

ISC – Impatti sul Suolo e sulle Coste

# AMRA - Messa a punto di modelli geotecnici per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni

**Luciano Picarelli**

*Analisi e Monitoraggio del Rischio Ambientale, AMRA*

**Filippo Vinale**

*Analisi e Monitoraggio del Rischio Ambientale, AMRA*



## **Messa a punto di modelli geotecnici per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni**

### **Sommario**

Questo rapporto raccoglie i risultati di un'indagine finalizzata alla predisposizione di modelli geotecnici del sottosuolo da utilizzare per la simulazione a scala areale del processo di infiltrazione nei versanti campani a rischio di colata rapida di fango. A tal fine, sulla scorta dell'acquisizione di dati geologici e geomorfologici presenti in letteratura, si è proceduto ad una suddivisione delle aree a rischio in macro-settori per i quali risulta possibile ritenere omogenee le caratteristiche dei terreni costituenti le coperture, e per ciascuna di tali aree si è provveduto ad effettuare una caratterizzazione geotecnica dei terreni sulla base di un'attenta analisi bibliografica ed una successiva analisi critica dei dati.

**Keywords:** coltri piroclastiche, successioni stratigrafiche, proprietà fisico-meccaniche.

### **JEL Classification:**

*Address for correspondence:*

Luciano Picarelli  
A.M.R.A. S.c.a.r.l.  
Via Nuova Agnano, 11  
80125 Napoli, Italy  
E-mail: [luciano.picarelli@amracenter.com](mailto:luciano.picarelli@amracenter.com)

*Address for correspondence:*

Filippo Vinale  
A.M.R.A. S.c.a.r.l.  
Via Nuova Agnano, 11  
80125 Napoli, Italy  
E-mail: [vinale@unina.it](mailto:vinale@unina.it)

## INDICE

1. Premessa .....	2
2. Cenni sui terreni parzialmente saturi .....	2
2.1. Curve di ritenzione idrica e funzioni di permeabilità.....	5
2.2. Filtrazione in mezzi parzialmente saturi.....	9
2.3. Resistenza al taglio di terreni non saturi.....	11
3. Inquadramento geologico della Regione Campania.....	13
4. Fenomeni di instabilità nelle coltri piroclastiche campane .....	16
5. Zonazione in macro-aree di interesse .....	17
5.1. Macroarea A: Monti di Avella settentrionali – Monti del Partenio.....	21
5.1.1. Stratigrafia.....	21
5.1.2. Proprietà fisico-meccaniche .....	27
5.2. Macroarea B: Monti di Avella meridionali – Monti di Sarno .....	33
5.2.1. Stratigrafia.....	33
5.2.2. Proprietà fisico-meccaniche .....	38
5.3. Macroarea C: Monti Lattari .....	44
5.3.1. Stratigrafia.....	44
5.3.2. Proprietà fisico-meccaniche .....	46
5.4. Macroarea D: Campi Flegrei.....	48
5.4.1. Stratigrafia.....	48
5.4.2. Proprietà fisico-meccaniche .....	50
6. Considerazioni conclusive .....	53
Glossario .....	55
Bibliografia .....	56



## 1. Premessa

Il presente lavoro si inserisce nell'ambito del progetto di ricerca "Prevenzione e Protezione dal rischio di frana dovuto a fenomeni meteorici estremi" in atto tra il Centro Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici, il CIRA, l'Amra s.c.ar.l.. La relazione affronta il problema della messa a punto di modelli geotecnici per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni con particolare riferimento alle colate rapide di fango particolarmente diffuse nella regione Campania.

Nella pratica ingegneristica la definizione del modello geotecnico è la prima operazione che viene eseguita in qualsiasi tipo di analisi che interessi il sottosuolo e consiste nel tradurre in termini semplici una realtà di per sé complessa. Tale modellazione richiede che vengano definite:

- le caratteristiche geometriche dei depositi ivi compresa la stratigrafia del terreno, ossia la successione, lo spessore e l'andamento degli strati di differenti caratteristiche fisiche e meccaniche in cui può essere suddiviso il volume interessato dall'analisi;
- le proprietà fisiche e meccaniche dei terreni in cui si esplica il processo di filtrazione;
- le condizioni iniziali, e cioè lo stato tensionale che agisce in ogni punto del terreno.

Nel caso particolare dei versanti ricoperti da coltri piroclastiche, i terreni sono parzialmente saturi e le tecniche per la determinazione delle loro proprietà sono onerose in termini economici, temporali e di esecuzione e pertanto non sono di larga applicazione (il capitolo 2 fornisce sintetiche indicazioni sulle proprietà e sulla meccanica dei mezzi non saturi). Solo in seguito agli eventi di Sarno, nel Maggio '98, si sono avviate sperimentazioni sulle ceneri vulcaniche anche in condizioni di parziale saturazione ma, come si mostrerà nel seguito, tali dati sperimentali non sono numerosi.

Per la definizione di modelli geotecnici da utilizzare nella previsione degli effetti al suolo delle precipitazioni, si intende adottare un *modus operandi* che preveda:

- a) l'acquisizione di dati geologici e geomorfologici presenti nella letteratura scientifica;
- b) la suddivisione delle aree a rischio in macro-settori per i quali sia possibile ritenere omogenee le caratteristiche dei terreni;
- c) con riferimento a ciascun macro-settore, acquisizione di dati geotecnici sia attraverso un'attenta analisi bibliografica, sia reperendo informazioni non ancora pubblicate. Verrà effettuata un'analisi critica dei dati al fine di verificare eventuali lacune o disomogeneità di informazione.

## 2. Cenni sui terreni parzialmente saturi

Per poter calibrare le analisi numeriche dei processi di infiltrazione di un pendio naturale fino ad una sua eventuale instabilità, occorre innanzitutto conoscere il complesso delle leggi che regolano la risposta dei terreni durante tali processi. Innanzitutto occorre osservare che:

- i terreni sono mezzi particellari costituiti da una fase solida (le particelle minerali), da una fase liquida (generalmente acqua, ma talvolta anche altri liquidi) e da una fase gassosa (generalmente aria e vapor d'acqua ma talvolta anche altri gas);
- le molecole d'acqua possono essere libere di muoversi nei vuoti interparticellari (acqua interstiziale) oppure essere aderenti alla superficie delle particelle di terreno a causa di legami elettrochimici (acqua adsorbita);



- in un deposito di terreno naturale si riconoscono zone a differente grado di saturazione. In particolare, procedendo dal piano campagna verso il basso, si distingue la zona vadosa, sopra falda, che a sua volta si suddivide in una zona di evapotraspirazione (in cui si risentono appunto i fenomeni legati all'evaporazione ed alla traspirazione della copertura vegetale), una zona di ritenzione e frangia capillare, e la zona sotto la superficie freatica. Se i vuoti nel terreno sono fra loro comunicanti (come avviene quasi sempre), il terreno nella zona sotto la superficie freatica è saturo d'acqua, mentre quello nella zona vadosa può essere saturo, parzialmente saturo o asciutto;

- la pressione dell'acqua sotto la superficie freatica è superiore alla pressione atmosferica, mentre sopra il livello è inferiore alla pressione atmosferica, anche se il terreno è saturo d'acqua (frangia capillare).

Infine, in un terreno parzialmente saturo sono possibili tre differenti condizioni di saturazione:

a) condizione di saturazione a isole d'aria, caratteristica di gradi di saturazione elevati ( $S_r > 85\%$ ), in cui la fase gassosa non è continua ma è presente in forma di bolle d'aria;

b) condizione di saturazione a pendolo, caratteristica di gradi di saturazione molto bassi, in cui la fase liquida non è continua, ma è presente solo nei menischi in corrispondenza dei contatti interparticellari;

c) condizione di saturazione mista, caratteristica di gradi di saturazione intermedi, in cui coesistono le due condizioni di saturazione precedenti.

Il comportamento meccanico dei terreni parzialmente saturi dipende essenzialmente dall'interazione tra l'acqua e lo scheletro solido (Aitchison, 1965; Krahn e Fredlund, 1972; Fredlund e Rahardjo, 1993).

La fase liquida interagisce con la fase solida attraverso due meccanismi; la capillarità e l'adsorbimento (Hillel, 1982). La capillarità è conseguenza della tensione superficiale: il modello più semplice per descriverla è quello di un tubo capillare in cui l'interfase aria/acqua non è piana e si comporta come una membrana in trazione, il che comporta l'insorgere di una differenza di pressione tra le due fasi. L'adsorbimento è determinato dalla formazione di un involucro di idratazione sulla superficie delle particelle solide, all'interno del quale si sviluppano azioni di natura chimico-fisica. La presenza di una pellicola d'acqua adsorbita così come quella dei menischi capillari è particolarmente importante nei terreni argillosi. Nei terreni sabbiosi, invece, l'adsorbimento ha una importanza ridotta e i fenomeni capillari rivestono un ruolo predominante.

Poiché non è possibile misurare direttamente le forze di interazione, in genere, si determina una grandezza fisica ad esse legata. La grandezza utilizzata per descrivere lo stato di sforzo agente sullo scheletro solido per effetto dell'interazione tra fase gassosa e fase liquida è la suzione. La suzione è definita come la differenza di pressione tra la fase aeriforme e la fase liquida,  $s = (u_a - u_w)$ .

Con riferimento al volume di terreno saturo di figura 1, in equilibrio con acqua libera, se lo si volesse desaturare applicando una leggera depressione (suzione di matrice) abbassando il serbatoio di destra, non si osserverebbe alcuna fuoriuscita d'acqua fino a quando il valore della depressione non superasse quello massimo possibile nei pori di dimensioni maggiori. Ogni poro può infatti essere assimilato ad un tubo capillare; pertanto, la differenza di pressione che in esso può sussistere tra la fase aeriforme e quella liquida ha un valore limite funzione della geometria e delle dimensioni della sua sezione trasversale nonché della natura della superficie delimitante il poro stesso. Il valore della suzione cui corrisponde l'inizio della desaturazione viene detto pressione di ingresso

dell'aria. I terreni a grana grossa, avendo, rispetto ai terreni a grana fine, pori di dimensioni maggiori, presentano valori di ingresso dell'aria sensibilmente minori.

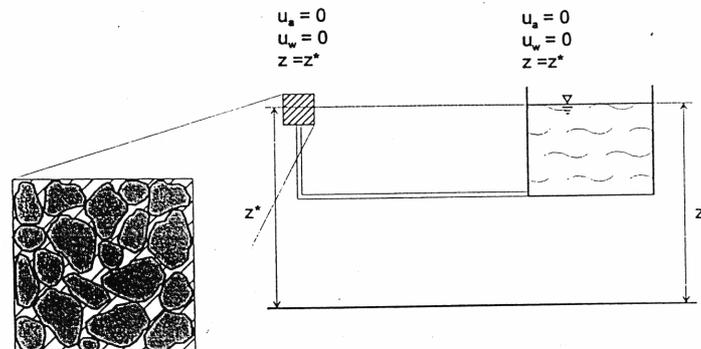


Figura 1 - Volume elementare di terreno in equilibrio con acqua libera (suzione nulla).

Finora non si è tenuto conto della possibilità di formazione di un flusso osmotico dovuto alla presenza di zone a diversa concentrazione salina all'interno dell'acqua interstiziale e quindi della conseguente differenza di potenziale elettrochimico. A rigore, quindi, la suzione totale  $\psi$  è data dalla somma di quella di matrice  $s$  e di quella osmotica  $\pi$ , intesa come la depressione da applicare all'acqua pura perché essa sia in equilibrio con l'acqua di porosità (fig. 2).

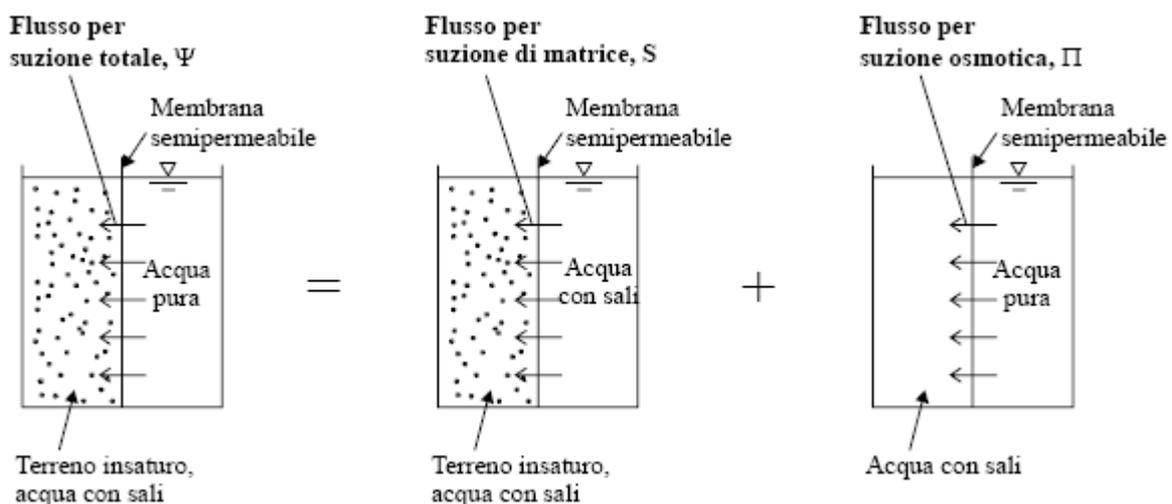


Figura 2 – Componenti della suzione totale

La suzione osmotica in realtà è presente sia nei terreni saturi che nei terreni parzialmente saturi, e varia con il contenuto salino dell'acqua, ad esempio come conseguenza di una contaminazione chimica, producendo effetti in termini di deformazioni volumetriche e di variazioni di resistenza al taglio. Tuttavia la maggior parte dei problemi di ingegneria geotecnica che coinvolgono terreni non saturi sono riferibili a variazioni della suzione di matrice, come appunto gli effetti della pioggia sulla stabilità dei pendii. In tal caso per i terreni granulari la suzione di matrice viene assunta pari alla differenza tra la pressione dell'aria e quella dell'acqua interstiziale. Inoltre, potendo ritenere l'aria presente nei pori in comunicazione con l'atmosfera, si può assumere per essa un valore nullo, per cui, la suzione corrisponde semplicemente ad una pressione neutra negativa.



In definitiva, si può ritenere che le forze che determinano il moto dell'acqua all'interno di terreni granulari non saturi siano la forza di gravità, la tensione superficiale o forza capillare, e la resistenza viscosa. È opportuno far notare che le forze capillari tendono a far muovere l'acqua dalle zone a maggior contenuto d'acqua a quelle a contenuto minore: esse dunque possono causare tanto la discesa quanto la risalita del fluido interstiziale a seconda della quantità d'acqua contenuta nel mezzo poroso alle varie quote.

## 2.1. Curve di ritenzione idrica e funzioni di permeabilità

Il flusso dell'acqua in fase liquida attraverso un terreno parzialmente saturo può avvenire solo attraverso le porzioni del mezzo da essa occupate. Ne consegue che, a parità di gradiente, il flusso dipende dal grado di saturazione. Pertanto, il coefficiente di proporzionalità,  $k_w$ , tra il flusso ed il gradiente del potenziale non è costante, ma varia con il grado di saturazione. Poiché grado di saturazione e suzione sono intimamente legati, è possibile definire una funzione di permeabilità  $k_w$  che può essere posta in funzione della componente di matrice della suzione.

La curva di ritenzione idrica (SWRC = Soil Water Retention Curve) definisce la relazione fra la suzione di matrice e una misura della quantità di acqua presente nel terreno, che può essere opportunamente scelta fra:

- il contenuto d'acqua in peso:  $w = \frac{P_w}{P_s}$
- il contenuto d'acqua in volume:  $\theta = \frac{V_w}{V} = S_r \cdot n$
- il grado di saturazione  $S_r = \frac{V_w}{V_v}$

Tale curva dipende essenzialmente dalla granulometria del terreno e può essere determinata sperimentalmente su provini indisturbati con diverse tecniche (piastre Richards, estrattore di volume, cella Bishop).

Generalmente la curva è rappresentata in un piano semilogaritmico, avente in ascissa il valore della suzione e in ordinata il valore della variabile di misura della quantità d'acqua nel terreno. La forma tipica di una SWRT è rappresentata in figura 3. Al crescere della suzione si individuano tre differenti parti della curva:

- una prima parte (*boundary effect zone*) caratterizzata da un tratto lineare orizzontale, che può essere più o meno esteso in funzione della granulometria del materiale, corrispondente al grado di saturazione unitario. Tale zona termina con quel valore di suzione in corrispondenza del quale si ha una deviazione della curva dall'andamento orizzontale, che denota l'inizio della desaturazione, e che viene definito valore d'ingresso dell'aria (air-entry value), indicato con il simbolo  $(u_a - u_w)_b$ ;
- una seconda parte, detta di transizione (*transition zone*), che individua la zona nella quale al crescere della suzione la quantità d'acqua nel terreno si riduce sensibilmente e la fase liquida diviene discontinua;
- una terza parte infine, detta residua di non saturazione (*residual zone of unsaturation*), dove a grandi incrementi di suzione corrispondono piccole riduzioni della quantità d'acqua nel terreno; la curva presenta quindi un tratto sostanzialmente asintotico. Il valore convenzionale della suzione corrispondente al

passaggio dalla seconda alla terza parte della curva, ovvero alla quantità d'acqua residua, è indicato con il simbolo  $(u_a - u_w)_r$ .

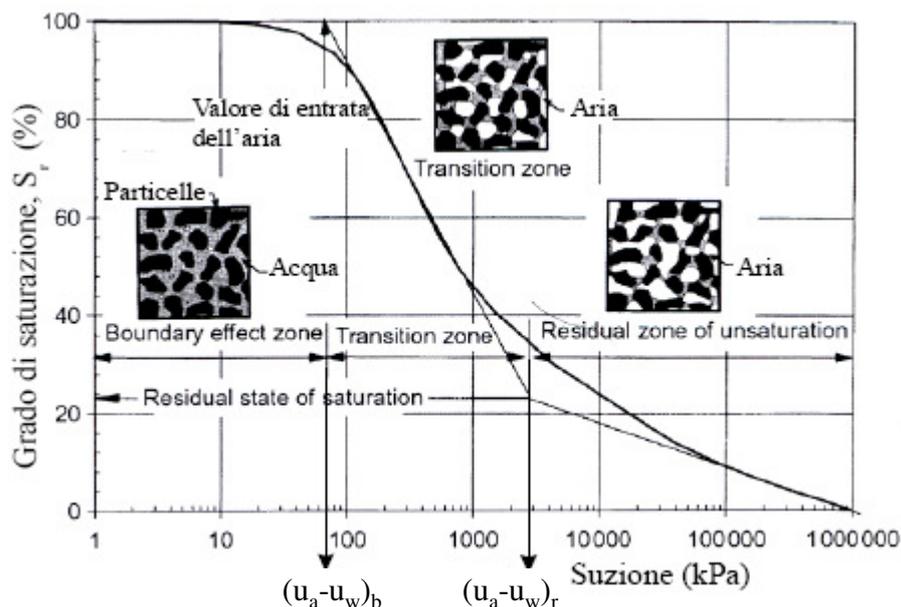


Figura 3 – Esempio di curva di ritenzione idrica e differenti fasi di desaturazione

La forma della curva di ritenzione dipende dalla dimensione dei pori e quindi dalla composizione granulometrica e dallo stato di addensamento del terreno. I terreni a grana grossa (sabbie e ghiaie), che hanno pori di grandi dimensioni, sono caratterizzati da bassi valori di  $(u_a - u_w)_b$  e  $(u_a - u_w)_r$ , e da una curva ripida nella zona di transizione. I terreni a grana fine (argille), che presentano pori molto piccoli, sono caratterizzati da alti valori della suzione di entrata dell'aria,  $(u_a - u_w)_b$ , e da una minore pendenza della curva di ritenzione nella zona di transizione. Inoltre spesso non è definibile la quantità d'acqua residua, e quindi il valore di  $(u_a - u_w)_r$ .

La determinazione di una curva caratteristica viene solitamente effettuata in laboratorio su campioni di terreno indisturbati attraverso particolari procedure sperimentali che consistono essenzialmente nel far variare una delle due grandezze in gioco (contenuto d'acqua e suzione) e nel misurarne l'altra. In tal modo si individuano  $n$  coppie di valori suzione-contenuto d'acqua che devono essere opportunamente interpolati per ottenere la curva caratteristica.

La relazione tra la suzione di matrice ed il contenuto d'acqua può essere ottenuta per essiccamento o per umidificazione. Adottando il primo approccio indicato in precedenza, un campione di terreno inizialmente saturo viene sottoposto a suzioni crescenti e per ogni valore della depressione applicata si determina il contenuto d'acqua. Nel secondo caso si opera su un campione inizialmente secco che, sottoposto ad una suzione elevata, viene messo in collegamento con un volume d'acqua in modo che ne possa assorbire un certo quantitativo fino al raggiungimento delle condizioni di equilibrio.

Comunque, le curve che si ottengono seguendo tali procedimenti non coincidono (isteresi delle curve caratteristiche). In particolare, il contenuto d'acqua di equilibrio con un'assegnata suzione è maggiore se tale condizione viene raggiunta attraverso un processo di desaturazione. Le esperienze raccolte mostrano anche che tutte le curve, siano esse ottenute per essiccamento o per umidificazione, ricadono all'interno di un

dominio (dominio di isteresi) delimitato superiormente dalla curva relativa all'essiccamento del materiale saturo, detta curva principale di essiccamento (*main drying*), ed inferiormente da quella relativa all'umidificazione del materiale seccato in stufa, detta curva principale di imbibizione (*main wetting*). I percorsi da una all'altra delle curve principali (*scanning curves*) sono pressoché reversibili (figura 4).

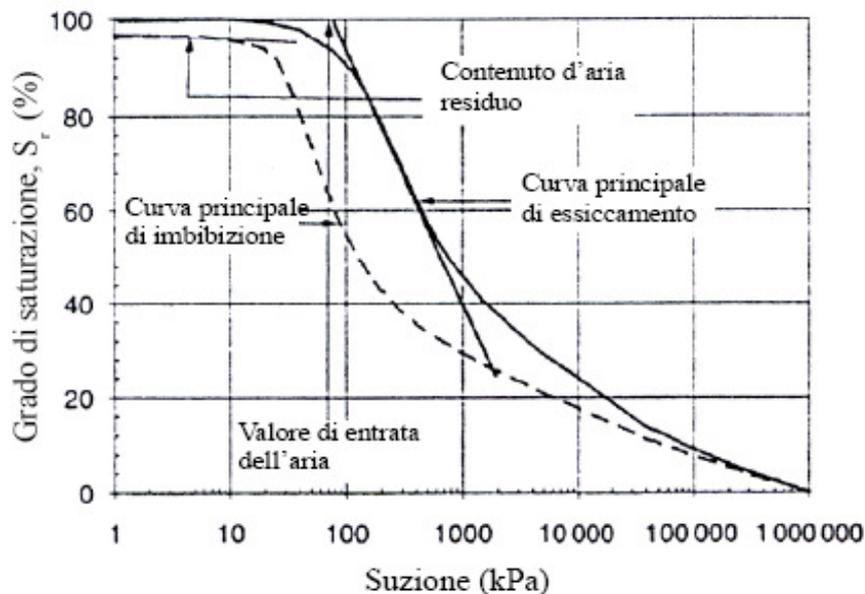


Figura 4 – Curve principali di essiccamento e di imbibizione di una argilla

L'isteresi delle curve caratteristiche è causata da diversi fenomeni tra cui (Hillel, 1982):

- la disuniformità delle dimensioni dei singoli pori che dà luogo al cosiddetto effetto bottiglia di inchiostro;
- le modalità con cui un menisco capillare raggiunge una condizione di equilibrio: infatti, l'angolo di contatto all'interfase solido/liquido è maggiore quando il liquido avanza rispetto alla superficie solida in relazione a quando invece recede; ciò comporta che, a parità di contenuto d'acqua, per il maggiore raggio di curvatura raggiunto nel processo di saturazione la suzione è minore rispetto a quella che si registra in fase di desaturazione;
- l'eventuale aria occlusa all'interno dei pori durante un processo di saturazione può ridurre il contenuto d'acqua corrispondente ad una assegnata suzione;
- i fenomeni di rigonfiamento o di ritiro associati alle variazioni di suzione, possono modificare la tessitura del terreno da cui dipende l'andamento della curva caratteristica.

Per la formulazione matematica delle curve di ritenzione idrica è spesso utilizzato il contenuto in acqua volumetrico normalizzato:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

in cui:

$\theta_s$  è il contenuto in acqua volumetrico corrispondente al terreno saturo;

$\theta_r$  è il contenuto in acqua volumetrico residuo.

Se si assume  $\theta_r = 0$ , risulta  $\Theta = S_r$ .



Tra i numerosi modelli per la descrizione delle curve di ritenzione messi a punto negli ultimi tre decenni, quelli che nel corso degli anni hanno dimostrato la maggiore applicabilità nelle condizioni più diverse sono i seguenti che richiedono la definizione di un solo parametro:

a) equazione di Brooks e Corey (1964):

$$\Theta = \left[ \frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_b} \right]^{-\lambda} \quad \text{per} \quad \left[ \frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_b} \right] \geq 1 \quad (1)$$
$$\Theta = 1 \quad \text{per} \quad \left[ \frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_b} \right] < 1$$

il parametro  $\lambda$  è un indice di distribuzione della dimensione dei pori con valori generalmente compresi tra 0,2 e 2. L'equazione di Brooks e Corey non è continua, ma genera due rette che si intersecano in corrispondenza del valore di ingresso d'aria  $(u_a - u_w)_b$ . Tale equazione generalmente fornisce buoni risultati per terreni a granulometria media e grossolana;

b) equazione di Van Genuchten semplificata (1980):

$$\Theta = \left\{ 1 + \left[ \frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_b} \right]^{\frac{1}{1-m}} \right\}^{-m} \quad (2)$$

in cui il parametro  $m$  ha valori generalmente compresi tra 0,6 e 0,75.

Anche il legame tra la permeabilità e la suzione dipende dalla granulometria. In figura 5 sono riportati gli andamenti qualitativi del coefficiente di permeabilità  $k_w$  al variare della suzione di matrice per un terreno sabbioso ed un terreno argilloso. Inizialmente entrambi i terreni saturi e quindi la permeabilità del primo è maggiore di quella del secondo. Il processo di desaturazione di un terreno sabbioso è però più rapido; ciò comporta che, per valori della suzione maggiori del valore di ingresso dell'aria, la permeabilità del primo possa divenire più piccola di quella del secondo.

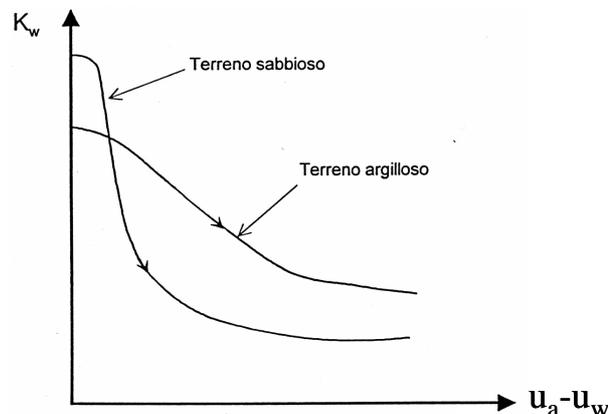


Figura 5 - Dipendenza della permeabilità dalla suzione in un terreno sabbioso ed in un terreno argilloso.



Anche queste curve, come quelle caratteristiche, sono caratterizzate da isteresi. In particolare, a parità di suzione di matrice, la permeabilità che si ottiene in fase di desaturazione, è sistematicamente maggiore di quella che si ottiene in fase di saturazione. Alcune delle equazioni proposte per descrivere analiticamente la variazione della conducibilità idraulica relativa con la suzione o con il contenuto volumetrico in acqua sono le seguenti:

a) modello esponenziale (Gardner, 1958)

$$k_r(\psi) = \exp(a \cdot \psi) \quad (3)$$

in cui  $a$  è un coefficiente con valori compresi tra  $0,002\text{cm}^{-1}$  (terreni a grana fine) e  $0,05\text{cm}^{-1}$  (terreni a grana grossa);

b) modello di Gardner (1958)

$$k_r(\psi) = \frac{1}{1 + a \cdot (-\psi)^n} \quad (4)$$

c) modello di Mualem (1976) e Van Genuchten (1980)

$$k_r(\Theta) = \Theta^{0,5} \cdot \left[ 1 - \left( 1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (5)$$

I numerosi approcci formulati per sviluppare funzioni continue in grado di descrivere  $k(\psi)$  e  $k(\theta)$  (Gardner, 1958; Kunze et al. 1968, Millington e Quirk, 1961; Russo, 1988) sono distinti da importanti differenze concettuali; tuttavia parte delle differenze nelle loro capacità descrittive sono dovute al fatto che le diverse formulazioni sono state calibrate su insiemi di dati di dimensioni esigue e relativi a particolari e distinte classi tessiturali. Grazie alla loro semplicità, l'utilizzo di modelli predittivi per  $k(\psi)$  e  $k(\theta)$  è molto diffuso per la soluzione numerica dell'equazione che governa il flusso all'interno del mezzo insaturo.

