



Università degli Studi di Cagliari

**DOTTORATO DI RICERCA
SCIENZE E TECNOLOGIE DELLA TERRA E
DELL'AMBIENTE**

Ciclo XXXII

TITOLO TESI
**Relazione tra la conducibilità termica e le caratteristiche fisiche
meccaniche delle terre.**

Settore scientifico disciplinari di afferenza
GEO/05 GEOLOGIA APPLICATA

Presentata da:	Serena Minucci
Coordinatore Dottorato:	Prof. Aldo Muntoni
Tutor:	Prof. Antonio Funedda
Co-tutor:	Prof. Giorgio Ghiglieri Prof. Paolo Conti Prof. Luigi Carmignani Assunta Sfalanga Prof. Eros Aiello

Esame finale anno accademico 2018 – 2019
Tesi discussa nella sessione d'esame Febbraio 2020

Ai miei genitori

Sommario

ABSTRACT	6
RIASSUNTO.....	8
1 INTRODUZIONE	10
2 CONDUCIBILITA' TERMICA	11
2.1 Principi fisici.....	11
2.2 Metodi di misura.....	15
2.3 Fattori che influenzano la conducibilità termica.....	19
2.4 Strumentazioni	25
2.5 Case Histories	28
2.5.1 Geotermia a bassa entalpia	29
2.5.2 Studio degli acquiferi	34
2.5.3 Interramento cavi.....	37
2.5.4 Studio dei terreni	40
2.5.5 Industria chimica	41
2.5.6 Agronomia.....	41
2.5.7 Ambiente e clima.....	43
3 MISURE GEOTECNICHE	45
3.1 Normativa	45
3.2 Contenuto d'acqua	47
3.3 Peso di volume.....	48
3.4 Peso specifico della parte solida	49
3.5 Distribuzione granulometrica	50
3.5.1 Legge di Stokes	56
3.6 Limiti di Atterberg	58
3.7 XRD – Diffrattometria a raggi X.....	62

3.7.1	Brevi cenni di cristallografia	66
4	CLUSTER ANALYSIS.....	70
4.1	Trattamento dei dati	71
4.1.1	Matrici	71
4.1.2	Tipologia di dati	72
4.1.3	Indici di prossimità	74
4.1.4	Normalizzazione.....	75
4.1.5	Proiezioni.....	76
4.2	Algoritmi di clusterizzazione.....	77
4.2.1	Algoritmi partizionali	78
4.2.2	Algoritmi gerarchici	79
4.2.3	Algoritmi basati sulla densità	80
4.2.4	Algoritmi basati sui grid.....	82
4.3	Indici di validazione.....	83
4.3.1	Criteri esterni	84
4.3.2	Criteri interni	86
5	METODI APPLICATI	88
5.1	Ago termico: A5000T	88
5.1.1	Precedenti studi	91
5.2	Misure di conducibilità termica	95
5.2.1	Esperimento 1	95
5.2.2	Esperimento 2	98
5.2.3	Misure su sabbie	100
5.2.4	Clima mediterraneo	102
5.3	Dati Geotecnici	104
5.3.1	Apertura dei campioni	104
5.3.2	Gs - peso specifico.....	105

5.3.3	Gr - granulometria	108
5.3.4	Limiti di Atterberg	110
5.3.5	XRD - Diffrattometria	111
5.4	Cluster Analysis	113
6	CAMPIONI ESAMINATI	116
6.1	Campioni.....	116
6.2	Bentoniti.....	118
6.2.1	Brevi cenni di geologia del Marocco.....	120
6.2.2	Nador	126
7	RISULTATI	130
7.1	Risultati delle misure termiche	130
7.2	Risultati delle prove geotecniche	131
7.3	Risultati della <i>cluster analysis</i>	137
7.4	Risultati finali	150
8	CONCLUSIONI	154
	RINGRAZIAMENTI	156
	BIBLIOGRAFIA	157

ABSTRACT

The thermal conductivity is applied in several sectors where the most common is the low enthalpy geothermal. In the recent years, it is recorded an increasing in the application of thermal pumps. In this sector, the thermal conductivity has a primary role because it is a fundamental parameter in the beginning phase of the installation of the pump.

Between the new sectors, there are the study of the thermal field around the buried cables and the analysis of the behavior of the soil after the application of specific methods of cultivation.

The aim of this project is that to applied the knowledge of the thermal conductivity as in the acquisition phase as in the processing phase. The research is founded on the previous experience of Alfia Pasquini. Her job is reassumed in the work: “La conducibilità termica delle rocce e dei terreni: perfezionamento di misure in laboratorio finalizzate alla valutazione delle potenzialità dei sistemi di geoscambio” of the 2010.

The purpose of the project is also increasing the data acquired in temperate climates. indeed, the most data are acquired at cold climates.

The instrument applied to carry out the measures is a A5000T thermal probe.

The following job provides for an experimentation phase and, after the definition of the guide lines how to acquire the data, the methodology is applied on 24 samples; 12 sands and 12 silt/clay. The thermal conductivity of the samples is correlated with other parameters of the soils, this is done by the application of the cluster analysis and by verifying the results and the obtained clusters.

The theoretical principles of the three macro-themes on which is founded the thesis are been expressed in the first chapters. The principal themes are: the thermal conductivity, the geotechnics and the cluster analysis.

The basic theory is expressed to understand the operation and the choices taken subsequently. The thermal conductivity principles are described as mathematical formulas taking in consideration the application sector, the geology and the materials examined, the soils.

After the studying of the factors that influenced the thermal conductivity and the principal sectors where are conducted the thermal conductivity studies.

Then, the correlations between the thermal conductivity and the soils parameters are verified. Between the indexes of soils are evaluated some that, by bibliography studying, are directly correlated with the conductivity like the porosity and the humidity. Of the others parameters considered, the correlation with the thermal conductivity is not known, for example the plasticity index and the shale activity index.

In this contest the geotechnical analysis has an important role in the study of the index parameters of the samples.

In the third chapter the principles of geotechnical characterization of the samples are described with the characterization of the different regulations.

This is done because the examined samples and some of the tests are carried out in Morocco where is applied different normative than the Italian criteria.

In the fourth chapter it is described the cluster analysis and the method applied to identify the possible groups in the data and to underline the parameters of the soils that more influence the thermal conductivity.

The research is described in the fifth chapter where at the beginning it is illustrated the previously work effectuated by Alfia Pasquini, then it is carried out some test to delineated a standard method to apply in each measure of this project.

Each steps of the method are described and analyzed both in the acquisition phase as in the geotechnical characterization of the samples. During this phase are also explicated the operative choices applied in the cluster analysis and the mathematical algorithms.

The description of the examined samples is reported in the sixth chapter where it is specified the origins of the sediments and the sampling method. In this chapter it is also described the Morocco geology, in fact part of the samples comes from this region. It is given more attention at the bentonites samples for their singular thermal behavior. For this it was necessary to describe the genesis of the bentonites and the geological contest where these two specific samples are taken.

The results of each steps of the research are showed in the seventh chapter where is also display some anomaly case, like the bentonites samples.

In the conclusion, all the work of this research and the results are reassumed with some suggestions for an eventually continuation of the research in the last chapter.

RIASSUNTO

La conducibilità termica trova applicazione in svariati settori di cui il più comune e diffuso è la geotermia a bassa entalpia. Nei recenti anni, infatti, si è verificato un aumento dell'applicazione di questa metodologia con l'installazione di pompe termiche. In questo ambito la conducibilità termica ricopre un ruolo primario essendo un parametro fondamentale sia in fase preliminare per l'individuazione di terreni idonei per la predisposizione delle pompe, sia successivamente per la stima di un settaggio efficiente delle pompe installate.

Tra i settori relativamente nuovi fanno parte invece lo studio del campo termico attorno ai cavi interrati e le analisi del comportamento dei terreni dopo l'impiego di appositi metodi di coltivazione.

Questo progetto si propone di ampliare le conoscenze riguardanti la conducibilità termica sia in fase di acquisizione del dato che in fase di elaborazione. La ricerca si basa sulla pregressa esperienza di Alfia Pasquini sintetizzata nel lavoro dal titolo "La conducibilità termica delle rocce e dei terreni: perfezionamento di misure in laboratorio finalizzate alla valutazione delle potenzialità dei sistemi di geoscambio" del 2010.

Il progetto di Pasquini si poneva come obiettivo sia un approfondimento delle misurazioni della conducibilità che la costruzione di un database di dati acquisiti su campioni a climi temperati. Risulta infatti che la maggior parte delle misure di conducibilità termica siano condotte a climi freddi e rigidi. Lo strumento impiegato sia nel lavoro di Pasquini che in questo progetto di ricerca è un ago termico A5000T.

Con il presente lavoro si è quindi cercato di progredire nella direzione di ricerca del progetto precedente, effettuando ulteriori test sia in fase di acquisizione del dato sia in fase di elaborazione. Questo lavoro prevede, quindi, una fase di sperimentazione e successivamente, una volta delineate le linee guida per la misura del parametro in questione, l'applicazione delle metodologie su 24 campioni; 12 sabbie e 12 campioni di limo/argilla.

La conducibilità termica dei vari campioni è stata messa in correlazione con alcuni dei parametri delle terre, applicando la *cluster analysis* e verificando così eventuali relazioni presenti e i raggruppamenti nei dati.

Nei primi capitoli vengono quindi trattati i principi teorici dei tre macro-argomenti su cui si basa il progetto di dottorato: la conducibilità termica, la geotecnica e la *cluster analysis*. Inizialmente sono esposti i concetti di base teorici per la comprensione delle operazioni e delle scelte che si sono compiute successivamente.

Sono stati quindi espressi i principi della conducibilità termica, sia dal punto di vista matematico che dal punto di vista applicativo, tenendo sempre in considerazione che l'ambito di studio è la geologia e i materiali studiati sono sedimenti.

Sono stati poi elencati sia i fattori che influenzano la conducibilità termica sia i principali settori di applicazione. Si sono inoltre verificate le correlazioni tra la conducibilità e alcuni parametri delle terre. Tra questi ultimi si sono presi in considerazione alcuni indici delle terre che sono strettamente correlati con la conducibilità, le cui relazioni sono ben note da studi bibliografici come ad esempio la porosità e l'umidità. Di altri parametri presi in esame, invece non si

conoscono le correlazioni con la conducibilità termica; ad esempio l'indice di plasticità e l'indice di attività delle argille.

In tale contesto entrano in gioco le analisi geotecniche relative allo studio dei parametri indice dei campioni in esame. Nel terzo capitolo vengono infatti, non solo descritti i principi e i metodi impiegati per la caratterizzazione geotecnica dei campioni, ma viene fatto anche un accenno alle diverse normative. Questo deriva dal fatto che alcuni dei campioni esaminati ed alcuni dei test sono stati condotti in Marocco dove vengono impiegate normative diverse da quelle italiane.

Il quarto capitolo tratta la *cluster analysis*, metodo impiegato per individuare possibili gruppi nei dati e per evidenziare quali siano i parametri caratterizzanti i campioni che più impattano la conducibilità termica.

Nel quinto capitolo si entra nel vivo della ricerca. Inizialmente si descrive quale sia il punto di partenza del progetto in questione, portando attenzione ai precedenti lavori ed effettuando una serie di test per delineare un metodo standard da applicare a tutte le misure del progetto.

Si sono pertanto dettagliate tutte le varie operazioni sia durante la fase dell'acquisizione del dato termico, sia nella caratterizzazione geotecnica dei campioni. Sempre all'interno di questa fase sono state esplicitate le scelte operative riguardanti gli algoritmi applicati nella *cluster analysis*.

La descrizione dei campioni esaminati è riportata nel sesto capitolo in cui si specifica anche la provenienza dei sedimenti studiati ed il metodo di prelievo. Sempre in questo capitolo si effettua un inciso sulla geologia del Marocco da cui provengono parte dei campioni, soffermandoci sui campioni bentonitici che nel corso del progetto hanno mostrato un singolare comportamento. Si è quindi ritenuto necessario e doveroso fare un inciso sulla genesi delle bentoniti e sul contesto geologico del Marocco in cui si sono formati tali depositi.

Tutti i risultati ottenuti nelle singole fasi evidenziano alcuni casi particolari ed "anomali" che sono descritti nel capitolo sette. Infine, nell'ottavo capitolo sono state riportate le conclusioni nelle quali, facendo riferimento ai risultati, si esprimono anche delle opinioni e dei suggerimenti per eventuali prosecuzioni di ricerca.

1 INTRODUZIONE

L'obiettivo di questo progetto è quello di progredire nella ricerca condotta da Alfia Pasquini dal titolo: "La conducibilità termica delle rocce e dei terreni: perfezionamento di misure in laboratorio finalizzate alla valutazione delle potenzialità dei sistemi di geoscambio" del 2010. In particolare, in questo progetto si è cercato di apportare dei miglioramenti alla fase di acquisizione e di elaborazione dei dati, aumentando inoltre il numero di misure condotte a climi temperati.

La realizzazione di questo primo obiettivo è stata quella di effettuare uno studio bibliografico, di replicare i test effettuati dalla collega e di nuovi su campioni simili, impiegando lo stesso strumento e seguendo la relativa normativa.

In questa fase si è delineato il settaggio migliore secondo i nostri risultati con cui condurre le misure. Si è quindi incrementato il numero di campioni su cui misurare la conducibilità termica; impiegando non solo limi ma anche argille e sabbie.

In questa fase di sperimentazione si sono individuate due categorie di risposte. Nello specifico si ottengono, a parità di settaggio dello strumento, curve dalla forma quasi rettilinea nei campioni argillosi/limosi e curve assimilabili a dei polinomi nei campioni sabbiosi.

Questa differenza tra le curve registrate per le due tipologie di terre ha comportato anche una differenza di elaborazione del dato.

Il metodo operativo di acquisizione ed elaborazione dei dati è stato quindi convalidato dal confronto con i risultati di conducibilità bibliografici registrati per le stesse litologie.

I campioni esaminati sono 24 di cui per metà sono sabbie e per metà limi/argille.

Si è quindi tracciato il secondo obiettivo della tesi, ossia capire meglio le cause che possono aver determinato curve così diverse. Avendo impiegato lo stesso strumento e lo stesso settaggio, le ragioni sono da ricercare nei campioni. Se quindi solo il tipo di litologia influisce o se invece ci sono altri parametri che possono entrare in gioco.

Inizialmente si è effettuato uno studio bibliografico sulle principali proprietà delle terre che influenzano la conducibilità termica e se tra queste è possibile prendere in esame anche qualche caratteristica sino ad adesso non considerata.

Questa analisi è stata fatta studiando per tutti i campioni le relazioni tra le singole proprietà in esame e la conducibilità termica. Verificando esclusivamente in modo qualitativo, tramite grafici, eventuali possibili correlazioni tra la conducibilità termica e le proprietà intrinseche delle terre. In seguito è stato eseguito uno studio quantitativo attraverso l'indice di correlazione.

Questo metodo è stato eseguito anche per discriminare le proprietà che più sono correlabili con la conducibilità termica, per lo meno in questo progetto.

Le proprietà che più sono correlabili sono state quindi impiegate insieme alla conducibilità termica nell'analisi statistica della *cluster analysis* e verificato, impiegando due algoritmi diversi, le eventuali relazioni.

2 CONDUCEBILITA' TERMICA

Il flusso di calore è definito come forma di energia scambiata con l'ambiente nel passaggio da uno stato di equilibrio ad un altro. Il trasferimento di calore può avvenire in diversi modi a seconda della fase del materiale studiato: nei gas e nei liquidi si verifica per collisione molecolare, mentre nei solidi per vibrazione delle molecole all'interno del reticolo cristallino (Zazzini P., 2015).

Il calore che viene scambiato dipende dalla geometria del corpo, dalla differenza di temperatura che presenta e dalla conducibilità termica, ossia la capacità del materiale di trasferire calore (Grifoni Cocci, 2017).

Se nei materiali solidi la conduzione è il meccanismo che governa il trasferimento di calore, la convezione è invece il metodo principale con cui si verifica nei fluidi dove, oltre al trasporto per conduzione, si aggiunge anche quello di massa, ossia movimenti del fluido (Beukema, 1980).

L'irraggiamento termico, che interessa prevalentemente i gas, avviene tramite onde elettromagnetiche a seguito di modificazione della configurazione elettronica degli atomi. Questo principio non prevede il contatto tra corpi come quelli descritti precedentemente.

Nel caso dei campioni di terra che sono stati impiegati in questo progetto è necessario considerare che sono sistemi multifase e quindi che i principi e i fattori che influenzano la conducibilità termica sono molteplici. Dopo un breve cenno sulla teoria della conducibilità termica, sono trattati i diversi metodi di misura, le strumentazioni e i fattori che incidono sull'acquisizione del parametro.

2.1 Principi fisici

Il primo a studiare il trasferimento di calore per conduzione fu Fourier, che attraverso esperimenti su un elemento cilindrico con all'estremità temperature diverse, ebbe modo di formulare la legge che ne descriveva il fenomeno (Carbonari, 2001-2002).

In condizioni stazionarie, quando le differenze di temperatura nel tempo rimangono costanti, e in un corpo isotropo, notò che la quantità di calore era:

- direttamente proporzionale alla sezione del corpo quando la differenza di temperatura era costante;
- inversamente proporzionale alla lunghezza del cilindro quando la differenza di temperatura e la sezione del corpo rimanevano costanti;
- direttamente proporzionale alla differenza di temperatura quando le dimensioni del corpo erano costanti.

La relazione individuata fu:

$$q_x = \lambda A \frac{\Delta T}{\Delta x}$$

dove λ è la conducibilità termica del materiale espresso in W/mK, ΔT è la differenza di temperatura tra le due zone e Δx è la distanza tra le due superfici.

Il flusso di calore si ottiene per il limite di $\Delta x \rightarrow 0$:

$$q_x = -kA \frac{dT}{dx}$$

dove dT/dx è il gradiente di temperatura che ha segno negativo poiché il calore si trasferisce da porzioni a temperatura maggiore verso quelle a temperatura minore (Hyunjun, 2014).

La relazione q_x descrive la legge di Fourier in una dimensione mentre q''_x è in tre dimensioni:

$$q''_x = \frac{q_x}{A} = -k \frac{dT}{dx} = -k \nabla T$$

Applicando il principio di conservazione dell'energia al trasporto termico si ricava l'equazione di continuità espressa come:

$$\sigma = \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla j$$

dove ∇ corrisponde alla divergenza che misura la grandezza di un campo vettoriale in un certo punto al momento t con il flusso j . In questo caso σ è il flusso di calore che si genera da q . La legge di continuità, basandosi sulle leggi della termodinamica, si può anche esprimere come:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla q = 0$$

dove u è la densità di energia locale e q è il flusso di energia.

Se la legge di Fourier si riferisce al flusso di calore da uno strato ad un altro, l'equazione di continuità descrive le variazioni di temperatura che si hanno nello spazio e nel tempo:

$$\rho_s c_s = \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial G}{\partial z}$$

in cui la densità del suolo (ρ_s) ed il calore specifico c_s sono ricavati dalle variazioni di temperatura nel tempo oppure dalle variazioni della densità di flusso G nello spazio.

Il calore specifico è definito come la quantità di calore necessario per innalzare o diminuire, l'unità di massa di un corpo, di un grado kelvin (Hyunjun, 2014).

Combinando quindi insieme la legge di Fourier con quella di continuità si ricava la legge:

$$\rho_s c_s = \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

dove k è la conduttività termica.

Spesso i termini di conduttività termica e conducibilità termica sono impiegati come sinonimi e sono indicati rispettivamente con le lettere k e λ . La conducibilità termica esprime la capacità di un mezzo a trasmettere calore e non va confusa invece con la diffusività termica K . Quest'ultima infatti, è espressa dal rapporto tra la conducibilità termica ed il prodotto tra densità e calore specifico ed esprime la capacità di un materiale di trasmettere variazioni di temperatura (Gianoli, 2017).

Quando si parla di conducibilità termica a grande scala, ossia in termini di inserimento di pompe per la geotermia o nello studio dei movimenti della falda, è necessario considerare il terreno come un mezzo poroso in cui il trasferimento avviene per la combinazione di due meccanismi: la conduzione attraverso la matrice solida e la convezione nella fase liquida.

Assumendo di avere un corpo poroso isotropo e che siano verificate le seguenti ipotesi:

- l'equilibrio locale ovvero che la temperatura della parte solida e di quella liquida siano uguali a quella di tutto il corpo,
- lo scambio termico conduttivo avviene in parallelo ossia quando non c'è scambio di calore tra le fasi che compongono il corpo in questione,

il flusso di calore si trova secondo la relazione:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} + (\rho c)_w v \nabla T = \nabla(\lambda \nabla T)$$

in cui la conducibilità termica effettiva risulta essere una media pesata tra le proprietà della parte solida e di quella liquida (Gianoli, 2017).

Considerando il terreno come un sistema multifase, per individuare qual è il metodo principale di propagazione termica si può determinare attraverso il numero di Peclet (P_e) che è espresso dalla relazione:

$$P_e = \frac{\rho_1 c_1 q L}{K_{eff}}$$

in cui $\rho_1 c_1$ è la capacità termica volumetrica dell'acqua (J/m^3K), L è la lunghezza o la geometria del sistema (m), q il flusso d'acqua nei pori del campione (m/s) e K_{eff} è la conducibilità media del suolo (W/mK). Se il numero di Peclet è più grande di 1, prevale la convezione mentre se è più piccolo, la conduzione.

Nei corpi porosi, il fenomeno della conduzione domina nelle argille e nei limi, mentre, per quanto riguarda le sabbie e le ghiaie, il metodo principale è la convezione. Nelle rocce, ad eccezione dei calcari carsificati, il trasferimento di calore si verifica ad opera della conduzione. Nel caso invece, di misure in laboratorio, per le limitate dimensioni dei campioni su cui sono effettuate le prove, generalmente, si considera come fenomeno principale la conduzione.

Quando si parla di conducibilità termica nei terreni, si deve tenere presente che il postulato di Fourier ha come assunzione alla base di essere in un corpo omogeneo, nel caso invece di un corpo eterogeneo, si parla di conducibilità termica equivalente.

Per questa ragione nel tempo sono state formulate diverse leggi al fine di stimare il reale valore della conducibilità termica; tra le più note ci sono quelle di van Rooyen e Winterkorn (1959), de Vries (1958) e Kersten (1949).

Le correlazioni di van Rooyen sono state eseguite su dati acquisiti su differenti tipi di materiale, principalmente sabbie e ghiaie ed è espressa dalla formula:

$$\frac{1}{k} = B10^{-CS} + s$$

dove k è la conducibilità termica, S il grado di saturazione, B , C e s sono rispettivamente la densità, il tipo di minerale e la granulometria. Questa relazione è valida per sabbie non congelate e ghiaie che presentano un livello di saturazione tra 1.5% e 10% (Brian R., 1992).

De Vries (1958) assunse invece che i suoli sono composti esclusivamente da due fasi; una liquida e da una solida e quest'ultima prevalentemente da particelle ellissoidali. In tale sistema è definita la conducibilità termica come:

$$k = \frac{x_r k_r + F x_s k_s}{x_f + F x_s}$$

dove i pedici f e s denotano la fase liquida e quella solida, mentre x è la frazione volumetrica e k la conduttività termica del suolo. F invece, è un fattore che tiene conto della conducibilità della parte solida e di quella liquida. Questo metodo è applicabile per suoli grossolani non congelati con valore di saturazione tra il 10% e il 20%.

L'equazione di Kersten (1949) si basa su terreni prevalentemente limosi, argillosi e sabbiosi e li tratta in condizioni di gelo e non. Le equazioni per materiali a prevalenza di limo e argilla sono:

$$\text{non congelati } k = [0.9 \log w - 0.2] 10^{0.01 \rho_d}$$

$$\text{congelati } k = 0.01(10)^{0.022 \rho_d} + 0.085(10)^{0.008 \rho_d} w$$

dove k è la conducibilità termica, w l'umidità e ρ_d la densità del materiale. Queste relazioni sono valide nel caso in cui l'umidità sia inferiore al 7% e questa relazione è affidabile solo in caso di materiali congelati con una percentuale di saturazione maggiore del 90% (Fricke, 2015).

Le correlazioni di suoli a prevalenza sabbiosi sono:

$$\text{non congelati } k = [0.7 \log w - 0.4] 10^{0.01 \rho_d}$$

$$\text{congelati } k = 0.076(10)^{0.013 \rho_d} + 0.032(10)^{0.0146 \rho_d} w$$

In linea generale, nei corpi anisotropi, la conducibilità termica non dipende solo dal tipo di materiale ma anche dalla direzione del flusso termico. Per queste ragioni, generalmente, si assume che la conducibilità termica sia una costante empirica nelle relazioni lineari che descrivono la dipendenza tra l'energia trasmessa e la differenza di temperatura agli estremi (Deganello., 2013).

In alcuni casi, nello studio del flusso di calore e dei parametri indicativi dei materiali si può trovare la resistività termica, che non è altro che il reciproco della conducibilità termica, ed è descritta come la resistenza di un corpo a lasciarsi attraversare dal flusso di calore. Nel Sistema di Riferimento l'unità di misura della conducibilità termica è il W/mK (Watt/metro*gradi Kelvin) mentre, nel caso della resistività termica, le misure sono espresse in °Ccm/W (gradi Celsius*centimetri/Watt). Questo perché la resistività è espressa in ohm termico, definito come il numero di gradi Celsius di temperatura necessari affinché il flusso di calore attraversi un cm³ di un mezzo alla potenza di un watt (Hyunjun, 2014).

2.2 Metodi di misura

I modi più comuni di misurare la conducibilità termica si possono dividere in diverse categorie a seconda della tipologia. Si possono avere misure assolute oppure comparative a seconda che il corpo considerato sia misurato direttamente oppure paragonato ad un oggetto standard. Possono essere dirette o indirette a seconda che i parametri siano misurati oppure ricavati matematicamente.

Si può considerare il modo con cui il flusso attraversa i campioni, longitudinalmente oppure radialmente (Llavona, 1991).

La principale suddivisione è fatta in funzione del regime a cui viene effettuata la misura; se stazionario o del transiente.

Il metodo stazionario si basa sulla legge di Fourier:

$$q = \lambda G \Delta T$$

in cui q e ΔT sono rispettivamente il flusso termico e la differenza di temperatura nella direzione di misura, mentre G è una costante di proporzionalità, caratteristica propria dello strumento che considera le condizioni ambientali.

Generalmente la misura si ricava dalla stima del gradiente termico ΔT che si rileva ai due capi opposti di un corpo quando è stato sottoposto a un flusso termico q . Il flusso di calore è indotto da due flussimetri a contatto con le facce opposte del campione e si richiede quindi la conoscenza delle caratteristiche geometriche della strumentazione e della costante G (Deganello., 2013).

Questo metodo ha due svantaggi principali; per raggiungere il livello di stazionarietà sono richieste diverse ore e anche la misura stessa richiede molto tempo; tutto ciò causa la migrazione dell'umidità impattando sulla misura stessa (Abdel-Wahed R.M., 1978).

In Figura 1 sono rappresentate alcune delle tecniche più comuni: la tecnica assoluta, la tecnica comparativa, il metodo del flusso radiale e la tecnica della conduttanza termica parallela.

Nel metodo assoluto, il campione di forma rettangolare è posizionato tra la sorgente e un dissipatore. La sorgente immette un flusso di calore a cui si devono sottrarre le perdite di calore parassite ovvero le perdite per propagazione nell'ambiente e quelle attraverso la sonda stessa. Queste rendono difficoltosa la stima del flusso di calore che effettivamente attraversa il corpo, ragione per la quale talvolta le misure sono condotte sottovuoto. Una volta raggiunta la stazionarietà termica, si misura il gradiente ai capi del corpo di cui conosciamo le dimensioni ed il flusso immesso.

Nel metodo comparativo sono montate in serie un materiale standard, di cui si conosce la conducibilità termica ed il campione da studiare. In questo modo si ottengono misure più accurate, evitando il problema della stima del flusso di calore che attraversa il campione. La formula, infatti, con cui si calcola la conducibilità è:

$$k_1 = k_2 \frac{A_2 \Delta T_2 L_1}{A_1 \Delta T_1 L_2}$$

dove con il pedice 1 e 2 indicano rispettivamente il campione da misurare e il materiale standard.

Nel metodo del flusso radiale si considera un campione cilindrico al cui centro è disposta la sorgente. Il calore si muove in modo radiale e si misura il gradiente termico in condizioni statiche nella direzione radiale (Figura 1 - c). È un metodo per misurare la conducibilità termica dei campioni longitudinalmente, è efficace nel caso di basse temperature ma non per temperature alte, come ad esempio sopra i 700°C a cui si verificano fenomeni di dispersioni di calore.

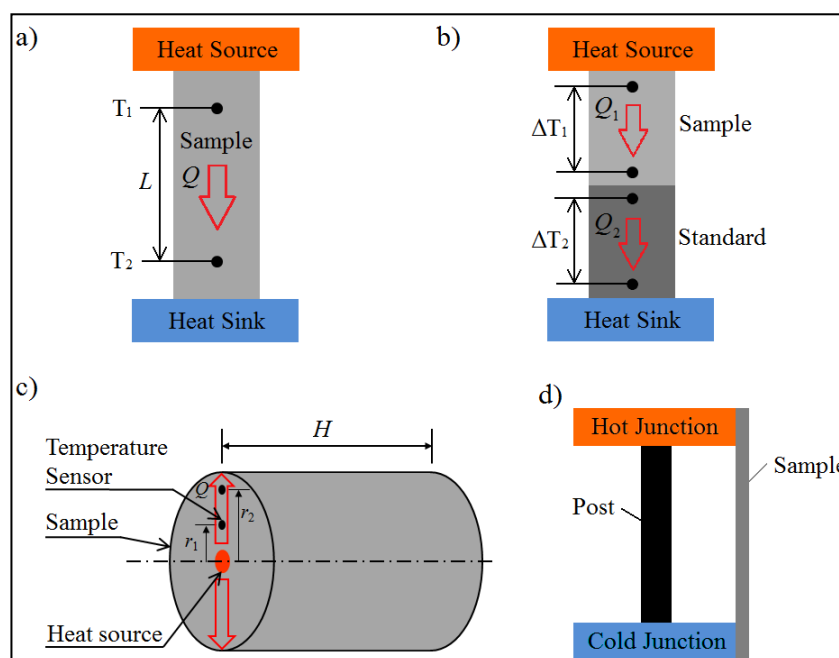


Figura 1- Immagine dei metodi stazionari più comuni (Zhao, 2016).

Nella Figura 1 - d è mostrato il metodo di misura per campioni con dimensioni aghiformi che non possono sostenere all'interno fonti di calore e termocoppie. Questi tipi di campioni sono posti in appositi porta-campioni. Prima è effettuata una misura della conduttività del porta-campione e successivamente viene stimata quella del campione (Zhao, 2016).

Le problematiche principali del metodo stazionario sono la perdita di calore che avviene durante le misure, la resistenza di contatto apportata dai sensori ed il tempo che queste misure richiedono. Per risolvere tali incombenze è stata realizzata la metodologia del transiente.

La relazione con la quale misurare il calore è:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial \vartheta} = \nabla(\lambda \nabla T)$$

dove ρ , c e ϑ sono rispettivamente la massa volumica, il calore specifico del campione e il tempo. Questo metodo si basa sull'applicazione sulla superficie del provino di sorgenti termiche variabili nel tempo secondo prestabiliti criteri e di misurarne le variazioni di temperatura in uno o più punti. Il segnale propagandosi nel campione, cambia in fase o in ampiezza.

Esistono svariate tecniche, quelle più comuni prevedono la sorgente pulsata, il metodo del filo incandescente, la sorgente con onda piana e il metodo della diffusività termica con il laser.

Il metodo della sorgente pulsata deriva dalla tecnica assoluta con la variante di utilizzare una corrente elettrica periodica come sorgente (Figura 2). Il gradiente termico che si genera tra la sorgente di calore e il dissipatore è molto piccola $\Delta T = T_h - T_c$ ed è misurato calibrandolo con una termocoppia di Au-Fe. Per le limitate dimensioni del gradiente, si può assumere di avere una dipendenza lineare tra la conducibilità e la temperatura. ΔT_{app} corrisponde al *drift* che nel grafico si ha tra la curva sperimentale a punti e quella che risulta dalle misure a linea continua. La conducibilità termica si misura quindi secondo la relazione:

$$K = \frac{R I_o^2}{\Delta T_{app}} \tanh\left(\frac{K\tau}{2C}\right)$$

dove τ è metà periodo della corrente elettrica, C è il volume della capacità termica, R è la resistenza termica e I_o è l'ampiezza della corrente elettrica (Zhao, 2016).

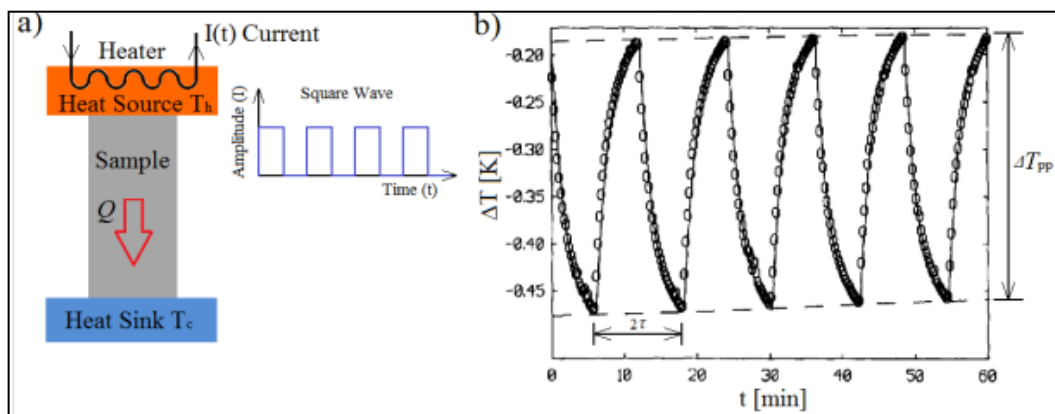


Figura 2 - Immagine del metodo con sorgente alternata. A) schema del funzionamento, b) tipo di risposta che si ottiene (Zhao, 2016).

Il metodo a filo incandescente assume che il flusso di calore sia radiale in una dimensione e in un campione isotropico ed omogeneo. La sorgente lineare ha una lunghezza infinita rispetto alle dimensioni infinitesimali piccole del diametro. Quando una corrente attraversa il filo, la conducibilità termica del campione è la risultante del cambiamento di temperatura ad una distanza nota dal filo per un certo intervallo di tempo (Figura 3). Questo è un metodo usato per materiali con bassa conducibilità termica come i suoli e può essere impiegato anche per le misure sui liquidi. La conducibilità termica è stimata secondo la relazione:

$$K = \frac{\rho}{4\pi[T(t_2) - T(t_1)]L} \ln\left(\frac{t_2}{t_1}\right)$$

Le sonde ad ago si basano su questo principio, l'unica variante è che il filo incandescente e la termocoppia sono all'interno della sonda e sono isolati elettricamente.

