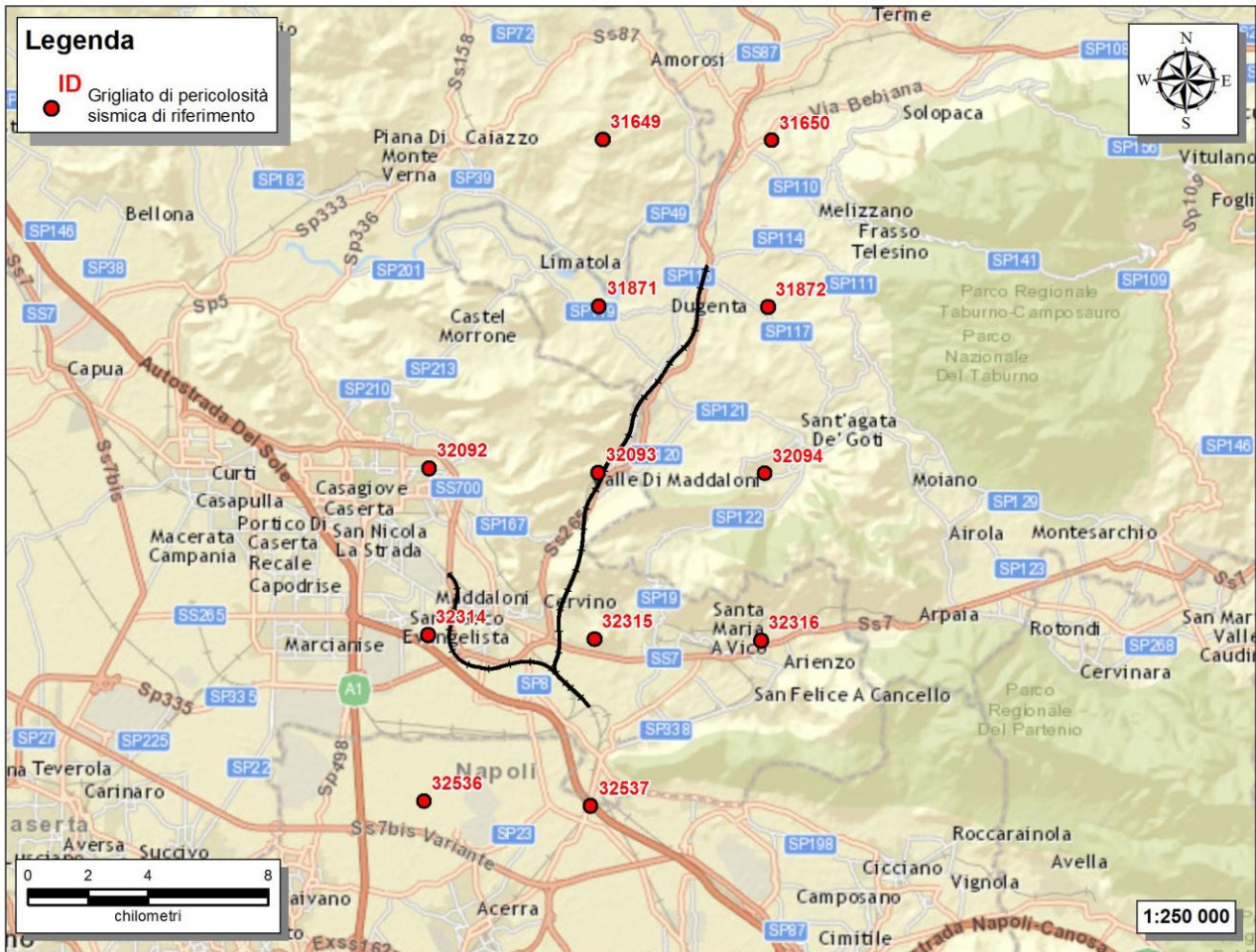


Figura 38 – Griglia di riferimento per il settore di studio, con individuazione del tracciato ferroviario di progetto (in nero) e dei punti del grigliato scelti (in rosso).

Oltre alla conoscenza della probabilità di accadimento di un evento sismico, delle caratteristiche della sorgente sismogenetica e delle modalità di propagazione della perturbazione, è necessario analizzare le caratteristiche locali del sito di studio. Queste, infatti, condizionano la reazione del terreno all'input sismico in termini di variazione del contenuto in frequenza del segnale, amplificazione/smorzamento dell'onda e perdita o modificazione delle sue caratteristiche di resistenza e deformabilità.

All'indomani della riclassificazione sismica del territorio nazionale scaturita dal progetto S1 dell'INGV-DPC, si dispone di parametri sismici di riferimento aggiornati e di maggior dettaglio rispetto alla classificazione macrosismica nazionale cui faceva riferimento il D.M. LL.PP. 16 gennaio 1996 (Norme Tecniche per le Costruzioni in zone sismiche). La rappresentazione di sintesi delle caratteristiche sismologiche e sismogenetiche del territorio è contenuta nella "Mappa di Pericolosità Sismica" dell'Italia, che costituisce oggi la base di

riferimento per la valutazione delle azioni sismiche di progetto sul sito in esame secondo le nuove Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. 14 gennaio 2008).

Con riferimento al D.M. Infrastrutture 14 gennaio 2008, sono stati determinati i parametri sismici di progetto per la realizzazione delle opere previste. In particolare, sulla base delle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni 2008 e dei dati relativi al progetto S1 dell'INGV-DPC, sono stati determinati i valori reticolari dei parametri di riferimento relativamente ad un suolo rigido, per un tempo di ritorno T_r pari a 475. I parametri forniti, in funzione di quanto previsto delle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni del 2008, possono essere direttamente utilizzati per la ricostruzione degli spettri di risposta del sito e, quindi, per la progettazione di tutte le opere previste in conformità con le vigenti normative a livello nazionale.

ID	Longitudine	Latitudine	a_g	F_0	T_c
32536	14.351	40.982	0.1563	2.42	0.36
32314	14.352	41.032	0.1398	2.45	0.40
32092	14.352	41.082	0.1334	2.49	0.42
32537	14.417	40.981	0.1670	2.40	0.36
32315	14.418	41.031	0.1521	2.46	0.38
32093	14.419	41.081	0.1443	2.47	0.41
31871	14.419	41.131	0.1464	2.48	0.42
31649	14.420	41.181	0.1641	2.42	0.42
32316	14.484	41.031	0.1662	2.43	0.37
32094	14.485	41.081	0.1582	2.44	0.41
31872	14.486	41.131	0.1615	2.46	0.41
31650	14.487	41.181	0.1870	2.38	0.39

Tabella 9 – Parametri di riferimento del moto sismico su suolo rigido per un periodo di ritorno T_r pari a 475 anni.

La Nuova Normativa Tecnica per le Costruzioni prevede, relativamente alla caratterizzazione sismica di un sito (D.M. 14/01/2008 – Capitoli 3.2 e 7.11), la determinazione del valore $V_{S,30}$, inteso come velocità media di propagazione delle onde di taglio (S) entro i primi 30 m di profondità, al di sotto del piano di fondazione. Sulla scorta dei dati a disposizione, tale determinazione è stata effettuata attraverso indagini di tipo geofisico, quali prove *down-hole* e prospezioni sismiche MASW, che forniscono indicazioni dirette relativamente al valore di $V_{S,30}$. Si riportano nel seguito le categorie di sottosuolo previste dalla normativa vigente:

A - Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di $V_{S,30}$ superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m;

B - Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità

e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero $N_{SPT,30} > 50$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina);

C - Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da graduale miglioramento con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 180 e 360 m/s (ovvero $15 < N_{SPT,30} < 50$ nei terreni a grana grossa e $70 < c_{u,30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina);

D - Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 180 m/s (ovvero $N_{SPT,30} < 15$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina);

E - Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, posti sul substrato di riferimento (con $V_{s,30} > 800$ m/s).

La norma differenzia altre due categorie di terreni che necessitano di studi speciali per la definizione dell'azione sismica:

S1 - Depositi di terreni caratterizzati da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 100 m/s (ovvero $10 < c_{u,30} < 20$ kPa), che includono uno strato di almeno 8 m di terreni a grana fina di bassa consistenza, oppure che includono almeno 3 m di torba o di argille altamente organiche;

S2 - Depositi di terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.

In relazione alla campagna di indagini condotte ed alle specifiche prove a disposizione, le categorie di sottosuolo per l'area di intervento sono state definite in funzione delle n. 5 prospezioni sismiche MASW, n. 3 prospezioni sismiche Re.Mi. e delle n. 6 prove sismiche in foro *down-hole* appositamente realizzate. Nelle tabelle seguenti si riporta una sintesi delle prove effettuate contenente i valori di $V_{s,30}$, la categoria di sottosuolo corrispondente e una sintesi dell'assetto litostratigrafico in corrispondenza della prova.

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
101	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	b2/TGC2/MDL3/MDL2/AIZ
105	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	CCU/TGC2/TGC1/MDL1/MDL2/MDL3
110	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	i/b2/CCU/TGC2/TGC3/MDL3/CRQ
115	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	b2/TGC1/TGC2/MDL2/ALV
120	Stendimento sismico a rifrazione	120	-	-	bb1/CCU/TGC2
121	Stendimento sismico a rifrazione	120	-	-	bb1/CCU/TGC2
125	Stendimento sismico a rifrazione	480	-	-	CCU/TGC1/TGC2/MDL2
126	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	CCU/TGC1/TGC2/MDL2
127	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	CCU/TGC1/TGC2/MDL2

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
128	Stendimento sismico a rifrazione	720	-	-	CCU/TGC1/TGC2/MDL2
140	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	CCU/TGC1/TGC2
150	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	CCU/TGC1/TGC2/MDL2
160	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	CCU/CCU/TGC1/TGC2
170	Stendimento sismico a rifrazione	240	-	-	CCU/TGC1/TGC2
206	Prospezione sismica MASW	115	348	C	CCU/TGC1/TGC2
211	Prospezione sismica MASW	92	230	C	b2/TGC2/TGC3/MDL2/MDL3
222	Prospezione sismica Re.Mi.	115	321	C	CCU/TGC2
223	Prospezione sismica MASW	115	321	C	bb1/b2/CCU/TGC2
261	Prospezione sismica MASW	115	359	C	CCU/TGC1/TGC2
262	Prospezione sismica MASW	115	358	C	CCU/TGC1/TGC2
271	Prospezione sismica Re.Mi.	115	455	B	CCU/TGC1/TGC2
272	Prospezione sismica Re.Mi.	115	404	B	CCU/TGC1/TGC2

Tabella 10 – Sintesi delle indagini sismiche di tipo lineare, realizzate nell'ambito della campagna indagini "2013-2014", elencate in ordine alfa-numeric.

Sigla	Tipologia	Profondità (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
P3	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	30	394	B	h/CCU/TGC2/TGC1
P4	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	30	358	C	CCU/TGC2/TGC1
P11	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	30	320	C	b2/TGC2/MDL2
P15	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	40	359	C	b2/CCU/TGC1/TGC2/TGC3/MDL3
P19	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	35	254	C	bb2/bb1/TGC2/MDL1/MDL2/MDL3
P24	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	30	250	C	bb2/bb1/TGC2/MDL1/MDL2/MDL3

Tabella 11 – Sintesi delle prove sismiche di tipo *down-hole*, realizzate nei fori di sondaggio nell'ambito della campagna indagini "2013-2014", elencate in ordine alfa-numeric.

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
R1	Stendimento sismico a rifrazione	215	-	-	b2/TGC2/TGC3/MDL2/MDL3/ALV
R2	Stendimento sismico a rifrazione	120	-	-	a/b2/TGC2/MDL2/ALV
R3	Stendimento sismico a rifrazione	120	-	-	a/TGC2/MDL2/RDO
Profilo a riflessione	Stendimento sismico a riflessione	3349	-	-	a/b2/RDO/RDT/ALV

Tabella 12 – Sintesi delle indagini sismiche di tipo lineare, realizzate nell'ambito della campagna indagini "2015", elencate in ordine alfa-numerico.

In relazione a quanto emerso dalle analisi geofisiche a disposizione, i terreni presenti nei settori di intervento possono essere caratterizzati con categorie di sottosuolo comprese tra C e B. In relazione al ridotto numero di prove disponibili lungo tutto il tracciato non è possibile in tale fase attribuire specifiche categorie di sottosuolo a tutti i terreni affioranti lungo la tratta ferroviaria oggetto di approfondimento. Pertanto, nelle successive fasi progettuali dovranno essere approfondite tutte le questioni inerenti la definizione delle caratteristiche sismiche dei terreni presenti nei settori di intervento. Tali approfondimenti dovranno essere realizzati mediante ulteriori indagini geofisiche nelle specifiche aree di interesse, in modo da investigare in maniera puntuale e dettagliata tutte le condizioni geologico stratigrafiche rinvenute lungo il tracciato ferroviario in progetto.

14 INDAGINI GEOGNOSTICHE

Nel corso del presente studio sono state consultate ed analizzate le risultanze di tutte le indagini geognostiche realizzate nel settore di territorio interessato dagli interventi in progetto nell'ambito di diverse campagne indagini. L'intero set di dati derivanti dalle indagini di sito ha permesso di configurare un quadro di conoscenze soddisfacente, in relazione alla specifica fase di approfondimento progettuale in corso, circa l'assetto litostratigrafico di riferimento per le opere in progetto.

Sono stati acquisiti i dati relativi agli stop geo-strutturali effettuati nelle precedenti fasi progettuali e riportati nelle cartografie geologiche in allegato (IFOF 01 D69 N5 GE0001 001-6), a meno della stazione N° 2 che non rientra direttamente nell'area di studio. Nella tabella seguente è riportata una sintesi delle stazioni, con indicazione dei principali dati tecnici (n° stazione, latitudine e longitudine, unità geologica, RMR_b e GSI).

N° stazione	Longitudine	Latitudine	Unità geologica	RMR _b	GSI
1	2469879.7	4543717.5	RDO	52÷55	47÷50
2	2471579.8	4546581.2	RDO	57÷59	52÷54

Tabella 13 - Sintesi dello stop geo-strutturali realizzato nelle precedenti fasi progettuali.

Inoltre, in questa fase progettuale sono stati realizzati ulteriori 4 stop geo-strutturali riportati nel relativo rapporto di campagna (IFOF 01 D69 RG GE0005 001) e nelle cartografie geologiche in allegato (IFOF 01 D69 N5 GE0001 001-6). Nella tabella seguente è riportata una sintesi di ogni singola stazione, con indicazione dei principali dati (n° stazione, latitudine e longitudine, unità geologica, RMR_b e GSI).