## 2.2. Filtrazione in mezzi parzialmente saturi

La principale difficoltà nello studio dei fenomeni di flusso in terreni non saturi riguarda l'individuazione delle variabili indipendenti e della "scala" alla quale descrivere tali fenomeni. Vicol (1990) individua tre possibili approcci:

- considerare l'insieme costituito dalle particelle solide, dall'acqua e dall'aria come una miscela polifasica continua; ciascuna fase è considerata intimamente legata alle altre;
- considerare il terreno formato da una matrice solida fissa ed indeformabile e da due fasi fluide continue: acqua, che bagna la matrice solida, ed aria (Bear, 1972). Si ricercano allora le equazioni del flusso per ciascuno dei due fluidi indipendentemente l'uno dall'altro; le equazioni che si ottengono costituiscono due sistemi indipendenti legati tra loro attraverso la relazione tra grado di saturazione e differenza di pressione tra i due fluidi (curva caratteristica);



- considerare il terreno formato da una matrice solida fissa ed indeformabile e dalle due fasi fluide, e trascurare completamente il flusso della fase gassosa; in questo modo si ottengono delle equazioni che descrivono la migrazione della fase fluida per effetto dei soli gradienti idraulici in modo analogo a quanto avviene per un terreno saturo, ma con una permeabilità variabile con il grado di saturazione e quindi con la suzione.

Adottando il terzo approccio e considerando l'acqua incompressibile, nell'ipotesi che siano assenti gradienti di concentrazione di sali disciolti in modo tale che la suzione totale coincida con quella di matrice, l'equazione che regola il flusso si riduce alla seguente:

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial t} = \nabla [K_w \nabla (z - \psi)] \quad (6)$$

dove  $z$  è la quota geometrica,  $\psi = s/\theta_w g$  è il potenziale di matrice,  $s$  è la suzione di matrice e  $\theta_w$  è il contenuto d'acqua in volume.

Nella (6) la funzione di permeabilità,  $K_w$ , può essere espressa sia come funzione del contenuto d'acqua volumetrico,  $\theta_w$ , sia del potenziale di matrice,  $\psi$ . D'altra parte la funzione caratteristica  $\theta_w(\psi)$  può essere invertita in modo da ottenere la funzione  $\psi(\theta_w)$ . È perciò possibile assumere come incognita della (6), sia  $\theta_w$  che  $\psi$ , con  $k_w(\theta_w)$  funzione nota. Nel caso si assuma il potenziale di matrice come incognita, la (6) diviene (Scheidtger, 1974):

$$\frac{d\theta_w}{d\psi} \cdot \frac{d\psi}{dt} = \frac{\partial K_w}{\partial \psi} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} - \nabla (k_w \nabla \psi) \quad (7)$$

con  $\theta_w(\psi)$  e  $\psi(\theta_w)$  funzioni note.

Se, invece, si assume come incognita il contenuto d'acqua volumetrico la (6) diviene:

$$\frac{d\theta_w}{dt} = \frac{\partial K_w}{\partial \theta_w} \cdot \frac{\partial \theta_w}{\partial z} + \nabla (D_w \nabla \theta_w) \quad (8)$$

con  $K_w(\theta_w)$  funzione nota. Nella (8) che prende il nome di equazione di Richards (1931), compare la funzione  $D_w(\theta_w)$  [ $L^2 T^{-1}$ ] detta coefficiente di diffusione o diffusività capillare definita dalla relazione:

$$D_w = -K_w \cdot \frac{d\psi}{d\theta_w} \quad (9)$$

dove il segno meno viene introdotto per ottenere una grandezza sempre positiva visto che  $\psi$  decresce al crescere di  $\theta_w$ .

Le due formulazioni precedenti non sono del tutto equivalenti: Alonso et al. (1987) osservano come l'equazione (8) espressa in termini di contenuto d'acqua, sia inadatta per analizzare casi in cui coesistano condizioni di parziale saturazione con condizioni di totale saturazione. Gli Autori osservano, inoltre, che in terreni eterogenei il contenuto d'acqua può presentare delle brusche variazioni nello spazio, mentre la suzione presenta delle variazioni più graduali.



La risoluzione di un problema di filtrazione in un terreno non saturo, sia esso espresso nella forma (7) che nella (8), non è perseguibile in forma chiusa se non in casi molto semplici. Infatti la curva caratteristica e la funzione di permeabilità introducono nelle equazioni una forte non linearità e pertanto è necessario procedere per via numerica.

In tal caso, le incognite del problema, nel generico punto, sono:

- la permeabilità della fase liquida  $k=k(S_r)$ , ovvero le sue tre componenti nello spazio;
- la quota piezometrica;
- il grado di saturazione.

Le equazioni da utilizzare sono:

- l'equazione di Darcy per la fase liquida che si articola in un sistema di tre equazioni vettoriali che legano le tre componenti del vettore velocità di filtrazione alle variazioni del potenziale totale (quota piezometrica);
- l'equazione scalare che esprime la continuità del fluido (acqua).

A tali equazioni va aggiunta la relazione che lega la permeabilità alla suzione attraverso il grado di saturazione.

Per il caso di flusso transitorio nell'ipotesi di scheletro solido indeformabile, l'equazione del flusso resta formalmente la stessa, ma le grandezze idrauliche sono anche funzione del tempo, oltre che della posizione del punto.

### 2.3. Resistenza al taglio di terreni non saturi

La condizione di parziale saturazione di un terreno influenza anche la sua resistenza a taglio. Per comprendere come ciò avvenga occorre ricordare che in un terreno non saturo la pressione dell'acqua all'interno dei pori risulta inferiore a quella dell'aria per effetto della capillarità. L'interfaccia aria-acqua risulta curva e sostiene la differenza di pressioni grazie agli effetti di tensione superficiale. Se si considera lo schema di figura 6, dove è rappresentato un menisco capillare tra due particelle sferiche, al contatto con le particelle solide il liquido di porosità presenta un angolo di contatto  $\alpha$  tipicamente prossimo allo zero (Price, 1985). Ciò è chiaramente ottenibile solo quando la concavità è rivolta dal lato dell'aria, come in figura. Dall'equilibrio dell'interfaccia deriva che la suzione è funzione della la tensione superficiale "T" e dei raggi principali di curvatura dell'interfaccia " $r_1$ " e " $r_2$ ".

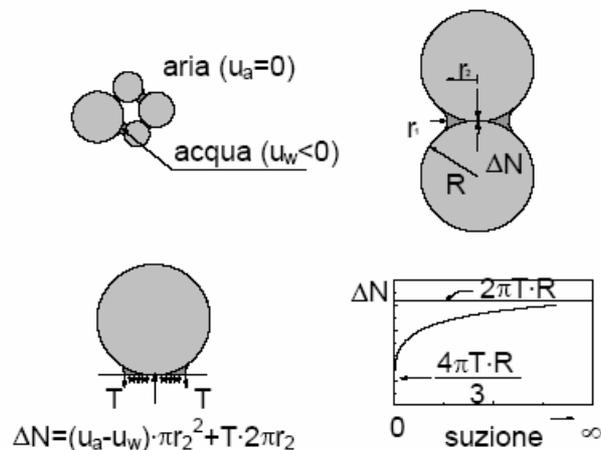


Figura 6 - Azione dei menischi sulle particelle di terreno

Per approfondire l'effetto di un menisco capillare sugli sforzi interparticellari, continuando a far riferimento allo schema di una coppia di particelle sferiche di raggio  $R$ , Fisher (1926)



dimostra che, rispetto al caso di particelle asciutte o sommerse, per effetto della suzione nasce una forza aggiuntiva al contatto tra le due sfere, con direzione della congiungente dei centri (figura 6). Assumendo che il menisco abbia una sezione verticale di raggio costante  $r_1$  e che l'angolo di contatto  $\alpha$  sia nullo, da semplici considerazioni geometriche, si mette in relazione  $r_1$  con  $r_2$  ed  $R$ .

A parità  $r_2/R$ , ossia di configurazione, la suzione risulta funzione decrescente del diametro delle particelle.

Affinché sia verificato l'equilibrio alla traslazione verticale al contatto tra le sfere deve insorgere una forza  $\Delta N$  di compressione. Tale forza risulta espressa dall'equazione:

$$\Delta N = (u_a - u_w)\pi r_2^2 + 2T\pi r_2$$

In definitiva, risultando  $\Delta N$  funzione crescente della suzione ed essendo tale forza di compressione l'unica che deriva dalla presenza del menisco, anche per configurazioni più complesse (Gili, 1988), si può concludere che l'effetto della suzione sia un miglioramento della stabilità dello scheletro solido. Difatti, essendo il contatto tra particelle di tipo attritivo, ci si aspetta una minore suscettibilità a scorrimento e quindi, estrapolando allo scheletro solido di un terreno reale, un aumento della rigidezza e della resistenza a taglio (Burland e Ridley, 1996).

Vi sono due differenti approcci per stimare la resistenza al taglio di un terreno non saturo ma quello più diffuso è stato proposto da Fredlund e Rahardjo nel 1993. Gli Autori hanno proposto un'estensione del criterio di Mohr-Coulomb, formulando un'equazione lineare nella quale appaiono due variabili di tensione, entrambe efficaci: la suzione ( $u_a - u_w$ ) e la tensione netta normale sul piano di taglio ( $\sigma - u_a$ );

$$\tau = [c' + (u_a - u_w)\tan\phi^b] + (\sigma - u_a)\tan\phi' \quad (10)$$

Nella (10)  $c'$  e  $\phi'$  rappresentano i parametri di resistenza del terreno in condizione di completa saturazione mentre  $\phi^b$  è un parametro che definisce l'incremento di resistenza prodotto da un incremento di suzione quando la tensione netta è costante. In tal modo la resistenza al taglio è funzione di tre parametri di resistenza, la coesione efficace  $c'$ , la coesione apparente espressa dal termine  $(u_a - u_w)\tan\phi^b$  e l'angolo d'attrito  $\phi'$ , e di due variabili di tensione.

La resistenza a taglio  $\tau$  non varia linearmente con la suzione, ovvero l'angolo  $\phi^b$  non è costante ma decresce al crescere della suzione. L'equazione (10) rappresenta una superficie tangente ai cerchi di Mohr a rottura (fig. 7). L'intersezione di tale superficie di involuppo a rottura con il piano  $(u_a - u_w) - \tau$ , è una curva (la curva è una retta se si assume  $\tan\phi^b = \text{cost}$ ) di equazione:

$$c = c' + (u_a - u_w)\tan\phi^b \quad (11)$$

Nel piano  $(\sigma - u_a) - \tau$  l'involuppo di rottura è invece descritto da una retta la cui pendenza è l'angolo di attrito  $\phi'$  del terreno in condizione di completa saturazione e la cui intercetta di coesione è funzione della suzione, in quanto somma dell'eventuale intercetta di coesione efficace  $c'$  e del termine  $[(u_a - u_w)\tan\phi^b]$ .

In base a tale criterio, la progressiva riduzione della suzione durante un processo di saturazione del terreno quale può essere ad esempio un processo di infiltrazione

meteorica, porta al degrado delle caratteristiche di resistenza di taglio del terreno fino eventualmente al raggiungimento di una condizione di rottura.

La determinazione sperimentale della (11) richiede però l'esecuzione di prove di laboratorio sofisticate, costose e molto lunghe, specie per terreni a grana fine il cui coefficiente di permeabilità è molto basso. Inoltre, la variabilità di  $\tan\phi^b$  con la suzione richiede che le prove siano eseguite nel campo di tensione atteso in sito.

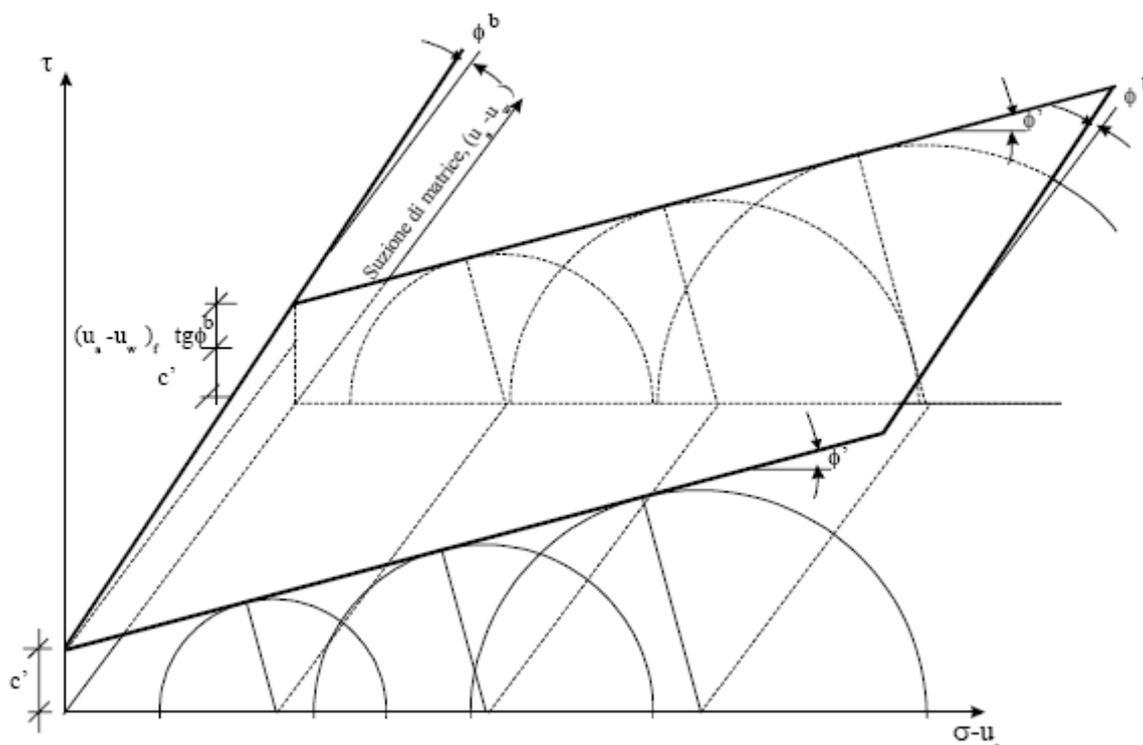


Figura 7 – Criterio di rottura di Mohr-Coulomb generalizzato per i terreni non saturi

Alcuni autori (Vanapalli et al. 1996), per ovviare alla complessità della determinazione sperimentale diretta, hanno proposto relazioni semi-empiriche in grado di correlare la resistenza in condizioni di parziale saturazione ai parametri  $\phi'$  e  $c'$  del materiale saturo ed alla curva caratteristica, ottenuta in condizioni di pressione di confinamento nulla. In effetti, tali formulazioni richiedono la determinazione di parametri che a rigore dovrebbero essere ottenuti da prove di taglio a suzione controllata e che solo in prima approssimazione possono essere assunti indipendenti dal tipo di terreno. Condizioni così limitative rendono tali metodologie uno strumento più di interpretazione che di previsione (Mancuso et al., 2000).

### 3. Inquadramento geologico della Regione Campania

La regione Campania presenta un assetto geologico-strutturale molto complesso. Al suo interno è possibile distinguere un settore a morfologia collinare e montuosa occupato dalla catena appenninica ed un settore costiero caratterizzato dalla presenza di due ampie pianure alluvionali: la Piana del Sele e la Piana campana. A completare il quadro geologico vi è la presenza di tre importanti centri vulcanici: il complesso del



Roccamonfina, nell'alto Casertano al confine con il Lazio, il Vesuvio ed i Campi Flegrei nel Napoletano.

In estrema sintesi il territorio campano può essere suddiviso in cinque grandi unità geomorfologiche (GUG) che si distinguono per la natura litologica, per il diverso stile tettonico e, di conseguenza, per marcate differenze di evoluzione geomorfologica (Cinque e Romano, 2001) (fig. 8).

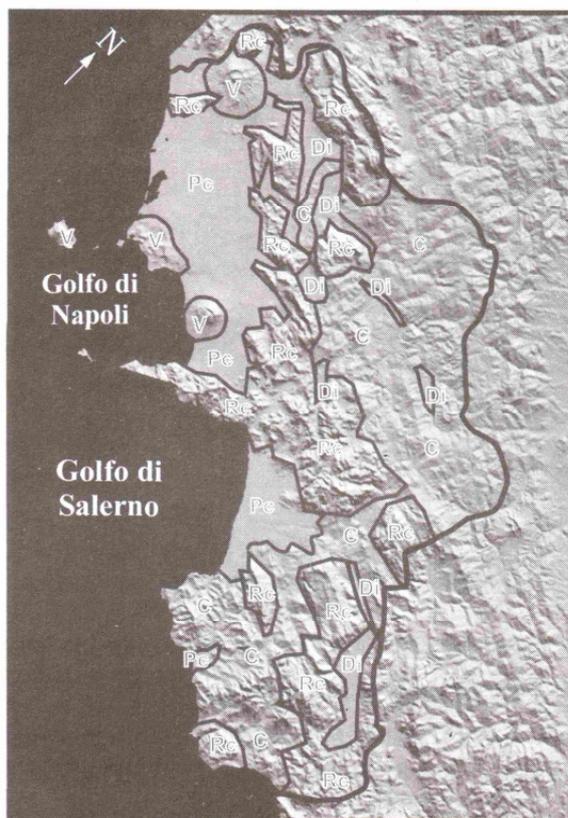


Figura 8 - Le Grandi Unità Geomorfologiche della Campania. Rc: rilievi carbonatici; Di: depressioni intermontane; C: colline sub-appenniniche; Pc: pianure costiere; V: centri vulcanici (da Cinque e Romano, 2001)

La prima unità è rappresentata dai rilievi carbonatici che costituiscono la zona di massima elevazione della catena appenninica all'interno della regione ed occupano, in maniera discontinua, una fascia allungata in direzione NO-SE che comprende i Monti del Partenio e di Sarno, i Monti Picentini ed i massicci carbonatici del Cilento e Vallo di Diano. In direzione antiappenninica è infine presente la dorsale dei M.ti Lattari nella Penisola Sorrentina. I rilievi appartenenti a tale unità, data l'elevata resistenza all'erosione delle successioni calcaree e calcareo-dolomitiche, organizzate in strati di spessore variabile e di differente immersione, sono caratterizzati da versanti di elevata acclività (con pendenze mediamente variabili tra 30° e 40°) e, nella maggior parte dei casi, da un profilo trasversale tipicamente rettilineo (versanti di faglia) (Brancaccio et al., 1979). Un aspetto morfologico ricorrente all'interno di questa unità è la presenza di fasce di aggradazione pedemontana costituite dall'accumulo dei prodotti derivanti dall'erosione areale dei versanti (coni e talus detritici e colluviali) (Amato e Cinque, 1999). In particolare, fenomeni di rimozione e rideposizione nella fascia pedemontana sotto forma di depositi alluvionali, colluviali e di frane, hanno interessato i rilievi carbonatici situati a minore distanza dai



complessi vulcanici del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. Queste aree hanno infatti visto depositarsi sui versanti, in più riprese, i prodotti piroclastici distali (ceneri, pomici e lapilli) delle eruzioni parossistiche dei suddetti complessi vulcanici (avutesi soprattutto durante il Pleistocene superiore e l'Olocene). I ripetuti arrivi di questi materiali incoerenti si sono alternati a fasi di pedogenesi ed argillificazione ed a periodi in cui sono prevalsi i fenomeni di rimozione e rideposizione nelle fasce pedemontane.

La seconda unità è costituita dalle depressioni generate tra i rilievi appenninici in seguito ai movimenti tettonici estensionali del Pleistocene. Queste conche si ritrovano dunque allungate in direzione NO-SE e fungono spesso da elementi di separazione tra i massicci carbonatici appartenenti alla prima unità. Le principali depressioni tettoniche sono quelle che ospitano la media ed alta valle del Volturno, la piana di Montesarchio, e più a sud, la bassa valle del Tanagro ed il Vallo di Diano (Ascione et al., 1992).

La terza unità interessa circa la metà del territorio campano ed è costituita dalle colline sub-appenniniche che occupano la zona più orientale ed esterna dei rilievi appenninici nella zona dell'alta irpinia e del beneventano, al confine con la Puglia. L'ossatura delle colline è costituita da successioni molto articolate di terreni di natura argillosa, arenacea e conglomeratica di diverso grado di alterazione e cementazione che, a causa della loro bassa resistenza all'erosione, determinano un paesaggio quasi del tutto privo di elementi a forte pendenza. A tale unità possono essere assimilati anche i rilievi del Cilento e di altre aree che si rinvengono tra i massicci calcarei (alta valle del Sele, tra i monti Picentini ed il Monte Marzano,....).

La quarta unità comprende essenzialmente le grandi pianure alluvionali solcate dai fiumi Volturno (Piana Campana) e Sele che corrispondono a profonde depressioni tettoniche nelle quali si sono depositati potenti coltri sedimentarie di origine marino-transizionale e poi continentale aventi spessore di oltre 2000m (Barra et al., 1996; Amato et al., 1991, Brancaccio et al., 1995). In particolare, in seguito all'emersione, la Piana Campana è stata investita dai prodotti piroclastici da flusso e da caduta di provenienza flegrea che sono andati a formare la potente coltre ignimbratica del Tufo Grigio Campano. Tali zone pianeggianti, caratterizzate da un'altitudine inferiore ai 100 m, occupano più di un quarto del territorio regionale.

I grandi edifici vulcanici costituiscono la quinta unità geomorfologica. Dei tre edifici principali costituiti da Campi Flegrei, Vesuvio e Roccamonfina, soltanto l'ultimo risulta inattivo. L'attività di tipo esplosivo dei tre complessi vulcanici ha determinato l'accumulo di prodotti piroclastici scaturiti durante le varie fasi della loro attività nelle zone circostanti.

Il territorio regionale campano presenta, dunque, particolari caratteristiche litologiche, geologico-strutturali, geomorfologiche ed idrogeologiche che lo rendono suscettibile a differenti tipologie di frane (D'Agostino et al., 2001). Nelle aree ad est dell'allineamento Matese-Taburno-Picentini, così come nell'area cilentana, affiorano successioni litologiche a struttura complessa in cui predominano i terreni argillosi, talora ricoperti da formazioni sabbioso-conglomeratico-argillose: in tali aree sono prevalenti fenomeni franosi di tipo scorrimento rotazionale e colate lente. Lungo le falesie costiere presenti nella Penisola Sorrentina e nel Cilento, i versanti a forte acclività dei massicci carbonatici ed i rilievi vulcanici dell'area flegrea, laddove l'evoluzione morfo-tettonica ha prodotto scarpate sub-verticali, sono prevalenti fenomeni di crolli in roccia e, subordinatamente, di ribaltamenti. Infine, fenomeni franosi disastrosi del tipo colate rapide di fango e scorrimenti traslativi coinvolgono i versanti carbonatici ricoperti da depositi piroclastici sciolti derivanti dall'attività dei complessi vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio. Tali movimenti franosi sono innescati da eventi meteorici estremi e sono caratterizzati da una



elevata pericolosità dovuta all'attivazione improvvisa ed alle elevate velocità che riescono a raggiungere durante il loro moto.

#### 4. Fenomeni di instabilità nelle coltri piroclastiche campane

La Campania è nota per i fenomeni di colata rapida di fango che la affliggono. Particolare rilievo a tali fenomeni è stato dato in seguito agli eventi del maggio '98 ma già a partire dalla fine della seconda metà del XVIII secolo le cronache riferiscono di episodi franosi catastrofici (Vallario, 2001).

Molte centinaia di frane sono state censite lungo le dorsali carbonatiche che delimitano la piana campana e la dorsale della penisola sorrentina: di queste alcune decine raggiungono volumi maggiori di  $5\text{-}10000\text{ m}^3$ , mentre le altre sono dell'ordine di centinaia di  $\text{m}^3$  (Calcaterra et al., 1999; Di Crescenzo e Santo, 1999; de Riso et al., 1999) potendosi peraltro classificare come scorrimenti rotazionali o traslativi non evoluti in colata. Anche nell'area flegrea sono numerosissimi i fenomeni di instabilità delle coltri piroclastiche a tetto del Tufo Giallo Napoletano sebbene fenomeni di colata confrontabili con quelli delle dorsali carbonatiche sono numericamente molto limitate (de Riso et al., 2004).

Le frane nelle coltri piroclastiche interessano depositi di modesto spessore (1.5m – 4.0m) costituiti, come sarà ampiamente mostrato nel seguito, da un'alternanza di livelli cineritici (sabbie limose con modesti contenuti di fango non plastico), talora pedogenizzati, e livelli pumicei (ghiaie). Le colate si sviluppano a seguito di fenomeni di rottura che interessano versanti di elevata pendenza ( $35^\circ\text{-}45^\circ$ ) laddove i terreni coinvolti presentano porosità molto elevate (dell'ordine del 70%) e buone caratteristiche di resistenza a taglio (coesione efficace nulla ed angolo d'attrito compreso tra  $35^\circ$  e  $40^\circ$ ).

A rigore il comportamento dei pendii, inteso come il complesso dei fenomeni meccanici che ne determinano le deformazioni ed il collasso e che controllano il comportamento post-rottura del volume in frana, dovrebbe essere affrontato, come per un qualsiasi altro sistema meccanico, tenendo conto del ruolo delle condizioni iniziali, delle condizioni al contorno e delle leggi costitutive dei terreni seguendone lo stato deformativo fino alla rottura. Nella pratica corrente il problema della stabilità dei versanti, viene semplificato e ricondotto a quello della sola rottura.

Per quanto riguarda l'innescò delle frane da scivolamento, Terzaghi (1950) ha stabilito una distinzione tra cause esterne ed interne. Le prime producono l'incremento delle azioni instabilizzanti che producono un incremento degli sforzi di taglio (si tratta generalmente di azioni naturali quali fenomeni di erosione, azioni sismiche o artificiali quali scavi, sovraccarichi); le seconde producono una riduzione della resistenza a taglio del terreno a causa di:

- aumento delle pressioni neutre dovuto a precipitazioni meteoriche, azioni sismiche, ecc.;
- riduzione della suzione a causa di apporti meteorici (terreni non saturi);
- riduzione della resistenza al taglio per effetto di processi fisico-chimici (alterazione) o meccanici (rottura progressiva, ecc).

La principale causa di frane nelle coltri piroclastiche campane è la variazione del regime delle pressioni neutre (suzione) in seguito alle precipitazioni meteoriche.

La valutazione della stabilità di tali coltri può essere svolta utilizzando il metodo dell'equilibrio limite. In alcuni casi è possibile utilizzare lo schema di pendio indefinito, in altri casi, si impongono schemi di rottura più complessi.



Nelle ipotesi sopra riportate ed assumendo il terreno omogeneo il coefficiente di sicurezza lungo un qualsiasi piano parallelo al piano campagna (di inclinazione  $\alpha$ ) può essere valutato mediante l'espressione:

$$FS = \tau_{lim}/\tau = [ (u_a - u_w) \text{tg}\phi^b + (\sigma_\alpha - u_a) \text{tg}\phi^* ] / (\gamma z \text{sen}\alpha \text{cos}\alpha) \quad (12)$$

L'evoluzione del coefficiente di sicurezza durante il processo d'infiltrazione è essenzialmente legato alla riduzione dell'intercetta di coesione apparente. Infatti, durante l'infiltrazione si verifica un graduale incremento del grado di saturazione che determina, da un lato l'incremento del peso dell'unità di volume del terreno e, quindi delle azioni instabilizzanti, dall'altro, una riduzione della suzione e, quindi, della resistenza a taglio dei terreni a causa del decadimento dell'intercetta di coesione.

Durante le piogge, in assenza di infiltrazioni preferenziali in corrispondenza di strati più permeabili in diretto collegamento con l'atmosfera, il processo di saturazione si sviluppa progressivamente dall'alto verso il basso con avanzamento del fronte umido all'interno della formazione. Dunque le condizioni di stabilità delle coltri piroclastiche sono sostanzialmente dipendenti dalle condizioni ambientali ed, in particolare, sono continuamente variabili con il regime delle piogge.

## 5. Zonazione in macro-aree di interesse

I fenomeni di colata rapida interessano principalmente i terreni piroclastici depositati sulla grande unità geomorfologia dei massicci carbonatici. La localizzazione degli eventi di frana che dal 1580 si sono susseguiti fino ai nostri giorni, illustrata in figura 9, testimonia che ne sono interessati soprattutto i rilievi posti a minore distanza dal complesso vulcanico del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. Essenzialmente le zone coinvolte sono costituite dai Monti di Avella e del Partenio, dai Monti di Sarno, e dai Monti Lattari nella Penisola Sorrentina.

Tali rilievi sono costituiti da successioni di piattaforma carbonatica di età compresa tra il Trias ed il Cretacico. Essi presentano versanti aventi valori di acclività medie di 30°-35° e sono stati ricoperti, durante le diverse eruzioni vulcaniche che si sono succedute nel Pleistocene superiore ed Olocene, da depositi piroclastici da caduta costituiti prevalentemente da ceneri, pomice e sabbie vulcaniche aventi spessori variabili da 0.5 a 6m (de Riso et al., 1999). In particolare, le eruzioni Pliniane (di tipo esplosivo) del Somma-Vesuvio, caratterizzate da colonne di prodotti piroclastici che si elevano anche 30-35 km dal suolo, hanno dato origine a depositi di notevole spessore di piroclastiti da caduta, da flusso e da surge nelle zone più prossime al vulcano. Le zone più distanti, i massicci carbonatici appunto, sono invece state investite esclusivamente dai prodotti piroclastici da caduta che si sono depositati con spessori differenti nelle diverse zone raggiunte. Le modalità di trasporto e deposizione di tali depositi ne hanno ovviamente influenzato le caratteristiche (assortimento granulometrico, struttura, etc...). Come risultato, i depositi formati per caduta nelle aree distali sono caratterizzati da una elevata uniformità (Picarelli et al., 2006).