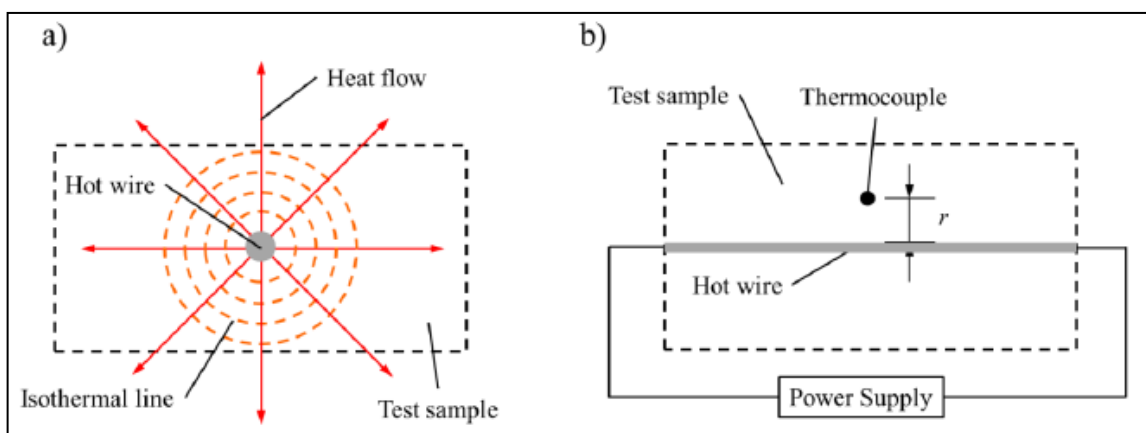


Figura 3- Immagine del metodo con sorgente un filo attraversato da corrente. A) visuale in sezione, b) vista longitudinalmente (Zhao, 2016).

Il metodo del transiente con sorgente piana (TPS) prevede un disco metallico, come sorgente piana e continua, ed un sensore di registrazione di temperatura. Il disco metallico è isolato elettricamente ed inserito tra due piastre sottili di campione (Figura 4). Tutte le altre parti del campione sono isolate termicamente. Per le misure è applicata una piccola corrente al disco metallico e quindi le proprietà dei campioni possono essere determinate monitorando l'aumento di temperatura nel tempo (Zhao, 2016).

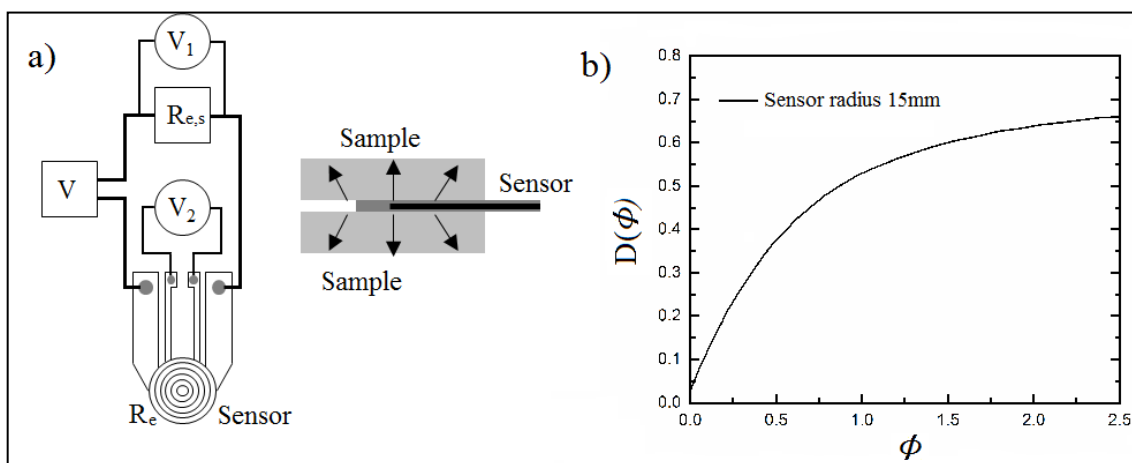


Figura 4 - Immagine del metodo con sorgente piana. A) modello dello strumento, b) tipo di curva che si ottiene come risposta (Zhao, 2016).

Il metodo della sorgente laser pone rimedio ai problemi di resistenza di contatto che avvengono in tutti i metodi sino ad ora descritti. Questo metodo sfrutta il principio di diffusione termica impiegando come sorgente un laser e misurando la risposta con un detector. Il campione su cui si effettuano le misure è generalmente di forma planare ed è posizionato tra la sorgente ed il detector (Figura 5). Il campione è preparato spruzzandolo di un sottile strato di grafite da entrambi le facce in modo tale che un lato assorba e l'altro emetta raggi infrarossi (Zhao, 2016).

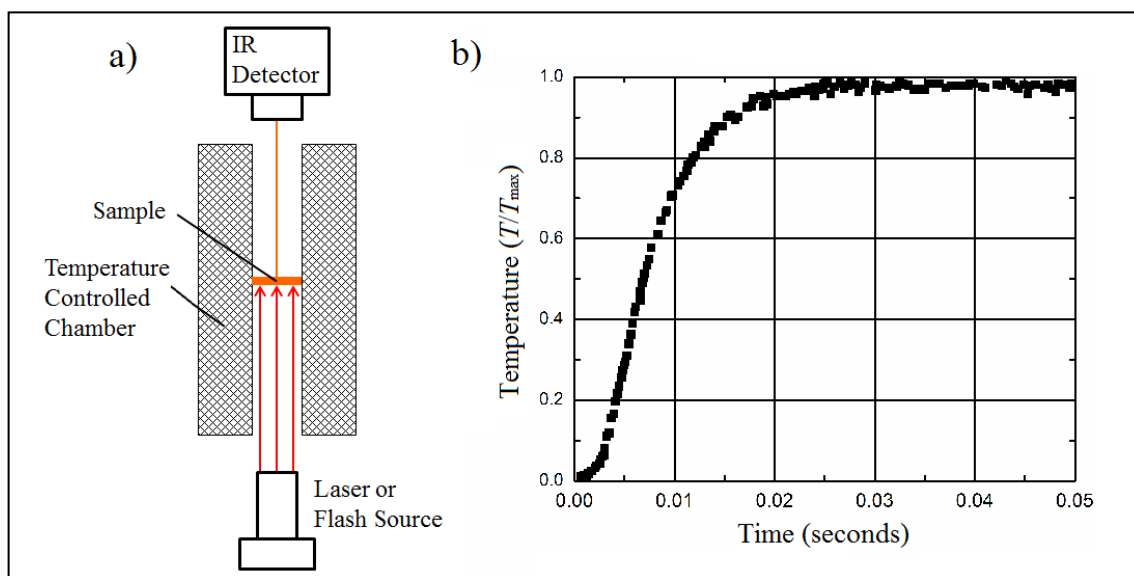


Figura 5 - Immagine del metodo con sorgente laser. A) schema di funzionamento e in b) la curva di risposta ottenuta (Zhao, 2016).

2.3 Fattori che influenzano la conducibilità termica

I suoli sono composti da particelle separate da pori che possono contenere aria o acqua. Le particelle possono essere composte da uno o più minerali, o presentare materia organica. L'acqua può essere allo stato solido o gassoso. Tutto ciò costituisce la struttura del terreno e ciascuna di queste parti è da considerarsi all'interno del fenomeno della conducibilità termica. I principali fattori, infatti, che influenzano tale grandezza sono riassumibili in:

- densità della parte solida del materiale o densità reale. All'aumentare di questo parametro, migliorano i contatti tra le particelle solide, si ha un aumento effettivo del flusso di calore nell'area con conseguente crescita della conducibilità del suolo. La relazione che lega la conducibilità termica con la densità del materiale, data una saturazione costante, è di diretta proporzionalità. Per una densità fissa, il fattore che impatta sulla conducibilità termica è il numero di contatti tra le particelle solide. In materiali con superfici di contatto piate si hanno maggior punti di contatto con valori di conducibilità termica maggiori

rispetto a quei terreni che hanno grani rotondi e quindi minor punti di contatto (Brian R., 1992).

La dipendenza della conducibilità termica dalla densità è stata rilevata in diversi studi tra cui si riporta il caso di misure effettuate in Australia.

Barry Macaulary condusse nel 2013 misure su sei tipi di suoli diversi e su tre tipologie di rocce, impiegando una sonda termica da laboratorio. I campioni misurati presentavano diversi valori di umidità e di densità. I risultati mostrarono come a parità di condizioni e di umidità, la conducibilità termica aumentasse all'aumentare della densità (Barry - Macaulay, 2013). L'incremento del parametro in esame con la densità è tanto maggiore quanto più il campione è secco. Per quanto riguarda i campioni di suolo, man mano che aumentava il grado di saturazione, l'aumento della conducibilità in funzione della densità diminuisce, mentre nel caso dei campioni di basalto veniva registrato un aumento con andamento lineare (Barry - Macaulay, 2013).

- Porosità, che diminuendo causa un aumento della conducibilità termica (Figura 6). Tale grandezza è strettamente collegata alla densità apparente del materiale e al suo grado di saturazione. Infatti, tanto minore sarà la porosità, tanto diminuirà la quantità di acqua e aria per unità di volume, comportando così un migliore trasferimento di calore tra i contatti dei grani.

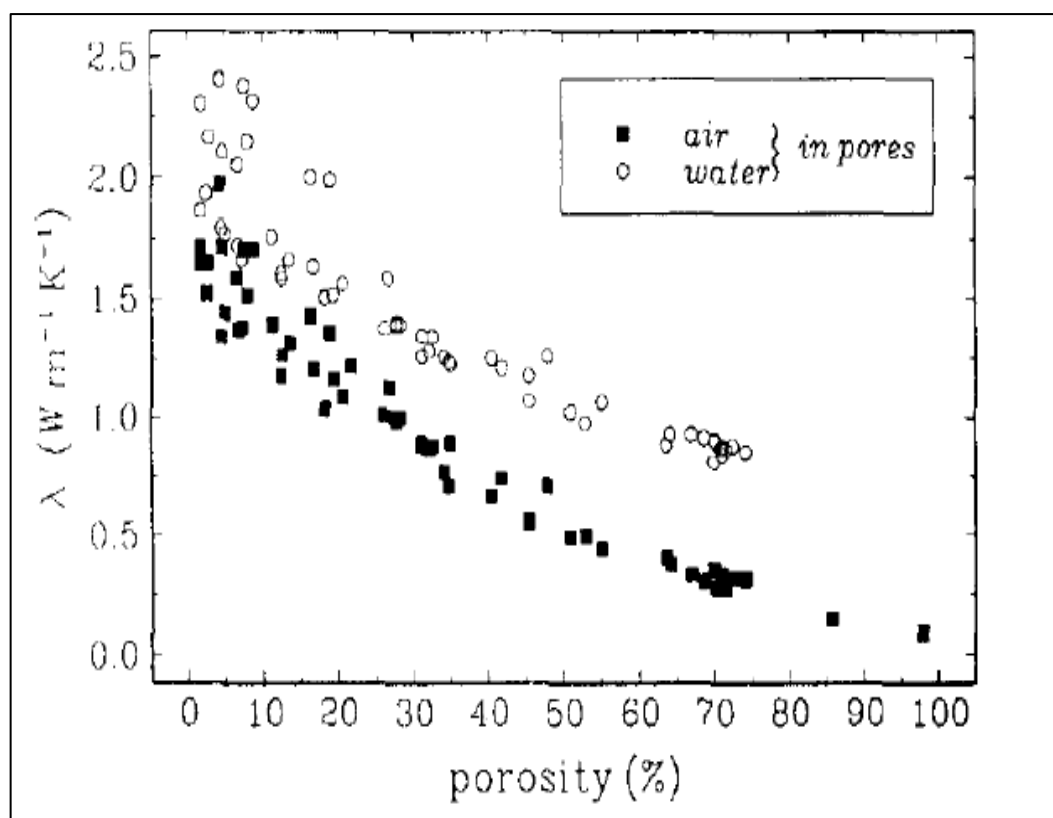


Figura 6 – Misure di conducibilità su stesso tipo litologico ma con diversa percentuale di porosità, considerando anche il tipo di riempimento dei pori (Clauser C. & Huenges E., 1995).

- Contenuto d'acqua che, aumentando, determina un incremento della conduttività termica. Man mano che si ha un aumento del contenuto d'acqua che avvolge i grani, colmando i vuoti tra le particelle, si ha un rapido aumento della conducibilità termica (Brian R., 1992).

Un esperimento che attesta questa dipendenza tra l'aumentare della conducibilità termica con il contenuto di acqua in un terreno è stato eseguito da Chen (2019) che fa misure su campioni prelevati nello stesso sito a sei profondità diverse. Questi campioni presentano valori di umidità diverse che variano da 0%, 20%, 40%, 60%, 80% e 100%. I risultati dell'esperimento (Figura 7) mostrano come la conducibilità termica aumenta in modo non lineare con il contenuto d'acqua. Il parametro in esame varia quindi con il contenuto in acqua che a sua volta impatta le caratteristiche dei materiali che assumono stati diversi (solido, semisolido, plastico e liquido) (Chen, 2019). La conducibilità aumenta quando il contenuto in acqua eccede rispetto al limite liquido e l'acqua diventa l'elemento predominante nel suolo.

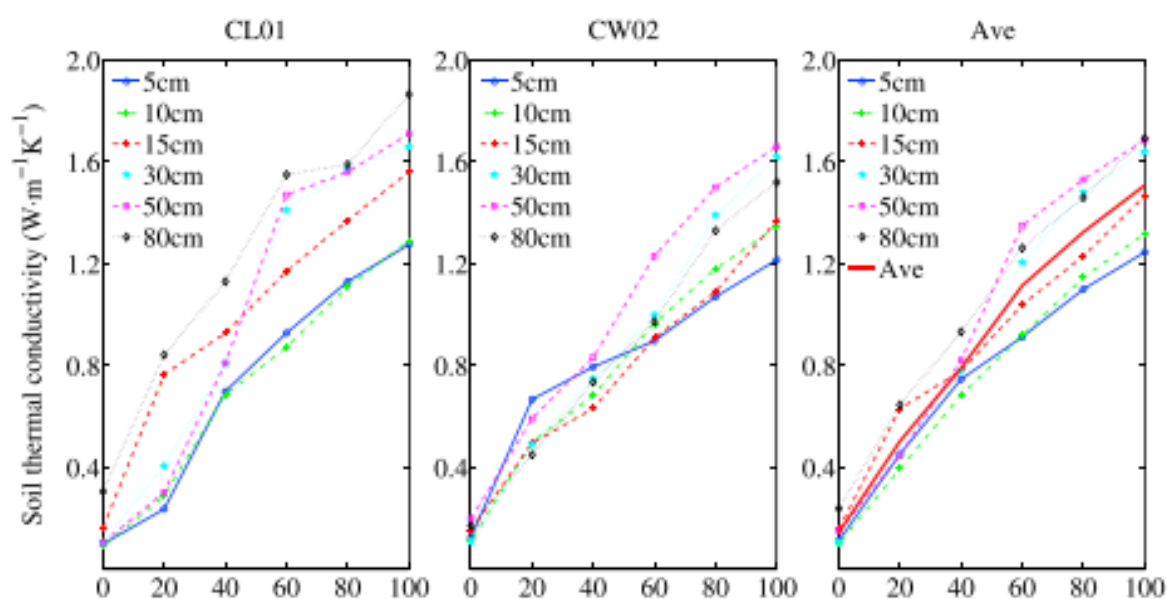


Figura 7 – Immagine delle variazioni della conducibilità termica in suoli sotto diversi contenuto di acqua provenienti dagli stessi siti (al sito 1 appartiene il campione CL01, al sito 2 appartiene il campione CL02 e l'ultimo grafico a destra mostra la media dei valori dei due campioni alle stesse profondità e allo stesso contenuto di acqua) (Chen, 2019).

È inoltre importante tenere in considerazione che l'acqua può essere presente nel terreno sotto forma di ghiaccio, allo stato liquido e come vapore acqueo. Nel caso di suoli ghiacciati che presentano acqua non ghiacciata questa aumenta la conducibilità termica. Nel caso, invece, di suoli non ghiacciati si può verificare in fase di misura il passaggio da stato liquido a gassoso.

A parità di saturazione, la conducibilità dei terreni ghiacciati è maggiore di quella di suoli non ghiacciati e questo è dato dal fatto che la conducibilità termica del ghiaccio è circa quattro volte quella dell'acqua (Farouki, 1981).

- Dagli studi condotti nei paesi scandinavi su materiale sciolti a diversi contenuti in silicio si è notato la relazione tra la conducibilità termica e il contenuto in quarzo (Sveian, 1972; Selmer, 1961).

Questo minerale, infatti, presenta valori di conducibilità termica tra i più elevati, circa 7.7 W/mK a 20°C (Figura 8), ed essendo il minerale più diffuso nella crosta terrestre la sua

quantità incide nelle misure, soprattutto nel caso delle rocce sedimentarie (Clauser C., 2011).

Oltre al valore più alto di conducibilità termica, il quarzo presenta una grande variabilità del parametro stesso in funzione delle variazioni di temperatura (Johansen, 1977).

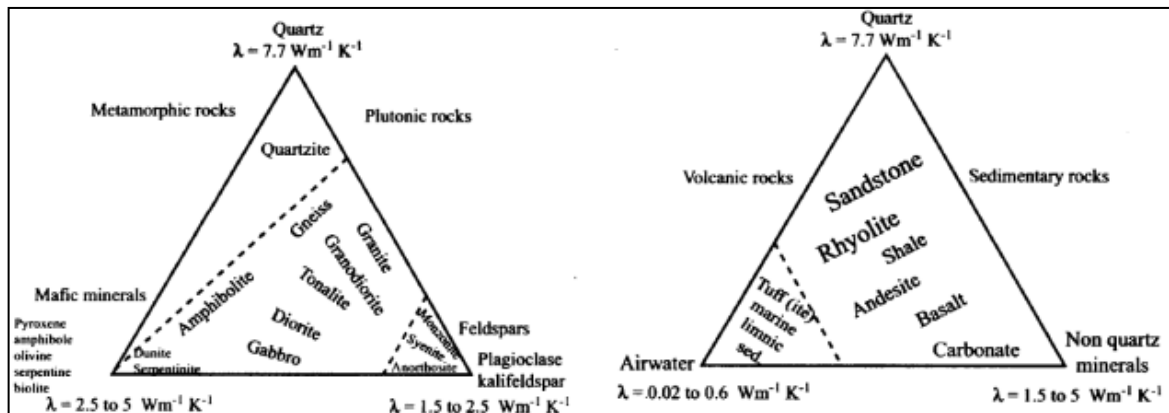


Figura 8 – Valori di conducibilità termica dei minerali, nella fattispecie a sinistra dei minerali che compongono le rocce metamorfiche e plutoniche, a destra quelli delle rocce sedimentarie e delle vulcaniche (Clauser C. & Huenges E., 1995).

- Sali e sostanza organica. Secondo esperimenti condotti da Abu Hamdeh è stato riscontrato che anche il sale e la sostanza organica presenti in un campione possono impattare sulla conducibilità termica. Abu Hamdeh effettuò delle misure su campioni sabbiosi, sabbiosi ghiaiosi, ghiaia e limo ghiaioso. Aggiunse a questi campioni dei sali e una percentuale di materia organica. Le misure registrate evidenziano che all'aumentare del contenuto dei sali nei campioni si ha una diminuzione della conducibilità termica così come aumentando la percentuale di sostanza organica decrescono i valori di conducibilità termica (Adu-Hamdeh, 2000).

La materia organica così come i sistemi radicali nei terreni superficiali incide sulla struttura dei campioni impattando anche sulla conducibilità termica (Chen Y. Y., 2012). Infatti, generalmente la materia organica presenta valori alti di porosità e capacità termica bassa così come una minor conducibilità termica rispetto ai campioni che contengono minerali (Lawrence, 2008; Zheng, 2015).

- Pressione. L'effetto della pressione mostra due differenti comportamenti. In un primo momento, durante la fase di estrazione del campione, si sviluppano fratture e microfratture. Ciò causa una riduzione della conducibilità termica. Quando viene applicata una pressione di sovraccarico di circa 15 MPa, questo fenomeno si arresta. Per pressioni superiori a 40 MPa vi verifica la riduzione della porosità intrinseca del materiale ed aumento della conducibilità (Clauser C. & Huenges E., 1995).
- La temperatura dell'ambiente. La conducibilità termica è funzione della temperatura. Con l'aumentare della temperatura aumentano le dilatazioni termiche in modo differente per tutti i minerali. Il "cracking termico", che si verifica a causa dell'espansione differenziale, può generare resistenze tra i granuli dei minerali, contribuendo così alla diminuzione osservata della conduttività con la temperatura. Questo effetto è più visibile nelle rocce saturate di acqua rispetto a quelle secche (Clauser C. & Huenges E., 1995).

Per le rocce sedimentarie, sino a 300°C avviene una riduzione in seguito a due principali componenti; i clasti e gli elementi carbonacei. Sopra tale valore di temperatura, la diminuzione della conducibilità termina è dovuta maggiormente alla presenza di elementi carbonatici più che ai clasti.

Nelle rocce vulcaniche, la conducibilità termica dipende dall'opacità ossia, da quanto è possibile la trasmissione di calore per irraggiamento.

Nelle rocce plutoniche, la diminuzione della conducibilità termica con la temperatura dipende dal contenuto del feldspato. In rocce ricche di feldspato, per temperature superiori ai 300°C, si verifica una diminuzione di circa il 10% della grandezza in questione, mentre, in rocce povere di feldspato, si riduce di oltre il 40%. Questo perché a tali temperature, la diminuzione della conducibilità per effetto degli altri minerali è maggiore rispetto a quella dovuta al contenuto in feldspato.

Per rocce metamorfiche, la diminuzione della conducibilità termica con la temperatura dipende dalla fase mineralogica prevalente, con particolare rilievo alle quarziti. Aumentando il contenuto in quarziti, la conducibilità diminuisce sino a temperature di 500°C, oltre tale parametro la diminuzione è trascurabile. Mentre per rocce ricche in quarzo, non accade una diminuzione della conducibilità (Clauser C. & Huenges E., 1995).

In conclusione come riportato in Figura 9 si ha che le rocce con più alti valori di conducibilità termica sono quelle con più alto contenuto in quarzo. I valori delle rocce magmatiche oscillano tra 1-3 W/mK circa, in cui i valori più alti sono raggiunti dai graniti e dalle trachiti. Le rocce metamorfiche presentano valori di conducibilità tra 2-5.5 W/mK con i valori massimi delle quarziti.

Per quanto riguarda le rocce sedimentarie, esse variano mediamente tra 0.5-7 W/mK. I valori più bassi sono registrati nei sedimenti sciolti asciutti come le sabbie, mentre quelli più alti

ROCCIA		DENSITÀ (kg/m ³ K)	CONDUTTIVITÀ TERMICA (W/m K)		CAPACITÀ TERMICA VOLUMETRICA (MJ/m ³ K)
				valori raccom andati	
ROCCE MAGMATICHE					
tufo			1,1	1,1	
vulcaniti, da acide a intermedie	<i>riolite, trachite</i> <i>latite, dacite</i>	2,6 2,9-3,0	3,1-3,4 2,0-2,9	3,3 2,6	2,1 2,9
vulcaniti, da basiche a ultrabasiche	<i>andesite, basalto</i>	2,6-3,2	1,3-2,3	1,7	2,3-2,6
plutoniti, da acide a intermedie	<i>granito</i> <i>sienite</i>	2,4-3,0 2,5-3,0	2,1-4,1 1,7-3,5	3,2 2,6	2,1-3,0 2,4
plutoniti, da basiche a ultrabasiche	<i>diorite</i> <i>gabbro</i>	2,9-3,0 2,8-3,1	2,0-2,9 1,7-2,9	2,5 2	2,9 2,6
ROCCE METAMORFICHE					
metamorfiche di basso grado	<i>shale (scisto)</i> <i>chert (selce)</i>	2,4-2,7 2,5-2,7	1,5-2,6 4,5-5,0	2,1 4,5	2,2-2,5 2,2-2,5
metamorfiche di grado da medio a alto	<i>marmo</i> <i>quarzite</i> <i>micascisto</i> <i>gneiss</i> <i>anfibilite</i>	2,5-2,8 2,5-2,7 2,4-2,7 2,4-2,7 2,6-2,9	2,1-3,1 5,0-6,0 1,5-3,1 1,9-4,0 2,1-3,6	2,5 5,5 2,2 2,9 2,9	2 2,1-3,0 2,2-2,4 1,8-2,4 2,0-2,3
ROCCE SEDIMENTARIE					
	<i>argillite, siltite</i> <i>arenaria</i> <i>conglomerato/breccia</i> <i>marna</i> <i>calcare</i> <i>dolomia</i> <i>anidrite</i> <i>gesso</i> <i>salgemma</i> <i>antracite</i>	2,4-2,6 2,2-2,7 2,2-2,7 2,3-2,6 2,4-2,7 2,4-2,7 2,8-3,0 2,2-2,4 2,1-2,2 1,4-1,6	1,1-3,4 1,9-4,6 1,3-5,1 1,8-2,9 2,0-3,9 3,0-5,0 1,5-7,7 1,3-2,8 3,6-6,1 0,3-0,6	2,2 2,8 2,3 2,3 2,7 3,5 4,1 1,6 5,4 0,4	2,1-2,4 1,8-2,6 1,8-2,6 2,2-2,3 2,1-2,4 2,1-2,4 2 2 1,2 1,3-1,8
ROCCE NON CONSOLIDATE					
	<i>argilla, limo DRY</i> <i>argilla, limo WET</i> <i>sabbia DRY</i> <i>sabbia WET</i> <i>ghiaia, ciottoli DRY</i> <i>ghiaia, ciottoli WET</i> <i>depositi glaciali (till)</i> <i>torba, lignite</i>	1,8-2,0 2,0-2,2 1,8-2,2 1,9-2,3 1,8-2,2 1,9-2,3 1,8-2,3 0,5-1,1	0,4-1,0 1,1-3,1 0,3-0,9 2,0-3,0 0,4-0,9 1,6-2,5 1,1-2,9 0,2-0,7	0,5 1,8 0,4 2,4 0,4 1,8 1,4 0,4	1,5-1,6 2,0-2,8 1,3-1,6 2,2-2,8 1,3-1,6 2,2-2,6 1,5-2,5 0,5-3,8
ALTRI MATERIALI					
	<i>bentonite</i> <i>calcestruzzo</i> <i>Ghiaccio (-10°C)</i> <i>sintetici (HP-PE)</i> <i>aria (0-20°C)</i> <i>acciaio</i> <i>acqua (+10°C)</i>		0,5-0,8 0,9-2,0 2,32 0,42 0,02 60 0,59	0,6 1,6 1,8 0,0012 3,12 4,15	3,9 1,8 1,87 1,8 0,0012 3,12 4,15

Figura 9 - Tabella con i valori di resistività termica ρ , conducibilità termica λ e capacità termica volumetrica (Saviane N., 2013).

2.4 Strumentazioni

Le misure di conducibilità possono essere condotte in laboratorio oppure *in situ*. Le strumentazioni che si impiegano sono differenti e al contempo possono sfruttare il metodo stazionario oppure quello del transiente.

Per quanto riguarda le misure in laboratorio gli strumenti che sono principalmente in uso sono le celle termiche che sfruttano il metodo statico e l'ago termico che impiega la tecnica del transiente.

L'ago termico prevede un filo conduttore con all'interno una termocoppia per le misure di temperatura. Le misure con questo strumento si basano sui principi della sorgente lineare infinitamente lunga e sottile (Figura 10). Il metodo sarà trattato più nel dettaglio in seguito.

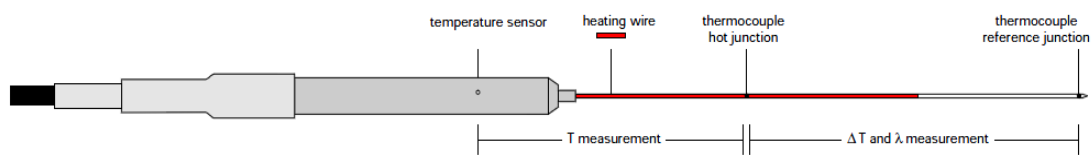


Figura 10 - Schema del funzionamento dell'ago termico.

La cella termica invece, si basa sul principio che il flusso termico avviene in una direzione ed è stazionario. La sorgente è una cartuccia riscaldata all'interno di un piano di alluminio. Il sistema è isolato e quindi non ci sono perdite di calore (Figura 11).

La parte superiore del campione è sigillata con un foglio in alluminio per impedire la fuoriuscita dell'umidità. La differenza di temperatura sulle due facce del campione è misurata con due termistori. La cartuccia è quindi accesa e la potenza è controllata sino al raggiungimento della temperatura di 40°C. Le temperature sono quindi monitorate in modo continuo per circa due ore. La misura del contenuto di umidità è fatta due volte; una prima della misura e una al termine della stessa.

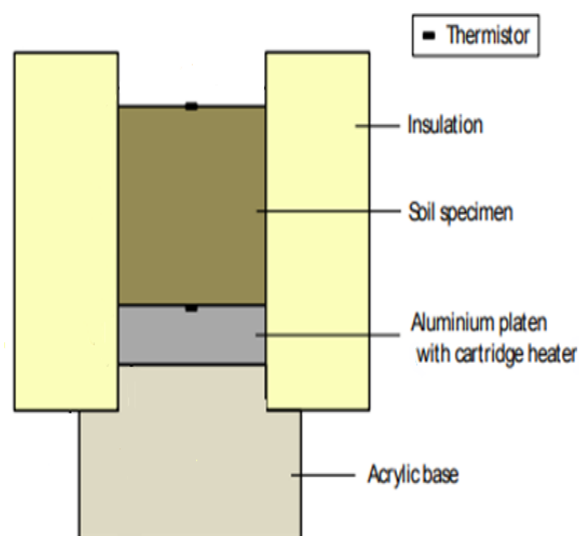


Figura 11 - A) Schema della sezione della cella termica, B) esempio di risposta della cella termica (Low, 2015).

Nello studio di Low (2015) sono stati confrontati dati acquisiti su ugual campioni con le due metodologie; la cella termica e l'ago termico. Dallo studio degli errori sulle misure è risultato che per le misure in laboratorio l'ago termico fornisce dati più precisi ed affidabili. I valori misurati con la cella termica, infatti, sono più alti di quelli ottenuti con l'ago termico. Gli errori che il metodo comporta sono dovuti a:

- migrazione dell'umidità che incide sulle stime finali,
- nella fase del prelievo dei campioni, nelle operazioni *di pre-drilling* e di mantenimento del foro, possono essere impiegati appositi fluidi i quali, durante la misura, aumentano i valori di resistenza di contatto (Low, 2015).

Risultati simili sono stati ottenuti nel lavoro di Jin del 2017. Nel suo progetto di ricerca sono comprese misure acquisite su campioni con differenti gradi di porosità ed umidità. A parità di condizioni dei campioni le misure acquisite con l'ago termico risultano più accurate rispetto a quelle ottenute con la cella termica.

Per quanto riguarda le misure *in situ*, le strumentazioni impiegate sono sia l'ago termico, che si differenzia da quello da laboratorio per le dimensioni della sonda, sia il metodo GRT (*Ground Response Test*) o TRT (*Thermal Response Test*). Quest'ultimo metodo, in particolare, è stato sviluppato ed applicato specialmente per studi su sonde geotermiche già messe in opera.

Con il metodo TRT si ricavano profili verticali di temperatura da cui calcolare la conducibilità termica delle litologie incontrate lungo il foro (Georgiev, 2016). Il metodo è composto da un insieme di apparecchi tali che permettono di far circolare per molte ore all'interno di sonde geotermiche un fluido termo-vettore a potenza termica costante (Figura 12) (Lehr, 2015). Monitorando in continuo la temperatura e la portata del fluido è possibile mantenere il sistema in regime stazionario (Ingersoll, 1948, Signorelli, 2014).

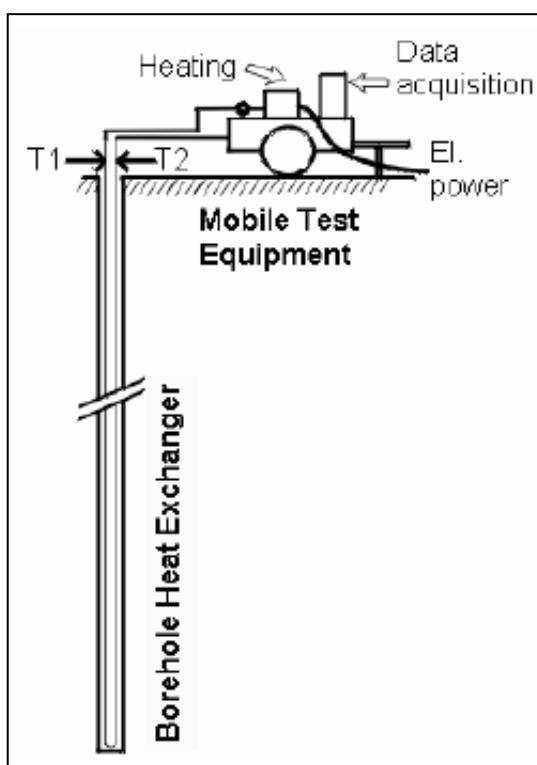


Figura 12 - Figura del set up di un TRT con le varie componenti (Sanner, 2008).

Si ricava così la curva delle temperature del fluido di andata e di ritorno nella sonda geotermica rispettivamente nel periodo transitorio (fase iniziale del test) e nel periodo stazionario. Dalla misura dell'andamento della temperatura nel tempo si risale alla conducibilità termica del terreno e alla resistenza termica del foro (Eskilson P., 1988).

Le misure sono visualizzate in un grafico, dove in ascissa ho il logaritmo del tempo ed in ordinata le variazioni di temperatura (Figura 13).

A livello di interpretazione dei dati esistono due metodologie che si basano su analisi matematiche diverse: il metodo Mogensen e il metodo Kavanaugh e Rafferty. Il primo applica le tecniche di risoluzione del campo di temperatura prodotta da una fonte di calore lineare infinita. Il secondo, invece, si basa sulla risoluzione del campo di temperatura prodotta da una fonte di calore cilindrica avente per raggio le dimensioni della sonda. Negli ultimi studi sono stati testati anche metodi tridimensionali. Alla base di tutti i metodi analitici in uso ci sono comunque delle assunzioni in comune, ovvero:

- viene presa in considerazione esclusivamente il trasferimento di calore per conduzione, evitando di considerare i fenomeni convettivi,
- considero il fenomeno in modo simmetrico in cui il processo termale avviene in modo radiale rispetto all'asse del pozzo,
- non è considerata la conduzione di calore nella direzione dell'asse del pozzo.

