

# ARCH. FEDERICO CORDELLA

via N. Sauro, 33 - 80040 Striano (Na) Tel./Fax 081 - 8277764



## Comune di ROCCARAINOLA - Provincia di Napoli -

**POR Campania FESR 2007-2013 D.G.R. 496/2013**  
**- Misure di Accelerazione della Spesa -**

<b>PROGETTO DEFINITIVO DEI LAVORI DI: " RECUPERO E VALORIZZAZIONE DEL PARCO MONUMENTALE ED ARCHEOLOGICO DEL CASTELLO, PALAZZO BARONALE ED AREE CIRCOSTANTI "</b>	Data: Luglio 2009
	Ultima revisione: Gennaio 2014

<b>TITOLO ELABORATO:</b> Relazione specialistica: studio geologico	<b>Allegato b</b>
	Scala:

<b>IL PROGETTISTA:</b> Arch. Federico Cordella	Il Resp. del procedim.:
	Il Sindaco:

## **1. LINEAMENTI GEOLOGICI**

### **1.1 ELEMENTI DI GEOLOGIA REGIONALE**

Una sintesi regionale dell'Appennino Campano porta ad individuare una potente successione di falde di ricoprimento costituite da una pila di coltri con vergenza verso l'Adriatico, costituenti la cosiddetta "Catena Sud-Appenninica".

Tale catena risulta costituita da varie unità stratigrafico-strutturali in sovrapposizione, originatesi dal Miocene medio al Pliocene medio in seguito alla deformazione degli originari domini paleogeografici in relazione agli spostamenti del continente africano e che possiamo individuare come "fase tetto-genetica appenninica".

L'attuale assetto della catena sud-appenninica risulta, tuttavia, legata alle intense azioni di sollevamento, verificatesi nel Pliocene e nel Quaternario; a questa fase, che possiamo definire come fase Orogenetica appenninica, costituita da eventi tettonici a prevalente componente verticale, prende anche il nome di "Fase Neotettonica".

In occasione della precedente fase tetto-genetica appenninica si sono avuti, in conseguenza della deformazione degli originari domini paleogeografici, dei "raccorciamenti" evidenziati da importanti linee tettoniche "trasversali", con caratteri di "sovrascorrimento" e/o "trascorrenza"; l'area in studio, in particolare, risulta attraversata dalla linea "Sorrento – Manfredonia".

In relazione alla fase neotettonica, i dati più recenti sembrano indicare una sua evoluzione nell'arco di tre periodi: Pliocene (3-1,8 milioni di anni), Pleistocene Superiore (1,8 – 0,7 milioni di anni), Pleistocene Medio-inferiore (0,7 – 0,1 milioni di anni).

- Durante il primo periodo si è avuto un prevalente controllo tettonico con fisionomia ad alti e bassi strutturali; tipico Basso strutturale è quello corrispondente al cosiddetto "Graben Campano", determinato da alti strutturali individuabili nel massiccio del Massico a nord, dei Monti Tifata – Monti di Avella, Pizzo d'Alvano ad est, Monti Lattari a sud. Tali alti strutturali risultano, in particolare, interessati da linee tettoniche che si evolvono a scala regionale secondo i due ben noti sistemi orientati NO-SE e NE-SO, che rimarcano i bordi della stessa Piana Campana, con versanti di faglia di altezza considerevole (>2000 m s.l.m.).

- Durante i successivi due periodi si assiste ad una ulteriore e ripetuta articolazione verticale degli alti strutturali, con dislocazioni di lembi a varie altezze. Tale fase, in particolare, sembra essere caratterizzata, oltre che da fatti di dislocazione tettonica, anche da crisi climatiche fredde, sicchè la caratteristica fondamentale in questo momento evolutivo del Quaternario rappresentata dalla produzione di detriti che avviene a spese di versanti di faglia ad opera del cosiddetto meccanismo morfoevolutivo di "recessione rettilinea parallela", nonché della intensa dissecazione lineare degli stessi dovuta all'erosione dei corsi d'acqua che intersecano trasversalmente il rilievo.