N° stazione	Longitudine	Latitudine	Unità geologica	RMR _b	GSI
St1	2471095.9	4546127.3	RDO	42	42
St2	2471085.2	4546097.5	RDO	51	51
St3	2470548.3	4545712.4	RDO	49	49
St4	2470316.3	4545494.3	RDO	50	47

Tabella 14 - Sintesi degli stop geo-strutturali effettuati nella presente fase progettuale.

Nel corso del complesso *iter* progettuale sino ad oggi espletato si sono succedute diverse campagne di indagini geognostiche, nelle quali sono state realizzate sia indagini dirette che indirette. Complessivamente sono state esaminate le seguenti indagini si sito:

- n. 65 sondaggi geognostici a distruzione o a rotazione e carotaggio continuo, di cui n. 31 strumentati con piezometro e n. 6 attrezzati per sismica in foro;
- n. 1 prova penetrometrica statica CPT;
- n. 17 stendimenti sismici a rifrazione;
- n. 1 stendimento sismico a riflessione;
- n. 5 prospezioni sismiche MASW;
- n. 3 prospezioni sismiche RE.MI..

Nelle tabelle seguenti è riportata una sintesi dei sondaggi consultati, con indicazione dei principali dati tecnici relativi ad ogni singolo punto di indagine (sigla, tipologia, strumentazione, profondità, numero totale di campioni prelevati in fase di perforazione, SPT).

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT
S1	1984-1985	Sondaggio a distruzione attrezzato con piezometro	121.40	91.0	0	0
S2	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	228.03	160.0	3	0
S2 bis	1984-1985	Sondaggio distruzione non attrezzato	236.12	160.0	0	0
S3	1984-1985	Sondaggio attrezzato con piezometro	152.71	96.0	3	7
S4	1984-1985	Sondaggio attrezzato con piezometro	121.92	50.0	4	7
S6	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	91.68	26.0	0	7
S7	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	80.84	25.0	0	8
S9	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	56.30	35.0	1	8
S10	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	56.58	37.0	3	5
S11	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	45.96	26.0	4	6
S12	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	55.30	25.5	2	5

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT
S101	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	63.30	25.0	0	8
S103	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	61.60	25.0	2	7
S104	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	54.63	25.0	0	7
S105	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	52.55	25.0	1	7
S109	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	53.90	22.0	0	6
S111	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	53.20	25.0	1	8
S112	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	54.94	25.0	1	8
S113	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	49.15	28.0	1	8
S114	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	41.73	25.0	2	8
S115	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	42.85	25.0	1	8
S116	1984-1985	Sondaggio attrezzato con piezometro	68.60	25.0	3	8
S117	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	45.50	30.0	3	8
S118	1984-1985	Sondaggio attrezzato con piezometro	49.00	30.0	3	8
S119	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	64.60	25.3	0	8
S201	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	37.8	25.0	3	5
S202	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	38.14	30.0	2	6
S203	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	40.10	30.0	0	8
S301	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	35.00	25.0	1	8

Tabella 15 - Sintesi dei sondaggi geognostici, realizzati nell'ambito della campagna indagine 1984-1985, elencati in ordine alfa-numerico.

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT
PNIF32G01	2007	Sondaggio attrezzato con piezometro	156.53	65.0	7	3

Tabella 16 - Sondaggio geognostico realizzato nell'ambito della campagna indagine 2007.

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT
PNIF51G05	2008-2009	Sondaggio attrezzato con piezometro	76.09	40.0	2	9
PNIF51G06	2008-2009	Sondaggio attrezzato con piezometro	105.58	60.0	4	7

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT
PNIF51G07	2008-2009	Sondaggio attrezzato con piezometro	132.15	40.0	3	9
PNIF51R04	2008-2009	Sondaggio attrezzato con piezometro	57.93	40.0	2	8
PNIF51V01	2008-2009	Sondaggio attrezzato con piezometro	46.34	40.0	4	8
PNIF51V02	2008-2009	Sondaggio attrezzato con piezometro	46.05	40.0	4	6
PNIF51V03	2008-2009	Sondaggio attrezzato con piezometro	43.86	40.0	4	7

Tabella 17 - Sintesi dei sondaggi geognostici, realizzati nell'ambito della campagna indagini 2008-2009, elencati in ordine alfa-numeric.

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT
P1	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	53.00	40.0	3	5
P2	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	49.80	30.0	3	4
P3	2013-2014	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	50.20	30.0	3	4
P4	2013-2014	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	47.5	30.0	3	3
P6	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	41.50	30.0	3	4
P7	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	47.37	50.0	3	7
P8	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	38.00	30.0	3	3
P9	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	117.00	50.0	5	7
P10	2013-2014	Sondaggio non attrezzato	114.10	30.0	3	5
P11	2013-2014	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	107.82	30.0	3	4
P12	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	115.00	50.0	5	5
P13	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	104.30	40.0	5	6
P14	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	92.00	50.0	4	4
P15	2013-2014	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	79.00	40.0	4	4
P16	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	69.79	46.0	4	3
P18	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	64.00	50.0	6	6
P19	2013-2014	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	45.80	35.0	3	4
P20	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	58.00	35.0	4	4
P21	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	56.50	40.0	3	3

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT
P22	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	56.00	50.0	6	5
P23	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	56.00	50.0	6	5
P24	2013-2014	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	45.00	30.0	3	3
P25	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	54.80	50.0	7	5
P26	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	55.40	50.0	4	4
P28	2013-2014	Sondaggio attrezzato con piezometro	64.00	45.0	4	7

Tabella 18 - Sintesi dei sondaggi geognostici, realizzati nell'ambito della campagna indagini 2013-2014, elencati in ordine alfa-numeric.

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT
S01	2015	Sondaggio attrezzato con piezometro	393.00	330.0	25	0
S02	2015	Sondaggio non attrezzato	225.80	90.0	3	0
S1VM	2015	Sondaggio attrezzato con piezometro	104.80	50.0	16	13

Tabella 19 - Sintesi dei sondaggi geognostici, realizzati nell'ambito della campagna indagini 2015, elencati in ordine alfa-numeric.

Nelle tabelle seguenti è riportata una sintesi delle prove penetrometriche effettuate nell'ambito delle diverse fasi progettuali, con indicazione dei principali dati relativi ad ogni singola prova (sigla, tipologia di indagine, profondità).

Sigla	Tipologia indagine	Profondità (m)
CPT1	Prova penetrometrica statica	18.6

Tabella 20 - Sintesi delle prove penetrometriche, realizzati nell'ambito della campagna indagini 2015, elencate in ordine alfa-numeric.

Nelle tabelle seguenti è riportata una sintesi delle prove sismiche di superficie effettuate nell'ambito delle diverse fasi progettuali, con indicazione dei principali dati relativi ad ogni singola prova (sigla, tipologia di indagine, lunghezza).

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)
101	Stendimento sismico a rifrazione	240
105	Stendimento sismico a rifrazione	240
110	Stendimento sismico a rifrazione	240

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)
115	Stendimento sismico a rifrazione	240
120	Stendimento sismico a rifrazione	120
121	Stendimento sismico a rifrazione	120
125	Stendimento sismico a rifrazione	480
126	Stendimento sismico a rifrazione	240
127	Stendimento sismico a rifrazione	240
128	Stendimento sismico a rifrazione	720
140	Stendimento sismico a rifrazione	240
150	Stendimento sismico a rifrazione	240
160	Stendimento sismico a rifrazione	240
170	Stendimento sismico a rifrazione	240
206	Prospezione sismica MASW	115
211	Prospezione sismica MASW	92
222	Prospezione sismica Re.Mi.	115
223	Prospezione sismica MASW	115
261	Prospezione sismica MASW	115
262	Prospezione sismica MASW	115
271	Prospezione sismica Re.Mi.	115
272	Prospezione sismica Re.Mi.	115

Tabella 21 - Sintesi delle indagini sismiche di tipo lineare, realizzate nell'ambito della campagna indagini "2013-2014", elencate in ordine alfa-numeric.

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)
R1	Stendimento sismico a rifrazione	215
R2	Stendimento sismico a rifrazione	120
R3	Stendimento sismico a rifrazione	120
Profilo a riflessione 1	Stendimento sismico a riflessione	3349

Tabella 22 - Sintesi delle indagini sismiche di tipo lineare, realizzate nell'ambito della campagna indagini "2015", elencate in ordine alfa-numerico.

15 CRITICITÀ E DESCRIZIONE DEL TRACCIATO

A conclusione delle presenti note, vengono di seguito sintetizzati i principali elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, che risultano direttamente connessi con le caratteristiche geologiche, geomorfologiche ed idrogeologiche che contraddistinguono l'area di studio.

15.1 Criticità geologiche

Dal punto di vista geologico, i principali elementi di criticità per le opere in progetto sono connessi con il locale assetto stratigrafico-strutturale dell'area e con la sismicità attuale dell'Appennino meridionale. Per questo secondo aspetto, in particolare, si rimanda a quanto riportato nel Capitolo 12 "Sismicità dell'area", dove sono descritte in maniera dettagliata tutte le caratteristiche sismogenetiche dell'area ed i principali elementi di pericolosità dal punto di vista sismico.

Per quanto concerne l'assetto litostratigrafico locale, i principali elementi di criticità geologica sono connessi con la presenza di depositi di copertura fortemente eterogenei, sia dal punto di vista litologico che per quanto concerne le caratteristiche fisico-meccaniche. Nei settori di piana alluvionale, pertanto, sono presenti locali orizzonti di alluvionali e transizionali con caratteristiche geotecniche mediocri o addirittura scadenti.

In particolare, gli orizzonti argilloso-limosi intercalati alle porzioni granulometriche più grossolane dei suddetti terreni sono caratterizzati da una resistenza al taglio variabile, ma generalmente modesta, e da una elevata compressibilità, sia elastica che edometrica. I livelli sabbioso-limosi presenti all'interno dei depositi di copertura, invece, presentano una discreta resistenza al taglio ed una modesta compressibilità elastica.

Inoltre, è opportuno segnalare la diffusa presenza di coltri di copertura di genesi pedologica e detritico-colluviale. Tali terreni, infatti, presentano un comportamento meccanico generalmente scadente, fortemente eterogeneo e di certa inaffidabilità geotecnica, tale da consigliarne la bonifica preventiva ai fini dell'individuazione del piano di posa delle strutture fondali e dei rilevati ferroviari.

Per quanto detto, i suddetti depositi non garantiscono alcun tipo di tenuta lungo i fronti di scavo, neanche nel breve periodo e soprattutto se esposti agli agenti atmosferici. Nel caso di opere realizzate in settori di affioramento di spesse coltri di copertura detritico-colluviali, quindi, dovranno essere previste delle specifiche analisi di carattere geotecnico volte alla definizione delle effettive condizioni di stabilità di eventuali tagli o scarpate, in particolare in corrispondenza delle zone di imbocco delle opere in sotterraneo.

Un elemento di potenziale criticità geologica per le opere in progetto è rappresentato dai numerosi allineamenti strutturali e tettonici, che interessano buona parte dei termini litologici presenti lungo il tracciato ferroviario in esame. Tali elementi sono rappresentati, come detto, da thrust e faglie dirette o trascorrenti ad alto angolo, localmente responsabili della giustapposizione di litotipi con caratteristiche litotecniche profondamente differenti e spesso associate ad ampie fasce di deformazione tettonica.

15.2 Criticità geomorfologiche

Sotto il profilo geomorfologico, l'area di studio non presenta elementi di particolare criticità per le opere in progetto, in quanto i tratti all'aperto si sviluppano essenzialmente in settori di territorio sub-pianeggianti o a debole acclività, che limitano fortemente lo sviluppo di fenomeni erosivi o di dissesto di particolare rilevanza e intensità. Mentre, nel tratto in galleria, sui versanti sono presenti fenomeni poco estesi e piuttosto superficiali, che coinvolgono generalmente le coltri di copertura eluvio-colluviali o le porzioni più superficiali ed alterate del substrato geologico locale.

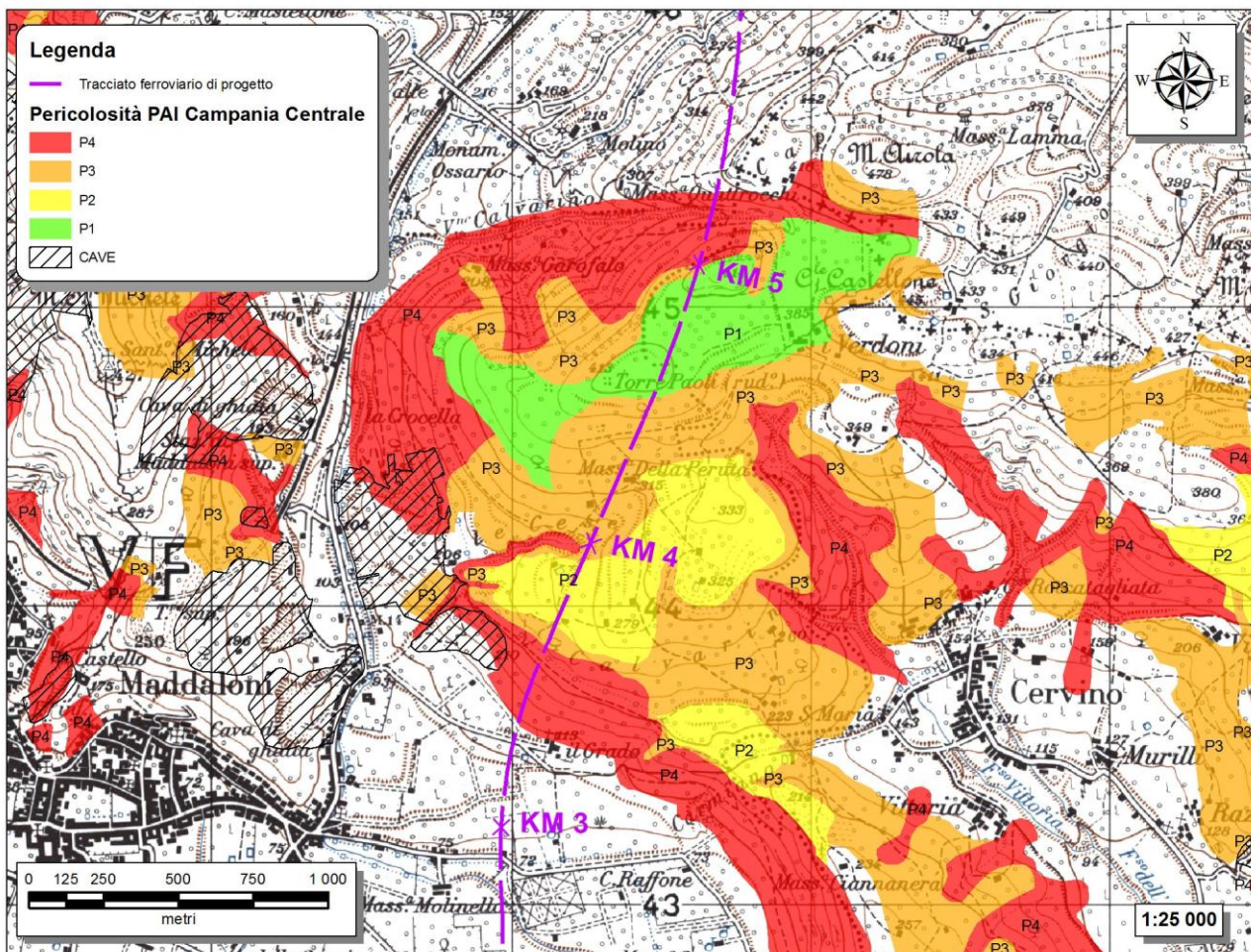


Figura 39 – Stralcio della carta della Pericolosità tratta dal Piano di Assetto Idrogeologico Campania Centrale, tratto km 2+500÷5+500 circa.