La durata della prova è di minimo 48 ore e sono necessarie per assicurarsi dati il più corretti possibile dal punto di vista statistico. Allo stesso tempo è possibile ottenere un flusso di calore stabile nelle sonde, controllare in modo adeguato l'involuppo delle temperature del suolo ed assicurarsi di avere un intervallo di tempo adeguato per applicare le formule semplificate (Alberti Pagoda. M, 2013).

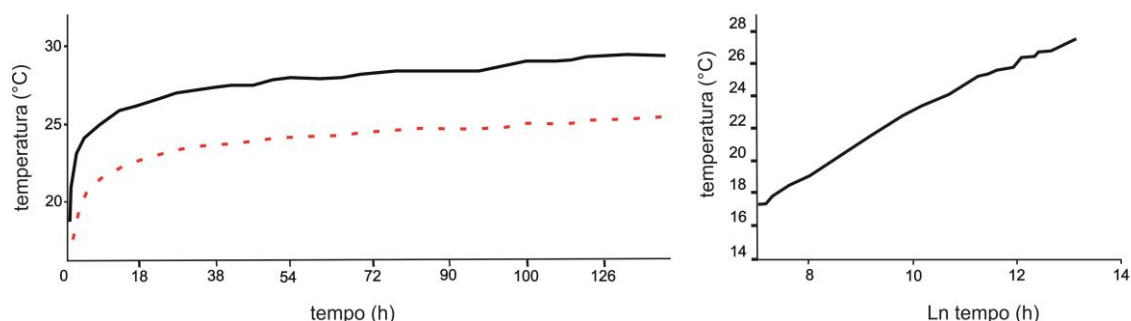


Figura 13 - Figura in cui sono rappresentati a sinistra le variazioni di temperatura nel tempo (in nero quella del fluido in ingresso, in rosso quella in uscita. A destra un'interpretazione della conducibilità termica con il metodo Mogensen (Menichetti, 2012).

Le limitazioni del metodo TRT sono date prevalentemente dal flusso d'acqua nel terreno che, a causa dei moti convettivi e delle variazioni della conducibilità termica, influenza le misure. Per verificare se siamo in presenza di valutazioni errate ad opera di un simile fenomeno si può plottare un grafico di conducibilità termica tempo. Se c'è una buona convergenza tra il flusso dall'alto dell'acqua ed il test nella curva si ottiene, nella fase iniziale, un'instabilità dei valori rappresentato da oscillazioni della curva. In una seconda fase invece, si raggiunge un valore costante nel tempo e la curva si stabilizza.

Se invece, dopo la fase iniziale di instabilità, i valori di conducibilità continuano a salire e non si stabilizzano allora l'effetto del flusso d'acqua ha impattato le misure (Figura 14).

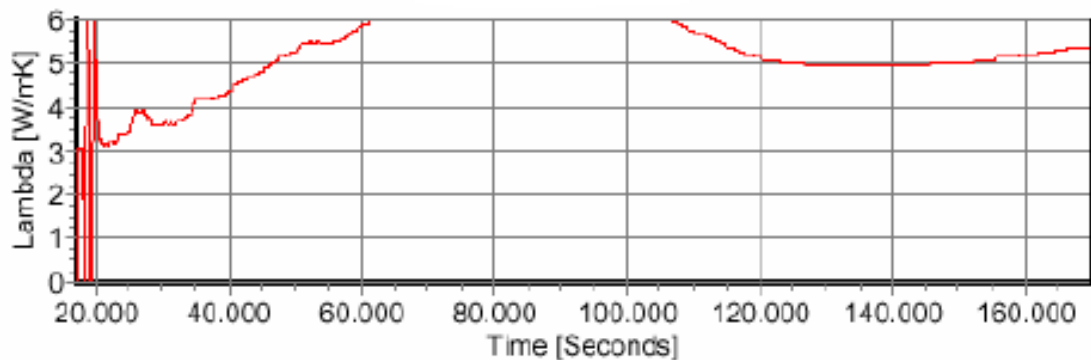
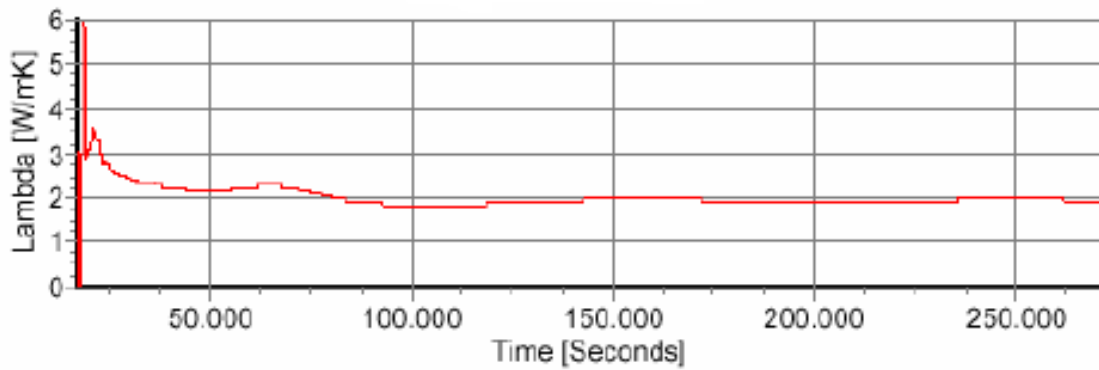


Figura 14 - Nella prima figura il grafico mostra una buona convergenza tra il flusso dell'acqua nel pozzo e le misure di conducibilità, nella seconda immagine invece, tale movimento dell'acqua ha compromesso la misura (Sanner. B, 2005).

Gli altri parametri che possono inficiare la bontà delle misure si possono riassumere in:

- caratteristiche termiche dei riempimenti del foro che generalmente hanno valori di conducibilità molto bassi;
- variazioni verticali del flusso di calore causate dalle variazioni naturali del gradiente geotermico,
- variazioni verticali di temperature dovute ai cambiamenti di temperatura dell'ambiente,
- dove presente del materiale galleggiante, il possibile trasferimento termico ad opera della sostanza sospesa;
- durata dell'esecuzione della prova.

2.5 Case Histories

Lo studio della conducibilità termica nei terreni è applicato in svariati settori; tra i quali il principale è la ricerca geotermica a bassa entalpia. In questo settore si applica sia in fase preliminare, nella realizzazione di carte di conducibilità termica per verificare la fattibilità di

campi geotermici (Saez Blazquez.C, 2017) e (Cetin, 2013), che successivamente per controllare l'efficacia dei parametri di sfruttamento (Menichetti, 2012).

Altrettanto interessanti sono i lavori in cui la conducibilità termica entra in gioco nella caratterizzazione degli acquiferi (Bense. V, 2008) e nello studio dei terreni per la messa in opera di cavi elettrici (de Lieto Vollaro. R, 2018). Al contempo stesso si riscontrano studi di ricerca al fine di ampliare le conoscenze di una determinata regione (Onifade, 2016) o per la realizzazione di nuovi strumenti e metodi di ricerca; questo sia nel settore della geologia, sia in altri ambiti in cui si trattano materiali da costruzione o dell'industria chimica (Bronzoni M., 2008).

Tra gli ambiti di applicazione più recenti risultano quello agronomico in cui si individuano le variazioni di conducibilità termica di un terreno in funzione delle modalità di coltivazione applicato (Abu-Hamdeh. N, 2000) e quello climatico-ambientale applicato in aree con climi rigidi quali i terreni dell'Alaska (O'Donnell, 2009).

2.5.1 Geotermia a bassa entalpia

Sulla regione spagnola Avila è stata redatta una mappa di conducibilità termica come studio preliminare per una eventuale installazione di una centrale geotermica. Le misure sono state condotte su campioni in laboratorio e nel caso di suoli sono state stimate impiegando un opportuno software, ThermoMap, sviluppato da diversi istituti di ricerca (GeoZentrum, BRGM, ISOR, MFGI, IGR, BGS, EGEC, RBINS-GBS, REHAU, GBI, PLUS, IGME) (ThermoMap, 2013).

Sono stati presi in considerazione i campioni più rappresentativi della geologia della provincia di Avila e la carta geologica presa come riferimento è in scala 1:50.000 dell'IGME (Geological and Mining Institute of Spain) in cui si individuano dal punto di vista geologico due blocchi principali (IGME, 1972-2003). Il primo è composto da litologie del Massiccio Ercinico ossia rocce ignee del Carbonifero-Permiano e metamorfiche del Pre-Cambriano, mentre l'altro blocco è costituito da rocce sedimentarie del Mesozoico, Terziario e Quaternario (César, 2014). I campioni sono stati prelevati da diversi affioramenti coerenti con la litologia e posizione geografica in questione.

Le misure sono state eseguite impiegando una sonda ad ago e i campioni sono stati compattati con il *Proctor* al fine di riprodurre le condizioni di compattazione in affioramento.

Per ciascun campione di suolo sono state prese tre misure di conducibilità a tre differenti stadi di umidità; una al livello ottimale e le altre in prossimità.

Il software impiegato stima la conducibilità dai parametri a contorno quali la porosità, la tessitura e la densità del campione. Dai risultati delle analisi è stato osservato che i valori più alti appartengono alle quarziti e alle formazioni scistose e danno il miglior risultato a livello di efficienza per l'installazione di pompe geotermiche. I valori con deviazione standard maggiori

sono stati ottenuti nei graniti, gneiss ed adamelliti e tale risultato è stato imputato al cattivo contatto tra la sonda e il campione. Sempre all'interno di queste litologie sono state ottenute le più grandi differenze nel valore della conducibilità, ad indicare l'eterogeneità dei campioni stessi.

La mappa è stata creata dai valori misurati ed è un buon dato di partenza per analizzare il contesto al fine di un'eventuale installazione di apparati geotermici (Figura 15). Inoltre dal confronto tra i dati stimati dal software ThermoMap e quelli misurati sussistono delle differenze, quelli misurati risultano più alti di quelli stimati.

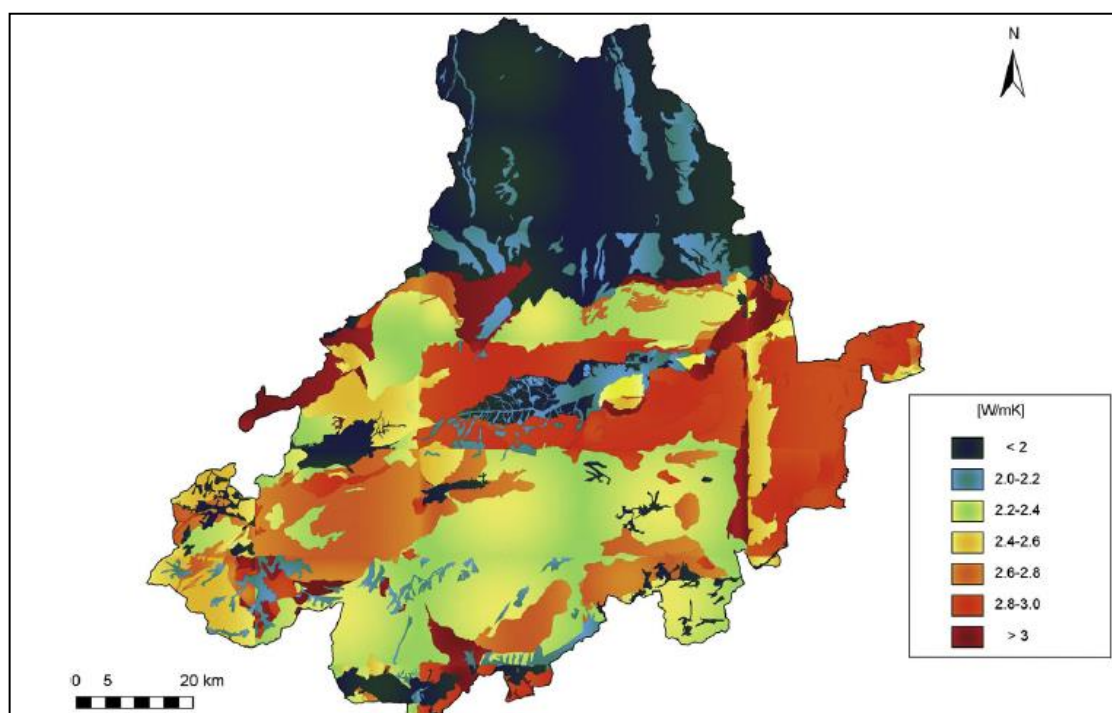


Figura 15 - Mappa della conducibilità termica della regione Avila in Spagna (Saez Blazquez.C, 2017).

Nel lavoro svolto da Menichetti (2012) il metodo TRT è stato applicato su un impianto geotermico presente nel Campus Scientifico “Enrico Mattei” dell’Università di Urbino. Il metodo TRT, test di rendimento termico è un metodo ideale da eseguire su sonde geotermiche in opera al fine di ricavare la conducibilità termica del suolo e la resistività della sonda. In questo specifico caso i test sono stati condotti su scambiatori geotermici in cui le caratteristiche delle tubazioni, della profondità e del materiale di riempimento sono state già decise e sono effettuati per verificare l’efficienza della sonda. Lo scopo che si prefiggono è quello di ottenere un profilo di conducibilità termica, il contributo di ciascun strato ed eseguire così una progettazione adeguata al raggiungimento del massimo scambio termico.

Il metodo impiegato prevede un’apparecchiatura che fa circolare nella sonda il fluido termo vettore per svariate ore ed il tutto è monitorato in continuo.

Di seguito (Figura 16) il modello della macchina impiegato, dove R è il riscaldatore, P è la pompa di circolazione del fluido termo-vettore, Q_h è calore ceduto dal riscaldatore al fluido, Q_p è il calore fornito dalla pompa al fluido, Q_1 è il calore disperso dal riscaldatore verso l’ambiente, Q_2 il calore disperso dalle tubazioni verso l’ambiente, Q è il calore trasmesso dalla sonda al terreno Q_A il calore immesso nella sonda geotermica e Q_B il calore in uscita dalla sonda geotermica.

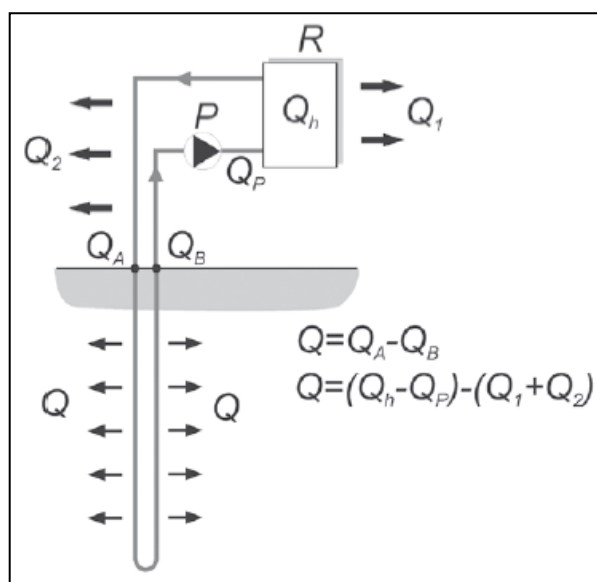


Figura 16 - Figura di una macchina termica per TRT su una sonda geotermica con i relativi bilanci termici. Con le diverse lettere sono indicati i diversi elementi (Menichetti, 2012).

I valori di resistenza termica registrati variano da 0.1 Km/W per le sonde cilindriche coassiali o a doppia U, evidenziando un ottimo scambio termico con il terreno, fino a circa 0.15 Km/W per una sonda ad U con riempimento costituito da una malta bentonitica e una messa in posto senza precauzioni di tenuta delle tubazioni.

L'area di indagine è il Campus Scientifico "Enrico Mattei" dell'Università di Urbino in cui è stato realizzato un campo sperimentale con 9 sonde geotermiche a singola U profonde 100 metri (Figura 17). Dal punto di vista geologico l'area di studio si imposta su alternanze marnose arenacee in cui gli strati presentano inclinazioni di circa 20° verso NE e costituiscono il fianco di una sinclinale con vergenza NE appartenente all'Appennino marchigiano.

Gli ammassi rocciosi sono interessati da due sistemi di fratturazioni che hanno orientazione NE-SW e NW-SE molto persistenti negli strati arenacei. Negli stessi strati a circa 40 metri di profondità è presente una piccola falda freatica che ha velocità di flusso modesta.

Nella fase di realizzazione di alcune delle sonde era stato inserito nel terreno un tubo di monitoraggio per rilevare le variazioni di temperatura sia durante il funzionamento dell'impianto sia durante lo svolgimento del test TRT (Figura 18). Questo tubo a fianco della sonda incrementa di circa il 15% la resistenza termica del sistema. La temperatura pre-test del sottosuolo è di circa 15.8°C e lungo il profilo verticale varia di alcuni decimi di grado in prossimità della superficie a causa delle variazioni climatiche e in prossimità della falda freatica.

Sono stati condotti profili verticali di temperatura, sia durante che dopo l'esecuzione del TRT, registrando i valori dei diversi livelli litologici ogni 5 metri. Con i profili verticali è quindi possibile ricavare la conducibilità termica di ogni strato e durante la fase di raffreddamento la diffusività termica e la velocità di ritorno alle condizioni termiche pre-test.

Le misure sono state condotte sia sulla sonda sia in quelle limitrofe e i valori di conducibilità termica sono piuttosto simili.

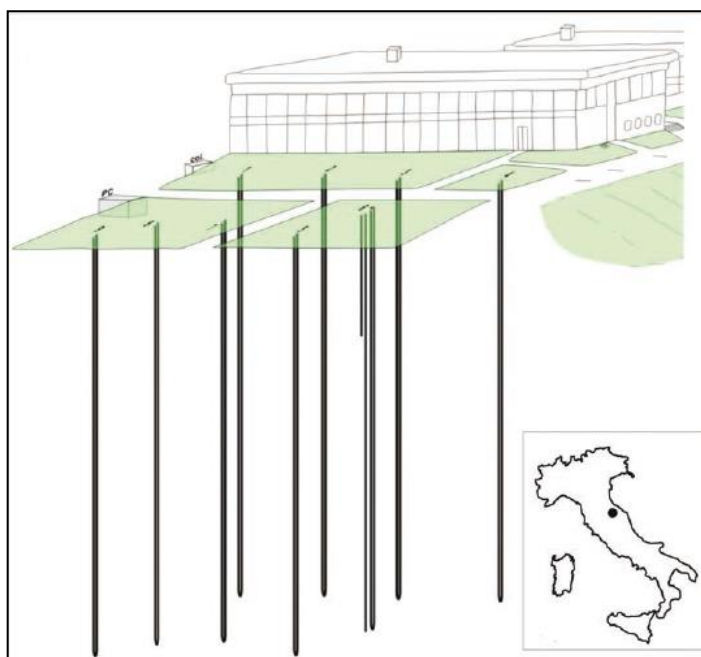


Figura 17 - Figura dell'impianto geotermico con 9 sonde geotermiche ad U profonde 100 metri. L'impianto si trova nel Campus Scientifico "Enrico Mattei" dell'Università di Urbino.

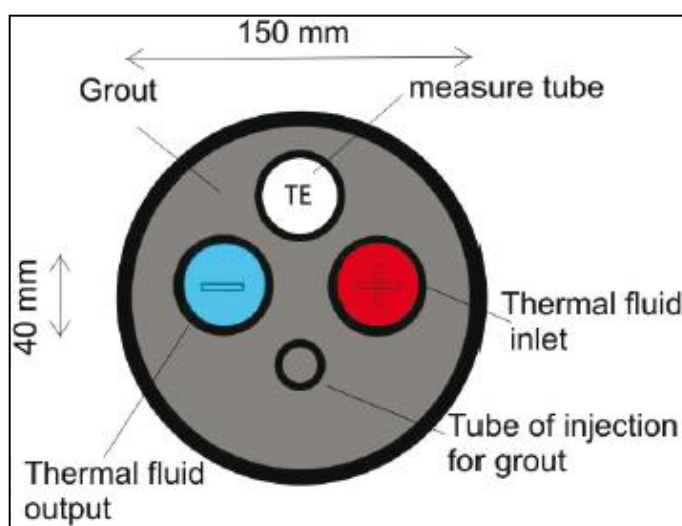


Figura 18 - Figura dello schema della sonda geotermica installata al Campus.

Il fluido circola grazie alle pompe nei pozzi e la potenza termica è fornita da resistenze elettriche che permettono di erogare sino a 10.5 kW. Per l'acquisizione della temperatura ci sono appositi termometri che sono disposti all'interno del sistema di riscaldamento del fluido termo-vettore. Durante la prova è possibile controllare l'andamento del test tramite opportuni sistemi elettronici di cui dispone lo strumento. La differenza di temperatura tra il fluido immesso e quello in uscita è di circa 4°C, la temperatura in ingresso era di 19.1°C e quella in uscita di 16.8°C e a fine test sono state raggiunte rispettivamente valori di 40.2°C e 36.3°C a causa del riscaldamento attorno alla sonda (Figura 19).

Il valore della conducibilità termica nel terreno è stato calcolato con il metodo della sorgente lineare ed è di 2.25 W/mK mentre quello medio ricavato dal monitoraggio delle temperature alle varie profondità è di 2.1 W/mK. Quando è stato rimosso il macchinario ed interrotta l'immissione del fluido termovettore sono stati eseguiti altri profili di temperatura dopo circa 7 ore dalla fine della prova.

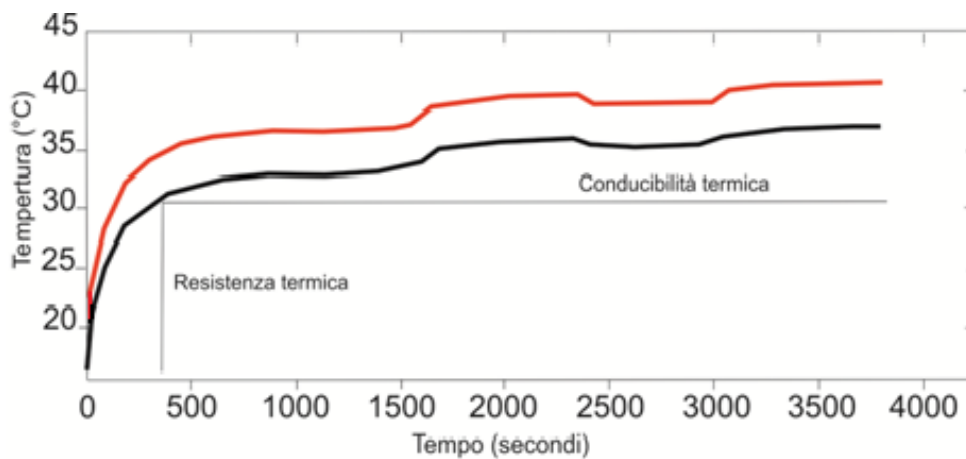


Figura 19 - Figura delle temperature del fluido in ingresso (curva in rosso) e in uscita dalla sonda geotermica (curva in nero) (Menichetti, 2012).

Nella prima fase la temperatura è diminuita mediamente di 7.3°C fino a raggiungere i 6°C nei giorni seguenti. Il raffreddamento del sistema è più rapido nelle prime ore dopo l'esecuzione del test e decresce successivamente nei giorni a seguire. Infatti, dopo tre giorni dal test, il substrato presenta temperature simili a quelle precedenti al test e dopo una settimana tutte le variazioni sono annullate (Blasi, 2012).

Gli strati marnosi-argillosi e marnosi situati in profondità a 55, 75 m e tra 90 e 100 m sono i livelli con più alti valori di temperatura e con geoscambio minore. Gli strati arenacei invece a profondità di 50, 60/70 m e a circa 80 metri presentano conducibilità termica elevata e temperature basse (Figura 20).

La stratigrafia termica del sottosuolo ha permesso d'individuare il contributo di ciascun livello e di avere indicazione sulle dimensioni delle sonde e del geoscambio. Nel caso in questione i livelli stratigrafici più profondi sono quelli a maggior efficienza termica. In fase di progettazione, nel calcolo delle profondità di interessate di tutto il sistema geotermico, sono consigliate indagini molto profonde al fine di ottimizzare i costi di realizzazione dell'impianto, sfruttando la risorsa geotermica più profonda (Menichetti, 2012).

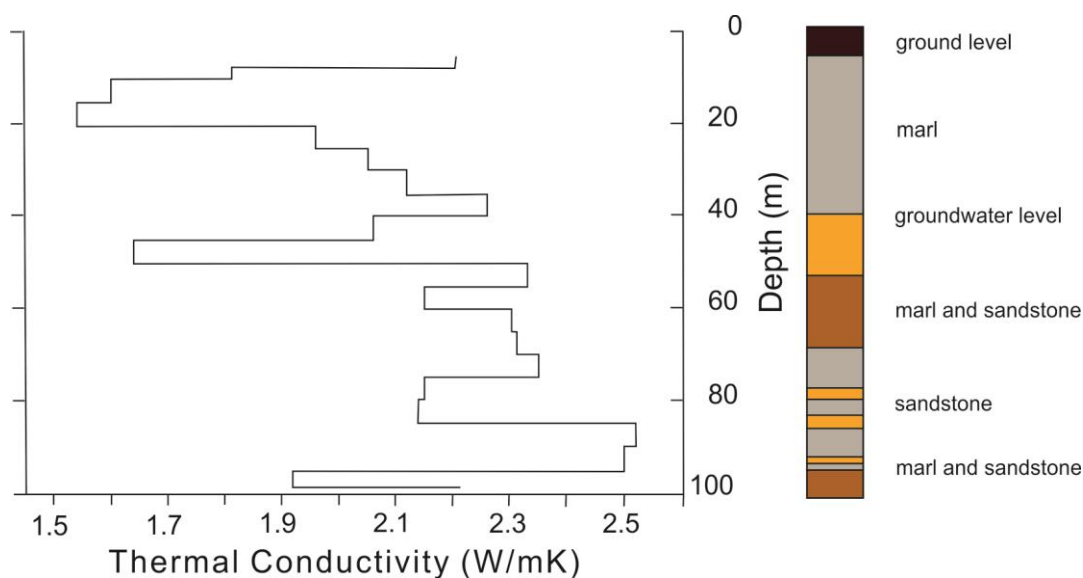


Figura 20 - Figura della conducibilità termica in funzione della profondità e dei diversi livelli stratigrafici incontrati.

2.5.2 Studio degli acquiferi

Bense et al. (2008) applicano la conducibilità termica allo studio di flussi preferenziali lungo faglie in cui gli acquiferi si impostano in sedimenti inconsolidati. L'area indagata si trova in Germania nell'insenatura del basso Reno in cui affiorano depositi dell'Oligocene di tipo marino e fluviale. Intercalati con le unità sabbiose ed argillose sono presenti depositi di lignite risalenti al Miocene. Questi sedimenti sono tagliati da numerose faglie normali orientate NW-SE (Figura 21).

Le misure sono state effettuate nei pozzi calando una sonda in silicone che registra variazioni di 0.01 K con tempi di risposte di 30 s. Le misure sono state acquisite in profondità con intervalli di 2 metri. I pozzi presenti sono tre; 87263 e 87581 sono situati entro 500 km dalla faglia mentre il pozzo 87521 dista circa 1 km dalla zona di faglia, nel blocco Erft (Figura 21). I dati nei pozzi in prossimità della faglia di Rurand, 87263 e 87581, presentano anomalie negative e positive. Nel pozzo 87263 invece, sono state evidenziate anomalie negative probabilmente da imputare ad un flusso verso il basso di acqua fredda verso un acquifero più profondo. Sono quindi individuate due zone d'interesse in cui il flusso d'acqua è associato con la struttura tettonica presente.

Impiegando la relazione:

$$cp \frac{\delta T}{\delta t} + c_w \rho_w q \nabla T - k \nabla^2 T = 0$$

dove q è la velocità di Darcy dell'acqua del sottosuolo, T la temperatura, c_w il calore specifico dei sedimenti saturi, ρ e ρ_w la densità degli elementi in gioco e k è la conducibilità termica.

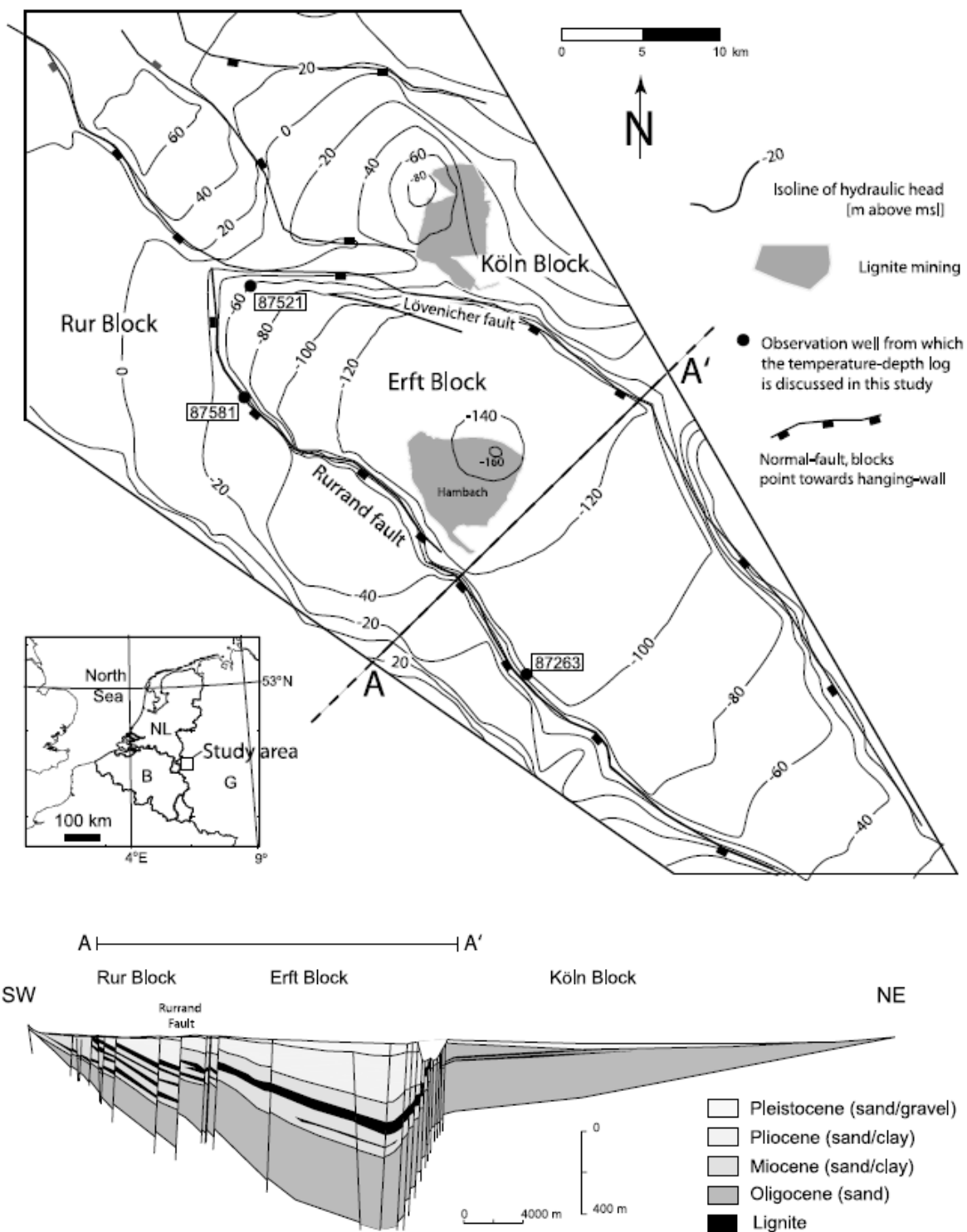


Figura 21 - Figura della mappa dell'insenatura del basso Reno in cui sono indicati i pozzi, mentre in basso una sezione geologica dell'area. (Bense, V, 2008).

Da questa relazione è quindi possibile poter ricavare il flusso del fluido e si identificano così due differenti situazioni; una, in cui il flusso è relativamente superficiale e si muove verso l'alto risalendo lungo la faglia, l'altro, nell'acquifero profondo, dove l'acqua si muove verso il basso (Figura 22).

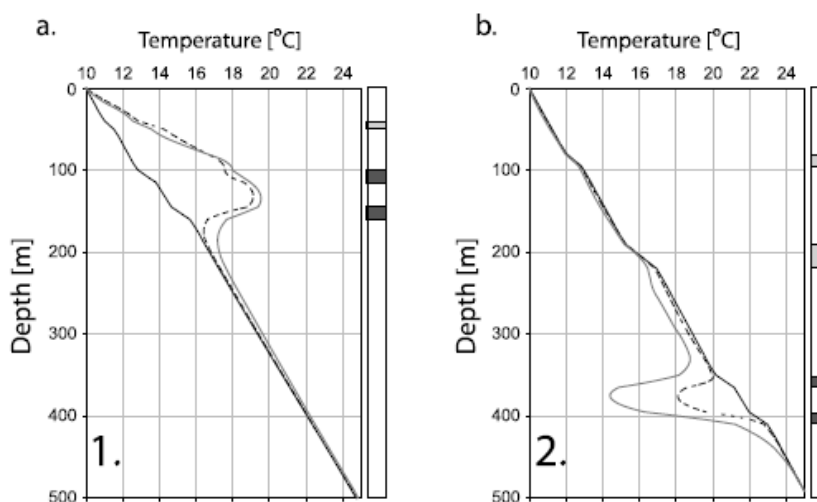


Figura 22 - Immagine in cui sono calcolati i profili di temperatura associati con il movimento verso l'alto ed uno verso il basso del flusso d'acqua lungo la faglia.

I parametri "a contorno" impiegati nella modellizzazione, tra cui la temperatura e la conducibilità termica, sono stati misurati attraverso opportune sonde in foro e sono riassumibili in Tabella 1:

UNITA'	Permeabilità orizzontale	Permeabilità verticale	K (W/mK)
Acquifero	-11	-12	3
Argilla	-15	-16	1.3
Lignite	-16	-17	1
Faglia	-14	-11	2
Basamento	-15	-16	3

Tabella 1 - Tabella con i valori impiegati nel modello. I valori di permeabilità sono stati ricavati mentre quelli di conducibilità termica sono ottenuti da misure in sito (**Bense, V, 2008**).

I risultati mettono in evidenza due aree di interesse; una positiva ed una negativa indicative di due contesti di movimento dell'acqua diversi che si impostano sul lineamento tettonico presente.

2.5.3 Interramento cavi

Un progetto di ricerca molto interessante è stato condotto dall'Università "La Sapienza" di Roma inerente allo studio del campo termico attorno ai cavi interrati (de Lieto Vollaro. R, 2018).