### **1.2. GEOLOGIA DELL'AREA IN STUDIO**

Le evidenze geologiche discusse in generale per l'Appennino Campano trovano un preciso riscontro nell'ambito del territorio comunale di Roccarainola (Na) dove domina imponente il massiccio carbonatico dell'Avella – Partenio. In questa area, in particolare, risultano evidenti le strette correlazioni tra le vicissitudini tettoniche e la conseguente evoluzione morfostrutturale dei versanti. La presenza di due sistemi di faglie con andamento E/NE – W/SW e N-S ha determinato una profonda disarticolazione dell'ammasso carbonatico, contribuendo ad imprimere il definitivo assetto geolitologico dell'area con la formazione di un potente complesso detritico calcareo determinando al tempo stesso il caratteristico andamento ad angolo retto del corso del Clanio. Ad un certo momento del sollevamento del massiccio carbonatico si è attivata, come è noto, un'intensa attività vulcanica sia diffusamente dalla Piana Campana (Ignimbriti), sia localmente dagli apparati vulcanici del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. Quest'ultima, in particolare, ha avuto un carattere principalmente esplosivo negli ultimi 20.000 anni i cui prodotti piroclastici ammantano i crinali appenninici. In relazione a questo quadro generale nell'intera area in studio si rinvencono le seguenti unità:

#### **a) Formazione dei calcari di base.**

Costituisce l'ossatura dei rilievi che caratterizzano l'area di studio, presentando una struttura a strati inclinati con generale immersione verso N-NE; risultando variamente dislocata dai sistemi di faglie precedentemente citati e in relazione a ciò si individuano dei blocchi monoclinici ribassati nel settore meridionale (Rilievi Cantarelli - Cannelle - Serrone, Colle Castello, Colle Forestelle).

#### **b) Breccie carbonatiche cementate.**

Questo litotipo si rinviene generalmente alla base dei versanti, affiorando caratteristicamente in alcune località alla base del massiccio Toppo Tuotolo – Monte di Ciesco Alto, lungo la strada panoramica del Parco del Partenio e nella fascia di versante che delimita a settentrione il corso del Clanio. Si rinvencono caratteristicamente in blocchi costituiti da clasti carbonatici tenuti insieme da un cemento di natura calcarea.

### **c) Conglomerato basale di conoide e di versante**

Questa unità affiora caratteristicamente nella zona di monte delle parti del versante particolarmente incise; nella zona di valle va a formare la cosiddetta "Conoide del Clanio", la quale costituisce, in pratica, il substrato del territorio comunale di Avella.

### **d) Complesso detritico –piroclastico.**

Sui depositi dell'unità precedente si rinvencono diffusamente alla base dei versanti depositi detritico - piroclastici di tipo colluviale ed alluvionale. Questi sono costituiti prevalentemente da banchi di piroclastiti rimaneggiate di colore giallastro-rossastro probabilmente di età antica (> 10000 anni) spesso separati da paleosuoli, ed interessati da mutui rapporti erosionali, inglobanti clasti calcarei di varia pezzatura. Episodicamente ad essi si intercalano banchi di conglomerato calcareo non cementato privi o con subordinata matrice piroclastica.

### **e) Copertura piroclastica recente. (< 10000 anni)**

Il rilievo carbonatico, unitamente alla fascia pedemontana che include il sito oggetto della presente indagine, risulta ricoperto da prodotti piroclastici dell'attività recente flegreo-vesuviana. All'interno di questi prodotti è possibile fare le seguenti distinzioni:

a) copertura piroclastica presente sui rilievi carbonatici con spessori significativi (>0,50m) caratterizzata frequentemente dalla presenza, nella parte basale, del livello pomiceo ascrivibile all'eruzione di Avellino a sua volta ricoperto da cineriti sfumanti in un paleosuolo sommitale. Frequentemente a tetto delle pomici di Avellino si rinvencono i prodotti dell'eruzione del 472 d.C.

b) la copertura piroclastica nelle zone pedemontane, ed in particolare in sinistra idraulica del Torrente Clanio, si caratterizza non solo per la presenza, nella parte superficiale, dei livelli pomicei delle eruzioni di Avellino e del 472 d.C., ma soprattutto per la presenza di almeno 4 banchi di prodotti detritico alluvionali recenti, ovvero più giovani di 3.500 anni dal presente. Lo scavo della trincea geognostica ha evidenziato la presenza di un unico livello, non continuo ma lenticolare, di ghiaie calcaree in matrice sabbiosa di origine alluvionale, localizzato immediatamente al di sopra del livello eruttivo delle "Pomici di Avellino".