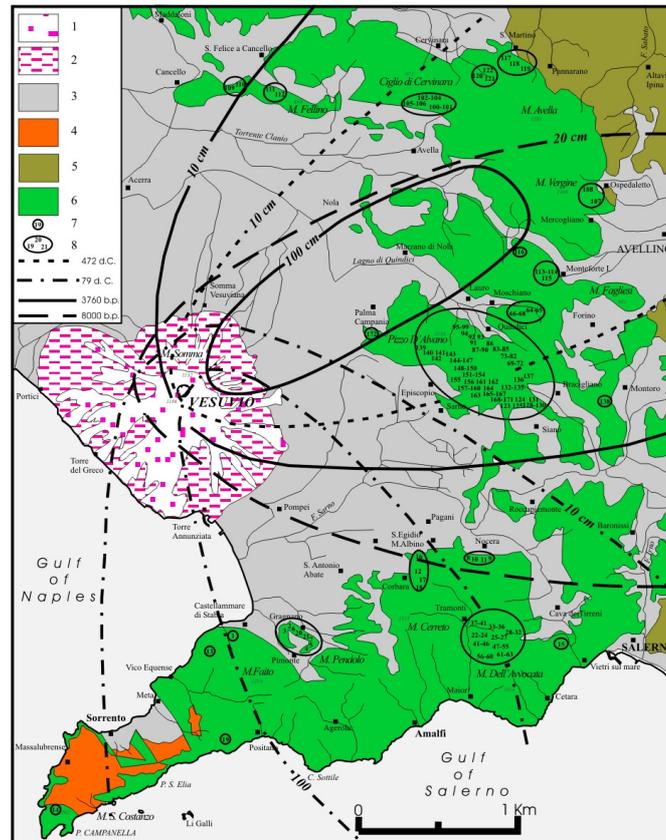


Figura 9 – Distribuzione delle frane di colata rapida e dei depositi piroclastici da caduta: 1) lave; 2) flussi piroclastici; 3) depositi detritico-alluvionali e piroclastiti da caduta; 4) flysch miocenici della Penisola Sorrentina; 5) depositi terrigeni mio-pliocenici; 6) rocce carbonatiche mesozoiche; 7) frane singole; 8) gruppi di frane (Di Crescenzo e Santo, 2005).

La direzione prevalente dei venti durante i diversi episodi eruttivi ha determinato stratigrafie più o meno complesse nelle diverse aree investite dai depositi da caduta. Essenzialmente le eruzioni più antiche, ed in particolare quelle di “Sarno”, “Ottaviano-Mercato”, “Avellino” e “Pollena” (Rolandi, 1997; Di Vito et al., 1999), hanno avuto tutte un asse di dispersione in direzione dei rilievi posti a N-E rispetto al Vesuvio, interessando i Monti di Avella ed i Monti di Sarno, mentre la sola eruzione del 79 A.D. ha avuto un asse di dispersione in direzione S-E ed ha ricoperto di prodotti piroclastici i rilievi della Penisola Sorrentina (Lirer et al., 1993). In figura 10 sono mostrate le direzioni di dispersione dei depositi da caduta che si sono formati in seguito a ciascun evento Pliniano del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio attraverso la rappresentazione delle isopache di 10 cm: i depositi più antichi, dopo le fasi di quiescenza dell’attività vulcanica, sono stati ricoperti dai prodotti piroclastici delle successive eruzioni andando a formare le stratificazioni oggi presenti.

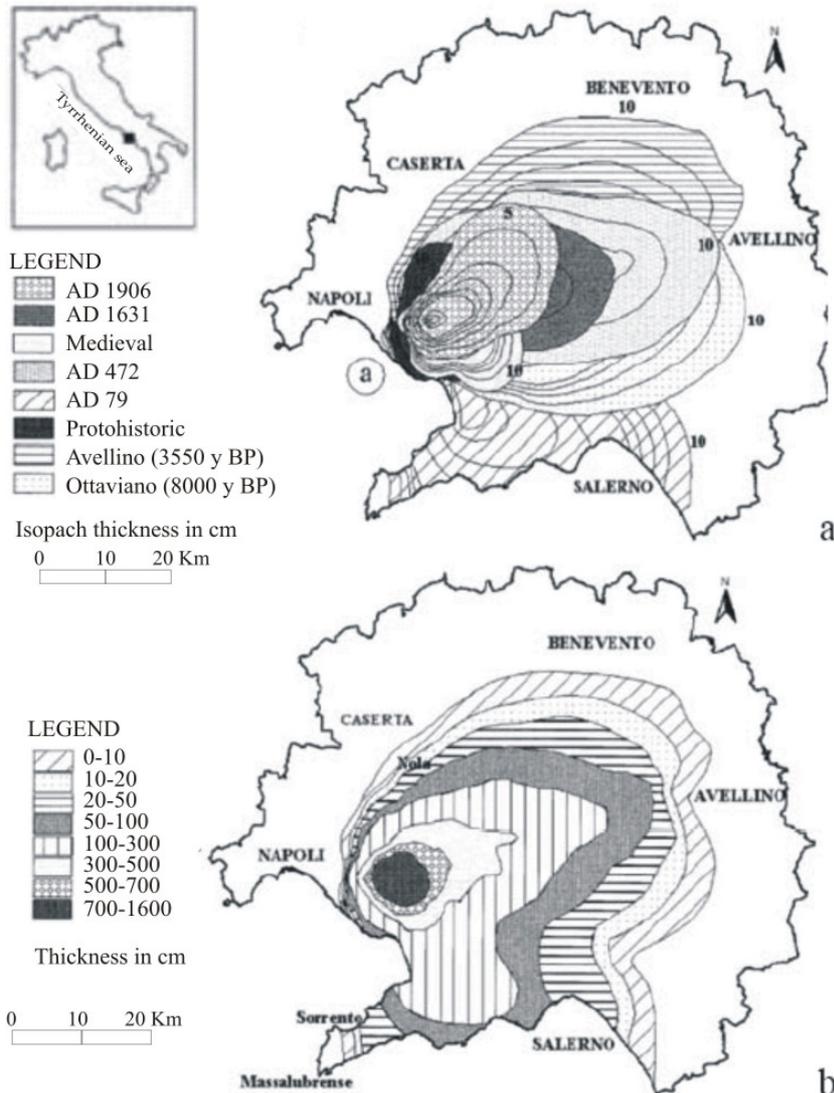


Figura 10 - a) Distribuzione dei depositi da caduta del complesso del Somma – Vesuvio; b) spessori complessivi dei depositi (da Lirer et al., 2001).

Dunque, le coperture così formatesi, a seconda della loro localizzazione, sono caratterizzate da stratigrafie più o meno complesse di differente spessore che, a partire dal metro (estremo nord dei Monti del Partenio), possono raggiungere i 5-7m nella parte meridionale dei Monti di Sarno (fig. 10b).

Alcune aree dei rilievi carbonatici sono state raggiunte anche dai prodotti piroclastici associati all'attività del distretto vulcanico dei Campi-Flegrei. In particolare, i versanti dei monti del Partenio e di Avella hanno visto depositarsi anche 40cm di prodotti piroclastici ascrivibili all'eruzione denominata di Agnano Monte Spina avvenuta circa 4.1ka fa (fig. 11).

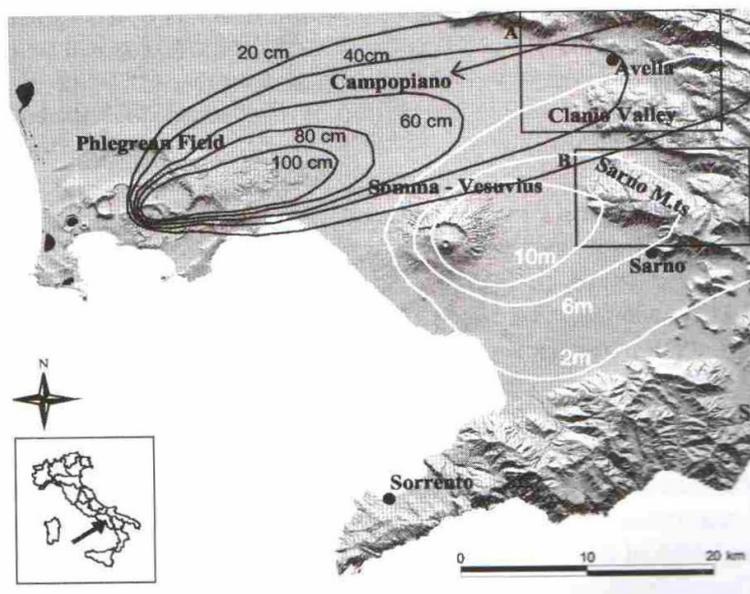


Figura 11 - Distribuzione dei depositi da caduta del complesso del Somma – Vesuvio (isopache in bianco) e dei Campi Flegrei (in nero) (da Zanchetta et al., 2003).

Una differente situazione si ritrova nell'area del distretto vulcanico dei Campi-Flegrei. I Campi Flegrei sono un campo vulcanico all'interno del quale, negli ultimi 39ka, sono stati attivi più di settanta centri eruttivi differenti. La depressione dei Campi Flegrei viene generalmente interpretata come una struttura calderica (fig. 12). Questa deriva dalla sovrapposizione di due episodi di sprofondamento (Orsi et al., 1996) connessi con le eruzioni dell'Ignimbrite Campana (39 ka; De Vivo et al., 2001) e di quella più recente del Tufo Giallo Napoletano (15 ka).

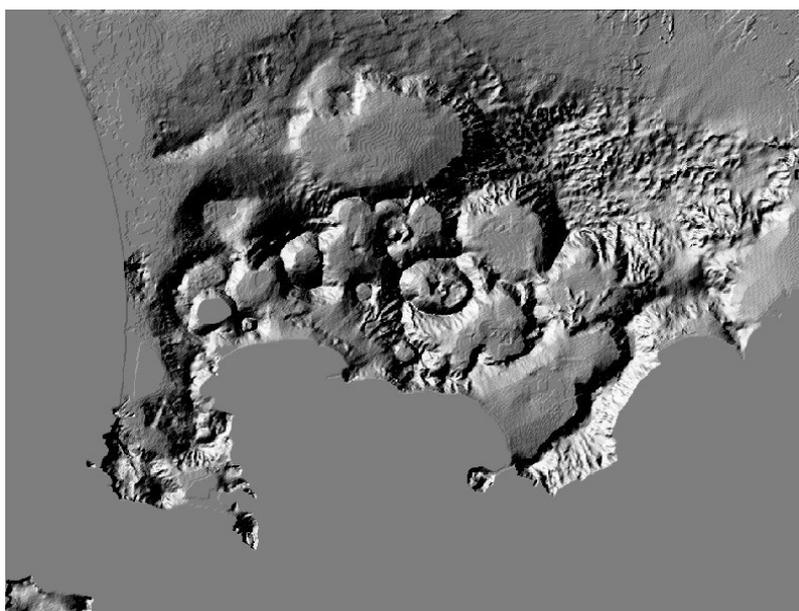


Figura 12 - Il distretto vulcanico dei Campi Flegrei (da Picarelli et al., 2006).

Sulla base di tali indicazioni appare dunque possibile effettuare una prima suddivisione delle aree interessate dalle eruzioni del complesso Somma-Vesuvio in macro-settori

caratterizzati da sequenze stratigrafiche simili costituite da terreni provenienti dai medesimi episodi eruttivi e pertanto potenzialmente omogenei. In figura 13 è riportata l'individuazione delle macroaree nelle quali si è ritenuto di suddividere il territorio ai fini della modellazione geotecnica.

Di più difficile schematizzazione appare invece l'area dei Campi Flegrei: nel seguito si porteranno e confronteranno i dati ritrovati in letteratura.

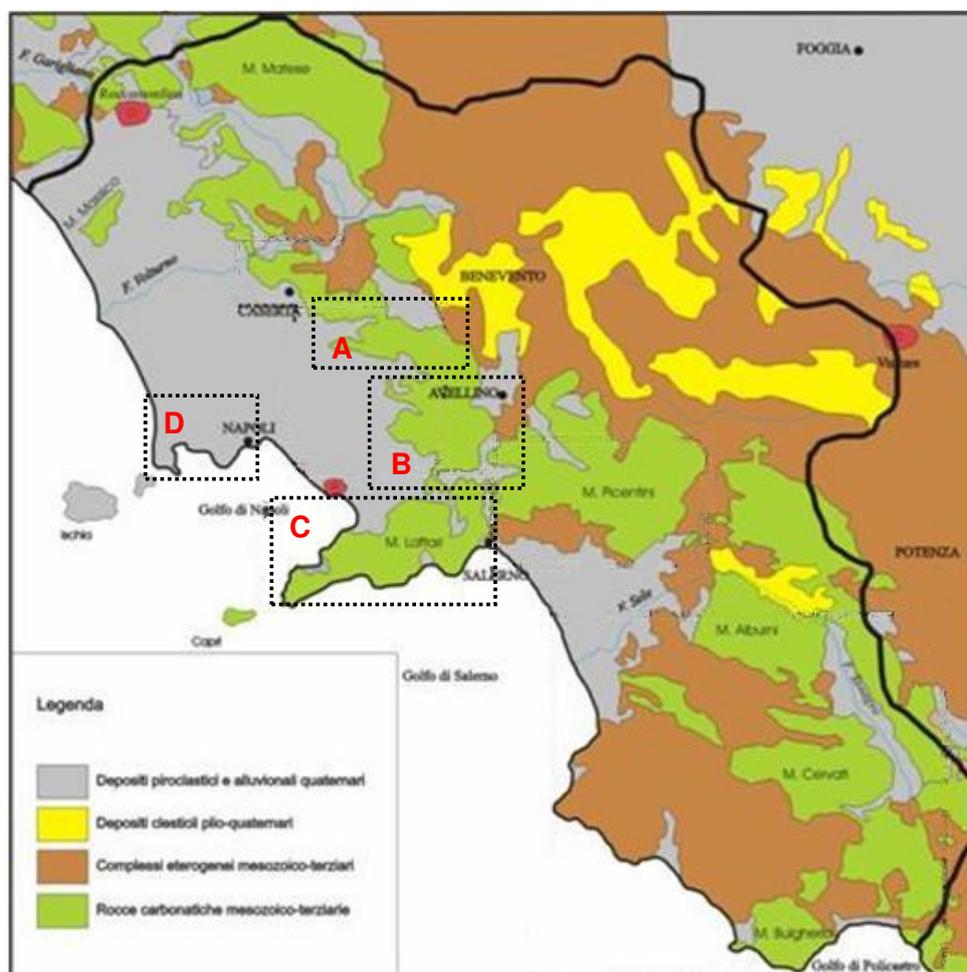


Figura 13 - Schema geologico della Campania con perimetrazione delle macroaree di interesse: A - Monti di Avella settentrionali - Monti del Partenio; B - Monti di Avella Meridionali, Pizzo D'Alvano, Monti di Lauro; C - Penisola Sorrentina - Monti Lattari; D - Campi Flegrei.

## 5.1. Macroarea A: Monti di Avella settentrionali – Monti del Partenio

### 5.1.1. Stratigrafia

I rilievi dei Monti di Avella e del Partenio fanno parte di un alto strutturale della catena sud-appenninica che ha subito complesse vicende tettoniche prima di tipo compressivo e poi un graduale sollevamento secondo una gradinata di faglie la cui massima elevazione è rappresentata proprio dai monti di Avella (1600m s.l.m.).

L'assetto geomorfologico è caratterizzato da versanti di faglia in genere ad elevata acclività (35°-40°) spesso incisi da corsi d'acqua che, nelle zone di raccordo con le piane, hanno costruito più generazioni di conoidi. Le più antiche risultano sospese di pochi metri



sugli attuali fondovalle, mentre quelle recenti ed ancora attive interessano spesso centri abitati (Santa Maria a Vico, Arpaia, Forchia) (AA.VV., 2002).

I versanti si presentano particolarmente acclivi e risultano incisi da impluvi di primo o secondo ordine a regime torrentizio. I depositi di raccordo tra i versanti e la pianura vera e propria sono costituiti da detrito di versante di natura calcarea e materiale piroclastico rimaneggiato proveniente da processi di erosione delle coperture in quota.

Nella zona più settentrionale della dorsale manca una coltre piroclastica continua; viceversa, lungo i versanti meridionali, la copertura piroclastica è molto più continua con estese aree caratterizzate da spessori che rientrano soprattutto nella classi 0,5-2m e 2-5m sia su versante aperto che all'interno delle aree di bacino idrografico (AA.VV., 2002).

I depositi piroclastici, possono trovarsi in posizione primaria, cioè nella stessa posizione in cui sono stati depositati nel corso degli anni, ovvero essere stati trasportati verso valle dalla gravità e poi ridepositati, a seguito di fenomeni di frana o dell'azione dell'acqua. Questi materiali rimaneggiati vengono anche detti di deposizione secondaria.

I terreni in posizione primaria hanno una struttura stratigrafica semplice e regolare strettamente legata alla successione degli eventi vulcanici che nell'area in esame si riferiscono prevalentemente alle eruzioni dell'apparato del Somma-Vesuvio e dell'area flegrea ed in particolare, alla eruzione di "Avellino", avvenuta circa 3.700 anni fa e a quella di Agnano - Monte Spina avvenuta 4.100 anni fa. Nelle zone di rideposizione, invece, la struttura dei depositi sciolti è più complessa e dipendente dalla successione degli eventi avvenuti nel passato (deposizione primaria successiva ai fenomeni eruttivi, e per questo intermittente, deposizione secondaria a seguito di erosione, che è continua nel tempo, o di frana, che è legata a particolari eventi meteorici o sismici ecc.): pertanto, nello stesso punto possono alternarsi terreni stratificati in posizione primaria e terreni rimaneggiati in posizione secondaria. Laddove si siano avute lunghe interruzioni dei fenomeni di accumulo e deposizione, intercalati fra gli strati primari o secondari, possono trovarsi paleosuoli riconoscibili per il colore più scuro e per la presenza diffusa di sostanza organica dovuta all'alterazione della vegetazione e delle relative radici. Infine, per effetto dell'alterazione fisico-chimica, i terreni piroclastici possono risultare leggermente argillificati.

L'assetto stratigrafico della copertura sciolta dipende anche dalla morfologia preesistente. Innanzi tutto, la pendenza del substrato roccioso influenza lo spessore dei depositi sciolti che lo ricoprono, tanto minore, quanto maggiore è tale pendenza. Inoltre, al diminuire della quota cresce la probabilità che i terreni sciolti siano in posizione secondaria per effetto dei fenomeni di erosione-trasporto-deposizione e di quelli di frana-trasporto-deposizione.

Essenzialmente le indagini di natura geotecnica che consentono di caratterizzare la macroarea Monti di Avella settentrionali-Monti del Partenio sono relative ai siti di Cervinara, S. Felice a Canello, Forchia e Baiano. Gli ultimi due siti rientrano nelle aree campione indagate dall'Autorità di Bacino Nord-Occidentale della Campania nell'ambito della redazione dei Piani Stralcio per l'assetto idrogeologico (AA.VV., 2002).

Nel territorio comunale di Baiano le indagini effettuate dall'Autorità di Bacino Nord-Occidentale della Campania hanno interessato il versante che incombe lungo il tratto dell'Autostrada A16 tra le uscite di Baiano e di Avellino Ovest. Il versante presenta un profilo regolare, concavo verso il basso con piccoli salti morfologici dovuti alla presenza di balze rocciose o di sentieri montani, ed una serie di incisioni normali alle linee di livello. Esso presenta pendenze, crescenti dalle zone pedemontane a quelle più elevate, comprese fra 6° e 37°.

In generale, sono stati individuati i seguenti litotipi ritenuti geotecnicamente omogenei alcuni dei quali, come mostrato in seguito, si rinvengono anche nelle altre aree indagate:

- terreno A: pomice grossolane di colore grigio in posizione primaria, con grani a spigoli vivi o subangolari e dimensioni comprese fra 1 e 3 cm, nella parte alta dello strato, e tra qualche millimetro ed 1 cm nella parte bassa;
- terreno B: cineriti in posizione primaria, costituite essenzialmente da ceneri vulcaniche sabbiose con modesta percentuale di limo e pomice;
- terreno C: pomice fini in posizione primaria, con grani a spigoli sub-angolari e dimensione massima dell'ordine del centimetro;
- terreno D: cineriti sabbio-limose argillificate;
- terreno E: cineriti in posizione secondaria a granulometria prevalentemente sabbiosa, caratterizzate dalla presenza di piccoli elementi calcarei;
- terreno F: pomice in matrice cineritica, in posizione secondaria;
- terreno G: copertura vegetale costituita da terreni sciolti humificati di natura piroclastica;
- terreno H: substrato calcareo fratturato.

L'insieme delle indagini stratigrafie eseguite ha consentito di distinguere accanto ai depositi piroclastici primari di spessore modesto (2.5m÷5.0m) che si rinvengono nella parte alta del versante, una fascia pedemontana dove si rinvengono depositi in posizione secondaria di maggiore spessore (fino a 9m) e depositi rimaneggiati di spessore molto più cospicuo (circa 18m) all'interno di incisioni (fig. 14).

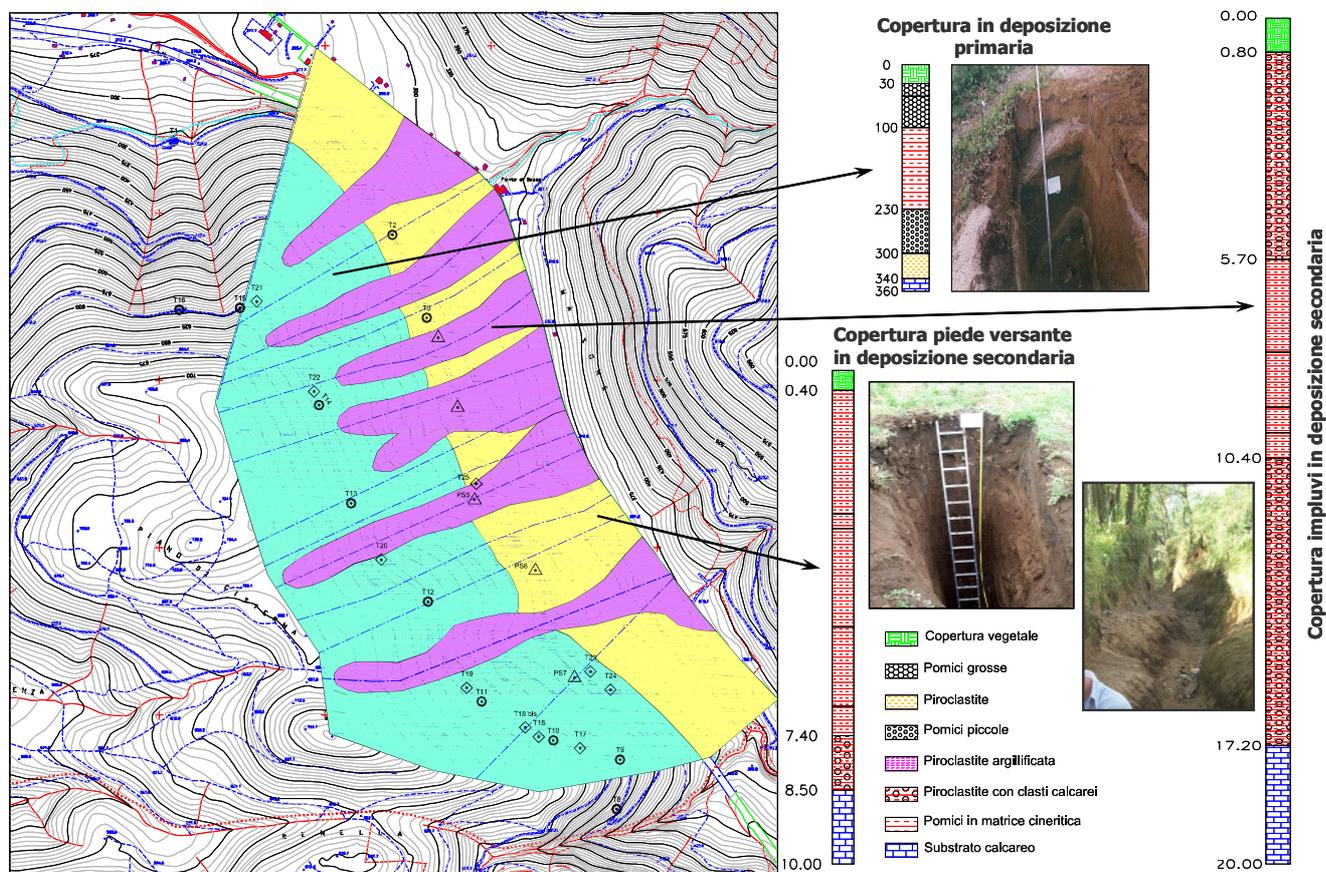


Figura 14 - Baiano: zonazione e ricostruzione stratigrafica dei depositi piroclastici (Picarelli, 2007)

In particolare, nella zona medio-alta del versante lo schema stratigrafico più ricorrente è costituito, dall'alto verso il basso, da:

- uno strato da 10 a 100cm di terreno vegetale (terreno G);
- un livello di pomici grossolane di spessore variabile tra 70 e 140cm (terreno A);
- un livello di cineriti che raggiunge lo spessore massimo di 250cm (terreno B);
- uno strato di pomici fini che raggiunge lo spessore massimo di 60 cm (terreno C);
- un ulteriore livello di materiali piroclastici di modesto spessore (terreno B);

Solo in qualche caso la serie stratigrafica si chiude con un livello di cineriti argillificate (terreno D) a tetto della formazione calcarea di base.

Le indagini effettuate nel sito di Cervinara (AV) hanno interessato essenzialmente il versante lungo il quale nel 1999 si innescò una colata di fango. Un'ampia campagna di indagini in sito e di laboratorio fu eseguita subito dopo tale evento e consistette nella realizzazione di trincee e sondaggi dai quali furono prelevati numerosi indisturbati campioni di terreno. Nella planimetria riportata in figura 15 è indicata l'ubicazione dei punti di indagine, tutti concentrati nell'area interessata dalla frana: sondaggi approfonditi fino a raggiungere il tetto della formazione calcarea e trincee eseguite con mezzi meccanici furono effettuati nella zona di valle; pozzetti scavati a mano furono invece eseguiti lungo il versante.

Da tali indagini risulta che, nella zona pedemontana, il banco di terreni sciolti ha una potenza di circa 20m ed è costituito da materiali di natura piroclastica in deposizione secondaria con inclusioni detritiche grossolane dovute al disfacimento dei calcari di base ed agli accumuli di materiale distaccatosi dal versante.

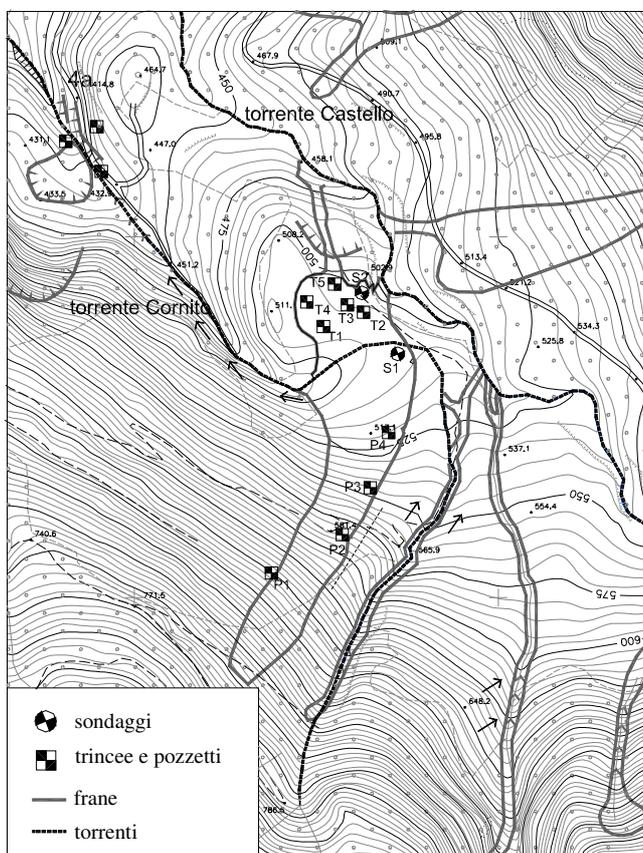


Figura 15 - Ubicazione punti di indagine nel sito di Cervinara (Olivares e Picarelli, 2001)

Lungo il versante, che, ad eccezione di piccoli salti morfologici dovuti alla presenza di sentieri, si presenta regolare con una pendenza media di 40°, le coperture risultano in sede e presentano uno spessore medio di 2.5m. All'interno dei depositi, oltre una copertura vegetale di origine piroclastica, si alternano livelli di ceneri e pomici. In particolare si distinguono dall'alto verso il basso (fig. 16):

- una copertura vegetale di origine piroclastica humificata dello spessore di circa 50cm (terreno G);
- uno strato di 20-30cm di pomici di grosse dimensioni ( $d_{max} = 5\div 6\text{cm}$ ), di colore grigio chiaro (terreno A) attribuibili all'eruzione di Avellino;
- un livello di cineriti sabbio-limose con spessore variabile da 50 a 140cm (terreno B);
- un deposito da caduta avente spessore di circa 30cm, a granulometria sabbio-ghiaiosa, costituito da alternanze di straterelli cineritici e di piccole pomici ( $d_{max} = 2\div 3\text{mm}$ ) (terreno C);
- cineriti di colore marrone, alterate e parzialmente argillificate, dello spessore variabile tra 30 e 50cm (terreno D).