L'interramento dei cavidotti è un'operazione sempre più diffusa nel territorio italiano, soprattutto per mitigare l'impatto ambientale di un impianto di distribuzione dell'energia elettrica. In questo ambito è necessario conoscere le proprietà termiche del terreno, sia per un adeguato dimensionamento dei cavi, sia per una stima a lungo termine del campo termico che si instaura attorno agli stessi.

La resistività termica globale è una combinazione di contributi pesati delle resistività dei singoli elementi che compongono il terreno. I fattori che entrano in gioco sono inoltre dipendenti dalla granulometria, dalla disomogeneità e dal contenuto in acqua.

Nella progettazione dei cavidotti interrati è spesso impiegato un terreno i cui valori di resistività termica sono di 0.9-1°Cm/W. Inoltre è da considerarsi che il materiale organico non è conveniente per dissipare il calore dei cavi, la densità dei materiali secchi e granulosi non è ideale per richiudere lo scavo di un cavidotto ed in ultimo che i vuoti controllano il flusso di calore. La resistenza termica di un suolo dipende molto anche dal contenuto d'acqua ed è per questo che è importante capire qual è il grado di umidità ideale per lo scopo. In linea generale si parla di contenuto critico d'acqua ossia quello al di sotto del quale i flussi di vapore attraversano la porosità del terreno e bloccano la trasmissione del calore verso la superficie. La situazione più sfavorevole in cui si può insorgere in questo ambito è il verificarsi della perdita del contenuto d'acqua attorno al cavo elettrico ad opera dei flussi di calore. In questa zona secca la conducibilità termica si riduce anche di un terzo della conducibilità iniziale comportando un aumento di temperatura nel rivestimento del cavo e diminuzione del suo isolamento.

La normativa di riferimento per la progettazione dei cavi elettrici è la CEI 20-21 e per le dimensioni del cavo fa riferimento alla relazione:

$$\frac{T_c - T_a}{\frac{Q}{L}} = \frac{1}{2\pi} \rho_t \ln(u + \sqrt{u^2 - 1})$$

dove:

T_c è la temperatura del cavo,

T_a è la temperatura ambientale,

Q è l'energia termica prodotta dal cavo,

L è la lunghezza del cavo,

ρ_t è la resistività termica del terreno che circonda il cavo $u=2L/D$ dove L è la distanza dall'asse del cavo dalla superficie del terreno mentre D è il diametro esterno del cavo.

L'equazione non è banale e nel caso della resistività termica è necessario individuare un valore medio da attribuire ai materiali e in tal caso è stata impiegata la conducibilità termica che, oltre ad essere l'inverso della resistività, è anche la media pesata della conducibilità dei singoli strati.

Le misure sono state eseguite impiegando una sonda ad ago termico con il “metodo transitorio”. Le prove sono state condotte su terreni in provincia di Foggia che ospiterà un elettrodo per il campo eolico.

Le possibili configurazioni che si possono avere sono:

- scavi, rinterri e ripristini per attraversamenti su strada asfaltata
- scavo e rinterro e ripristino per passaggio su terreno agricolo,
- scavi, rinterri e ripristini per attraversamento su strada non asfaltata.

Sono stati fatti due test; uno in cui i cavi elettrici vengono alloggiati sotto una strada asfaltata, l'altro, al di sotto di un terreno agricolo. A seconda del contesto in cui vado ad inserire i cavi, sono stati preparati alloggi in modo diverso, sia per la profondità degli scavi sia per lo spessore dei riempimenti.

Le misure sui materiali per il rinterro sono state condotte *in situ* mentre, per la valutazione dei terreni attorno ai cavi, sono state condotte in laboratorio. Il materiale scelto per circondare i cavi sono sabbie di fiume vagliate in funzione del contenuto d'acqua (Figura 23) mentre il materiale di rinterro è terreno tipico del tavoliere pugliese, marnoso con diverse percentuali di argilla. I valori misurati su quest'ultimo sono rappresentati in Tabella 2.

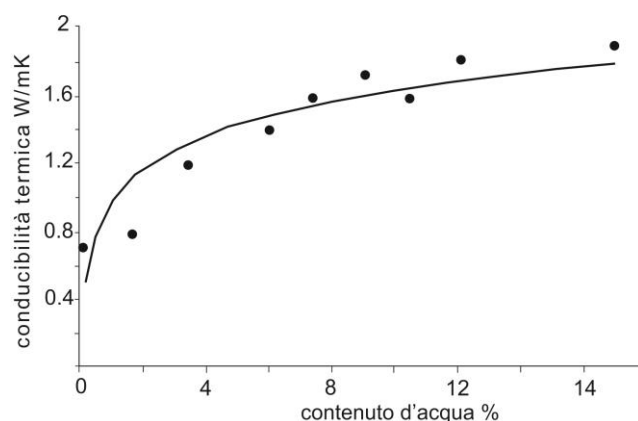


Figura 23 - Figura dell'andamento della conducibilità termica delle sabbie di fiume in funzione del contenuto d'acqua (de Lieto Vollaro, R, 2018).

MATERIALE dello SCAVO	Resistenza termica (°Cm/W)	Temperatura del terreno (°C)	CONTENUTO D'ACQUA (%)
Misura 1	1.475	26.17	32
Misura 2	1.69	26.78	17
Misura 3	0.73	24.14	46
Misura 4	1.26	26.58	38

Tabella 2 - Tabella dei parametri misurati.

In Tabella 3 sono evidenziati i valori ottenuti dalla resistenza termica totale del terreno che è stato impiegato per ricoprire i cavi e considerando a seconda dei contesti anche del materiale che caratterizza tutto l'asesto finale. Ad esempio nel caso del sito su strada asfaltata è stato considerato nel calcolo finale anche la resistenza termica dell'asfalto che è pari a 0.9 (°Cm/W), del *blinder* pari a 1.16 (°Cm/W) e del conglomerato cementizio pari a 0.833 (°Cm/W).

Si evince dai valori ottenuti come la resistenza termica sovrastante il terreno sia molto variabile. Individuare un valore medio della resistenza termica può essere molto rischioso,

può condurre ad errori di valutazione e conseguentemente a una valutazione dei cavi e dell'impianto errato.

TIPO di SCAVO	Punto 1 (°Cm/W)	Punto 2 (°Cm/W)	Punto 3 (°Cm/W)	Punto 4 (°Cm/W)
Strada asfaltata	1.31	1.42	0.98	1.23
Terreno agricolo	1.52	1.65	0.85	1.29

Tabella 3 - Tabella dei valori di resistività termica nei due scavi.

I risultati mostrano quanto sia importante una buona stima della resistenza termica del terreno intorno al cavo e come un eventuale errore in questa fase possa comportare un sottodimensionamento della sezione del cavo, con rotture ad opera delle elevate temperature in gioco. (de Lieto Vollaro. R, 2008).

La normativa che viene seguita nell'interramento dei cavi è la CEI 20-21 che fornisce le direttive per le problematiche elettriche e per la sicurezza. Questa normativa affronta i problemi di umidità e di calore specifico in modo semplicistico e riduttivo. Nella tematica va presa in considerazione anche la conducibilità termica dei terreni. Questo parametro permette di valutare la dissipazione del calore che si genera all'interno del cavo al passaggio di corrente e se stimato in modo errato compromette il funzionamento dell'impianto (de Lieto Vollaro. R, 2018).

Una delle condizioni sfavorevoli che si possono verificare è causata dal flusso di calore intorno al cavo elettrico che rende più secco il materiale attorno al cavo. La perdita di umidità e l'instaurarsi di una zona secca comportano un cambiamento nelle proprietà termiche del terreno e una diminuzione della conducibilità termica. Si può quindi verificare un aumento della temperatura del rivestimento del cavo e una diminuzione dell'isolamento dello stesso (de Lieto Vollaro. R, 2018).

Per conoscere meglio questo fenomeno sono stati compiuti degli studi, applicando algoritmi per misurare la portata di un cavo elettrico interrato in funzione del flusso di calore, della migrazione dell'acqua e dell'umidità.

Nella pratica ingegneristica, le dimensioni dei cavi elettrici interrati sono stimati in funzione di un valore di conducibilità teorica media. Ciò è la conseguenza di modelli matematici sulla migrazione dell'umidità complicati e poco analizzati. In fase di progetto è ammessa l'esistenza del formarsi una zona secca attorno al cavo ma non sono considerati i cambiamenti dell'andamento delle isoterme.

L'esperimento che è stato effettuato studia il campo di temperatura intorno ad un cavo e intorno a tre cavi affiancati un terreno omogeneo. Il metodo è stato applicato su due tipologie di materiali; sabbia e sabbia con argilla.

Sono stati quindi analizzati i valori di temperatura in funzione della distanza dal cavo, sia nel cavo singolo sia nei tre cavi e considerando i due tipi di terreno.

Dal test sono stati evidenziati come, valutando diminuzioni della conducibilità termica nei terreni di tre volte rispetto al valore iniziale, in entrambe le tipologie di terreno sono raggiunte temperature del cavo superiori a quelle ammesse secondo normativa. I gradi di saturazione impiegati sono di 0.45 nelle sabbie e 0.65 nelle sabbie con argilla. I valori di temperature

superiori sono inoltre raggiunti anche dopo poco tempo, solo nove giorni dall'inizio del test (de Lieto Vollaro, R, 2018).

2.5.4 Studio dei terreni

Alcune ricerche per acquisire maggiori informazioni su particolari suoli sono state condotte da Nikiforova (2013). Le indagini furono effettuate su terreni di Dnipropetrovsk che sono composti prevalentemente da depositi alluvionali e depositi con intercalazioni di granito dell'età dell'Archeano-Proterozoico. Le misure sono state acquisite con una sonda ad ago e sono stati inoltre acquisiti anche i valori di umidità. I principali suoli presi in considerazione sono sabbie, limo ed argille con diversi gradi di umidità sia congelati che con temperature positive (Figura 24).

Con le misure sono state anche verificate le leggi che regolano la conducibilità termica e la densità dei materiali e la dipendenza tra conducibilità e umidità.

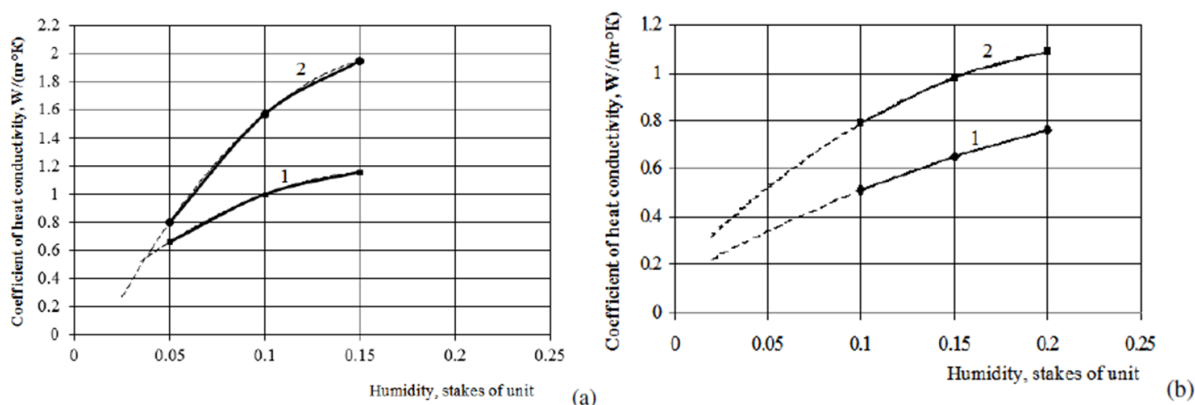


Figura 24 - Figura del coefficiente di conducibilità; a) nelle sabbie, b) nel limo e argilla. Con il numero 1 a temperature positive, mentre con il numero 2 in condizioni di congelamento.

I risultati mostrano come i valori del coefficiente di conducibilità aumentano con l'umidità quando si hanno temperature sia positive sia negative.

Nel caso di analisi su rocce a grana grossa i risultati di conducibilità sono maggiori rispetto a quelle a grana fine. Ciò è dovuto al fatto che le rocce a grana fine hanno piccole particelle di minerali con maggior contatti tra di loro e la conducibilità termica nei punti di contatto tra granuli è minore. Inoltre la conducibilità termica aumenta passando da rocce con residui vegetativi e ricche di humus verso rocce con minor quantitativo di sostanza organica.

La dipendenza tra la conducibilità e l'umidità è stata ricavata in modo empirico ed è:

in sabbie: $\lambda = aW + c$

in argille: $\lambda = ae^{cW}$

in limo: $\lambda = a_1W^2 - a_2W + c$

dove W è l'umidità, e è la base del logaritmo naturale, a e c sono coefficienti. Quest'ultimi dipendono dalla distribuzione delle dimensioni dei grani e dal quantitativo di residui vegetali ed humus (Nikiforova. T, 2013).

2.5.5 Industria chimica

Nell'industria chimica sono stati effettuati misure su diversi materiali, lo studio effettuato da Bronzoni (2008) prevede analisi su fusi polimerici che vengono impiegati per l'estrusione e stampaggio ad iniezione. Bronzoni compie una serie di test nelle stesse condizioni al contorno in cui sono effettuati certi processi industriali; temperature sino a 300°C e con pressioni di 200 MPa.

Le misure di conducibilità termica sono state condotte per mezzo di sonde ad ago termico in cui il sensore di energizzazione e di registrazione sono all'interno della stessa sonda. Ha pertanto effettuato una serie di misurazioni su materiali diversi (polietilene, polistirene e policarbonato) a condizioni di temperatura e pressioni diverse. Dalla ricerca condotta è stato quindi riscontrato che tutti i polimeri, all'aumentare della pressione, registrano un aumento della conducibilità termica mentre l'effetto della temperatura è di minor rilievo.

2.5.6 Agronomia

Le conoscenze sul trasporto dell'acqua e del calore incidono sul miglioramento della gestione del suolo e dell'acqua in ambito agronomico. La propagazione del suolo è governata dalle sue caratteristiche termiche che incidono a loro volta sul microclima di una certa zona quindi sulla semenza e la coltivazione di determinate tipologie di semenze rispetto ad altre (Abu-Hamdeh. N, 2000).

Uno dei fattori che incide sulla misura della conducibilità termica è la tipologia di coltura e le conseguenti modalità di coltivazione, ad esempio, l'impiego di certi aratri comporta la compattazione del terreno ed un aumento della densità del terreno e conseguentemente della conducibilità termica.

Lo studio condotto da Abu-Hamdeh si introduce all'interno di questo settore confrontando i dati di conducibilità termica misurati e calcolati ed applicati a terreni che sono stati sottoposti a modalità di coltivazione diverse.

I terreni studiati appartengono alla Giordania che si accinge di recente a creare un *database* sui suoli visto il crescente sviluppo dell'industria agricola del Paese.

Sono stati quindi studiati i campioni provenienti da due siti di 45 m x 90 m ciascuno che si trovano nei limitrofi del Jordan University of Science and Technology (JUST). I due siti hanno due litologie diverse; una grossolana e l'altra grossolana argillosa. Per ciascun sito sono stati acquisiti sei campioni che appartengono a terreni non coltivati, a terreni trattati con aratro "standard" e quelli coltivati impiegando aratro a rotazione. Di ciascuna tipologia di terreno vengono paragonati le misure di conducibilità calcolate e quelle modellate secondo i metodi implementati da de Vries e Campbell.

Il terreno sottoposto a coltivazione ha visto l'impiego del trattore con aratro di tipo KUBOTA 8950DT mentre quello ad aratro rotazionale ha visto l'impiego del trattore BEFCO Series-5; in entrambi i casi la profondità raggiunta dai due mezzi è di circa 20 cm. Alla profondità di azione degli aratri sono stati presi i campioni su cui effettuare le analisi.

Le misure dirette di conducibilità termica sono state condotte impiegando come strumento l'ago termico. Le misure sono state condotte in ciascun campione su quattro punti per un totale di 24 misure. Per ciascun suolo è stato considerato come valore finale quello mediato tra le quattro misure effettuate.

Il metodo impiegato per stimare la conducibilità termica è quello proposto da de Vries (1963) e Campbell (1985).

I risultati della ricerca condotta da Abu-Hamdeh sono riportati in Tabella 4.

Soil Type	Senza coltivazione		Coltivazione con aratro Kubota		Coltivazione con aratro Befco	
	K MISURATO	K CALCOLATO	K MISURATO	K CALCOLATO	K MISURATO	K CALCOLATO
Argilla	0,67	0,66	0,59	0,61	0,43	0,43
Terreno misto argilloso	0,66	0,64	0,56	0,58	0,38	0,39

Tabella 4 - Tabella dei valori misurati e calcolati di due tipologie di terreno trattate in modalità differenti (Abu-Hamdeh, N, 2000).

Dai dati è facilmente comprensibile che i valori di conducibilità termica misurati con la sonda termica e quelli modellati secondo il metodo de Vries e Campbell sono molto simili e in alcuni casi coincidenti. Tra i suoli analizzati i parametri che maggiormente influenzano la conducibilità sono la granulometria e la metodologia di coltivazione impiegata. La conducibilità più alta è registrata nei terreni non coltivati mentre quella più bassa nel caso di trattamento con aratro a rotazione.

2.5.7 Ambiente e clima

Il muschio e la sostanza organica ricoprono un ruolo importante nel controllare la temperatura del suolo e soprattutto lo stato del permafrost che si ha ad elevate latitudini. Generalmente gli orizzonti di suolo organico hanno valori di conducibilità termica basse e conseguentemente anche il flusso di calore che si muove in senso verticale. Ciò comporta l'isolamento del permafrost dalle alte temperature estive.

I cambiamenti climatici che si hanno a elevate latitudini comportano lo scioglimento del permafrost e in tali condizioni le proprietà termiche degli orizzonti organici sono di aiuto al mantenimento del regime termico del suolo. Lo studio della conducibilità termica e delle proprietà idrogeologiche del permafrost sono due fattori che iniziano ad essere inclusi nei modelli di cambiamento climatico. La ricerca condotta da O' Donnell nel 2009 si propone come obiettivo quello di individuare le relazioni della conducibilità termica rispetto all'umidità in differenti orizzonti organici ottenuti dall'abete nero in Alaska. In queste terre, infatti, l'abete nero è l'albero predominante nelle foreste e ricopre il 44% dei terreni che sono generalmente ricoperti da permafrost e da muschi.

Per individuare gli effetti del contenuto d'acqua rispetto alla conducibilità termica sono stati presi campioni di tre tipologie; da contesti poco drenati, molto poco drenati di suoli organici ottenuti da foreste di abete nero e con due tipologie diverse di muschio. I terreni sono stati divisi in tre tipologie in funzione del grado di decomposizione della sostanza organica; (muschio vivo, fibroso e amorfo).

Le misure di conducibilità termica sono state condotte impiegando come strumento una sonda termica del tipo KD2 Pro Thermal Properties Analyzer.

I dati registrati mostrano una buona correlazione tra le misure di conducibilità termica e il contenuto in acqua lungo tutti i tre gli orizzonti per tutte e due le tipologie di suolo (Figura 25). Risulta inoltre che i suoli asciutti presentino un valore di conducibilità termica più bassi rispetto a quelli umidi. Entrambi i suoli ricchi in differenti muschi presentano alta porosità e quindi un contenuto in acqua che determina una certa variabilità nelle misure di conducibilità termica.

Le proprietà termiche degli orizzonti organici incidono sui modelli degli studi delle variazioni del permafrost, e viene quindi consigliato il loro inserimento nelle future previsioni. Inoltre la ridistribuzione dell'acqua in corrispondenza del permafrost incide chiaramente negli orizzonti organici e nel loro contenuto in acqua, ne consegue non solo cambiamenti di conducibilità termica ma anche della temperatura del permafrost (O'Donnell, 2009).

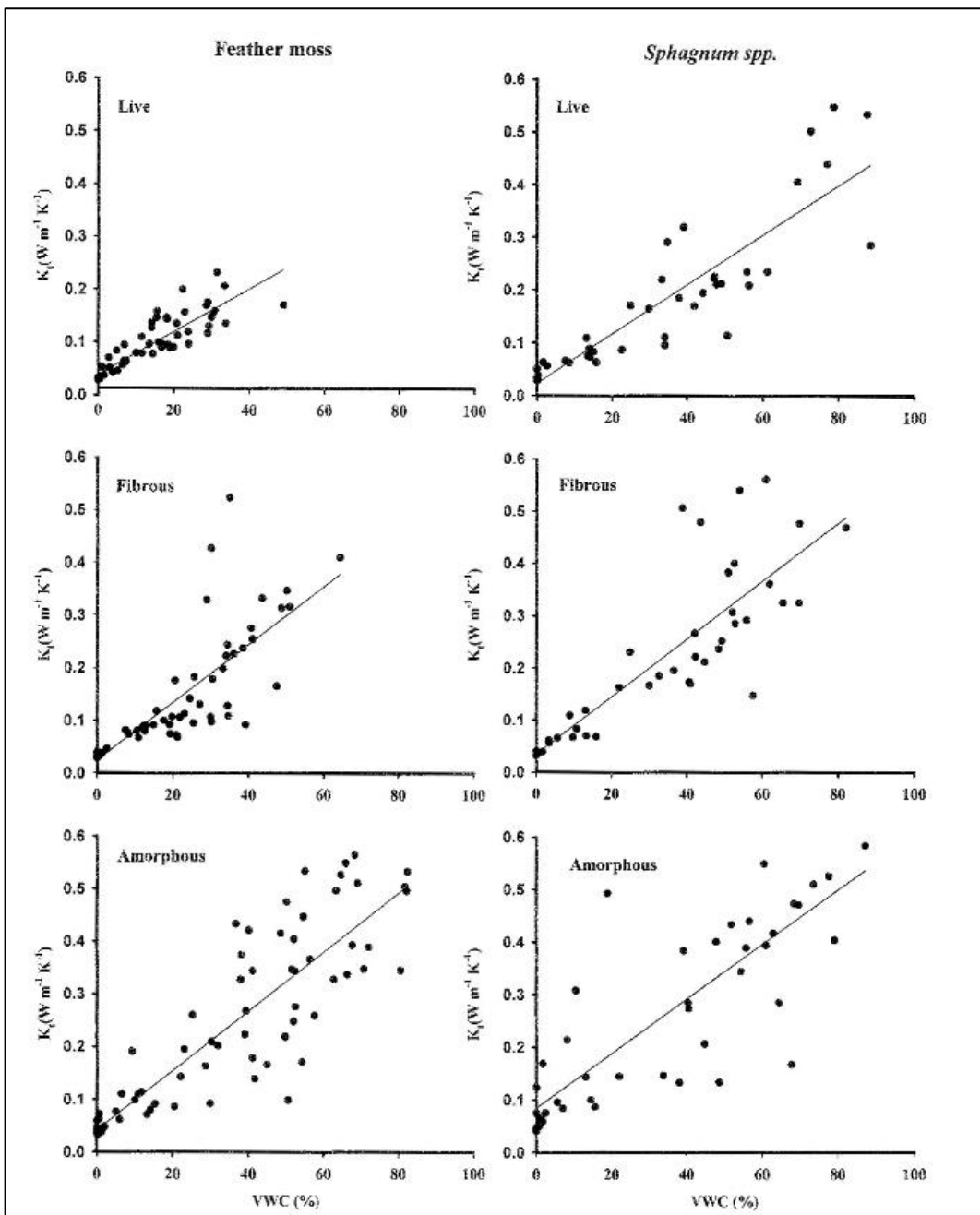


Figura 25 - Relazioni tra la conducibilità termica e i contenuti in acqua in differenti terreni con due tipologie di sostanza organica ricavata da due tipi di muschi (O'Donnell, 2009).

3 MISURE GEOTECNICHE

Il terreno è un sistema multifase composto da particelle solide distinte o grani di varia forma e dimensioni con un fluido interstiziale (aria e/o acqua). L'insieme di tutte e tre le fasi determina il comportamento del terreno.

La geotecnica è il settore che si occupa di studiare il comportamento del terreno quando è sottoposto a deformazioni, sforzi e tensioni. I parametri geotecnici presi in esame in questo progetto sono le proprietà indice, ossia quelle proprietà che non dipendono dall'ambiente e dallo stato tensionale in cui si trova il campione; sono un esempio la granulometria, il peso specifico della parte solida e i limiti di Atterberg.

All'interno dei principi teorici e delle tecniche con cui definire e calcolare le grandezze che caratterizzano i campioni in esame è stato necessario compiere una premessa trattando le normative in vigore adottate dai vari enti e Stati. Questo specialmente quando, come nel caso di questo progetto, si va a confrontare dati che sono stati calcolati eseguendo prove secondo normative diverse. Si evidenzia così come sia possibile poter misurare indici e parametri geotecnici con strumenti diversi e seguendo "regole" apparentemente differenti.

All'interno di questo capitolo è presente inoltre una sezione riguardante la diffrattometria. Questa tecnica non rientra in senso stretto nelle prove geotecniche ma è stata inserita in questo capitolo perché insieme alle altre analisi, ha fornito informazioni proprie dei campioni studiati. È stata ritenuta necessaria questa tipologia di analisi per avere un quadro indicativo dei minerali che compongono il campione e poter fare delle considerazioni mineralogiche affiancate ai dati di conducibilità termica. Questo soprattutto giacché il contenuto in quarzo è uno dei fattori che incide sulle misure di conducibilità termica.

3.1 Normativa

Un codice è un insieme di principi e norme accettati dalla comunità, classe o gruppo di persone. Nel caso delle norme geotecniche sono descritti i criteri di progettazione, dedotti da esperienze e teoria, raccomandati per ottenere un prodotto che sia definibile secondo parametri che ne misurano le proprietà.

Un codice o una normativa è un documento di riferimento per chiunque desideri occuparsi di specifici settori tecnici. Per tale ragione deve essere applicabile ed utilizzabile nella maggior parte delle situazioni, deve essere facilmente reperibile e chiaro a tal punto che chiunque possa ripetere il test. L'esigenza di identificare una serie di norme da seguire è nata dal

bisogno di definire delle procedure standard con cui effettuare i test e di avere risultati che siano quindi paragonabili.

L'organizzazione internazionale per la normalizzazione (ISO) è la più importante organizzazione a livello mondiale per la definizione delle norme tecniche. Esistono altri diversi enti che si occupano di formulare e controllare la creazione degli standard in questione; tra questi vi rientrano:

- enti governativi che si occupano di emanare le norme,
- enti paragonativi che con enti governativi e associazioni si occupano di redigere e definire le norme,
- organismi privati che rappresentano la categoria a cui si rivolgono le norme.

Uno degli enti privati più conosciuti è l'ASTM (American Society for Testing and Material) che fornisce uno dei più grandi contributi tecnici dell'ISO. L'ASTM definisce materiali e test da compiere in svariati settori, detiene, infatti, il monopolio del settore petrolifero e petrolchimico. Nel settore della meccanica delle terre presenta normative tra le più complete e impiegate.

La BSI – British Standard Institution è invece un ente paragonativo di origine inglese e per le sue principali attività si avvale, nel settore geotecnico, di consulenze di organismi non governativi o professionisti.

L'AFNOR (Association Francaise de Normalisation) è un ente governativo francese addetto alla standardizzazione che si avvale di organismi statali e collaborazioni con le università (Sfalanga, 2017).

Per quanto riguarda la Germania sono applicate a livello nazionale le norme DIN, in Danimarca le DS, Dansk Standardiseringsrad, in Grecia l'ELIOT, Hellenic Organization for Standardization, in Belgio l'IBN, Institut Belge de Normalisation, in Irlanda le norme IIRS e nei Paesi Bassi le NNI, Nederland Normalisatie Institut.

Il corrispondente dell'ISO in Italia è l'UNI – Ente Nazionale Italiano di Unificazione, che ha il compito di elaborare, valutare e diffondere le norme nell'ambito della comunità scientifica e tecnica del Paese.

A livello europeo gli organismi normativi sono il CEN e CENELEC. Questi ultimi inglobano al loro interno gli organismi normativi nazionali in Europa. I prodotti del CEN sono norme di importanza differente a seconda che siano di tipo EN, ENV o HD. Le norme EN e HD tracciano le leggi ed obblighi a cui i paesi membri normatori devono sottostare. La norma EN è stata applicata a livello nazionale e comporta il ritiro di tutte le norme che ne sono in contrasto. Le norme HD ricoprono per la maggior parte il ruolo di armonizzazione tra norme nazionali ed eventuali contrasti con norme di altri Paesi. Le norme ENV invece, sono una sorta di pre-norma in fase sperimentale (Jappelli, 1996).

Negli ultimi anni alle direttive ISO si sono sovrapposti gli Eurocodice (EC) che sono norme europee per la progettazione strutturale. Inizialmente si integravano con le normative dei singoli paesi, adesso invece le hanno completamente sostituite. Gli Eurocodice forniscono indicazione per la progettazione con metodi probabilistici, con verifiche e fattori di sicurezza. Ne esistono nove in totale a seconda del settore di appartenenza, nel caso nelle norme delle prove geotecniche l'Eurocodice di riferimento è il sette. Suddetta norma è divisa in due parti: la prima Norme Generali in cui sono riportate le regole generali per la progettazione geotecnica (con riferimenti sia ai terreni che alle rocce) e la seconda parte, "Indagini

Geotecniche in sito e in laboratorio”, che riguarda l’uso delle indagini in sito e delle prove di laboratorio nella progettazione geotecnica.

Nello specifico, la seconda parte non è un manuale con norme stringenti bensì ricopre più il ruolo di “assistente” alle prove. Come riportato testualmente nel sommario: “La norma sperimentale fornisce indicazioni per l’esecuzione, l’interpretazione e l’uso di prove geotecniche di laboratorio. La norma ha lo scopo di fornire assistenza per la progettazione geotecnica delle strutture” (UNI, 2002).

Viene inoltre esplicitato in seguito nel codice che le prove di laboratorio non rientrano “nello scopo e campo di applicazione della norma sperimentale”. Per cui tale testo ai fini pratici delle prove di laboratorio fornisce indicazioni, informazioni pratiche ma non rappresenta un vero e proprio manuale di riferimento.

3.2 Contenuto d’acqua

L’acqua nel terreno può essere suddivisa in tre tipologie:

- l’acqua gravitazionale contenuta nei macropori. Essa rimane nel campione per un periodo lungo dopo che è piovuto o dopo irrigazione e si muove nel terreno sfruttando appunto la forza di gravità,
- l’acqua capillare che è contenuta nei micropori che rimane nel terreno sino a quando non evapora o non viene assorbita dalle piante,
- l’acqua igroscopica che corrisponde all’acqua che il terreno assorbe dall’aria e trattiene per adesione superficiale.

A ognuna delle frazioni acquose corrisponde quindi un diverso contenuto d’acqua che dipende da dove all’interno del terreno l’acqua si colloca e dalla forza che ne regola il movimento. Si possono quindi ricostruire delle curve di umidità e si ricavano in laboratorio impiegando opportuni strumenti che, in modo graduale, fanno uscire l’acqua dal campione. Sono quindi definiti dei punti di umidità che corrispondono al punto di saturazione totale, al punto di saturazione capillare, al punto di saturazione igroscopica e al punto di essiccamento. Nel caso delle misure geotecniche, l’acqua capillare e quella igroscopica sono le più comuni e si possono misurare in laboratorio impiegando due metodi; il metodo della pesata e quello ad alcool (Fugazza, 2011).

Il metodo ad alcool è meno comune e diffuso, prevede l’immersione del campione in alcool di titolo noto e dopo che è trascorso un tempo sufficiente, viene rimosso l’alcool che è rimasto a contatto con il campione e da questo è ricavato il contenuto d’acqua del campione.

Il metodo della pesata è il più comune ed applicato. Viene scelto un pezzo del campione che sia rappresentativo dello stesso, pesato allo stato naturale e quindi seccato in stufa alla temperatura di 105-110°C sino a quando non si raggiunge un peso costante (Palma, 2007).

Il valore è quindi espresso come percentuale e si esprime con il simbolo w .

La relazione con la quale misurare l'umidità è:

$$w = \frac{P_w}{P_s} * 100$$

dove P_w è il peso del materiale umido e P_s è quello del materiale secco.

Generalmente un terreno sabbioso ha valori di umidità che possono variare tra il 20% e il 30%, le argille molto dure tra il 10% e il 15%, mentre per argille molto bagnate anche intorno al 70% e 80% (Facciarusso. J, 2006).

3.3 Peso di volume

Il peso di volume esprime il rapporto tra una massa nota ed il suo volume. Si può trovare anche sotto il nome di densità relativa dal momento che la massa che andiamo a pesare è composta sia di vuoti riempiti di acqua sia di vuoti con aria.

Per questa prova è necessario avere opportuni strumenti di cui conosciamo il volume e che non distruggano il campione. Per quanto riguarda il materiale per il test è necessario avere una porzione che sia rappresentativa del campione indisturbato.

Nel caso di argille o limi consolidati tale procedura non richiede particolari accorgimenti, nel caso invece di materiali coesivi se si riesce a ricostruire il campione si può effettuare la prova in ugual modo. Qualora ciò non sia fattibile per una consistenza del campione troppo fragile o compromessa allora è necessario prelevare una porzione del campione che presenti una forma regolare ed effettuare una pesata idrostatica (Raviolo, 1993).

La relazione che viene impiegata nella misura è:

$$\gamma_d = \frac{P_s}{V}$$

dove P_s è il peso del materiale in esame. L'unità di misura è gr/cm^3 oppure kN/m^3 .

Generalmente le sabbie hanno valori compresi tra $13\text{-}18 \text{ kN}/\text{m}^3$, le argille tra i $7\text{-}18 \text{ kN}/\text{m}^3$, i limi tra $13\text{-}19 \text{ kN}/\text{m}^3$ e la torba $1\text{-}5 \text{ kN}/\text{m}^3$.

3.4 Peso specifico della parte solida

Il peso specifico (G_s o γ_s) è definito come il rapporto tra il peso della sola sostanza solida ed il volume della stessa. È indipendente dallo stato di saturazione ed addensamento di un terreno ma dipende solo dai componenti solidi del terreno. La relazione matematica è:

$$\gamma_s = \frac{P_s}{V_s}$$

dove P_s è il peso della parte solida e V_s è il volume che occupa. L'unità di misura è gr/cm^3 o kN/m^3 e generalmente il valore misurato si approssima alla seconda cifra decimale.

In pratica il peso specifico è equivalente, numericamente, alla densità media delle particelle che costituiscono il mezzo poroso (il componente del vuoto viene quindi escluso) (Borselli, 2018).

Questo parametro indice è di fondamentale importanza, necessario per la stima del peso di volume saturo e grado di saturazione, nell'elaborazione granulometrica per sedimentazione e rientra nei calcoli della porosità, dell'indice dei vuoti e nelle prove edometriche.

