



COMUNE DI BACOLI
CITTA' METROPOLITA DI NAPOLI

**INDAGINI GEOLOGICHE FINALIZZATE ALL'ELABORAZIONE E APPROVAZIONE DEL PIANO
 URBANISTICO COMUNALE E DEL REGOLAMENTO URBANISTICO EDILIZIO AI SENSI DELLA L.R.
 16/2014**

il R.U.P.
geom. Salvatore Carannante

Il progettista
Prof. Arch. Guido Riano

RELAZIONE GEOLOGICA

CODICE PROGETTO

G		B	A	C		3	2		1	9
---	--	---	---	---	--	---	---	--	---	---

DATA

21/11/2019

REVISIONE

0	1
---	---

PAGINE

5	4
---	---

Gruppo di Lavoro:

Prof. Geol. Giuseppe Rolandi	Responsabile del Progetto			
Dott. Geol. Roberto Rolandi	Acquisizione dati Geognostici			
Dott. Geol. Enrico Papale	Acquisizione dati Geofisici			
Dott. Geol. Umberto Giordano	Acquisizione dati Geofisici			
Dott. Arch. Danilo Vinaccia	Rappresentazione cartografica/GIS			
rev.	descrizione	data	redatto	verificato
1	Redazione	18/11/2019	Prof. Geol. Giuseppe Rolandi	Prof. Geol. Giuseppe Rolandi
2	Revisione	21/11/2019	Prof. Geol. Giuseppe Rolandi	Prof. Geol. Giuseppe Rolandi
3				
4				
5				

Sommario

Premesse.....	3
1. Riferimenti normativi.....	4
2. Inquadramento Geografico dell'area e Cartografia di riferimento	5
3. Modello geovulcanologico-strutturale del territorio comunale di Bacoli nel contesto dell'area vulcanica dei Campi Flegrei (All. 1, 2, 3, 4).....	10
3.1-Assetto geovulcanologico	10
3.2 - Lineamenti vulcano-tettonici	20
3.3 – Sezioni geologiche (All. 2, 3, 4).....	21
4. Modello geomorfologico (All. 5, 6, 7).....	21
5. Modello Idrogeologico.....	23
6 - Modello geo-meccanico e geo-sismico dei terreni (All. 3, 10)	27
7 – Modello sismogenetico e della microzonazione sismica preliminare del territorio (All. 11).....	30
8 – Rischio vulcanico	50
Bibliografia essenziale	50

Premesse

Questo studio geologico-tecnico è stato redatto su incarico dell'Amministrazione Comunale di Bacoli, a seguito di determina di aggiudicazione definitiva del 09 ottobre 2019 n° 114 e formalizzata con la sottoscrizione della convenzione d'incarico del 18 ottobre 2019, per la caratterizzazione geologica ed idrogeologica e sismica a supporto delle ipotesi progettuali formulate nel PUC.

Nello studio vengono riportati i modelli ed i relativi elaborati cartografici che compendiano tutte le caratteristiche del territorio:

Modello geovulcanologico-strutturale

Modello geomorfologico

Modello Idrogeologico

Modello geo-meccanico e geo-sismico

Modello di macrozonazione e microzonazione sismica

ELABORATI CARTOGRAFICI scala 1: 5.000

Allegato 1 - Carta Geologica

Allegato 2 - Carta dell'ubicazione dei sondaggi

Allegato 3 – Stratigrafie da sondaggi

Allegato 4 - Carta delle Sezioni Geologiche

Allegato 5 – Carta delle acclività

Allegato 6 - Carta Geomorfologica

Allegato 7 - Carta del rischio / pericolosità da frana e idrogeologico dell'AdB

Allegato 8 - Bacini imbriferi con deflussi di ruscellamento superficiale

Allegato 9 - Carta delle isofreatiche

Allegato10 – Dati fisico-meccanici e geofisici

Allegato 11- Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica

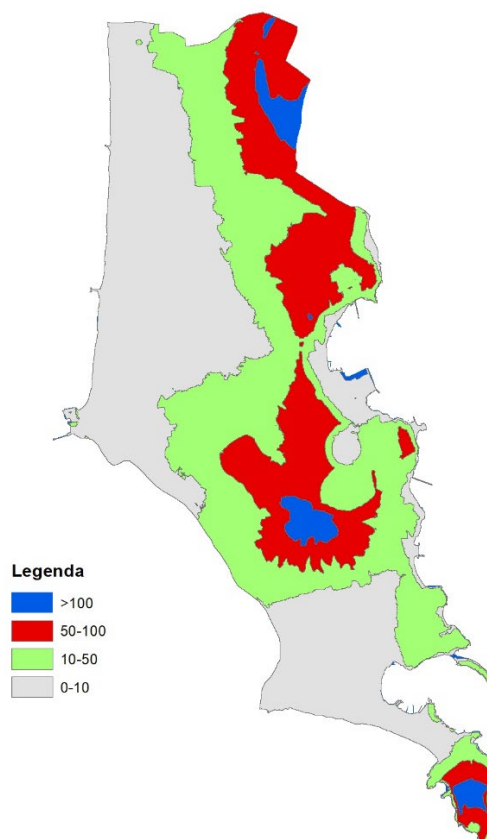
1. Riferimenti normativi

- D.M. 17 gennaio 2018. Aggiornamento delle «Norme tecniche per le costruzioni».
- D.M. 14.01.2008 Ministero delle Infrastrutture e Trasporti – Norme tecniche per le costruzioni.
- L.R. N° 9 del 07.02.1983 – Norme per l’esercizio delle funzioni regionali in materia di difesa del territorio dal rischio sismico.
- L.R. della Campania N° 16/2004 “Norme sul governo del territorio”.
- *L.R. n.20 del 28/07/2017, che ha introdotto significative modifiche alla L.R. 9/83*
- D.G.R. N° 834 del 11.05. 2007 – Norme tecniche e direttive riguardanti gli elaborati da allegare agli strumenti di pianificazione territoriale ed urbanistica, generale ed attuativa, come previsto dagli art. 6 e 30 della Legge Regionale N° 16/2004 “Norme sul governo del territorio”.
- OPCM del 28 aprile 2006, n. 3519, All. 1b), espressa in termini di accelerazione orizzontale del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferita a suoli rigidi ($V_{s30} > 800$ m/s; cat. A, punto 3.2.1 del D.M. 14.09.2005)
- D.P.R. N° 380/2001 “Testo unico delle disposizioni legislative e regolamentari in materia edilizia”.
- Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri N° 3519 del 28.04.2006 – Criteri generali per l’individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l’aggiornamento degli elenchi delle medesime zone.
- D.P.C. Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica approvati dal Dipartimento della Protezione Civile Nazionale e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome il 13.11.2008.
- D.P.C. – Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da instabilità di versante sismoindotte (FR) – Roma 2017.
- D.P.C. – Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Liquefazione (LQ) - Roma 2017.
- D.P.C. – Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC) - Roma 2015.
- D.G.R. N° 5447 del 07.11.2002 – Aggiornamento della classificazione sismica dei comuni della Regione Campania.
- Delibera Giunta Regione Campania N° 5447/02
- Delibera Giunta Regione Campania N° 248/03
- Delibera Giunta Regione Campania N° 816/04

2. Inquadramento Geografico dell'area e Cartografia di riferimento

Il comune di Bacoli è situato al limite Sud-Occidentale della Provincia di Napoli, ed ha un'estensione di circa 13,41 Km². È costituito dai centri abitati di Baia, Capo Miseno, Cappella, Cuma (parte), Faro, Fusaro, Miliscola, Miseno, Scalandrone, Torregaveta.

Quota (m.s.l.m.)	Percentuale di territorio
0 - 10 m (laghi compresi)	43,64%
10-30m	19,91%
30-50 m	13,61
50 - 100 m	19,67%
Oltre 100 m	3,16%



ALTIMETRIA

Min. 0 m.s.l.m. Max 163,717 m.s.l.m.

Autorità di Bacino Regionale della Campania Centrale

Carte Topografiche

Foglio IGM (1 : 50.000)

Fogli CTR (1 : 5000)

Carte Geologiche

Foglio 184 "Napoli"

Foglio 446 - 447

Lineamenti geovulcanologici dei Campi Flegrei

La caldera da cui trae origine il campo vulcanico dei Campi Flegrei si è formata 15.000 anni fa con l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (TGN), ed ha dimensioni di 12 x 16 km di larghezza, con una parte sommersa, individuabile nel Golfo di Pozzuoli, ed una parte subaerea (Fig. 1A) (Rolandi et al 2019). - La parte subaerea si estende, a partire da nord, dalla pianura di Quarto, e poi lungo la base dei relitti calderici delle colline di Camaldoli e Posillipo, che raggiungono rispettivamente 350 e 160 m s.l.m.. Alla base della Collina dei Camaldoli è presente una sequenza di vulcaniti più antiche del TGN, spesso circa 200 m., comprendenti la famosa formazione del Piperno-Breccia museo (De Lorenzo, 1904; Rittmann, 1950; Di Girolamo et al., 1984; Rolandi et al., 2003) con età di 39.000 anni. La sequenza di vulcaniti più antiche è invece assente alla base della collina di Posillipo (160 m slm), e da ciò deriva la differenza di altezza con la collina dei Camaldoli (457 m slm). Entrambi i relitti sono ben conservati lungo le scarpate di faglia che delimitano l'anello calderico, mentre, i fianchi esterni di entrambe le colline presentano una inclinazione media di circa 25°. Queste caratteristiche, secondo Dainelli (1930), sono riconducibili ad un edificio vulcanico formatosi in seguito all'eruzione del TGN di 15.000 anni fa (Fig. 1B), dal cui collasso si è formata la caldera subito dopo l'eruzione.

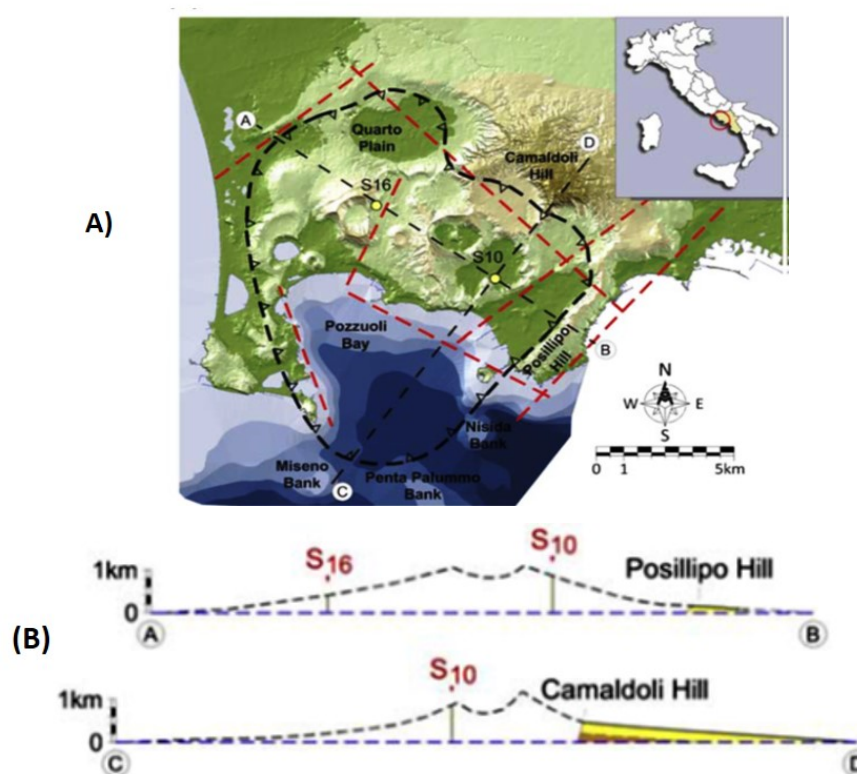


Fig. 1 – A) La caldera del TGN, B) Profili del vulcano formatosi con l'eruzione

I limiti della parte sottomarina della caldera si individuano nella Baia di Pozzuoli segnati dalla presenza di edifici vulcanici (Banchi di Nisida, Pentapalumbo e Miseno e dagli edifici subaerei di Nisida e Capo Miseno. La parte del bordo occidentale della caldera in emersione, riconosciuto dagli affioramenti di NYT, si estende nel golfo di Pozzuoli, da Bacoli fino a Quarto (Fig. 1A).

La caldera Flegrea presenta una particolarità dovuta al fatto che il settore in prossimità della zona centrale ha subito una risorgenza, a causa della quale attualmente si trova al di sopra del livello del mare od in sua prossimità. Tale settore è circondato da zone sprofondate in vario grado sotto il livello del mare (Fig. 2).

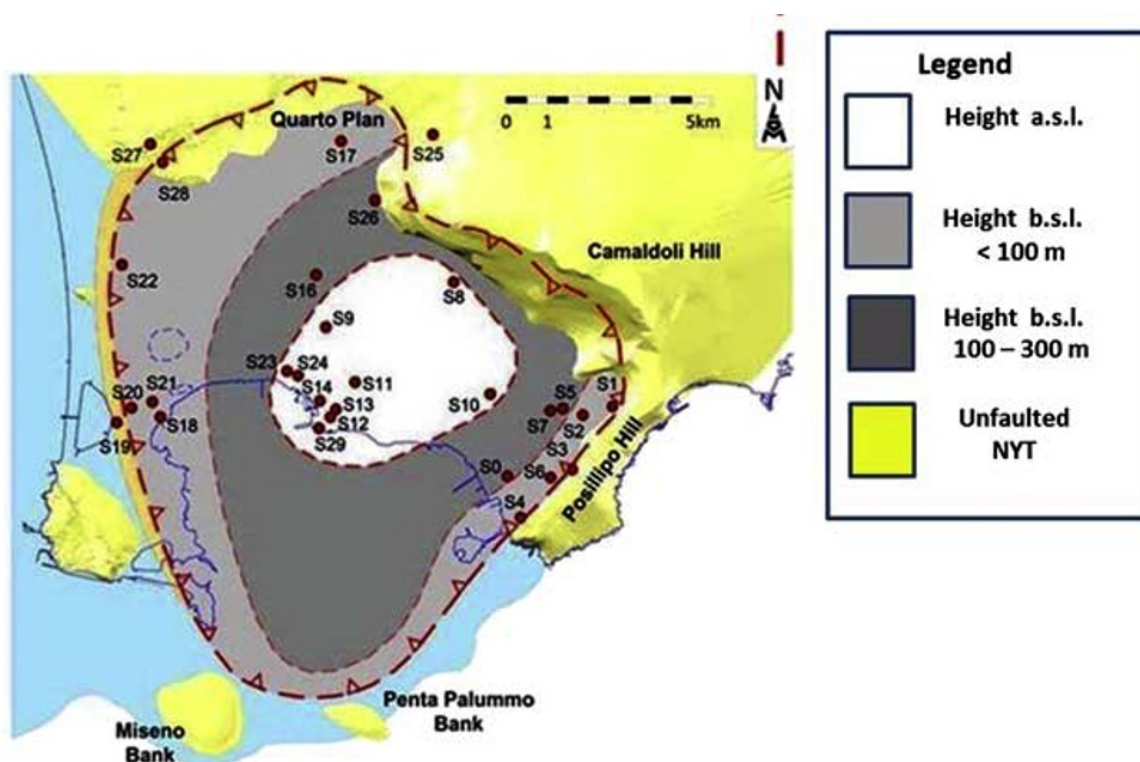


Fig. 2 – Settori della caldera Flegrea: zona in risorgenza spinta al di sopra del livello del mare (area in bianco), zone sprofondate (aree in toni di grigio)

Particolare di eccezionale importanza è costituito dalla presenza di un terrazzo marino (Terrazzo della Starza) impiantatosi su di un anfratto presente nel blocco meridionale di TGN, innalzato dal fenomeno della risorgenza a 30m slm (Cinque et al. 1984, Rolandi et al. 2019) (Fig.3)