Tutto il pacchetto piroclastico poggia su un substrato calcareo intensamente fratturato.

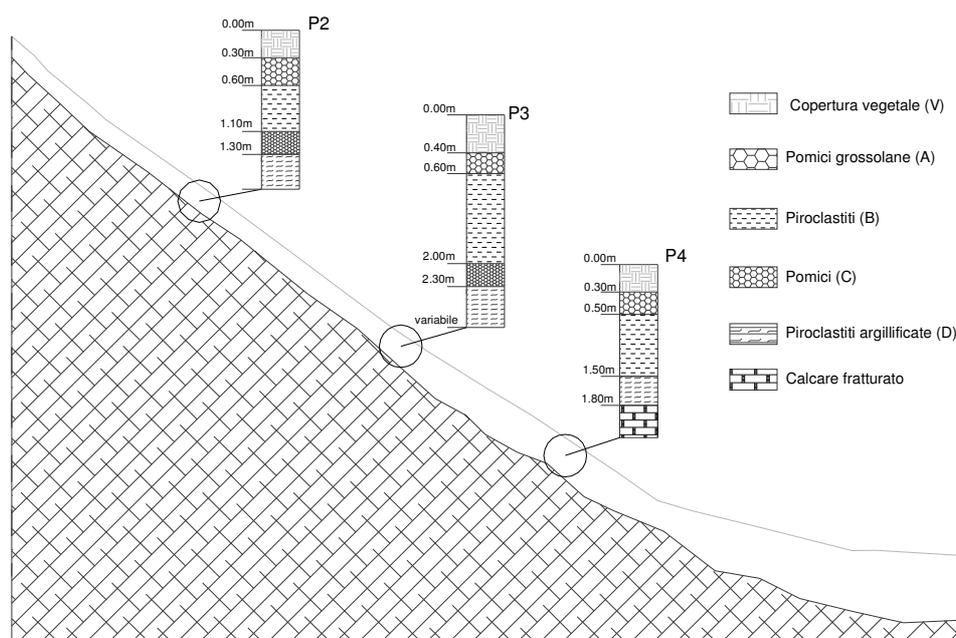


Figura 16 - Cervinara: sequenza stratigrafica dei depositi piroclastici in sede (da Damiano, 2004)

Una situazione simile si ritrova nell'area di S. Felice a Canello (Chiessi et al., 2003; Esposito et al., 2003) dove la sequenza stratigrafica delle coltri in posizione primaria rilevata in prossimità dell'area di distacco della frana del 1998 (fig. 17) vede la seguente successione (Calcaterra et al., 2003):

- uno strato di 70÷150cm di terreno vegetale (terreno G);
- un livello di paleosuolo (cineriti sabbio-limose) con spessore variabile da 150 a 180cm;
- uno strato di pomici in matrice cineritica avente spessore da 20 a 70cm (terreno C);
- cineriti fini alterate dello spessore variabile tra 50 e 180cm (terreno D).

Le coperture rilevate presentano uno spessore dell'ordine di circa 4m. A differenza delle altre aree risulta assente lo strato di pomici grossolane al di sotto della copertura vegetale.

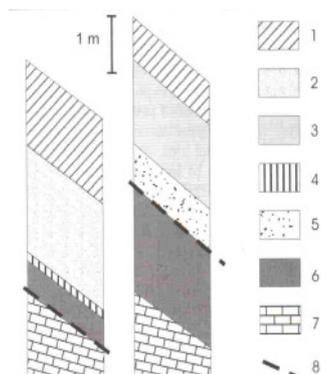


Figura 17 - S. Felice a Canello: sequenza stratigrafica dei depositi piroclastici nell'area di distacco di alcune frane avvenute nel 1998 1) terreno vegetale; 2) terreno vegetale e paleosuoli; 3) paleosuolo; 4) pomici grigie; 5) pomici in matrice cineritica; 6) ceneri fini alterate; 7) calcari fratturati; 8) piano di scorrimento (da Calcaterra et al., 2003).

Infine, nella zona di Forchia le indagini eseguite per conto dell'Autorità di Bacino Nord-Occidentale mostrano che, lungo il versante oggetto di indagine, mancano quelle serie stratificate che sono state riconosciute nelle altre aree indagate, caratterizzate dall'alternanza di livelli pumicei e di strati di cineriti, mentre prevalgono i terreni che nelle altre aree sono stati considerati di deposizione secondaria. E difatti i terreni piroclastici affioranti lungo il versante (fig. 18) presentano in genere una copertura vegetale di spessore decimetrico (terreno G), al di sotto della quale prevalgono terreni costituiti da pomici in matrice cineritica (terreni F) che risultano appoggiati direttamente sui calcari, a volte per il tramite di un esile livello argillificato (terreni D) (AA.VV., 2002). Gli spessori del pacchetto piroclastico raggiungono i 2.50m nella zona di monte (fig. 18a) ed aumentano al diminuire della quota fino a raggiungere, nella parte intermedia del versante i 4.0m.

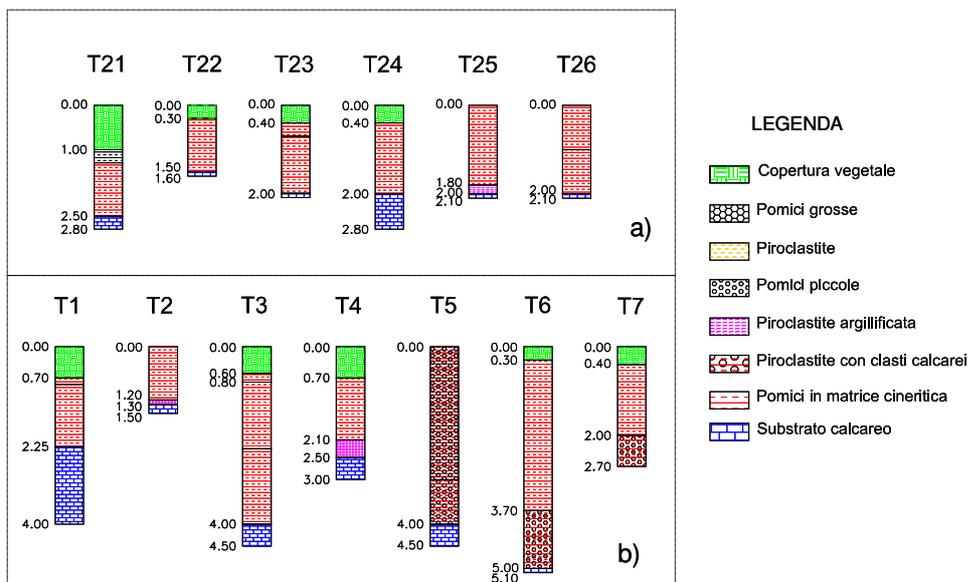


Figura 18 - Forchia: ricostruzioni stratigrafiche dei depositi piroclastici a) nella zona di monte del versante; b) nella zona intermedia del versante (da Picarelli, 2007).

Nelle incisioni si riconoscono depositi rimaneggiati, anche piuttosto potenti, costituiti da elementi calcarei in matrice cineritica ovvero terreni piroclastici con inclusi pumicei



sovrastanti depositi ricchi di elementi lapidei.

Nella parte bassa del versante, in analogia alle altre aree, lo spessore di materiale sciolto, essenzialmente in deposizione secondaria, cresce al diminuire della quota, raggiungendo oltre 8 m.

Ai fini dell'analisi delle condizioni di stabilità, nella zona alta del versante potrebbe essere considerata una successione stratigrafica costituita da:

- uno strato superiore di terreno vegetale (terreno G) dello spessore di 30 cm;
- uno strato di cineriti con pomici (F) aventi uno spessore di 2 m;
- una eventuale copertura di cineriti argillificate (D) dello spessore di 20 cm al di sopra del substrato calcareo.

### 5.1.2. Proprietà fisico-meccaniche

L'individuazione delle proprietà dei terreni costituenti le coperture piroclastiche nelle aree indagate è stata effettuata in maniera approfondita con riferimento ai soli terreni cineritici (litotipi G, B e D), gli unici campionabili in maniera indisturbata grazie alla suzione dovuta alle condizioni di parziale saturazione. Per i terreni pumicei (terreni tipo A e C) sono disponibili solamente le determinazioni granulometriche.

Sui terreni prelevati dal sito di Cervinara è stata effettuata un'ampia sperimentazione presso il Laboratorio di Geotecnica della Seconda Università di Napoli (Olivares e Picarelli, 2001; Lampitiello, 2004). Per quanto riguarda le dimensioni dei grani, i terreni presentano diametri delle particelle variabili dal campo delle ghiaie a quello delle argille, così come evidenziato in figura 19, dove sono rappresentati i risultati di più determinazioni granulometriche relative a ciascuno dei terreni costituenti il pacchetto piroclastico (Damiano, 2004). Ovviamente esiste una certa variabilità nella distribuzione granulometrica anche all'interno di uno stesso materiale, ma una sostanziale differenza si può notare tra gli strati cineritici (terreni B e D), classificabili da sabbie ghiaiose debolmente limose a sabbie limose debolmente argillose, e quelli pumicei (terreni A e C), classificabili da ghiaia con sabbia a sabbia con ghiaia debolmente limosa. I terreni appartenenti agli strati G, A, B e C sono del tutto sciolti mentre il terreno appartenente allo strato D presenta una certa plasticità (Olivares et al., 2002).

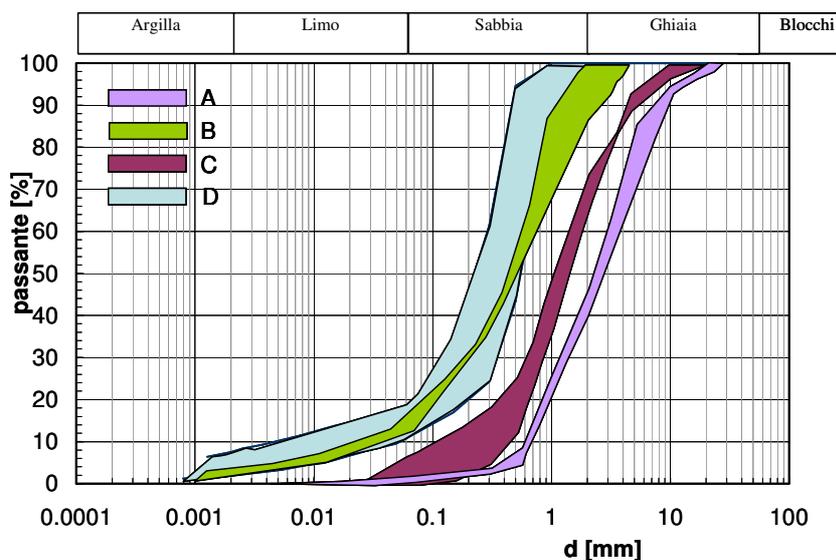


Figura 19 - Cervinara: fusi granulometrici dei terreni di copertura (Damiano, 2004).

Analogamente, su di un elevato numero di campioni sia indisturbati che rimaneggiati prelevati dal sito di Baiano sono state eseguite determinazioni della composizione granulometrica. L'insieme delle determinazioni è sintetizzato in figura 20: la fascia denominata "cineriti" include sia terreni di deposizione primaria (B) che la parte cineritica di terreni di deposizione secondaria (E ed F), quella denominata "pomici", materiali estratti da strati esclusivamente in posizione primaria (A e C). La figura mostra la notevole omogeneità sia delle cinerititi, che sono classificabili come sabbie con limo o limose con piccole percentuali di ghiaia (pomici) e di argilla, che delle pomici (da ghiaie con sabbia a ghiaie sabbiose). In particolare, le cinerititi presentano un diametro massimo dei granuli di circa 6 mm ed un coefficiente di uniformità variabile fra 30 e 60.

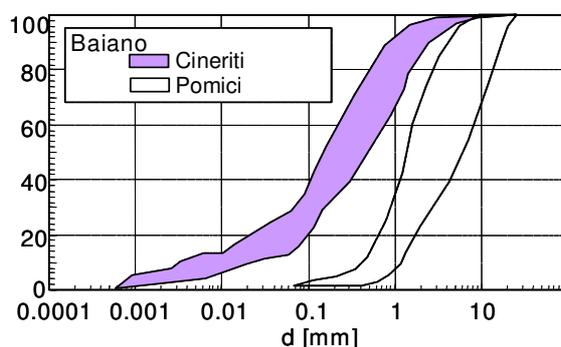


Figura 20 - Baiano: fusi granulometrici dei terreni di copertura (da Picarelli et al., 2006).

Anche le analisi granulometriche riportate in figura 21 effettuate sui terreni cineritici di Forchia, sia di deposizione primaria che secondaria, mostrano la notevole omogeneità di questi terreni, che sono mediamente classificabili come sabbie limose debolmente ghiaiose. In particolare, la percentuale di limo varia fra il 15 ed il 35% circa, quella di ghiaia tra il 5 ed il 20% con un diametro massimo dei granuli di 5-10 mm. Il coefficiente di uniformità medio è di circa 30: si tratta quindi di terreni piuttosto disuniformi.

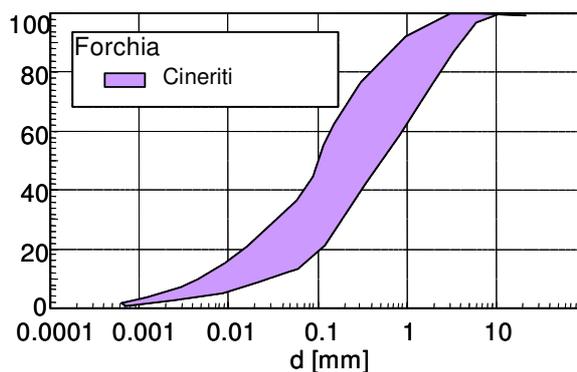


Figura 21 - Forchia: fusi granulometrici dei terreni cineritici (da Picarelli et al., 2006).

Per quello che riguarda le proprietà fisiche e di stato, sia le cineriti in sede appartenenti al litotipo B di Cervinara e di Baiano sia i terreni cineritici di Forchia (terreno F), sono caratterizzate da una porosità sempre molto elevata, con valori tipici dell'ordine del 70%, ma con punte anche superiori. Ovviamente, per il basso grado di saturazione e l'elevata porosità che li caratterizza, questi terreni sono molto leggeri, con peso dell'unità di volume



dell'ordine di  $12\div 13\text{kN/m}^3$  (Picarelli e Olivares, 2001). Le pomici dello strato A sono materiali alquanto uniformi e molto leggeri a causa della loro porosità intrinseca. Le pomici C possiedono, invece, un peso dell'unità di volume analogo a quello delle cineriti B; anche le dimensioni massime delle particelle ed il contenuto di fino è lo stesso per i due materiali, tuttavia, le pomici presentano un maggior assortimento granulometrico rispetto alle ceneri vulcaniche. Le cineriti argillificate (terreno D) sono i materiali con il più alto contenuto di fino e minore porosità, dell'ordine del 55%, per cui presentano anche il maggiore peso dell'unità di volume.

In tabella 1 sono riassunte le principali proprietà fisiche dei terreni di Cervinara, mentre in tabella 2 sono sinteticamente riportate le principali proprietà delle ceneri nei differenti siti indagati. Ovviamente il contenuto d'acqua ed il grado di saturazione risentono delle condizioni ambientali e quindi i dati riportati hanno un significato relativo.

Tabella 1 - Proprietà fisiche dei terreni nella macroarea A (da Damiano, 2004)

Strato	Materiale	Data prelievo	Gs	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	n [%]	w	S <sub>r</sub> [%]	suzione (*) [kPa]
B	cineriti	28/05/02	25.9	14.2	74.0	0.8	71.0	20.0
D	piroclastiti alterate	28/05/02	27.0	15.9	54.0	0.3	75.0	14.0
B	cineriti	20/09/02	-	10.9	71.0	0.5	48.0	-
B	cineriti	16/10/02	-	12.4	70.0	0.6	69.0	12.0
B	cineriti	27/12/02	-	-	-	0.6	-	-
D (**)	piroclastiti alterate	21/01/03	27.0	16.0	55.0	0.4	95.0	-
B	cineriti	26/02/03	26.4	11.5	71.0	0.6	63.0	-

(\*) misure effettuate nel sito di prelievo con Quick-Draw

(\*\*) prelievo effettuato a bordo frana

Tabella 2 - Proprietà fisiche delle cineriti nella macroarea A

Sito	g [kN/m <sup>3</sup> ]	n	w	S [%]
Forchia (BN)	12,86	0,70	0,69	75,23
Baiano (AV)	13,19	0,69	0,70	80,00
Cervinara (AV)	12,40	0,70	0,60	69,00

Le caratteristiche di resistenza dei terreni cineritici (strati B, D, F e G) in condizioni di completa saturazione, sono state indagate mediante prove di compressione triassiale del tipo consolidate isotropicamente drenate (CID) e non drenate (CIU) e prove di taglio diretto sia su provini a contenuto d'acqua naturale che su provini saturati in laboratorio. Essenzialmente le prove eseguite sulle cineriti dello strato B di Cervinara in condizioni di completa saturazione hanno restituito valori della resistenza caratterizzati da coesione efficace nulla e da un angolo d'attrito di circa  $38^\circ$  (fig. 22a). Sempre a Cervinara, poche prove eseguite sulle cineriti argillificate costituenti lo strato D hanno evidenziato l'esistenza di una coesione di circa 11kPa ed un angolo d'attrito di  $31^\circ$  (fig. 22b) (Olivares, 2001), mentre i terreni di copertura vegetale (G) risultano caratterizzati da un angolo d'attrito di circa  $33^\circ$  e coesione di 2 kPa.

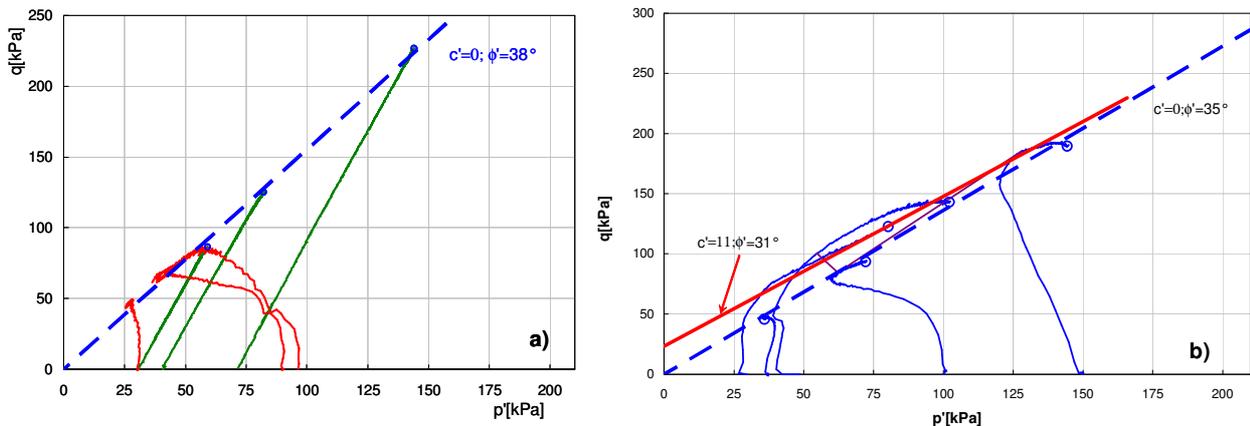


Figura 22 - Cervinara: risultati di prove triassiali su provini saturati di: a) ceneri vulcaniche (B); b) ceneri argillificate (D) (mod. da Olivares e Picarelli, 2003).

I risultati delle prove triassiali eseguite sulle ceneri B di Baiano sono riportati nel piano delle tensioni in figura 23 (Picarelli, 2007). Si rileva una notevole omogeneità nei valori della resistenza. In particolare, le prove eseguite su provini saturati in laboratorio (CID e CIU) possono essere rappresentate con un unico involucro di resistenza caratterizzato da coesione di 1.2 kPa e da un angolo di attrito di 34°. Poiché la coesione ottenuta è molto modesta e probabilmente dovuta a piccoli errori sperimentali o ad una certa non linearità dell'involucro di resistenza per tensioni molto basse, ai fini delle analisi di stabilità non è opportuno tenerne conto ed adottare un angolo di attrito equivalente; questo è stato calcolato per una tensione normale di 20 kPa, corrispondente all'incirca a quella che agisce alla base di uno spessore di terreni di 2 m, ed è risultato di 35°. Le prove eseguite su provini al contenuto naturale di acqua presentano un involucro di resistenza caratterizzato da una coesione di 6 kPa e da un angolo di attrito di 32°. Tale risultato è giustificato dalla presenza di una certa suzione che determina una resistenza apparentemente coesiva e pertanto ha un significato relativo.

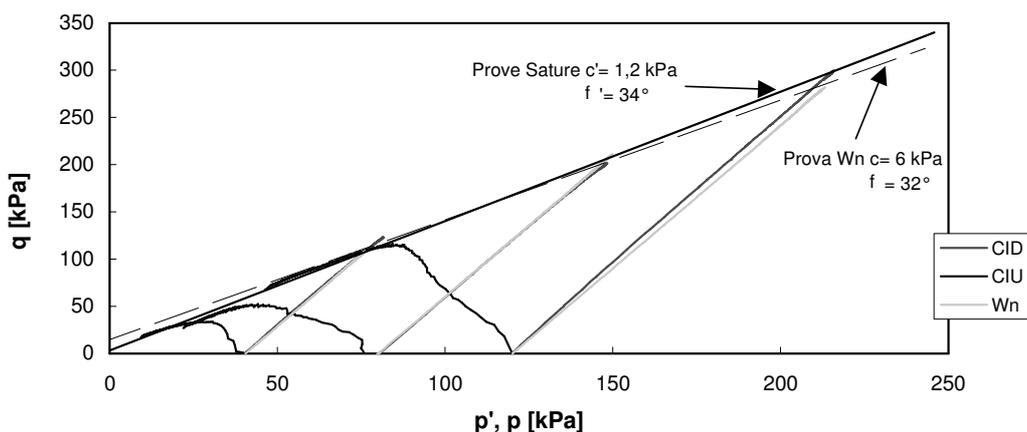


Figura 23 - Baiano: involucri di resistenza delle ceneri vulcaniche B (Picarelli, 2007).

Anche i terreni appartenenti al litotipo F campionati a Forchia, sottoposti a prove triassiali tipo CID (a contenuto d'acqua naturale) e tipo CIU (saturati), presentano un involucro di resistenza caratterizzato da un angolo d'attrito variabile tra 35° e 36° ed una coesione praticamente nulla (fig. 24).

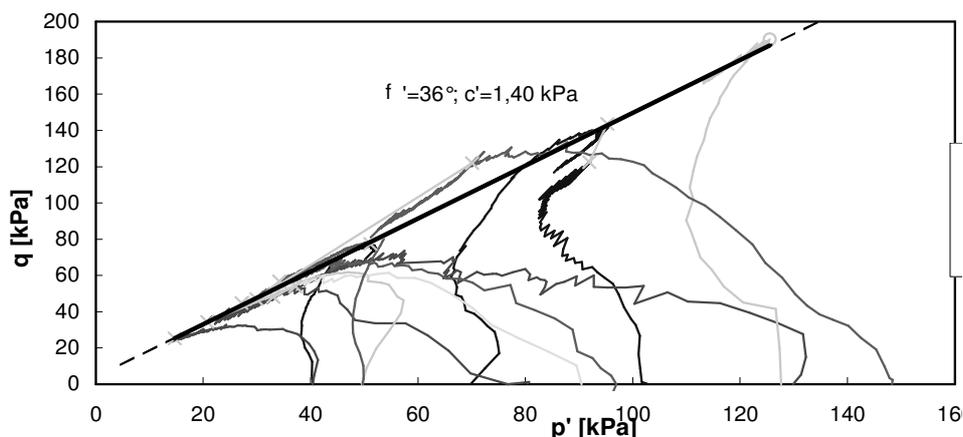


Figura 24 - Forchia: involuppi di resistenza delle ceneri (F) in: a) prove triassiali drenate CID eseguite su provini al contenuto d'acqua naturale; b) prove triassiali non drenate CIU (Picarelli, 2007).

In definitiva, all'interno della macro-area in oggetto, sia i terreni superficiali che le cineriti argillificate ubicate a tetto dei calcari risultano caratterizzati da una coesione molto modesta in condizioni di completa saturazione e da un angolo d'attrito compreso tra  $31^\circ$  e  $33^\circ$ . Nel primo caso, la coesione è giustificata sia dalla leggera argillificazione dovuta a fenomeni di alterazione, sia dalla presenza delle radici, che provoca una sorta di "rinforzo" dei terreni. Nel secondo caso, è l'argillificazione in sé che giustifica la coesione. I terreni piroclastici non argillificati (terreni B e F) invece risultano del tutto privi di coesione e l'involuppo di resistenza è caratterizzato da un angolo d'attrito compreso tra  $35^\circ$  e  $38^\circ$ . È da rilevare la notevole omogeneità nei valori della resistenza per ciascuno tipo di terreno investigato.

Sulla base dell'insieme di dati raccolti si ritiene di poter abbozzare un modello geotecnico in cui i terreni siano dotati dei parametri di resistenza a taglio riportati nel capitolo 6, nella quale i parametri adottati per la caratterizzazione delle pomice sono tratti dall'esperienza.

Relativamente all'influenza della suzione sulla resistenza a taglio (cfr. cap. 2) essa è stata indagata esclusivamente per le cineriti dello strato B di Cervinara (Olivares, 2001). In figura 25 è riportato il legame tra suzione e intercetta di coesione ricavata a partire dai risultati di numerose prove triassiali a suzione variabile su provini indisturbati di ceneri vulcaniche, utilizzando l'equazione (7) proposta da Fredlund e Rahardjo (1993) ed imponendo un angolo d'attrito uguale a quello ottenuto in condizioni di completa saturazione. In questi terreni la suzione influenza notevolmente la coesione apparente, che cresce al crescere della suzione stessa da valori di circa 3 kPa in corrispondenza di  $u_a - u_w = 5$  kPa fino a valori di circa 11 kPa per valori di  $u_a - u_w$  pari a 80 kPa.

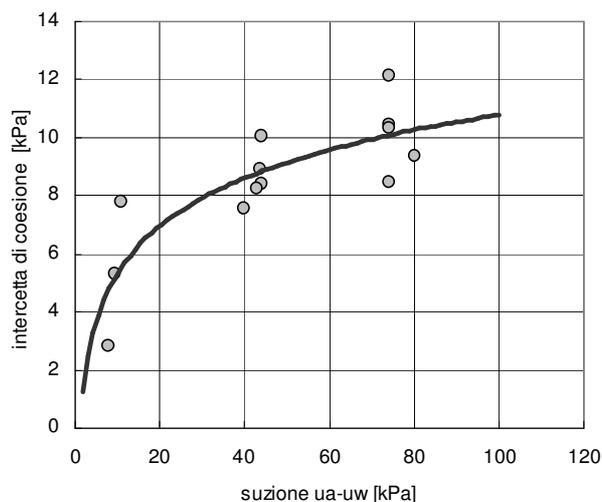


Figura 25 - Generi vulcaniche (terreno B) di Cervinara: intercetta di coesione in funzione della suzione (da Olivares, 2001).

La sperimentazione per la determinazione delle proprietà idrauliche dei terreni appare meno ricca.

Nel sito di Cervinara le caratteristiche idrauliche delle cineriti sono state indagate attraverso prove di permeabilità a carico costante in cella triassiale, in condizioni di completa saturazione: la cinerite B presenta un coefficiente di permeabilità satura che, ai differenti livelli tensionali indagati (pressione di confinamento tra 100 e 500 kPa) assume un valore variabile tra  $1 \cdot 10^{-6}$  m/s e  $5 \cdot 10^{-6}$  m/s, mentre le piroclastici argillificate dello strato D presentano valori più bassi e dell'ordine di  $10^{-7} \div 10^{-8}$  m/s a causa della maggiore percentuale di fango e della minore porosità (Olivares et al., 2003).

Le condizioni di parziale saturazione dei terreni influenzano la permeabilità che assume valori minori rispetto a quella satura anche di alcuni ordini di grandezza. In particolare, per le cineriti B la variazione della permeabilità è di circa due ordini di grandezza in un campo di suzione compreso tra 0 e 70 kPa (fig. 26a).

La curva caratteristica delle cineriti B di Cervinara è riportata figura 26b: essa è stata ricavata interpolando i punti sperimentali secondo l'approccio proposto da Brooks e Corey (1964) (eq.1) adottando un valore di 0.42 per  $\lambda$ , un valore del grado di saturazione residuo pari a 0.1 ed un valore d'ingresso d'aria di 3 kPa.

La notevole omogeneità dei terreni appartenenti ad uno stesso litotipo evidenziata in precedenza rende possibile estendere le determinazioni sperimentali effettuate anche su un numero ridotto di campioni provenienti da uno specifico sito ai terreni analoghi presenti nella macroarea in esame.