## **2. LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI**

### **2.1 ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA GENERALE**

Il territorio comunale di Roccarainola presenta una configurazione morfologica che appare controllata in maniera determinante, da un lato, dagli eventi tettonici plio-quadernari in relazione ai quali si sono avuti via via nel tempo periodi di forte produzione detritica conseguentemente all'evoluzione dei versanti, dall'altro, dal loro mantellamento operato dalla coltre di piroclastiti derivanti dai centri eruttivi disseminati nell'adiacente Piana Campana.

Quest'ultimo processo riveste, senza dubbio, un'importanza maggiore nell'evoluzione del quadro geomorfico generale del territorio comunale perché ad esso si ricollega più direttamente il modellamento generato dalle acque superficiali.

Non sarà superfluo ribadire che tale processo di modellamento ha avuto negli ultimi 40.000 anni b.p. almeno tre momenti salienti:

- Il primo, avvenuto circa 39000 anni b.p. si ricollega alle grandi eruzioni dell'Ignimbrite Campana che, da un lato inondarono le valli di corpi ignimbritici in s.s., dall'altro ricoprirono con una coltre di "ash cloud" i versanti calcarei; tale coltre, in circa 20000 anni, è stata del tutto dilavata ed accumulata ai piedi dei versanti.
- Il secondo, avvenuto circa 18000 a b.p., è legato all'eruzione del Somma delle "Pomici di Sarno" [Rolandi, 1997]. Questo evento ebbe il principale asse di dispersione verso Est, e quindi, ancora una volta, i versanti appenninici furono ammantati da una coltre di pomici, la quale, in relazione a fatti climatici legati alle ultime glaciazioni del Wurm, è stata ancora una volta dilavata dai versanti ed accumulata nelle zone pedemontane.
- Il terzo è riconducibile ancora all'attività del Somma ed, in misura minore, a quella dei Campi Flegrei degli ultimi 10000 anni b.p. (fig. 3). Da tali centri eruttivi, infatti, sono stati inviati, lungo assi di dispersione con andamento verso Est, prodotti esplosivi pomicei i più recenti dei quali sono costituiti dalle pomici dell'eruzione del 472 d.C. [Rolandi et al., 1993 a, b, Rolandi et al., 2.000].

Evidentemente negli ultimi 10.000 anni le condizioni climatiche sono state del tutto simili a quelle attuali, sicché gran parte della nuova coltre si è mantenuta sul versante, venendo mobilizzata discontinuamente nel tempo per fatti climatici eccezionali. Ed è quindi prevalentemente in relazione a questi depositi che l'assetto geomorfologico assume una sua precisa fisionomia, risultando imperniata sulle forme derivanti dalle incisioni del versante e da quelle a valle derivanti dai processi di accumulo.

## 2.2 ANALISI DELLE FORME

In relazione a quanto sopra, gli elementi geomorfologici fondamentali sono rappresentati da:

### a) Forme legate alla tettonica.

Sono rappresentate da tutti quegli elementi connessi con i processi morfostrutturali che hanno prodotto una cospicua quantità di detriti a spese dei versanti di faglia per azione del cosiddetto meccanismo della recessione rettilinea parallela. A tale meccanismo risulta complementare quello dell'erosione trasversale del rilievo secondo morfologie a V; in relazione a questi meccanismi l'originario versante di faglia ha acquistato nel tempo la caratteristica morfologia a "faccette triangolari". Sono riconducibili ad azioni strutturali anche morfologie quali spianate sommitali e scarpate strutturali e di morfoselezione.