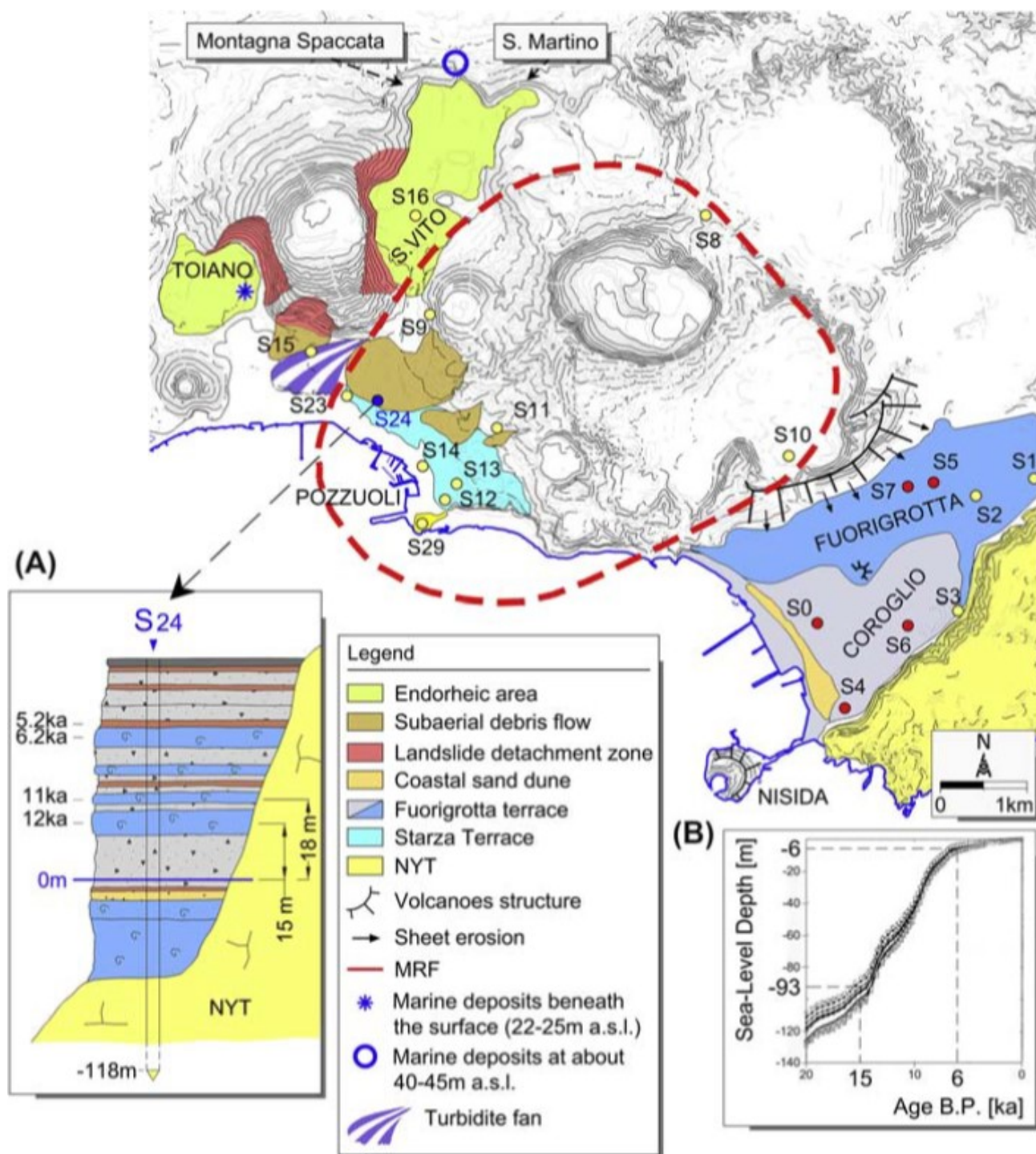


Fig. 3 – Il terrazzo marino della Starza collocato su un anfratto presente lungo il bordo meridionale del blocco risorgente di TGN

La risorgenza fu accompagnata da un esteso vulcanismo, evolutosi a partire dalle fasi iniziali dello sprofondamento calderico di circa 15.000 anni fa e protrattosi fino all'alto Medioevo (1538 AD), che ha conferito all'intera area calderica le caratteristiche di un *campo vulcanico* (Fig. 4).

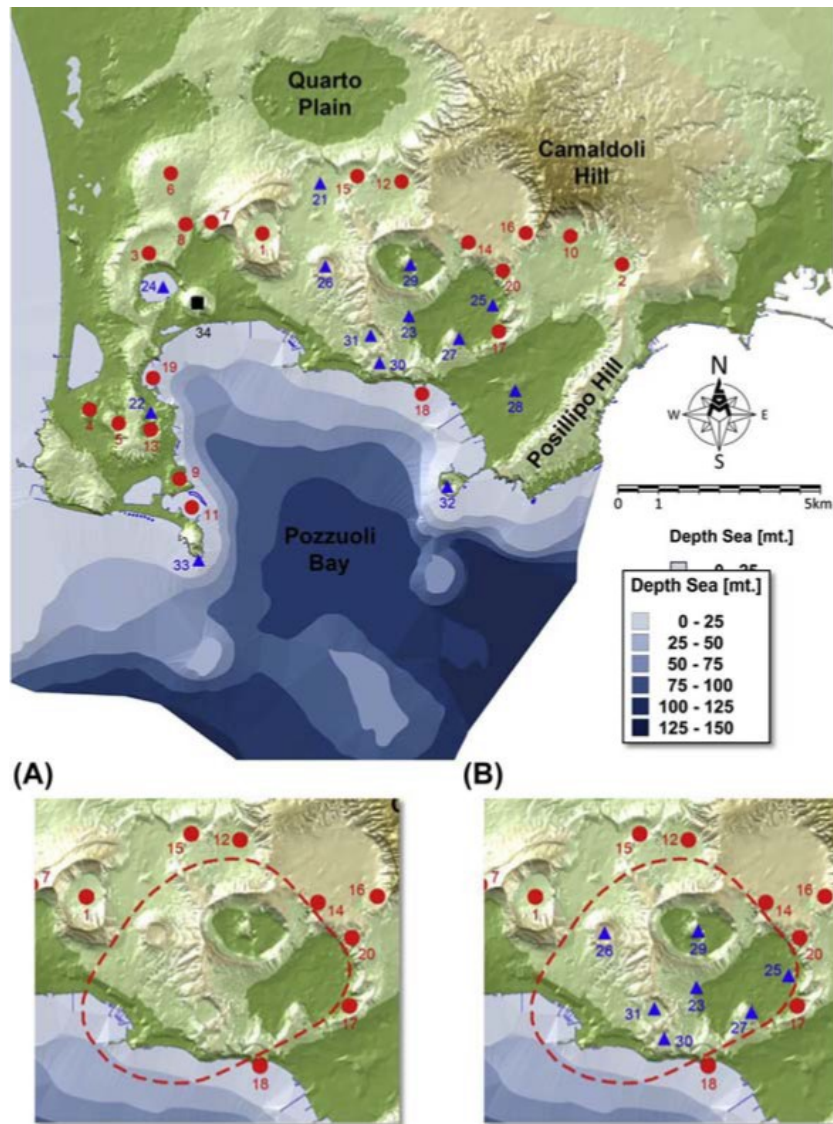


Fig. 4. Il campo vulcanico impostatosi nella caldera dei Campi Flegrei: I pallini rossi indicano i centri eruttivi dell'intervallo cronologico 15000 – 8000 anni; i pallini azzurri indicano i centri eruttivi dell'intervallo 5800 – 3700 anni. Il quadratino nero indica la posizione del Monte Nuovo del 1538.

Il vulcanismo post-calderico si è evoluto in due fasi, separate da un riposo eruttivo di circa 2200 anni (Fig. 4). In particolare, nel riquadro A viene mostrato che la distribuzione dei centri eruttivi della fase più antica non interessa la zona in risorgenza, nel riquadro B viene mostrato che i vulcani della fase più recente occupano in parte la zona centrale ed in parte si distribuiscono all'esterno di essa.

3. Modello geovulcanologico-strutturale del territorio comunale di Bacoli nel contesto dell'area vulcanica dei Campi Flegrei (All. 1, 2, 3, 4)

Il territorio del comune di Bacoli si estende nel settore sud – occidentale dei Campi Flegrei, oltre il bordo della caldera del TGN di 15.000 anni (Fig. 1a). In esso sono presenti 9 centri eruttivi, ascrivibili alle due fasi di vulcanismo post-calderico precedentemente descritte (Fig. 4), evolutesi in un arco temporale di circa 9.000 anni.

L'ubicazione dei centri eruttivi e dei loro prodotti viene mostrata nella carta geologica a scala 1:5000 (All. 1), nella quale vengono riportati tutti gli elementi geo-vulcanologici (in chiave cronostratigrafica) e vulcano-tettonici. E' importante precisare che nell'ambito del territorio Bacoiese sono presenti prodotti costituiti da materiali tufacei litoidi di colore giallo, provenienti da centri eruttivi situati in altre aree, come ad es. lo stesso TGN. Anche alcuni vulcani presenti sul territorio bacoiese hanno emesso prodotti che in parte si sono alterati in tufo giallo. Questi ultimi, tuttavia, pur essendo stati interessati dallo stesso processo di alterazione, si diversificano per età di formazione e per differenti caratteristiche tessiturali dal TGN, con il quale, pertanto, non vanno confusi.

3.1-Assetto geovulcanologico

● *Il Tufo Giallo Napoletano*

Ha una età assoluta $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di 14.900 +/- 400 coincidente con l'eruzione che lo ha prodotto come una piroclastite sciolta (pozzolana) successivamente litificatasi per processi di alterazione che hanno interessato il vetro vulcanico. L'alterazione è dovuta alla neoformazione a bassa temperatura di minerali del gruppo delle zeoliti, mentre il colore giallo deriva dall'ossidazione del ferro. Nelle zone distali (circa 5 - 6 km dal centro eruttivo) il processo non si realizza e i prodotti si rinvencono nella loro originaria consistenza pozzolanica. Ad es. ad ovest del centro di emissione, in area distale ubicata nel territorio di Momte di Procida, ha avuto luogo il passaggio Tufo Giallo – Pozzolana, entrambe le facies oggetto, per il passato, di una fiorente attività estrattiva nella stessa località.

La facies gialla è presente lungo la falesia del Castello di Baia nel centro urbano e a Torregaveta (Fig. 5a) ed è costituita da un tufo litoide ricco di piccole pomici con il vetro alterato, distribuite nella matrice, insieme alle quali si accompagnano frammenti di lava trachitica e di tufo verde; quest'ultimi costituiscono una peculiarità del TGN (Fig. 5b).

Nell'ambito del territorio di Bacoli il TGN rappresenta il substrato della serie stratigrafica costituita da prodotti del successivo vulcanismo esplosivo post-calderico (Fig. 5b).



a)



b)



c)

Fig. 5 – a) Il TGN affiorante nella falesia sottostante il Castello di Baia, b) caratteristiche tessiturali dell'ammasso tufaceo, c) Pareti di cava di TGN nel centro urbano

I vulcani di Bacoli

I nove edifici vulcanici presenti sul territorio Bacoiese, vengono riportati nella carta geologica compilata per questo studio, i cui orli craterici sono stati contrassegnati con numeri progressivi (All.

1), indicanti la loro sequenza cronostratigrafica, unitamente ai rispettivi prodotti. Laddove possibile i prodotti dei rispettivi vulcani sono stati indicati con le sigle riportate nel foglio CARG.

Intervallo 13000 – 5000

● *Vulcano Archiaverno (1)*

Si presenta con l'orlo craterico ben definito da una morfologia ellittica, della quale è visibile la metà occidentale che circonda il vulcano più recente dell'Averno; solo una parte dell'orlo è presente nel territorio di Bacoli. La sua età ^{14}C è di 12703 ± 440 , per cui i suoi prodotti sono del tutto ricoperti da quelli delle attività esplosive più recenti. Si possono comunque osservare solo in pochi affioramenti, come quello presente presso Arco Felice (Fig. 6). Qui i prodotti dell'Archiaverno sono presenti in facies di tufo giallo, costituiti da strati sottilmente stratificati ricchi di matrice con pomici e litici inclusi. Gli strati presentano una chiara immersione di circa 25° verso NW.



Fig. 6 – Tufo Giallo dell'Archiaverno. Si nota la direzione di immersione degli strati del vulcano verso Ovest di circa 25°

● *Vulcano di Bacoli (2) (TCF)*

Presenta una morfologia da "Tuff cone" con entrambe le quaquaversali esterne dirette a formare un cono diritto, mentre quelle interne formano un cono rovescio, individuandone il cratere (Fig.7 a, b, c). I prodotti che costituiscono l'apparato sono rappresentati da piroclastiti da massive a stratificate; nella parte medio-basale si presentano con un carattere litoide e di colore giallo, mentre nella parte

sommitale sono presenti in strati di prodotti incoerenti (Fig. 7 b.c). La matrice fine è prevalente in entrambe le facies ed ingloba pomice trachitiche e litici lavici in maniera subordinata. L'età di questi prodotti non è ancora ben definita in quanto in letteratura vengono riportate due datazioni tra loro contrastanti (12800 +/-900, 8600+/-600).



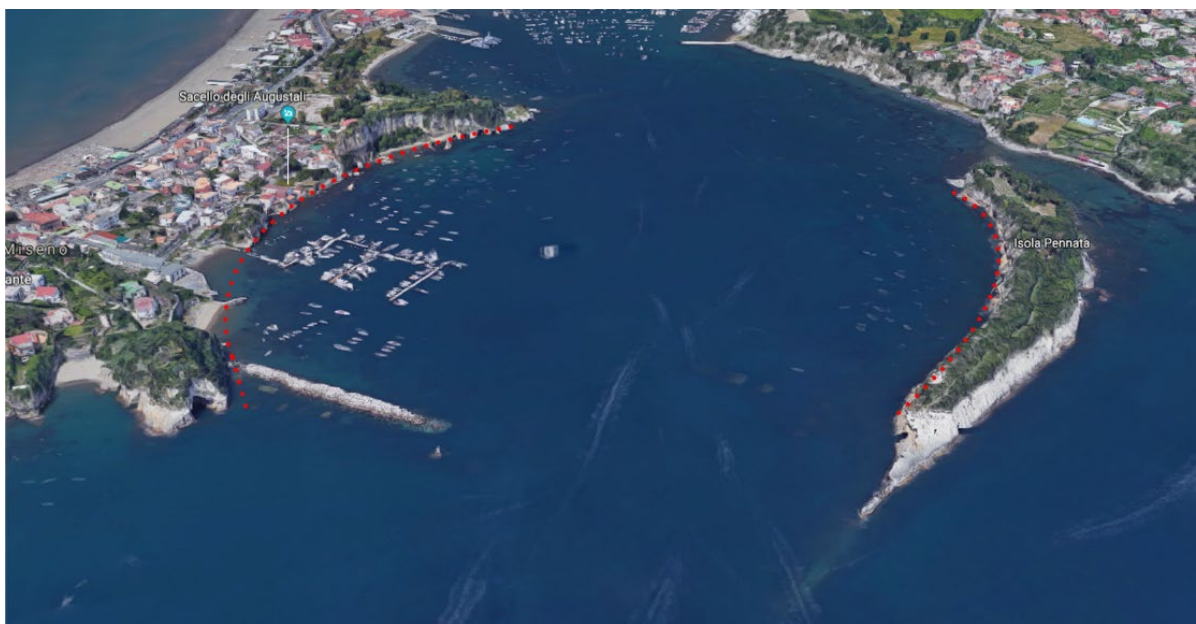


c)

Fig. 7 – Caratteristiche morfologiche del vulcano di Bacoli: a) Visione d’assieme dell’edificio, con evidenza dell’area craterica, b) particolare del settore settentrionale con immersione degli strati della quaquaversale interna indicata dalla freccia, c) settore meridionale nel quale sono presenti le due straificazioni quaquaversali indicate dalle frecce

● **Vulcano di Porto Miseno (3) (TPT)**

Morfologicamente si presenta come una larga depressione circolare circondata da due relitti dell’originario edificio, costituiti da materiali piroclastici frammentati, disposti in strati piano-paralleli in leggera pendenza. La dimensione del diametro della base circolare molto larga è maggiore dell’altezza. Questa morfologia è associata ad attività freato-magmatiche da base surge per le quali i prodotti si sono depositi con una sequenza di strati sottili ad andamento piano parallelo, con angolo di immersione di 22-25° (Fig. 8 A, B), presenti alla base della sequenza osservabile



A)

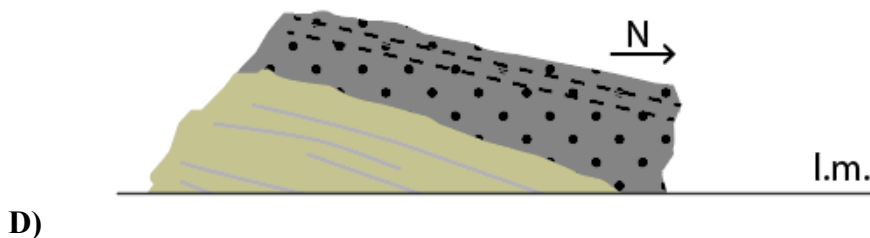


Fig. 8 – A) I settori meridionale e settentrionale dell’edificio vulcanico, con altezza di circa 10m, minore del diametro dell’ampia depressione circolare che li separa, B) assetto stratigrafico della parte settentrionale dell’edificio: a - parte basale stratificata, con immersione di 20-25°, b – parte sommitale massiva con scorie e pomici inglobate, C) versante settentrionale della parete costituita dall’unità sommitale massiva, D) schema stratigrafico delle due unità nei versanti meridionale e settentrionale

nella Fig. 8B (parte **a**). In questa stessa figura si osserva, nella zona sommitale (parte **b**), una seconda unità con diverse caratteristiche tessiturali, tipiche dei “pyroclastic flow” a struttura massiva che inglobano nella matrice numerose pomice e scorie, con presenza di clasti litici. Questa caratteristica dell'unità sommitale è ben evidente lungo il versante esterno settentrionale, dove si osserva verso l'alto la presenza di altre due unità da flusso della stessa eruzione, separate da sottili livelli cineritici (Fig. 8C). La disposizione delle due unità viene esemplificata nel disegno delle Fig. 8D.