Generalmente i valori medi del peso di volume dei grani sono compresi tra 2.5 e 2,8 gr/cm^3 . Si possono ottenere valori più bassi di 2.5 quando ho terreni particolarmente ricchi di sostanza organica e valori maggiori di 2.8 quando il campione è particolarmente ricco in minerali ferrosi (Tabella 5).

MINERALE	PESO SPECIFICO (gr/cm^3)
Quarzo	2.65
K-Feldspato	2.54 - 2.57
Na-Ca feldspato	2.62 - 2.76
Calcite	2.72
Dolomite	2.84
Caolinite	2.61 - 2.64
Illite	2.84
Montmorillonite	2.74
Magnetite, Ematite	4.89 - 5.09

Tabella 5 - Tabella i valori dei pesi specifici di alcuni dei minerali più diffusi (Burghignoli, 1991).

Gli strumenti per misurare il peso specifico sono i picnometri a gas e quelli più diffusi ad acqua. Nel caso del picnometro ad acqua è utilizzata acqua distillata e a seconda del materiale in esame ne esistono di varia tipologia e dimensioni, da 50 cm^3 sino a 100 cm^3 . La scelta della capienza del picnometro dipende dalla massima dimensione dei grani del campione e di conseguenza dalla quantità minima di materiale richiesta. In funzione delle dimensioni del picnometro si scelgono anche le dimensioni della maglia del setaccio con il quale vagliare il campione da analizzare. Il fine ultimo è quello di stimare, attraverso una serie di pesate, peso del campione e peso dello strumento con l'acqua distillata, il peso specifico dei grani. Le

misure sono effettuate monitorando la temperatura dell'acqua e prestando attenzione, attraverso opportune operazioni, ad eliminare l'aria dal campione durante il test.

Attraverso il picnometro ad elio è invece possibile avere la misura precisa della densità reale. Ciò è fattibile riempiendo una capsula di volume noto che contiene il campione in esame con un gas, elio per la precisione. L'elio, essendo un gas molto leggero colma i vuoti tra le molecole del materiale e quindi, prendendo nota del peso di campione inserito nella capsula, si risale facilmente alla densità. Le misure richiedono un tempo limitato rispetto a quelle effettuate con il picnometro ad acqua, circa 15 minuti, mentre con lo strumento precedentemente descritto sono necessarie ore tra la preparazione del campione e la misura.

Il procedimento di calcolo in entrambi gli strumenti è lo stesso, in un caso effettuato dall'operatore nell'altro dal software, e la relazione applicata è:

$$(G_s)_T = \frac{(P_2 - P_1)}{[P_4 + (P_2 - P_1)] - P_3}$$

dove:

P_1 - peso del picnometro vuoto completo di tappo (gr). Nel caso del picnometro ad elio corrisponde al peso della capsula,

P_2 - peso del picnometro completo di tappo contenente il campione secco (gr),

P_3 - peso del picnometro completo di tappo contenente acqua distillata e campione saturo alla temperatura di prova T (gr). Nel caso del picnometro ad elio non avrò appunto acqua ma il gas,

P_4 - peso del picnometro completo di tappo contenente acqua distillata alla temperatura di prova T , ottenuto dalla curva di taratura (gr).

Le misure generalmente sono riferite alla temperatura di 20°C e quindi si applica la formula:

$$G_s = (G_s)_T * K$$

dove K è ottenuto dividendo la densità dell'acqua alla temperatura T per la densità dell'acqua a 20°C. Questo ovviamente è valido solo nel caso del picnometro ad acqua e non per quello ad elio.

3.5 Distribuzione granulometrica

La granulometria di un terreno è una delle prime caratteristiche da esaminare e a seconda della composizione granulometrica si distinguono materiali a:

- prevalenza sabbiosa
- prevalenza argillosa

Nel caso di materiali prevalentemente sabbiosi si registrano comportamenti granulari, mentre nel caso di prevalenza argillosa si hanno comportamenti coesivi. Questa differenza di comportamento in funzione della granulometria dipende anche dal tipo di legami che uniscono le particelle.

Le forze di interazione tra le particelle solide possono essere forze di massa o forze di superficie. Le prime agiscono sul volume come ad esempio la forza di gravità, mentre le seconde interessano la superficie delle particelle, ad esempio la forza elettrica. La prevalenza di una forza o di un'altra dipende dalle dimensioni delle particelle, nei terreni sabbiosi prevalgono le forze di volume, mentre nei terreni argillosi le forze di superficie.

L'azione di una forza o di un'altra dipende non solo dalla granulometria ma anche dalla mineralogia. Ad esempio nelle sabbie predominano fasi mineralogiche quali quarzo, feldspati, plagioclasti, mentre nei sedimenti fini i minerali primari sono quelli argillosi di forma lamellare. Quest'ultimi presentano una maggiore superficie rispetto alla massa e ne consegue appunto che le forze di superficie siano le più attive.

Allo stesso tempo è necessario ricordare che i minerali argillosi presentano superfici con eccessi di cariche negative o con distribuzione di carica disequilibrata e ciò comporta non solo l'attrazione di molecole di acqua per equilibrarsi, ma un aumento dell'attività superficiale (Nardi, 2012).

La distribuzione granulometrica dei terreni non riguarda sole le dimensioni dei grani ma interessa ed è affetta anche dalla forma delle particelle e dalle fasi mineralogiche principali.

Dal punto di vista puramente granulometrico e di dimensioni dei grani, le classificazioni secondo la scala M.I.T - Massashuttes Institute of Tecnology (Tabella 6) prevede:

DIAMETRO	CLASSE	
< 2 μ	Argilla	2 μ =0.002mm
2 μ - 64 μ	Limo	2 μ =0.002mm
64 μ - 2mm	Sabbia	64 μ =0.064mm
> 2mm	Ghiaia	

Tabella 6 - Tabella con le dimensioni delle particelle e relativa classe di appartenenza (Nardi, 2012).

Generalmente si effettuano analisi differenti in funzione della granulometria da esaminare, talvolta in funzione anche delle disponibilità economiche. I risultati sono poi uniti ed assemblati in un'unica curva caratteristica. Per sedimenti con particelle con diametri superiori di 0.074 mm, frazione grossolana, si effettua la setacciatura. Per materiali fini, quelli con dimensioni dei grani inferiori ai 0.074 mm, si applicano prevalentemente tecniche di sedimentazione.

Il metodo della setacciatura prevede l'impiego di una serie di setacci a maglia diversa in funzione della quale sono disposti in modo decrescente dall'alto verso il basso. I setacci con maglia più grande saranno quindi i primi, mentre gli ultimi avranno maglia più piccola. Per ottenere delle curve di distribuzione granulometrica qualitativamente buone è opportuno scegliere in modo accurato i setacci. Per buona qualità delle curve si intendono curve che non presentano scalini o salti anomali nell'andamento. A tal proposito le varie associazioni tecniche consigliano che ogni setaccio abbia un'apertura delle maglie pari a circa la metà di quello sovrastante (Facciarusso, J, 2006).

Il campione da esaminare è fatto essiccare, successivamente è pestato in mortai, pesato e disposto nella colonna di setacci. La pila di setacci è fatta vibrare meccanicamente o

manualmente per agevolare il passaggio del materiale tra i vari vagli (Figura 26). In alcuni casi si può compiere anche la setacciatura per via umida. Il materiale, in questo caso, è sciolto in acqua con l'aggiunta di esametafosfato e acqua ossigenata. L'esametafosfato di sodio è un deflocculante che impedisce all'argilla di legarsi ad altri ioni e particelle creando degli aggregati. L'acqua ossigenata invece, brucia la sostanza organica che se presente può alterare i risultati. Dopo circa 24 ore, viene effettuata la setacciatura per via umida ed il materiale ricavato nel passaggio da ciascun vaglio viene disposto in appositi contenitori e fatto asciugare in forno a temperatura di 105°C per 24 ore.

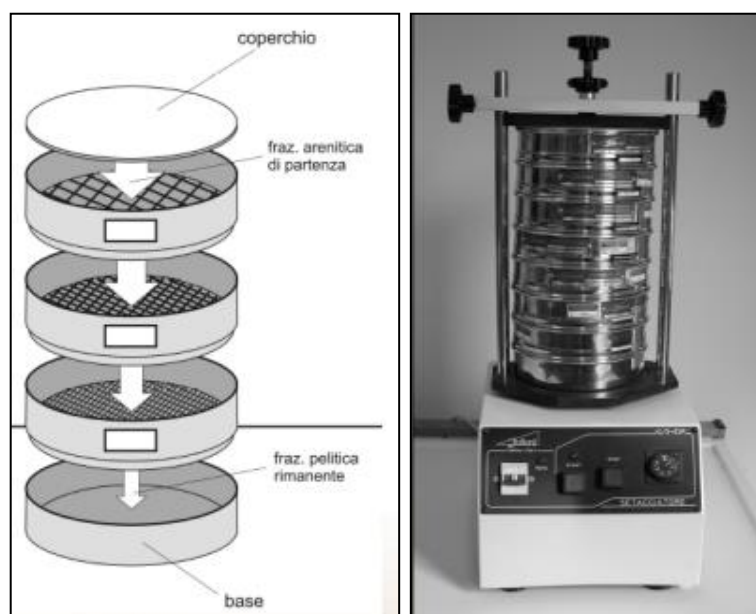


Figura 26 - Figura in cui sono mostrati la pila di setacci e lo strumento per vagliatura meccanica.

Alla fine della procedura di setacciatura, in ciascun vaglio si troverà un quantitativo di materiale con diametro inferiore rispetto all'apertura del vaglio che lo precede. La percentuale di materiale in ciascun setaccio è misurabile applicando la relazione:

$$P_{di} = \frac{P_T \sum_{K=1}^i P_K}{P_T} * 100$$

dove P_{di} è la percentuale di passante al setaccio i -esimo, P_k (con $k = 1, \dots, i$) è il peso della quantità di materiale depositata su ciascun setaccio al di sopra di quello considerato e P_T è il peso totale del campione esaminato (Facciarusso, J, 2006).

Per quanto riguarda la parte più fine sono impiegati appositi strumenti che si dividono in funzione del principio fisico su cui si basano:

- per diffrazione laser: Digisizer
- per tempo di transizione: Galai
- per elettroresistenza: Coulter Counter
- per analisi di immagini: Qicpic
- per sedimentazione: cilindro, densimetro e sedigrafo a raggi X.

I metodi a diffrazione laser si basano sul principio fisico secondo cui una particella di una data grandezza diffrange la luce con un angolo noto e la grandezza dell'angolo è inversamente proporzionale alle dimensioni delle particelle. Le teorie sulle quali sono stati costruiti gli

strumenti esprimono le dimensioni dei granuli in termini di diametro equivalente, ossia quello che avrebbe una particella di pari volume ma di forma sferica. Tutte le strumentazioni appartenenti a questo gruppo prevedono sorgenti laser, celle di misura e detector.

I vantaggi di queste misure sono che necessitano di piccole quantità di materiale, i tempi di analisi sono brevi, hanno una buona riproducibilità e affidabilità ed ampi *range* di misura (da 0.04 sino a 2.0 μm). Gli svantaggi risiedono prevalentemente negli elevati costi dello strumento e di una buona ed accurata quartatura del materiale (Magno, 2016).

I metodi a tempo di transizione invece, impiegano un raggio laser rotante che scansiona tutte le particelle che sono sospese dentro la cella di misura (Figura 27). Il tempo di oscuramento del raggio laser quando incontra una particella è rilevata da un fotodiodo. Le dimensioni dei granuli sono stimate dal tempo che il laser richiede ad effettuare le scansioni delle singole particelle.

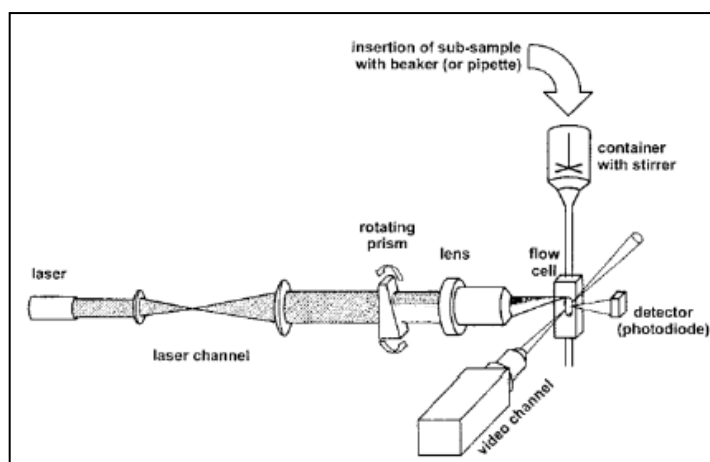


Figura 27 - Figura del funzionamento del Galai che sfrutta il principio del tempo di transizione di un fascio laser a scansionare tutte le particelle (Magno, 2016).

Il vantaggio di questo metodo, oltre che avere un ampio *range* di misura, è che necessita di piccole quantità di campione e si avvale di un canale video dal quale si può analizzare direttamente la forma delle particelle. Al contempo, ha bisogno di una buona quartatura del materiale ma soprattutto ha una bassa riproducibilità e registra delle discrepanze nelle misure a cause del metodo di inserimento del materiale all'interno della cella di analisi.

I sistemi ad elettro-resistenza misurano le dimensioni dei granuli quando, sospesi in un elettrolita, attraversano un foro e generano una variazione di tensione (Figura 28). Gli impulsi di tensione che si generano al loro passaggio sono proporzionali al volume dei granuli e dall'ampiezza del segnale ricavo la granulometria del campione. L'impiego di questa tipologia di strumento consente di avere misure che interessano un vasto *range*, necessitano di breve misura sono riproducibili e la quantità di campione da analizzare è minima. Di contro lo strumento richiede un cambio frequente dei fori attraversati dalle particelle ed un'accurata quartatura del campione.



Figura 28 - Immagine di un Coulter Counter che sfrutta le elettroresistenze (Magno, 2016).

Gli strumenti che misurano da un'immagine le dimensioni dei granuli ed anche la loro forma si avvalgono di dati ricavati da una luce pulsata monocromatica. Tale sorgente è direzionata grazie ad un'unità di espansione del fascio luminoso, è presente una zona di misura e un sistema ottico per l'ingrandimento. Il detector è una scansione fotografica fino a 500 frame/sec. Lo strumento è quello che presenta il più alto *range* di misura (da 1 a 30.000 μm), ha tempi rapidi per il test e una buona riproducibilità ed affidabilità dei risultati per quanto non sia molto diffuso per i costi molto elevati (Magno, 2016).

Nella maggior parte dei laboratori si trovano strumenti che si basano sui principi fisici della sedimentazione e nello specifico sulla legge di Stokes.

Tra i metodi per sedimentazione che sfruttano il principio dalla legge di Stokes fanno parte il cilindro di sedimentazione, il densimetro e il sedigrafo. I primi due si basano sulla misura ad intervalli di tempo diversi della densità del materiale in sospensione. Lo stesso principio vale per il sedigrafo, con la sola differenza che nella misura sono impiegati un fascio di raggi X.

Questi sono metodi che richiedono più tempo rispetto ai precedenti, ad eccezione del sedigrafo, hanno tempi di misura lunghi e minori *range* di misura.

Il risultato finale delle analisi delle due principali frazioni, quella grossolana e quella fine, è la curva di distribuzione granulometrica che si esprime in un grafico dove nelle ordinate ho la percentuale di materiale passante e nelle ascisse il diametro delle particelle (Figura 29). Sostanzialmente la curva che ottengo non è altro che una curva cumulativa. Dalla sua forma si possono effettuare delle considerazioni generali sul tipo di sedimento esaminato. Tanto più una curva è appiattita, tanto più la granulometria è assortita. Se invece ottengo una curva molto ripida, la granulometria è poco varia ed ho un materiale dal punto di vista granulometrico molto più omogeneo. L'andamento della curva si può descrivere anche attraverso due parametri: il coefficiente di uniformità ed il coefficiente di curvatura.

Il primo si calcola con la seguente relazione:

$$U = \frac{D_{60}}{D_{10}}$$

indicando con la lettera D_x il diametro corrispondente all' x % di materiale passante. I valori che può assumere sono maggiori o uguali a 1. Tanto più questo indice è basso, tanto più il terreno è uniforme.

Il coefficiente di curvatura invece si calcola con la relazione:

$$C = \frac{D_{30}^2}{D_{60} * D_{10}}$$

L'indice di curvatura è compreso tra 1 e 3. Se si ottengono valori al di fuori di questo intervallo significa che si hanno bruschi cambiamenti di pendenza nella curva granulometrica (Facciarusso, J, 2006).

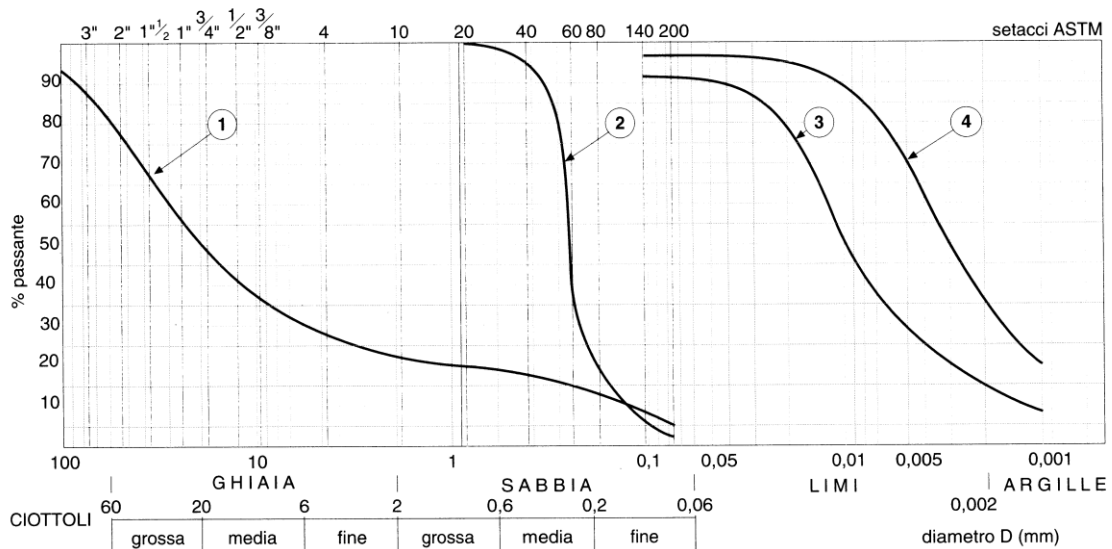


Figura 29 - Immagine di curve di distribuzione granulometrica in cui: 1) deposito ghiaioso, 2) sabbie, 3) limo argilloso e 4) argilla (Nocilla, 2013).

Insieme alla curva granulometrica sono impiegati come metodi di classificazione le raccomandazioni AGI 1977 secondo la quale il terreno è espresso con una serie di sostantivi e aggettivi quali:

I termine: nome della frazione granulometrica prevalente,

II termine: nome delle frazioni maggiori del 25% precedute dal prefisso *con*,

III termine: nome delle frazioni comprese tra 15 e 25% con il suffisso *-oso*,

IV termine: nome delle frazioni minori del 15% con il suffisso *debolmente -oso*.

Ad esempio un terreno con una granulometria composta da 63% argilla, 27% sabbia e 10% di limo si chiamerà argilla con sabbia debolmente limosa.

Inoltre le percentuali di granulometria sono rappresentate con il triangolo USDA (Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti) ai cui lati sono rappresentate le percentuali di limo, sabbia ed argilla (Figura 30).

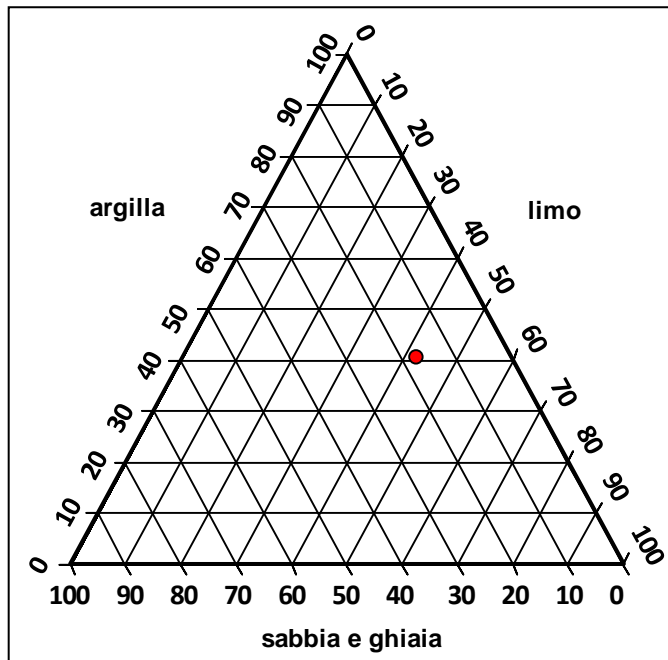


Figura 30 - Immagine del triangolo granulometrico USDA. È possibile ricavare la granulometria del campione tracciando le parallele ai lati del triangolo.

3.5.1 Legge di Stokes

La legge di Stokes è una delle leggi che regola molti funzionamenti di strumenti e sta' alla base di alcuni calcoli geotecnici, specialmente quando si tratta di classificazione delle terre. Tale legge studia il comportamento di una particella in un fluido viscoso che lasciata libera di muoversi è sottoposta a tre forze:

- la forza gravitazionale che la spinge verso il basso,
- la spinta idrostatica verso l'alto, secondo il principio di Archimede,
- la resistenza fluidodinamica verso l'alto.

L'equazione che ne descrive il moto è esprimibile come:

$$m_g - m_{0g} - F_D = m_0 \frac{dv}{dt}$$

dove m è la massa di una particella, m_0 è la massa di un volume di una quantità di liquido pari al volume della particella, g è la forza di gravità, F_D è resistenza fluidodinamica, v la velocità della particella e t è il tempo (Micromeritics Corporation Instrument., 2007).

Le piccole particelle ricercano l'equilibrio e in tal caso la velocità si può assumere pari a zero. L'equazione del moto di una particella sferica, di diametro D e densità ρ in un liquido con densità ρ_0 diventa:

$$F_D = \frac{\pi}{6}$$

Il moto stabile di una particella è governato da caratteristiche proprie delle particelle come il numero di Reynolds (Re) e dalla costante di resistenza fluidodinamica (C_D).

Dove il numero di Reynolds è espresso:

$$Re = D_v \frac{\rho_0}{\eta}$$

$$Re = D_v \frac{\rho_0}{\eta}$$

in cui η la viscosità del liquido. Mentre la costante di resistenza fluido dinamica è pari a:

$$C_D = \frac{F_D}{\frac{\pi D^2}{4} * \frac{v^2}{2}}$$

Queste due grandezze sono legate tra loro, in condizioni di un flusso del fluido laminare e non turbolento, secondo la relazione:

$$C_D = \frac{24}{Re}$$

Ne deriva quindi che la legge di Stokes è:

$$D = \sqrt{\frac{1800\eta}{(\rho - \rho_0)g}}$$

dove D è il diametro della particella in mm, η è la viscosità del liquido in gr*sec/cm², ρ è la densità della particella e ρ_0 quella del liquido e g è l'accelerazione gravitazionale. Nell'applicazione in geotecnica di questa legge si assume che i granuli abbiano una forma sferica. L'analisi granulometrica della parte fine che sfrutta tale principio fisico determina il diametro delle particelle dalla densità e dalla velocità di caduta che hanno in un fluido. È necessario precisare che nel caso di terreni non sempre si riscontrano grani sferici soprattutto quando si esaminano le argille, che per naturale conformazione dei minerali che le compongono, sono lamellari. Così come è difficile poter analizzare i singoli granuli nelle argille. Se ne deduce quindi, che l'analisi granulometrica che si basa sulla legge di Stokes, rappresenta una sintesi reale, con i dovuti errori, del campione studiato. Resta il fatto che i metodi di analisi che si avvalgono di questa legge sono piuttosto affidabili vista la sperimentazione e standardizzazione effettuata. Restano inoltre test ripetibili e interpretabili e ciò molto più di quanto non siano i limiti teorici del principio su cui si fondano (Raviolo, 1993).

3.6 Limiti di Atterberg

Il comportamento di un materiale a grana fine è influenzato dalla presenza di particelle di argilla e dalla loro interazione con l'acqua interstiziale. I minerali argillosi infatti, hanno la proprietà di assorbire acqua in quantità variabili a seconda della tipologia di minerale e a seconda delle condizioni fisiche al contorno, come la temperatura o le sollecitazioni applicate. È quindi possibile poter risalire alla mineralogia argillosa che caratterizza un materiale misurando il contenuto d'acqua in condizioni prestabilite. Quando un materiale assorbe grande quantità di acqua, i granuli sono maggiormente distanziati tra loro, avvengono minor interazioni e quindi il campione risulta più facilmente deformabile. Questo comportamento cambia di intensità a seconda del tipo di argilla. Se un'argilla è attiva dal punto di vista chimico-fisico, l'acqua che verrà assorbita sarà maggiore e quindi anche le sue capacità di deformarsi. Ci sono argille che possono assorbire grandi quantità di acqua e nonostante ciò mantengono un comportamento plastico.

I limiti di Atterberg, chiamati anche limiti di consistenza, sono impiegati per individuare i diversi stati fisici che delineano i diversi comportamenti: stato fragile, solido, plastico e liquido (Figura 31).

Il limite di liquidità (W_L o LL) è il contenuto in acqua al quale si ha il passaggio dallo stato liquido a quello plastico.

Il limite di plasticità (W_P o LP) è il contenuto d'acqua al quale si ha il passaggio da stato plastico a quello solido. Il materiale acquista una costituzione tale da deformarsi in maniera continua.

Il limite di ritiro (W_S o LR) è il contenuto d'acqua al quale si ha il passaggio dallo stato solido a quello fragile. Il campione in esame non si riduce più di volume al diminuire dell'acqua.

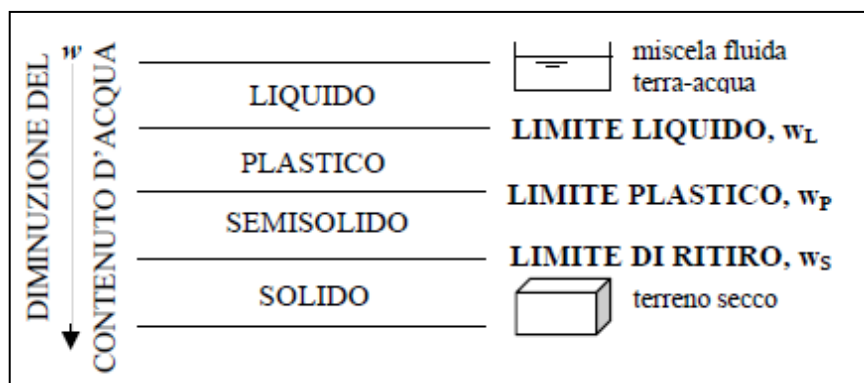


Figura 31 - Figura degli stati fisici del terreno che variano con il contenuto d'acqua (Facciarusso, J, 2006).

I contenuti d'acqua tali per cui si ha un passaggio da uno stato all'altro cambiano in funzione del tipo di materiale e dell'argilla in questione e non avviene in modo repentino ma graduale. Dalla differenza tra il limite liquido ed il limite plastico si calcola l'indice di plasticità (IP) che indica l'ampiezza dell'intervallo di contenuto d'acqua in cui il terreno rimane allo stato plastico.

$$I_P = W_L - W_P$$

Il valore dell'indice di plasticità sarà tanto più alto all'aumentare della percentuale di argilla. In particolar modo, i valori alti sono da affiancare al contributo mineralogico quali montmorilloniti sodiche e quindi ambienti di deposizione riducenti, riconducibili ad ambienti deposizionali di bacino profondo Figura 7 (Cianci, 2017).

Minerale argilloso nel terreno	IP (%)
Caolinite	10-25
Illite	50-70
Montmorillonite	2000-600

Tabella 7 – Tabella in cui sono mostrate le relazioni tra il tipo di argilla e l'indice di plasticità (Cianci, 2017).

Altri indici che si possono calcolare sono l'indice di consistenza (I_C), l'indice di liquidità (I_L) e l'indice di attività delle argille (A). L'indice di consistenza di un terreno esprime il confronto tra la consistenza del terreno ed il suo contenuto in acqua (W).

$$I_C = \frac{W_L - W}{I_P}$$

$$I_L = \frac{W - W_P}{I_P}$$

L'indice di plasticità e di liquidità non sono indici identificativi di una terra dal punto di vista quantitativo ma lo sono dal punto di vista qualitativo. Essi forniscono informazioni delle caratteristiche chimico-fisiche dei granuli o delle proporzioni di minerali presenti.

L'indice di attività delle argille invece mette in relazione i limiti di consistenza con la granulometria a cui appartengono le argille:

$$A = \frac{I_P}{CF}$$

dove CF è la percentuale di materiale che ha dimensioni minore di 2 μm . Attraverso questo indice si ottengono indicazioni sulla natura mineralogica delle argille, infatti si possono ottenere valori indicativi di un basso quantitativo di argilla dal punto di vista granulometrico ma molto attiva, oppure alte percentuali di argilla dal punto di vista granulometrico ma poco attive (Burghignoli, 1991).

Il materiale per effettuare le prove è di granulometria inferiore a 0.425 mm.

Il principio alla base del limite plastico è dato dal contenuto d'acqua al quale i bastoncini di un campione, fatti rotolare sotto il palmo della mano su una superficie, iniziano a fessurarsi senza rompersi. Il diametro del rollino deve essere di circa 3 mm. Secondo talune normative, vedi quella francese, sono richieste lunghezze di 10 cm circa per ciascun bastoncino fessurato. Una volta raggiunto il livello descritto, il materiale viene pesato e seccato, in modo da calcolare il contenuto d'acqua.

Il limite liquido invece si può calcolare impiegando due strumenti e seguendo due metodi; il cucchiaio di Casagrande o il penetrometro.

Nel caso del cucchiaio di Casagrande, dispositivo a manovella con dimensioni prestabilite, è disposto il materiale all'interno della coppetta, suddiviso in due parti con l'apposito solcatore

e fatto rimbalzare da un'altezza di 10 mm per 25 volte, terminandone la chiusura del solco per una lunghezza di circa 10 mm (Figura 32).

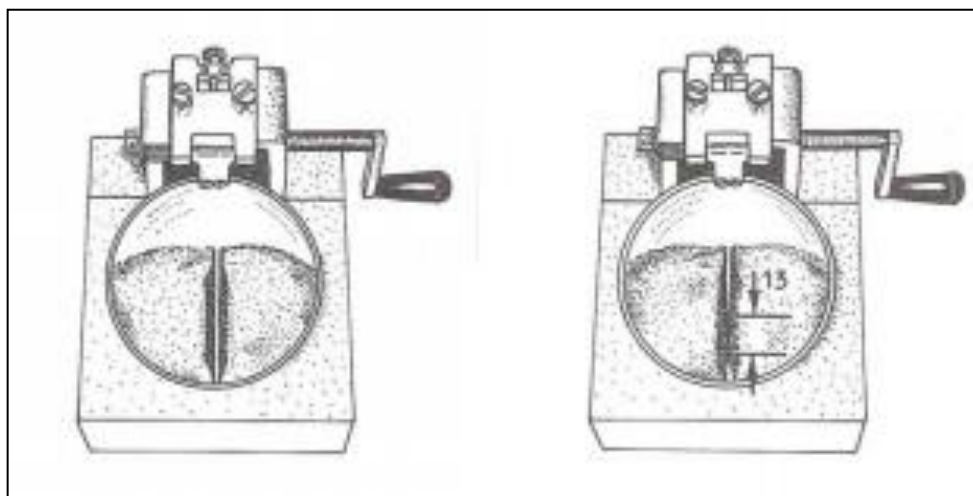


Figura 32 - Immagine della configurazione iniziale e finale del test con il cucchiaino di Casagrande (Soccodato, 2012).

L'operazione si ripete più volte variando il contenuto d'acqua nell'impasto iniziale. Si registra il numero di colpi al quale si ha la chiusura della fessura e si calcola il relativo contenuto d'acqua. È raro ottenere il valore preciso di 25 colpi ed è per questo che vengono effettuati più prove. Inserendo, infatti, i valori in grafico dove in ordinata ho il contenuto in acqua e in ascissa il numero di colpi, tramite regressione lineare, si ricava il valore a 25 colpi.

Con il metodo del penetrometro si pone un contenitore standard con all'interno il campione sotto la punta dello strumento e si misura il suo affondamento nel materiale per un tempo di 5 secondi.

È ripetuta la prova per contenuti d'acqua diversa e i risultati dei millimetri affondati dal penetrometro vengono rappresentati in un grafico.

Sia il cucchiaino di Casagrande sia il metodo del penetrometro si basano nella stima su principi teorici. Con il penetrometro si ha che l'affondamento i di un cono con peso W è legato alla resistenza non drenata c_u secondo la relazione:

$$c_u = K \frac{W}{i^2}$$

dove K è una funzione che dipende dal cono impiegato.

Entrambi i metodi sono validi per quanto si basano su principi diversi; il metodo Casagrande è una misura di resistenza in condizioni dinamiche mentre il penetrometro in condizioni statiche. Il metodo del Cucchiaino di Casagrande ha un carattere più empirico e si è dimostrato meno ripetibile ed affidabile a causa della durezza dell'apparecchio (Soccodato, 2012).

Il limite di ritiro è di minore importanza rispetto a quelli descritti sino ad adesso ed è il contenuto d'acqua oltre al quale un'ulteriore perdita di liquido non comporta variazioni di volume. Non è quindi un valore convenzionale, non esiste infatti una procedura specifica con cui determinarlo. Generalmente si compie tramite essiccazione del campione per gradi, monitorando il volume ed il contenuto d'acqua. I risultati sono quindi inseriti in un grafico, dove in ordinata ho il volume e in ascissa il contenuto d'acqua (Figura 33). Il limite di ritiro è

quindi quel contenuto d'acqua che si trova come punto di intersezione tra le tangenti alla parte iniziale e finale della curva ottenuta (Facciarusso. J, 2006).