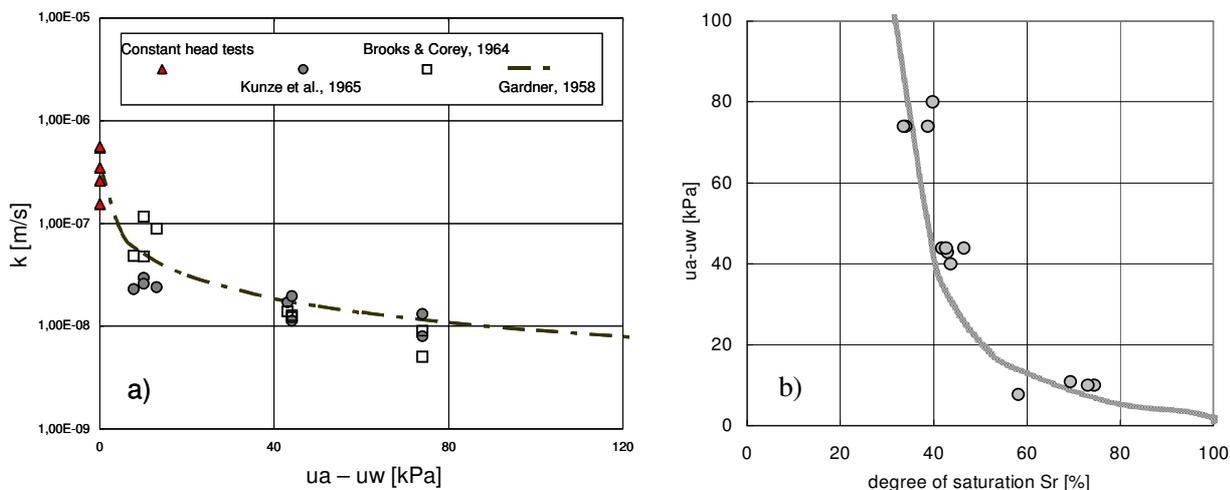


Figura 26 - Ceneri vulcaniche di Cervinara (terreno B): a) coefficienti di permeabilità in funzione della suzione; b) curva di ritenzione idrica (mod. da Picarelli et al., 2006).

## 5.2. Macroarea B: Monti di Avella meridionali – Monti di Sarno

### 5.2.1. Stratigrafia

La macroarea M.ti di Avella meridionali, Pizzo D'Alvano e M.ti di Lauro, così come la precedente, comprende potenti monoclini calcarei, originatisi a seguito dei sollevamenti che nel corso del Plio-Quaternario hanno interessato il bordo orientale della Piana Campana (Brancaccio et al., 1979).

L'assetto geomorfologico dell'area è caratterizzato da versanti di faglia in genere ad elevata acclività ( $30-35^\circ$ ) talora incisi da corsi d'acqua mentre le zone di raccordo pedemontane sono caratterizzate dalla presenza di una fascia di accumulo di origine alluvio-colluviale prodotta da processi denudazionali che hanno coinvolto i depositi della coltre piroclastica.

Sui versanti calcarei si rinvencono depositi piroclastici da caduta riferibili a cineriti e livelli di pomice di provenienza prevalentemente vesuviana, con spessori dipendenti dalle condizioni morfologiche locali. Essendo la macroarea in oggetto più prossima al complesso vulcanico del Somma-Vesuvio rispetto alla macroarea dei Monti di Avella settentrionali – Monti del Partenio, ed essendo stata investita da prodotti piroclastici di più eruzioni, lungo i versanti si ritrovano stratigrafie più complesse rispetto al caso precedente e caratterizzate da spessori più elevati in particolar modo lungo i versanti della dorsale di P.zzo D'Alvano e dei M.ti di Lauro (più prossimi ai centri eruttivi rispetto ai M.ti di Avella meridionali).

Le tipologie di fenomeni franosi che interessano questi territori sono rappresentate da colate rapide di fango del tipo incanalato o su versante aperto.

Essenzialmente le indagini di natura geotecnica che consentono di caratterizzare la macroarea B sono relative ai siti di Monteforte Irpino dove è presente un campo sperimentale dell'Università di Napoli "Federico II", di Lauro che rientra nelle aree campione indagate dall'Autorità di Bacino Nord-Occidentale della Campania, ed ai Comuni ricadenti nelle competenze del Commissariato di Governo per l'Emergenza Idrogeologica in Campania che sono stati oggetto di numerose attività scientifiche da parte sia



dell'Università degli studi di Salerno che della Seconda Università degli studi di Napoli, oltre che delle attività intraprese dallo stesso Commissariato.

La stratigrafia riscontrata nell'area di Monteforte Irpino presenta molte analogie con quelle studiate nei vicini rilievi di Pizzo d'Alvano e dei Monti di Avella (Di Crescenzo et al., 2007): si ritrovano infatti prodotti riferibili all'eruzione di "Avellino", a quella di "Mercato" e solo localmente quella del 472 detta di "Pollena" (Rolandi, 1997; Di Vito et al., 1999). In particolare, dall'analisi delle sezioni ricostruite (fig. 27) si può notare che i livelli piroclastici meglio conservati sono quelli dell'eruzione di "Mercato" o "Ottaviano", mentre l'eruzione di "Avellino", nei settori ad elevata pendenza, spesso non si ritrova perché probabilmente asportata per processi erosivi e frane. Per quanto riguarda, infine, le eruzioni più antiche ("Agnano P.P." e "Sarno") esse sono conservate solo in corrispondenza di paleoincisioni impostate nel substrato carbonatico (Di Crescenzo et al., 2007). Gli spessori delle coperture in quota variano da 2 a 5m.

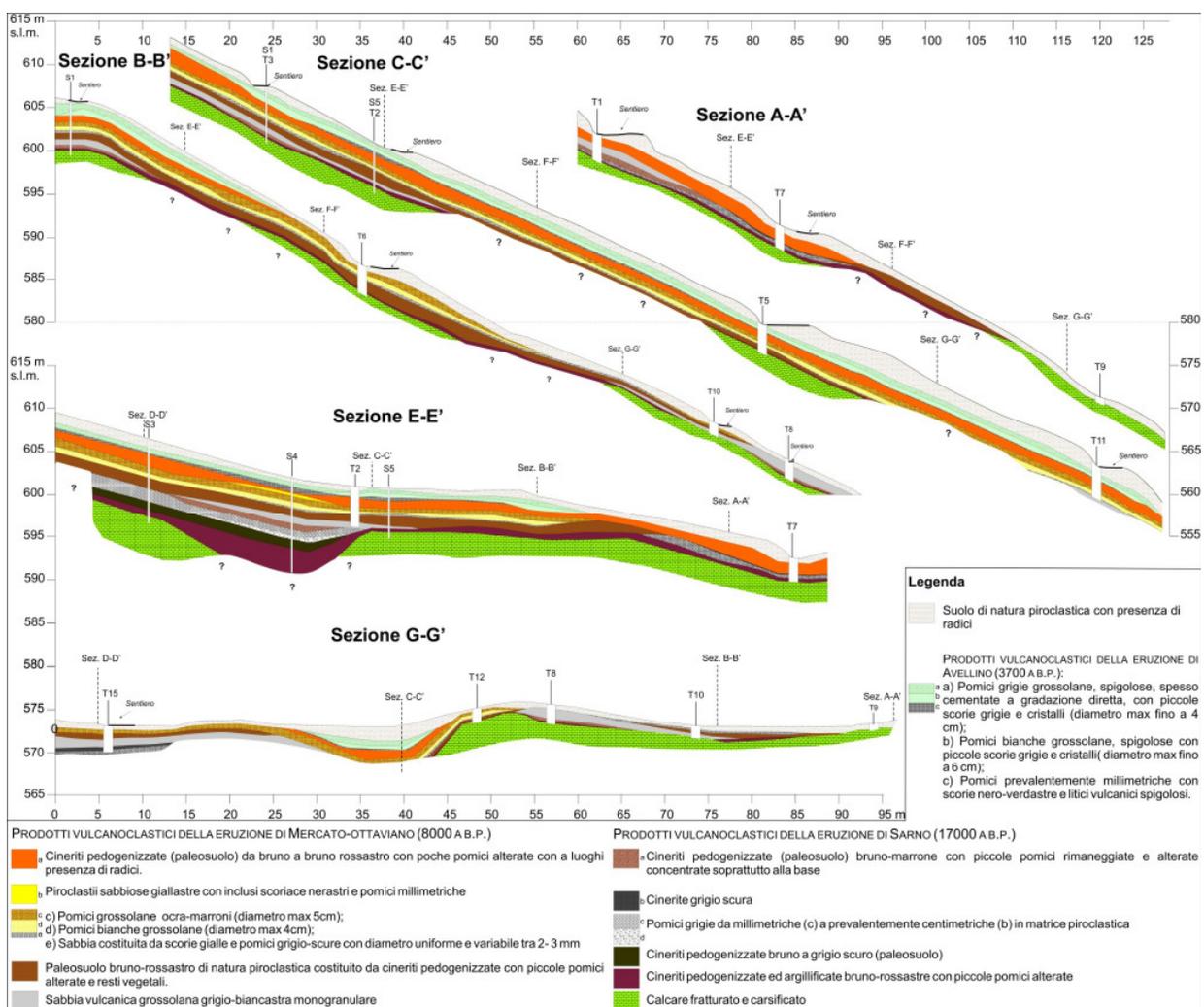


Figura 27 – Monteforte Irpino: sezioni stratigrafiche del versante indagato (da Di Crescenzo et al., 2007).

Ai fini della caratterizzazione geotecnica un lavoro di Nicotera e Papa (2007) consente di definire una stratigrafia semplificata del sito, che risulta costituita dai seguenti strati a partire da quello più superficiale fino ai calcari di base:



- terreno 1: piroclastite humificata e pedogenizzata superficiale;
- terreno 2: piroclastite humificata e pedogenizzata bruno-rossastra;
- terreno 3: livello pumiceo attribuibile all'eruzione di Avellino;
- terreno 4: cineriti pedogenizzate (paleosuolo) dell'eruzione di Ottaviano;
- terreno 5: livello pomiceo riferibile all'eruzione di Ottaviano;
- terreno 6: cineriti pedogenizzate (paleosuolo);
- terreno 7: sabbia vulcanica;
- terreno 8: piroclastite argillificata.

Il pendio indagato dall'Autorità di Bacino Nord-Occidentale nel territorio di Lauro (fig. 28a) presenta forti variazioni di pendenza: relativamente poco inclinato nella parte alta (circa 13°), esso diventa molto più ripido nella parte intermedia (circa 32°) e dolce (4°) in corrispondenza della parte più bassa dell'area campione.

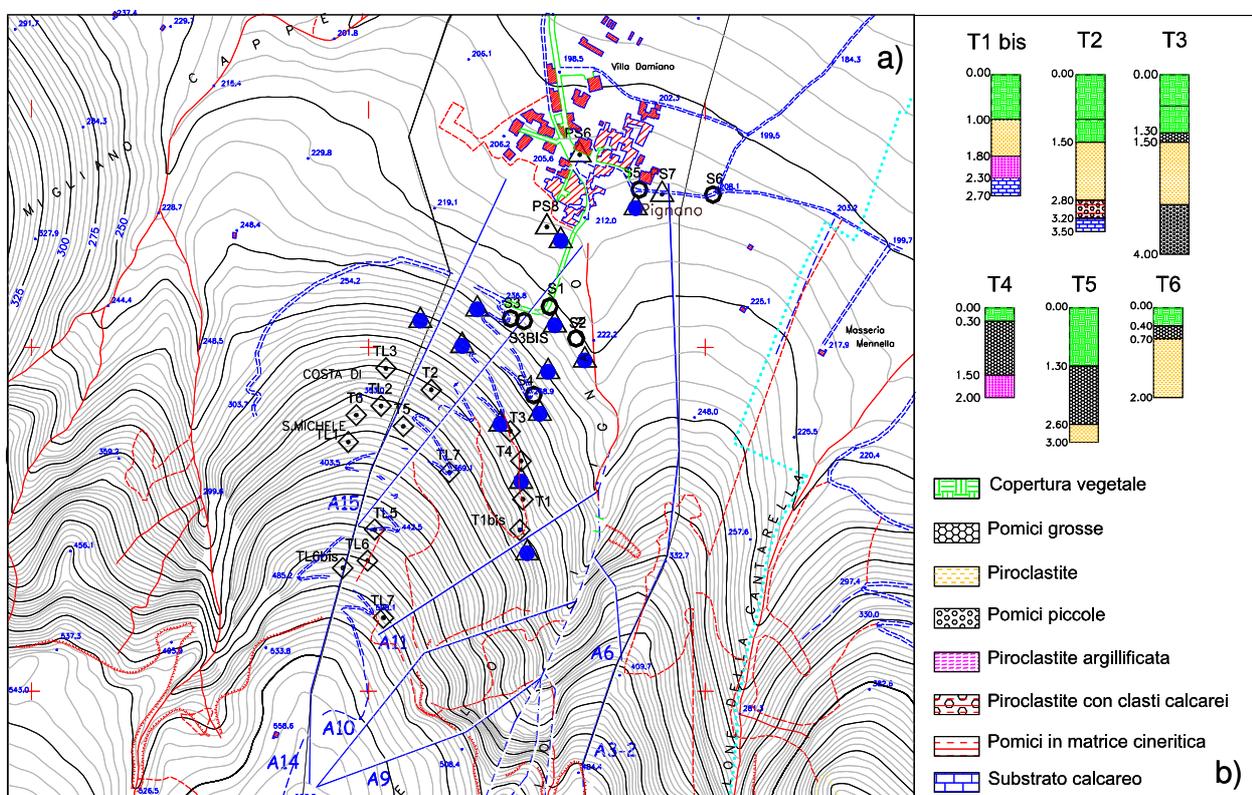


Figura 28 – Lauro: versante indagato a) ubicazione dei punti di indagine; b) ricostruzione stratigrafica dei depositi in posizione primaria nella zona di monte (Picarelli, 2007).

Così come nelle altre aree indagate, il basamento è costituito da un ammasso carbonatico fratturato ricoperto da depositi sciolti. La roccia carbonatica affiora lungo i sentieri montani in corrispondenza dei tagli artificiali. Nel complesso, la formazione calcarea è ubicata ad una profondità di un paio di metri lungo la parte più ripida del versante dove la copertura è costituita essenzialmente da depositi piroclastici in sede, passa a 3-6 m nella zona di piedimonte dove i terreni sono sostituiti da materiali rimaneggiati per poi immergersi rapidamente fino a 15 e più metri (Picarelli, 2007).

Le trincee effettuate nella zona di monte del versante (fig. 28b) indicano la presenza di depositi in sede in cui al di sotto di una copertura vegetale si trova uno strato di pomici grosse ed uno strato di cineriti in deposizione primaria talvolta seguito da uno strato di



pomici fini. Solo in pochi punti si ritrova lo strato di piroclastite argillificata rinvenuto in altri siti ivi compreso quello di Monteforte Irpino.

Una versione semplificata ai fini geotecnici delle stratigrafie riscontrate in quota risulta costituita da (fig. 29):

- uno strato superiore di piroclastite humificata (terreno G) dello spessore di 50cm;
- uno strato di pomici grossolane (terreno A) di spessore variabile tra 0 e 80cm;
- uno strato di materiali piroclastici in sede (terreno B) dello spessore di circa 80cm a volte sostituito da uno strato di cineriti rimaneggiate con incluse pomici (terreno F) o elementi calcarei (terreno E) dello spessore variabile tra 50 e 120cm;
- formazione calcarea di base talora ricoperta da uno strato di pomici fini (terreno C) dello spessore di circa 1m.

Più complesse risultano le situazioni geomorfologiche nell'area dei Monti di Sarno visto anche il numero elevato di indagini effettuate in tale area in seguito agli eventi del 1998 che coinvolsero i Comuni situati alle pendici del massiccio di Pizzo d'Alvano. Anche in quest'area le pendenze medie dei versanti in quota risultano piuttosto elevate (35°-41°) e le coperture piroclastiche raggiungono spessori di 5m e sono perlopiù costituite da più livelli di pomici separati da paleosuoli. Lo spessori degli strati pumicei varia tra gli 80-100cm dei prodotti più antichi (situati ad una maggiore profondità dal piano campagna) e i 10-50cm di quelli più recenti (Calcaterra et al., 2003).

Tipiche condizioni stratigrafiche osservate nelle zone d'innescò dei fenomeni franosi all'interno dei territori di Bracigliano, Quindici, Sarno e Siano sono riportati in figura 29 (Cascini e Sorbino, 2003): si distingue una certa variabilità delle sequenze stratigrafiche che risultano meno complesse a Bracigliano ed invece più eterogenee negli altri siti dove si ritrovano diversi livelli pumicei, intercalati da strati cineritici, a differenti profondità.

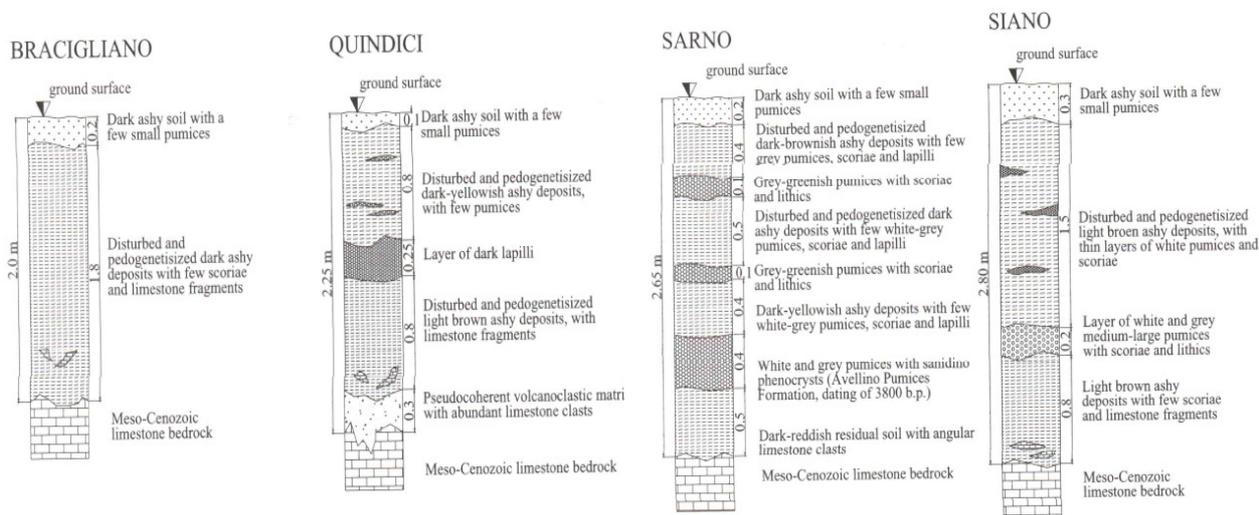


Figura 29 – Tipiche sequenze stratigrafiche dei depositi piroclastici in quota in quattro località circostanti Pizzo d'Alvano (da Cascini e Sorbino, 2003).

In particolare, le stratigrafie effettuate nella zona sud-orientale del Pizzo d'Alvano, alle cui pendici è situato l'abitato di Bracigliano, mostrano che nelle zone di piedimonte le coperture piroclastiche raggiungono spessori di alcune decine di metri e sono costituite da alternanze di livelli cineritici rimaneggiati e di depositi detritici di natura calcarea frammisti

a ceneri vulcaniche rimaneggiate. Più importante ai fini del presente studio è la stratigrafia dei depositi primari che ricoprono i pendii e che potrebbero essere interessati da ulteriori fenomeni di colata rapida. In tale zona in generale, lo spessore complessivo dei terreni di copertura non supera i 4 m. Dall'alto verso il basso, con lacune stratigrafiche dovute sia alle condizioni originarie di deposizione che, soprattutto, ad antichi fenomeni di erosione e frana, essi sono costituiti principalmente da (Picarelli, 2007):

- uno strato superiore di terreno vegetale (terreno G);
- uno strato di cineriti, a volte rimaneggiate, con intercalazioni pumicee (F) di spessore in genere non superiore a 30 cm;
- uno strato di pomici;
- uno strato di cineriti a tetto del substrato calcareo.

Spesso è comunque assente una ben definita continuità stratigrafica a causa di antichi fenomeni di erosione e frana, ed eventualmente, a particolari condizioni di deposizione. Sostanzialmente le successioni stratigrafiche ritrovate sono in buon accordo con quelle osservate da Cascini e Sorbino (2003).

Ulteriori indagini stratigrafiche effettuate nel territorio di Quindici sono riportate da Calcaterra et al. (2000) ed illustrate in figura 30. Le sequenze stratigrafiche dei depositi piroclastici osservati in differenti aree di generazione di alcune colate di fango mostrano che, al di sotto di una coltre vegetale dello spessore variabile tra 30 e 130 cm, spesso si rinvengono strati di materiali (pumicei e cineritici) rimaneggiate al di sopra della formazione di "Avellino" in posizione primaria e solo in un caso al di sopra dei calcari fratturati di base vi è uno strato di pomici appartenenti all'eruzione di "Ottaviano".

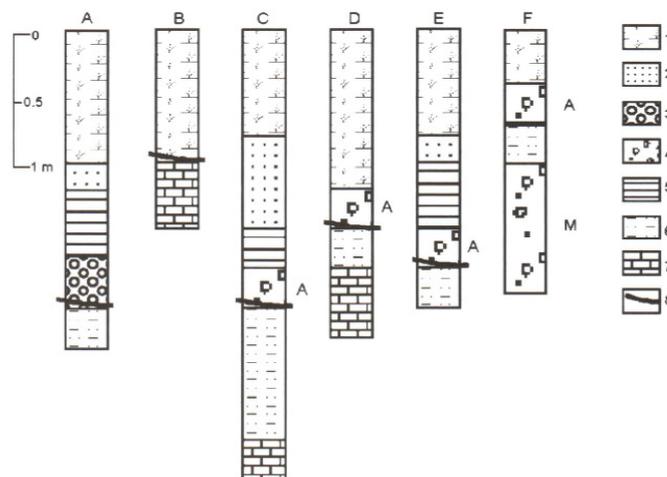


Figura 30 – Quindici: sequenze stratigrafiche dei depositi piroclastici nell'area di distacco di alcune colate di fango del 1998 1) terreno vegetale; 2) cineriti rimaneggiate con incluse pomici e scorie; 3) pomici rimaneggiate; 4) pomici dell'eruzione di Avellino (A) e di mercato (M); 5) paleosuolo; 6) ceneri fini rimaneggiate; 7) calcari fratturati; 8) piano di scorrimento (da Calcaterra et al., 2003).

Il confronto tra le analisi stratigrafiche reperite in letteratura mostra una certa dispersione di dati che non consente di caratterizzare in maniera semplificata i depositi presenti in tale area. In particolare, nelle aree più vicine al complesso del Somma-Vesuvio i depositi in quota risultano spesso costituiti da livelli di materiali rimaneggiate e solo in alcuni casi sono presenti i livelli piroclastici appartenenti all'eruzione di "Ottaviano". La successione stratigrafica presente nel sito di Monteforte Irpino, e talora nel territorio di Lauro, risulta invece più simile a quelle presenti all'interno della macroarea A caratterizzate

dall'alternanza di strati pumicei e ciniretici in posizione primaria ascrivibili alle eruzioni di "Avellino" ed "Ottaviano".

### 5.2.2. Proprietà fisico-meccaniche

Le proprietà dei terreni piroclastici presenti all'interno della macroarea B sono state indagate da differenti Università campane e forniscono una discreta ed affidabile quantità di dati che consente di caratterizzare i terreni cineritici.

Relativamente al sito di Monteforte Irpino in figura 31 sono riportati i fusi granulometrici dei diversi terreni. Come si può osservare dal primo dei diagrammi, i terreni più superficiali costituenti la coltre vegetale (1 e 2) hanno caratteristiche granulometriche tra loro molto simili e con il terreno appartenente allo strato 4 riportato nel secondo diagramma: si tratta mediamente di sabbie con limi. Gli strati 6 ed 8 sono decisamente più fini degli altri terreni analizzati. Infine i terreni 3, 5 e 7, costituenti i differenti livelli di pomici, sono da considerarsi come materiali a "grana grossa" abbastanza uniformi: in particolare, mentre il terreno 7 è una sabbia media con una frazione significativa di limo, il terreno 5 ed il terreno 3 sono rispettivamente una sabbia grossa ed una ghiaia (Nicotera e Papa, 2007).

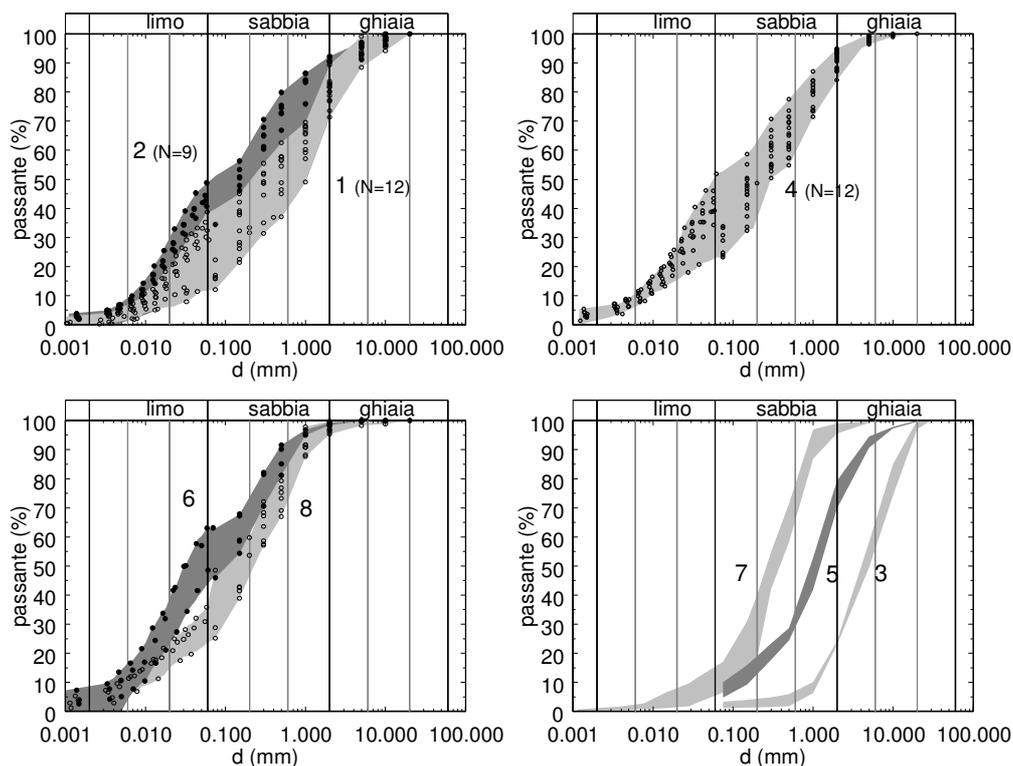


Figura 31 - Monteforte Irpino: fusi granulometrici dei terreni costituenti la sequenza stratigrafica (da Nicotera e Papa, 2007).

Le determinazioni granulometriche effettuate sui terreni di Lauro, sintetizzate nella figura 32, mostrano ancor più la notevole omogeneità sia delle cinerititi, che sono generalmente classificabili come sabbie con limo debolmente ghiaiose (in qualche caso la percentuale di ghiaia è trascurabile, mentre diventa apprezzabile quella di argilla), che delle pomici (da ghiaie con sabbia a sabbie debolmente ghiaiose). In particolare, le cinerititi presentano un diametro massimo dei granuli di 20 mm ed un coefficiente di uniformità medio di circa 40 (si tratta quindi di terreni piuttosto disuniformi) mentre le pomici risultano più uniformi essendo caratterizzate da un coefficiente di uniformità medio di circa 4.

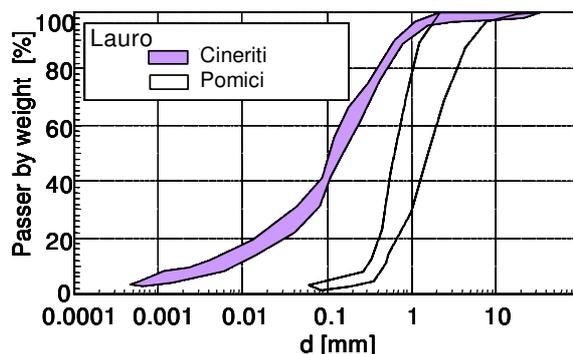


Figura 32 - Lauro: fusi granulometrici dei terreni costituenti la sequenza stratigrafica (da Picarelli et al., 2006).

Infine, in figura 33 sono riportati i fusi granulometrici dei terreni di Pizzo d'Alvano. Anche in questo caso si nota chiaramente che i terreni cineritici sono composti in prevalenza da sabbie e limi con presenza di frazioni di ghiaie (pomici) la cui percentuale in peso non supera il 22%, mentre le pomici, risultano sempre costituite da materiali a grana grossa con una percentuale di ghiaia che può raggiungere anche il 90% (Cascini e Sorbino, 2003).

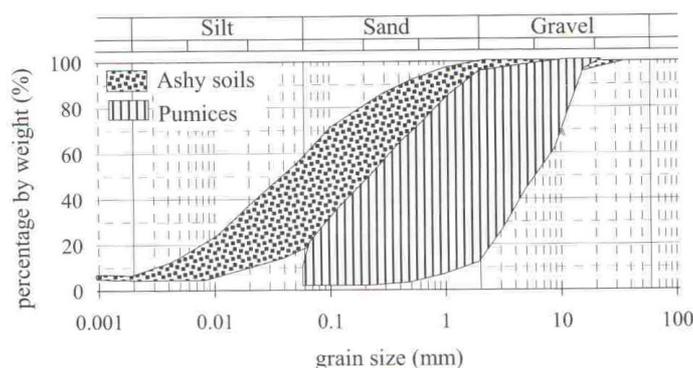


Figura 33 - Fusi granulometrici dei terreni cineritici e pomici di Pizzo d'Alvano (da Cascini e Sorbino, 2003).