L'anello tufaceo di TPT può, in definitiva, essere definito come un ampio vulcano tipo “maar”, formato inizialmente da un'eruzione freatomagmatica ad alto grado di interazione acqua-magma. Per progressiva diminuzione dell'interazione l'attività esplosiva ha prodotto una serie di flussi piroclastici a tessitura più massiva che si sono sovrapposti ai prodotti basali maggiormente fragmentati, sottilmente stratificati, da base surge (Fig.8B)

● *Vulcano di Bellavista (4) (LVE)*

Sul foglio CARG 446-447 Napoli viene riportata la presenza di un orlo craterico, ritenuto associato ad un edificio vulcanico che forma la collina di Bellavista (Litosoma di Bellavista). La collina è formata da una alternanza di cineriti, da fini a grossolane, contenente lenti di lapilli pomicei. La parte prevalente di tali depositi di colore giallastro per zeolitizzazione ed è caratterizzata da strutture a laminazione ondulata da surge. I frammenti iuvenili, trachitici, variano in densità e colore, da nero a grigio chiaro, e contengono pochi cristalli di feldspato. I litici sono scarsi e sono costituiti da lave grigio scure. Spessore massimo 40m.

Riguardo a questa interpretazione, tuttavia, vi sono non poche perplessità, perché, nella fattispecie, si tratterebbe di una morfologia vulcanica della quale non si individua il cratere, ritenuto, probabilmente, riempito dai prodotti piroclastici dei vulcani più recenti, che nell'ordine sono quelli di Fondi di Baia, Baia ed Averno. Poiché l'età del vulcano più antico tra questi è di (9620+/- 610), e da ritenere che l'età dell'ipotetico vulcano di Bellavista sia più antico di tale data. Riteniamo che la struttura della collina di Bellavista possa essere spiegata in maniera diversa, come verrà riportato più avanti nella descrizione dell'assetto tettonico e morfologico del territorio urbano, motivo per il quale il suo orlo craterico viene considerato nella carta geologica redatta per questo lavoro come “un orlo craterico incerto”.

● ***Vulcani di Fondi di Baia (5) e Baia (6) (TBF)***

Per i due vulcani di Fondi di Baia (che indicheremo come primo e secondo a partire da Sud) viene indicata l'età ^{14}C calibrata di 9620 +/-510 anni. Per il secondo vulcano, alcune datazioni ^{14}C più vecchie hanno dato età ^{14}C calibrate di (6066+/-88, 5187+/97). Entrambi gli edifici hanno una struttura interna ben conservata, con una tipica morfologia composita a forma di “8” rovescio (Fig. 9). I loro prodotti sono formati da sequenze piroclastiche costituite da alternanze di livelli cineritici e da livelli e banchi più francamente pomicei, con presenza di frammenti lavici e tufacei presenti in maniera subordinata. Sono stati messi in posto da attività esplosive da caduta e da flusso piroclastico.



Fig. 9 – Disposizione sequenziale verso Nord dei vulcani di Baia e Baia

● ***Vulcano di Mofete (7) (MTF)***

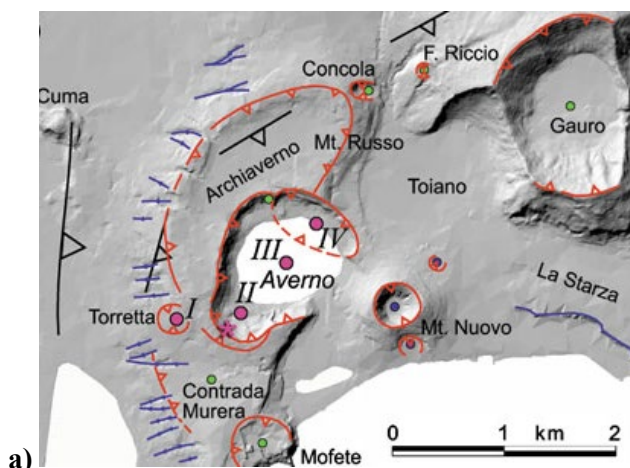
L'edificio vulcanico (Fig.10) si estende dallo Scalandrone verso est fino a Punta Epitaffio. I suoi prodotti sono caratterizzati da una successione stratifica costituita da sottili livelli cineritici grigio chiari, tra i quali si intercalano banchi a grosse scorie scure, pomici per lo più alterate che assumono una colorazione bianco rosata e litici lavici di grosse dimensioni. Questa successione è in gran parte interessata a fenomeni di alterazione zeolitica, presentandosi, nel complesso, sottoforma di bancate tufacee di colore giallo (Fig. 10 b). A causa della scarsa consistenza, nei banchi tufacei si verificano frane da crollo. Questa fenomenologia ha interessato ad es. tutto il banco tufaceo aggettante sulla strada che congiunge Baia ad Arco Felice.

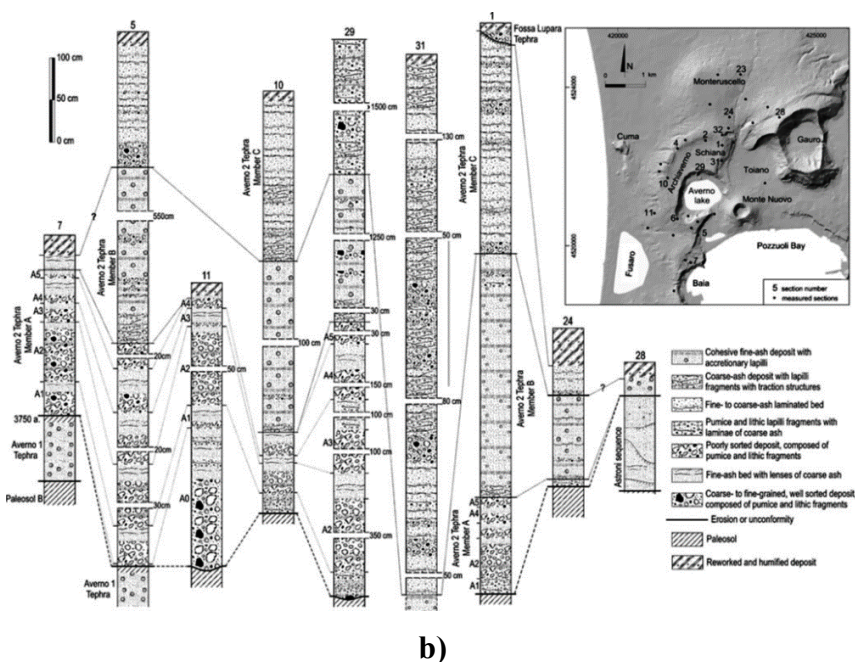


Fig. 10 – a) Impronta morfologica dell' edificio vulcanico di Mofete, b) Prodotti stratificati dello stesso vulcano Intervallo 5000 – 3700 anni

• **Complesso vulcanico di Averno (8) (AER)**

La cinta craterica di questo complesso vulcanico si trova al confine con il territorio Bacoiese, ma l'influenza dei suoi prodotti sullo stesso territorio è notevole. E' formato da una serie di centri eruttivi allineati lungo una frattura (Fig. 11a), dalla cui attività esplosiva si è formato un ampio cratere composito occupato dal lago omonimo (Di Vito et al 2011). La deposizione è formata prevalentemente da prodotti depositi per caduta cui si sovrappongono prodotti da flusso tipo base surge (Fig. 11b). L'età dei vulcani varia da 4530+/-150(Averno I) a 3700+/-50 (Averno II).





b)

Fig. 11 – a) Centri eruttivi allineati all’interno del cratere di Averno, b) Sezioni stratigrafiche dei prodotti della sequenza principale (Averno II) distribuite intorno all’area craterica (Di Vito et al 2011)

● **Vulcano di Capo Miseno (9) (TCM)**

E’ costituito da un’apparato vulcanico formato in gran parte da tufo giallo litoide, massivo, che verso l’alto e verso Sud passa gradualmente a materiali incoerenti di tipo pozzolanico, che costituiscono i prodotti emessi in origine dall’eruzione non interessati dall’alterazione zeolitica (Fig. 12). E’ interessante notare che l’eruzione fu chiusa da una fase stromboliana da caduta, individuata, al top della sequenza stratigrafica, da un livello caratteristico di scorie scure.

Di Girolamo et al (1984) hanno dimostrato che i prodotti di questa eruzione si sovrappongono a quelli del vulcano di Porto Miseno. Recenti datazioni, sebbene tra loro contrastanti (5090+/-110, 3700+/-500), hanno confermato l’esattezza di questo dato stratigrafico.



Fig. 12 – Il vulcano do Capo Miseno. La linea gialla delimita la parte del vulcano costituita da tufo giallo di scadente qualità. Si nota, in contrasto, la parte dell'edificio che si protende verso il faro costituita da pozzolane stratificate biancastre

3.2 - Lineamenti vulcano-tettonici

I lineamenti strutturali riportati nella carta geologica (All. 1) e più avanti in quella geomorfologica (All. 3), sono riconducibili essenzialmente alla formazione del TGN, oggetto per il passato di una importante attività estrattiva, che è presente diffusamente nel substrato sottoforma di grossi blocchi, separati da fratture e faglie che ne interrompono la continuità.

- La faglia sepolta tracciata alla sommità della collina di Bellavista nasce dall'ipotesi che il primo vulcano di Fondi di Baia si sia formato trapanando un sottostante blocco di TGN. In tal modo la costruzione del vulcano si è completata verso Sud, mantenendo la sua forma conica oltre il blocco di TGN. In sostanza, la forma della collina di Bellavista, assimilabile, nella sua parte meridionale, ad un settore a forma di cono, non sarebbe altro che il fianco esterno del primo vulcano di Fondi di Baia, formatosi per accumulo dei prodotti sul versante di faglia del TGN (vedi schema di Fig.13). Avremo ancora modo di precisare ulteriormente nel successivo paragrafo questa interpretazione vulcano-tettonica della collina di Bellavista.

- La faglia sepolta alla base della collina sulla quale sorge l'abitato di Monte di Procida trae origine dalla estesa deposizione del TGN sul suo versante orientale, mentre appare del tutto assente ancora

più ad est, nell'adiacente parte del territorio Bacoiese (area di Torre Cappella), dove non si rinviene fino a profondità superiori a 30 m. (All. 1).

- E' importante, infine, rimarcare la presenza di un lembo occidentale della faglia anulare che delimita la caldera Flegrea del TGN, che si pone ad est del territorio di Bacoli (All. 1, Fig. 1)

3.3 – Sezioni geologiche (All. 2, 3, 4)

Sulla base della carta geologica (All. 1) e dei sondaggi stratigrafici effettuati sul territorio comunale per questo lavoro e di quelli già effettuati sullo stesso territorio per la realizzazione di opere pubbliche (All. 2, 3), sono state costruite tre sezioni geologiche, che costituiscono l'All.4). Le sezioni A – A' e B – B' prendono in considerazione, in maniera approssimativa, i rapporti stratigrafici, rispettivamente tra le unità in deposizione primaria ed in deposizione per rimaneggiamenti progressivi. La sezione C – C', ad andamento ortogonale rispetto alle prime due, costituisce un tentativo di spiegare i rapporti vulcano-tettonici e stratigrafici che intercorrono tra il fianco meridionale della collina di Bellavista ed il primo vulcano di Fondi di Baia.

4. Modello geomorfologico (All. 5, 6, 7)

Il territorio Bacoiese presenta alcuni aspetti geo-morfologici peculiari nelle varietà di forme in rapporto ai diversi tipi di prodotti vulcanici che ne costituiscono l'ossatura. L'assetto morfologico, è stato inquadrato, in primo luogo, attraverso l'analisi clivometrica, condotta sulla base delle seguenti classi, adottate nella "Guida alla redazione della Carta della stabilità" (Regione Emilia Romagna): 0-10% - 10-20% - 20-35% - 35-50% - 50-80%. Si osserva che il territorio Bacoiese si presenta diversificato nelle seguenti tipologie topografiche (All. 5): **a)** la pianura costiera monotona topograficamente nel suo insieme fino alla linea di costa, **b)** le zone dei versanti collinari, collegata alla presenza di forme vulcaniche (All. 6), **c)** le fasce sommitali del rilievo collinare ad andamento circa pianeggiante. L'All. 5 evidenzia, inoltre, che nella tipologia topografica **a)** ed in parte **b)** viene ospitato la gran parte del centro abitato, mentre le tipologie **b)** e **c)** si collegano alle fasce depresse mediante incisioni vallive più o meno profonde che ne interrompono la continuità, testimoniate dalla presenza di evidenti forme di erosione ad anfiteatro presenti alla testata dei torrenti (All. 6). Queste forme, riconducibili a fenomenologie di erosione incanalata, sono dovute ad una lenta erosione operata dall'acqua sui materiali piroclastici sciolti, che determina l'asportazione dei sedimenti. Nell'ambito della collina di Bellavista, in particolare, dove il versante è più acclive e dove si sono accumulati spessori notevoli di materiali piroclastici, nei periodi di piena si viene a determinare un

maggior approfondimento delle morfologie erosionali, favorendo lo sviluppo ampie incisioni, che regrediscono verso monte, determinando, al tempo stesso, una decisa riduzione della continuità territoriale. La dinamica geomorfologica si conclude con la deposizione dei materiali piroclastici allo sfociare nella zona di litorale, a causa della diminuita pendenza e per la conseguente diminuzione dell'energia delle correnti, accumulandoli in piccole conoidi, alcune ancora oggi ben visibili, altre ormai inglobate nelle zone urbanizzate in prossimità della pianura costiera (All. 6).

Sulla base di tali dinamiche erosionali, prendiamo nuovamente in considerazione la genesi del rilievo collinare di Bellavista. La spiegazione corrente della sua morfologia è quella legata alla presenza di una forma vulcanica (Foglio CARG 446-47), tuttavia, come abbiamo già osservato in precedenza, è possibile formulare un'altra ipotesi, esplicitata nel profilo C – C dell'All. 4, in base alla quale questa collina può essere considerata come il risultato di un anomalo accrescimento nel settore meridionale del primo vulcano di Fondi di Baia, per la presenza di un blocco relitto, probabilmente fagliato di TGN. Per meglio formulare questa ipotesi, alla luce delle dinamiche erosionali precedentemente evidenziate, osserviamo che l'area interessata maggiormente dall'erosione del versante mostra una estesa recessione verso monte, che ha prodotto un ampio anfiteatro, diviso al suo interno da due settori bacinali di drenaggio (Fig. 13). Questa fenomenologia è compatibile con una struttura del versante costituita da rocce piroclastiche erodibili e non certamente con la presenza di una roccia poco erodibile quale il TGN. D'altra parte, sia nelle pareti delle aree bacinali, con altezze superiori ai 20m, sia nei sondaggi eseguiti più a valle, si evidenzia chiaramente l'assenza di tale litotipo litoide (vedi sez. C – C', All. 4). Sul pianoro sommitale della collina, per contro, l'unica indagine DPSH che è stata possibile eseguire, è pervenuta a rifiuto alla profondità di circa 8m, evidentemente su un substrato litoide, probabilmente costituito da TGN. In questa nuova ipotesi sarebbe, quindi, la tettonica dislocante il substrato di TGN ad avere un ruolo essenziale nei movimenti della coltre piroclastica sciolta che ricopre lo stesso TGN, in regime statico e dinamico.