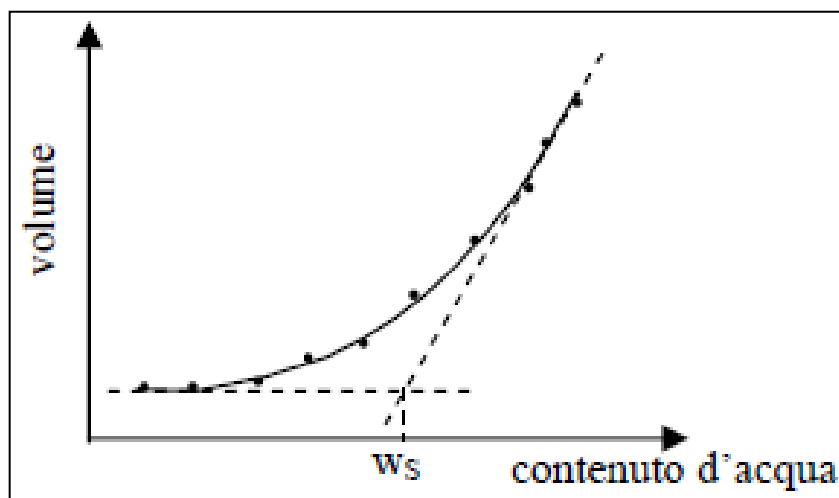


Figura 33 - Figura del grafico e dell'individuazione del limite di ritiro (Facciarusso. J, 2006).

I risultati dei limiti di Atterberg vengono rappresentati nella carta di plasticità o carta di Casagrande in cui sono riportati sulle ascisse il limite di liquidità e nelle ordinate l'indice di plasticità (Figura 34).

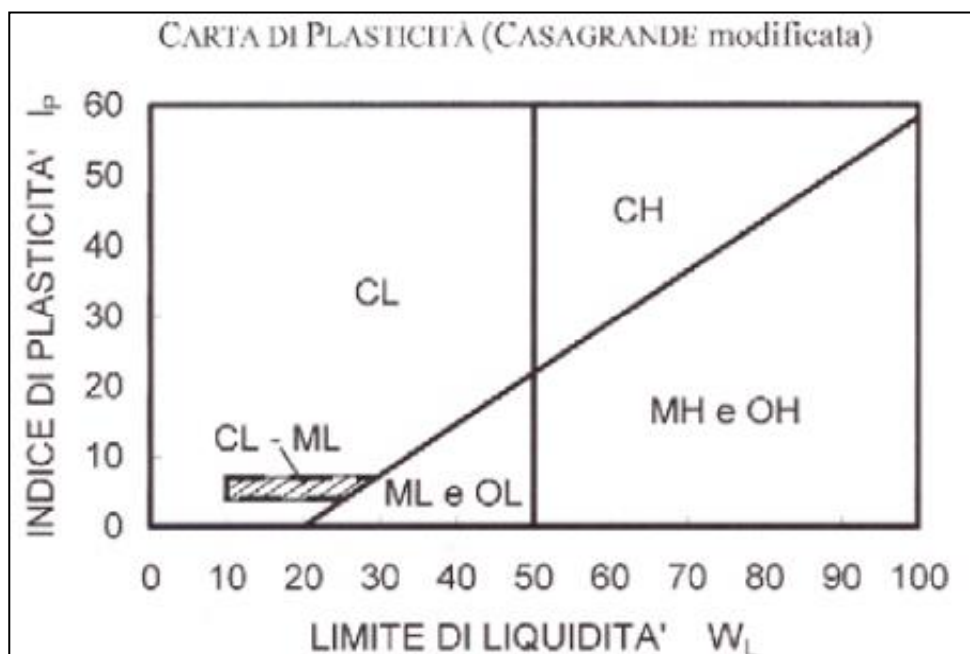


Figura 34 - Immagine della carta di plasticità (Facciarusso. J, 2006).

Questa carta consente di classificare i terreni in funzione della plasticità, della granulometria e del contenuto in sostanza organica. In funzione della plasticità si distinguono:

- materiali a bassa plasticità per limiti liquidi inferiori al 30%,
- materiali a media plasticità per limiti liquidi compresi tra 30% e 50%,
- materiali ad alta plasticità per limiti superiori a 50%.

Nel caso della granulometria si distinguono i limi dalle argille.

La suddivisione del contenuto di sostanza organica è effettuata secondo una retta obliqua che si ricava dall'equazione:

$$I_p = 0.73(W_L - 20)$$

Le classi sopra tale linea includono le argille e limi inorganici, mentre quelli sotto la linea sono i terreni organici. Bisogna precisare che la materia organica abbassa la plasticità del materiale e che si può determinare dal ripetere del limite liquido prima e dopo l'essiccamento (Facciarusso, J, 2006).

Le classi che si individuano sono riassumibili in:

- ML – limi inorganici e sabbie molto fini, sabbie fini limose o argille leggermente plastiche.
- CL – argille inorganiche da bassa a media plasticità, argille sabbiose, argille limose, argille a bassa plasticità.
- OL – limi organici e argille limose organiche a bassa plasticità.
- MH – limi inorganici e sabbie micacee.
- CH – argille inorganiche ad alta plasticità.
- OH – argille organiche da media ad alta plasticità.

Per quanto riguarda invece l'attività delle argille si possono distinguere principalmente tre sezioni: le terre inattive con valori dell'indice inferiori a 0.75, terre normalmente attive con valori tra 0.75 e 1.25 e sopra 1.25 invece si hanno terre attive.

3.7 XRD – Diffrattometria a raggi X

Nel 1895 Roentgen fu il primo a scoprire i raggi X a cui dette tale nome perché sconosciuti sino a quel momento ed invisibili all'occhio umano. I raggi X sono onde elettromagnetiche con lunghezza d'onda di circa 1 \AA (10^{-10} m) e si trovano nello spettro elettromagnetico tra i raggi γ e i raggi ultravioletti. Sono caratterizzate da ridotta lunghezza d'onda ed elevata energia che si calcola seconda la relazione:

$$E = h\nu = h \frac{c}{\lambda}$$

in cui h è la costante di Plank, ν è la frequenza e c la velocità della luce.

Si contraddistinguono per la capacità di propagarsi nel vuoto alla velocità della luce, in linea retta, non interagiscono con i campi elettrici o magnetici, attraversano grandi spessori e vengono assorbiti dai metalli.

Quando un fascio di raggi X colpisce un materiale omogeneo con un certo spessore, la legge di Lambert – Beer ne descrive il fenomeno generatosi:

$$I = I_0 e^{-\mu d}$$

dove I è l'intensità del raggio trasmesso, I_0 è l'intensità del raggio incidente, μ è il coefficiente di attenuazione e d è il tragitto che il raggio compie all'interno del materiale. Il coefficiente di attenuazione (μ) è una caratteristica intrinseca dei materiali e dipende dal numero atomico (Z), dalla densità (ρ), dal fattore d'impacchettamento (p) e dalla lunghezza d'onda (λ) secondo la relazione:

$$\mu \sim \rho p Z^3 \lambda^3$$

Per cui, conoscendo il coefficiente di attenuazione, si può risalire al materiale studiato. Dall'interazione dei raggi X con la materia si possono verificare altri fenomeni oltre all'attenuazione, come ad esempio l'assorbimento e lo *scattering*.

Il fenomeno dello *scattering* o diffusione è una tipologia di interferenza che si genera quando i raggi X incidono con un reticolo cristallino (Lavinia, 2014). In tal caso si può avere uno *scattering* di tipo elastico e coerente oppure uno *scattering* non-elastico ed incoerente. Nello *scattering* coerente, i raggi X incidenti vengono deviati in ogni direzione senza perdita di energia, questi sono impiegati nella diffrazione. Nello *scattering* incoerente, il raggio X incidente cede parte della sua energia agli elettroni degli atomi del materiale. Si distinguono due tipologie di *scattering* incoerente; l'effetto Compton e la fluorescenza.

Nell'effetto Compton l'energia di un fotone è ceduta ad un elettrone della materia che viene deviato dalla sua traiettoria originaria. Questo fenomeno non è considerato nella diffrazione.

Nella fluorescenza, il fotone colpisce l'elettrone che fuoriesce dall'atomo. Il vuoto lasciato dall'elettrone viene colmato dagli elettroni degli altri orbitali. Da questi movimenti di elettroni tra un orbitale e l'altro si ha emissione di raggi X fluorescenti.

Il principio che regola la diffrazione di raggi X ad opera di un reticolo cristallino è lo stesso che si ha quando un fascio di luce colpisce un reticolo ottico. Quest'ultimo non è altro che una lastra di vetro sulla cui superficie sono incise una trama di linee parallele uguali ed equidistanti e la cui distanza è paragonabile alla lunghezza d'onda della luce. Quando con un fascio di luce bianca si colpisce il reticolo ottico, esso diventa a sua volta sorgente di luce emessa in tutte le direzioni. Lungo certe direzioni si ottiene interferenza costruttiva mentre lungo altre direzioni, si ha interferenza distruttiva.

Lo stesso fenomeno accade nel caso di cristalli che hanno una struttura atomica regolare che si ripete e con distanza inter-atomica dell'ordine della lunghezza d'onda dei raggi X.

Per comprendere il funzionamento dei raggi X caratteristici di un minerale bisogna prima ricollegarsi alla struttura dell'atomo secondo il modello degli orbitali di Bohr.

L'atomo è composto da un nucleo con cariche positive e neutre (protoni e neutroni). Il nucleo è circondato da gruppi di elettroni contenuti in orbitali circolari. Ciascuno di questi orbitali contiene un numero preciso di elettroni. L'orbita più interna è l'orbita-K con due elettroni, seguita dall'orbita-L che sono tre sotto-orbitali e 8 elettroni, ed infine dall'orbita-M che sono 5 sotto-orbitali e 18 elettroni. L'energia di uno specifico elettrone dipende dalla sua posizione nell'orbitale e dal numero di protoni ossia dall'elemento chimico in questione.

Quando un atomo è colpito dai raggi X con energia sufficiente si può verificare l'espulsione di elettroni da parte dell'atomo (Emrich, 2011).

Questo fenomeno provoca dei vuoti all'interno dell'orbita e l'atomo si trova ad un livello energetico maggiore. Essendoci la naturale tendenza da parte dell'atomo a ritornare alle

condizioni originarie, l'eccesso di energia immagazzinata è rilasciata e gli elettroni nelle orbite più esterne vanno a riempire i vuoti nelle orbite più interne. Durante questo processo sono emessi fotoni, ossia radiazioni X (Figura 35). Il livello energetico emesso dipende dalla differenza di energia dell'orbita in cui si è verificato il vuoto e dall'energia dell'elettrone che è andato a riempire tale vuoto. Avendo ciascun atomo il suo livello energetico, le radiazioni emesse saranno quindi caratteristiche dell'atomo stesso.

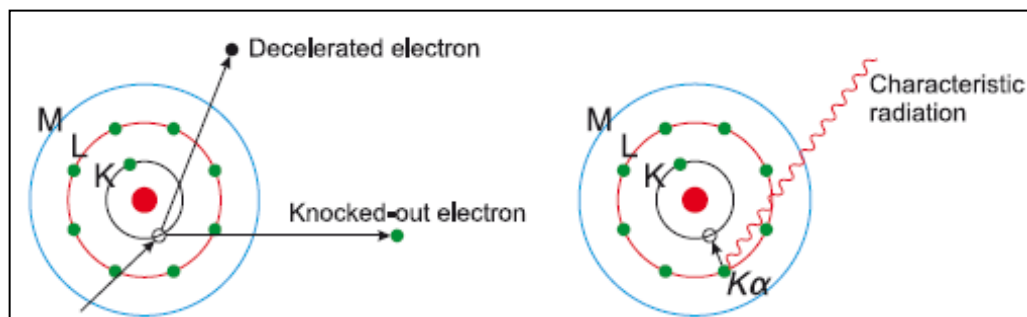


Figura 35 - Figura in cui è rappresentato il fenomeno della produzione di radiazioni caratteristiche (Emrich, 2011).

I diffrattometri a raggi X sono composti da tre semplici elementi: una sorgente a raggi X, un campione e il *detector* dei raggi X (Connolly, 2007).

Le sorgenti di raggi X più comuni sfruttano i principi di:

- deviazione degli elettroni ad alta energia con campi elettromagnetici,
- bombardamento di un target con un fascio di elettroni (Corrias, 2010).

Il primo metodo è impiegato nei sincrotroni, gli acceleratori di particelle ciclici e circolari applicati nello studio della fisica nucleare e nelle chimica-fisica. In questi strumenti le particelle sono accelerate lungo un percorso circolare e mosse dall'oscillazione a frequenza costate di un campo magnetico variabile.

Il secondo metodo invece, è quello sfruttato nei comuni diffrattometri che sono generalmente composti da un tubo, un'ampolla in vetro al cui interno sotto vuoto si trovano l'anodo ed il catodo (Figura 36). Il catodo è composto da un filamento di tungsteno alimentato a bassa tensione (8-12 V) mentre l'anodo è una piastrina metallica (di rame o di altri minerali). Applicando una grande differenza di potenziale tra il catodo e l'anodo, gli elettroni emessi dal catodo vengono accelerati e fatti passare dalle fenditure laterali, ortogonali tra loro e composte in berillio (Bunaciu, 2015). I raggi sono quindi direzionati attraverso opportuni *slits* sul campione ridotto in polvere (Mormone, 2014). Gli *slits* non sono altro che degli appositi strumenti ottici fessurati necessari per indirizzare il fascio dei raggi X o per eliminare e ridurre certi effetti che risultano impattare i risultati delle analisi.

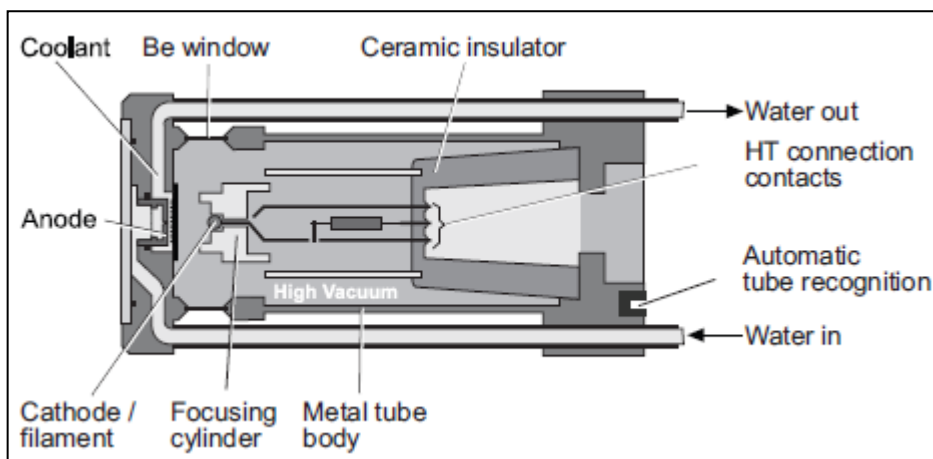


Figura 36 - Immagine con i principali componenti di un tubo a raggi X. (Emrich, 2011).

Una delle caratteristiche principali di un diffrattometro è la sua geometria, ossia la posizione relativa a cui si trovano sorgente, campione e rivelatore durante la misura. Uno delle geometrie più comuni nel diffrattometro è quella di Bragg-Bretano (Figura 37 - a). In questa configurazione sia la sorgente sia il rivelatore ruotano attorno al campione che resta fisso. Il campione è così sottoposto a radiazioni da diverse angolazioni e si ha un controllo costante degli angoli a cui si verificano le diffrazioni.

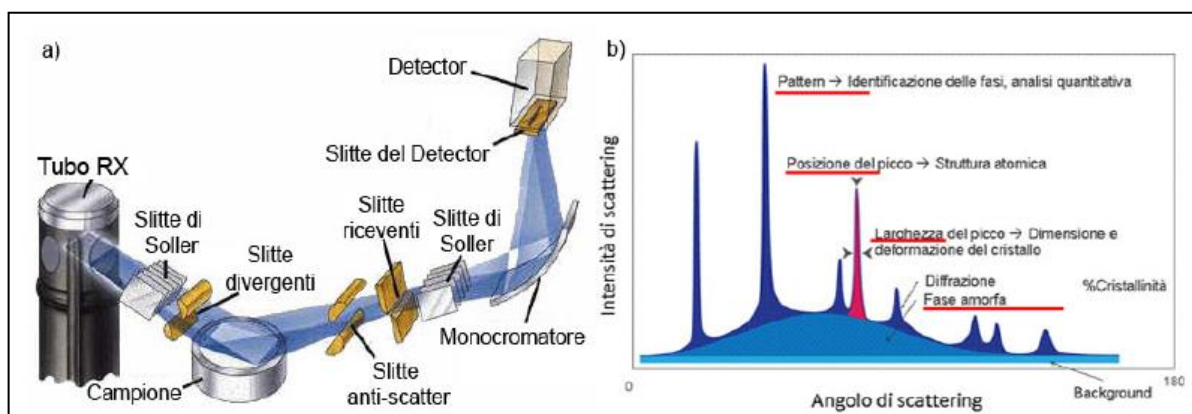


Figura 37 - Figura in cui in a) è rappresentato un diffrattometro a geometria Bragg-Bretano, in b) un esempio di diffrattogramma (Mormone, 2014).

I metodi impiegati nello studio della diffrazione dei cristalli prevedono l'impiego della legge di Laue o di quella di Bragg.

Le equazioni di Laue sono:

$$a_1 \sin \varphi_1 = n\lambda$$

$$a_2 \sin \varphi_2 = n\lambda$$

$$a_3 \sin \varphi_3 = n\lambda$$

in cui a è la distanza tra piani atomici, λ la lunghezza d'onda dei raggi X e φ l'angolo di diffrazione. Queste tre equazioni devono essere verificate contemporaneamente e corrispondono ai tre assi cristallografici che rappresentano l'arrangiamento di un atomo di un cristallo.

La legge di Bragg è:

$$2 d_{khl} \sin \varnothing = n\lambda$$

dove:

n è un numero intero che indica l'ordine della riflessione,

λ è la lunghezza d'onda dei raggi X incidenti,

d_{khl} è la distanza tra i piani cristallini paralleli indicati con la terna numerica khl ,

\varnothing è l'angolo di incidenza rispetto ai piani considerati, chiamato anche angolo di Bragg.

La legge di Bragg stabilisce le condizioni alle quali si ha il verificarsi di onde X diffuse che interferiscono tra loro in modo costruttivo (Quiuzi, 2011). Tale fenomeno si verifica quando i raggi X sono riflessi da una famiglia di piani atomici reticolari paralleli ed equidistanti.

Il risultato che si ottiene dalle analisi diffrattometriche è un diffrattogramma in cui è rappresentata l'intensità diffusa nelle ordinate e l'angolo di Bragg nelle ascisse (Figura 37 - b). Le riflessioni ottenute, chiamati anche picchi, mostrano caratteristiche posizioni, intensità e profilo. Le riflessioni e il *background* sono le basi dell'analisi diffrattometrica.

Conoscendo quindi la lunghezza d'onda delle radiazioni impiegate (conosciamo infatti il materiale dell'anodo impiegato), misurando il valore angolare dei raggi emessi, si può risalire alla distanza tra i piani reticolari degli atomi (d_{hkl}) a cui si ha il verificarsi della diffrazione e conseguentemente alla fase mineralogica presente in un dato campione.

Il fenomeno di diffrazione è misurato quindi per ciascun picco registrato, analizzato nella sua intensità e nella terna degli indici di Miller che descrivono le simmetrie del cristallo o minerale (Fultz, 2013). Per cui ogni spettro diffrattometrico è tipico di una certa fase cristallina.

3.7.1 Brevi cenni di cristallografia

I cristalli si possono classificare in 32 gruppi di punti sulla base di otto tipi di simmetrie elementari. Esistono 7 sistemi con cui classificare le celle unitarie dei cristalli, 14 tipi di reticoli di Bravais e in totale si contano 230 classificazioni.

Se si considerano possibili disposizioni in tre dimensioni di atomi e particelle, che nell'insieme prendono il nome di reticolo cristallino, si può riprodurre l'assetto atomico trasladando e ruotando una piccola unità. Quest'ultima prende il nome di unità di cella che se ripetuta secondo i vettori a , b e c e gli angoli tra gli assi, α , β e γ crea, senza sovrapposizioni, il reticolo cristallino. Gli assi a , b e c e gli angoli α , β e γ prendono il nome di parametri del reticolo (Figura 38) (Lutterotti, 2009).

A livello macroscopico è possibile individuare quattro operazioni di simmetria con cui muovere l'unità di cella nelle tre dimensioni e sono la riflessione, la rotazione, l'inversione e la roto-inversione.

Sono stati individuati sette tipi di celle che possono ricoprire tutti i reticoli cristallini compiendo il numero minimo di operazioni di simmetria.

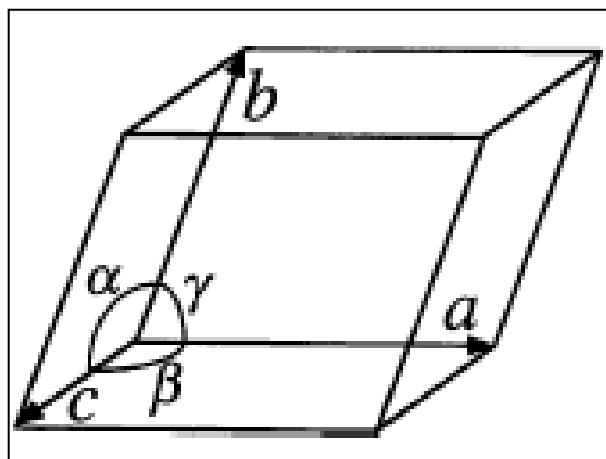
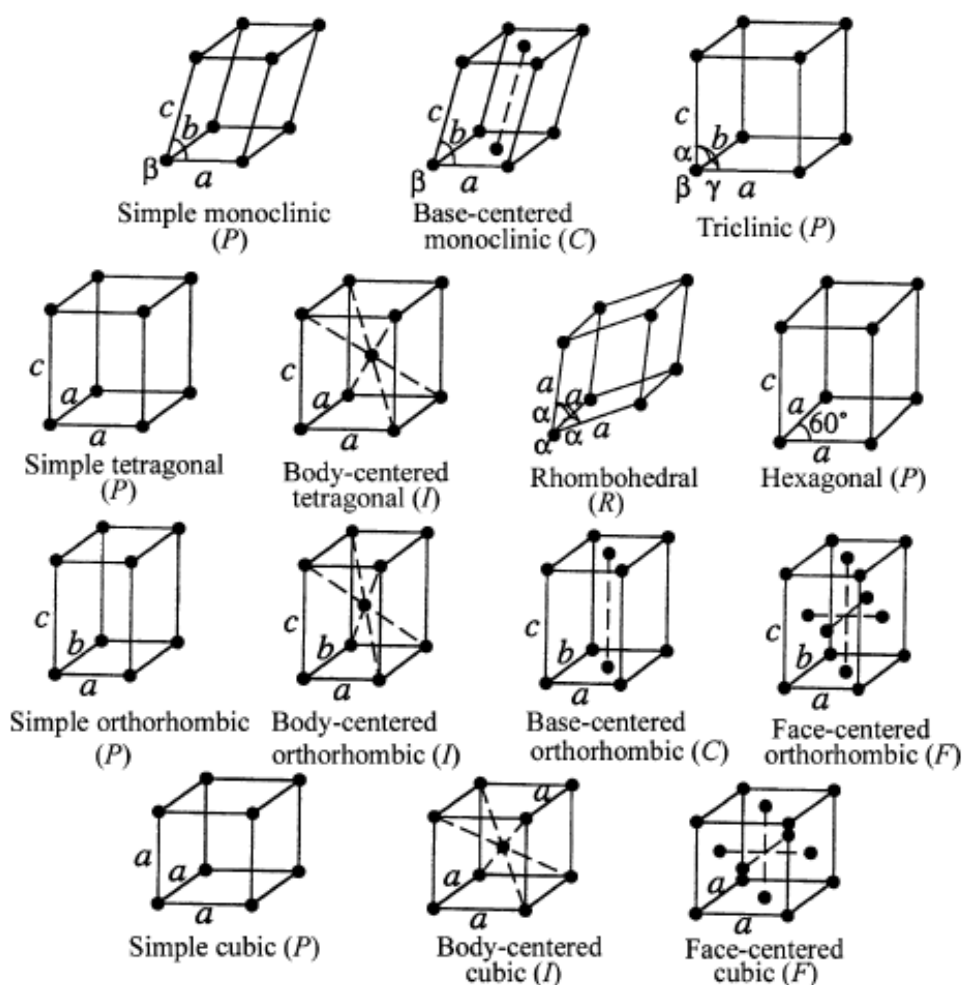


Figura 38 - Immagine dell'unità di cella con i rispettivi parametri del reticolo.

Auguste Bravais trovò invece 14 possibili reticoli ottenuti dalle traslazioni delle simmetrie che descrivevano le strutture cristalline (Figura 39).



System	Axial lengths and angles	Bravais lattices	Lattice symbol
Cubic	Three equal axes at right angles $a = b = c, \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Simple	<i>P</i>
		Body-centered	<i>I</i>
		Face-centered	<i>F</i>
Tetragonal	Three axes at right angles, two equals $a = b \neq c, \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Simple	<i>P</i>
		Body-centered	<i>I</i>
Orthorhombic	Three unequal axes at right angles $a \neq b \neq c, \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Simple	<i>P</i>
		Body-centered	<i>I</i>
		Base-centered	<i>C</i>
		Face-centered	<i>F</i>
Trigonal*	Three equal axes, equally inclined $a = b = c, \alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$	Simple	<i>R</i>
Hexagonal	Two equal coplanar axes at, 120° third axis at right angles $a = b \neq c, \alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ$	Simple	<i>P</i>
Monoclinic	Three unequal axes, one pair not at right angles $a \neq b \neq c,$ $\alpha \neq \gamma = 90^\circ \neq \beta$	Simple	<i>P</i>
		Base-centered	<i>C</i>
Triclinic	Three unequal axes, unequally inclined and none at right angles $a \neq b \neq c, \alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	Simple	<i>P</i>

*Also called rhombohedral.

Figura 39 – Immagine delle rappresentazioni dei reticoli di Bravais e schema con le caratteristiche dei sistemi cristallini (Waseda, 2011).

Con le lettere *P*, *F*, *I* e *C* sono espressi le tipologie di unità di cella. La lettera *P* indica l'unità di cella primitiva in cui i punti si trovano solo sugli spigoli, se invece ho punti all'interno o sulle facce allora non ho una cella primitiva. In quei casi si impiegano i simboli:

- *C* per l'unità di cella a basi centrate,
- *I* per l'unità di cella a corpo centrato,
- *F* per l'unità di cella a facce centrate.

Con le lettere *A*, *B* e *C* invece si indicano le facce della cella unitaria sulla quale si definisce base centrata o faccia centrata. Queste simmetrie rappresentano quindi i possibili arrangiamenti del 70% della sostanza.

Bisogna precisare che i cristalli si dividono in tre classi: i metallici, gli ionici e i covalenti. I cristalli metallici hanno un gran numero di elettroni che si possono muovere all'interno del sistema senza appartenere ad uno specifico atomo ma bensì operando all'equilibrio di tutto il sistema. A questo gruppo appartengono i minerali alogenuri come la fluorite. I cristalli ionici invece, sono composti di ioni positivi e negativi e la struttura è data da interazioni elettrostatiche. La loro architettura è tale da minimizzare le repulsioni e attrazioni elettrostatiche, sono neutri da un punto di vista elettrostatico. I cristalli di cloruro di sodio fanno parte di questo gruppo. I minerali covalenti invece, hanno delle proprietà che si sviluppano secondo certe direzioni; un esempio è il germanio (Waseda, 2011).

Quando si vuole descrivere i piani e le rispettive direzioni di un reticolo di Bravais vengono impiegati gli indici di Miller. Quest'ultimi sono definiti come i reciproci delle intersezioni frazionarie del piano con gli assi cristallografici *x*, *y* e *z*.

Gli indici di Miller nascono dall'esigenza di attribuire a ciascun piano del reticolo un indicatore che lo rende distinguibile. Per individuare dei piani reticolari con l'impiego degli indici di Miller (*hkl*) si considerano l'intercetta del piano con gli assi *x*, *y* e *z* che non passano

per l'origine, si calcola l'inverso di tali intercetta, si razionalizza per eliminare le frazioni e quindi si esprime tra parentesi senza virgole (Speakman, 2014).

In Figura 40 è espresso il piano come (233) poiché intercetta gli assi rispettivamente nei punti 3, 2 e 2. Facendone l'inverso trovo $1/3$, $1/2$ e $1/2$ e razionalizzando per 6 trovo i rispettivi valori indicativi di suddetto piano. Per intercette negative si indicano con un trattino negativo sull'indice.

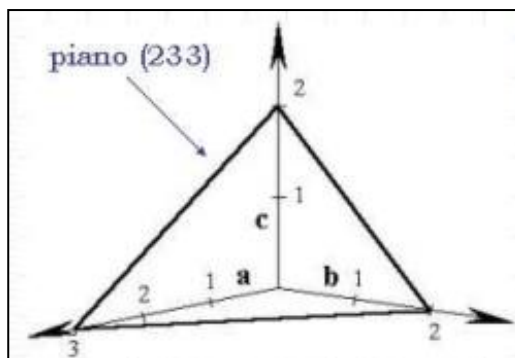


Figura 40 – Figura del piano rappresentato dagli indici di Miller di (233).

Quando si parla di diffrazione e di reticoli cristallini spesso viene impiegata come rappresentazione visiva del fenomeno la sfera di Ewald (Figura 41). Considerati i vettori dell'onda incidente k e dell'onda diffusa k' e l'angolo tra di loro pari a 2θ , si può sovrapporre il reciproco del reticolo a questi due vettori d'onda. Facendo coincidere la punta del vettore k con l'origine del reticolo, si ha il verificarsi del fenomeno di diffrazione solo se la punta del vettore k' intercetta un punto del reticolo reciproco. Per cui si ha che i due vettori sono di ugual lunghezza, le loro punte sono equidistanti da un punto in comune ed il vettore k' è il raggio della sfera in tre dimensioni. Questa sfera è appunto la sfera di Ewald. Solo quando sono verificate queste condizioni si ha il verificarsi della diffrazione (Iesari, 2010).

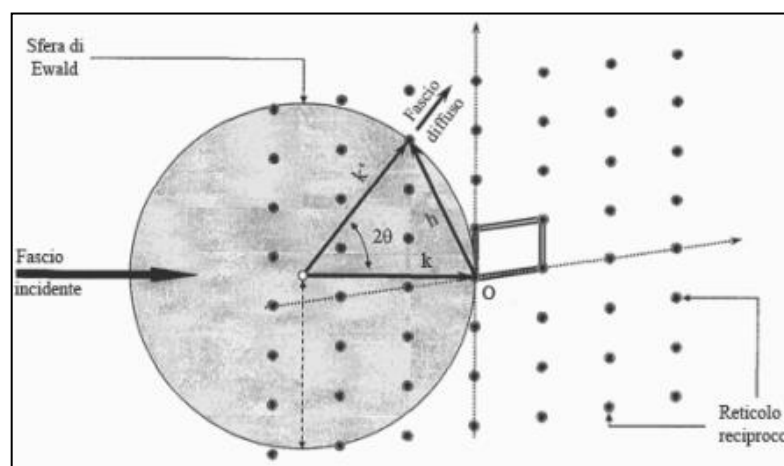


Figura 41 - Immagine in 2D della sfera di Ewald. (Iesari, 2010).

4 CLUSTER ANALYSIS

La *cluster analysis* è una delle tecniche più impiegate per l'estrazione dei dati applicata con l'obiettivo principale di identificare eventuali ed interessanti distribuzioni di dati.

Lo scopo della clusterizzazione è quella di assegnare le osservazioni a dei gruppi ("*clusters*") così che queste osservazioni appartengono a ciascun gruppo simile per variabili o attributi di interesse, oppure a gruppi che sono diversi dagli altri (Tryfos, 2001). Attraverso questa operazione è quindi possibile comprendere meglio e più approfonditamente l'assetto dei dati ed eventualmente riconoscere delle strutture.

In questo capitolo si è quindi effettuato una descrizione delle principali operazioni della *cluster analysis*: del trattamento iniziale dei dati, degli algoritmi più comuni e dei criteri di validazione.

La *cluster analysis* è applicata in diversi settori: dalla tassonomia, alla medicina, nella biologia e nelle scienze sociali così come nel *marketing*.

Le principali operazioni con cui si svolge la *cluster analysis* si possono riassumere in Figura 42 e si possono riassumere in (Fayyad, 1996):

- Selezione delle caratteristiche. In questa fase vengono scelte le caratteristiche sulla base delle quali andare ad effettuare l'analisi in questione. Si può richiedere in questo momento un *pre-processing* dei dati prima di essere utilizzati.
- Algoritmo di clusterizzazione. A questo punto viene scelto l'algoritmo da applicare per l'indagine. La scelta è fatta in funzione di diversi parametri tra cui la tipologia dei dati, la densità dei punti di misura ed il metodo di misura della similitudine. I principali criteri infatti che contraddistinguono un algoritmo sono il metodo con cui misurare la prossimità o similitudine e i criteri di clusterizzazione. Per quanto riguarda la misura di similitudine la scelta è fatta in funzione della tipologia dei dati. Ad esempio, se si stanno trattando valori numerici o caratteristiche, i metodi con cui definire il grado di similitudine tra due valori saranno diversi.

I criteri di clusterizzazione invece sono tutte quelle funzioni ed insiemi di regole da applicare per formare i gruppi. Anche questo parametro dipende strettamente dalla tipologia di *dataset* oltre che dalla caratteristica che si vuole mettere in evidenza.

- La validazione dei risultati. Quando si giunge ad un risultato dell'analisi, per capire se sono stati applicati errori e se si sono impiegati gli algoritmi adeguati, vengono impiegati opportuni criteri di valutazione del risultato ottenuto.
- Interpretazione dei risultati. Talvolta la *cluster analysis* è affiancata ad altre metodologie di analisi di dati, i cui risultati, una volta uniti, possono richiedere un'interpretazione unica del fenomeno o dell'esperimento (Halkidi, 2001).