Le principali proprietà fisiche dei terreni campionati nei diversi siti sono riportate in tabella 3.

Tabella 3 - Proprietà fisiche dei terreni nella macroarea B

terreno	$G_s$	$\gamma_a$ ( $\text{kN/m}^3$ )	$\gamma$ ( $\text{kN/m}^3$ )	$n$	$S_r$
1	2,65	8,06	11,91	0,69	0,57
2	2,66	7,77	12,49	0,70	0,69
4	2,57	7,11	12,11	0,71	0,71
6	2,57	7,13	12,51	0,72	0,77
7	2,47	7,71	11,93	0,69	0,64
8	2,49	10,64	15,49	0,58	0,87

Sito di Monteforte Irpino (da Nicotera e Papa, 2007)

	$G_s$	$n$	$\gamma$ ( $\text{kN/m}^3$ )	$\gamma_d$ ( $\text{kN/m}^3$ )	$w_n$ (%)	$S_r$ (%)
Ashy soils	2.512	0.659	12.04	8.31	45.67	56.69
Pumices	2.314	0.689	9.02	7.20	25.34	26.47

Sito di Pizzo d'Alvano (da Bilotta e Foresta, 2002)

Anche in questo caso si nota la notevole omogeneità dei dati ed in particolare l'elevata porosità dei terreni (variabile tra il 50% ed il 70%), il modesto peso dell'unità di volume e un grado di saturazione sempre inferiore all'unità.

Un'ampia campagna di prove meccaniche è stata effettuata sui terreni di Monteforte Irpino. In particolare, sui terreni indicati come 1, 2, 4, 6 e 7 ossia sui terreni della coltre vegetale (1 e 2), le cineriti intermedie (4) e le cineriti più profonde (6 e 7), presso il Laboratorio del Dipartimento di Ingegneria Geotecnica dell'Università di Napoli "Federico II" sono state eseguite prove di permeabilità, prove di evaporazione e prove di essiccamento in piastra di Richards per la determinazione delle caratteristiche idrauliche in regime di parziale saturazione, prove di compressione triassiale e prove di taglio diretto su provini saturati (Nicotera e Papa, 2007).

Il comportamento meccanico in condizioni di totale saturazione dei terreni è stato indagato mediante prove triassiali drenate eseguite a livelli tensionali comparabili con quelli agenti in sito ( $\sigma_{3max} = 70$  kPa).

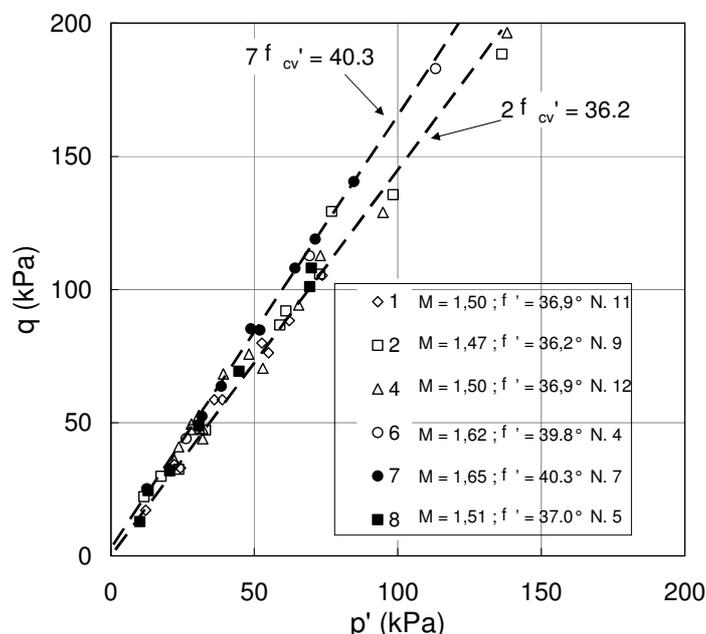


Figura 34 – Monteforte Irpino: resistenza dei terreni in condizioni di completa saturazione ( da Nicotera e Papa, 2007).

I risultati delle prove triassiali sono sintetizzati in figura 34 dove nel piano  $\{p',q\}$  sono riportati i punti rappresentativi delle condizioni quasi-stazionarie di fine prova; i dati sperimentali sono compresi tra gli involucri di resistenza del terreno 7 e del terreno 2. Si evince che tra i terreni analizzati quello 2 presenta la resistenza più bassa caratterizzata da un angolo d'attrito pari a  $36^\circ$ , mentre la resistenza più elevata è relativa al terreno 7 (sabbia vulcanica) che presenta un angolo d'attrito di  $40^\circ$ . Per tutti i materiali è nulla la coesione efficace. Si noti inoltre la corrispondenza tra le caratteristiche di resistenza delle ceneri vulcaniche campionate in questo sito (terreno 4:  $c'=0$  e  $\phi'=37^\circ$ ) e delle ceneri prelevate all'interno della macroarea A, ed indicate come terreno B.

A Lauro la sperimentazione per la determinazione delle caratteristiche meccaniche dei terreni ha riguardato esclusivamente le cineriti in sede (terreno B corrispondente al terreno 4 di Monteforte Irpino). I risultati delle prove di compressione triassiale drenate eseguite

sia su campioni a contenuto d'acqua naturale che su campioni saturati e i risultati delle prove triassiali non drenate sono riportati in figura 35.

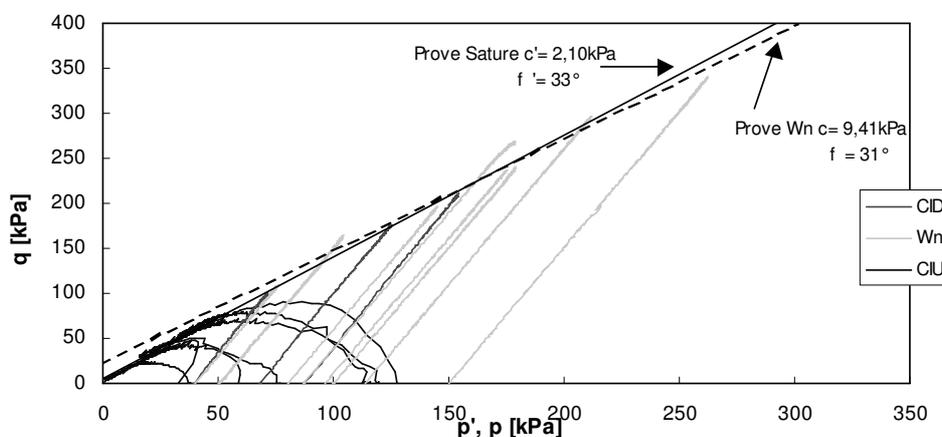


Figura 35 – Lauro: resistenza dei terreni in prove triassiali. (Picarelli, 2007).

Le ceneri analizzate presentano un involucro di resistenza caratterizzato da una coesione molto modesta (2 kPa) e da un angolo di attrito di 33°. Dal confronto tra tale involucro e quello relativo alle prove eseguite su campioni a contenuto di acqua naturale si ha un'ulteriore conferma che in tali terreni a bassi livelli tensionali prevale l'effetto della suzione. Inoltre, poiché la modesta coesione misurata potrebbe essere dovuta ad una certa non linearità dell'involuppo di resistenza, per tensioni dell'ordine di 20 kPa, corrispondenti alla tensione litostatica media ad una profondità di circa 2 m, imponendo  $c'=0$  l'angolo di attrito risulta superiore a 36°.

Analoghi risultati sono riportati da Bilotta e Foresta (2002) relativamente alle ceneri di Pizzo d'Alvano. I risultati ottenuti da prove di taglio diretto su campioni saturati mostrano che le ceneri sono dotate di un angolo d'attrito efficace variabile tra i 30° ed i 37° ed un valore della coesione efficace modesto (mai superiore a 5 kPa).

Infine, anche le ceneri di Bracigliano presentano un involucro di resistenza caratterizzato da un angolo d'attrito di circa 36° (Picarelli, 2007), in sostanziale accordo con i dati ottenuti negli altri siti.

Riguardo all'influenza della suzione sulle caratteristiche di resistenza a taglio in letteratura si ritrovano risultati di prove a taglio su campioni con contenuto d'acqua naturale che mostrano la spiccata non linearità dell'involuppo di resistenza che viene caratterizzata attraverso l'angolo  $\phi^b$  che per i terreni in questione assume valori compresi tra 20° e 30° (Bilotta e Foresta, 2002).

Una accurata determinazione delle proprietà idrauliche dei terreni sia in condizioni di parziale saturazione che di completa saturazione è stata effettuata per il sito di Monteforte Irpino dove sono stati analizzati tutti i terreni cineritici del pacchetto stratigrafico (Nicotera e Papa, 2007). I dati sperimentali sono stati utilizzati per determinare i parametri di un modello teorico della curva di ritenzione e della funzione di permeabilità (van Ghenuchten, 1980) riportate in figura 36, mentre in tabella 4 sono riportati i valori medi dei parametri che le definiscono.

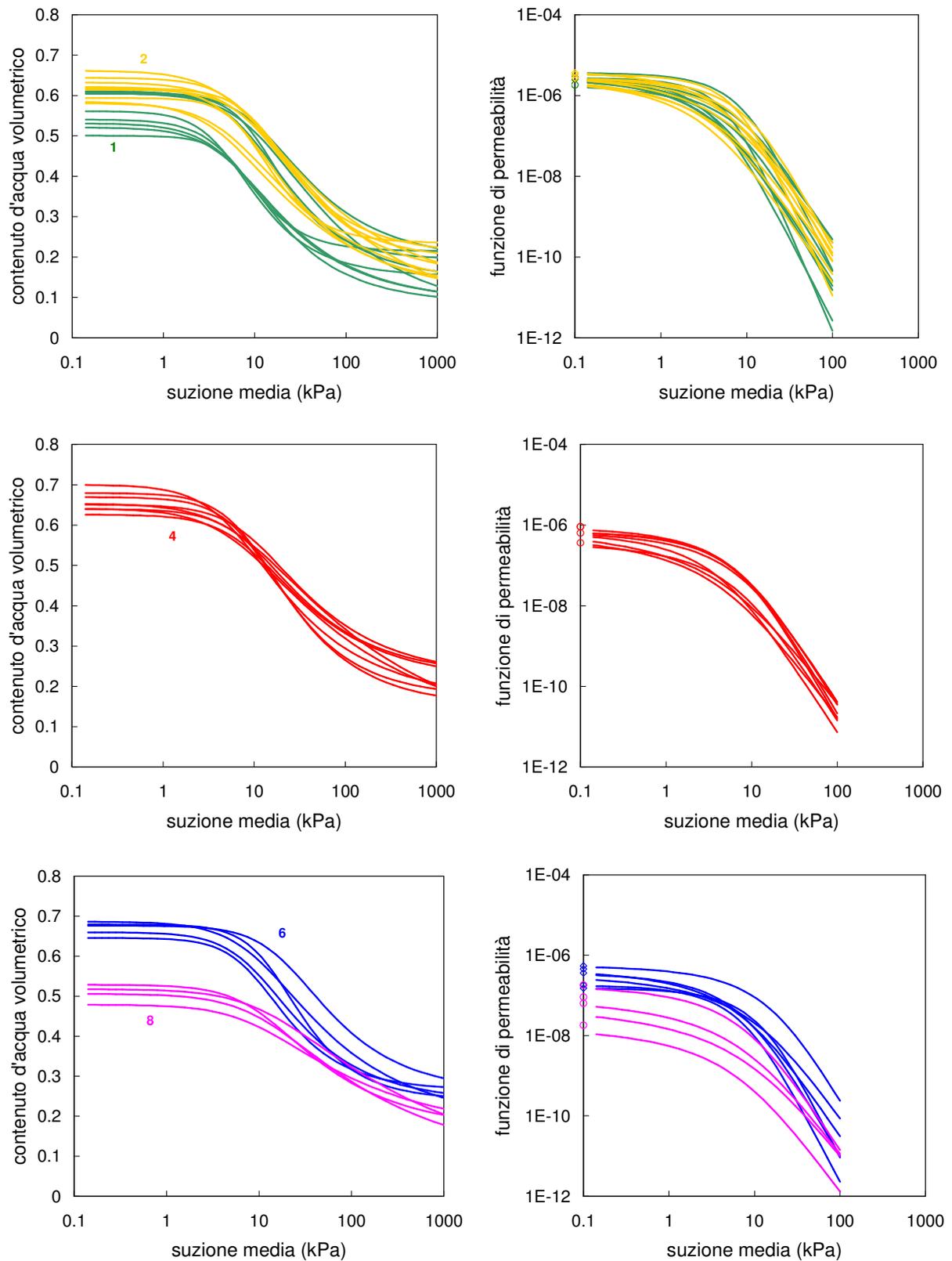


Figura 36 – Monteforte Irpino: curve di ritenzione e funzioni di permeabilità dei terreni cineritici (da Nicotera e Papa, 2007).



Tabella 4. – Monteforte Irpino: valori medi dei parametri idraulici (Nicotera e Papa, 2007).

terreno	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (1/cm)	$n$	$k_{sat}$ (m/s)	$l$	$N$
1	0.137	0.565	0.014	1.739	$2.12 \times 10^6$	-0.940	9
2	0.143	0.617	0.012	1.601	$3.08 \times 10^6$	-1.063	9
4	0.164	0.659	0.012	1.495	$7.05 \times 10^7$	-2.819	8
6	0.197	0.669	0.008	1.643	$3.40 \times 10^7$	-2.709	5
8	0.099	0.508	0.009	1.346	$4.77 \times 10^8$	-13.051	4

Per quanto riguarda le caratteristiche di ritenzione si osserva che tutti i materiali studiati presentando modesti valori della pressione di ingresso d'aria e si desaturano pressoché completamente già per valori della suzione di 100 kPa caratteristiche queste tipiche dei terreni a grana grossa. Si osserva inoltre che il valore di ingresso d'aria risulta crescente con la profondità passando da pochi kPa per il terreno 1 ad una decina di kPa per il terreno 8. Per quanto riguarda la permeabilità si osserva che i terreni più profondi presentano valori del coefficiente di permeabilità sia in condizioni di completa saturazione sia in condizioni di parziale saturazione più bassi rispetto ai terreni più superficiali. In particolare si passa da valori della permeabilità satura dell'ordine di  $3 \cdot 10^{-6}$  m/s per i terreni della coltre superficiale a valori di un ordine di grandezza più piccolo per le ceneri intermedie (terreno 4  $k_{sat}=7 \cdot 10^{-7}$  m/s) fino a valori di due ordini di grandezza più bassi per le ceneri argillificate appartenenti al litotipo 8 ( $k_{sat}=5 \cdot 10^{-8}$  m/s). Infine, per ciascun terreno analizzato, la permeabilità subisce una consistente riduzione all'aumentare della suzione: il campo di escursione varia di circa quattro ordini di grandezza in un campo di suzione di 0-100kPa.

Le caratteristiche idrauliche di terreni cineritici campionati in prossimità delle nicchie di distacco delle colate di Sarno sono state indagate da Sorbino e Foresta (2002). Per essi sono stati riscontrati valori delle permeabilità sature variabili tra un minimo di  $5 \cdot 10^{-6}$  m/s ad un massimo  $5 \cdot 10^{-5}$  m/s in sostanziale accordo con i valori riscontrati nelle altre sperimentazioni. Le determinazioni della curva caratteristica e della funzione di permeabilità in condizioni di parziale saturazione sono riportate in figura 37 e mostrano anch'esse un sostanziale accordo con le rispettive curve delle ceneri vulcaniche (terreno 4) campionate a Monteforte Irpino.

Nella stessa figura 37 vengono riportate le curve relative alle pomici, determinate per via numerica (Green e Corey, 1971) sulla base della distribuzione granulometrica e del valore della permeabilità satura ricavata da dati di letteratura per terreni della stessa origine (Pellegrino, 1967) ed assunta variabile in un campo di valori compreso tra  $10^{-5}$  m/s e  $10^{-2}$  m/s (Cascini et al., 2003).

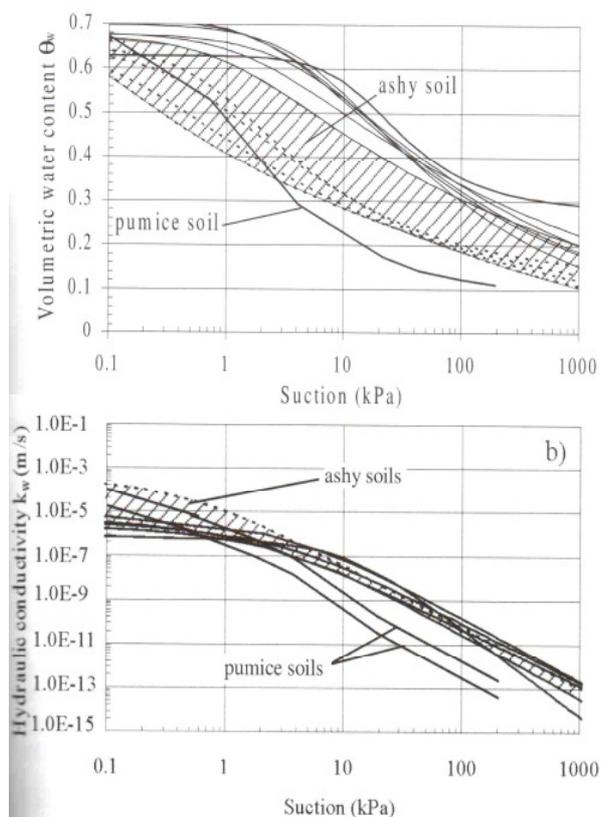


Figura 37 – Sarno: curve di ritenzione e funzioni di permeabilità delle ceneri vulcaniche (da Sorbino e Foresta, 2002).

### 5.3. Macroarea C: Monti Lattari

#### 5.3.1. Stratigrafia

La Penisola Sorrentina corrisponde ad un alto strutturale allungato trasversalmente alla Catena Appenninica, delimitato dalle profonde depressioni della Piana Campana a nord e del Fiume Sele a sud. L'ossatura della dorsale è costituita da una successione calcareo-dolomitica mesozoica, potente più di mille metri, che risulta mediamente inclinata verso N-NW. Questa è caratterizzata dall'affioramento di calcari dolomitici triassici e giurassici, sul versante meridionale, e da calcari cretaci, localmente ricoperti da flysch, sul versante settentrionale. I flysch sono largamente affioranti nei comuni di Massa Lubrense, Nerano, e sono caratterizzati da calcareniti e calcari marnosi alla base, che evolvono a successioni arenaceo-argillose verso l'alto stratigrafico (Civita et al., 1975).

I terreni più recenti sono rappresentati da depositi alluvionali con intercalazioni di cineriti, materiali piroclastici ("tufo grigio campano" e prodotti sciolti o scarsamente coerenti) e quindi, detriti di frana e di falda, alluvioni recenti e depositi di spiaggia attuali (Civita et al., 1975). In particolare, i materiali piroclastici sciolti, spesso rimaneggiati ed humificati, sono collegati a prodotti da caduta provenienti dagli apparati vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio. Le cineriti ricoprono ampie porzioni dei versanti calcarei ed affiorano maggiormente sul versante napoletano che in generale, è meno acclive del versante salernitano-amalfitano. Riferendoci soprattutto ai prodotti da caduta del Vesuvio gli studi

sulle direzioni degli assi di dispersioni delle cineriti, hanno evidenziato che, nella zona della Penisola Sorrentina, i livelli pomicei di maggiore spessore sono da attribuire all'eruzione del 79 d.C (Lirer et al., 1993).

L'assetto geomorfologico generale della Penisola è caratterizzato quindi da versanti spesso caratterizzati da forte acclività (maggiore di 30°) alla cui base si riscontrano falde di detrito derivanti dalla degradazione dei calcari stessi e della coltre piroclastica che è quasi sempre presente con spessori più o meno sensibili. Tali depositi solo raramente risultano estesi (Civita et al., 1975).

I dissesti della zona sono distinguibili in scorrimenti superficiali della coltre piroclastica e del flysch arenaceo, colate rapide di fango interessanti le coperture piroclastiche dei massicci calcarei e crolli in roccia. Sono altresì presenti movimenti profondi e colate nei terreni del flysch arenaceo inglobanti lingue di argille varicolori a scaglie (de Riso et al., 2004). Tra tali tipologie di frane le più diffuse in periodi recenti sono quelle da colata rapida su versanti aperti (Mitigliano 1973; San Pantaleone 1960, 1972, 1997; Pimonte 1997; Gragnano Hotel La Selva 1972 e Nocera 2005) e incanalate (Pozzano 1997; Scraio 1966) nonché frane da crollo.

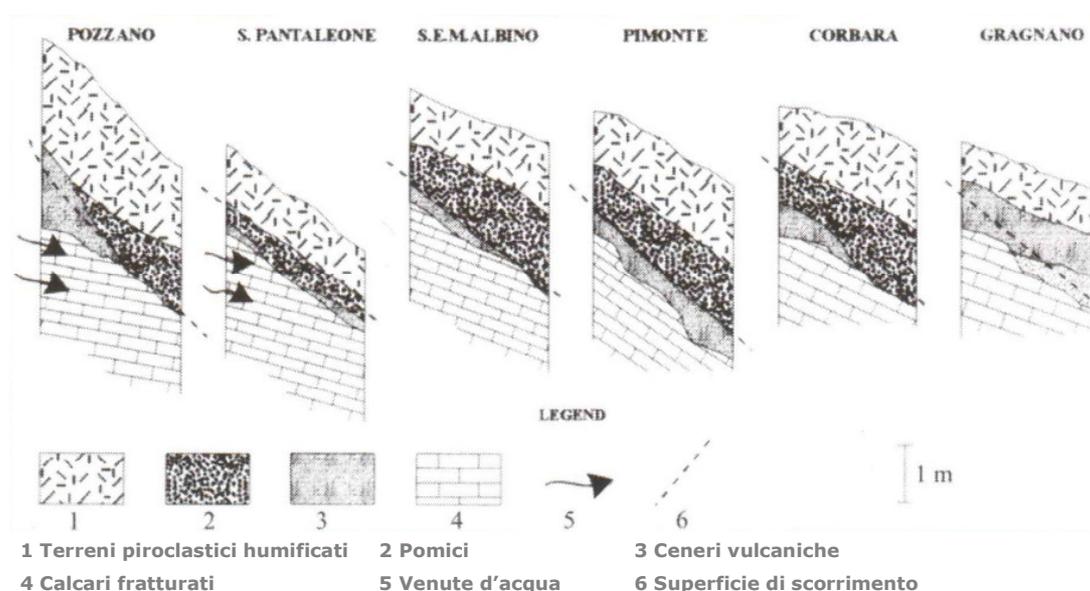


Figura 38 – Sequenze stratigrafiche dei depositi piroclastici nella Penisola Sorrentina (da Di Crescenzo e Santo, 1999).

Con riferimento ai fenomeni franosi che hanno interessato le coltri piroclastiche, numerose sezioni stratigrafiche sono state eseguite in prossimità della aree di innesco: una sintesi dei dati stratigrafici è riportata in figura 38. Si può evincere la notevole omogeneità delle sequenze stratigrafiche che risultano essenzialmente caratterizzate da un livello di pomici dello spessore di 40-80 cm interposto tra un livello superiore di ceneri rimaneggiate (il cui spessore varia tra 1.5 m e 2 m) ed un livello inferiore di ceneri più sottili talora argillificate dello spessore di 10-30 cm.

Le analisi stratigrafiche hanno anche evidenziato che in tale contesto le superfici di rottura si localizzano per lo più alla base o all'interno delle pomici immediatamente sopra lo strato di cinerite pedogenizzata posto a contatto con il substrato carbonatico (Di Crescenzo e Santo, 1999; 2005).

### 5.3.2. Proprietà fisico-meccaniche

Una caratterizzazione geotecnica dei depositi piroclastici presenti nella macroarea C è stata effettuata nell'ambito di un programma di ricerca condotto presso il Dipartimento di Ingegneria Geotecnica dell'Università degli studi di Napoli (Scotto di Santolo, 2000; Scotto di Santolo et al., 2000).

Nell'ambito di tale progetto sono stati individuati alcuni siti (Gragnano - Hotel La Selva, Gragnano - Monte Pendolo, Pimonte – Monte Pendolo, Nocera – S. Pantaleone, Castellammare di Stabia – Pozzano, Vico Equense – Scraio, Massa Lubrense – Monte S. Costanzo), interessati in un recente passato da fenomeni di instabilità, ritenuti rappresentativi di situazioni geomorfologiche diffuse all'interno del contestro carbonatico della Penisola Sorrentina. In prossimità delle nicchie di distacco delle frane sono state effettuate ricostruzioni stratigrafiche e sono stati prelevati campioni indisturbati e rimaneggiati.

I terreni del pacchetto stratigrafico sono stati distinti in quattro tipologie e per ciascuna di esse sono state eseguite analisi di laboratorio per la determinazione delle caratteristiche fisiche e meccaniche. In particolare procedendo dal substrato calcareo verso il piano campagna sono stati individuati i seguenti litotipi:

- terreno A: ceneri vulcaniche in sede;
- terreno B: pomice in posizione primaria o lievemente rimaneggiate;
- terreni C e D: ceneri pedogenizzate (il terreno D si presenta più ricco in radici e macropori).

In figura 39 sono riportati i fusi granulometrici dei terreni campionati nella Penisola Sorrentina messi a confronto con quello relativo ai terreni cineritici di Pizzo d'Alvano. Si nota una sostanziale omogeneità delle curve di distribuzione granulometrica dei terreni cineritici provenienti dai differenti siti e da Pizzo d'Alvano che lasciano prevedere una equivalente omogeneità in termini di caratteristiche fisico-meccaniche tra i terreni della macroarea C e quelli delle altre macroaree.

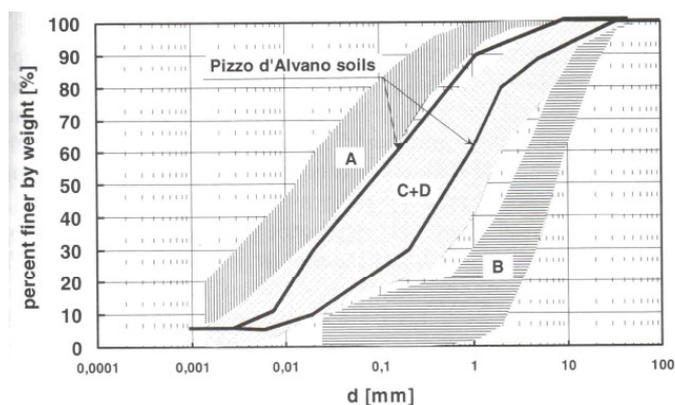


Figura 39 – Monti Lattari: fusi granulometrici dei terreni di copertura confrontati con quelli di Pizzo d'Alvano (da Calcaterra et al., 2003).

Le proprietà fisiche dei terreni della Penisola Sorrentina, riportate in tabella 5, sono in sostanziale accordo con le caratteristiche dei terreni campionati nelle altre macroaree. I terreni cineritici sono caratterizzati da valori dell'indice dei pori elevati, corrispondenti a porosità variabili tra il 63% ed il 74%: valori più bassi della porosità (58%-63%) caratterizzano i terreni appartenenti allo strato più superficiale della coltre vegetale (terreno D). I dati riportati dagli Autori relativi alle pomice (terreno B) appaiono poco



significativi dal momento che le determinazioni sperimentali delle proprietà fisiche e meccaniche sono state eseguite, nell'ambito di un lavoro svolto da Pellegrino (1967) sui terreni del Napoletano, su campioni di terreno ricostituiti a differenti porosità e contenuto d'acqua.

Tabella 5 – Proprietà fisiche e parametri di resistenza a taglio dei terreni piroclastici della Penisola Sorrentina (da Calcaterra et al., 2003).

	$\gamma_d$ (kN/m <sup>3</sup> )	$e$	$w$	$S_r$	$c$ (kPa)	$\varphi'$ (°)
A	8,61±9,54	1,70±1,98	0,11±0,20	0,16±0,26	18	36
	8,10±8,27	2,12±2,17	0,20±0,22	0,24±0,27		
	8,59±10,22	1,72±2,00	0,53±0,78	0,82±1,00	2	36
B	3,91±4,67	3,87±4,42	0,19±0,28	0,11±0,16	16	31
	4,68±4,83	4,10±4,26	0,28±0,32	0,17±0,18	19	33
C	6,75±7,17	2,69±2,92	0,22±0,44	0,21±0,42	2	45
	7,14±7,83	2,38±2,70	0,73±0,88	0,77±0,97	0	45
D	9,29±10,89	1,37±1,76	0,18±0,23	0,27±0,41	15	38
	9,91±10,29	1,49±1,59	0,53±0,59	0,90±0,97	7	38

La resistenza a taglio dei terreni è stata valutata attraverso prove triassiali e prove di taglio diretto su provini a contenuto d'acqua naturale in modo da valutare l'effetto della suzione sui parametri di resistenza a taglio ed anche in questo caso le caratteristiche meccaniche dei terreni appartenenti ai litotipi A (ceneri vulcaniche in sede) e D (ceneri vulcaniche humificate) risultano simili a quelle dei terreni delle altre macroaree. Difatti, le ceneri più profonde (terreno A) e quelle costituenti lo strato più superficiale della coltre (terreno D) risultano caratterizzate rispettivamente da un angolo d'attrito di 36° e di 38° e da una coesione modesta: l'intercetta di coesione si eleva a valori di qualche decina di kPa per valori del grado di saturazione bassi (dell'ordine del 20%-30%) a conferma del fatto che la suzione influenza notevolmente le caratteristiche di resistenza del terreno.