Fig. 13 – Si nota l’ampia area bacinale presente sul settore meridionale della collina di Bellavista in rapporto alla posizione dell’orlo craterico del primo vulcano di Fondi di Baia

Ritornando a considerare la franosità nell’ambito del territorio Bacoiese, è importante osservare le considerazioni sul rischio e pericolosità da frana e idraulico proposte dalla competente Autorità di Bacino, che nel presente lavoro vengono entrambe presentate nell’All. 7. Si osserva in primo luogo che la maggior parte delle zone interessate da pericolosità da frana sono dislocate nei versanti della collina di Bellavista e nelle immediate propaggini della piana, evidentemente nelle zone scarsamente urbanizzate dove il rischio è molto basso. Le aree a rischio idraulico, per contro, sono ubicate nelle zone urbanizzate presenti alla rottura di pendenza. Si deve comunque osservare che tali aree potrebbero anche rientrare nella tipologia del rischio da frana, qualora la franosità dovesse presentare una componente da scorrimento da “debris flow” dovuta alla presenza di acqua.

E’ il caso di segnalare ancora che dall’analisi dell’andamento delle curve di livello si notano impronte di piccole frane presenti in aree di versante con acclività medio-alta (pendenze superiori a 30°) dovute a scivolamenti circoscritti della copertura piroclastica superficiale, che si verificano, per lo più, in concomitanza di eventi piovosi intensi. Il loro grado di pericolosità è in genere medio basso per le ridotte volumetrie dei materiali piroclastici coinvolti, costituendo comunque, un fattore di rischio localizzato se presente a ridosso di abitazioni (All. 6).

5. Modello Idrogeologico

Il settore occidentale della caldera del TGN presenta una morfologia articolata per la presenza al suo interno del campo vulcanico Flegreo (Fig. 4), che, come abbiamo già osservato, risulta caratterizzato

da una attività prevalentemente esplosiva, con tipologie di messa in posto da “fall” e da “flow”, che lasciano sul campo formazioni piroclastiche di vario spessore, per lo più incoerenti (Di Girolamo et al. 1984, Di Vito et al., 1999, Rolandi et al 2019). Questo articolato assetto morfologico-stratigrafico, tuttavia, non sembrerebbe, influenzare i dati piezometrici, che trovano riscontro in una falda di base alimentata da apporti pluviometrici zenitali, appartenente al complesso dei depositi vulcanici campani Plio-Quaternari, con i flussi idrici sotterranei che si diramano da una zona di ricarica individuata nell’alto idrogeologico di Marano-Calvizzano (Fig. 14). Nel dettaglio, l'area presenta una struttura piuttosto complessa in funzione del rapido passaggio di materiali piroclastici a differente composizione granulometrica. Ne deriva, pertanto, uno schema di circolazione idrica sotterranea per “falde sovrapposte” tra loro interconnesse, sia per l’interdigitazione di depositi a vario grado di permeabilità, sia tramite flussi verticali di “drenanza” (Celico et al., 1991), Più in generale, quindi, i deflussi sotterranei costituiscono uno schema idrico a falda unica, con i vari orizzonti idraulicamente interconnessi per la mancanza di orizzonti impermeabili sufficientemente estesi arealmente. In merito ai rapporti dell’acquifero flegreo con quelli associati ai massicci carbonatici Appenninici che si riversano nella Piana Campana, i dati del chimismo delle acque portano a considerare che il settore idrogeologico occidentale Flegreo costituisce una struttura indipendente dal sistema delle falde della Piana. Infatti, come si osserva dalla Fig. 14, l’alto idrogeologico flegreo determina la deviazione del flusso idrico proveniente dalla Piana Campana (Corniello 2010).

Si osserva ancora che il flusso della falda Flegrea è diretto verso il mare, in prossimità del quale si trova a debole profondità (<2m. Fig. 14); può trovarsi addirittura in affioramento, sia in maniera diffusa che attraverso diverse sorgenti. Ciò si verifica ad es. a tra Licola e Varcaturò, dove la portata globale è stata stimata intorno ai 200 l/s) (Nicotera, 1959).

E’ nota, in generale, la possibilità di un collegamento idraulico tra la circolazione idrica superficiale ed il sottostante acquifero. Nel caso in studio si osserva dall’All. 8 che i deflussi collegati al ruscellamento superficiale si organizzano all’interno di due bacini imbriferi separati da uno spartiacque, affluenti nei laghi Fusaro e Miseno.

La falda di base, a sua volta, in prossimità della costa, si trasmette attraverso due corpi idrici che si protendono verso l’ambiente marino-costiero, che presentano le seguenti caratteristiche:

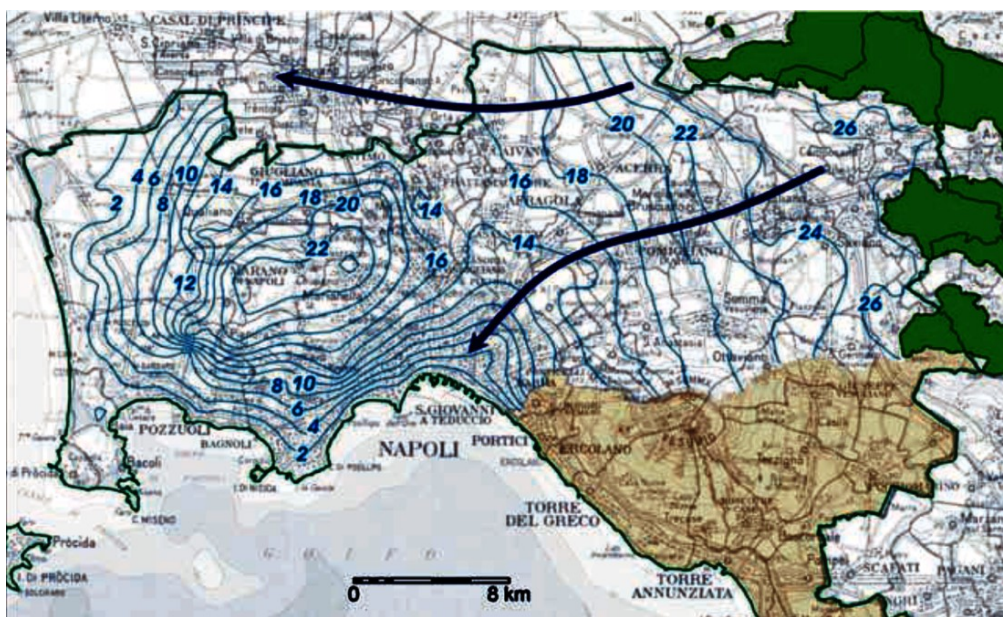


Fig. 14 – Piezometria della Piana Campana del febbraio 2003 (valori in m s.l.m.). (Amministrazione Provinciale di Napoli – Settore Ambiente, 2003)

a) corpo idrico sotterraneo vulcanico, ad elevata-media permeabilità per porosità, intercalato a livelli a bassa permeabilità;

b) corpo idrico sotterraneo alluvionale costiero, costituito da alternanze di depositi continentali, marini e vulcanici con media permeabilità, che diventa modesta nei livelli limoso-torbosi.

L'All.9 mostra le iso-piezometriche orientate lungo direttrici disposte E-O con le quote che vanno da qualche metro s.l.m. fino alla quota del livello del mare, determinando un gradiente idraulico verso la fascia costiera, secondo direttrici collegate idraulicamente al reticolo idraulico superficiale.

Questi aspetti ci inducono a considerare un'altra problematica legata alle falde in prossimità della zona costiera, dove le acque sotterranee flegree risentono in vari misura dell'influenza dell'acqua del mare. Come è noto, nelle zone costiere, l'acqua di falda galleggia su quella marina, più densa, che invade l'acquifero (Fig. 15). Il passaggio tra i due liquidi avviene gradualmente, attraverso una zona di diffusione (o di *transizione*) a salinità crescente verso il basso, detta *interfaccia*, peraltro soggetta a movimenti verticali legati ad oscillazioni del livello marino e della falda, in grado di determinare inquinamenti dell'acqua dolce da parte dell'acqua marina, che sicuramente si accentuano in presenza di un pompaggio spinto e prolungato dai pozzi presenti nella zona costiera (Fig. 15).

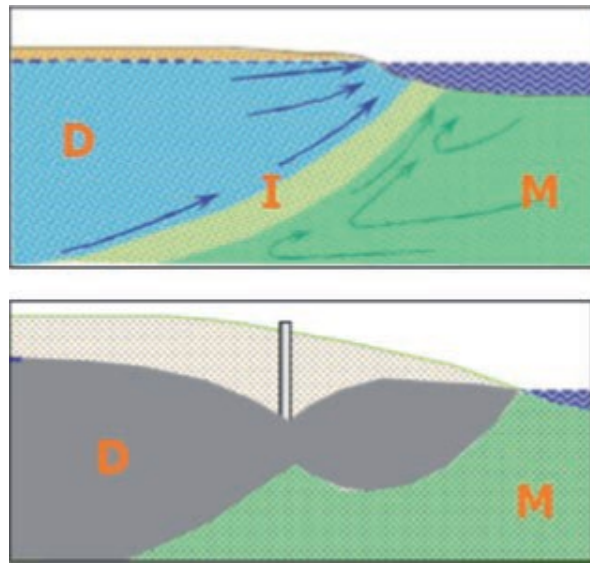


Fig. 15 – Rapporto acqua di falda (D) - mare (M); I: interfaccia. Lo schema in basso mostra l'attivazione della contaminazione marina come conseguenza di forti emungimenti

Esiste ancora una possibilità di inquinamento naturale della falda, dovuto ad una contaminazione mediante apporto di fluidi profondi, meccanismo che trova riscontro, ad es. nella zona di Baia – vulcano di Mofete, come pure in molte altre aree dei Campi Flegrei, (Pozzuoli - Stufe di Nerone, Averno, Tempio di Serapide, Solfatara ecc.), nelle quali si riscontra un elevato gradiente geotermico determinato da apporti fluidi profondi. A Baia, in particolare, sono stati misurati valori particolarmente elevati di concentrazione salina, stimati intorno a 1500 µg/l, con una temperatura di 72°C, da porre in relazione, come detto, alla presenza di fluidi profondi, risaliti attraverso i numerosi lineamenti vulcano-tettonici presenti nel sottosuolo Bacoiese, e più in generale, di quello Flegreo.

Dalla tabella si osserva che, oltre all'arricchimento naturale di inquinanti naturali, un dato preoccupante è dato dalla presenza di inquinanti antropici come ad es. le concentrazioni localmente molto elevate di nitrati e di ammonio.

A tal proposito, un aspetto da tenere nella massima considerazione nell'ambito del territorio Bacoiese è quello legato all'inquinamento antropico dei laghi di Miseno e Fusaro, sulle cui zone collinari, come si osserva dagli All. 8, 9, insistono due bacini imbriferi caratterizzati da un diffuso ruscellamento superficiale di acque meteoriche, che si riverbera nella sottostante circolazione sotterranea.

Cloruri 108,9 mg/L
Manganese 5 µg/L
Ferro 55 µg/L
Nitrati 86,6 mg/L
Solfati 136mg/L
Ammonio 0,01 mg/L
Altri parametri critici: Arsenico, Fluoruri
Stato chimico: Pessimo

Tab. 1 – Valori delle concentrazioni di inquinanti naturali ed antropici

Prendendo in considerazione, ad es. l'area bacinale più estesa presente a monte del lago Fusaro, si osserva che è formata da un bacino imbrifero di circa 800 ha, molto antropizzato, con ampie aree utilizzate per l'agricoltura. In un tale contesto nelle acque del lago dove la falda superficiale viene drenata, si riversano pesticidi e fertilizzanti, come pure scarichi di reflui fognari, con il risultato di contribuire ancora oggi ad un sensibile peggioramento delle acque del bacino lacustre.

In definitiva, nei Campi Flegrei le analisi idro-geochimiche evidenziano un inquinamento della falda e delle acque dei bacini di recapito dei laghi costieri di Miseno e Fusaro, di origine naturale per la presenza di acque molto mineralizzate, con un contenuto elevato di sali disciolti, riconducibile, in prossimità della costa, all'interazione acqua di mare-acqua di falda e più in generale, al vulcanismo ancora attivo nella sua fase idrotermale dei Campi Flegrei, al quale si aggiunge un inquinamento antropico legato alle attività dell'uomo. In un tale contesto, è evidente che la falda superficiale che alimenta l'acquifero del territorio Bacolese non risulta protetta dalle molteplici interazioni con gli agenti inquinanti di varia tipologia evidenziati, per cui è da ritenersi non utilizzabile a scopo idropotabile.

6 - Modello geo-meccanico e geo-sismico dei terreni (All. 3, 10)

Sulla base di un dettagliato rilievo geologico e delle indagini stratigrafiche di campo (All. 1, 2, 3, 4), è stata stabilita la seguente successione delle formazioni che formano l'ossatura del territorio comunale:

a) Tufo Giallo Napoletano, **b)** Piroclastiti sabbioso – pomicee di deposizione primaria associate alle attività eruttive dei vulcani di Bacoli, **c)** Coltre colluviale di pomici e sabbie grossolane di deposizione

non primaria, **d**) Terreni piroclastici trasportati in ambiente lacustre-palustre costituiti da successioni di sabbie limose e livelli torbosi.

Modello geo-meccanico del sottosuolo

Vengono descritte le caratteristiche fisico-meccaniche delle unità litologiche e stratigrafiche di maggiore interesse in base ai dati ottenuti dall'esecuzione delle prove penetrometriche D.P.S.H., prove penetrometriche in foro S.P.T. e dall'analisi di campioni indisturbati.

In contesti lito-stratigrafici come quello in esame, caratterizzati da formazioni vulcaniche incoerenti, a granulometria media e medio-grossolana, ubicati al di sotto del livello di falda, la determinazione dei parametri meccanici mediante prove di laboratorio può essere affetta da notevoli incertezze, dovute alla alterazione caratteristiche meccaniche durante le operazioni di prelievo dei campioni indisturbati. Per ovviare a tale problematica, i risultati delle analisi di laboratorio sono stati confrontati con gli stessi parametri ottenuti dall'elaborazione delle prove in situ. Per queste ultime è stato fatto ricorso a correlazioni empiriche disponibili in letteratura, in particolare per ricavare dati di tipo quantitativo, quali l'angolo di resistenza al taglio (correlazione proposta da Sowers 1961) e la densità relativa (correlazione di Skempton 1986).

L'esame delle caratteristiche geotecniche ottenute da prove in situ, in particolare, si adatta bene al contesto lito-stratigrafico dell'area di interesse, nella quale la stratigrafia risulta ben definita, con strati caratterizzati da una giacitura sostanzialmente orizzontale, in grado di fornire un quadro completo e chiaro del sottosuolo, ponendo in evidenza i caratteri essenziali litostratigrafici e geomeccanici. Seguendo questo criterio la rappresentazione del modello geologico e geotecnico del sottosuolo è stata schematizzata attraverso la variazione delle caratteristiche fisiche e meccaniche dei terreni in base alla zona di esecuzione delle indagini. In particolare, si osserva una considerevole variazione dei parametri fisico meccanici se si confrontano i risultati delle indagini eseguite nelle zone di prossimità ai grandi laghi e/o nelle zone ubicate nella fascia altimetrica che si estende dal livello del mare fino ad una quota di circa 20,00 m s.l.m.m., con le prove eseguite nelle zone a maggiore altezza topografica.

Per la precisa ubicazione delle indagini si rimanda all'allegato 2.

Di seguito verranno confrontate le prove penetrometriche in situ di tipo D.P.S.H. . Tale scelta deriva dal fatto che queste ultime sono state eseguite con maggiore frequenza su tutto il territorio comunale. Si riportano i valori medi dei parametri fisico –meccanici desunti da queste prove in situ.