Nei settori di intervento sono presenti, infatti, solo sporadiche conoidi alluvionali, localizzate principalmente a NW dei rilievi montuosi. La ridotta intensità dei fenomeni e i modesti volumi delle masse instabili non determinano livelli di criticità ostativi per le opere in progetto ma, comunque, andranno attentamente investigati e tenuti in considerazione nella progettazione degli interventi.

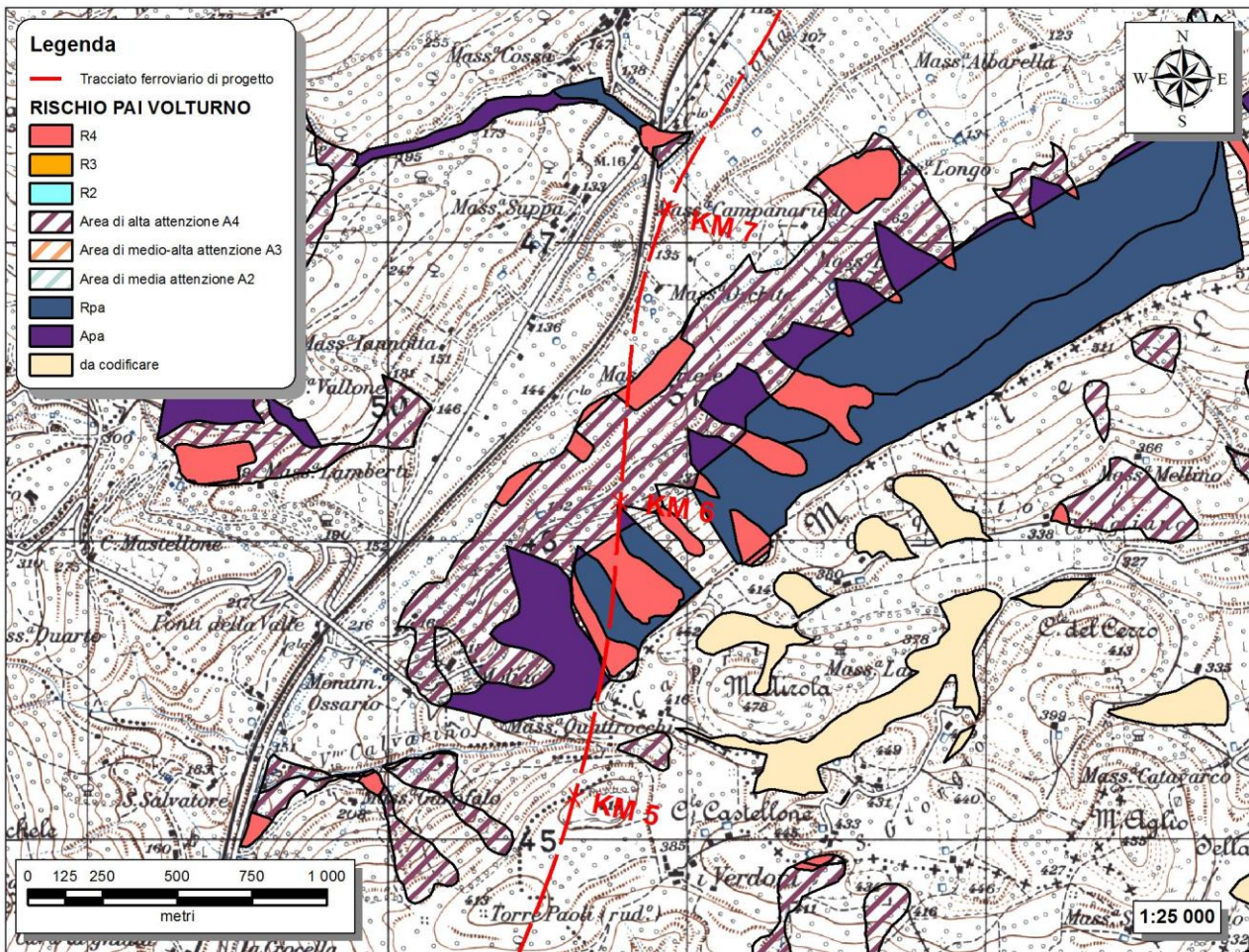


Figura 40 – Stralcio della carta del Rischio tratta dal Piano di Assetto Idrogeologico dei Fiumi Liri Garigliano e Volturno, tratto km 4+500-7+500 circa.

Quanto detto trova parziale riscontro nelle cartografie tematiche del Piano stralcio di Assetto Idrogeologico dell’Autorità di bacino Campania centrale (2015) e dell’Autorità di bacino dei Fiumi Liri, Garigliano e Volturno (2006).

In particolare, il PAI Campania centrale interessa la porzione più meridionale del tracciato (L1) e lo Shunt. In corrispondenza della Galleria naturale Aglio sono riportati areali di pericolosità da molto elevata (**P4**) a pericolosità bassa (**P1**), i quali non rappresentano elementi di potenziale criticità per le opere, in quanto non direttamente interferenti con le stesse che impegnano l’area in sotterraneo con elevate coperture.

Mentre nel PAI Volturno è riportata la presenza di areali di rischio da molto elevato (**R4**) ad aree di attenzione potenzialmente elevate (**Apa**), lungo i versanti Nord-occidentali dei rilievi dei Monti di Durazzano; tale

settore è impegnato in sotterraneo dalle opere in progetto e pertanto gli areali segnalati negli studi ufficiali non rappresentano degli elementi di potenziale criticità per le opere. A questi si aggiungono, in corrispondenza di due viadotti all'altezza del km 8+700 circa e del km 10+400 circa, areali di attenzione potenzialmente elevata (**Apa**), essenzialmente connessi a fenomeni di erosione. Inoltre, all'altezza del km 9+500 circa il tracciato lambisce un areale a rischio molto elevato (**R4**). In relazione a tale contesto specifico le analisi di campo e fotointerpretative condotte hanno evidenziato unicamente la presenza di coltri detritiche che bordano le fasce medio basse dei locali versanti. Il tracciato in progetto, che s'impone nella fascia di fondovalle sui depositi di copertura eluvio-colluviali posti al di sopra dei depositi vulcanici, impegna un'area priva di elementi di sostanziale criticità geomorfologica per le opere.

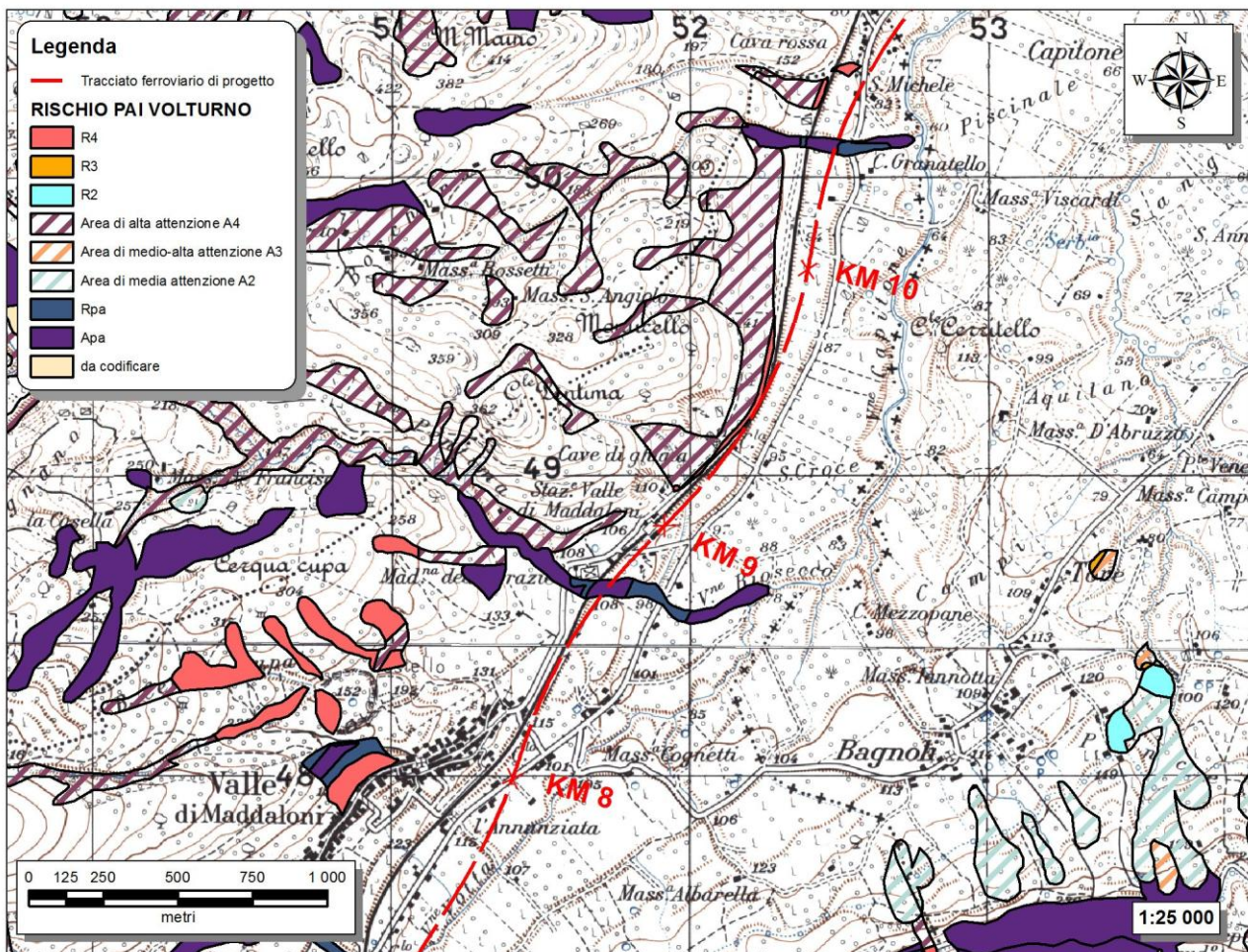


Figura 41 – Stralci della carta del Rischio tratta dal Piano di Assetto Idrogeologico dei Fiumi Liri Garigliano e Volturno, tratto km 7+500÷10+500 circa.

La condizione di generale stabilità geomorfologica dell'area è confermata, inoltre, dagli studi geomorfologici appositamente condotti per il presente studio, basati sia sul rilevamento di campo che su analisi fotointerpretative di dettaglio.

Ad ogni modo, il livello di criticità specifica dei fenomeni di dissesto è relativo all'attuale contesto antropico e morfo-climatico dell'area. Pertanto, la possibile influenza dei fenomeni di dissesto sulle opere in progetto andrà puntualmente valutata ed analizzata in funzione delle specifiche scelte progettuali. Ulteriori approfondimenti progettuali ed apposite indagini di sito consentiranno quindi di definire le specifiche caratteristiche dei movimenti di versante e la possibile interferenza con le opere in progetto, in particolare in riferimento all'evoluzione dei singoli fenomeni individuati.

15.3 Criticità idrogeologiche

Per quanto concerne gli aspetti connessi con la circolazione delle acque nel sottosuolo, si evidenzia la presenza di falde idriche sotterranee all'interno dei differenti acquiferi individuati lungo il tracciato ferroviario in esame. Tali falde infatti potrebbero rappresentare dei potenziali elementi di criticità per le opere in progetto, sia per le possibili venute d'acqua lungo i fronti di scavo che per la notevole influenza esercitata sul comportamento meccanico dei termini litologici attraversati.

I litotipi calcareo-dolomiti rappresentano degli acquiferi di una certa rilevanza dal punto di vista idrogeologico, sia per la discreta trasmissività dei terreni che per la variabile estensione areale e verticale degli stessi. In generale sono sede di corpi idrici di una certa rilevanza, soprattutto in corrispondenza delle dorsali carbonatiche più potenti ed estese. Tali acquiferi sono infatti caratterizzati da un deflusso idrico sotterraneo frazionato e fortemente eterogeneo, contenuto nelle porzioni più carsificate e fessurate dell'ammasso.

Tra il km 3+200 e 4+000 è stata rilevata la presenza della falda a quote inferiori del piano ferro di progetto, ad una distanza minima di circa 2 m. Le analisi condotte, unitamente alle indagini dirette ed ai dati di monitoraggio piezometrico disponibili hanno consentito di ricostruire il locale assetto geologico ed idrogeologico dell'area. Quest'ultimo, in particolare, risulta caratterizzato dalla presenza di un acquifero carbonatico sostenuto dal substrato impermeabile delle Argille Varicolori che, proprio in questo settore, si presenta a quote prossime al piano ferro di progetto. L'assetto delineato, unitamente al limitato set di misure piezometriche disponibili (tre misure da dicembre 2008 a febbraio 2009 del sondaggio PNIF51G06), non consentono di escludere un'eventuale interferenza diretta della falda con la quota della galleria di progetto, almeno in concomitanza delle fasi di ricarica e/o piena. Tale eventualità potrà essere verificata attraverso un ciclo di monitoraggio esteso per un congruo periodo, comunque superiore ad un ciclo stagionale completo.

I terreni argilloso-limosi e argilloso-marnosi del substrato costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquiclude* di importanza significativa in quanto tamponano alla base tutti gli acquiferi più importanti; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza.