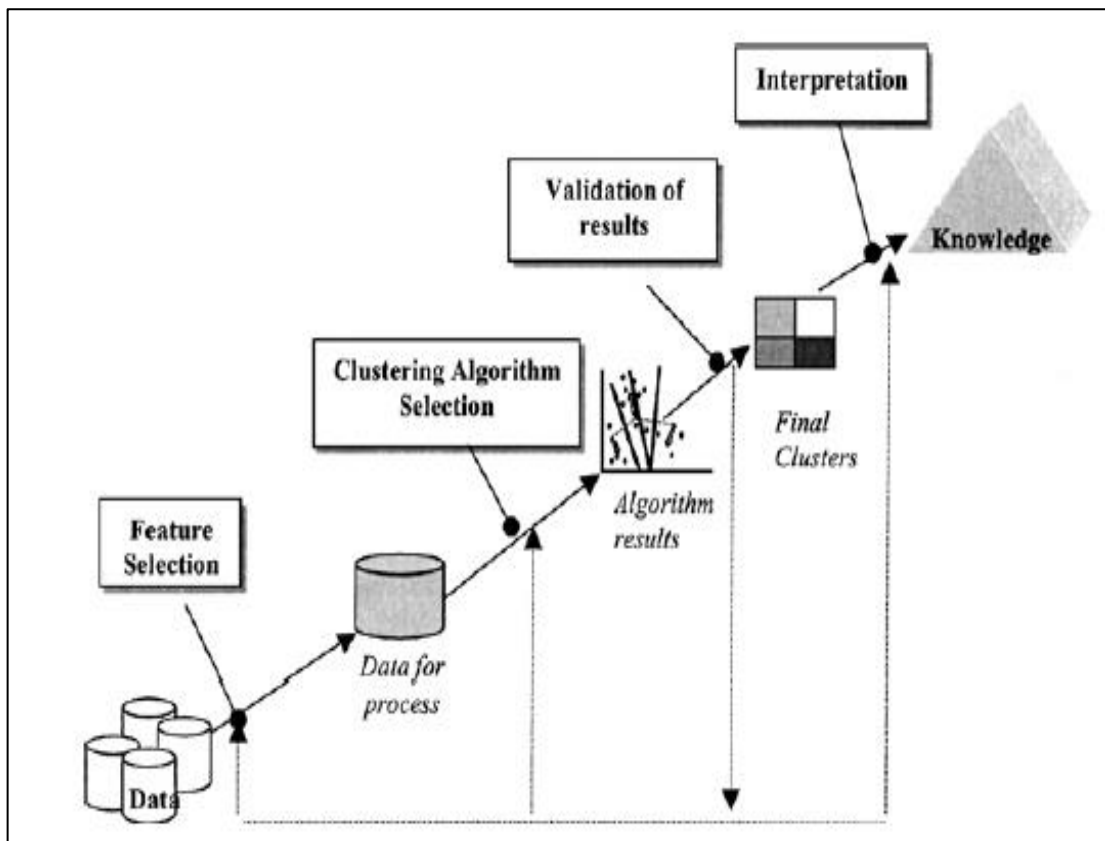


Figura 42 - Immagine delle principali operazioni nella *cluster analysis* (Halkidi, 2001).

4.1 Trattamento dei dati

4.1.1 Matrici

La *cluster analysis* raggruppa oggetti in funzione di indici di prossimità che si stimano tra due componenti. I dati in esame possono essere di vari formati e si possono chiamare con terminologie diverse come oggetti, individui o casi. L'insieme di oggetti che compongono un raggruppamento possono essere espressi in due formati: per mezzo di una matrice di dati oppure attraverso una matrice di prossimità.

Se si impiega il primo metodo, la matrice $n \times p$ che si costruisce è composta degli oggetti n e le variabili p , disposte rispettivamente in righe e colonne. Se si hanno a disposizione lo stesso numero di oggetti e misure si possono impiegare matrici di tipo $n \times n$.

Se invece si impiega la seconda tipologia di matrice, è necessario che si stabilisca un indice di prossimità che determini quanto due dati siano affini.

Le misure di prossimità possono essere valutate direttamente paragonando i dati di tipologie diverse e dando come risultato un valore compreso tra 1 e 10. Si possono invece considerare matrici $[d(i,j)]$ in cui in ciascuna riga e colonna sono rappresentati i raggruppamenti; possono essere matrici simmetriche o meno.

4.1.2 Tipologia di dati

Le tipologie di dati che si possono analizzare sono molteplici ed in funzione di queste si sceglie un metodo o un altro di classificazione.

I tipi di dati si suddividono in funzione del grado di quantizzazione del dato stesso. Una singola grandezza può essere di tipo binario, discreta, continua o nominale.

Le variabili di tipo binario hanno esattamente due valori; ad esempio le risposte di un questionario “si-no” oppure “maschio-femmina”.

Le grandezze discrete hanno valori che possono assumere valori finiti mentre quelle continue presentano valori all'interno di un intervallo.

Le variabili nominali possono assumere più di un valore; ad esempio il colore degli occhi: il numero 1 per indicare gli occhi verdi, 2 per gli occhi marroni, 3 per gli occhi azzurri e 4 per gli occhi neri.

In questo caso i valori numerici a cui sono affiancate le caratteristiche non hanno un valore specifico ma sono impiegati solo per semplificare e migliorare la gestione del *dataset*. Questa tipologia di misure generalmente si converte in variabili binarie applicando opportuni metodi. Uno delle tecniche più utilizzate è quella di Sokal (1958):

$$s(i,j) = \frac{u}{p}$$
$$d(i,j) = \frac{p-u}{p}$$

dove u è il numero di variabili per cui due oggetti, i e j fanno parte della stessa classe.

Altre tipologie di variabili che si possono eventualmente convertire per semplicità sono le variabili ordinali e quelle di rapporto scalate.

Le prime assumono più stati che sono ordinati in modo preciso e con un certo significato intrinseco. Un esempio sono i test dove a ciascun numero è associato una sensazione o un voto (1 pari a insufficiente, 2 a sufficiente, 3 a buono e 4 uguale a ottimo).

Per quanto riguarda invece le variabili di rapporto scalate sono tutte quelle variabili espresse su scale lineari, ad esempio l'intervallo di temperature. L'intervallo tra -15°C e -25°C è numericamente equivalente a 50°C e 60°C mentre, dal punto di vista significativo, hanno valenze diverse. In tal caso si possono quindi trattare le variabili secondo rapporti delle quantità che descrivono oppure applicando procedure di conversione in variabili ordinali.

Questo discorso delle variabili è attuabile sia ai dati in esame sia all'indice di prossimità che può assumere allo stesso modo valori binari, discreti o continui. Un esempio è quando si considera un insieme di dati che sono divisi in due gruppi. L'indice di similitudine sarà di tipo binario 0 se i dati appartengono ad un gruppo, 1 se appartengono all'altro. Se considero invece un indice di prossimità calcolato secondo un integrale compreso tra 1 e $n(n-1)/2$, dove n è il numero di oggetti, il valore finale sarà di tipo discreto. Considerando come indice di prossimità la distanza Euclidea si ottengono valori tipici di variabili continue.

Il secondo aspetto da tenere in considerazione in questa fase è la valutazione dell'indice di prossimità come dato scalare che indica la significatività relativa di un parametro (Figura 43). I dati scalari possono essere qualitativi (nominali o ordinali) oppure quantitativi (intervallo o rapporto).

In certi casi è necessario trattare contemporaneamente variabili diverse e quindi applicare differenti elaborazioni. I metodi operativi in queste situazioni sono a discrezione dell'operatore che può decidere di creare partizioni di variabili simili e ripetere quello di trattare tutte le variabili come fossero intervalli scalati adattandosi bene ai dati di tipo binario o ordinario. È possibile altrimenti ridurre gli elementi in esami a variabili binarie creando le due possibilità di gruppo in funzione di un parametro soglia (Kaufman L. a., 2005).

Secondo Kaufman e Rousseuw (1990) il metodo più idoneo è quello proposto da Ducker et ali. (1965) e Rubin (1967) che consigliano di inserire tutte le variabili in una sola matrice da elaborare.

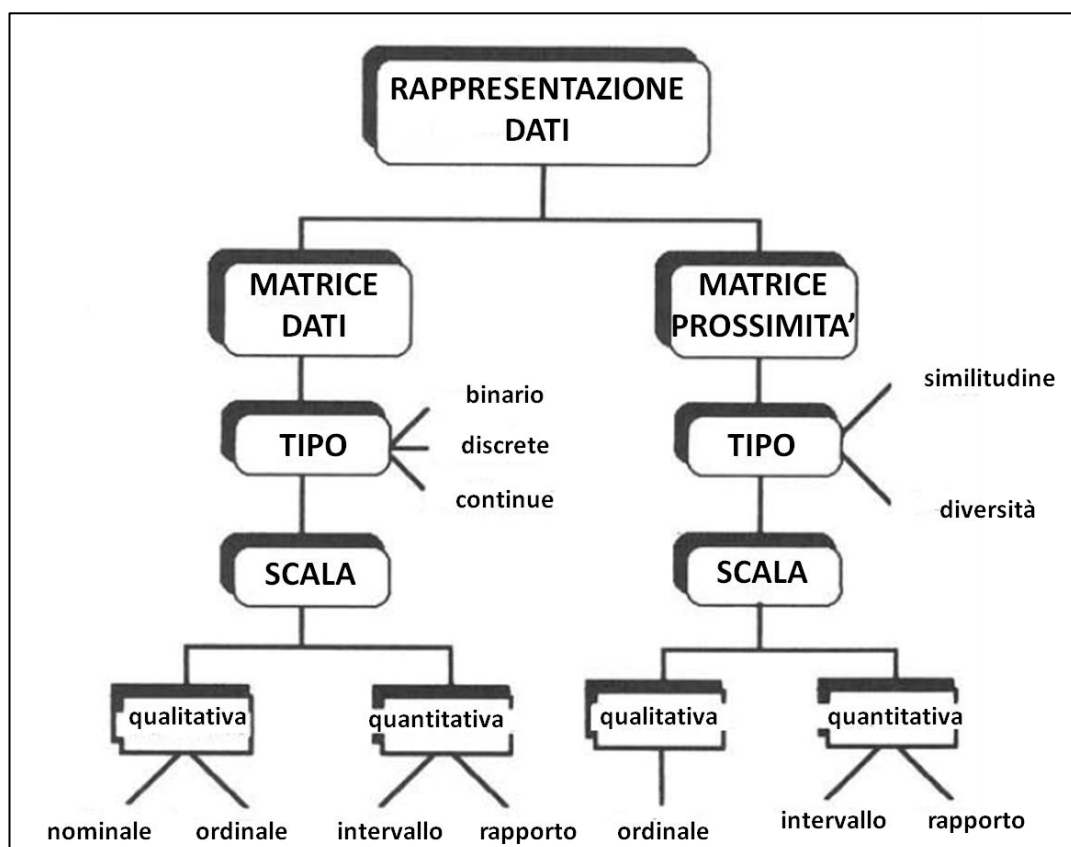


Figura 43 - Immagine dello schema delle possibilità con cui rappresentare i dati (Jain, 1999).

4.1.3 Indici di prossimità

Ci sono svariati modi di calcolare l'indice di prossimità, considerando la matrice $[x_{ij}]$ dove j è la variabile e i il dato.

Uno degli indici di prossimità più comuni sono le distanze metrica Minkowski che misurano la disuguaglianza. Tra le distanze Minkowski le relazioni più utilizzate sono la distanza Euclidea che si calcola secondo la relazione:

$$d(i, j) = \sqrt{(x_{i1} - x_{j1})^2 + \dots + (x_{ip} - x_{jp})^2}$$

x_{jp} è il valore calcolato con la standardizzazione.

La distanza Manhattan invece misura la distanza tra due punti passando per un terzo:

$$d(i, j) = |x_{i1} - x_{j1}| + \dots + |x_{ip} - x_{jp}|$$

In certi casi può essere necessario effettuare l'operazione di standardizzazione; nel caso in cui le scale di misura impiegate non siano idonee.

In entrambi i casi devono essere validi degli assiomi basilari per i quali si verifica che:

- la distanza non può essere negativa,
- la distanza tra un punto e sé stesso è pari a zero,
- la distanza tra un punto A e B è uguale a quella calcolata da B a A (simmetria),
- la distanza diretta tra due punti è minore rispetto a quella calcolata passando per un terzo (disuguaglianza triangolare).

Esistono anche altri metodi con cui calcolare i gradi di disuguaglianza come ad esempio il coefficiente di correlazione. Quest'ultimo si può determinare in due modalità: utilizzando il metodo di Parson, quando si cerca una relazione lineare tra le variabili, oppure quello di Spearman per individuare una relazione monotona crescente o decrescente.

I valori dei coefficienti di correlazione, in qualsiasi modo esso si calcolino, assumono valori compresi tra -1 e $+1$ e sono trasformabili in valori di diversità attraverso l'espressione:

$$d(i, j) = \frac{(1 - R(i, j))}{2}$$

dove $R(i, j)$ è il coefficiente di correlazione.

Le variabili con un grado di correlazione significativo presentano valori prossimi allo 0, mentre variabili con modesti coefficienti di correlazione sono vicino a 1.

Se non si vuole impiegare il coefficiente di disuguaglianza è possibile considerare quello di somiglianza $s(i, j)$, anch'esso assume valori compresi tra 0 e 1. Quando il coefficiente di somiglianza è 0, tra le variabili non c'è similitudine, al contrario quando è pari a 1 si ha la massima somiglianza.

Il coefficiente di correlazione non può essere utilizzato come indice di somiglianza, esso deve subire delle trasformazioni poiché può assumere valori negativi e perciò deve essere ridotto a variazioni tra 0 e 1.

4.1.4 Normalizzazione

Si supponga di avere una matrice $n \times d$ di elementi in cui le variabili sono di tipo continuo ed espresse con un rapporto scalare. Si può richiedere l'impiego della normalizzazione delle misure dell'indice di prossimità come operazione preliminare alla *cluster analysis*.

Uno dei problemi che la normalizzazione si pone di risolvere è il peso diverso che viene assegnato con il calcolo degli indici di prossimità. Ad esempio la distanza Euclidea assegna peso maggiore alle variabili che distano maggiormente rispetto a quelle che distano meno. Inoltre risulta necessaria soprattutto in quei casi in cui si hanno grandezze con entità diversa. Ad esempio se si analizzano misure di temperatura in gradi ed il numero degli abitanti di una città; quest'ultimo assumerà valori molto più grandi del primo ma non necessariamente ricopre un ruolo tanto di rilievo nella formazione dei gruppi.

Uno dei modi per normalizzare è attraverso l'operazione di standardizzazione. Quest'ultima si applica, dopo aver calcolato la media e lo scarto quadratico medio dei dati, sottraendo a ciascun dato il valore dello scarto quadratico medio e dividendo il valore per la media. La relazione è espressa come:

$$s = \frac{X - \sigma}{X_m}$$

dove X è il dato di partenza, X_m il valore medio dei dati di partenza, σ lo scarto quadratico medio dei dati di partenza e s è il dato standardizzato.

Lo scarto quadratico medio è molto sensibile ai valori *outliers* e per ovviare a tale inconveniente è possibile utilizzare lo scarto assoluto medio rendendo la formula più robusta.

Questa operazione di normalizzazione è uno dei metodi più funzionali sia per dare la stessa importanza a tutte le misure sia per eliminare la difficoltà delle scelte dell'unità di misura Figura 44. Resta il fatto che, in certi casi, questa operazione può risultare svantaggiosa. I punti infatti molto diversi dal valore medio sono divisi per un valore elevato di deviazione standard e non si evidenziano così certe strutture interne al *dataset*.

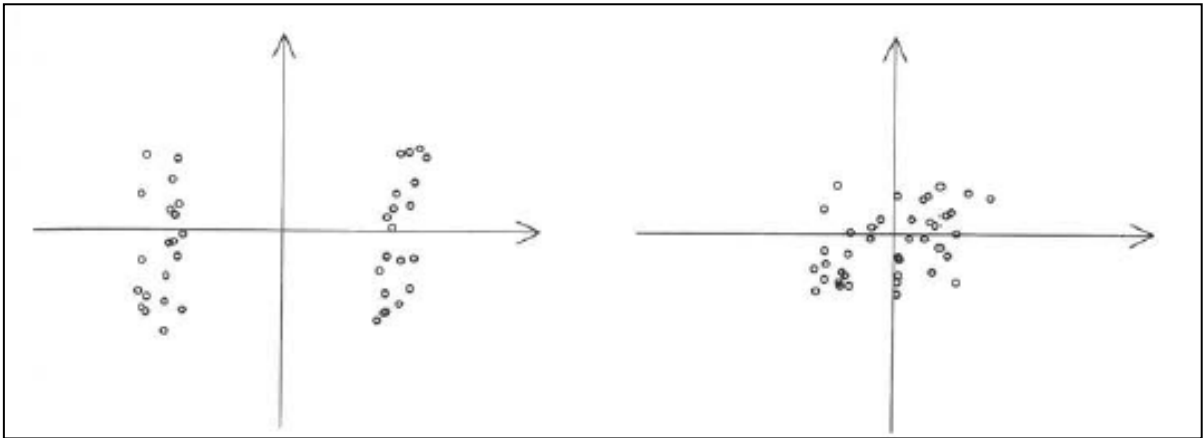


Figura 44 - Nell'immagine a sinistra sono rappresentati i dati di partenza secondo un piano cartesiano. Nella seconda immagine gli stessi dati dopo l'effetto della normalizzazione (Jain, 1999).

4.1.5 Proiezioni

Uno dei modi con cui esaminare in modo visivo i dati, soprattutto se presentano variabili diverse è attraverso proiezioni lineari o algoritmiche.

Le proiezioni lineari che esprimono m variabili come combinazioni delle caratteristiche iniziali dei dati d . Relazioni di questo genere sono:

$$y_i = Mx_i$$

dove y_i è un vettore che esprime le variabili m e x_i è un vettore che rappresenta i dati d ed M è la matrice $m \times d$. Le proiezioni algoritmiche lineari tendono quindi a preservare le caratteristiche dei *dataset* e sono espresse facilmente da determinate proprietà matematiche.

Qualora la complessità dei dati in ingresso non sia rappresentabile con questi metodi, si possono applicare le proiezioni non lineari. Uno dei motivi per cui applicare i metodi non lineari è per ridurre le dimensioni in gioco e massimizzare le distanze tra i dati, questo soprattutto se le categorie degli elementi sono già conosciute *a priori* (Jain, 1999).

4.2 Algoritmi di clusterizzazione

A livello bibliografico esistono un'infinità di algoritmi che si possono applicare. In linea generale si effettua una classificazione in funzione della tipologia di dati considerati, dei metodi di clusterizzazione, ovvero delle tecniche con cui misurare la similitudine tra i dati, e dei criteri secondo i quali raggruppare.

La maggior parte dei criteri di raggruppamento si basano sulla minimizzazione di una funzione oggettiva (Kanugo, 2002).

Si possono identificare quindi i seguenti macro-gruppi di metodi applicabili:

- Raggruppamenti partizionali,
- Raggruppamenti gerarchici,
- Raggruppamenti basati sulla densità,
- Raggruppamenti basati su griglie.

I metodi di raggruppamento partizionali scompongono i dati in sottogruppi. Questi sottogruppi generalmente sono un numero intero di partizioni che ottimizzano la struttura dei dati. Il criterio scelto può enfatizzare la struttura generale presente oppure può individuare micro-strutture. Si possono infatti applicare tecniche partizionali che producono gruppi ottimizzando funzioni su un *dataset* locale oppure sul *dataset* globale. La procedura di applicazione si avvale di un metodo iterativo per la ricerca del miglior risultato.

I metodi gerarchici invece operano unendo gruppi più piccoli in gruppi più grandi o viceversa separando gruppi più grandi in ripartizioni meno popolose. Il risultato finale è un grafico ad albero comunemente chiamato dendrogramma. Tagliando il dendrogramma ad un certo livello si ottengono più o meno *cluster*.

I raggruppamenti basati sulla densità si fondano sul principio per il quale dati che appartengono a gruppi vicini vengono inseriti in gruppi maggiori. Il criterio su cui si fonda l'applicazione è la densità dei dati presenti.

Infine, i raggruppamenti basati sulle griglie sono generalmente applicati quando ho dati spaziali. In questo caso lo spazio dei dati viene quantizzato in celle e le operazioni vengono applicate in questo spazio quantizzato (Jain, 1999).

Queste sono le principali categorie che si delineano, sebbene per ciascuno di questi gruppi esistono ulteriori sotto-gruppi con diversi algoritmi applicabili con tipologie di dati diversi. Si può, infatti, scegliere tra:

- Metodi statistici,
- Metodi concettuali,
- Metodi soft (*fuzzy clustering*),
- Metodi nitidi (*crisp clustering*),
- Rete di Kohonen.

Per quanto riguarda i metodi statistici si applicano quando ho un insieme di dati espressi da numeri, mentre quelli concettuali quando le caratteristiche dei dati non sono esprimibili per quantità note ma per qualità.

I metodi di raggruppamento “*soft*” sono tutti quei metodi per i quali un certo dato può appartenere a due *cluster* diversi. Al contrario, i metodi nitidi prevedono che un dato possa appartenere ad un gruppo ed un solo gruppo soltanto.

I metodi che si basano sulla griglia di Kohonen hanno una maglia in ingresso ed una in uscita. Per ciascuno dei punti della maglia sono previsti valori e le connessioni tra i nodi della maglia rappresentano i risultati. In funzione di appositi algoritmi si sceglie il modo con cui creare connessioni.

4.2.1 Algoritmi partizionali

Tra gli algoritmi quello più utilizzato e conosciuto è il *k-Means* che si basa sull'ottimizzazione della funzione:

$$E = \sum_{i=1}^c \sum_{x \in C_i} d(x, m_i)$$

in cui m_i è il centro del cluster C_i e $d(x, m_i)$ è la distanza Euclidea tra i punti x e m_i . Con la funzione sopra esplicitata si cerca di minimizzare la distanza tra ciascun punto ed il centro del relativo *cluster*. L'algoritmo assegna come centro del *cluster* un punto iniziale e quelli che sono più vicini ad esso vengono uniti a formare un gruppo. L'operazione si ripete minimizzando le distanze, cambiando i *cluster* e i rispettivi centri sino a quando non si ottengono dei risultati stabili vedi Figura 45.

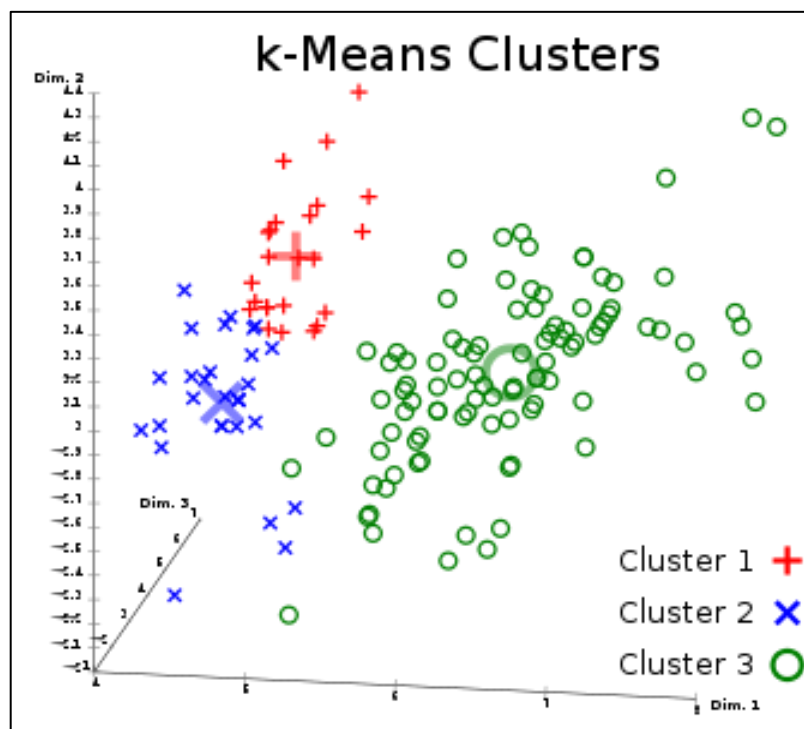


Figura 45 - Immagine del che mostra i gruppi con i relativi centri secondo l'algoritmo *K-Means*.

Altri possibili algoritmi sono il PAM (*Partitioning Around Medoids*), il CLARA (*Clustering Large Application*) e il CLARANS (*Clustering Large Applications based on Randomized Search*). Questi due sono metodi nitidi, ossia che ciascun oggetto appartiene ad un solo *cluster* (Struyf, 1997).

Il primo metodo determina il centro dei vari gruppi partendo da un punto (*medoid*) che viene assunto come il più rappresentativo di tutti i componenti (Kaufman L. a., 1987). In funzione di questo principio, i valori che gli sono più prossimi vengono uniti in un unico gruppo. I valori molto diversi sono raggruppati in un *cluster* con il suo relativo centro. Questo metodo è piuttosto laborioso poiché tutti i punti sono paragonati tra loro sia nella scelta del centro sia nello stabilire i componenti dei vari gruppi (Halkidi, 2001).

Il metodo CLARA è un miglioramento del PAM (Raymond, 1994). Con questo algoritmo è scelto un gruppo più piccolo di dati che è quindi rappresentativo di tutto il *dataset*. I valori che andranno a costituire i centri dei *cluster* sono scelti applicando l'algoritmo PAM. Se i campioni sono dissimili dal primo raggruppamento, vengono scelti per creare un nuovo gruppo. Sintetizzando con il CLARA, il *dataset* iniziale è suddiviso in gruppi minori a cui si applica l'algoritmo PAM (Bater, 2015).

Il metodo CLARANS unisce al metodo PAM alcune tecniche di campionamento. Viene applicata una maglia e ciascun nodo è un'ipotetica soluzione avendo infiniti *cluster*. Si fanno raggruppamenti cambiando i vari centri con i punti più simili. L'operazione è quindi ripetuta, evitando così di trovare delle buone soluzioni che siano rappresentative di una situazione locale. La scelta dei primi centri e dei relativi vicini è effettuata senza alcun criterio preciso, in modo causale.

4.2.2 Algoritmi gerarchici

Gli algoritmi gerarchici creano raggruppamenti che possono essere uniti o divisi ulteriormente. All'interno di questa sezione, infatti, si possono distinguere gli algoritmi gerarchici agglomerativi e quelli divisivi. Viene prodotta una sequenza di raggruppamento e nel caso dei metodi agglomerativi il numero dei cluster decresce a ciascun passaggio di questa sequenza. I gruppi sono uniti tra loro in gruppi di dimensioni maggiori.

Per quanto riguarda i metodi divisivi si verifica l'esatto opposto; ossia ad ogni passaggio della sequenza di raggruppamento vengono formati altri gruppi (Figura 46). Si ha quindi che un gruppo è diviso dando origine ad ulteriori sotto-gruppi.

Uno degli algoritmi più comuni del metodo gerarchico è il BIRCH che scansiona tutti i dati e costruisce un diagramma ad albero in cui sono rappresentate tutte le caratteristiche. Tale struttura prende il nome di "*CF tree*". L'albero in questione si basa su due concetti: il fattore rami (B) e la soglia (T). Questi due parametri delineano rispettivamente il diametro del *cluster*

(B) e le dimensioni da non superare (T). I vantaggi di questo metodo risiedono nel fatto che con una sola scansione dei dati, già si arriva ad una soluzione. Da verificare se il risultato ottenuto sia il migliore, magari il processo può richiedere maggiori scansioni e non sempre il risultato ottenuto è quello che corrisponde alla realtà. Il metodo è inoltre meno soggetto a risentire di eventuali rumori (Zhang, 1996).

Altri algoritmi sono CURE e ROCK. Il primo rappresenta un determinato insieme di dati che sono generati dai punti che si discostano sino a farli diventare una nuova partizione. Generalmente il CURE combina il campionamento casuale con i raggruppamenti partizionali. Il ROCK è un metodo di raggruppare piuttosto robusto che impiega le informazioni su come collegare i dati prima di unire i punti di *cluster* diversi. I modi di collegare i punti si esprimono in funzione della distanza che si stabilisce dover esserci tra due punti per essere definiti vicini (Guha, 1998).

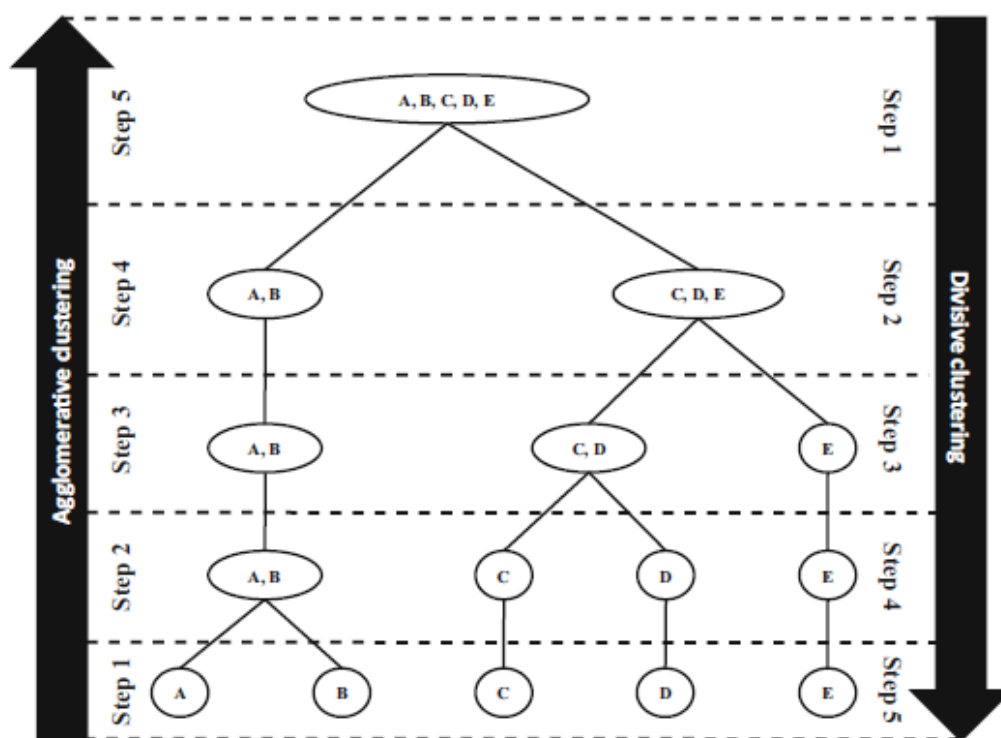


Figura 46 - Immagine del funzionamento degli algoritmi gerarchici secondo il criterio agglomerativo e divisivo (Sarstedt, 2014).

4.2.3 Algoritmi basati sulla densità

Gli algoritmi che si basano sulla densità introducono due concetti nuovi, la densità ricaricabile e la densità connessa (si sostituisce alla misura della distanza). Questi due concetti

comportano che i gruppi che si mettono in evidenza con questo metodo non presentino forme comuni, come circolari o ellissoidi.

La densità ricaricabile di un punto p si esprime rispetto ad un secondo punto, q , che si trova entro una certa distanza e se q ha sufficienti punti vicini.

Due punti p e q si definiscono densamente connettivi quando esiste tra di loro un terzo punto r che ha un numero sufficiente di punti e sia p che q sono ad una certa distanza. Si crea quindi un collegamento tra punti successivi che per proprietà transitiva sono vicini ai due punti inizialmente presi in considerazione.

Tra gli algoritmi più comuni di questa categoria vi è il DBSCAN e il DENCLUE.

L'idea principale del DBSCAN è che per ciascun punto di un determinato *cluster*, l'area di raggio prestabilito deve contenere un numero minimo di punti (Figura 47). La forma del gruppo che si crea dipende dal raggio, ossia dalla distanza tra due punti. Si possono scegliere differenti metodi con cui calcolare la distanza; ad esempio con la distanza Manhattan in uno spazio bidimensionale, la forma del cluster sarà rettangolare (Ester M., 1996).

Il DBSCAN ha come vantaggio quello di individuare *cluster* di forma arbitraria e di gestire eventuali dati rumorosi e *outliers*.

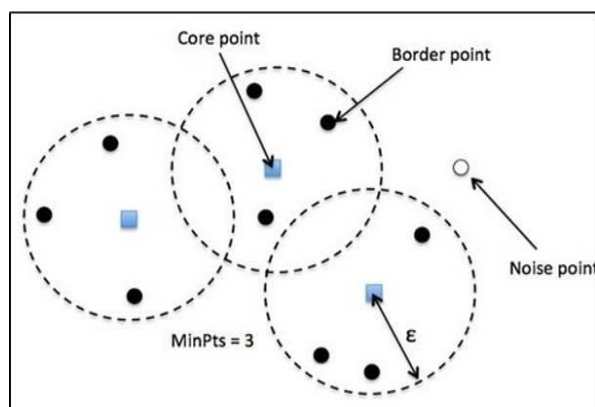


Figura 47 - Immagine del funzionamento del DBSCAN con un numero di 3 punti per *cluster*.

Il metodo DENCLUE è stato creato da Hinneburg e Keim nel 1998. L'idea di base era quella che l'influenza di ciascun dato può essere modellata usando una funzione matematica che prende il nome di "funzione influenza". Questa funzione descrive l'impatto di ciascun dato puntuale rispetto ai suoi vicini. Suddetto algoritmo è applicato a ciascun dato e il modello è calcolato analiticamente come somma della funzione applicata a tutti i dati.

I raggruppamenti sono determinati dall'identificazione di elementi densamente attrattori, ossia massimi locali della funzione densità totale (Hinneburg A., 1998).

Un grande vantaggio di questo algoritmo risiede nelle buone caratteristiche di clusterizzazione impiegando dati affetti da rumore ed ottenendo raggruppamenti dalle forme meno comuni e regolari (Halkidi, 2001).

4.2.4 Algoritmi basati sui grid

Questa tipologia di algoritmi prevede la quantizzazione dello spazio in celle e quindi effettuare tutte le operazioni nello spazio quantizzato.

In questa categoria vi fanno parte l'algoritmo STING e WAVECLUSTER.

Lo STING (*Statistical Information Grid-based method*) si basa sulla divisione dello spazio dell'area in celle di forma rettangolari impiegando una struttura gerarchica; per cui ci saranno celle minori e maggiori (Figura 48). Per ciascuna cella vengono affidati parametri dipendenti o indipendenti. Si calcola quindi la probabilità di ciascun spazio, all'interno di un certo *range* di ricoprire un ruolo rilevante o meno per lo scopo dell'indagine in corso. Si delinea così un grado di importanza in funzione della rilevanza e di conseguenza una determinata struttura gerarchica.

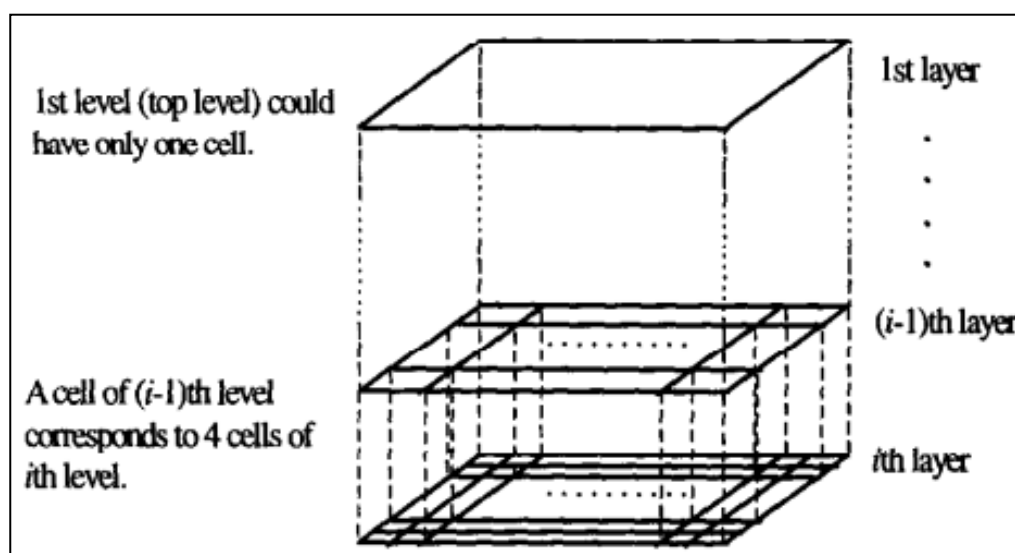


Figura 48 - Immagine della divisione in celle dello spazio e struttura gerarchica (Wang. W., 1997).