### b) Forme fluvio-torrentizie legate al dilavamento

Sono le forme che derivano dal modellamento operato dalle acque superficiali e sono rappresentate dall'insieme dei solchi vallivi, variamente approfonditi, che si organizzano nel reticolo idrografico. Sono in relazione a bacini imbriferi nei quali possono verificarsi frane di versante spesso evolventi a colate rapide.

Le aree interbacinali precedentemente descritte (zone a faccette triangolari) costituiscono i settori di versante calcareo caratterizzati da poche incisioni e potenzialmente sede di frane da scorrimento e da crolli.

### c) Forme di versante legate prevalentemente alla gravità.

Si individuano nelle conoidi detritiche e piroclastiche che si sono formate a più riprese alla base dei versanti in epoche antiche (>10000 anni dal presente) e in epoche recenti, conseguentemente a fatti alluvionali ed allo sviluppo di colate detritico-fangose di un certo rilievo. In relazione al primo tipo di conoide, nel territorio comunale di Avella, è ancora ben evidente la morfologia della conoide del T.te Clanio, rinvenuta nel sito di interesse ad una profondità di circa 4m dal p.c.

## 3. INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO: FENOMENOLOGIE CARSIICHE

Come ribadito precedentemente l'area in esame è costituita da una zona montuosa e collinare, di natura essenzialmente carbonatica (dolomie, calcari dolomitici e calcari), e da una zona pianeggiante costituita prevalentemente da accumuli di detriti alluvionali e piroclastici sia in posto che rimaneggiati. Dai diffusi segni di carsismo che si osservano nel massiccio carbonatico (vedi il complesso di grotte presenti nel settore pedemontano dei rilievi carbonatici immediatamente a monte del centro abitato) si deduce che la maggior parte dell'acqua, si infiltra nel substrato essenzialmente in sotterraneo, diminuendo quindi il ruscellamento superficiale. Solo in caso di eventi meteorici di particolare intensità e durata possono impostarsi, lungo le incisioni sui rilievi, deflussi superficiali a carattere torrentizio, nonché fenomenologie di ruscellamento diffuso. Le rocce carbonatiche, che costituiscono la base della struttura geologica in esame, presentano una permeabilità per fratturazione sensibilmente variabile da alta, nelle zone più intensamente fratturate, a bassa nelle fasce dolomitiche. La permeabilità nell'ambito della coltre di materiali piroclastici sciolti risulta, invece, strettamente legata alla natura ed alla granulometria degli stessi; esso varia da media ad alta nei detriti calcarei, nelle alluvioni con scarsa matrice piroclastica e nei livelli piroclastici prevalentemente pomicei, a bassa nei materiali ad abbondante matrice fine piroclastica compatta ed humificata, come schematizzato tabella 1:

Tab.1

Complesso Idrogeologico	Litologia	Periodo	Tipo di Permeabilità	Permeabilità relativa
Detritico Alluvionale	Detriti di falda e alluvioni	Quaternario	Per porosità	Medio-alta
Piroclastico	Materiale di Origine vulcanica	Quaternario	Per porosità	Bassa
Piroclastico	Materiale di Origine vulcanica (livelli pomicei)	Quaternario	Per porosità	Alta
Carbonatico	Calcari, calcareo-dolomitici, dolomie	Giurassico-Cretacico	per fessurazione e carsismo	Medio-alta

Sulla scorta delle considerazioni idrogeologiche che precedono emerge che i complessi detritico-alluvionale e piroclastico, pur avendo una diversa permeabilità relativa, non permettono la formazione di falde superficiali di rilevante entità. Ne consegue pertanto che quasi tutta l'acqua d'infiltrazione viene drenata

nell'acquifero di base posto a notevole profondità (centinaia di metri dal p.c.) all'interno del complesso carbonatico. Nel corso dello scavo della trincea geognostica non sono state rinvenute circolazioni idriche.

#### 4. SUCCESSIONE STRATIGRAFIA DELL'AREA E PARAMETRI FISICO-MECCANICI DEI LITOTIPI

Dall'osservazione diretta di affioramenti attraverso un rilievo delle condizioni dei litotipi in affioramento è stato possibile, in via preliminare, ricostruire la successione stratigrafica dei depositi che caratterizzano l'intero settore di studio. Si tratta di un substrato calcareo prevalentemente in affioramento. Esso si presenta molto fratturato con una struttura a strati inclinati con generale immersione verso N-NE. Le fratture si presentano generalmente intasate da materiale limo-sabbioso proveniente dai depositi superficiali di copertura. In alcuni settori si presentano, invece, beanti e molto allargate (5-10cm).