I litotipi vulcanici, per la loro estensione e trasmissività, rappresentano gli acquiferi di maggiore interesse nell'area di studio. Costituiscono dei sistemi idrogeologici particolarmente articolati e complessi, in quanto direttamente influenzati dalle forti variazioni granulometriche dei terreni costituenti l'acquifero. Le importanti falde freatiche a carattere perenne sono spesso captate con pozzi per l'approvvigionamento idrico dei centri abitati presenti nella Piana Campana. Tali acquiferi sono spesso in comunicazione con le falde idriche dei sistemi alluvionali, a cui sono giustapposti sia lateralmente che verticalmente. Sono sede di corpi idrici sotterranei in parte separati ed in parte interconnessi, con caratteristiche di falde libere o semiconfiniate. Le direzioni di deflusso sono generalmente piuttosto variabili e disomogenee, in quanto controllate dalla presenza di fratture e cavità.

Relativamente ai sedimenti alluvionali, si sottolinea la presenza di importanti falde freatiche. Costituiscono dei sistemi idrogeologici particolarmente articolati e complessi, in quanto direttamente influenzati dalle forti



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancello – Benevento
1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	103 di 127

variazioni granulometriche dei terreni costituenti l'acquifero e dalla presenza di importanti passaggi grossolani in corrispondenza delle antiche aste fluviali. Queste ultime presentano dei gradienti idraulici generalmente piuttosto bassi e, quasi sempre, sono caratterizzate da una superficie libera posta a pochi metri di profondità dal piano campagna. Tali acquiferi risultano alimentati, in buona sostanza, dagli apporti superficiali e profondi dei principali corsi d'acqua dell'area, anche se non sono da escludere possibili scambi idrici sotterranei con gli acquiferi giustapposti lateralmente e verticalmente.

I depositi detritico-colluviali di copertura non presentano corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza, sia per la scarsa trasmissività dei terreni che per il ridotto spessore degli stessi. Pertanto, la circolazione idrica avviene principalmente in senso verticale, tramite il passaggio delle acque meteoriche dalla superficie topografica alle falde più profonde degli acquiferi sottostanti. A tali coperture si collegano manifestazioni sorgentizie spesso effimere, che danno origine ad una diffusa circolazione di acque in superficie subito dopo gli eventi piovosi.

In relazione allo sviluppo plano-altimetrico dell'opera e alla ricostruzione dei livelli piezometrici, elaborata sulla base dei dati di monitoraggio disponibili, la livelletta del piano ferro risulta posta generalmente a quote maggiori del tetto degli acquiferi individuati, sia nei depositi vulcanici sia in quelli alluvionali. Pertanto eventuali interferenze delle opere con le acque di falda sono possibili solo per le opere di fondazione profonda e in corrispondenza dell'attraversamento del fondovalle dei principali corpi idrici superficiali.

Massima attenzione dovrà essere posta anche agli impatti ambientali indotti sia dalle attività di cantiere che in fase di esercizio della linea in relazione al rischio sversamento; infatti la soggiacenza della falda dal piano campagna è localmente bassa e gli acquiferi presentano una discreta vulnerabilità anche in relazione alla permeabilità dei depositi affioranti e sub-affioranti. In particolare sono contraddistinti da una maggiore vulnerabilità i settori compresi tra le km 12+550 e 16+550, ciò in virtù della presenza di un acquifero vulcanico ed alluvionale posto a profondità ridotte dal piano campagna, mediamente comprese tra 1 e 5 m. Inoltre il settore sud della galleria di Monte Aglio, come già detto, presenta un'interferenza diretta o quantomeno lambisce il tetto dell'acquifero carbonatico di base, pertanto tale settore d'intervento è caratterizzato un'elevata criticità in relazione ai possibili impatti direttamente connessi con gli interventi da realizzare.

15.4 Descrizione dei settori di intervento

Le analisi condotte e le ricostruzioni degli assetti geologico-strutturali riportati in carta hanno permesso di definire, in maniera commisurata al grado di approfondimento del progetto in corso, il contesto geologico di riferimento e tutti gli elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Nelle pagine che seguono viene quindi analizzato l'intero settore di intervento, opportunamente suddiviso in tratti omogenei relativi alle differenti opere in esame. Per ogni singolo tratto, in particolare, vengono descritte tutte le principali caratteristiche geologiche *s.l.* e gli aspetti più salienti ai fini progettuali.

Nel seguito, si fa quindi esplicito riferimento a quanto riportato nelle apposite cartografie tematiche ed ai profili ricostruiti lungo l'asse del tracciato ferroviario e dello Shunt di Maddaloni. In particolare, per quanto concerne le unità geologiche presenti nei vari settori di interesse, si riportano direttamente i nomi e le sigle contenute nelle diverse cartografie geologiche realizzate a corredo della presente relazione. Infine, per quanto riguarda gli spessori e l'assetto delle singole unità litostratigrafiche, si fa riferimento ai dati contenuti negli studi bibliografici a disposizione e alle risultanze delle diverse indagini geognostiche appositamente realizzate lungo il tracciato in esame nel corso delle diverse campagne di indagine.

15.4.1 Tracciato L1

Di seguito vengono descritti, da Sud a Nord, i diversi tratti relativi al tracciato Canello-Frasso L1, opportunamente distinti in funzione della tipologia di opere in progetto e delle principali caratteristiche geologico-strutturali dell'area.

15.4.1.1 Tratto compreso tra il km 0+000 e il km 1+020

Il tratto in questione si colloca nella porzione più meridionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 38.0 ed i 45.1 m circa s.l.m.. Il tracciato in esame nel tratto iniziale interessa i termini litologici del Tufo Grigio Campano (**TGC2**) con intercalata una lente di tufo litoide (**TGC1**) con uno spessore massimo di 12.4 m, ricoperti da depositi antropici (**h**) con spessori mediamente compresi tra 3.4 m e 0.3 m. Mentre nel tratto finale il tracciato attraversa direttamente lembi di terreno dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), con spessori mediamente compresi tra 0.5 e 3.0 m, in copertura sul Tufo Grigio Campano (**TGC2**) e a loro volta ricoperti da depositi antropici (**h**).

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di estesi ed importanti corpi idrici sotterranei contenuta all'interno dei terreni prettamente vulcanici, sabbioso-limosi e litoidi, del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra circa 11.0 e 20.2 m dal p.c..

15.4.1.2 Tratto compreso tra il km 1+020 e il km 1+139

Il tratto in questione è interessato dalla realizzazione di una galleria artificiale e si colloca nella porzione più meridionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 43.8 ed i 44.8 m circa s.l.m.. Il tracciato in esame interessa per tutto il suo sviluppo lembi di depositi vulcanici da caduta dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), con spessori mediamente compresi tra 2 e 3.6 m, a sua volta ricoperto nel tratto iniziale da depositi antropici (**h**). Questi terreni poggiano in discordanza sui termini sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**), con intercalata una lente di tufo litoide (**TGC1**) con uno spessore massimo di 9.8 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di locali corpi idrici sotterranei all'interno dei orizzonti sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta a circa 20.0 di profondità dal p.c..

15.4.1.3 Tratto compreso tra il km 1+139 e il km 2+865

Il tratto in questione si colloca nella porzione meridionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 44.8 ed i 74.6 m circa s.l.m.. La porzione del tracciato in esame per gran parte del suo sviluppo attraversa direttamente lembi di terreno dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), con spessori mediamente compresi tra 0.5 e 3.7 m, ricoperti localmente da depositi antropici (**h**) di limitata estensione e spessore e nel tratto finale dalle sabbie e limi dei depositi alluvionali recenti (**bb1**) con spessori mediamente compresi tra 0.5 e 6.7 m. Solo in corrispondenza del canale Carmignano si rinvencono depositi alluvionali attuali (**ba1**), di limitata estensione e spessore in facies ghiaioso-sabbiosa, nel tratto finale da si segnala la presenza di coltri eluvio-colluviali (**b2**) con modesta potenza. Tali unità poggiano in contatto discordante erosivo sui termini sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**) a loro volta in contatto stratigrafico sulla medesima litofacies dell'Unità di Maddaloni (**MDL2**).

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto, a meno del canale Carmignano che intercetta il tracciato al km 2+768 e di una conoide alluvionale che,

comunque, non costituiscono elementi di possibile pericolosità per gli interventi in questione. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea ancora una volta la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno di orizzonti sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra 20.4 e 37.1 m dal p.c..

15.4.1.4 Tratto compreso tra il km 2+865 e il km 2+960

In questo tratto è prevista la realizzazione di una galleria artificiale e ricade nella parte meridionale del settore di intervento, sul versante sud di Monte Aglio; il progetto presenta quote del piano ferro variabili tra i 65.3 e i 66.6 m circa s.l.m.. L'opera impegna in questo settore i terreni del Tufo Grigio Campano appartenenti alla litofacies sabbioso-limosa (**TGC2**), posti in copertura, con contatto discordante di tipo erosivo, sulla litofacies dell'Unità di Maddaloni (**MDL2**), rappresentata da termini sabbioso-limosi. In buona parte del tratto, si rinvencono estesi coltri eluvio-colluviali (**b2**) caratterizzati da uno spessore variabile tra 1.0 e 3.3 m, parzialmente ricoperti da depositi antropici (**h**) di limitata estensione e spessore.



Figura 42 – Vista panoramica del versante dove è previsto l'imbocco Sud della galleria in esame.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, non sono presenti dati puntuali di monitoraggio piezometrico, anche se è possibile ipotizzare la presenza di corpi idrici sotterranei all'interno dei orizzonti sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità di circa 27.0 m dal p.c., ovvero a quote inferiori a quelle della galleria in progetto.

15.4.1.5 Tratto compreso tra il km 2+960 ed il km 6+885

In questo settore il progetto si sviluppa in sotterraneo, galleria Monte Aglio, presenta quote del piano ferro variabili tra i 66.6 ed i 116.2 m circa s.l.m.. Nel tratto meridionale la galleria attraversa le litofacies sabbioso-limose del Tufo Grigio Campano (**TGC2**) e dell'Unità di Maddaloni (**MDL2**). A partire dal km 3+157 circa il tracciato intercetta il substrato geologico dell'area rappresentato dai litotipi calcareo dolomitici dei Calari a rudiste e orbitoline (**RDO**). Tale unità verso l'alto è in contatto stratigrafico con i Calari a radiolitidi (**RDT**), mentre risulta sovrapposta ai depositi delle Argille Varicolori Superiori (**ALV**) per contatto tettonico a medio e basso angolo, come evidenziato dalle risultanze del sondaggio PNIF51G06. All'altezza del km 3+220 circa il tracciato intercetta una faglia diretta ad alto angolo che ribassa i settori meridionali dell'area. Queste due importanti strutture tettoniche hanno prodotto, fino all'altezza del km 3+380 circa, una fascia cataclastica. Nel settore centrale, il tracciato intercetta il substrato calcareo rappresentato dai Calari a rudiste e orbitoline (**RDO**) variamente dislocato da importanti faglie ad alto angolo, ad andamento NE-SW, NW-SE e E-W. In particolare, la faglia inversa, con rigetti nell'ordine di alcune decine di metri, intercettata al km 4+825 circa, presenta una fascia cataclastica tra i km 4+795 e il km 4+917 circa, come evidenziato dalle risultanze del sondaggio S1. Inoltre, in corrispondenza del km 6+060 circa il tracciato intercetta le Argille Varicolori Superiori (**ALV**) attraverso il *thrust* a medio e basso angolo a direzione NE-SW, che porta i terreni più antichi di piattaforma interna dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni su quelli più recenti dell'unità del Sannio. Tale sovrascorrimento e le due faglie dirette, intercettate al km 5+865 e al km 5+950 circa, sono associati ad ampie fasce fortemente tettonizzate, che raggiungono la potenza di alcune decine di metri tra il km 5+835 e il km 6+060 circa. Le Argille Varicolori Superiori (**ALV**), sono dislocate da due faglie dirette sub-verticali, che producono una fratturazione molto spinta delle rocce coinvolte fino alla formazione di una vera e propria fascia cataclastica. Nel tratto finale, a partire dal km 6+650, il tracciato attraversa prima i depositi pelitici dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**) e poi la litofacies sabbioso-limosa del Tufo Grigio Campano (**TGC2**), mentre la calotta della galleria intercetta un lembo della litofacies argilloso-limosa del Tufo Grigio Campano (**TGC3**), come evidenziato dal sondaggio a carotaggio continuo denominato PNIF51G07.

Per quanto concerne gli aspetti geomorfologici, gli imbocchi risultano privi di elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza nel tratto iniziale di una falda libera all'interno dei orizzonti sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano e dell'Unità di Maddaloni con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra circa 6.0 e 14.1 m dal piano ferro. Mentre per la porzione centrale e meridionale della galleria è possibile ipotizzare l'interferenza, quantomeno parziale, con la falda di base dell'acquifero carbonatico, che sulla base dei dati disponibili è posta ad una profondità variabile da circa 2.2 m a 20.0 m dal piano ferro.

15.4.1.6 Tratto compreso tra il km 6+885 ed il km 7+000

Il tratto in esame si colloca in galleria artificiale, nel settore centro meridionale dell'area in esame, con quote del piano ferro comprese tra 116.2 e 117.6 m circa s.l.m.. La galleria intercetta, per tutto il suo sviluppo, i depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**), parzialmente eteropici con un lembo argilloso-limoso della medesima unità (**TGC3**). In copertura su tali terreni, sono presenti lembi di coltri eluvio colluviali (**b2**), con spessori variabili tra 4.0 e 5.7 m.



Figura 43 – Vista panoramica del versante dove è previsto l’imbocco Nord della galleria in esame.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, non sono disponibili dati diretti circa l’eventuale presenza di corpi idrici sotterranei.

15.4.1.7 Tratto compreso tra il km 7+000 ed il km 7+330

Il tratto in questione prevede un tratto all’aperto e la realizzazione del ponte Votta. Tale tratto si colloca nel settore centro-meridionale dell’area di interesse progettuale, a quote variabili tra 126.3 e 117.4 m circa s.l.m.. Il tracciato intercetta per tutto il suo sviluppo, i depositi eluvio-colluviali (**ba2**), con spessore di circa 6.0 m. Nel tratto finale, in copertura su questi depositi sono presenti locali depositi sabbioso-limosi delle alluvioni attuali (**ba2**), in corrispondenza del V.ne Votta. Tali depositi di copertura sono posti al tetto dei depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**), con intercalazioni del Tufo Grigio Campano litoide (**TGC1**). Il Tufo Grigio Campano poggia a sua volta in contatto discordante sull’Unità di Maddaloni (**MDL2**). Il substrato geologico dell’area è rappresentato dalle Argille Varicolori Superiori (**ALV**) poste a profondità mediamente superiori a 25 m dal piano campagna.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, a meno dell’attraversamento del V.ne Votta. Sotto il profilo idrogeologico, infine, non sono presenti dati di monitoraggio piezometrico, anche se si evidenzia la possibile presenza di una falda a superficie libera all’interno dei depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano e dell’Unità di Maddaloni, con superficie piezometrica posta ad una profondità di circa 25.0 m dal p.c. tale falda risulta sostenuta dai termini argilloso-marnosi delle Argille Varicolori Superiori.