Risultano invece differenti le proprietà meccaniche delle cineriti C che sono caratterizzate da un angolo d'attrito molto elevato (45°) e da una coesione pressoché trascurabile anche in presenza di un basso grado di saturazione ( $S_r=0.21\div0.42$ ). Tali risultati si discostano alquanto dai valori riscontrati in terreni cineritici simili (per proprietà indici e di stato, nonché per livelli tensionali) e potrebbero essere stati inficiati dalla presenza di numerose radici all'interno dei provini, come riportato dagli stessi Autori della sperimentazione.

Al riguardo della caratterizzazione idraulica nella letteratura esaminata si ritrova solamente la determinazione della curva di ritenzione idrica del terreno A (Scotto di Santolo, 2000) ossia delle ceneri alterate a tetto della formazione calcarea di base, che viene mostrata in figura 40. Nella stessa figura la curva di ritenzione indicata come C+D è relativa alle ceneri campionate a Pizzo d'Alvano (Sorbino e Foresta, 2002), mentre le curve relative alle pomici B sono state ricavate sulla base di indicazioni ritrovate in letteratura. I punti sperimentali sono stati interpolati secondo l'approccio proposto da Brooks e Corey (1964) ed i valori delle grandezze significative sono riportati in tabella 6.

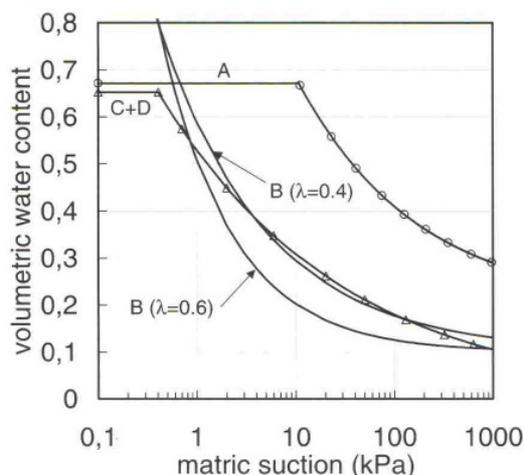


Figura 40 – Monti Lattari: determinazione sperimentale della curva caratteristica delle cineriti A (da Calcaterra et al., 2003).

Tabella 6 – Monti Lattari: proprietà idrauliche delle cineriti A (mod. da Calcaterra et al., 2003).

Terreno	$k_{sat}$ (m/s)	$\theta_{ws}$	$\theta_{wr}$	$\lambda$	$\alpha$ (kPa <sup>-1</sup> )	a.e.v. (kPa)
A	$5 \cdot 10^{-7}$	0,672	0,196	0,3588	0,0927	10,8

## 5.4. Macroarea D: Campi Flegrei

### 5.4.1. Stratigrafia

I Campi Flegrei sono un'area vulcanica complessa che comprende il territorio ad occidente della città di Napoli, i territori dei comuni di Pozzuoli, Bacoli, Monte di Procida, le isole vulcaniche di Ischia e Procida con il litorale domizio fino al Lago Patria.

Il territorio continentale è caratterizzato dalla presenza di depositi prevalentemente vulcanici e solo in piccola parte di depositi continentali (colluvio-alluvionali) e marini. I depositi vulcanici sono nella quasi totalità prodotti dall'attività del sistema magmatico flegreo e, subordinatamente, da quello vesuviano.

Dal punto di vista strutturale, l'elemento più importante è quello della caldera dei Campi Flegrei. Essa costituisce una struttura complessa, risultante da due fasi principali di collasso, connesse alle eruzioni della Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano (TGN). All'interno di tale depressione si sono sviluppati più di 25 edifici vulcanici che hanno caratterizzato l'attività vulcanica di tal distratto negli ultimi 15000 anni in cui si sono alternati periodi di quiescenza a periodi di intensa attività (Di Girolamo et al., 1984).

L'aspetto di rilevante interesse morfologico è dato dalla presenza di versanti da moderatamente a fortemente acclivi di origine strutturale, connessi appunto al verificarsi di fenomeni di collasso vulcano-tettonico.

I fenomeni franosi riconosciuti nel territorio dei Campi Flegrei sono ascrivibili prevalentemente a scorrimenti traslativi, colate e crolli. Gli scorrimenti e le colate sono in larghissima parte di modesto volume, e si sono attivati lungo versanti ad inclinazione variabile, per lo più compresa tra 40° e 50° circa (de Riso et al., 1999). Nel complesso, gli eventi di frana sono distribuiti in maniera abbastanza omogenea lungo tutte le aree di

versante e sono spesso concentrati in corrispondenza degli orli di scarpata a controllo strutturale. In corrispondenza delle pareti sub-verticali impostate in materiali litoidi di natura tufacea e lavica, sono frequenti fenomeni di crollo.

Al riguardo dei fenomeni di scorrimento e colata rapida è importante sottolineare che i volumi singoli mobilizzati sono quasi sempre dell'ordine delle decine o di alcune centinaia di m<sup>3</sup> e che tali fenomeni sono dotati di una ridotta mobilità in quanto di solito si arrestano al piede del versante (de Riso et al., 2001). Ciò consente di ribadire la sostanziale differenza esistente fra le fenomenologie in atto in tale macroarea rispetto a quelle delle dorsali carbonatiche.

L'area napoletana è composta da una grande varietà di depositi piroclastici originati dall'attività degli edifici vulcanici ivi presenti. Questi depositi presentano notevoli differenze in termini di grado e tipologia di alterazione. In particolare, facendo riferimento ai depositi relativi alla formazione del Tufo Giallo si possono distinguere due facies: a) depositi alterati e litificati denominati Tufo Giallo Napoletano (TGN); b) prodotti piroclastici non alterati e non cementati denominati Pozzolana (P). Il passaggio da un Tufo Giallo ad una Pozzolana corrisponde al mancato processo di alterazione dei prodotti piroclastici originari che si sono depositati lontano dall'area eruttiva e che quindi si sono raffreddati durante il trasporto (de' Gennaro et al., 1999).

In seguito alla formazione del Tufo Giallo nuovi episodi eruttivi (attività esplosiva intracalderica degli ultimi 15000 anni) si sono susseguiti dando origine a più recenti depositi che si ritrovano al di sopra della formazione di base costituita dal Tufo Giallo nel seguito indicati con la sigla TPR (terreni piroclastici recenti).

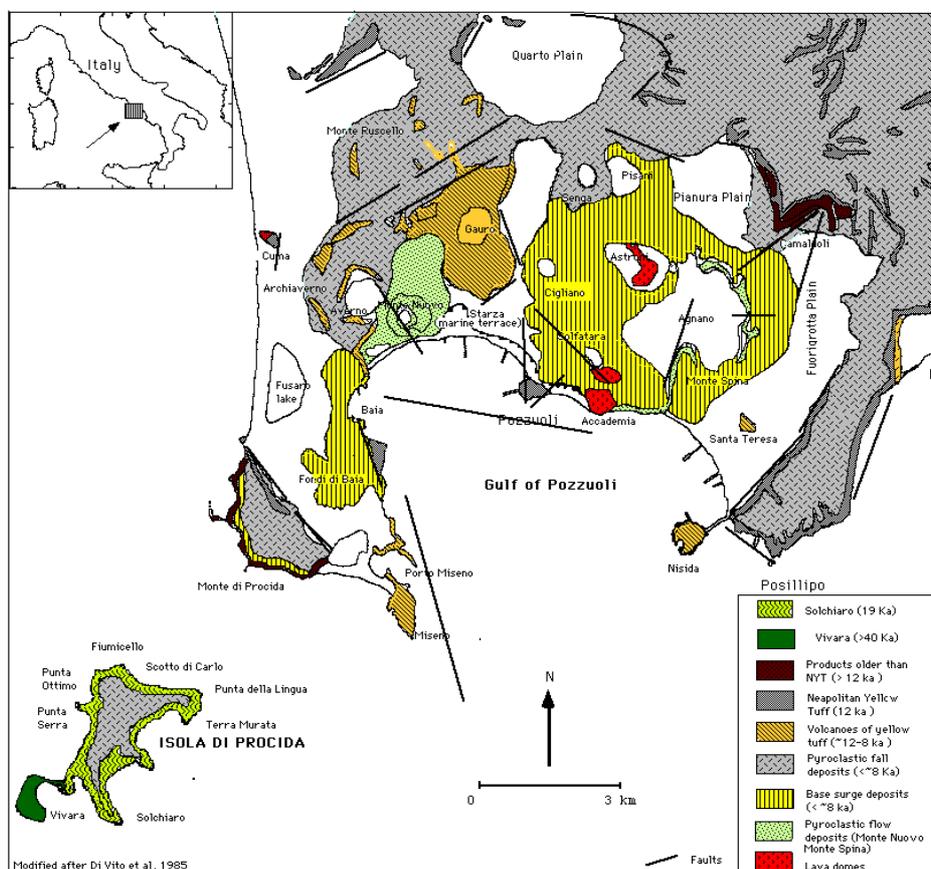


Figura 41 – Carta geologica dei Campi Flegrei (da Orsi et al., 1996).

In un tale contesto è lecito aspettarsi una maggiore complessità delle sequenze stratigrafiche (originatesi dalla sovrapposizione dei diversi episodi eruttivi di ciascuno degli edifici vulcanici presenti) rispetto alle aree del contesto carbonatico ed anche una certa variabilità delle caratteristiche dei materiali presenti.

La complessità delle sequenze di origine vulcanica risulta ben evidente dalla figura 42 dove sono schematicamente illustrate le sequenze dei depositi piroclastici recenti, sovrastanti la formazione del Tufo Giallo Napoletano, riscontrate nella zona di monte della collina di Camaldoli. I depositi sono irregolarmente stratificati e sono costituiti da alternanze di paleosuoli, cineriti sciolte (ceneri, pomici e scorie), e talora depositi alluvionali: lo spessore complessivo di tali depositi può raggiungere valori di 20-30m. Tuttavia, solitamente i movimenti di versante interessano porzioni molto sottili di tali depositi coincidenti con lo strato più superficiale (Calcaterra et al., 2003).

Data l'estrema variabilità delle sequenze stratigrafiche già all'interno di un'area di modeste estensioni quale quella della collina di Camaldoli, appare poco significativo tentare di approntare un'unica sequenza stratigrafica rappresentativa della macroarea in oggetto.

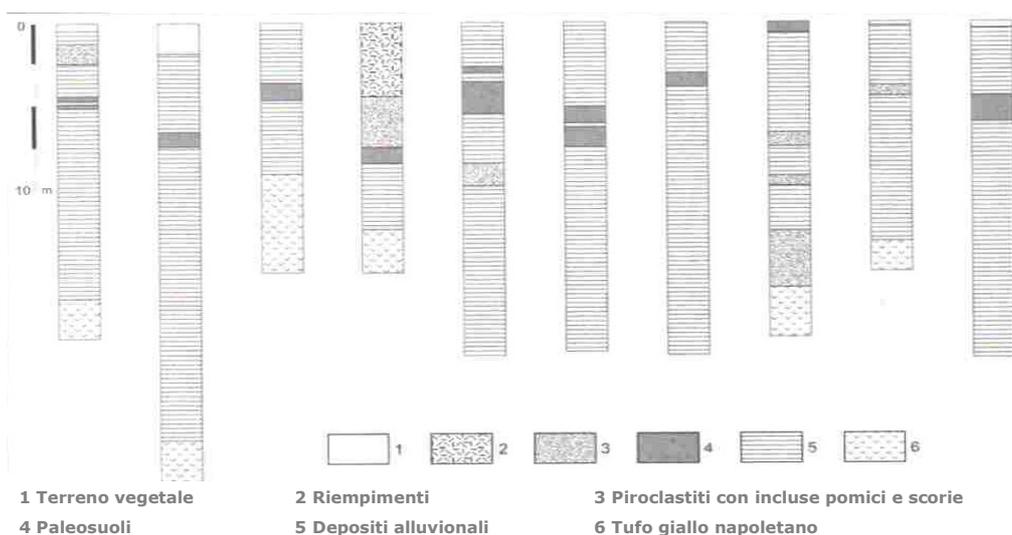


Figura 42 – Sequenze stratigrafiche dei depositi piroclastici osservate nella zona di monte della Collina di Camaldoli (mod. da Calcaterra et al., 2003).

#### 5.4.2. Proprietà fisico-meccaniche

La caratterizzazione dei depositi piroclastici affioranti nell'area flegrea risulta assai complessa stante le differenze che intercorrono tra i terreni che, pur essendo della stessa natura, si sono depositati in maniera diversificata e possono pertanto aver subito o meno processi di alterazione che ne hanno influenzato le caratteristiche meccaniche.

Nel seguito vengono riportati i dati relativi ai terreni piroclastici recenti (TPR) che costituiscono la parte più superficiale dei depositi piroclastici e quella maggiormente interessata da fenomeni di instabilità. Un'estesa campagna di indagini è stata effettuata su tali terreni nell'ambito di un progetto di ricerca sulle frane nelle coltri superficiali del napoletano (Scotto di Santolo, 2000; Evangelista e Scotto di Santolo, 2001) che sono stati campionati nell'area della collina di Camaldoli, della collina di Posillipo e della conca di Agnano.

In linea generale i depositi piroclastici recenti sono costituiti da livelli di ceneri parzialmente sature da fini a grosse intercalate da strati di pomici. La sperimentazione effettuata ha ovviamente interessato solo gli strati cineritici.

In figura 43 sono riportati i fusi granulometrici dei terreni campionati: i materiali variano da limi sabbiosi (terreno A) a sabbie limose fino a ghiaie sabbiosae (terreno D). Tale variabilità è legata alle origini dei materiali costituiti sia da depositi da caduta, che da flusso e da surge (Picarelli et al., 2006).

Le principali proprietà fisiche dei terreni in termini di peso dell'unità di volume asciutto ( $\rho_d$ ), indice dei pori ( $e_o$ ) e grado di saturazione ( $S_r$ ) sono riportate in figura 44 in funzione della profondità di prelievo dei campioni dal piano campagna. Le porosità dei terreni risultano mediamente più basse rispetto a quelle dei terreni presenti nei contesti carbonatici: infatti, il massimo indice dei pori riscontrato risulta pari a 1.8 (corrisponde ad una porosità del 64%) mentre il valore più frequente risulta pari a circa 1.26 (corrisponde ad una porosità del 56%) ma si riscontrano anche valori decisamente più bassi dell'ordine di 0.9 ( $n = 47\%$ ). Anche in questo caso i terreni risultano parzialmente saturi con un grado di saturazione che più frequentemente oscilla intorno al 30%.

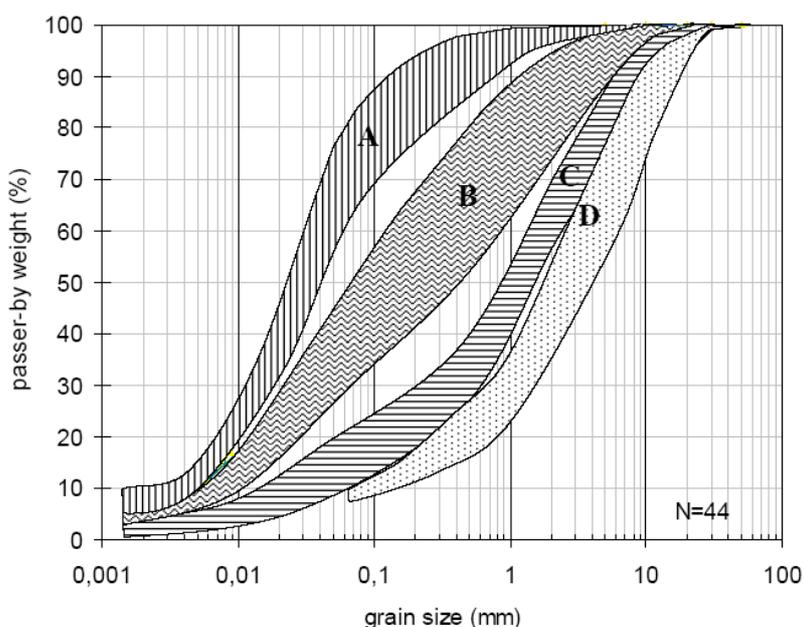


Figura 43 – Fusi granulometrici dei terreni piroclastici recenti del napoletano (da Picarelli et al., 2006).

Sulle cineriti indicate con la lettera B è stata effettuata la determinazione della curva di ritenzione idrica (Scotto di Santolo, 2000) ed i punti sperimentali sono stati interpolati attraverso la correlazione proposta da Brooks e Corey (1964). La curva caratteristica è riportata in figura 45. Per essa è stato assunto un valore d'ingresso d'aria minore di 10 kPa. Per tali terreni la permeabilità satura risulta pari a circa  $5 \cdot 10^{-5}$  m/s.

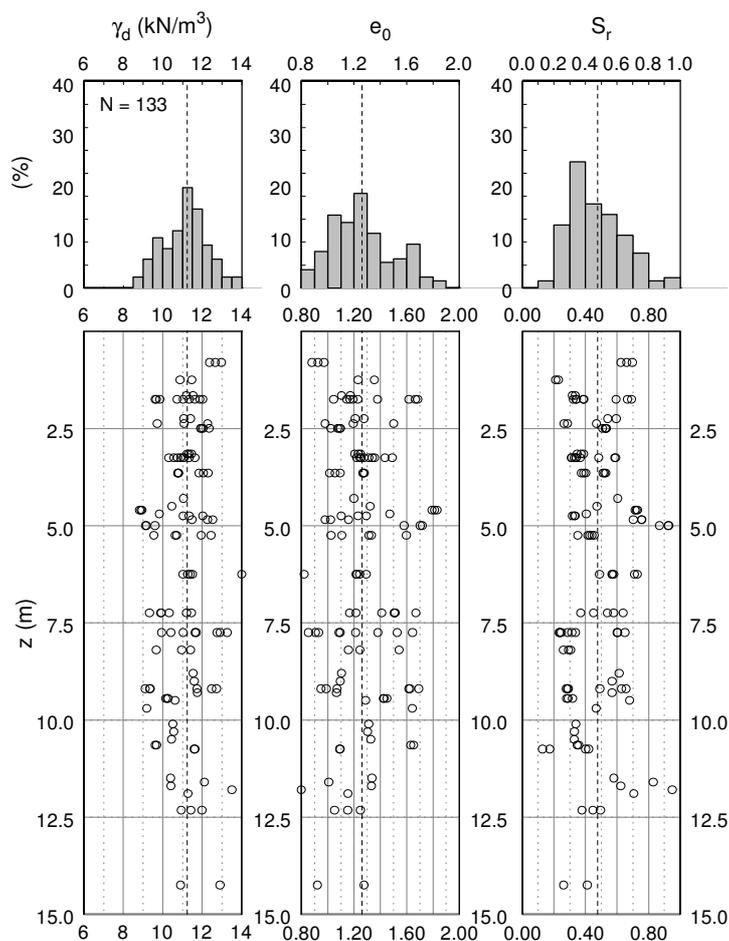


Figura 44 – Principali proprietà fisiche dei terreni piroclastici recenti del napoletano (da Picarelli et al., 2006).

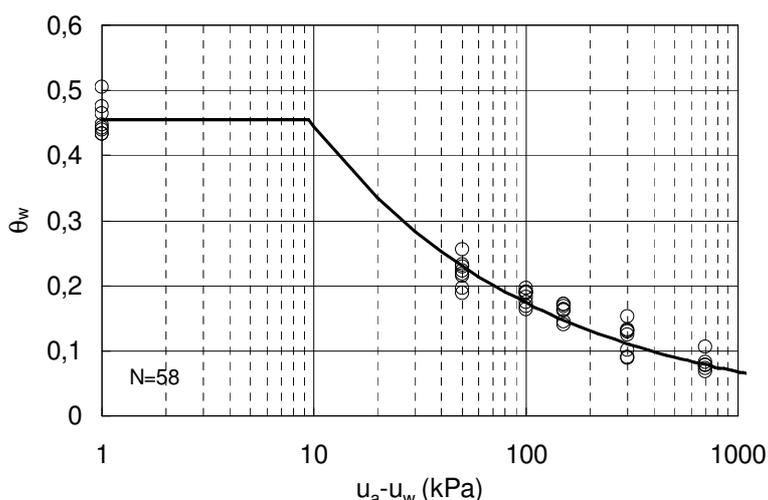


Figura 45 – Curva caratteristica dei TPR del napoletano – litotipo B (Scotto di Santolo, 2000).

Sulle ceneri appartenenti ai litotipi A e B sono state eseguite numerose prove triassiali drenate tipo CID per la determinazione della resistenza a taglio sia su provini saturi che su provini parzialmente saturi. Per tener conto delle differenti porosità che caratterizzano i

terreni, i risultati sono stati suddivisi in quattro classi in funzione del peso dell'unità di volume secco  $\gamma_d$ . In figura 46 sono riportati i risultati della sperimentazione in termini di  $\eta$  (rapporto tra deviatore e tensione media efficace valutate al picco) e pressione di confinamento  $\sigma_3$ : i simboli pieni sono relativi a provini saturi, quelli vuoti a provini parzialmente saturi. In tale rappresentazione si riesce a notare che la resistenza aumenta all'aumentare del peso dell'unità di volume ma non si riesce a cogliere l'influenza del grado di saturazione. In ogni caso il valore medio dell'angolo d'attrito a stato critico è di circa  $35^\circ$ .

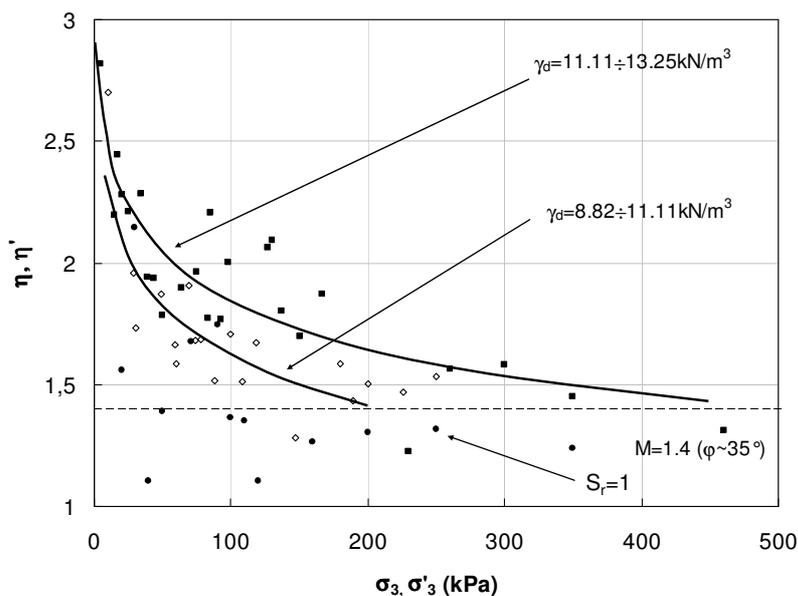


Figura 46 – Risultati di prove triassili sui TPR – litotipo B: diagramma  $\eta - \sigma_3$  per provini caratterizzati da differente densità e differente grado di saturazione (Scotto di Santolo, 2000).

## 6. Considerazioni conclusive

In seguito ai disastrosi eventi del maggio 1998 di Sarno, la comunità scientifica si è mobilitata per approfondire le conoscenze inerenti i fenomeni di colata di fango che periodicamente affliggono la regione Campania. Nelle aree colpite da tali fenomeni sono state avviate indagini e sperimentazioni, sia da parte delle Università campane sia da parte di enti preposti alla gestione dell'emergenza idrogeologica, che hanno consentito di fare luce su alcuni aspetti peculiari di questi particolari fenomeni di instabilità. In particolare si è appurato che i contesti maggiormente interessati dalle colate sono le dorsali carbonatiche appenniniche dei Monti di Avella, del Partenio e di Sarno che si sviluppano in direzione NO-SE e la dorsale dei M.ti Lattari nella Penisola Sorrentina ricoperte dai prodotti piroclastici da caduta dei complessi del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. Le caratteristiche geomorfologiche tipiche dei versanti in cui si innescano tali fenomeni sono:

- inclinazione dei pendii nelle aree di distacco variabile con una frequenza massima intorno a valori compresi tra  $31^\circ$  e  $43^\circ$  (de Riso et al., 2001);
- presenza di un substrato di natura calcarea intensamente fratturato;
- presenza di coperture piroclastiche sottili (da 0.5m a 5m di spessore) costituite da alternanze regolari di strati cineritici e strati pumicei parzialmente saturi sostanzialmente parallele al substrato.



Anche le colline circostanti l'area urbana di Napoli sono interessate da fenomeni di instabilità delle coltri che però di rado presentano le caratteristiche catastrofiche delle colate di fango che si sviluppano nel contesto carbonatico. Infatti nell'area flegrea le frane che evolvono in colate in qualche modo confrontabili con quelle delle dorsali carbonatiche sono numericamente molto limitate; esse coinvolgono spessori modesti e manifestano una mobilità più contenuta. I distacchi si concentrano nell'ambito dei depositi piroclastici a tetto del Tufo Giallo Napoletano con intervallo di acclività molto ampio (da 30° a oltre 60°) e concentrazione massima tra 41° e 45°.

Ai fini della modellazione geotecnica dei versanti, nel presente studio si sono individuate quattro macroaree rappresentative di contesti simili e per ciascuna di esse si è cercato di individuare le stratigrafie tipiche e le caratteristiche dei terreni costituenti la sequenza stratigrafica. Una sintesi del lavoro svolto è illustrata in figura 47, dove sono riportate alcune delle situazioni stratigrafiche più frequenti riscontrate, e nelle tabelle 7-10, dove, relativamente a ciascuna macroarea, sono riportate le grandezze più significative ai fini della modellazione geotecnica. In particolare, per ciascun litotipo incontrato a partire dall'alto stratigrafico vengono indicati:

- gli spessori più ricorrenti dello strato;
- il peso dell'unità di volume ( $\gamma$  o  $\gamma_d$ );
- la permeabilità satura ( $k_{sat}$ );
- le principali caratteristiche per la definizione della curva di ritenzione idrica secondo l'approccio proposto da Brooks e Corey (1984); nella fattispecie il valore d'ingresso d'aria  $(u_a - u_w)_b$ , l'indice di distribuzione dei pori  $\lambda$ , il contenuto d'acqua residuo  $\theta_r$  ed il contenuto d'acqua saturo  $\theta_s$ ;
- la coesione ( $c'$ ) e l'angolo d'attrito ( $\phi'$ ) in condizioni di completa saturazione. Nell'ultima colonna delle tabelle viene segnalato se è stata individuata una relazione che tenga conto dell'influenza della suzione sulle caratteristiche di resistenza a taglio dei terreni.

In sintesi può dirsi che sono state individuate alcune sequenze stratigrafiche tipiche all'interno delle macroaree dei Monti di Avella-Monti del Partenio, e dei Monti Lattari mentre all'interno della macroarea dei Monti di Sarno sono state individuate stratigrafie ricorrenti solamente lungo i versanti più lontani dall'edificio vulcanico del Monte Somma-Vesuvio (Monteforte Irpino, Lauro). Le coltri piroclastiche nell'area del napoletano presentano una complessità tale da risultare difficilmente schematizzabili.

Al riguardo della caratterizzazione geotecnica dei differenti litotipi incontrati, i dati riportati nelle tabelle 7-10 evidenziano che esiste una discreta caratterizzazione delle ceneri vulcaniche in sede per le quali sono disponibili oltre alle determinazioni delle proprietà fisico-meccaniche in condizioni di completa saturazione, anche alcune determinazioni sperimentali delle proprietà delle ceneri parzialmente sature. In particolare, sono disponibili alcune formulazioni della curva di ritenzione idrica e qualche valutazione dell'effetto della suzione sulle caratteristiche di resistenza a taglio di tale terreno. Sono invece meno numerose le sperimentazioni sulle ceneri argillificate e sulle ceneri alterate della coltre vegetale. Le lacune più evidenti caratterizzano invece gli strati pumicei a causa dell'impossibilità di campionare tali materiali in maniera indisturbata. Per lo stesso motivo risultano carenti anche dati di letteratura.



Tabella 7. Macroarea A – Monti di Avella settentrionale e Monti del Partenio: principali caratteristiche delle coltri piroclastiche.

Terreno	Spessori				Proprietà fisico-meccaniche								
	Baiano (m)	Cervinara (m)	S. Felice (m)	Forchia (m)	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	$k_{sat}$ (m/s)	$(u_a - u_w)_b$ (kPa)	$\lambda$	$\theta_r$	$\theta_s$	$c'$ (kPa)	$\phi'$ (°)	$c=f(u_a - u_w)$
terreno vegetale	0,1÷1	0,5÷0,8	0,7÷1,5	0,3	14	-	-	-	-	-	2	33	-
pomici grosse	0,7÷1,4	0,3	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-
cineriti	0,5÷2,5	0,5÷1	1,5÷1,8	-	13	$5 \cdot 10^{-6} \div 1 \cdot 10^{-7}$	3	0,42	0,1	0,7	0	36÷38	x <sup>+</sup>
cineriti con pomici	-	-	-	2	14	-	-	-	-	-	0	35	-
pomici fini	0÷0,6	0,3	0,2÷0,7	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-
cineriti argillificate	0,2÷0,3	0,3÷0,5	0,5÷1,8	0÷0,4	15	$1 \cdot 10^{-7} \div 1 \cdot 10^{-8}$	-	-	-	-	2	32	-

<sup>+</sup> sito di Cervinara (Olivares, 2001)

Tabella 8. Macroarea B – Monti di Avella meridionali e Monti di Sarno: principali caratteristiche delle coltri piroclastiche.