La tabella 2 riporta i parametri geotecnici riferiti alla successione stratigrafica caratteristica del settore di versante:

Tab.2

Litologia		$\phi(^{\circ})$	$\gamma(\text{kg/m}^3)$	C
Sabbie rimaneggiate con abbondante detrito calcareo di versante	piroclastiche	28	1800	0
Calcari del fratturato in superficie	Substrato,	35	2000	0

Dove:  $\phi$  rappresenta l'angolo di attrito efficace,  $\gamma$  il peso di volume e c la coesione.

Laddove presenti le coltri di copertura piroclastica sciolte si presentano rimaneggiate e frammiste a detrito calcareo di dimensioni variabili e rientrano, generalmente, nella classe di spessore 0,5 – 2m. Definire geotecnicamente tali serie significa considerare le caratteristiche tecniche dei più generici terreni detritici e piroclastici, sciolti presenti nell'area di interesse. Questi sono caratterizzati dal possedere pesi specifici quasi sempre modesti e talora, in corrispondenza di una più abbondante serie scoriacea e pomicea, prossimi all'unità. Si tratta di sequenze a granulometria variabile dalle sabbie e sabbie-limose, alle ghiaie sabbiose e ghiaie, sempre sottosature, grazie anche alla sovente elevata permeabilità; possiedono scarsa compattazione e sono caratterizzate dal possedere angoli d'attrito medio-bassi, a fronte di una pressoché assente coesione.

Per quanto attiene invece ai cedimenti, i terreni appena descritti sono caratterizzati da un notevole indice dei vuoti, frutto di intenso rimaneggiamento dei giovani materiali vulcanici. Queste coltri a seguito di una imposizione di carico subiscono un rapido ma omogeneo decremento di volume. I cedimenti che ne derivano devono comunque essere valutati in relazione al dettaglio delle opere da realizzare anche in relazione dei carichi di esercizio.

Le coltri ghiaiose distribuite in maniera irregolare nell'ambito della serie piroclastica, o in modo particolare in riferimento alle ghiaie del substrato, contribuiscono, con il proprio apporto di peso specifico e la intrinseca scarsa compressibilità, specie se la frazione ghiaiosa è abbondante o, come spesso accade, prevalente, a migliorare notevolmente le caratteristiche d'insieme appena descritte che, anche in considerazione della morfologia subpianeggiante dell' area, si traduce, a livello di massima, in discreti valori di resistenza a rottura. In ogni caso, comunque, la buona permeabilità per porosità dei terreni garantisce la pressoché totale assenza di pressioni interstiziali all'applicazione del carico. In conseguenza dell'elevato indice dei vuoti si verificano, quando tali sequenze sono interessate da notevoli carichi in fondazione, cedimenti anche discreti in valore assoluto che però possiedono due caratteristiche positive: buona regolarità in tutti i punti (anche in funzione della stratigrafia presente) e relativa rapidità del fenomeno, che si esaurisce in tempi brevi o addirittura contemporaneamente agli incrementi di carico.

Particolare attenzione dovrà essere posta, nella fase di esecuzione delle opere, alla scelta del coeff. di sicurezza delle scarpate in quanto rotture locali sono comuni durante la costruzione di rilevati o lo scavo di trincee. La stabilità dei fronti di scavo, nel caso delle coltri di copertura piroclastica, è sostanzialmente legata alla spinta attiva dei terreni nel momento in cui si abbassano drasticamente le pressioni di contrasto a seguito dello scavo.

#### 5. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E GEOTECNICHE DEL SUBSTRATO CALCAREO DI VERSANTE

La pendice calcarea che comprende il parco storico del "Castello" si estende in affioramento tra le quote di 100 e 200 m circa s.l.m., con spessori di copertura piroclastica estremamente variabili e generalmente rientranti nella classe 0,5-2,00m.