15.4.1.8 Tratto compreso tra il km 7+330 ed il km 7+732

È rappresentato dalla fermata di Valle di Maddaloni, il tratto ricade nel settore centrale dell'area di studio, a quote comprese tra i 112.9 ed i 118.7 m circa s.l.m.. La porzione di tracciato interessa i terreni dei depositi eluvio-colluviali (**b2**), con spessori mediamente compresi tra 5.3 e 6.8 m, nel tratto finale risultano ricoperti da lembi di limitato spessore di depositi antropici (**h**). Tali depositi sono posti in copertura sui depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**), intercalati localmente da porzioni lentiformi di tufo litoide (**TGC1**); verso il basso si passa per contatto discordante all'Unità di Maddaloni (**MDL1**, **MDL2** e **MDL3**) presente nelle tre facies litologiche parzialmente eteropiche tra loro. Il substrato geologico dell'area è rappresentato dai termini litologici argilloso-marnosi delle Argille Varicolori Superiori (**ALV**), intercettati a profondità maggiori di 40 m dal piano campagna.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea ancora una volta la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno dei orizzonti sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra circa 16.8 e 21.6 m dal p.c., tale falda risulta sostenuta dai termini argilloso-marnosi delle Argille Varicolori Superiori.

15.4.1.9 Tratto compreso tra il km 7+732 ed il km 8+060

Il viadotto di Valle di Maddaloni si colloca nel settore centrale dell'area di interesse, a quote mediamente variabili tra 107.9 ed i 113.6 m circa s.l.m.. Il tracciato intercetta i depositi eluvio-colluviali (**b2**), con spessori variabili tra 6.3 e gli 8.6 m, i quali sono localmente ricoperti da terreno di riporto antropico (**h**). Questi terreni sono posti a copertura sui depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**), che a loro volta sormontano, in contatto discordante, i membri sabbioso-limoso (**MDL2**) e limoso-argilloso (**MDL3**) dell'Unità di Maddaloni. Il substrato geologico dell'area è rappresentato dai termini litologici argilloso-marnosi delle Argille Varicolori Superiori (**ALV**) passanti verso nord in contatto tettonico sub-verticale ai termini calcareo dolomitici dei Calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**).

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Per quanto concerne gli aspetti idrogeologici, non sono presenti dati di monitoraggio piezometrico, anche se gli studi condotti fanno ipotizzare la presenza di i corpi idrici sotterranei all'interno degli orizzonti sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra 12.5 e 17.9 m dal p.c., tale falda risulta sostenuta dai termini argilloso-marnosi delle Argille Varicolori Superiori.

15.4.1.10 Tratto compreso tra il km 8+060 ed il km 8+636

Il presente tratto all'aperto si colloca nella porzione centrale dell'area di studio e presenta quote comprese tra i 101.8 ed i 115.6 m circa s.l.m.. Il tracciato intercetta, per tutto il suo sviluppo le coltri eluvio-colluviali (**b2**), con spessore compreso tra i 3.1 e gli 8.9 m. Nel tratto iniziale sono parzialmente ricoperti da depositi antropici (**h**) di spessore esiguo. Nel tratto centrale tali terreni sono in copertura su un lembo di depositi vulcanici dell'unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), con uno spessore di circa 1.5 m. Tali unità poggiano sui terreni dell'unità del Tufo Grigio Campano, rappresentato dai depositi sabbioso-limosi (**TGC2**) e limoso-argillosi (**TGC3**) in parziale eteropia laterale. Nel tratto iniziale e finale questi depositi poggiano sui terreni dell'Unità di Maddaloni rappresentati dalle litofacies sabbioso-limosa (**MDL2**) e limosa-argillosa (**MDL3**). Tali depositi di copertura poggiano sul substrato calcareo dolomitico dei Calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**).

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Dal punto di vista idrogeologico, invece, si sottolinea la possibile presenza di importanti corpi idrici

sotterranei all'interno dei orizzonti sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra circa 11.8 e 20.0 m dal p.c..

15.4.1.11 Tratto compreso tra il km 8+636 ed il km 8+770

Il tratto in questione prevede la realizzazione del viadotto Rio Secco e ricade nella porzione centrale dell'area di interesse, a quote variabili tra i 93.5 e i 102.0 m circa s.l.m.. Il tratto in esame attraversa per tutto il suo sviluppo i terreni limoso argillosi delle coltre eluvio-colluviali (**b2**), localmente ricoperti dai depositi sabbioso-limosi dei depositi alluvionali attuali (**ba2**) in corrispondenza dell'area impluviale del V.ne Riosecco. Tali depositi poggiano sui termini sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**) in eteropia laterale e verticale con i termini prevalentemente pelitici della medesima unità (**TGC3**). Tali depositi vulcanici poggiano in contatto erosivo discordante sull'Unità di Maddaloni, in particolare sulla litofacies limoso-argillosa (**MDL3**) e quella sabbioso-limosa (**MDL2**). Il substrato geologico dell'area è rappresentato dai Calcari con requenie e gasteropodi (**CRQ**), interessato da una faglia ad alto angolo con direzione circa NW-SE.

Dal punto di vista geomorfologico, l'elemento più rilevante ai fini progettuali è rappresentato dall'alveo del V.ne Riosecco, intercettato dal tracciato in progetto all'altezza del km 8+722. Dal punto di vista idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno dei orizzonti sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità di circa 11.6 m dal p.c..

15.4.1.12 Tratto compreso tra il km 8+770 e il km 10+294

Il presente settore interessa la stazione di Valle di Maddaloni. Il tratto si colloca nella porzione centrale dell'area progettuale, a quote comprese tra i 79.1 e i 103.5 m circa s.l.m.. La porzione di tracciato attraversa per quasi tutto il suo sviluppo i depositi delle coltri eluvio-colluviali (**b2**), con uno spessore variabile tra 1.5 e 10.4 m, in parziale eteropia laterale, nel settore centro meridionale del tratto in esame, con i depositi di origine mista (**i**) e localmente ricoperti da riporto antropico (**h**). Nel tratto centrale e finale tali depositi sono in copertura su un lembo di depositi vulcanici dell'unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), di spessore ridotto variabile tra 0.5 e 4.0 m. Tali unità poggiano sui terreni dell'unità del Tufo Grigio Campano, rappresentato dai depositi sabbioso-limosi (**TGC2**) e limoso-argillosi (**TGC3**) in parziale eteropia laterale e verticale, con una lente di tufo lapideo (**TGC1**) nel tratto finale. Questi depositi a loro volta ricoprono i depositi lacustri prevalentemente pelitici dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**), solo nel settore più meridionale si rinvencono i depositi sabbiosi-limosi (**MDL2**). I terreni di copertura poggiano sul substrato geologico rappresentato dai Calcari con requenie e gasteropodi (**CRQ**), dislocato nel settore meridionale da una faglia diretta ad alto angolo immergente verso SW e posto a profondità dal piano campagna mediamente superiori a 40 m.

Per quanto concerne gli aspetti geomorfologici, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Ad ogni modo si sottolinea la presenza di una conoide di origine mista di modesta estensione e di un corso d'acqua permanente, intercettato al km 9+100 che, comunque, non costituiscono elementi di criticità per gli interventi in questione. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno dei orizzonti sabbioso-limosi e limoso-argillosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta a profondità comprese tra 12.0 e 22.7 m dal p.c..

15.4.1.13 Tratto compreso tra il km 10+294 e il km 11+905

Tale tratto è interessato dalla realizzazione del viadotto San Michele e si colloca nella porzione centro-settentrionale dell'area di studio e presenta quote variabili tra 56.1 e 82.9 m circa s.l.m.. Per gran parte del suo sviluppo interessa i depositi cineritici dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), con uno spessore variabile tra 1 e 4.2 m, ricoperto in corrispondenza dell'area impluviale dai depositi ghiaioso-sabbiosi dei depositi alluvionali attuali

(ba1). Mentre nei settori Sud-occidentali il tracciato intercetta i termini pelitici delle coltri eluvio-colluviali (b2), con uno spessore compreso tra 0.4 e 4.0 m, parzialmente ricoperti da lembi di riporto antropico (h) di limitato spessore. Queste unità sono sovrapposte ai depositi vulcanici di colata ignimbratica del Tufo Grigio Campano costituiti dalle tre litofacies in parziale eteropia laterale e verticale (TGC1, TGC2 e TGC3), queste unità affiorano in corrispondenza delle tre depressioni morfologiche presenti nell'area. I depositi vulcanici, a loro volta ricoprono stratigraficamente, con contatto discordante erosivo, i depositi lacustri dell'Unità di Maddaloni formati sostanzialmente da limi-argillosi (MDL3), nel tratto iniziale e finale, da sabbie-limose (MDL2) con presenza di lenti di ghiaie-sabbiose (MDL1), nella porzione settentrionale. Il substrato geologico dell'area è rappresentato dai Calcari con requienie e gasteropodi (CRQ), interessato da due faglie sub-verticali ad andamento circa NW-SE. Tali litotipi calcarei verso nord passano per contatto tettonico in sovrascorrimento ai termini argilloso-marnosi delle Argille Varicolori Superiori (ALV). Il substrato è mediamente posto a profondità dal piano campagna superiori a 33 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la possibile presenza nel tratto iniziale di corpi idrici sotterranei all'interno delle unità del Tufo Grigio Campano e la presenza nel tratto finale di una falda all'interno del Tufo Grigio litoide, con superficie piezometrica posta a circa 15.2 m dal p.c. e localmente a circa 7.5 o 3.0 m dal p.c..

15.4.1.14 Tratto compreso tra il km 11+905 ed il km 12+548

Il presente tratto si colloca nella porzione centro-settentrionale dell'area di interesse progettuale e presenta quote comprese tra i 55.7 ed i 63.5 m circa s.l.m.. Il tracciato attraversa per tutto il suo sviluppo i depositi vulcanici dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (CCU), con spessori compresi tra 1.6 e 3.6 m. Tali depositi poggiano sui terreni sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (TGC2), al cui interno è presente in maniera pressoché continua una lente di tufo lapideo (TGC1). Tali depositi sono sovrapposti, in contatto discordante, sui termini prevalentemente lacustri dell'Unità di Maddaloni costituiti da tre litofacies (MDL1, MDL2 e MDL3).

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Dal punto di vista idrogeologico, invece, si sottolinea la possibile presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno del Tufo Grigio Campano litoide, con superficie piezometrica posta mediamente tra 12.8 e 16.1 m dal p.c..

15.4.1.15 Tratto compreso tra il km 12+548 ed il km 12+800

Il viadotto Isclero in progetto ricade nel settore centro-settentrionale del settore di studio, a quote variabili tra circa 40.7 e 56.7 m circa s.l.m.. Il tratto attraversa nella porzione iniziale e finale i depositi cineritici dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (CCU), con uno spessore di circa 2.2 m. Tali depositi poggiano sui terreni sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (TGC2), caratterizzato dalla presenza di un orizzonte lentiforme interposto di tufo lapideo (TGC1), ben visibili in affioramento lungo le scarpate del torrente Isclero. Nel fondovalle in contatto stratigrafico erosivo laterale e verticale con il tufo grigio, si rinvengono entrambi i membri, sabbioso-limoso (bb1) e limoso-sabbioso (bb2), dei depositi alluvionali recenti del Torrente Isclero localmente ricoperti da lembi poco spessi di depositi alluvionali attuali sabbioso-limosi (ba2). Al di sotto dei depositi del Tufo Grigio si rinvengono i depositi lacustri dell'Unità di Maddaloni, rappresentati dalle tre litofacies (MDL1, MDL2 e MDL3).

Dal punto di vista geomorfologico, l'elemento più rilevante ai fini progettuali è rappresentato dall'alveo del Torrente Isclero, intercettato dal tracciato in progetto all'altezza del km 12+750. Sotto il profilo idrogeologico, invece, non sono presenti dati di monitoraggio piezometrico, anche se si sottolinea la probabile presenza di una falda a superficie libera all'interno dei depositi alluvionali recenti del suddetto corso d'acqua, con livello

piezometrico posto circa 5.0 m sotto il p.c. Tale falda va probabilmente ad alimentare il principale corso d'acqua dell'area e risulta in comunicazione con la falda idrica dei depositi vulcanici di colata ignimbratica del Tufo Grigio Campano a cui è giustapposta lateralmente e verticalmente.

15.4.1.16 Tratto compreso tra il km 12+800 ed il km 14+774

Il tratto in esame si colloca nel settore settentrionale dell'area di interesse progettuale e presenta quote comprese tra i 52.0 e i 61.1 m circa s.l.m.. Nel settore meridionale, il tracciato intercetta i terreni vulcanici dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), con spessore variabili tra circa 1.2 e 5.1 m. Tali depositi poggiano sui terreni sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**), con banchi di tufo lapideo (**TGC1**) con spessori variabili da 1.0 a 17.8 m e lenti di depositi prevalentemente pelitici (**TGC3**), di spessore esiguo. Questi terreni risultano ricoperti per gran parte del tratto da depositi eluvio-colluviali (**b2**), di esiguo spessore e si sovrappongono stratigraficamente, con contatto discordante sui depositi lacustri dell'Unità di Maddaloni (**MDL1**, **MDL2** e **MDL3**). Tali depositi di copertura poggiano in discordanza sul substrato geologico dell'area, rappresentato dalle argille-marnose delle Argille Varicolori Superiori (**ALV**).

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, a meno di due corsi d'acqua intercettati rispettivamente al km 13+713 e al km 14+032. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece la presenza di una falda a superficie libera all'interno dei depositi vulcanici del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra 2.5 e 17.7 m dal p.c., tale falda risulta sostenuta dai termini argilloso-marnosi delle Argille Varicolori Superiori, posto a profondità mediamente superiori a 15 m dal piano campagna.