ID PROVA	φ°	DR (%)	γ (N/M ³)
DPSH 1	29-31	16-36	14-17
DPSH 2	30-31	19-37	14-17
DPSH 3	28-30	13-32	14-16
DPSH 6	29-31	20-45	17
DPSH 8	31	35	17
DPSH 10	30-32	16-47	14-19
DPSH 11	28-29	19-21	13-15
DPSH 12	29-34	26-53	15-19

Tab 2) riepilogativa delle prove DPSH, eseguite all' interno della fascia altimetrica 0,00 -20,00 m. slm

ID PROVA	φ°	DR (%)	γ
DPSH 4	31	39	17
DPSH 5	30-53	35-43	16-24
DPSH 7	31-42	35-83	17-22
DPSH 9	31-35	35-61	17-20

Tab 3) riepilogativa delle prove DPSH, eseguite nelle zone presenti a quote >20m slm (Piroclastiti in deposizione primaria)

Dal confronto delle tabelle si evince una sostanziale differenza soprattutto per quanto riguarda la densità relativa (DR), riconducibile al fatto che nelle zone di alto topografico si rinvencono piroclastiti in posto ovvero con giacitura primaria, mentre nelle zone di basso topografico, sono caratterizzate da terreni con un elevato grado di rimaneggiamento.

Considerazioni analoghe possono essere fatte in base all'andamento del numero di colpi SPT nei fori di sondaggio (16, a, b)

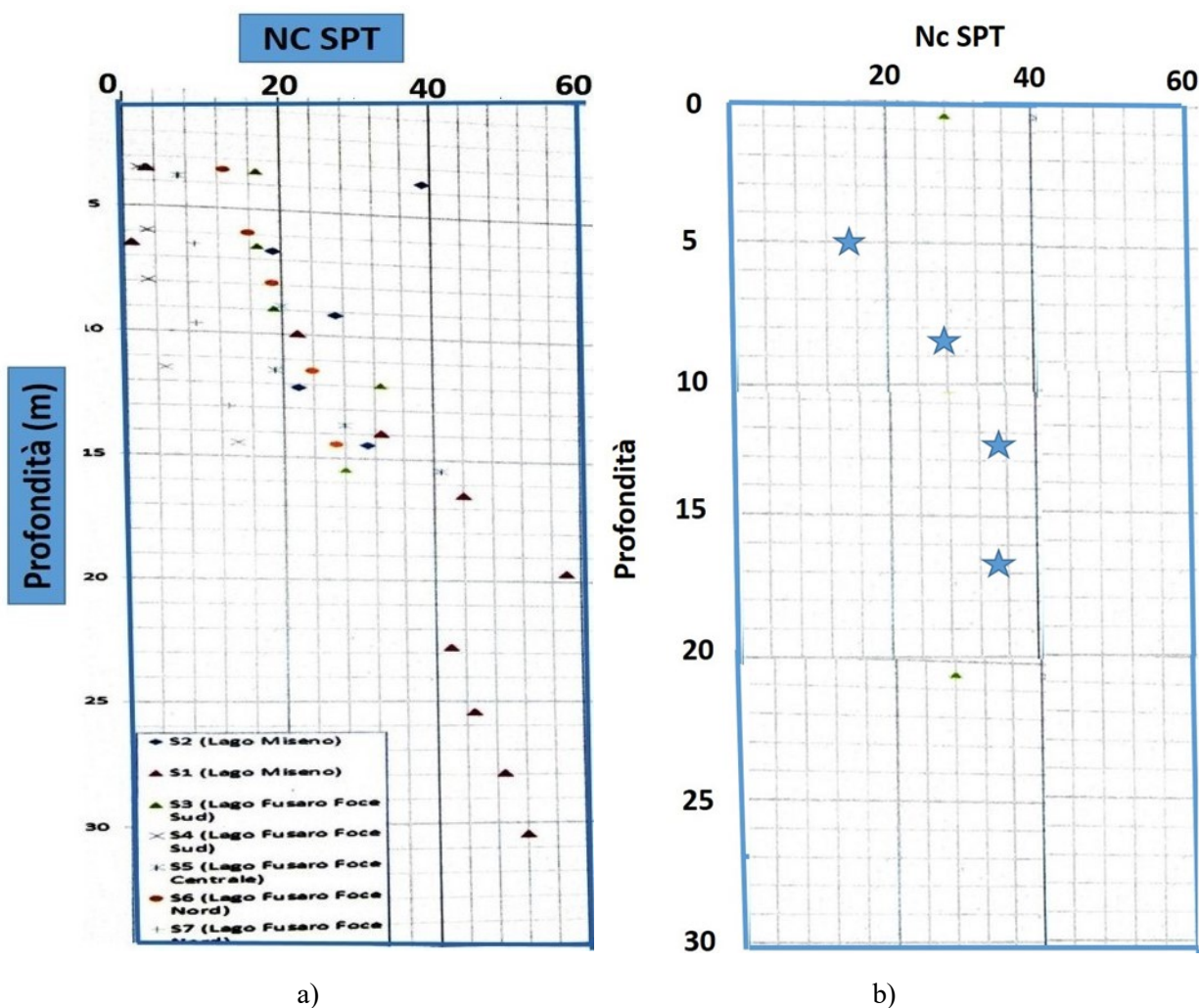


Fig. 16 – Andamento del numero di colpi SPT: a) Formazione di sabbie limose con livelli di torba, b) Coltre colluviale di sabbie medi-grossolane con pomici

In conclusione, i terreni rilevati nella carta geologica con caratteristiche litologiche tra loro diverse in relazione alle vicissitudini deposizionali primarie di tipo vulcanologico e secondarie di tipo sedimentologico, rispondono, alle seguenti caratteristiche fisico-meccaniche:

a) Tufo Giallo Napoletano

Roccia tenera interessata da processi di litificazione per alterazione secondaria derivante da un processo di formazione di minerali a bassa temperatura (zeolitizzazione). Le caratteristiche meccaniche acquisite sono riferibili mediamente ai seguenti parametri:

- Angolo di attrito ϕ 23-28°
- Coesione c 10-15 kg/cm²
- Resistenza a
Compressione semplice σ_v 30-50 kg/cm²
- Peso unità di volume γ 1300 kg/m³

b) Formazione piroclastica in deposizione primaria

Banchi di pomici di grosse e medie dimensioni in matrice cineritica, a luoghi più fittamente stratificate, deposte dall'attività esplosiva dei Vulcani di Bacoli, nell'intervallo cronologico 13.000 – 5000 anni.

- Angolo di attrito ϕ 30-53°
- Coesione c 0 kg/cm²
- Peso unità di volume γ 1600 - 2400 kg/m³
- Densità relativa Dr 35 – 83%

c) Coltre colluviale

E' costituita da sabbie medio-fini e livelli di pomici in deposizione non primaria in funzione di raccordo tra zona collinare e la piana.

- Angolo di attrito ϕ 34°
- Coesione c 0 - kg/cm²
- Peso unità di volume γ 1800-2000 kg/m³
- Densità relativa Dr 76 – 78%

d) Formazione sabbioso-limosa con torba

Sabbie-limose ricche di materiale organico torboso di ambiente palustre, presente nei primi 10m a basso grado di addensamento fino a tale profondità. La formazione comprende anche i materiali che formano gli sbarramenti sabbiosi tipo tombolo, le spiagge sabbiose e le dune recenti

- Angolo di attrito ϕ 28 - 34°
- Coesione c 0 - kg/cm²
- Peso unità di volume γ 1500
- Densità relativa D_r 13 - 53%

Per quel che concerne i dati sismici si rimanda all'all. 10 la lettura dell'acquisizione dei dati. In questo riepilogo facciamo riferimento solamente ai valori di V_s eq utilizzati per caratterizzazione dei suol, relativamente alle formazioni a), b), c), d) precedentemente descritte per le caratteristiche fisico-meccaniche :

Formazione a): V_s eq. > 800 m/sec.

Formazione b): V_s eq. > 180 - 360 m/sec.

Formazione c): V_s eq. > 180 - 360 m/sec.

Formazione d): V_s eq. > 180 - 360 m/sec.

7 – Modello di macrozonazione e microzonazione sismica del territorio (All. 11)

● Pericolosità sismica di base nella penisola Italiana

La pericolosità sismica di base costituisce l'elemento di conoscenza fondamentale per la determinazione delle azioni sismiche. Gli studi di pericolosità sismica negli ultimi 25 anni sono stati impiegati nelle analisi territoriali regionali finalizzate a zonazioni sismogenetiche (pericolosità di base per la classificazione sismica) o microzonazioni (pericolosità locale). In quest'ultimo caso, la valutazione della pericolosità significa implica la scelta di aree a scala comunale che, in occasione di una scossa sismica, possono essere soggette a fenomeni di amplificazione e fornire indicazioni utili per la pianificazione urbanistica.

- Un primo riferimento per la valutazione della pericolosità sismica della nostra penisola è stata la zonazione sismogenetica ZS4 (Scandone e Stucchi, 2000). Alla luce delle nuove evidenze di tettonica attiva e delle valutazioni sul potenziale sismo genetico acquisite negli ultimi anni, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica del territorio nazionale, denominata ZS9 (Fig. 16), eseguita dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV Gruppo di lavoro, 2004). La sismicità italiana è stata suddivisa in 36 zone, delle quali quella che compete ai Campi Flegrei appartiene alla fascia sismogenetica 928 "Ischia-Vesuvio" con un valore massimo di magnitudo $M = 5,91$.



Fig. 17 – zonazione sismogenetica ZS9

La zona 927 (Sannio-Irpinia-Basilicata) comprende l'area caratterizzata dal massimo rilascio di energia legata alla distensione dell'Appennino meridionale.

● *Sismicità storica del comune di Bacoli*

Abbiamo osservato che l'Appennino Campano rappresenta una delle zone a più alta sismicità di tutta la Penisola Italiana. Alcuni terremoti localizzati al confine tra Campania e Molise e tra Campania e Basilicata hanno provocato danni su aree estese migliaia di km^2 .

In tale ottica è stata condotta una ricerca tesa all'individuazione dei principali terremoti che hanno interessato il territorio del comune di Bacoli mediante il *Database Macrosismico Italiano DBMI15* (anno 2015) che rappresenta la versione aggiornata del DBMI11 "database delle osservazioni

macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI11”
- INGV Progetto “S1”.

Bacoli

PlaceID IT_59956
Coordinate (lat, lon) 40.797, 14.080
Comune (ISTAT 2015) Bacoli
Provincia Napoli
Regione Campania
Numero di eventi riportati 5

Località vicine (entro 10km)

Località	EQs	Distanza (km)
Miseno	2	1
Castello di Baia	1	2
Miliscola	1	2
Baia	3	2
Monte di Procida	3	2
Pozzuoli	48	5
Cuma	1	6
Monte Sant'Angelo	1	7
Procida	15	7
Agnano	1	9

Effetti	In occasione del terremoto del						NMDP	Io	Mw
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale		
3	1881	03	04	12	15		Isola d'Ischia	17	9 4.14
4	1915	01	13	06	52	4	Marsica	1041	11 7.08
5-6	1930	07	23	00	08		Irpinia	547	10 6.67
6	1980	11	23	18	34	5	Irpinia-Basilicata	1394	10 6.81
3	1990	05	08	07	21	2	Potentino	1375	5.77

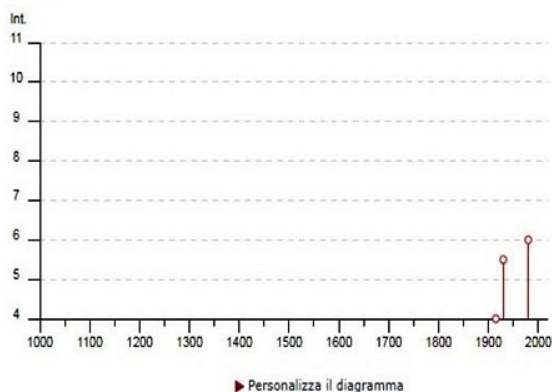


Figura 18 - Storia sismica del Comune di Bacoli

I = intensità macrosismica osservata in sito (MCS)

Io = intensità macrosismica epicentrale in scala MCS (Mercalli, Cancani, Sieberg)

NMDP = numero di punti di osservazioni macrosismiche disponibili

Gli ultimi due terremoti che hanno interessato il Comune di Bacoli risalgono entrambi allo scorso secolo, nel 1930 e nel 1980, così come si evince dalla tabella di Fig. 18, è stato interessato da 2 eventi di intensità massima compresa tra 5°-6° e 6° grado MCS. Si tratta di terremoti di grande intensità, con particolare riferimento a quello distruttivo del 1980 “Irpinia-Basilicata”.

In tale contesto, in rapporto alle zone sismogenetiche riportate nella Fig.16, si evidenzia che il comune di Bacoli si colloca nella fascia sismogenetica 928 con un valore massimo di magnitudo $M = 5,91$

- La pericolosità sismica del territorio nazionale è espressa anche in termini di accelerazione orizzontale del suolo. Secondo la classificazione sismica del 2003, il territorio nazionale è suddiviso

in 4 zone omogenee a cui corrisponde un'accelerazione di riferimento variabile da meno di 0.05 g nella quarta zona fino a 0.35 g nella prima zona (Tabella 4).

Zona	Accelerazione orizzontale con la probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni (a_g/g)	Accelerazione orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico (Norme Tecniche) [a_g/g]
1	> 0,25	0,35
2	0,15 ÷ 0,25	0,25
3	0,05 ÷ 0,15	0,15
4	< 0,05	0,05

Tab. 4 – Livelli energetici delle azioni sismiche in termini di accelerazioni orizzontali (OPCM 3274/03)

Nella prima colonna viene riportato il valore di picco orizzontale del suolo espresso in percentuale di “g” (accelerazione di gravità) mentre nella seconda colonna sono riportati i valori dell'accelerazione orizzontale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico nelle norme tecniche sulle costruzioni. I valori di cui alla Tab. 4 sono tutti riferiti alle accelerazioni che sono attese a seguito di un evento sismico, riferito ad un sottosuolo costituito da formazioni litoidi o rigide, definite come suoli di fondazione di Categoria A ($V_s \geq 800$ m/s). Nell'ambito della zona 4 sono inclusi tutti quei territori che sono stati esclusi sino ad oggi da ogni classificazione sismica.

Tra il 2004 e il 2006 la carta della pericolosità sismica in Italia viene in seguito ulteriormente rivista e aggiornata mediante l'inserimento di 12 “sottozone” al posto delle quattro inizialmente proposte. Con l'Ordinanza PCM del 28 Aprile 2006 n. 3519 viene, quindi, pubblicata la Mappa della Pericolosità Sismica nazionale seguendo tale criterio. In essa vengono discriminate le aree con i diversi range di valori di accelerazione massima del suolo (suoli rigidi: $V_s > 800$ m/s) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Fig. 19).

Nella Regione Campania sono presenti 8 classi di accelerazione massima (a_g) con valori che variano gradualmente tra 0.075g, lungo la costa, a 0.275g nell'area dell'Irpinia, ad eccezione delle aree vulcaniche Vesuvio – Ischia - Campi Flegrei dove si hanno valori mediamente compresi tra 0.175g e 0.200g . La nostra area di interesse è caratterizzata da valori compresi tra 0.15 e 0.25g (Tab. 4).