Tale settore è caratterizzato da un calcare con una spinta fratturazione nella porzione superficiale, il cui stato permette comunque il riconoscimento di strati o di strutture principali. I blocchi più fratturati presentano una spaziatura tra le fratture di dimensioni variabili da 2cm a circa 20cm, generalmente aperte e solo localmente verso il basso interessate da fenomenologie di precipitazione carbonatica legate alla circolazione d'acqua. A tratti si presentano intasate da materiale limo-sabbioso proveniente dai depositi superficiali di copertura. Gli strati hanno una generale immersione verso N-NE. La fragilità meccanica dell'ammasso è riconducibile ad una fratturazione diffusa con andamento circa ortogonale alla superficie di strato, in diverse direzioni. Il risultato dell'intersezione tra le diverse direzioni di fratturazione con le superfici di strato, determina in qualche caso l'isolamento di blocchi calcarei di discrete dimensioni. Tra i blocchi di più grosse dimensioni si frappongono blocchi di più piccola pezzatura. Si deve segnalare, infine, che negli ampi tratti in cui è presente la tipologia geostrutturale appena descritta, si osserva la presenza di una coltre piroclastica incoerente stabilizzatasi nelle zone meno acclivi del versante. Su tale copertura, dello spessore generalmente inferiore al metro, attecchisce una vegetazione erbacea ed arbustiva; la stessa attecchisce anche nell'ambito della frazione incoerente presente all'interno delle fratture beanti.

La fratturazione superficiale che si estende per i primi metri dello strato, in virtù della quale si determina la produzione di blocchi e microblocchi, è accelerata anche dalla azione meccanica degli agenti esogeni. La tipologia appena descritta, in definitiva, caratterizza ammassi di roccia calcarea assimilabili ad un complesso di blocchi rigidi interagenti, la cui stabilità è funzione della orientazione, della geometria e delle caratteristiche di resistenza delle discontinuità, costituite, come si è detto, dagli giunti di stratificazione e dalle fratture che intersecano l'ammasso. I possibili cinematismi che potrebbero portare al distacco di blocchi sono da individuare nello scivolamento in corrispondenza di scollamenti lungo i giunti di stratificazione, al ribaltamento lungo i sistemi di fratture ed al distacco lungo i sistemi. L'angolo di attrito che si mobilita lungo i giunti di rottura nell'ammasso calcareo è dell'ordine di  $\varphi=35^\circ$ . Tale valore, evidentemente, si abbassa nel caso in cui le fratture sono riempite di materiale incoerente, nel qual caso la resistenza al taglio è quella che compete a questi ultimi ( $\varphi=32^\circ$ ). Le pressioni neutre esercitate dall'acqua presente nei giunti costituiscono una ulteriore azione instabilizzante che riduce la resistenza al taglio.

Nell'analisi di un substrato roccioso occorre riservare particolare attenzione alle discontinuità in quanto queste possono isolare blocchi di roccia e divenire possibili piani di scivolamento. Nel caso di masse rocciose interessate da discontinuità ravvicinate (masse rocciose in cui la dimensione del blocco unitario è molto piccola), un fenomeno di instabilità può coinvolgere più blocchi con movimenti relativi tra gli stessi. Oltre al comportamento delle singole discontinuità, i parametri che caratterizzano la resistenza al taglio di tali tipi di masse sono essenzialmente la spaziatura e la rigidezza sia della matrice, sia delle discontinuità. In primo luogo, deve essere valutata la qualità della roccia. Alcuni autori, (Hoek e Brown, 1980), suggeriscono di utilizzare, in assenza di specifici dati sperimentali, alcune correlazioni tra la qualità della massa rocciosa ed alcune costanti empiriche (**m** ed **s**) per la valutazione del criterio di rottura empirico per masse rocciose con giunti ravvicinati. Nel caso del substrato in esame esso può essere ricondotto ad una

*Massa rocciosa di qualità scadente (numerosi giunti alterati e spaziati 30-50 mm):  $m = 0.04 - s = 0.00001$*