15.4.1.17 Tratto compreso tra il km 14+774 ed il km 14+924

Il viadotto San Giorgio ricade nel settore settentrionale dell'area di studio, a quote variabili tra 40.1 e 56.4 m circa s.l.m.. Il tracciato attraversa per buona parte del suo sviluppo i depositi alluvionali recenti del Torrente San Giorgio formati da limi e argille (**bb2**) in appoggio sui termini sabbioso limosi della stessa unità (**bb1**), localmente ricoperti da lembi poco spessi di depositi sabbioso-limosi delle alluvionali attuali (**ba2**). Tali depositi sono in contatto laterale e verticale con i termini vulcanici di colata sabbioso-limosi (**TGC2**) e litoidi (**TGC1**) del Tufo Grigio Campano. Tali depositi ricoprono i depositi lacustri costituiti dalle tre litofacies dell'Unità di Maddaloni (**MDL1**, **MDL2** e **MDL3**). Questi depositi di copertura poggiano in discordanza sul substrato geologico dell'area, rappresentato dalle argille-marnose delle Argille Varicolori Superiori (**ALV**), posto a profondità mediamente superiori a 40 m dal piano campagna.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, a meno dell'attraversamento del T. San Giorgio al km 14+825 circa. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece che non sono disponibili dati diretti circa l'eventuale presenza di corpi idrici sotterranei.

15.4.1.18 Tratto compreso tra il km 14+924 ed il km 16+500

Il presente tratto interessa la stazione di Frasso Telesino e si colloca nel settore più settentrionale dell'area di intervento, a quote comprese tra 53.9 e 55.7 m circa s.l.m.. Il tratto attraversa, per tutto il suo sviluppo, i depositi eluvio-colluviali (**b2**), con uno spessore variabile tra 0.5 e 4.0 m, in copertura sui depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano (**TGC2**), con banchi e lenti di tufo lapideo (**TGC1**), con spessori variabili da 1.0 m a 16.4 m. I depositi vulcanici poggiano con contatto discordante sui depositi pelitici dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**), con lenti ghiaioso-sabbiose (**MDL1**) e sabbioso-limose (**MDL2**), con uno spessore massimo di 3.8 m. Nella porzione meridionale il substrato geologico è rappresentato dalle Argille Varicolori Superiori (**ALV**), poste mediamente a profondità maggiori di 40 m dal piano campagna. Verso nord le Argille Varicolori passano in contatto tettonico

laterale ai termini litologici delle Arenarie di Caiazzo (**AIZ**), mediante una faglia diretta ad alto angolo immergente verso NE che ribassa i settori Nord-orientali. Il tetto delle arenarie è segnato da una superficie erosiva ondulata, con immersione verso sud e posta profondità variabili tra circa 50 e 30 m circa dal piano campagna



Figura 44- Vista panoramica della stazione di Frasso Telesino.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, a meno dell'attraversamento del V.ne del Ferro intercettato all'altezza del km 16+634 che, comunque, non costituiscono elementi di possibile pericolosità per gli interventi in questione. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece la presenza di una falda a superficie libera all'interno dei depositi vulcanici sabbioso-limosi e litoidi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta mediamente ad una profondità variabile tra 1.3 e 7.2 m dal p.c..

15.4.2 Shunt

Di seguito vengono descritti, da SE a NW, i diversi tratti relativi al tracciato Shunt, opportunamente distinti in funzione della tipologia di opere in progetto e delle principali caratteristiche geologico-strutturali dell'area.

15.4.2.1 Tratto compreso tra il km 0+000 ed il km 0+871

Il tratto in esame si colloca nel settore più meridionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 37.9 e 47.8 m circa s.l.m.. Il tratto attraversa per tutto il suo sviluppo i depositi vulcanici sabbioso-limosi (**TGC2**) del Tufo Grigio Campano, intercalati da un banco di tufo litoide (**TGC1**), con uno spessore variabile tra i 9.3 ed i 12.5 m, in copertura si rinvennero i depositi antropici (**h**), con uno spessore compreso tra 0.7 e 4.8 m.



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancello – Benevento
1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	113 di 127

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece la presenza, nel tratto finale, di una falda a superficie libera all'interno dei depositi litoidi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità di circa 13.1 m dal p.c..

15.4.2.2 Tratto compreso tra il km 0+871 ed il km 2+255

Il presente viadotto Cancello si colloca nel settore meridionale dell'area di interesse progettuale, con quote variabili tra 38.0 e 48.1 m circa s.l.m.. Il tracciato intercetta i depositi vulcanici sabbioso-limosi (**TGC2**) del Tufo Grigio Campano con intercalato un banco di tufo litoide (**TGC1**), con uno spessore variabile tra i 9.3 ed i 12.5 m. Per gran parte del suo sviluppo in copertura su tale unità si rinvengono i depositi cineritici dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), con uno spessore variabile tra 0.5 e 3.7 m, mentre nel tratto iniziale sono presenti riporti antropici (**h**) con uno spessore di circa 3.0 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Dal punto si sottolinea invece la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno delle unità del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità compresa tra 23.9 e 10.8 m dal p.c..

15.4.2.3 Tratto compreso tra il km 2+255 ed il km 2+686

Il settore si colloca nella porzione meridionale dell'area di studio, con quote comprese tra i 46.5 ed i 55.9 m circa s.l.m.. Il tratto intercetta i depositi di copertura dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), con uno spessore di circa 3 m, parzialmente ricoperto dai depositi antropici, con uno spessore variabile tra i 0.7 a 8.6 m. Tali depositi poggiano in discordanza sui depositi vulcanici di colata ignimbratica del Tufo Grigio Campano, costituiti dalla litofacies sabbioso-limoso (**TGC2**), al cui interno è stato rilevato un banco di tufo litoide (**TGC1**), con uno spessore di circa 10 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece che non sono disponibili dati diretti circa l'eventuale presenza di corpi idrici sotterranei, ma è possibile ipotizzare la presenza di corpi idrici sotterranei all'interno dei depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra i 21.5 e i 31.0 m dal p.c..

15.4.2.4 Tratto compreso tra il km 2+255 ed il km 3+211

Il viadotto Migliarese ricade nel settore Sud-occidentale del settore in esame, a quote variabili tra i 44.4 e i 46.9 m s.l.m.. Il tracciato interessa i depositi vulcanici di caduta dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**), nel tratto più occidentale si rinvengono depositi antropici (**h**), con uno spessore ridotto. Tale unità poggia con contatto discordante sui depositi vulcanici di colata ignimbratica del Tufo Grigio Campano, costituiti dalla litofacies sabbioso-limoso (**TGC2**), con intercalazione di un banco di tufo litoide (**TGC1**), con uno spessore di circa 13 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno dei depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità di circa 21.0 m dal p.c..



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancello – Benevento
1° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	114 di 127

15.4.2.5 Tratto compreso tra il km 3+211 ed il km 5+341

Il tracciato si colloca nel settore Sud-occidentale dell'area di interesse progettuale, a quote comprese tra 38.7 e 48.3 m circa s.l.m.. Il tracciato interessa, per tutto il suo sviluppo, i depositi vulcanici di caduta dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (CCU), localmente in copertura si rinvencono depositi antropici (h), con uno spessore esiguo. Tale unità poggia in contatto stratigrafico discordante sui depositi vulcanici di colata ignimbratica del Tufo Grigio Campano, costituiti dalla litofacies sabbioso-limoso (TGC2), con intercalato un banco di tufo litoide (TGC1), con uno spessore compreso tra 6.8 e 13.0 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno dei litotipi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra 14.5 e 23.5 m dal p.c..

15.4.2.6 Tratto compreso tra il km 5+341 ed il km 6+444

Il viadotto Cave si colloca nel settore Sud-occidentale del settore di studio, a quote comprese tra i 41.8 ed i 56.1 m circa s.l.m.. Il tracciato intercetta i depositi cineritici dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (CCU), in copertura nel settore centro settentrionale si rinvencono depositi antropici (h), con uno spessore ridotto. Tale unità poggia in contatto stratigrafico discordante sui depositi vulcanici di colata ignimbratica del Tufo Grigio Campano, costituiti dalla litofacies sabbioso-limoso (TGC2), con intercalato un banco di tufo litoide (TGC1), con uno spessore compreso tra 5.5 e 10.2 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece la presenza di importanti corpi idrici sotterranei molto estesi all'interno dei depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta mediamente ad una profondità variabile tra i 16.9 e i 32.3 m dal p.c..

15.4.2.7 Tratto compreso tra il km 6+444 ed il km 8+117

Il presente tratto interessa la fermata di Maddaloni e ricade nella porzione Sud-occidentale dell'area di interesse e presenta quote variabili tra i 50.0 ed i 63.1 m s.l.m.. Il tracciato attraversa, per gran parte del suo sviluppo, i depositi vulcanici dell'Unità di Casalnuovo-Casoria (CCU), parzialmente ricoperti dai depositi antropici (h), con uno spessore variabile tra i 0.5 ed gli 8.5 m. Verso il basso tale unità passa in contatto stratigrafico discordante ai depositi vulcanici del Tufo Grigio Campano, costituiti principalmente dalla litofacies sabbioso-limoso (TGC2), con intercalato un banco di tufo litoide (TGC1), con uno spessore compreso tra 3.1 e 12.4 m.



Figura 45 – Vista panoramica del settore finale del tratto in esame, a SE di Maddaloni.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto l'aspetto idrogeologico, si sottolinea invece la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno dei depositi sabbioso-limosi del Tufo Grigio Campano, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra i 22.5 e i 33.7 m dal p.c..

16 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Abate D., De Pippo T., Ilardi M. & Pennetta M. (1998) - *Evoluzione morfologica tardo-quadernaria della valle Caudina (Benevento, Italia)*. Il Quaternario, **11**, 255-265.

Abruzzese V. (1979) - *La Campania antica dal Pleistocene all'età romana*. Electa Editore.

AFTES GT32 (2012) - *Characterization of geological, hydrogeological and geotechnical uncertainties and risks*.

Alessio G., Gorini A., Vilardo G. & Iannacone G. (1996) – *Low energy sequences in areas with high seismic potential: benevento (Southern Apennines), April 1990*. In: Schenk V. (ed), Earthquake Hazard and Risk. Springer Neatherlands, **1996**, 3-16.

Allocca V. & Grasso T. (1998) – *L'idrostruttura dei Monti di Durazzano: idrodinamica, potenzialità e interconnessioni con gli acquiferi adiacenti*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Alvarez W., Coccozza T. & Wezel F.C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**, 309-314.

Amato A., Montone P. & Cesaro M. (1995) – *State of stress in southern Italy from borehole breakout and focal mechanism data*. Geophysical Research Letters, **22**, 3119-3122.

APAT (2007) - *Rapporto sulle frane in Italia: il Progetto IFFI. Metodologia, risultati e rapporti regionali*. Rapporti APAT, **78**.

Aprile F., Brancaccio L., Cinque A., Di Nocera S., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Ortolani F., Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento), 209 (Vallo della Lucania)*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica

Ascione A. & Cinque A. (2003) - *Le variazioni geomorfologiche indotte dalla tettonica recente in Appennino meridionale. II Quaternario*, **16**, 133-140.

Atkinson J. (1997) - *Geotecnica. Meccanica delle terre e fondazioni*. McGraw-Hill.

Autorità di bacino Campania centrale (2015) – *Piano stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico*.

Autorità di bacino Liri, Garigliano e Volturno (2006) – *Piano stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico*.

Bally A.W., Burbi L., Cooper C. & Ghelardoni R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Memorie della Società Geologica Italiana, **35**, 257-310.

Baratta M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Arnaldo Forni.

Barbano M.S., Colombo F. & Zonno G. (1989) – *Preliminary results of seismic hazard assessment in the Sannio-Matese Area of Southern Italy*. Natural Hazard, **2**, 307-328.

Barton N. & Choubey V. (1977) - *The shear strength of rock joint in theory and practice*. Rock Mechanics, **10**, 1-54.

Bellucci F., Corniello A., De Riso R. & Russo D. (1990) - *Idrogeologia della piana a N-E di Napoli*. Memorie della Società Geologica Italiana, **45**, 339-349.

Bernard P. & Zollo A. (1989) – *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting*. Journal of Geophysical Research, **94**, 1631-1647.

Bianchi G.W., Perello P., Venturini G., Dematteis A., Delle Piane L. & Damiano A. (2006) - *Determination of reliability in geological forecasts for tunnel projects: the method of the R-index and its application*. XIth International Congress for Mathematical Geology in Liege, 3-8 September, 2006.

Bieniawski Z.T. (1989) – *Engineering rock mass classification*. John Wiley & Sons.

Bigi S., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (1992) - *Structural model of Italy. Scale 1:500,000*. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica.

Bisson M., Pareschi M.T., Zanchetta G., Sulpizio R. & Santacroce R. (2007) - *Volcanoclastic debris-flow occurrences in the Campania region (Southern Italy) and their relation to Holocene-Late Pleistocene pyroclastic fall deposits: implications for large-scale hazard mapping*. Bulletin of Volcanology, **70**, 157-167.

Bonardi G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Sgrosso I. & Torre M. (2009) - *Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **128**, 47-60.

Boscaino M. (2000) - *Relazione tra tettonica estensionale plio-pleistocenica e assetto strutturale del gruppo del Camposauro (Appennino Meridionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **119**, 623-635,

Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. & Valensise G. (1995) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1980*. ING-S.G.A., con database su CD-ROM.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise L. & Gasperini P. (2000) - *Catalogue of strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1997*. Annali di Geofisica, **43**, 609-868.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. & Gasperini P. (1997) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 aC al 1980*. ING-SGA.

Bosellini A. (1991) - *Introduzione allo studio delle rocce carbonatiche*. Italo Bovolenta Editore.

Bosellini A., Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Unione Tipografico-Editrice Torinese.

Brady B.H.G. & Brown E.T. (2006) – *Rock mechanics for underground mining*. Springer.

Brancaccio A., Cinque A., Romano P., Roskopf 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)*. Zeitschrift fur Geomorphologie, **82**, 47-58.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C. & Santangelo N. (1994) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Memorie della Società Geografica Italiana, **53**, 313-337.

Brocchini F., Principe C., Castradori D., Laurenzi M.A. & Gorla L. (2001) - *Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase well*. Mineralogy and Petrology, **73**, 67-91.

Brown E. (2002) – *A brief history of the development of the Hoek-Brown failure criterion*. Rocsciences Inc..

Bruschi A. & Crippa A. (2012) – *Prove geotecniche di laboratorio. Guida pratica per la soluzione delle problematiche interpretative e di previsione geotecnica*. Dario Flaccovio Editore.

Bruschi A. (2004) - *Meccanica delle rocce nella pratica geologica ed ingegneristica*. Dario Flaccovio Editore.

Bruschi A. (2010) – *Prove geotecniche in situ. Guida alla stima delle proprietà geotecniche e alla loro applicazione alle fondazioni*. Dario Flaccovio Editore.