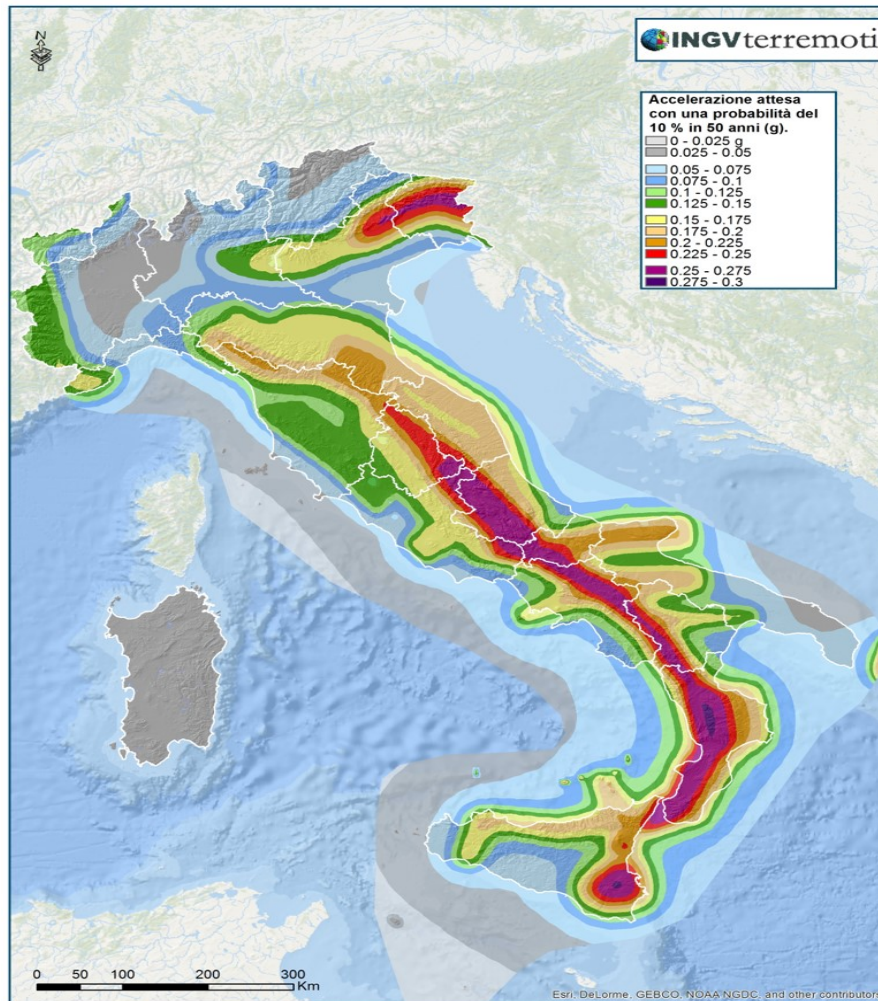


Fig. 19 - Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (OPCM 28/4/2006), in termini di accelerazione massima al suolo, con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni

La mappa di Fig. 20 mostra il dettaglio della Regione Campania con la distribuzione statistica dell'accelerazione orizzontale calcolata su una griglia con passo 0.02°. I confini comunali di Bacoli evidenziano l'intervallo di variazione dell'accelerazione tra 0.150g fino a 0.175g, attesi su suolo rigido di categoria A (Fig. 20, 21)

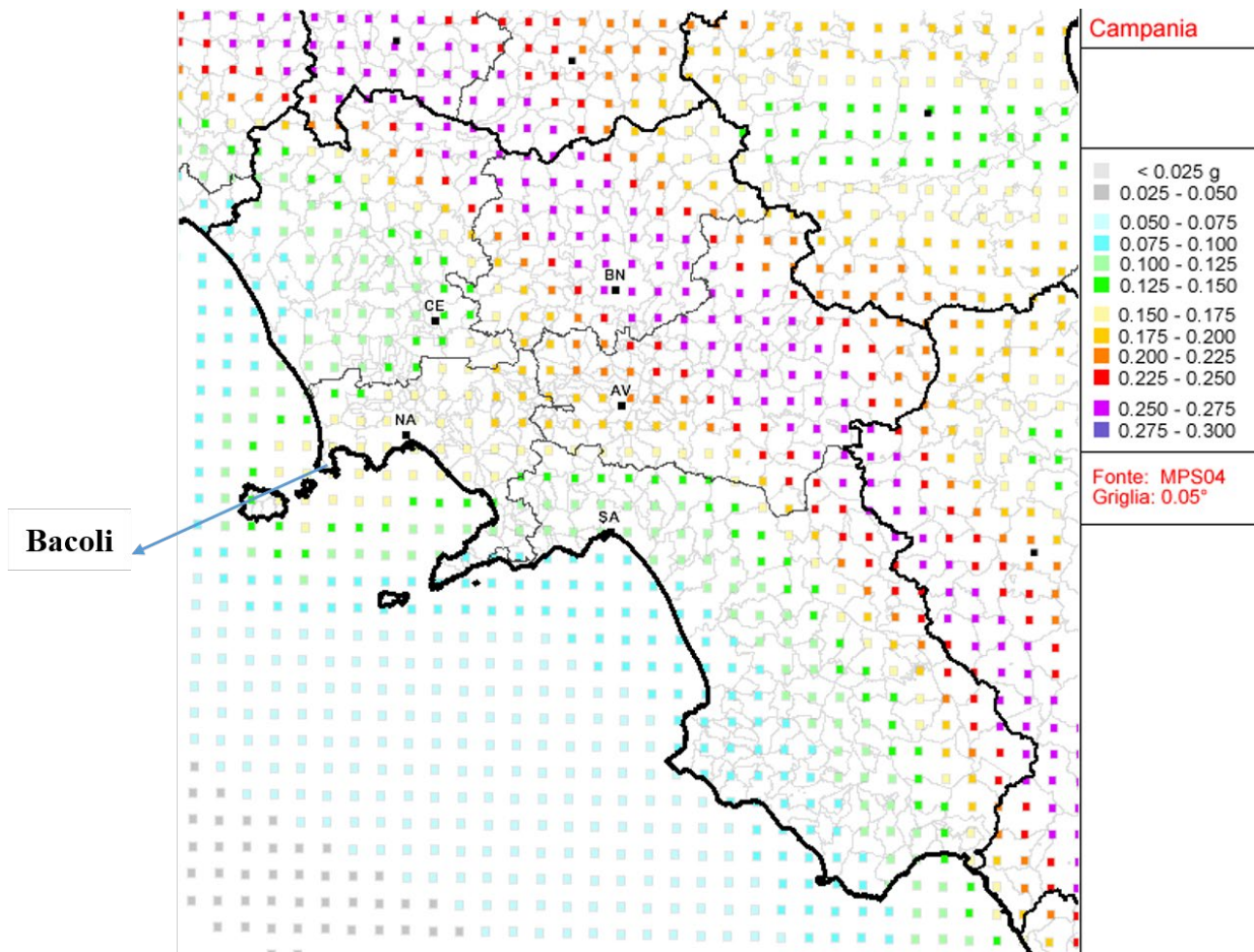


Fig. 20 – Dettaglio della Regione Campana della Mappa della pericolosità sismica

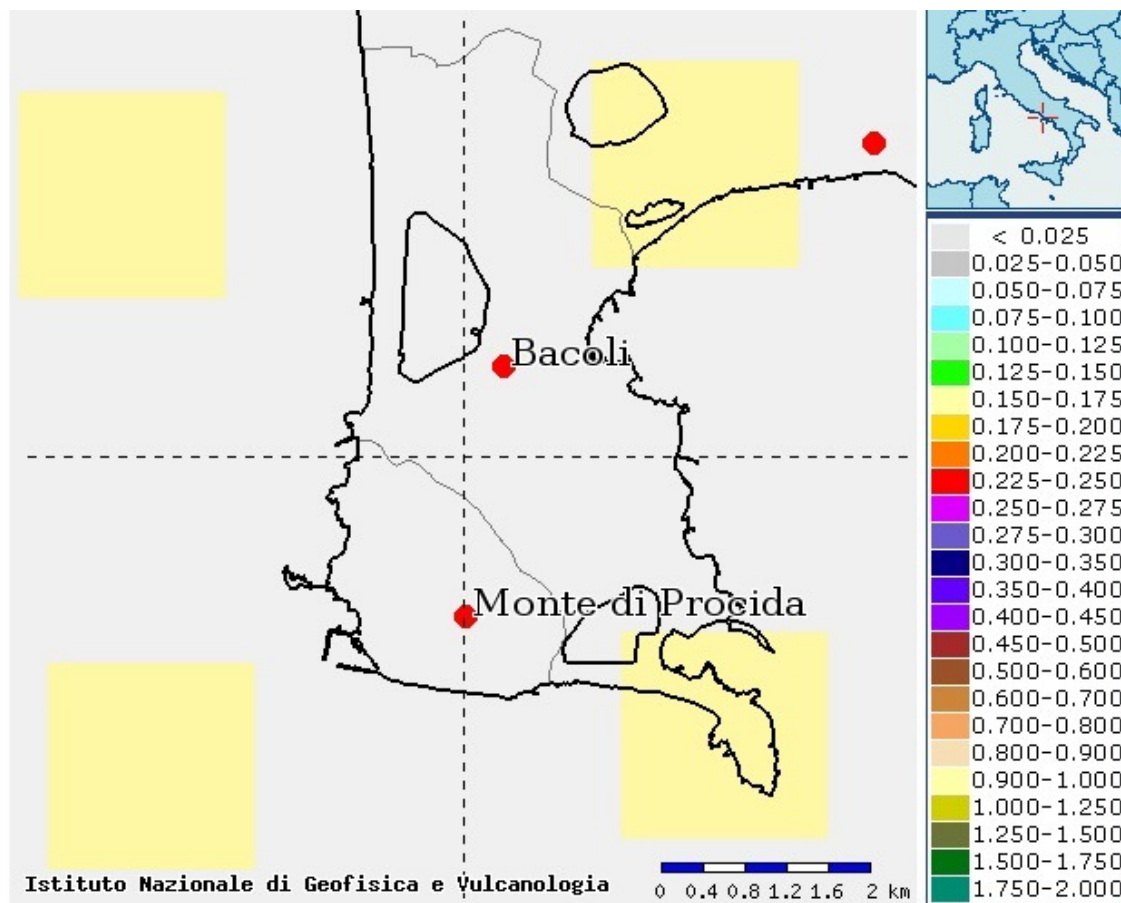


Fig 21) - Reticolo nazionale di riferimento per la pericolosità sismica redatto dall' INGV

Se ci riferiamo alla Mappa di Pericolosità Sismica come Intensità Macrosismica che considera le zone sismogenetiche riportate nella Fig. 19, tenendo conto di opportune relazioni di attenuazione dell'energia rilasciata in funzione della distanza dalle zone ipocentrali (sorgenti sismiche), si osserva che il territorio di Bacoli presenta un valore di $I_{max} = 6,5$ (MCS) per eventi sismici con **periodo di ritorno di 72 anni**, mentre presenta un valore di $I_{max} = 7$ per eventi sismici con **periodo di ritorno di 475 anni**.

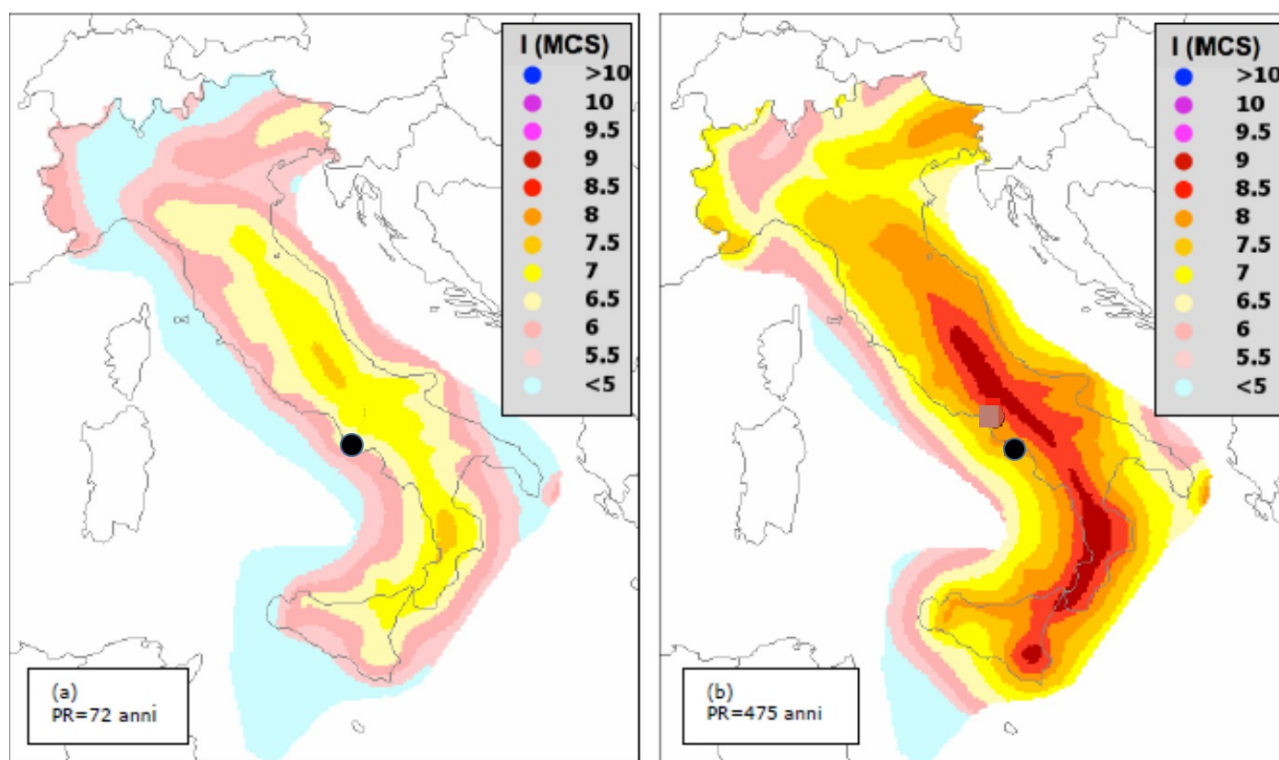


Fig. 22 - Intensità macrosismica per diversi Periodi di Ritorno (A.A. Gomez Capera, C. Meletti, A Rebez, M. Stucchi)

Microzonazione sismica del territorio

• Aspetti generali della microzonazione

Lo studio di microzonazione sismica (MS) ha le sue linee guida nella legge regionale 9/83, tese alla disciplina dell'uso del territorio, come supporto alla stesura di Piani Regolatori Generali. La sua importanza come elemento di riferimento nella pianificazione territoriale trova riscontro nella più recente normativa della Regione Campania (Delibera n. 5447 G. R. Campania del 07/11/2002; Delibera n. 248 G. R. Campania del 24/01/2003; Delibera n. 334 G. R. Campania del 31/01/2003; Delibera n.816 G. R. Campania del 10-6-2004) riguardante la zonazione del territorio in prospettiva sismica, ed è in perfetta sintonia con quanto previsto dalla Ordinanza 3274 relativamente alle costruzioni ed ai relativi siti. Più dettagliatamente, la MS è importante nella pianificazione al fine di:

- orientare la scelta di aree per nuovi insediamenti;
- definire gli interventi ammissibili in una data area;
- programmare le indagini e i livelli di approfondimento;
- stabilire orientamenti e modalità di intervento nelle aree urbanizzate;
- definire priorità di intervento.

La MS fino ad ora ha utilizzato come parametro significativo il modulo di taglio dinamico G , ovvero la velocità delle onde sismiche trasversali V_{s30} ($V_s = \sqrt{G/\text{densità}}$), che caratterizza il pacco di terreno più superficiale (media ponderale della velocità delle onde sismiche per i primi 30 m). Le categorie di sottosuolo suolo vengono definite nella seguente tabella:

A- Formazioni litoidi o suoli omogenei molto rigidi caratterizzati da valori di VS 30 superiori a 800 m/s comprendenti eventuali strati di alterazione superficiale di spessore massimo pari a 5 metri;

B- Depositi di sabbie o ghiaie molto addensate o argille molto consistenti, con spessori di diverse decine di metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di VS 30 compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero resistenza penetrometrica NSPT >50, o coesione non drenata $c_u > 250$ kPa);

C- Depositi di sabbie e ghiaie mediamente addensati o di argille di media consistenza con spessori variabili da diverse decine fino a centinaia di metri, caratterizzati da valori di VS30 compresi tra 180 e 360 m/s ($15 < \text{NSPT} < 50$; $70 < c_u < 250$ kPa);

D- Depositi di terreni granulari da sciolti a poco addensati oppure coesivi da poco a mediamente consistenti, caratterizzati da valori di VS 30 < 180 m/s ($\text{NSPT} < 15$; $c_u < 70$ kPa);

E- Profili di terreno costituiti da strati superficiali alluvionali con valori di VS 30 simili a quelli dei tipi C o D e spessore compreso tra 5 e 20 mt. giacenti su di un substrato di materiale più rigido con VS 30 > 800 m/s.