## **6. ZONAZIONE SISMICA: MACROZONAZIONE, MICROZONAZIONE E CARATTERIZZAZIONE SISMICA DEL SITO**

Nell'ambito della difesa dai rischi naturali, per zonazione di un territorio si intende, in senso generico, un insieme di criteri geologici, geofisici, ingegneristici, sociali, ecc., atti ad individuare e delimitare aree a risposta omogenea nei riguardi di calamità naturali. La zonazione sismica tende quindi a definire aree a risposta omogenea rispetto al rischio sismico: si parla di macrozona se la scala delle aree è a livello regionale; di microzonazione se la scala è a livello comunale; di caratterizzazione sismica del sito se l'area è limitata a quella in cui è prevista la costruzione o la riparazione di un manufatto.

### ***Macrozonazione***

Dal punto di vista sismico la legislazione distingue il territorio nazionale in tre categorie (I,II,III) a ciascuna delle quali corrisponde un particolare grado di sismicità S (12,9,6) e un diverso coefficiente di intensità sismica C (0,1-0,07-0,04). Il territorio comunale di Roccarainola (Na) rientra nell'elenco dei Comuni con grado di sismicità S=9 ("Aggiornamento della classificazione sismica dei comuni della Regione Campania" Delibera di Giunta Regionale n°5447 del 7 novembre 2002), a cui corrisponde un coefficiente di intensità sismica C=0,07. Tale coefficiente rappresenta un "coefficiente di intensità sismica di base" comune a tutti i territori rientranti nelle specifiche categorie indipendentemente dalle condizioni locali che, invece, possono influire sulla risposta ad un impulso sismico. Alla luce di ciò va considerato quanto stabilito dalla zonazione sismica del territorio comunale (Microzonazione).

### ***Microzonazione***

Questa prevede un incremento sismico locale nullo nel caso di strutture fondate direttamente sul complesso alluvionale di conoide e, pertanto, l'utilizzo di un coefficiente di intensità sismica  $C=0,07$  come da normativa nazionale. Nel caso di strutture poggianti sui livelli piroclastici sciolti posti a tetto del complesso alluvionale è da considerare un incremento sismico locale derivante dalla notevole differenza tra le caratteristiche fisiche e meccaniche dei termini piroclastici e quelli ghiaiosi litoidi del substrato di conoide.

### Caratterizzazione sismica del sito

Uno stesso terremoto può produrre danni estremamente diversificati entro aree di limitata estensione. Queste variazioni erano, fino a qualche tempo fa, attribuite ad una diversa vulnerabilità degli edifici. Negli ultimi anni la diffusione di strumenti di rilevazione in aree urbane ha mostrato, invece, come le variazioni del danno siano frequentemente causate da forti incrementi dell'intensità dello scuotimento del terreno, che agiscono localmente e possono provocare variazioni molto evidenti anche entro distanze dell'ordine del centinaio di metri, o meno. La causa delle brusche variazioni dello scuotimento sono dovute all'alternarsi di terreni più o meno rigidi nel sottosuolo. In corrispondenza di uno stesso input sismico incidente su un basamento rigido, le ampiezze e le durate del moto sulla superficie possono essere molto diverse entro piccole distanze in funzione delle diverse velocità delle onde di taglio nei terreni superficiali. Questi effetti sono sostanzialmente dovuti al fatto che quando le onde sismiche passano da un mezzo ad un altro con minore rigidità subiscono un rallentamento e per la legge di conservazione dell'energia la loro ampiezza aumenta.

Per l'area di interesse progettuale in mancanza di un rilievo geofisico basato sull'impiego della sismica in foro tipo down-hole sono state ricavate le velocità delle onde di taglio ( $V_S$ ), allo scopo di caratterizzare da un punto di vista sismico le varie formazioni litologiche affioranti nell'area in esame, dalle seguenti formulazioni empiriche:

$$V_S = \sqrt{G_{\max}/\gamma/g} \quad (\text{km/sec})$$

$G_{\max}$ =Modulo di taglio;  $\gamma$ =Peso specifico del terreno ( $\text{t/m}^3$ );  $g$ =Accelerazione di gravità ( $9,8 \text{ m/sec}^2$ );  $V_S$ =Onde sismiche di taglio ( $\text{km/sec}$ ). Una ulteriore formulazione empirica correla il modulo di Taglio  $G_{\max}$  al numero di colpi alla prova SPT ( $N_{\text{SPT}}$ ), valida per i terreni sabbiosi e poco coesivi:

$$G = 120 N_{\text{SPT}}^{0,8} \quad (\text{kg/cm}^2) \quad \text{da Ohsaki, Iwasaki - 1973}$$