Budetta P. & De Risio R. (1982) - *Osservazioni sulla tettonica e sulla idrogeologia della media valle del F. Isclero a sud del Taburno*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, **12**, 5-27.

Budhu M. (2007) – *Soil mechanics and foundations (2nd edition)*. John Wiley & Sons.

Buonanno A., Pertusati S. & Zuppetta A. (2007) - *Structural evolution of the Fortore Unit (Southern Apennines, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **126**, 497-510.

Burland J.B. (1990) – *On the compressibility and shear strength of natural clays*. Géotechnique, **3**, 467-488.

Butler B.C.M. & Bell J.D. (1996) - *Lettura e interpretazione delle carte geologiche*. Zanichelli Editore.

Calcaterra D., Parise M., Palma B. & Pelella L. (1999) - *The May 5th 1998, landsliding event in Campania (southern Italy): inventory of slope movements in the Quindici area*. In: Yagi N., Yamagami T. & Jiang J. (eds), Proceedings of International Symposium On Slope Stability Engineering. Balkema, **1999**, 1361-1366.

Calcaterra D., Parise M., Palma B. & Pelella L. (2000) - *Multiple debris-flows in volcanoclastic materials mantling carbonate slopes*. In: Wieczorek G.F. & Naeser N.D. (eds), Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Balkema, **2000**, 99-107.

Cantalamesa G., Chiochini U. & Cipriani N. (1988) - *Caratteri sedimentologici dei depositi sabbiosi del Pliocene inferiore - medio di Ariano Irpino (Appennino campano)*. Atti del 74° Congresso della Società Geologica Italiana, B 59 B 63.

Canuti P. & Esu F. (1995) - *Glossario Internazionale per le frane*. Rivista Italiana di Geotecnica, **1995/2**, 143-150.

Cappelletti P., Cerri G., Colella A., De Gennaro M., Langella A., Perrotta A. & Scarpati C. (2003) - *Post-eruptive processes in the Campanian Ignimbrite*. *Mineralogy and Petrology*, **79**, 79-97.

Carannante G., Cesarano M., Pappone G. & Putignano M.L. (2012) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 431 Caserta Est*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Casadio M. & Elmi C. (1999) - *Il manuale del geologo*. Pitagora Editrice.

Casati P. (1991) - *Scienze della terra*. Città Studi Edizioni.

Casciello E., Cesarano M. & Pappone G. (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines contractional belt (Italy)*. *Journal of Geological Society*, **163**, 617-629.

Cassignol C., Gillot P.Y. (1982) - *Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and application*. In: Odin G.S. (ed), *Numerical Dating in Stratigraphy*. John Wiley & Sons, 160-179.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. & Amato A. (2005) - *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.0*. INGV-CNT.

Castiglioni G.B. (1991) - *Geomorfologia (seconda edizione)*. Unione Tipografico-Editrice Torinese.

Celico P. & De Riso R. (1978) - *Il ruolo idrogeologico della valle caudina nella idrogeologia del Casertano e del Sarnese (Campania)*. *Bollettino della Società dei Naturalisti di Napoli*, **88**, 1-26.

Celico P. & Guadagno F.M. (1998) - *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze*. *Quaderni di Geologia Applicata*, **5**, 129-188.

Celico P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. *Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata*, **14**, 3-97.

Celico P. (1981) - *Studi idrogeologici sui massicci carsici dell'Appennino centro-meridionale*. *Notiziario della sezione di Napoli del Club Alpino Italiano*, **30**, 43-46.

Celico P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*. *Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno*, **4**, 1-225.

Celico P. (1986) - *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore.

Celico P., Civita M. & Corniello A. (1977) - *Idrogeologia del margine nordorientale della conca campana (massicci dei Tifatini e del M. Maggiore)*. *Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata*, **13**, 1-29.

Celico P., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Russo D., Stanzione D. & Zenone F. (1980) - *Il margine orientale della piana Campana: indagini idrogeologiche e geochemiche*. *Periodico di Mineralogia*, **49**.

Celico P., De Vita P., Manacelli G., Scalise A.R. & Tranfaglia G. (2007) - *Carta Idrogeologica dell'Italia meridionale*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

Celico P., Esposito L., De Gennaro M. & Mastrangelo E. (1994) - *La falda ad oriente della città di Napoli: idrodinamica e qualità delle acque*. *Geologica Romana*, **30**, 653-660.

Cestari F. (1996) - *Prove geotecniche in sito*. Italgrafica Segale.

Chiarabba C., Jovane L. & Di Stefano R. (2005) - *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings*. *Tectonophysics*, **395**, 251-268.

Chiessi V., D'Orefice M., Giovagnoli M.C., Graziano R. & Vita L. (2003) - *Colate rapide di fango: un caso di studio nel*

territorio comunale di S. Felice a Cancellò (CE). Bollettino della Società Geologica Italiana, **122**, 405-420.

Ching J. & Hsu W.-C. (2008) - *Approximate optimization of systems with high-dimensional uncertainties and multiple reliability constraints*. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, **198**, 52-71

Chiocchini U. (2007) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 432 Benevento*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Ciaranfi N., Guida M., Iaccarino G., Pescatore T., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Sgrosso I., Torre M., Tortorici L., Turco E., Scarpa R., Cuscito M., Guerra I., Iannacone G., Panza G.G. & Scandone P. (1983) - *Elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **102**, 201-222.

Cinque A. & Romano P. (2001) - *L'ambiente geologico della Campania: Evoluzione geomorfologica e caratterizzazione oro-idrografica*. In: Vallario A. (ed), *L'ambiente geologico della Campania*, 59-90.

Cinque A., Ascione A. & Caiazzo C. (2000) - *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. CNR-GNDT, 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*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **2**, 123-141.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36**, 249-260.

Civita M. (1975) - *Idrogeologia*. In: Ippolito F., Nicotera P., Lucini P. Civita M. & De risio R. (eds), *Geologia tecnica per ingegneri e geologi*. Isedi.

Civita M., De Masi R., De Risio R. & Vallario A. (1970) - *Possibilità di rinvenimento di nuove fonti di approvvigionamento idrico nella media valle dell'Isclero e nella bassa valle del Calore (Campania)*. Geologia Tecnica e Ambientale, **5**.

CNR (1983) - *Neotectonic Map of Italy*. Litografia Artistica Cartografica.

CNR-PFG (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. In: Postpischl D. (ed), CNR-PFG V. 2B.

Cole P., Perrotta A. & Scarpati C. (1994) - *The volcanic history of SW part of the city of Naples*. Geological Magazine, **131**, 789-799.

Conticelli S., D'Antonio M., Pinarelli L. & Civetta L. (2002) - *Source contaminations and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany*. Mineralogy and Petrology, **74**, 189-222.

Cornell C.A. (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. Bulletin of Seismological Society of America, **58**, 1583-1606.

Corniello A. & De Risio R. (1986) - *Idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell'Agro Telesino (BN)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **21**, 52-84.

Corniello A. & Santo A. (1995) - *I dissesti della Basilicata Benedettina (XI secolo) di Sant'Angelo in Formis (Capua) ed il complesso assetto geologico dell'area*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **30**, 125-137.

Corniello A. (1988) - *Considerazioni idrogeologiche su talune acque minerali e termo-minerali della Provincia di Caserta*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 1053-1063.

Corniello A., Ducci D. & De Risio R. (1990) - *Idrogeologia e idrochimica della Piana Campana*. Memorie della Società Geologica Italiana, **45**, 351-360.

Corrado S., Di Bucci D., Naso G. & Butler R.W.H. (1997) - *Thrusting and strike-slip tectonics in the Alto Molise regione (Italy): implications for the Neogene-Quaternary evolution of the Central Apennine orogenic system*. Journal of the Geological Society of London, **154**, 679-688.

Cotecchia V. (1956) - *Gli aspetti idrogeologici del Tavoliere delle Puglie*. L'Acqua, **34**, 168-180.

Cremonini G. (1994) - *Rilevamento geologico. Realizzazione e interpretazione delle carte geologiche*. Pitagora Editrice.

Crosta G.B. & Dal Negro P. (2003) - *Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event*. Natural Hazard and Earth System Sciences, **3**, 53-69.

Cruden D. M. & Varnes D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: Turner A.K. & Schuster R.L. (eds), Landslides, Investigation and mitigation. Transportation Research Board, Special Report, **247**, 36-75.

Cubellis E., Ferri M., Luongo G. & Obrizzo F. (2001) - *The roots of Mt. Vesuvius deduced from gravity anomalies*. Mineralogy and Petrology, **73**, 23-38.

Custodio E. (1978) - *Geohidrologia de terrenos e islas volcanicas*. Centro de Estudios Hidrographicos Publications, **128**.

D'Argenio B. (1967) - *Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennini campano)*. Atti dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche, **3**, 6-7.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Accademia Nazionale dei Lincei, **183**, 49-72.

De Niscio G. (2007) - *Definizione della struttura litosferica del Somma-Vesuvio mediante tomografia sismica delle onde superficiali*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Napoli Federico II.

De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrsen W.A., Spera F.J. & Belkin H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian Volcanic Plain (Italy)*. Mineralogy and Petrology, **73**, 47-65.

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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **133**, 157-170.

Del Gaudio V., Pierrri P., Frepoli A., Calcagnile G., Venisti N. & Cimini G.B. (2007) - *A critical revision of the seismicity of Northern Apulia (Adriatic Plate - Southern Italy) and implication of seismogenic structures*. Tectonophysics, **436**, 9-35.

Del Prete S., de Riso R. & Santo A. (2004) - *Primo contributo sui sinkholes di origine naturale in Campania*. Atti Convegno sullo Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, 361-376.

Di Bucci D. & Tozzi M. (1992) - *La linea "Ortona-Roccamonfina": Revisione dei dati esistenti e nuovi contributi per il settore settentrionale (Media valle del Sangro)*. Studi Geologici Camerti, vol.spec. **1991/92**, 397-406.

Di Bucci D., Corrado S., Naso G., Parotto M. & Praturlon A. (1999) - *Evoluzione tettonica neogenico-quaternaria dell'area molisana*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **118**, 13-30.

Di Bucci D., Massa B., Tornaghi M. & Zuppetta A. (2005) - *Structural setting of the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Southern Italy) from surface and subsurface data*. Journal of Geodynamics, **40**, 294-315.

Di Crescenzo G. & Santo A. (1999) - *Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **22**, 57-72.

Di Crescenzo G. & Santo A. (2013) - *Dati preliminari sull'assetto tettonico e fessurativo dei versanti carbonatici interessati da sinkhole nell'Appennino centro-meridionale*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **93**, 219-238.

Di Girolamo P. & Stanzione D. (1973) - *Lineamenti geologici e petrologici dell'Isola di Procida*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **29**, 81-125.

Di Girolamo P., Ghiara M.R., Lirer R., Munno R., Rolandi G. & Stanzione D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **103**, 349-413.

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, **36**, 91-102.

Di Staso A. & Giardino S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno Formation (North-Calabrian Unit, Southern Apennines)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. spec. **1**, 517-526.

DISS Working Groupe (2010) – *Database of individual Seismogenic Sources (DISS)*, version 3.1.1., disponibile in internet all'indirizzo <http://diss.rm.ingv.it/diss/index.html>.

Doglioni C., Moretti I. & Roure F. (1991) - *Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and Mediterranean geodynamics: a discussion*. Journal of Geodynamics, **13**, 47-65.

Dramis F. & Bisci C. (1997) - *Cartografia geomorfologica. Manuale di introduzione al rilevamento ed alla rappresentazione degli aspetti fisici del territorio*. Pitagora Editrice.

Esposito L. (1996) - *Studio delle modalità di contaminazione chimica dell'acquifero alluvionale a prevalente componente piroclastica del settore Sud - Orientale della Piana Campana (Campania – Italia)*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Ferrara.

Essex R.J. (2007) - *Geotechnical Baseline Reports for Underground Construction*. ASCE.

Faccioli E. & Paolucci R. (2005) - *Elementi di sismologia applicata all'ingegneria*. Pitagora Editrice.

Fedele L., Morra V., Perrotta A., Scarpati C., Putignano M.L., Orrù P., Schiattarella M., Aiello G., D'Argenio B. & Conforti A. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 465 Isola di Procida*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Fedele L., Scarpati C., Lanphere M., Melluso L., Morra V., Perrotta A. & Ricci G. (2008) - *The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemiostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption*. Bulletin of Volcanology, **70**, 1189-1219.

Frepoli A. & Amato A. (2000) - *Spatial variation in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity*. Tectonophysics, **317**, 109-124.

Galadini F., Meletti C. & Vittori E. (2000) – *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie. Risultati del progetto 5.1.2. "Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili"*, CNE Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, 1-30.

Gasparini P. & Mantovani M.S.M. (1984) - *Fisica della terra solida*. Liguori Editore.

GNDT (1996) – *Zonazione sismogenetica del territorio nazionale ed aree limitrofe ZS 4.0*. Atti del Convegno Annuale del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, **1**, 119-135.

Gonzalez de Vallejo L.I. (2005) – *Geoingegneria*. Pearson Education Italia.

Goodman R.E. (1989) - *Introduction to rock mechanics*. John Wiley & Sons.

Grassi D. & Tadolini T. (1992) – *Caratteristiche chimico-fisiche delle acque della falda carsica del Gargano*. CNR-GNDCI, **538**, 375-416.

	Itinerario Napoli-Bari Raddoppio tratta Cancellò – Benevento 1° lotto funzionale Cancellò – Frasso Telesino e variante alla linea Roma Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0F	LOTTO 01	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 122 di 127

Gruppo di Lavoro CPTI (1999) – *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN. 92 pp.

Gruppo di Lavoro CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV.

Gruppo di Lavoro MPS (2004) – *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM del 20 marzo 2003*. INGV, Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile.

Guadagno F.M., Piscopo V., Iesce M.T., Vecchiarelli R. & Aquino S. (1998) - *Caratterizzazione idrogeologica e potenzialità della bassa valle del fiume Calore (Campania)*. Quaderni di Geologia Applicata, **5**, 25-39.

Guerrera F., Martín Algarra A. & Perrone V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in western and central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines*. Terra Nova, **5**, 525-544.

Gunnink J., Maljers D. & Hummelman J. (2010) - *Quantifying uncertainty of geological 3D layer models, constructed with a-priori geological expertise*. IAMG 2010, Budapest.

Hallam A. (1985) - *Interpretazione delle facies e stratigrafia*. Pitagora Editrice.

Hoek E. & Brown E.T. (1997) – *Practical estimates of rock mass strength*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **34**, 1165-1186.

Hoek E. & Marinos P. (2000) – *GSI: a geologically friendly tool for mass strength estimation*. Proceeding of GeoEng 2000 Conference, Melbourne, Australia.