Sono state pubblicate sulla Gazzetta Ufficiale delle nuove “Norme Tecniche per le Costruzioni” portatrici di alcune novità rispetto alle NTC 2003 e 2008 per la classificazione del sottosuolo in base ad indagini sismiche tipo MASW, che elenchiamo di seguito:

- Il parametro V_{s30} , nei casi in cui sarà possibile in rapporto alla profondità del “bed rock”, si continuerà a calcolare come media pesata fino a 30 m di profondità;
- Nei casi in cui la coltre incoerente incontra il “bed rock” a profondità minori di 30m, invece di estendere la media pesata fino a tale profondità, viene calcolata fino ad una profondità H , minore di 30 m. Il parametro $V_s 30$ è stato in pratica sostituito dalla velocità equivalente (V_{seq})
- Per la categoria di suolo D è stata introdotta una soglia minima sulla velocità media, pari a 100 m/s, mentre le altre soglie numeriche sono state conservate;
- Le categorie di suolo speciali, S1 ed S2, sono state eliminate dalla normativa.

In base ai valori di V_s eq., si perviene alla valutazione dell’amplificazione sismica, nelle varie Microzone individuate, alle quali è stata assegnata una categoria di suolo, incrementando, mediante

opportuni fattori, l'accelerazione sismica relativa allo spettro elastico di ancoraggio, la quale, come è noto, si riferisce a suoli di fondazione corrispondenti alla Categoria A (Cfr. Tabella 4) (OPCM 3274). La classificazione dei fattori di incremento è la seguente:

- Microzone con presenza di suoli di Cat. A: fattore di incremento 1.00;
- Microzone “ “ “ “ Cat. B: fattore di incremento 1.25;
- Microzone “ “ “ “ Cat. C: fattore di incremento 1.25;
- Microzone “ “ “ “ Cat. D: fattore di incremento 1.35;

Facendo riferimento agli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS 2008)”, redatti dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale e approvati il 13 novembre 2008 dalla conferenza delle Regioni e delle Province Autonome, gli studi di MS sono condotti secondo tre livelli di approfondimento:

- il livello 1 è un livello propedeutico ai veri e propri studi di MS, in quanto consiste in una raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee rispetto alle fenomenologie sopra descritte;
- il livello 2 introduce l'elemento quantitativo associato alle zone omogenee, utilizzando allo scopo ulteriori e mirate indagini, ove necessarie, e definisce la *Carta di microzonazione sismica*;
- il livello 3 restituisce una *Carta di microzonazione sismica con approfondimenti* su tematiche o aree particolari.

Viene precisato che in questa sede verranno affrontate problematiche di MS di primo livello, con identificazione di effetti locali quali: amplificazione, rotture del terreno, frane, liquefazioni, cedimenti.

In rapporto a tale tipologia di MS sono stati utilizzati tutti gli elementi scaturiti dai modelli precedentemente discussi, per la stesura di una mappa finale di sintesi (scala 1: 5000), nella quale sono state rappresentate le microzone territoriali omogenee in prospettiva sismica, ciascuna rispondente ai seguenti criteri:

1. le zone stabili: sono zone in cui il moto sismico non subisce modifiche rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida affiorante e topografia pianeggiante, per cui gli scuotimenti attesi possono essere equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità sismica di base;
2. le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali: sono quelle zone il cui moto sismico subisce modifiche rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida affiorante e topografia

pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche del terreno e/o geomorfologiche del territorio;

3. le zone suscettibili di instabilità: sono quelle zone in cui sono presenti o sono suscettibili di attivazione fenomeni di deformazione permanente del territorio indotti o innescati dal sisma (instabilità di versante, liquefazioni, cedimenti differenziali, ecc).

Questo studio fornisce quindi una base conoscitiva della pericolosità sismica locale delle diverse zone del territorio e consente di stabilire gerarchie di pericolosità utili per la programmazione di interventi di riduzione del rischio sismico.

• **Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS) (All. 11)**

Vengono di seguito proposte le descrizioni delle varie microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS), distinguendo le: zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazioni e zone suscettibili di instabilità.

- Zone stabili

Le zone stabili sono quelle nelle quali non si ipotizzano effetti di alcuna natura, se non lo scuotimento, funzione dell'energia e della distanza dall'evento. Nell'area oggetto di studio sono zone stabili quelle dove è affiorante il substrato geologico rigido costituito dal TGN. Si tratta di una microzona caratterizzata dalla presenza del substrato lapideo, la cui esatta estensione è di difficile rilevazione per la presenza di una diffusa urbanizzazione.

MOPS 1

E' costituita da una coltre di piroclastiti sciolte messa in posto in deposizione primaria dall'attività dei centri eruttivi Bacolesi, spessa 50-100 m. Il substrato rigido tufaceo non è stato rinvenuto nei sondaggi approfonditi per 20-30 m. L'assenza di passaggi litologici significativi è indicativa di un progressivo addensamento della successione nella parte medio-basale e di una sostanziale assenza di fenomeni di amplificazione stratigrafica. Nell'area che contraddistingue questa MOPS sono state riconosciute alcune forme franose probabilmente associate a debris flow che si attivano nella parte sommitale del versante della collina di Bellavista poco addensata. che senza aver raggiunto l'equilibrio geomorfologico, insistono tuttora sul centro abitato che si estende verso la zona pianeggiante (MOPS2, 3).

MOPS 2

E' presente con uno spessore maggiore di 30 m, di materiale detritico di natura eluvio-colluviale, in sovrapposizione ai terreni della facies fluvio-lacustre.

MOPS 3

Si distende in senso longitudinale circa E – W, nella fascia di raccordo con il fondovalle dei due fianchi collinari di Bellavista (a est) e di Monte di Procida (a ovest). Mostra uno spessore variamente potente, certamente maggiore di 50m, di materiale fluvio-lacustre limoso- sabbioso con strati di torba, passante e/o interdigitato in profondità con i depositi detritici di natura eluvio-colluviale.

In questa MOPS è stata eseguita la verifica del potenziale liquefacibilità, dei terreni caratteristici dei riempimenti alluvionali recenti. Ricorrono almeno tre fattori predisponenti verso questa fenomenologia:

- eventi sismici attesi con magnitudo superiore a 5
- accelerazione massima attesa in superficie in condizioni di campo-libero superiore a 0,1g
- presenza di una falda compresa prevedibilmente entro i primi 15 m dal p.c.

Verifica della suscettività alla Liquefazione

La verifica alla suscettibilità della liquefazione dei terreni può essere omessa quando si manifesti almeno una delle seguenti circostanze:

- ✓ accelerazioni massime attese al piano campagna in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0,1g;
- ✓ profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal piano campagna, per piano campagna sub-orizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
- ✓ depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata ($N1$) $60 > 30$ oppure $qc1N > 180$ dove ($N1$) 60 è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche dinamiche (Standard Penetration Test) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa e $qc1N$ è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche statiche (Cone Penetration Test) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa;
- ✓ distribuzione granulometrica esterna da uno specifico spettro.

Nel caso in esame, non sussiste nessuna delle condizioni sopra elencate, pertanto si è provveduto alla verifica alla suscettibilità della liquefazione dei terreni.

Il calcolo è stato basato a partire dalle risultanze dei valori delle spt eseguite durante le indagini dirette in corrispondenza dei sondaggi stratigrafici che hanno mostrato scadenti caratteristiche meccaniche dei terreni. In particolare avendo dati compatibili e ben correlabili tra i diversi sondaggi, sono stati inseriti, nel programma di calcolo, gli spessori medi degli strati ed i valori medi delle spt considerando i contenuti dei S1, S2, ed S4. Il metodo di calcolo maggiormente utilizzato per la verifica della suscettibilità alla liquefazione partendo dalle prove spt risulta essere quello proposto dagli autori Seed e Idris. La verifica è stata condotta con il programma dedicato "Liquiter".

Verifica alla suscettività alla Liquefazione dei terreni secondo Seed e Idriss (1982)

Per poter determinare gli sforzi di taglio indotti dal sisma, gli autori propongono una semplice procedura basata sull' ipotesi di terreno omogeneo. Ipotizzando la propagazione verticale di onde sismiche di taglio, una colonna di terreno di altezza z (Figura 1) si muove rigidamente in direzione orizzontale e pertanto lo sforzo di taglio massimo alla profondità z è dato da:

$$\tau_{\max} = \frac{a_{\max}}{g} \cdot \gamma z$$

dove a_{\max} rappresenta l'accelerazione orizzontale massima attesa in superficie, g l'accelerazione di gravità e γ il peso di volume secco del terreno.

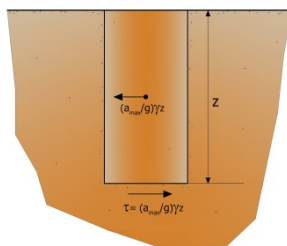


Figura 23- Sforzo di taglio indotto dal terremoto ad una determinata quota

Poiché nella realtà il terreno è deformabile, lo sforzo di taglio è minore che nell'ipotesi di corpo rigido e quindi bisogna introdurre un coefficiente riduttivo r_d . Normalizzando con la pressione verticale effettiva e riferendosi ad un valore medio a_{av} anziché ad un valore massimo a_{\max} si ottiene:

$$\frac{\tau_{av}}{\sigma'_{vo}} = CSR_{7,5} = 0,65 \frac{a_{max}}{g} \frac{\sigma'_{vo}}{\sigma'_{vo}} r_d$$

dove a_{max} rappresenta l'accelerazione orizzontale massima attesa in superficie responsabile degli effetti di amplificazione di sito. L'espressione è valida per eventi sismici di magnitudo 7,5. Per magnitudo diverse bisogna dividere il Rapporto di Tensione Ciclica per il fattore correttivo **MSF** (*Magnitudo Scaling Factor*):

$$CSR = \frac{CSR_{7,5}}{MSF} \quad (1.3)$$

Per determinare il valore del coefficiente riduttivo r_d viene utilizzata la formula empirica proposta da **Iwasaki et alii (1978)**:

$$r_d = 1 - 0,015z$$

mentre per il fattore correttivo **MSF** si fa riferimento ai valori riportati in Tabella 1 ricavati da diversi ricercatori, tra cui **Seed H. B. e Idriss I. M (1982)**.

Magnitudo	Seed H.B. & Idriss I.M. (1982)	Ambraseys N.N (1988).	NCEER (Seed R. B. et alii) (1997; 2003)
5,5	1,43	2,86	2,21
6,0	1,32	2,20	1,77
6,5	1,19	1,69	1,44
7,0	1,08	1,30	1,19
7,5	1,00	1,00	1,00
8,0	0,94	0,67	0,84
8,5	0,89	0,44	0,73

Tabella 5 - Fattore di scala della magnitudo derivato da diversi ricercatori

Il termine al numeratore della (1.0), cioè il Rapporto di Resistenza Ciclica CRR, viene calcolato in funzione della magnitudo, del numero di colpi nella prova SPT, della pressione verticale effettiva, della densità relativa.

Si calcola inizialmente il numero dei colpi corretto alla quota desiderata per tenere conto della pressione litostatica mediante la seguente espressione:

$$(N_{1,60}) = C_N \cdot N_m$$

dove N_m è il numero medio dei colpi nella prova penetrometrica standard SPT e C_N un coefficiente correttivo che si determina dalla relazione:

$$C_N = \left(\frac{Pa}{\sigma'_{v0}} \right)^n$$

dove σ'_{v0} è la pressione verticale effettiva, Pa la pressione atmosferica (~ 100 kPa) espressa nelle stesse unità di σ'_{v0} ed n un'esponente che dipende dalla densità relativa del terreno (Figura 24).

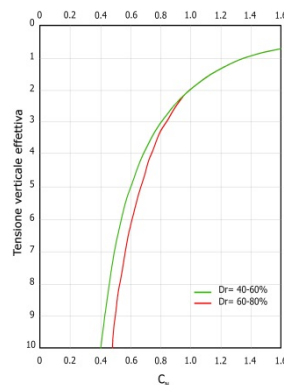


Figura 24- Coefficiente correttivo C_N

Si valuta il rapporto di resistenza ciclica **CRR** dall'abaco riportato in Figura 25 che rappresenta l'insieme dei valori di soglia (separazione tra liquefazione e non liquefazione) per fissato valore della magnitudo.

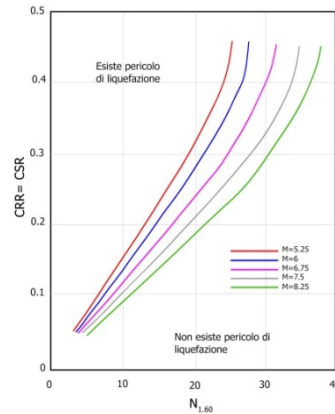


Figura 25- Correlazione tra CRR e $N_{1,60}$

E' stato dimostrato che per un terremoto di magnitudo pari a 7,5 CRR può essere espresso dalla seguente espressione:

$$CRR \approx \frac{N_{1,60}}{90} \quad (1.7)$$

Applicando quindi la (1.0) si determina il fattore di sicurezza a liquefazione (**FS**) che deve essere confrontato con i valori imposti dalla normativa di riferimento.

Gli Autori hanno precisato che questa procedura è valida per sabbie con **D₅₀** > 0,25 mm; per sabbie limose e limi suggeriscono di correggere ulteriormente il valore di **N_{1,60}** utilizzando la seguente formula:

$$(N_{1,60})_{cs} = N_{1,60} + 7.5 \quad (1.8)$$

Dati generali e risultati della verifica:

Data 13/11/2019

Fattore sicurezza normativa 1,25

DATI SIMICI

Tipo Suolo: C -

Morfologia: T1-Superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media $i \leq 15^\circ$

Profondità falda: 4,00 m dal p.c.

Coefficiente amplificazione stratigrafica (SS)	1
Coefficiente amplificazione topografica (ST)	1
Magnitudo momento sismico (Mw)	5,5

Descrizione	Nspt	Prof. Strato (m)		Densità relativa	Angolo di resistenza al taglio	Gamma	Gamma Saturo	Suscettività liquefazione
		iniziale	finale	Skempton (1986)	Sowers (1961)	(KN/m ³)	(KN/m ³)	Seed e Idriss (1982)
Riporto antropico	9.17	0,00	2.00	31.13	30.57	16.67	18.73	Liquefazione non possibile
Cinerite sabbiosa	4.51	2,00	3.00	19.52	29.26	14.91	18.44	Liquefazione non possibile
Cinerite limo sabbiosa	12.03	3,00	4.00	37.3	31.37	17.65	18.93	Liquefazione non possibile
Cinerite limo sabbiosa	3.46	4,00	10.60	16.61	28.97	14.42	18.44	Liquefazione possibile al VII° Mercalli
Cinerite sabbiosa	11.57	10,60	15.80	36.35	31.24	17.46	18.93	Liquefazione possibile al VII° Mercalli

Tabella 6) risultati della verifica alla suscettività alla liquefazione.

Dalla verifica alla suscettività alla liquefazione si evince che tale fenomeno può manifestarsi per gli strati posti da 4,00 m dal p.c. in poi in concomitanza di eventuali fenomeni sismici di intensità maggiore / uguale al VII° grado della scala Mercalli.