L'analisi delle velocità di propagazione delle onde sismiche così determinate ha permesso di definire la geometria e gli spessori dei terreni dei vari litotipi costituenti il sottosuolo e, nel contempo, ha fornito informazioni circa la natura litologica degli stessi e il loro stato di rilassatezza e allentamento. Premesso ancora che il territorio di Avella(Av) risulta caratterizzato da un coefficiente di Intensità sismica di  $C=0,07$  viene adottata di seguito la metodologia di Medvedev in grado di caratterizzare l'estensione territoriale entro la quale è inserita la struttura, nei confronti di un terremoto di riferimento diverso da quello previsto dalla normativa nazionale. I valori della rigidità sismica  $R=\gamma V_S$  in riferimento ai dati delle velocità  $V_S$  rilevati con il metodo empirico sono riportati nella Tabella 6. nella stessa è riportato anche il dato di rigidità del Substrato ( $R_0$ ) di riferimento, caratterizzato da un valore delle  $V_S \geq 750 \text{ m/sec}$  (substrato calcareo fratturato).

Tab.3

$V_S$ (km/sec)	$\gamma$ (gr/cm <sup>3</sup> )	R	Consistenza
>0,750	2.00	>1.5	Substrato rigido

In corrispondenza dei valori estremi di rigidità sismica, relativi ai terreni ed alle rocce più comunemente ritrovati nella pratica, e cioè da un lato quelli considerabili come rigidi per i quali la rigidità  $R$  può assumere valori superiori a 1,5 ( $V_S=0,75 \text{ km/sec}$ ;  $\gamma$ =circa  $2 \text{ t/m}^3$ ) e dall'altro quelli estremamente sciolti per i quali la rigidità  $R$  può assumere valori anche inferiori a 0,1 ( $V_S=0,09 \text{ km/sec}$ ;  $\gamma=1,1 \text{ t/m}^3$ ), si possono considerare incrementi del coefficiente di intensità sismica  $C$ , esprimibili attraverso un fattore moltiplicativo di incremento variabile fino ad un massimo del 30%. Tale limite corrisponde al massimo fattore di incremento del coefficiente di fondazione  $\varepsilon$  che entra con il coefficiente di intensità sismica  $C$  nella valutazione del coefficiente sismico  $k$ . Accettando il valore massimo del 30% per l'incremento, la relazione tra la rigidità  $R$  ed il coefficiente di intensità sismica  $C$  può essere linearizzata. Pertanto, per valori di  $R < 0,1$  si adotterà sempre il valore di  $\varepsilon=1,3$ ; per valori di  $R > 1,5$  si adotterà  $\varepsilon=1$ .

Tab.4

Intervallo	R	$f_c$
------------	---	-------

I	> 1,5	1
II	1,5 – 0,5	1,1
III	0,5 – 0,1	1,2
IV	< 0,1	1,3

Sulla base dei dati riportati nella tabella 4, e prendendo a riferimento gli intervalli di rigidità che caratterizzano gli incrementi del coeff. di intensità sismica e del coeff. di fondazione  $\epsilon$ , possiamo attribuire a questi due parametri i seguenti valori per opportuni intervalli di substrato.

**Tab.5**

R	<i>F<sub>c</sub></i>	
	$\epsilon$	
>1.5	1	1

In relazione alle caratteristiche geologico-stratigrafiche dell'area in cui è inserita l'opera (mancanza di successioni litologiche a diversa rigidità) è quindi possibile stabilire che il coeff. sismico da adottare è quello indicato dalla normativa per il territorio comunale di Roccarainola  $C=0,07$ .

Baiano dicembre 2008

Il consulente Geologo  
Orazio Colucci