Terreno	Spessori		Proprietà fisico-meccaniche									
	Monteforte (m)	Irpino (m)	Lauro (m)	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	$k_{sat}$ (m/s)	$(u_a - u_w)_b$ (kPa)	$\lambda$	$\theta_r$	$\theta_s$	$c'$ (kPa)	$\phi'$ (°)	$c=f(u_a - u_w)$
terreno vegetale	0,5÷1,5	-	0,5	12	$2 \div 3 \cdot 10^{-6}$	7,7 <sup>+</sup>	0,68 <sup>+</sup>	0,14 <sup>+</sup>	0,60 <sup>+</sup>	0	33÷37	-
pomici grosse	0÷0,3	-	0÷0,8	9	-	-	-	-	-	-	-	-
cineriti	1÷1,8	-	0,8	12	$5 \cdot 10^{-6} \div 7 \cdot 10^{-7}$	8,3 <sup>+</sup>	0,49 <sup>+</sup>	0,16 <sup>+</sup>	0,66 <sup>+</sup>	0	33÷37	x
cineriti con pomici	-	-	0,5÷1,2	14	-	-	-	-	-	0	35	-
pomici fini	0,3÷1	-	0÷1	11	-	-	-	-	-	-	-	-
ceneriti pedogenizzate	0,2÷0,5	-	-	13	$3 \cdot 10^{-7}$	12,5 <sup>+</sup>	0,64 <sup>+</sup>	0,20 <sup>+</sup>	0,70 <sup>+</sup>	0 <sup>+</sup>	40 <sup>+</sup>	-
sabbia vulcanica	0÷0,2	-	-	12	-	-	-	-	-	0 <sup>+</sup>	40 <sup>+</sup>	-
cineriti argillificate	0÷0,3	-	-	16	$5 \cdot 10^{-8}$	11,1 <sup>+</sup>	0,35 <sup>+</sup>	0,10 <sup>+</sup>	0,51 <sup>+</sup>	0÷5	32÷37	-

<sup>+</sup> sito di Monteforte Irpino (Nicotera e Papa, 2007)

Tabella 9. Macroarea C – Monti Lattari: principali caratteristiche delle coltri piroclastiche.

Terreno	Spessori (m)	Proprietà fisico-meccaniche									
		$\gamma_d$ (kN/m <sup>3</sup> )	$k_{sat}$ (m/s)	$(u_a - u_w)_b$ (kPa)	$\lambda$	$\theta_r$	$\theta_s$	$c'$ (kPa)	$\phi'$ (°)	$c=f(u_a - u_w)$	
terreno vegetale	1,5÷2	7÷10	-	-	-	-	-	0÷5	38÷45	-	
pomici	0,4÷0,8	4÷5	-	-	-	-	-	-	-	-	
cineriti	0,1÷0,3	8÷10	$5 \cdot 10^{-7}$	10,8	0,36	0,19	0,67	0÷2	36	-	

Tabella 10. Macroarea D – Campi Flegrei: principali caratteristiche delle ceneri vulcaniche.

Terreno	Proprietà fisico-meccaniche									
	$\gamma_d$ (kN/m <sup>3</sup> )	$k_{sat}$ (m/s)	$(u_a - u_w)_b$ (kPa)	$\lambda$	$\theta_r$	$\theta_s$	$c'$ (kPa)	$\phi'$ (°)	$c=f(u_a - u_w)$	
cineriti	9÷13	$5 \cdot 10^{-5}$	9,5	-	-	0,45	0	35÷40	x	

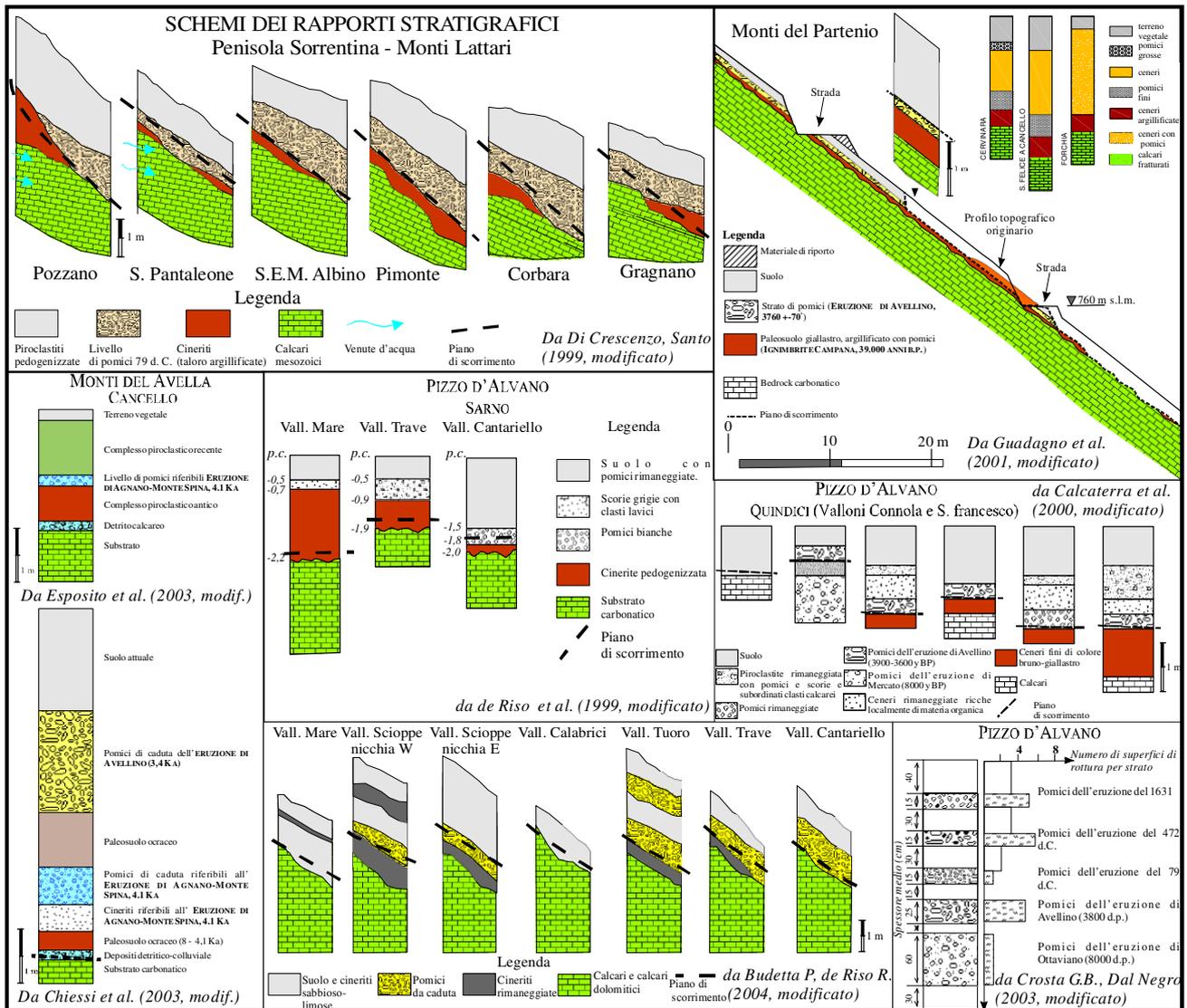


Figura 47 – Sintesi da bibliografia delle sequenze stratigrafiche riscontrate nel contesto carbonatico (mod. da Di Crescenzo et al., 2007).

Ai fini della modellazione geotecnica per la simulazione degli effetti al suolo delle precipitazioni, sulla scorta dei dati reperiti, appare possibile individuare le quattro sequenze stratigrafiche riportate in figura 48 ritenute rappresentative del contesto carbonatico. Si è cercato di individuare le sequenze stratigrafiche che dal punto di vista geologico dovrebbero essere presenti a copertura dei versanti. Non sempre però la sequenza “teorica” viene ritrovata nella sua originale stratificazione: al piede dei versanti spesso al di sopra della sequenza di base vi sono spessori anche notevoli di materiali colluviali o detritici derivanti da fenomeni di erosione dei materiali in quota o per accumulo di materiali di deposizione di antiche frane, mentre in quota proprio a causa di queste ultime possono mancare uno o più strati della sequenza “teorica”. Per tale motivo le sequenze in cui si è schematizzato il contesto carbonatico (fig. 48) non possono essere in alcun modo ritenute esaustive delle reali situazioni presenti.

La prima sequenza è tipica della zona dei Monti di Avella e dei M.ti del Partenio dove si ritrovano stratificazioni regolari di strati cineritici e strati pumicei con a tetto dei calcari uno

strato di ceneri argillificate. La seconda sequenza, caratterizzata dall'assenza dello strato di pomice più grosse, è probabilmente rappresentativa di situazioni locali in cui si sono verificati antichi fenomeni di frana: a rigore, essa non dovrebbe essere rappresentativa di estese porzioni di territorio. Poiché però tale situazione è stata riscontrata con una certa frequenza nei differenti contesti si ritiene opportuno analizzarla. Il terzo schema stratigrafico, caratterizzato dall'assenza dello strato di ceneri argillificate a tetto dei calcari fratturati, è perlopiù tipico della zona dei M.ti di Sarno sebbene lo si ritrovi anche in alcuni siti interni alla macroarea A. Infine, l'ultimo schema è rappresentativo della zona dei M.ti Lattari.

Ovviamente gli spessori di ciascuno strato possono presentare variazioni significative anche in un ristretto ambito geografico dal momento che anche modeste variazioni della morfologia del substrato condizionano gli spessori dei soprastanti depositi di terreno.

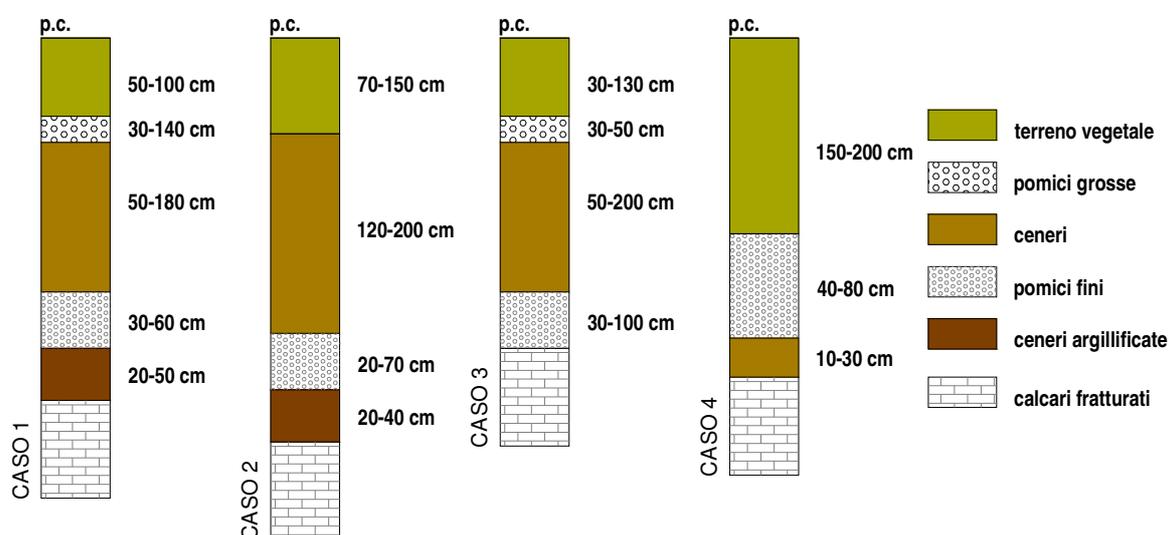


Figura 48 – Schemi stratigrafici tipici del contesto carbonatico.

Al riguardo delle caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni, stante l'omogeneità dei materiali, per gli strati cineritici si può far riferimento ai valori riportati nelle tabelle 7-10 ed alle ancor più sintetiche indicazioni fornite in tabella 11 (laddove si avevano più dati a disposizione si è effettuata una media dei valori). Si è operata un'ulteriore schematizzazione dei litotipi incontrati che sono stati raggruppati in cinque tipologie differenti essenzialmente in base alla loro distribuzione granulometrica. Per gli strati pumiceici, nella stessa tabella 11 vengono indicati dei valori di riferimento basati sull'esperienza.



Tabella 11. Principali caratteristiche dei depositi piroclastici.

Terreno	Proprietà fisico-meccaniche								
	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	$k_{sat}$ (m/s)	$(u_a - u_w)_b$ (kPa)	$\lambda$	$\theta_r$	$\theta_s$	$c'$ (kPa)	$\phi'$ (°)	$c=f(u_a - u_w)$
terreno vegetale	13	$3 \cdot 10^{-6}$	7,7	0,68	0,14	0,6	2	33	-
pomici grosse	10	$1 \cdot 10^{-3}$	-	-	-	-	0	42	-
cineriti	13	$1 \cdot 10^{-7}$	7,4	0,42	0,15	0,68	0	37	x*
pomici fini	11	$1 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	0	40	-
cineriti argillificate	15	$1 \cdot 10^{-8}$	11,1	0,35	0,1	0,51	2	33	-

\* sito di Cervinara (Olivares, 2001)

In questa sede non sono state prese in considerazioni eventuali singolarità geomorfologiche che pure giocano un ruolo fondamentale nell'innescare di un fenomeno di instabilità ma che richiedono specifici studi.



## Glossario

$\gamma_s$	peso specifico dei grani
$\gamma$	peso dell'unità di volume del terreno
$\gamma_d$	peso dell'unità di volume del terreno asciutto
$G_s = \gamma_s / \gamma_w$	peso specifico dei grani adimensionalizzato rispetto al peso specifico dell'acqua
$e = V_v / V_s$	indice dei vuoti
$n = V_v / V_t$	porosità
$S_r = V_w / V_v$	grado di saturazione
$w = P_w / P_t$	contenuto d'acqua
$\theta; \theta_w = V_w / V_t$	contenuto d'acqua volumetrico
$k; k_w$	coefficiente di permeabilità
$k_{w,sat}$	coefficiente di permeabilità del terreno saturo
$u_a$	pressione dell'aria
$u_w$	pressione dell'acqua (neutra)
$s = u_a - u_w$	suzione di matrice
$\psi = s / (\theta_w \cdot g)$	potenziale di matrice
$z$	quota geometrica
$D_w$	diffusività capillare
$\sigma - u_a$	tensione netta normale
$\phi'$	angolo d'attrito
$c'$	coesione efficace
$\tau_{lim}$	resistenza a taglio del terreno
$(u_a - u_w) \text{tg} \phi^b$	coesione apparente
$\theta_s$	contenuto d'acqua del terreno saturo
$\theta_r$	contenuto d'acqua residuo
$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$	contenuto d'acqua volumetrico normalizzato
$(u_a - u_w)_b$	valore d'ingresso d'aria
$(u_a - u_w)_r$	valore di suzione corrispondente al contenuto d'acqua residuo
$\alpha = 1 / (u_a - u_w)_b$	
$\lambda$	indice di distribuzione dei pori



## Bibliografia

- AA.VV. (2002) - *Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico*. Autorità di Bacino Nord-Occidentale della Campania, 4 vol., Napoli, TPS-SELCA.
- Aitchison G.D. (1965) - *Moisture Equilibria and Moisture Changes in Soil Beneath Covered Areas*. Symp. in Print. G.D. Aitchison Ed., Australia, Butterworths, pp. 278.
- Alonso E.E., Gens A., Hight D.W. (1987) - *Special problem soils*. General report. Proc. of the IX ECSMF, Dublin, 3, pp. 1087-1146.
- Amato A., Ascione A., Cinque A., Lama A. (1991) - *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie (prov. di Salerno)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, pp. 5-16.
- Amato A., Cinque A. (1999) - *The erosional landsurfaces of the Campano-Lucano Appennines (S. Italy): genesis, evolution and tectonic implications*. Tectonophysics, 15, pp. 251-267.
- Ascione A., Cinque A., Santangelo N., Tozzi M. (1992) - *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente plio-quadernaria: nuovi vincoli cronologici e cinematica*. Studi Geol. Camerti, vol. sp. 1992/1, pp. 201-208.
- Barra D., Romano P., Santo A., Campatola L., Roca V., Tuniz C. (1996) - *The versilian transgression in the Volturno river plain (Campania): paleoenvironmental history and chronological data*. Il Quaternario, 9 (2), pp. 445-458.
- Bear J. (1972) - *Dynamics of fluids in porous media*. American Elsevier publishing Company, New York.
- Bilotta E., Foresta V. (2002) - *On the measured shear strength of some pyroclastic soils of Sarno mountains*. Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Conf. on Unsaturated Soils, Recife 2, pp. 495-500.
- Brancaccio L., Cinque A., Sgrosso I. (1979) - *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico*. Rend. Acc. Sc. Fis. Nat., s.IV, 46 21pp.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., 53, pp. 313-336.
- Brooks R.H., Corey A.T. (1964) - *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Paper no. 3, Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado.
- Burland J.B., Ridley A.M. (1996) - *The importance of suction in soil mechanics*. General report. I Asian Conf. on Unsaturated Soils, Kuala Lumpur.
- Calcaterra D., Parise M., Palma B., Pelella L. (1999) - *The May 5th 1998, landsliding event in Campania (southern Italy): inventory of slope movements in the Quindici area*. Proc. Int. Symp. on Slope Stability Engineering, Matsuyama: Balkema, pp. 1361-1366.
- Calcaterra D., Parise M., Palma B., Pelella L. (2000) - *Multiple debris flows in volcanoclastic mantling carbonate slopes*. Proc. 2<sup>nd</sup> Int. Symp. on debris-Flow Hazards Mitigation, Taipei: Balkema, pp. 99-107.
- Calcaterra D., de Riso R., Santo A. (2003) - *Landslide hazard and risk mapping: experiences from Campania, Italy*. Atti int. Conf. on Fast Slope movements Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Ass.Geot. Ital., 11-13 Maggio 2003, Napoli.
- Cascini L., Sorbino G. (2003) - *The contribution of soil suction measurements to the analysis of flowslide triggering*. Atti Int. Work. on Occurrence and mechanisms of flow-like landslides in natural slopes and earthfills, Ass.Geot. Ital., 14-16 Maggio 2003, Sorrento.
- Cascini L., Sorbino G., Cuomo S. (2003) - *Modelling of flowslide triggering in pyroclastic soils*. Proc. Int. Conf. on Fast Slope Movements - Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Napoli.



- Chiessi V., D'Orefice M., Giovagnoli M.C., Graziano R., Vita L. (2003) – *Colate rapide di fango: un caso di studio nel territorio comunale di S. Felice a Cancellò (Ce)*. Boll. Soc. Geol. It., pp. 405-420.
- Cinque A., Romano P. (2001) – *Evoluzione geomorfologia e caratterizzazione orografica della regione*. In L'Ambiente Geologico della Campania a cura di A. Vallario CUEN editrice Napoli ISBN 88 7146 600-4.
- Civita M., de Riso R., Lucini P., Nota d'Elogio E. (1975) – *Studio delle condizioni di stabilità dei terreni della penisola Sorrentina (Campania)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, Bari, vol. X, parte I, pp. 129-188.
- D'Agostino G., Franco M., Guida M., Ma stellone F., Spinelli R. (2001) – Pericolosità e rischio da frana. In L'Ambiente Geologico della Campania a cura di A. Vallario CUEN editrice Napoli ISBN 88 7146 600-4.
- Damiano E. (2004) – *Meccanismi d'innescò di colate di fango in terreni piroclastici*. Tesi di Dottorato in Ingegneria Geotecnica, Seconda Università degli studi di Napoli
- de' Gennaro M., Incoronato A., Mastrolorenzo G., Adabbo M., Spina G. (1999). *Depositional mechanisms and alteration processes in different types of pyroclastic deposits from Campi Flegrei volcanic field (Southern Italy)*. J. Volcan. Geotherm. Res., 91, pp. 303-320.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrson B.A., Spera F.J., Belkin H.E. (2001) – *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campania volcanic Plain (Italy)*. Mineralogy and Petrology, 73, pp. 47-65.
- de Riso R., Budetta P., Calcaterra D., Santo A. (1999) – *Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano*. Atti Conv. su "Previsione e Prevenzione dei fenomeni franosi", Ass. Georisorse e Ambiente, Torino, Trento 17-19 giugno 1999.
- de Riso R., Budetta P., Calcaterra D., De Luca, Del Prete S., Di Crescenzo G., Guarino P., Mele R., Palma G., Santo A. and Sgambati D. (2004) – *Fenomeni di instabilità dei versanti dei Monti Lattari e dell'Area Flegrea (Campania): scenari di suscettibilità da frana in aree campione*. Quaderni di Geologia Applicata, 11 (1), pp. 1-30.
- Di Crescenzo G., Santo A. (1999) - *Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina (Campania)*. Geografia Fisica e Dinamica del Quaternario, 22, pp. 57-72.
- Di Crescenzo G., Santo A. (2005) - *Debris slides–rapid earth flows in the carbonate massifs of the Campania region (Southern Italy): morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility*. Geomorphology, 66, pp. 255-276.
- Di Crescenzo G., Rotella M., Santo A. (2007) - *Il contributo della geologia per lo studio dei meccanismi di innescò di colate rapide di fango al campo sperimentale di Monteforte Irpino (primi risultati)*. In Piattaforme Evolute di Telecomunicazioni e di Information Technology per l'Offerta di Servizi al settore Ambiente PETIT-OSA a cura di C. Nunziata Aracne editrice srl Roma ISBN 978-88-548-1184-3.
- Di Girolamo P., Ghiara M.R., Lirer L., Munno R., Rolandi G., Stanzione D. (1984) – *Vulcanologia e perologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., 103, pp. 349-413.
- Di Vito M.A., Isaia R., Orsi G., Southon J., de Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L., Piochi M. (1999) – *Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. In Orsi G., Civetta L., Valentie G.A. (eds.), Volcanism in the Campi Flegrei. Jour. of Volc. and Geoth. Res., 91, pp. 221-246.
- Esposito L., Magliocca G., Nappi M. (2003) – *Alcune considerazioni sugli episodi di frana di S. Felice a Cancellò (Ce)*. AIGA – I Convegno Nazionale 2003.



- Evangelista A., Scotto di Santolo A. (2001) – *Mechanical behaviour of unsaturated pyroclastic soil*. In M. Kühne, H.H: Einstein, E. Krauter, H. Klapperich, R. Pöttler (eds.), *Landslides – Causes, Impacts and Countermeasures*, proc. Int. Conf., Davos: pp. 35-44.
- Fisher R.A. (1926) - *On the capillary forces in an ideal soil*. *Journal Agr. Science*, 16, pp. 492-505.
- Fredlund D.G., Rahardjo H. (1993) – *Soil mechanics for unsaturated soils*. Wiley & Sons, Toronto.
- Gardner W.R. (1958) - *Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from water table*. *Soil Sci.*, 85(4), pp.228-232.
- Gili Y.Y. (1988) - *Modelo microestructural para medios granulares no saturados*. Doctoral Thesis, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain.
- Green R.E., Corey J.C. (1971) – *Calculation of Hydraulic Conductivity: a further evaluation of some predictive methods*. *Soil Science, Soc. of America Proc.*, 35, pp. 3-8.
- Hillel D. (1982) - *Introduction to Soil Physics*. New York: Academic pp. 364.
- Krahn J., Fredlund D.J. (1972) – *On total matric and osmotic suction*. *J. Soil Science*, 114, n. 5, pp. 339-348.
- Kunze R.J., Uehara G., Graham K. (1968) - *Factors important in the calculation of hydraulic conductivity*. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32, pp. 760-765.
- Lampitiello S. (2004) - *Resistenza non drenata e suscettività alla liquefazione di ceneri vulcaniche della Regione Campania*. Tesi di Dottorato in Ingegneria Geotecnica, Seconda Università degli studi di Napoli.
- Lirer L., Munno R., Petrosino P., Vinci A. (1993) – *Tephrostratigraphy of the A.D. 79 pyroclastic deposits in perivolcanic areas of Mt. Vesuvio (Italy)*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, pp. 133-149.
- Lirer L., Petrosino O., Alberico I., Postiglione I. (2001) – *Long-term volcanic hazard forecasts based on Somma-Vesuvio past eruptive activity*. *Bull. Vulcanol.*, 63, pp. 45-60.
- Mancuso C., Nicotera M.V., Rampino C., Vassallo R. (2000) - *La sperimentazione sui terreni non saturati: tecniche e procedure di laboratorio*. Relazione di Panel al XX Convegno Nazionale di Geotecnica, Parma, 22-25 settembre 1999. *Rivista Italiana di Geotecnica*.
- Millington R.J., Quirk J.P. (1961) - *Permeability of porous solids*. *Trans. Faraday Soc.*, 57, pp. 1200-1207.
- Mualem Y. (1976) - *A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media*. *Water Resources Research*, 12, pp. 513-522.
- Nicotera M.V., Papa R. (2007) – *Comportamento idraulico e meccanico della serie piroclastica di Monteforte Irpino*. In *Piattaforme Evolute di Telecomunicazioni e di Information Technology per l'Offerta di Servizi al settore Ambiente PETIT-OSA* a cura di C. Nunziata Aracne editrice srl Roma ISBN 978-88-548-1184-3
- Olivares L. (2001) - *Static liquefaction: an hypothesis for explaining transition from slide to flow in pyroclastic soils*. Proc. ISSMGE CT-11, *Transition from slide to flow: mechanisms and remedial measures*, Trabzon, August 2001.
- Olivares L., Picarelli L. (2001) – *Susceptibility of loose pyroclastic soils to static liquefaction: some preliminary data*. In M. Kühne, H.H: Einstein, E. Krauter, H. Klapperich, R. Pöttler (eds.), *Landslides – Causes, Impacts and Countermeasures*, proc. Int. Conf., Davos: pp.75-85.
- Olivares L., Picarelli L., Andreozzi L., Avolio B., Damiano E., Lampitiello S. (2002) - *Scenari di pericolosità di frana in terreni sciolti di natura piroclastica*. Proc. XXI Convegno Nazionale di Geotecnica, L'Aquila: pp. 173-181. Bologna: Patron.



- Olivares L., Picarelli L. (2003) - *Shallow flowslides triggered by intense rainfalls on natural slopes covered by loose unsaturated pyroclastic soils*. Géotechnique, 53(2), pp. 283-288.
- Olivares L., Andreozzi L., Damiano E., Avolio B., Picarelli L. (2003) - *Hydrological response of a steep slope in pyroclastic unsaturated soils*. Proc. Int. Conf. on Fast Slope Movements – Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Napoli.
- Orsi G., de Vita S., Di Vito M. (1996) – *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration*. Journal Volcanol. Geotherm. Res., 74, pp. 179-214.
- Pellegrino A. (1967) – *Proprietà fisico-meccaniche dei terreni vulcanici del Napoletano*. Proc. VIII Convegno Italiano di Geotecnica, Cagliari, 3, pp. 113-146.
- Picarelli L., Evangelista A., Rolandi G., Paone A., Nicotera M.V., Olivares L., Scotto di Santolo A., Lampitiello S., Rolandi M. (2006) - *Mechanical properties of pyroclastic soils in Campania Region*. Invited paper, 2nd Int. Workshop on Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils, Singapore. In press.
- Picarelli L. (2007) – com. pers.
- Price M. (1985) - *Introduction to groundwater*. Chapman & Hall, London.
- Rolandi G. (1997) – *The eruptive history of Somma-Vesuvius volcanism and Archeology in Mediterranean area*. Ed. De Vivo & Cortini.
- Russo D. (1988) - *Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: on the selection of a model for the hydraulic properties*. Water Resources Research, 24, pp. 453-459.
- Scheidegger A.E. (1974) - *The physics of flow through porous media*. University of Toronto Press, III ed.
- Scotto di Santolo A (2000) – *Analisi geotecnica dei fenomeni franosi nelle coltri piroclastiche della provincia di Napoli*. Tesi di dottorato di Ricerca in Ingegneria Geotecnica, Università degli studi di Napoli.
- Scotto di Santolo A., Nicotera M.V., Ramondini M., Evangelista A., Pellegrino A., Urciuoli G. (2000) – *Some remarks on the shear strength of Neapolitan pyroclastic deposits*. Proc. Int. Conf. on Geotech. Engin., GeoEng 2000, Melbourne.
- Sorbino G., Foresta V. (2002) – *Unsaturated hydraulic characteristics of pyroclastic soils*. Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Conf. on Unsaturated Soils, Recife 2, pp. 405-410.
- Vallario A. (2001) – *Il dissesto idrogeologico in Campania*. Ed. Cuen, Napoli
- Vanapalli S.K., Fredlund D.G., Pufahl D.E., Clifton A.W. (1996). *Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction*. Canadian Geotechnical Journal, 33, pp. 379-392.
- van Genuchten M. Th. (1980) – *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Science Society American Journal, 44 pp. 892-898.
- Vicol T. (1990) - *Comportement hydraulique et mecanique d'un sol fin non sature application a la modelisation*. Ph. D. dissertation, Ecole National des Ponts et Chaussées.
- Zanchetta G., Sulpizio R., Santacroce G., Cosimi G., S. Sgrò, Pareschi M.T., Bisson M., Favalli M. (2003) - *Volcaniclastic debris flows in the Clanio Valley (Campania, Italy)*. Proc. Int. Conf. on Fast Slope Movements – Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Napoli, vol. 1, pp. 537-541.