A valle dei risultati scaturiti dalla suddetta verifica, questi sono stati correlati a tutte le indagini dirette che sono state eseguite in porzioni di territorio caratterizzato dalla presenza di sabbie sciolte con falda superficiale e che hanno mostrato le medesime caratteristiche meccaniche dei terreni. I risultati di tale elaborazione sono mostrati nella Tav 11 e sintetizzati nella seguente immagine (fig 26):

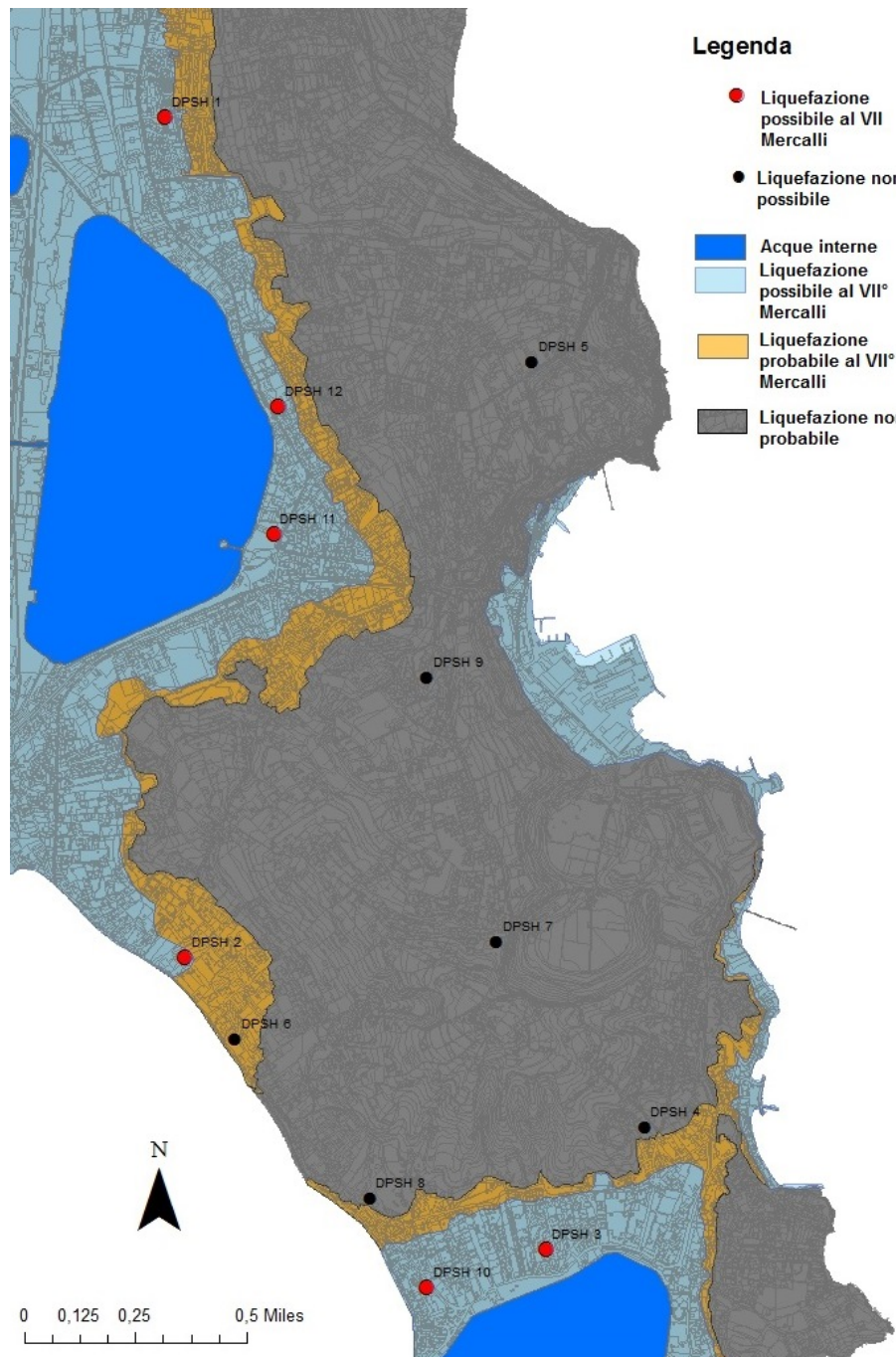


Fig 26) Perimetrazione delle aree con suscettività a Liquefazione delineate dall' andamento delle prove dirette.

8 – Rischio vulcanico

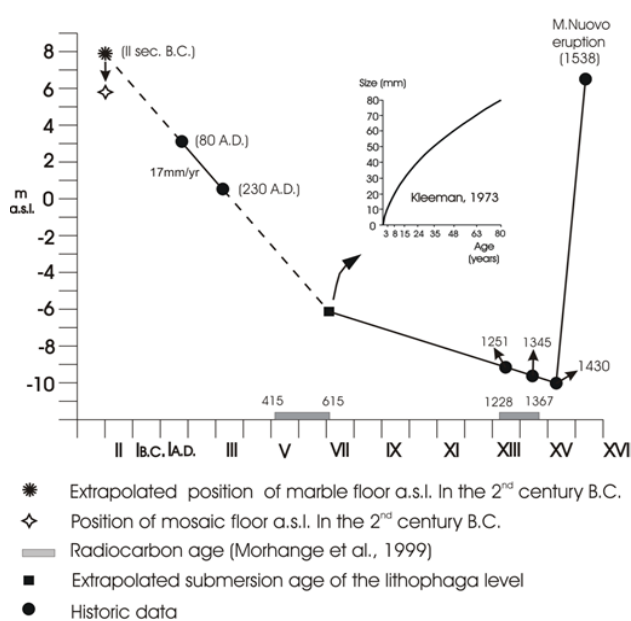
Per quel che concerne questa tipologia di rischio osserviamo che il territorio di Bacoli è inserito, unitamente con il comune di Pozzuoli e con quello di Monte di Procida, nella zona a più alto rischio, detta Zona Rossa (Fig.27). E tuttavia, sembra essere Pozzuoli il capofila della gestione del rischio e dell'emergenza ad esso associata, anche perché i segni premonitori che ancora oggi si avvertono, sono concentrati nell'ambito del suo territorio comunale. Appare, quindi, inevitabile che, se si vuole conoscere una qualche informazione legata al rischio vulcanico del territorio di Bacoli o di quello di Monte di Procida, il referente in tal senso è il territorio Puteolano, ormai considerato come quella zona dalla quale dovranno partire i segnali premonitori di una eventuale ripresa eruttiva in tutta la caldera dei Campi Flegrei.



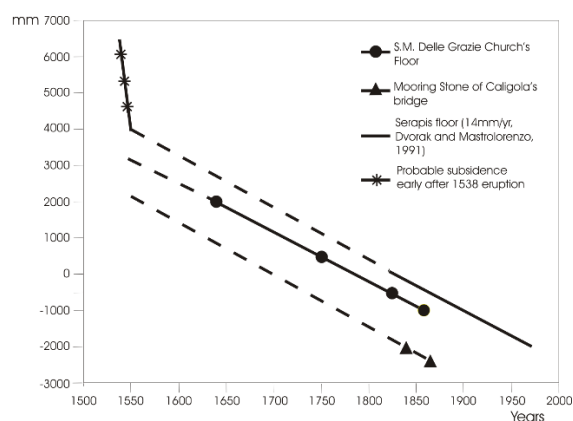
Fig 27) Perimetrazione delle aree a rischio vulcanico nel comprensorio Campi Flegrei – Città di Napoli

Questo accade perché essendo la zona di massimo sprofondamento calderico ubicata nella parte centrale dei Campi Flegrei (Territorio Puteolano), la stessa, mediante una inversione di tendenza si è trasformata in zona di risorgenza. E' noto al riguardo che il Serapeo ha avuto la funzione di mareografo fin dal 2° Sec. AC, da quando fu costruito, iniziando a monitorare la fase discendente del suo pavimento, iniziata 1400 anni prima, durante il periodo di riposo iniziato al termine della seconda

fase di vulcanismo post-calderico (Rolandi et al. 2019). Questa fase si è protratta fino al 1430 AD, con un abbassamento totale di circa 18m (Fig. 25), con un ritmo medio di abbassamento di 11 mm/a. Dal 1430 al 1538, anno dell'ultimo evento eruttivo Flegreo, in poco più di 100 anni, il suolo si sollevò di circa 16m, con un ritmo medio di sollevamento di 150 mm/a (Fig. 28) (Bellucci et al 2006). Dopo l'eruzione, il suolo ritornò ad abbassarsi fino al 1950, anno in cui si verificò una drastica inversione di tendenza, con l'avvento di una nuova fase di bradisisma ascendente, che ebbe una fase culminante nel 1982.(Fig. 29a). Dopo circa 10 anni di fase discendente il suolo ha iniziato

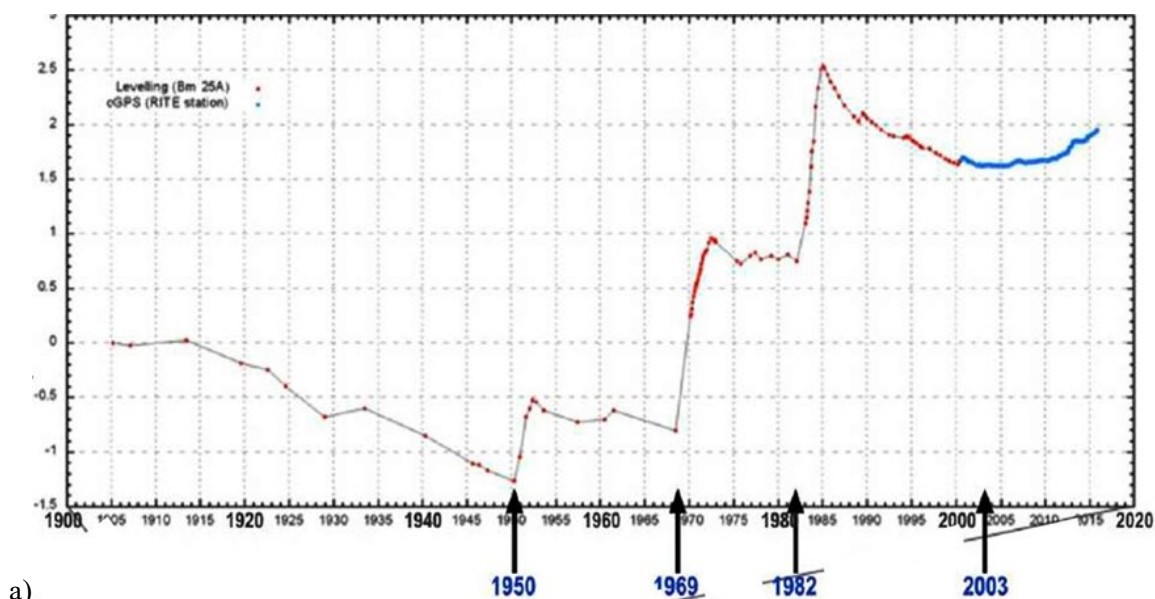


a)

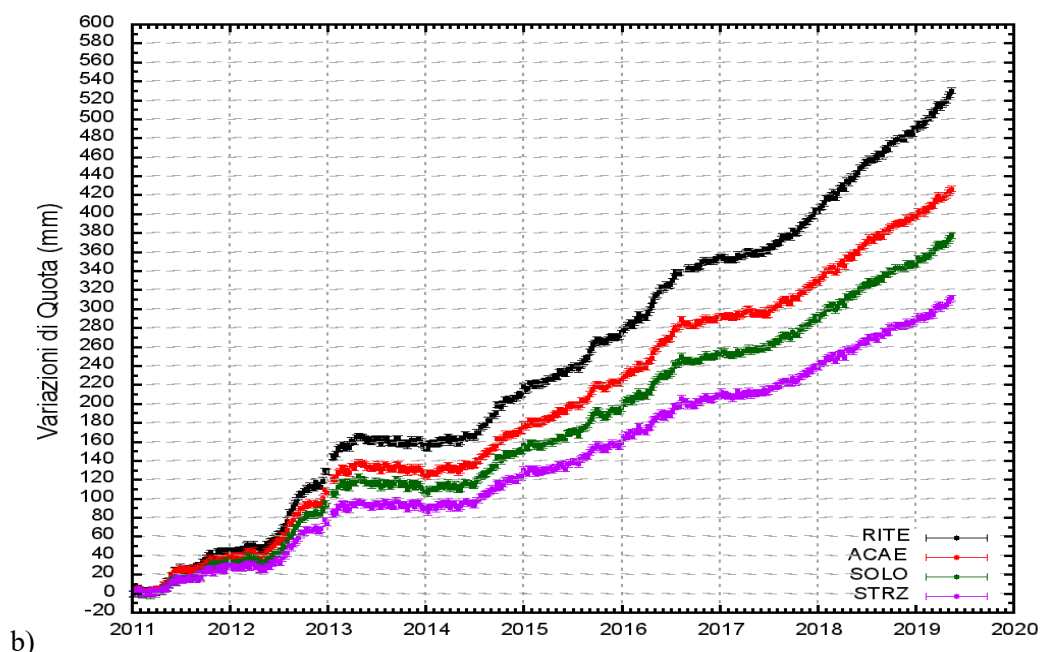


b)

Fig. 28 – a) Fase discendente e ascendente del Serapeo dal 2°sec AC al 1538 AD, b) fase discendente post-eruttiva dal 1538 al 1950



a)



b)

Fig. 29 – a) Dal 1950 è iniziata la nuova fase di sollevamento che ha avuto il culmine nel 1982. Dopo una breve inversione, nel 2010 il suolo è tornato nuovamente a sollevarsi, b) con un ritmo sempre crescente fino ad oggi

un nuovo episodio di sollevamento a bassa velocità, accompagnato da magnitudo tipiche di bassa sismicità di e marcati cambiamenti geochimici nelle fumarole. Per il momento, non ci sono prove di attività magmatica a bassa profondità. Si evidenzia che tassi di sollevamento e sismicità molto più bassi, sono interpretabili solo come dovuti ai grandi flussi di gas provenienti dal serbatoio del magma

più profondo, senza alcun contributo apprezzabile da magma poco profondo o dalla recente intrusione magmatica.

Ci si chiede, a questo punto, se tutto quanto si sta verificando da ormai 30 anni possa essere considerato alla stregua di un approssimarsi di un terzo periodo di attività post-calderica ai Campi Flegrei.

In tale nefasta ipotesi, nei prossimi 50 anni si dovrebbe passare dagli attuali 70 mm/a, a valori tra 150 e 200 mm/a, come è avvenuto prima dell'eruzione di Monte Nuovo.

Ma, ritornando alla premessa iniziale, appare evidente, da tutta la dinamica descritta, che il territorio di Pozzuoli debba essere considerato ad alto rischio. Non si comprende, perché lo debbano essere anche Bacoli e Monte di Procida alla stessa stregua di Pozzuoli. In realtà le motivazioni ci sono; basti pensare che proprio sul territorio Bacoiese, circa 3700 anni fa si sono verificate due tra le eruzioni più recenti della seconda fase di vulcanismo post-calderico, come abbiamo riportato anche in questo lavoro. Ci si potrebbe ancora chiedere come mai, se il magma impegnato a sollevare la zona centrale Flegrea, dovrebbe originare un vulcano a Bacoli, ubicato presso il margine occidentale della caldera. La risposta è insita proprio nella struttura di campo vulcanico che caratterizza la caldera Flegrea. Se l'alimentazione magmatica nella zona centrale è bloccata per un qualche ragione, il magma giocoforza alimenta attraverso un reticolo di faglie e fratture, le zone via via più distanti dal centro.

Data

21/11/2019

Il Geologo

Prof. Geol. Giuseppe Rolandi

Bibliografia essenziale

Bellucci F., Woo J., Kilburn C.R.J., Rolandi G. (2006). Ground deformation at Campi Flegrei, Italy: Implications for hazard assessment, in Mechanism of activity and unrest at large calderas, edited by C. Troise, G. De Natale, C.R.J. Kilburn, Geol. Soc. Spec. Publ, 269, 141-157
mpania). Quaderni CASMEZ n. 4/2, Napoli.

Celico P. (1983) – Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Calabria)

Corniello A., 2010, Considerazioni sulle caratteristiche idrochimiche delle falde nelle aree flegrea e vesuviana. In Morra e Calcaterra Eds., Volume speciale Montagne di Fuoco Ordine dei Geologi della Campania, 125-138.

Di Girolamo P., Ghiara M.R., Lirer L. Munno R. Rolandi G., Stanzione D. (1984). Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei. Boll. Soc. Geol. It., 103, 349-413

M. A. Di Vito, R. Isaia, G. Orsi, J. Southon., S. De Vita, M. D'Antonio, L. Pappalardo, M. Piochi . (1999). Volcanism and deformation since 12.000 years at Campi Flegrei Caldera ,Italy. Journ. Volcanol and Geoth Res.91.

M. A. Di Vito, I Arienzo, G. Braia, M. D'Antonio, V. Di Rienzo, G. Orsi (2011). The Averno-2 fissure eruption: a recent small-size explosive event at Campi Flegrei caldera, Italy. 73

Nicotera P. (1959). Ricerche idro-geologiche nel distretto di Bonifica di Licola Varcaturò (Napoli). Geotecnica, 6, pp. 4-22, 1959.

Rolandi G., Di Lascio M., Rolandi R. (2019). The 15 ka Neapolitan Yellow Tuff eruption: An analysis of the caldera-forming phase and the post-caldera volcanic activity. Vesuvius, Campi Flegrei, and Campanian volcanism. Edited by B. De Vivo, H. Belkin, G. Rolandi – ELSEVIER Special volume 2019