Hungr O., Leroueil S. & Picarelli L. (2014) - *The Varnes classification of landslide types, an update*. Landslides, **11**, 167-194.

Hutchinson J.N. (1985) – *Mass movements*. In : Fair Bridge R.W. (ed): Encyclopaedia of geomorphology, 688-695.

Hutchinson J.N. (1988) – *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proceedings of 5th International Symposium on Landslides, 10-15.

IAEG (2009) - *Recommendations for reliability quantification of the geological model in large civil engineering projects*.

Incoronato A., Nardi G., Ortolani F. & Pagliuca S. (1985) - *The Plio-Quaternary Bagnoli Irpino-Calaggio torrent strike slip fault, Campania-Lucania (Southern Apennines)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **104**, 399-404.

Ippolito F., Ortolani F. & Russo M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Memorie della Società Geologica Italiana, **12**, 227-250.

ISPRA (2012) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 431 (Caserta Est)*. Servizio Geologico d'Italia.

ISRM (1975) - *Recommendations on Site Investigation Techniques*.

ISRM (1978) - *Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **15**, 319-368.

ISRM (1979) - *Suggested methods for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **16**, 135-140.

ISRM (1993) - *Metodologie per la descrizione quantitativa delle discontinuità nelle masse rocciose*. Rivista Italiana di Geotecnica, **1993/2**, 151-197.

ISSMGE (2006) - *Recommended procedure for geotechnical ground investigations*. The International Tunnelling Insurance Group, 2006. The Joint Code of Practice for Risk Management of Tunnel Works.

ITA/AITES (2004) - *Accredited Material - Guidelines for tunnelling risk management: International Tunnelling Association, Working Group No. 2. Tunnelling and Underground Space Technology*, **19**, 217–237.

Katz O., Reches Z. & Roegiers J.C. (2000) - *Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt hammer*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **37**, 723-728.

Kiratzis A. (1994) – *Active seismic deformation in the Italian peninsula and in Sicily*. Annali di Geofisica, **37**, 27-45.

Lambe T.W. & Whitman R.V. (1997) – *Meccanica dei terreni*. Dario Flaccovio Editore.

Lancellotta R. (2004) - *Geotecnica (terza edizione)*. Zanichelli Editore.

Lanzo G. & Silvestri F. (1999) - *Risposta sismica locale. Teoria ed esperienze*. Hevelius Edizioni.

Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geologici Camerti, vol. suppl. **1990**, 19-26.

Luongo G., Cubellis E., Obrizzo F. & Petrazzuoli S.M. (1991) - *A physical model for the origin of volcanism of the Tyrrhenian margin: the case of neapolitan area*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **48**, 173-185.

Maggiore M., Masciale R., Massari R., Pappagallo G., Passarella G. & Vurro M. (2004) – *Caratteri idrostrutturali del Tavoliere di Puglia ed elaborazione di una carta geolitologica a finalità idrogeologiche*. Geologi e Territorio, **2/2004**, 6-16.

Maggiore M., Nuovo G. & Pagliarulo P. (1996) – *Caratteristiche idrogeologiche e principali differenze idrochimiche delle falde sotterranee del Tavoliere di Puglia*. Memorie della Società Geologica Italiana, **51**, 669-684.

Magliulo P., Russo F. & Pignone M. (2004) - *Studio geomorfologico e sismologico di faglie attive nella Valle Telesina (Appennino campano)*. Atti dell'8ª Conferenza Nazionale ASITA, **2**, 1389-1394.

Magliulo P., Russo F. & Valente A. (2007) - *Tectonic significance of geomorphological features in the Telesina Valley (Campanian Apennines)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **126**, 397-409.

Malinverno A. & Ryan W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.

Manfredini M. (1963) - *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **84**, 101-130.

Mariucci M. T. & Muller B. (2003) – *The tectonic regime in Italy inferred from borehole breakout data*. Tectonophysics, **361**, 130-134.

Mayer G.B. (1964) - *Hydrostratigraphic Units*. Journal of Hydrology, **2**, 124-129.

Meletti C. & Montaldo V. (2007) – *Stime di pericolosità sismica per diverse probabilità di superamento in 50 anni: valori di ag*. Progetto DPC-INGV S1.

Meletti C. & Valensise G. (2004) – *Zonazione sismogenetica ZS9 – App.2 al Rapporto Conclusivo*. Gruppo di Lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Meletti C., Patacca E. & Scandone P. (2000) - *Construction of a seismo-tectonic model: The case of Italy*. Pure and Applied Geophysics, **157**, 11-35.

Milia A. (1997) - *Evoluzione tettono-stratigrafica di un bacino peritirrenico: il Golfo di Napoli*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Montone P., Amato A. & Pondrelli S. (1999) - *Active stress map of Italy*. Journal of Geophysical Research, **104**, 25595-25610.

Montone P., Mariucci M.T., Pondrelli S. & Amato A. (2004) – *An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean)*. Journal of Geophysical Research, **109**, B10.

Morbidelli L. (2003) - *Le rocce e i loro costituenti*. Bardi Editore.

Moretti M., Pieri P., Ricchetti G. & Spalluto L. (2011) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 396 San Severo*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di un modello strutturale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **35**, 177-202.

Ogniben L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **8**, 453-763.

Orsi G., De Vita S. & Di Vivo M. (1996) - *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **74**, 179-214.

Orsi G., Di Vito M.A. & Isaia R. (2004) - *Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera*. Bulletin of Volcanology, **66**, 514-530.

Orsi G., Di Vito M.A., Selva J. & Marzocchi W. (2009) - *Long-term forecast of eruption style and size at Campi Flegrei caldera (Italy)*. Earth and Planetary Science Letters, **287**, 265-276.

Ortolani F. (1974) - *Faglia trascorrente pliocenica dell'Appennino campano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **93**, 609-622.

Ortolani F. (1978) - *Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino meridionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **97**, 609-616.

Panizza M. (1993) - *Geomorfologia applicata. Metodi di applicazione alla Pianificazione territoriale e alla Valutazione d'Impatto Ambientale*. La Nuova Italia Scientifica.

Pantosti D. & Valensise G. (1990) – *Faulting mechanism and complexity of the Novembre 23, 1980, Campani-Lucania Earthquake, inferred from surface observations*. Journal of Geophysical Research, **95**, 15319-15341.

Papa L. (2011) - *Tufi vulcanici nel costruito storico: vulnerabilità e possibili trattamenti per la conservazione e il restauro*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Sassari.

Pasquarè G., Abbate E., Castiglioni G.B., Merenda M., Mutti E., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R. & Sassi F.P. (1992) – *Carta geologica d'Italia 1:50.000, Guida al Rilevamento*. Quaderni serie III, **1**.

Patacca E. & Scandone P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (eds), *The lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research*. Atti dei Convegni Lincei, **80**, 157-176.

Patacca E. & Scandone P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. spec. **7**, 75-199.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relations since late Tortonian times*. Memorie della Società Geologica Italiana, **45**, 425-451.

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 Geologici Camerti, vol. spec. **1991/92**, 417-441.

Peccerillo A. (2005) - *Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, geochemistry, geodynamics*. Springer.

Perello P. (2011) – *Estimate of the reliability in geological forecasts for tunnels: toward a structured approach*. Rock mechanics and rock engineering, **44**, 671-694.

Perrotta A. (1992) - *Evoluzione vulcanologica dei Campi Flegrei tra 20000 e 12000 anni e dinamica dell'eruzione della Breccia Museo*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Perrotta A., Scarpati C., Luongo G. & Morra V. (2006) - *The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples*. In: De Vivo B. (ed), *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*. Elsevier, *Developments in Volcanology*, **9**, 85-96.

Pescatore T. & Sgrosso I. (1973) - *I rapporti tra la piattaforma Campano-Lucana e la piattaforma Abruzzese-Campana nel Casertano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **92**, 925-938.

Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1971) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Memorie della Società Naturalistica di Napoli, **80**, 337-408.

Pierrì P., Del Gaudio V. & Calcagnile G. (2008) – *Ridefinizione della zonazione sismogenetica della Puglia settentrionale e implicazioni per le stime di pericolosità*. Atti del Convegno GNGTS, Sessione 2.2.

Pino N.A., Palombo B., Ventura G., Perniola B. & Ferrari G. (2008) - *Waveform modeling of historical seismograms of the 1930 Irpinia earthquake provides insight on "blind" faulting in southern Apennines (Italy)*. Journal of Geophysical Research, **113**, B05303.

Porfido S., Esposito E., Luongo G. & Maturano A. (1988) – *I terremoti del XIX secolo dell'Appennino Campano-lucano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 1105-1116.

Postpischl D. (1985) – *Atlas of isoseismal of Italian earthquakes*. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica.

Principe C., Rosi M., Santacroce R. & Sbrana A. (1987) - *Explanatory notes to the geological map*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 11-51.

Revellino P., Guadagno F.M. & Hungr O. (2006) - *Criteri morfologici e modellazione dinamica nella valutazione della suscettibilità da frana lungo versanti carbonatici nell'Appennino Campano*. Giornale di Geologia Applicata, **3**, 159-166.

Riccardi L. (1927) - *Telesia. Ricordi e Speranze*. Tipografia Nazzareno Borrelli.

Ricchetti E., Salvemini A. & Tadolini T. (1989) – *A hydrogeological study in a sample area of the Apulian Tavoliere between Ortanova and Cerignola*. Atti del Congresso Internazionale Geoingegneria, **1**, 533-540.

Ricci Lucchi F. (1980) - *Sedimentologia*. Cooperativa Libreria Universitaria Editrice.

Romano P., Santo A. & Voltaggio M. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura del F. Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore - Olocene)*. Il Quaternario, **7**, 41-56.

Rosi M. e Sbrana A. (1987) - *Phlegrean Fields*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 133-144.

Rossi D. (1857) - *Sulle acque minerali di Teleso e sullo Stabilimento dei Bagni quivi costruito*. Annali Civili del Regno delle due Sicilie, Napoli, **61**, 121.

Roure F., Casero P. & Vially R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planetary Science Letters, **102**, 395-412.

Santacroce R. (1987) - *Somma-Vesuvius*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 53-104.

Santangelo N. (2011) - *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione tardo-quaternaria-olocena del bordo settentrionale della Piana Campana*. Rendiconti online della Società Geologica Italiana, **12**, 87-90.

Santo A., Ascione A., Del Prete S., Di Crescenzo G. & Santangelo N. (2011) - *Collapse sinkholes distribution in the carbonate massifs of central and southern Apennines*. Acta Carsologica, **40**, 95-112.

Santo A., Del Prete S., Di Crescenzo G. & Rotella M. (2007) - *Karst processes and slope instability: some investigations in the carbonate Apennine of Campania (southern Italy)*. In: Parise M. & Gunn J. (eds), Natural and Anthropogenic Hazards in Karst areas: Recognition, Analysis and Mitigation. Geological Society of London, Special Publication, **279**, 59-72.

Sartori R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. Giornale di Geologia, **51**, 1-39.

Scandone R., Bellucci F., Lirer L. & Rolandi G. (1991) - *The structure of the Campana Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **48**, 1-31.

Scarsella (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Foglio 172 Caserta*. Servizio Geologico d'Italia.

Scesi L., Papini M. & Gattinoni P. (2003) - *Geologia applicata*. Casa Editrice Ambrosiana.

Scherillo A., Franco E., Di Girolamo P. & Stanzione D. (1966) - *Guida alle forme crateriche della Campania settentrionale*. Atti dell'Accademia Pontiniana, **15**, 49-52.

Scrocca D. & Tozzi M. (1999) - *Tetogenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **118**, 255-286.

Scrocca D., Sciamanna S., Di Luzio E., Tozzi M., Nicolai C. & Gambini R. (2007) - *Structural setting along the CROP-04 deep seismic profile (Southern Apennines - Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. spec. **7**, 283-296.

Servizio Geologico d'Italia (1971) - *Carta geologica d'Italia: Foglio 172 (Caserta)*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

Stucchi M., Camassi R., Rovida A., Locati M., Ercolani E., Meletti C., Migliavacca P., Bernardini F. & Azzaro R. (2007) - *DBMI04, il Database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*.

Tanzini M. (2001) - *Gallerie: Aspetti geotecnici nella progettazione e costruzione*. Dario Flaccovio Editore.

Tanzini M. (2002) - *L'indagine geotecnica*. Dario Flaccovio Editore.

Torre M., Di Nocera S. & Ortolani F. (1988) - *Evoluzione post-tortoniana dell'Appennino meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 47-56.

Tucker M.E. (1996) - *Rocce sedimentarie. Guida alla descrizione sugli affioramenti rocciosi*. Dario Flaccovio Editore.

Valensise G. & D'Addezio G. (1994) - *Il contributo della geologia di superficie all'identificazione delle strutture sismogenetiche della Piana di Gioia Tauro*. ING Publications, **559**, 34 pp.

Valensise G. & Pantosti D. (2001) - *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. Journal of Seismology, **5**, 287-306.

Vallario A. (1992) - *Frane e territorio. Le frane nella morfogenesi dei versanti e nell'uso del territorio*. Liguori Editore.

Vannucci G. & Gasperini P. (2004) - *The new release of the database of Earthquake mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA vers. 2)*. Annuali di Geofisica, suppl. **47**, 307-334.

Varnes D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington.

Venisti N., Calcagnile G., Del Gaudio V. & Pierri P. (2004) - *Combined analysis of seismic and gravimetric data in Adriatic*



Itinerario Napoli-Bari
Raddoppio tratta Cancello – Benevento
I° lotto funzionale Cancello – Frasso Telesino e variante alla linea Roma
Napoli via Cassino nel comune di Maddaloni

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0F	01	D 69 RG	GE 00 01 001	A	127 di 127

plate. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **142**, 89-100.

Venturini G., Damiano A., Dematteis A., Delle Piane L., Fontan D., Martinotti G. & Perello P. (2001) - *L'importanza dell'affidabilità del Modello Geologico di Riferimento negli studi per il tunneling*. Geitalia 2001 3° Forum Italiano di Scienze della Terra –FIST, Chieti, 5-8 settembre, 426-427.

Vilardo G., Nappi R., Petti P. & Ventura G. (2003) – *Fault geometries from the space distribution of the 1990-1997 Sannio-Benevento earthquake: inference on the active deformation in Southern Apennines*. *Tectonophysics*, **363**, 259-271.

Westaway R. (1992) – *Revised hypocentre and fault rupture geometry for the 1980 November 23 Campania-Basilicata earthquake in southern Italy*. *Geophysical Journal International*, **109**, 376-390.

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)*. *Sedimentary Geology*, **168**, 249-280.