L'algoritmo WAVECLUSTER è tra gli algoritmi spaziali più recenti ed applica tecniche e metodi di elaborazione dati.

Lo spazio multidimensionale è considerato e trattato come un segnale multidimensionale al quale si applicano tecniche di elaborazione del segnale e viene convertito con la trasformata nel dominio delle frequenze. Il segnale ad alta frequenza corrisponde a regioni le cui caratteristiche spaziali cambiano rapidamente nella distribuzione degli oggetti. Le aree a bassa frequenza e grande ampiezza sono invece corrispondenti di aree dove gli oggetti si concentrano maggiormente. Applicando l'operazione della convoluzione con la funzione *kernel*, i raggruppamenti sono più evidenti e si possono identificare come regioni più dense. Si può applicare questo metodo a grandi quantità di dati spaziali, gestisce bene eventuali dati anomali e non è necessario avere un'idea di partenza del numero di raggruppamenti. L'algoritmo inoltre è in grado di trovare *cluster* di forma arbitraria anche con strutture complesse come concave o intrecciate (Sheikholeslami G., 1998).

4.3 Indici di validazione

Come è già stato ripetuto, la *clustering analysis* è una tecnica impiegata per individuare una eventuale struttura all'interno di un insieme di dati. Durante questo processo, vengono effettuate delle scelte a discrezione dell'operatore, come quella dei parametri e dell'algoritmo da usare, che possono inficiare il risultato finale. Alcuni algoritmi a seconda della tipologia del dato in ingresso agiscono in modo diverso così come possono impattare anche alcune operazioni per il trattamento del dato in fase di raggruppamento; ad esempio l'operazione di standardizzazione delle variabili. Ne risulta che una volta raggiunto il risultato finale dell'analisi sia necessario stabilire se la soluzione ottenuta sia significativa nella valutazione di una struttura naturale interna ai dati oppure sia solo il risultato di un'applicazione statistica. Conseguentemente a ciò si vede necessaria l'applicazione di metodi di validazione dei risultati. A livello statistico la validazione di un risultato sta' a significare la valutazione in termini quantitativi ed oggettivi se il risultato ottenuto rispecchia effettivamente il fenomeno studiato. La validazione del risultato non mira solo allo studio di quanto il risultato sia oggettivo, stabile e in grado di ripresentare la stessa struttura con dati diversi. Un processo di validazione può avere anche lo scopo di verificare se esiste una struttura non casuale nei dati, se il numero di *cluster* individuato è corretto o per confrontare risultati ottenuti impiegando algoritmi diversi.

Generalmente si possono applicare tre tipologie di metodi di validazione e sono:

- criteri di validazione esterni con i quali si misura quanto le categorie dei *cluster* corrispondano alle categorie delle classi fornite secondo conoscenza a priori o pregressa,
- criteri di validazione interni che forniscono una stima della bontà di una soluzione in funzione di parametri dei dati; ad esempio la somma al quadrato degli errori. Si applicano questi criteri quando non si hanno altre informazioni al di fuori dei dati,
- criteri di validazione relativi che misurano i risultati ottenuti dall'impiego di differenti algoritmi oppure dallo stesso ma con parametri diversi.

In funzione di questi tre criteri principali sono stati quindi definiti svariati indici di validità che non sono altro che la misura numerica che ha come base un certo criterio generale.

Per quanto riguarda gli indici di validazione esterna si impiegano quando si conoscono le etichette delle classi degli oggetti. La misura si concentra sulla stima della corrispondenza tra l'etichetta calcolata del *cluster* e quella della classe nota *a priori*. A tal scopo spesso sono impiegate matrici di similarità tra classi.

Gli indici interni invece, si basano sui concetti di coesione o compattezza e di separazione. La coesione equivale alla distanza tra gli oggetti di uno stesso raggruppamento e quindi quanto sono simili tra loro gli elementi, mentre la separazione non è altro che la misura della distanza tra oggetti appartenenti a gruppi diversi.

Per quanto riguarda invece gli indici secondo criteri relativi, si possono impiegare sia indici di validazione esterna sia interna utilizzandoli per un confronto tra risultati (Spano, 2015). Nelle descrizioni dei criteri che segue ci si concentra sul delineare le caratteristiche principali delle prime due classi di criteri.

4.3.1 Criteri esterni

L'impiego dei criteri esterni prevede la conoscenza *a priori* dell'effettivo numero di gruppi e classi e della loro composizione e si concentra sul confronto tra le conoscenze pregresse con i risultati statistici ottenuti (Spano, 2015). Gli indici appartenenti a questo gruppo sono quindi spesso impiegati per valutare l'accuratezza della classificazione che ne deriva.

Le misure esterne che si possono fare si fondano su due principi diversi:

- orientati alla classificazione che misurano quanto i *cluster* individuati contengono oggetti appartenenti alla stessa classe,
- orientati alla similarità che determina con che frequenza due oggetti che appartengono allo stesso *cluster* appartengono anche alla stessa classe.

Gli indici orientati alla classificazione più comuni sono l'*F-measure*, l'entropia e la purezza.

Il primo, l'*F-measure* unisce la *precision* e la *recall*. La *precision* è la proporzione di oggetti nel *cluster* i che appartengono ad una certa classe j . Il *recall* esprime quanto un cluster contiene oggetti di una specifica classe e si calcola come il rapporto tra il numero di oggetti nel *cluster* i che fanno parte della classe j e il numero c che contiene la classe stessa.

L'*F-measure* combina la media di questi due fattori e si calcola per ciascun *cluster* in funzione a ciascuna classe. La formula matematica con la quale si esprime è data da:

$$F(i, j) = \frac{2 \times precision(i, j) \times recall(i, j)}{precision(i, j) + recall(i, j)}$$

I valori che si possono ottenere sono compresi tra 0 e 1 ed indicano rispettivamente minima e massima corrispondenza.

L'entropia invece corrisponde alla stima della purezza dell'etichette all'interno dei gruppi. Si ha entropia pari a zero quando tutti gli oggetti dei gruppi corrispondono ad una sola etichetta, se i gruppi sono composti da oggetti con diverse etichette, l'entropia aumenta. Tale grandezza si calcola secondo la relazione:

$$E = \sum_{i=1}^k \frac{n_i}{n} E_i$$

dove k è il numero dei *cluster* e n_i è la dimensione del gruppo i .

La purezza è molto simile all'entropia ed esprime il grado in cui in ciascun gruppo sono contenuti oggetti appartenenti ad una sola classe. La purezza complessiva dell'applicazione di un certo algoritmo si stabilisce con la formula:

$$P = \sum_{i=1}^k \frac{n_i}{n} P_i$$

dove k è il numero dei *cluster* e n_i è la dimensione del gruppo i . I pesi sono espressi come percentuale di oggetti del *dataset* in ciascun gruppo.

Gli indici esterni orientati alla similitudine valutano i risultati dell'analisi in funzione di quante osservazioni risultano coerenti con le definizioni date *a priori* e di quante invece appartengono a gruppi diversi rispetto a quelli definiti inizialmente.

Tra gli indici principali di questa categoria troviamo l'indice di Jaccard, l'indice di Rand e l'indice di Fowlkes-Mallows.

L'indice di Jaccard misura il grado di consonanza tra un insieme di categorie di classe C e una generica partizione K ottenuta dopo l'applicazione della *cluster analysis*. L'indice si calcola secondo la relazione:

$$J(C, K) = \frac{a}{a + b + c}$$

dove a è il numero di coppie di punti di ugual categoria C che sono assegnati allo stesso gruppo K , b sono il numero di coppie di punti con la stessa categoria ma classificanti in diversi gruppi e c invece sono il numero di coppie di punti che si trovano nello stesso gruppo ma che presentano categorie diverse. I risultati ottenuti sono compresi tra 0 e 1.

L'indice di Rand è molto simile al precedente metodo di validazione con la sola differenza che viene impiegato anche come comparazione di due schemi di *clustering*, nel caso in cui le categorie delle classi non fossero note. In questo metodo è considerato anche il numero di coppie di punti con differenti categorie che sono assegnate a cluster differenti. Anche questo indice ha valori che variano tra 0 e 1 e quest'ultimo rappresenta la massima similitudine tra i gruppi.

La relazione con la quale si misura l'indice è la seguente:

$$R(C, K) = \frac{a + d}{a + b + c + d}$$

dove d è il numero di coppie di punti di diversa categoria in C che vengono assegnati a un diverso cluster K .

L'indice di Fowlkes-Mallows è impiegato sia come confronto tra due schemi di *clustering* gerarchici che tra risultati ottenuti da algoritmi partizionali. Questo indice unisce i concetti di *recall* e *precision* (Spano, 2015).

4.3.2 Criteri interni

Gli indici di validazione interni sono impiegati per valutare la qualità delle *clustering analysis*; sia in termini di numero di gruppo sia in termini di elementi che li costituiscono. Generalmente la relazione secondo la quale calcolare l'indice interno di validazione è:

$$VALIDAZIONE = \sum_{j=1}^k w_j (C_j)$$

dove w_j sono i pesi assegnati a ciascun *cluster*.

A tal proposito la soluzione di un'analisi è valutata in funzione dei concetti di coesione e separazione (Figura 49).

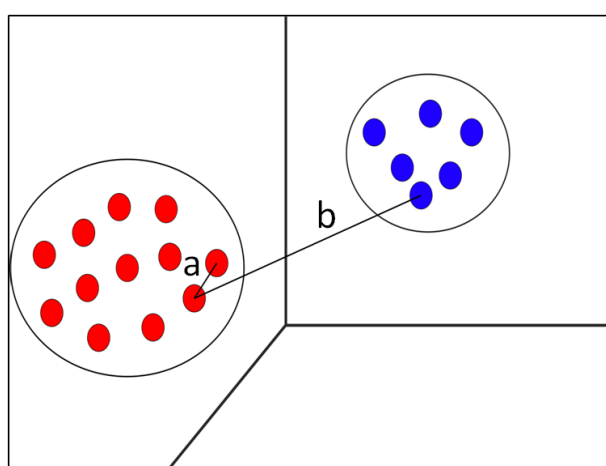


Figura 49 - Immagine in cui sono espressi i concetti su cui si basano gli indici interni. Con la lettera a) si indica la coesione, mentre con la lettera b) la separazione.

Quest'ultimi si possono calcolare sia graficamente sia matematicamente. Dal punto di vista grafico vengono tracciati degli archi che collegano i dati di gruppi diversi e ad ogni arco vengono assegnati dei pesi. Dal punto di vista matematico invece sono calcolati separatamente coesione e separazione secondo le relazioni:

$$\begin{aligned} \text{coesione } (C_j) &= \sum_{x,y \in C_j} \text{prossimità}(x, y) \\ \text{separazione } (C_i, C_j) &= \sum_{x \in C_i, y \in C_j} \text{prossimità}(x, y) \end{aligned}$$

Con il termine prossimità è indicata la somma di tutte le similitudini o dissimilarità, oppure una funzione di entrambe, di tutti i punti di un gruppo rispetto al suo stesso prototipo ossia il suo centroide o medoide.

Tra gli indici interni più comuni fanno parte la *silhouette*, l'indice di Dunn, l'indice Casalinski-Harabasz, l'indice di Davies Bouldin, l'indice di Tau ecc.

La *silhouette* è un indice che unisce i concetti di coesione e separazione e si può applicare a ciascun *dataset* o *cluster*. Per un insieme di dati i che appartiene al *cluster* C , si ha che $a(i)$ è la distanza media del punto i da tutti i punti che appartengono al *cluster* C . Con $b(i)$ invece si misura la più piccola distanza media del punto i da ogni altro gruppo di cui i è membro. L'indice di *silhouette* per un certo punto è dato da:

$$s(i) = \frac{b(i) - a(i)}{\max[a(i), b(i)]}$$

I valori che si ottengono sono compresi tra -1 e 1 dove quest'ultimo significa che il dato è assegnato al gruppo giusto, mentre con il valore -1 è espresso l'inadeguatezza dell'assegnazione del dato. Si può validare ciascun gruppo oppure calcolare la *silhouette* dell'intera analisi.

Questo indice è molto impiegato allo scopo di individuare il numero corretto di gruppi in cui classificare un insieme di dati.

L'indice di Dunn esprime la qualità dei risultati ottenuti dalla *clustering analysis* come rapporto tra separazione e coesione dei gruppi. Più in dettaglio, l'indice considera la minima distanza a coppie tra punti di due gruppi differenti, indicativa della separazione, e il diametro massimo tra tutti i gruppi come rappresentazione della coesione. Il diametro di un *cluster* è considerato come la distanza massima tra due elementi facente parte dello stesso insieme.

L'indice di Dunn è molto sensibile alla presenza di valori anomali tipici del rumore e generalmente tanto più assume valori tanto più è indicativo di un ottimale partizionamento.

Tra gli altri metodi di validazione secondo criteri interni si trovano delle metodologie che vengono applicate quando non si hanno conoscenze *a priori* delle categorie.

In tal caso ci si avvale del concetto di *clusterability*, ossia i dati potrebbero non essere raggruppabili e quindi si perde la condizione primaria ed essenziale per effettuare questa tipologia di analisi. Inoltre si valuta la stabilità della soluzione in termine di robustezza; ovvero se modificando i dati in ingresso è possibile o meno ottenere gli stessi risultati.

Quando vengono applicate analisi relative alla clusterizzazione dei dati si valuta quanto in assenza di applicazione di taluni algoritmi si possono comunque identificare certe ripartizioni all'interno del *dataset*. Per far ciò vengono impiegati dei test statistici di casualità spaziale al fine di stabilire, ne è un esempio la statistica di Hopkins.

Quando invece si stima la stabilità di una soluzione, con particolare riferimento al numero corretto di *cluster*, i dati in ingresso vengono generalmente perturbati in modo casuale, sottocampionati o ricampionati, tra le tecniche più conosciute vi è il ricampionamento di *Bootstrap* (Spano, 2015).

5 METODI APPLICATI

Nel capitolo che segue si entra nel vivo del progetto di questa ricerca. In seguito ad uno studio bibliografico relativo alle misure di conducibilità, sono stati ripetuti alcuni esperimenti da precedenti progetti. Il lavoro preso come punto di riferimento di questa fase è di Pasquini Alfia (2010): “La conducibilità termica delle rocce e dei terreni: perfezionamento di misure in laboratorio finalizzate alla valutazione delle potenzialità dei sistemi di geoscambio”. Successivamente sono stati verificati i risultati ottenuti dalla ricerca sopra citata e si sono individuati ulteriori test da effettuare.

Alla fine di questa fase di sperimentazione è stato individuato un procedimento con cui misurare la conducibilità nei campioni secondo specifici settaggi strumentali e un metodo di elaborazione dei risultati.

I campioni misurati sono stati quindi analizzati dal punto di vista geotecnico, caratterizzandoli nelle principali proprietà indice.

I risultati delle misure di conducibilità termica e delle proprietà indice delle terre sono stati quindi esaminati mettendoli in correlazione tra di loro ed individuando possibili relazioni.

Questa fase ci ha permesso di discernere le proprietà che più sono collegate con la conducibilità termica, effettuando una selezione iniziale prima di applicare la *cluster analysis*.

Con questa tecnica di analisi dei dati si è quindi verificato la corrispondenza dei raggruppamenti ottenuti con quelli iniziali basati sulla litologia.

5.1 Ago termico: A5000T

Esistono svariati tipi di aghi termici che sono realizzati da diverse case costruttrici come ad esempio la Decagon Devices Inc, la Thermotest e la MAE. In certi casi gli aghi termici sono costruiti su misura, talvolta seguendo le indicazioni della relativa normativa (ASTM - D 5334, 2008).

La normativa delinea le proporzioni da rispettare qualora si desideri costruire un proprio strumento in modo tale da esser sicuri di effettuare misure attendibili secondo gli standard.

Esistono varie dimensioni di sonda anche in funzione della grandezza dei campioni esaminati oltre che del tipo di misura: ci sono infatti sonde doppie che consentono la stima della conducibilità termica ma anche della diffusività (SH-1 per console KD2 PRO della Decagon).

E' possibile quindi che tra uno strumento e l'altro ci siano delle variazioni sulle dimensioni delle sonde, nello spessore e nella lunghezza. E' da considerarsi inoltre che ciascun strumento presenta, in funzione anche della litologia del campione in questione, un proprio settaggio ideale per le misure.

A tal scopo si è ritenuto necessario, per ovviare alle differenze tra gli strumenti presenti in commercio, prendere come punto di riferimento la relativa normativa e il manuale dello strumento. Oltre a questi è stato analizzato dal punto di vista bibliografico i lavori che impiegassero lo stesso strumento in settori simili (analisi su carote di sedimenti) e il lavoro condotto da Pasquini Alfia nel 2010 è stato quello più affine. Sia in questo progetto di ricerca che in quello condotto da Alfia Pasquini viene impiegata infatti la stessa tipologia di strumento: un ago termico A5000T prodotto dalla M.A.E (Advanced Geophysics Instruments) (Figura 50).

Lo strumento è composto di un'unità di controllo con un display per visualizzare la curva sperimentale, una memoria SD e l'ago termico da laboratorio.



Figura 50 - A5000T (Manuale M.A.E A5000T, 2010).

L'ago termico ha un diametro di 6,5 mm e lunghezza di 170 mm. La sorgente è costituita da una resistenza elettrica filiforme interna all'ago e la misura di temperatura è effettuata con una termocoppia.

Le misure sono state condotte seguendo i principi base descritti nella normativa ASTM D 5334. Partendo da una temperatura costante viene generata una quantità di calore che si propaga nel campione in modo radiale. La temperatura in prossimità della sorgente aumenta linearmente con il logaritmo del tempo e dalla misura della curva di risposta si calcola il valore della conducibilità termica.

La curva di risposta ideale ha una forma ad "S" in cui si distinguono tre parti (Figura 51):

- periodo corto – tratto condizionato dal coefficiente di trasferimento tra la temperatura immessa dalla sonda al campione;
- lungo periodo – tratto in cui si misura la conducibilità;
- effetto di confine – in questa fase il trasferimento risente delle dimensioni limitate del campione e della perdita di calore nella direzione assiale (Pieruccioni D., 2015).

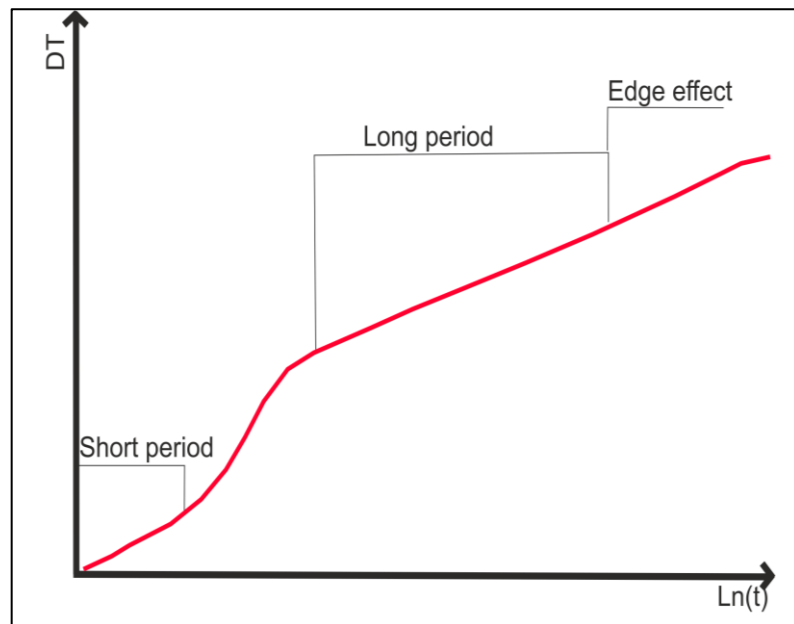


Figura 51 – Forma caratteristica della curva di risposta (Manuale M.A.E A5000T, 2010).

Dal tratto lineare della curva si misura la conducibilità secondo la formula:

$$\lambda = \frac{CQ}{4\pi(\text{Slope})}$$

in cui:

$$\text{Slope} = \frac{T_2 - T_1}{\ln(t_2/t_1)}$$

dove:

T_1 e T_2 sono i limiti inferiore e superiore di temperatura ($^{\circ}\text{C}$),

t_1 e t_2 sono i limiti inferiore e superiore di tempo della regione lineare (s),

C è la costante di calibrazione della sonda,

Q è il calore generato per unità di lunghezza della sonda ed è una costante (W/m).

La prima operazione da effettuare nelle misure di conducibilità termica è la calibrazione della sonda stessa. Questa operazione si effettua comparando una misura condotta su un materiale standard con un valore noto dello stesso campione. La relazione per la stima del coefficiente di calibrazione è:

$$C = \frac{\lambda_{\text{materiale}}}{\lambda_{\text{misurato}}}$$

dove $\lambda_{\text{materiale}}$ è la conducibilità termica del materiale secondo valori bibliografici e $\lambda_{\text{misurato}}$ è la conducibilità termica del materiale misurato con la sonda (ASTM - D 5334, 2008).

I materiali impiegati per la calibrazione presentano valori di conducibilità che sono compresi tra 0.2 e 5 W/mK; generalmente si impiegano le sabbie Ottawa, il silicato fuso, il glicerolo o l'acqua stabilizzata con l'agar. Per quanto riguarda le misure riportate in questo lavoro, il materiale impiegato è il glicerolo che ha un valore di conducibilità termica di 0.292 W/mK a 25°C . La calibrazione come da normativa è stata effettuata in un cilindro di diametro di 40

mm (al massimo 10 volte il diametro della sonda) e di lunghezza al massimo più lungo della sonda del 20% (ASTM - D 5334, 2008).

I parametri che si possono decidere e settare nello strumento in questione sono il tempo e il voltaggio. Il primo settabile da 300 a 1020 secondi con passo di 30 s, mentre per quanto riguarda il voltaggio si può scegliere tra i valori di 3V, 4V e 4.5V. La scelta del voltaggio è fatta in funzione della resistenza termica dei campioni da studiare. Per terreni poco conduttivi sono consigliati voltaggi bassi, mentre per materiali molto conduttivi si prediligono voltaggi alti (Manuale M.A.E A5000T, 2010). Per valori troppo bassi di voltaggio si ottengono curve piatte, mentre per voltaggi troppo alti si hanno curve con una pendenza elevata.

Nella scelta del tempo è necessario trovare il giusto compromesso per il raggiungimento del tratto rettilineo della curva di risposta, evitando perdite considerevoli del contenuto d'acqua presente nel campione. Si è potuto osservare infatti, che nel ripetere più misure di seguito, il campione tende ad asciugarsi e quindi si ha un cambiamento nell'umidità e dei valori di conducibilità.

La procedura eseguita per le misure si può riassumere nei seguenti passaggi:

1. lasciare che si raggiunga l'equilibrio termico tra il campione e l'ambiente in cui si effettuano le misure;
2. effettuare la calibrazione della sonda;
3. verificare la stabilità termica tra la sonda ed il campione che si raggiunge quando la variazione termica ΔT è minore di 0.5. Questa operazione assicura che siano rispettate le condizioni per cui ho una misura con accuratezza del 10%,
4. effettuare la misura sul campione.

5.1.1 Precedenti studi

Il seguente progetto di dottorato rappresenta uno stato di avanzamento di una precedente ricerca. Si propone infatti, a partire da lavori antecedenti, di approfondire le sperimentazioni sia strumentali sia di elaborazione dei dati.

Il lavoro su cui ci si è basati è quello di Pasquini Alfia (2010) dal titolo: “La conducibilità termica delle rocce e dei terreni: perfezionamento di misure in laboratorio finalizzate alla valutazione delle potenzialità dei sistemi di geoscambio”.

In questo progetto infatti viene impiegato lo stesso tipo di strumento, in un settore simile (analisi su sedimenti) e al contempo presenta in modo chiaro le sperimentazioni effettuate.

La ricerca in questione si colloca nel settore geotermico, nell'ambito delle indagini a bassa entalpia, a supporto di progettazioni di pompe di calore. L'installazione delle pompe di calore è una pratica molto comune in alcuni paesi, mentre è relativamente recente nel caso dell'Italia. Per impostare pompe geotermiche sono necessarie tutta una serie di informazioni riguardanti le litologie che entrano in gioco e primi fra tutti i parametri idrogeologici e quelli

geofisici. Per quanto concerne quest'ultimi, il ruolo primario lo ricopre la conducibilità termica.

Il progetto di ricerca condotto da Pasquini Alfia si proponeva quindi di perfezionare la procedura con cui determinare la conducibilità termica in laboratorio e di creare una sorta di *database*.

Lo scopo del *database* è introdotto dalla richiesta di avere un insieme di misure acquisite in contesti a climi più temperati. Le misure di conducibilità termica secondo i dati bibliografici sono state condotte per la maggior parte in Nord Europa a climi più rigidi e quindi meno adattabili a quelli delle nostre latitudini (Pasquini A., 2010).

I campioni impiegati sono spezzoni di carote della lunghezza di 200 cm \pm 30 cm e con sezione di 52 mm.

I test riportati nella ricerca in questione sono stati eseguiti impiegando un ago termico A5000T della MAE. Le misure sono state condotte rispettando le indicazioni e i principi espressi nella normativa ASTM 5334 ed effettuando la calibrazione dello strumento prima di acquisire il dato "vero e proprio".

Per l'esecuzione della misura è stata seguita, oltre che la normativa, anche la procedura dal manuale dello strumento indicata nel capitolo precedente.

Prima di ogni misura viene calibrato lo strumento e i campioni in esame vengono preparati e caratterizzati da un punto di vista di meccanica delle terre.

I parametri geotecnici misurati sono il peso di volume, il peso specifico, la granulometria, l'umidità ed i limiti di Atterberg.

I test sono stati condotti variando alcuni dei parametri settabili in fase di acquisizione: il tempo di registrazione ed il voltaggio.

Il numero totale dei test sono quattro:

1. TEST 1 – con un tempo di registrazione di 600 secondi e un voltaggio di 4V;
2. TEST 2 – con il tempo di registrazione di 600 secondi e un voltaggio variabile tra 3V, 4V e 4.5V;
3. TEST 3 – con un voltaggio fisso a 3V e tempi di registrazioni variabili tra 300 secondi, 360 secondi, 420 secondi 480 secondi, 520 secondi e 600 secondi;
4. TEST 4 – variando punto di infissione nel campione.

I campioni presi in considerazione sono due; chiamati genericamente come "Campione 1" e "Campione 2", le cui proprietà di caratterizzazione geotecnica sono riportate di seguito (Figura 52).

Campione	Profondità (m)	Granulometria (%)				Umidità (%)	Limiti di Atterberg			Peso di volume kN/m ³	GS gr/cm ³
		Ghiaia	Sabbia	Limo	Argilla		LL	LP	IP		
1	13-13.50	0	32.6	50.7	167	16.9	25	19	6	20.8	2.71
2	2.4-3.0	0	4	44.5	51.5	28.1	60	27	33	19.3	2.76

Figura 52 - Tabelle dove sono caratterizzati dal punto di vista geotecnico i campioni esaminati.

Le misure dei test sono state condotte sul “Campione 1” e successivamente, una volta individuata la metodologia giusta, con lo stesso settaggio dei parametri sono state condotte su “Campione 2”.

I valori delle misure sono stati quindi comparati tra loro e confrontati con i dati bibliografici. Gli esiti del primo test hanno evidenziato enormi differenze tra le misure condotte impiegando un'alimentazione a batteria e quelle con alimentazione a corrente. Nel caso di alimentazione a batteria è registrato un valore di 0.402 W/mK mentre, quando lo strumento è collegato alla rete elettrica, il valore registrato perde di significato risultando inaffidabile; la misura infatti è di 10.454 W/mK.

Il secondo test ha mostrato i seguenti dati (Tabella 8)

Campione	Voltaggio (Volt)	Equilibrio termico ΔT	Conducibilità termica media (W/mK)	Deviazion e standard
Campione 1	3 V	0.1	0.448	0.020
Campione 1	4 V	0.1	0.493	0.040
Campione 1	4.5 V	0.1	0.522	0.051

Tabella 8 - Tabella dei valori ottenuti dal Test 2. La conducibilità media è il risultato della media di cinque misure effettuate per ciascun settaggio dei parametri.

Dai risultati se ne deduce che, a parità di tempo di registrazione, per le litologie limose-argillose, il settaggio a 3V è quello che fornisce misure con minor deviazione standard.

I risultati del test 3 sono invece rappresentati in Figura 53.

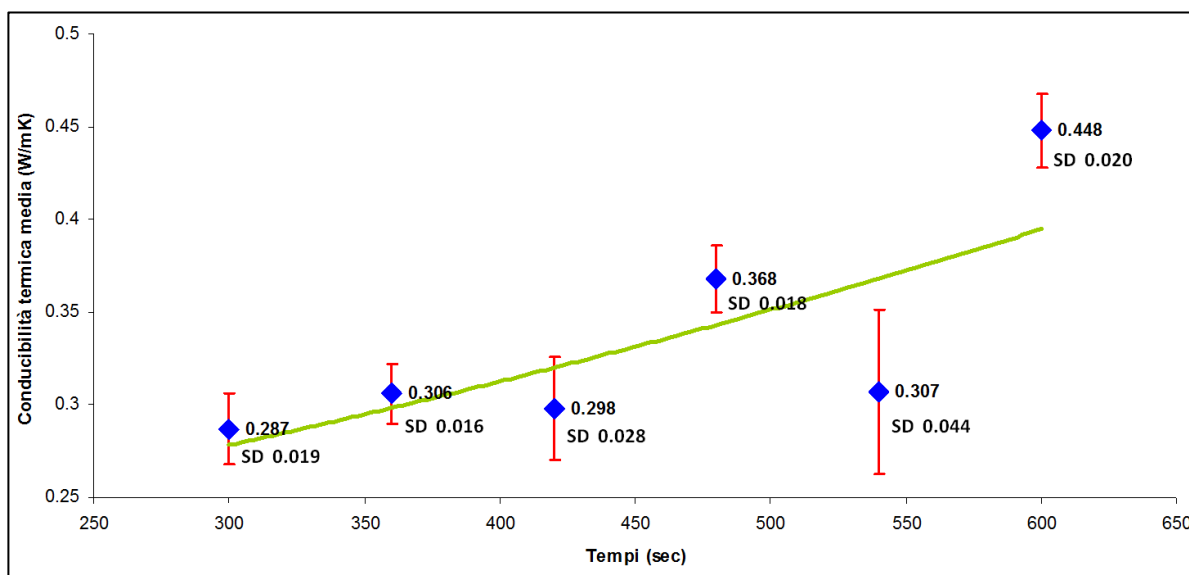


Figura 53 - Immagine in cui sono rappresentati i risultati del test 3. Con il rombo in blu il valore di conducibilità termica mediato e sotto con la sigla SD il valore di deviazione standard. La linea verde invece rappresenta un accenno di tendenza riscontrato nelle misure.

Dal test 3 si evince che all'aumentare del tempo di registrazione, cresce il valore di conducibilità misurato e non sempre ciò significa una diminuzione della deviazione standard. A parità di voltaggio, i tempi di registrazione che hanno un minor errore sono quelli a 300, 360, 480 e 600 secondi.

Il test 4 è stato condotto cambiando i punti di infissione dell'ago termico all'interno del campione. Il foro con minor variabilità interna è il 2, sebbene presenti un valore di deviazione

standard maggiore rispetto agli altri. La misura con minor deviazione standard è quella effettuata al centro del campione ed è anche quella che ha un valore di conducibilità termica maggiore.

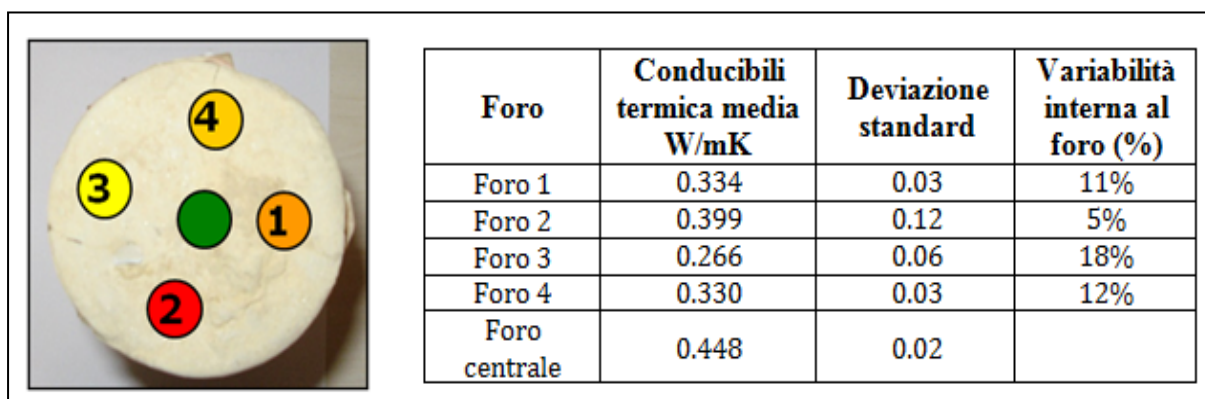


Figura 54 - Immagine della disposizione dei fori all'interno del campione e dei risultati ottenuti.

Dai test effettuati ne è risultato che il miglior settaggio con cui condurre le misure è applicando un voltaggio di 4.5 V e con un tempo di registrazione di 1020 secondi.

I risultati che sono stati ottenuti vengono riportati sotto in Figura 55.

Campione n°	Voltaggio (Volt)	Rt (mK/W)	ΔT (°C)	T (°C)	Conducibilità termica (W/mK)	Conducibilità termica media (W/mK)	Deviazione standard
Camp_1	4.5	0.679	0.1	21	1.471	1.239	0.207
Camp_1	4.5	0.679	0.1	22	1.471		
Camp_1	4.5	0.906	0	22	1.103		
Camp_1	4.5	1.058	0.1	22	0.945		
Camp_1	4.5	0.831	0.1	23	1.203		
Camp_2	4.5	1.133	0.1	23	0.882	1.042	0.225
Camp_2	4.5	1.434	0.1	24	0.697		
Camp_2	4.5	0.906	0.1	24	1.103		
Camp_2	4.5	0.831	0.1	24	1.203		
Camp_2	4.5	0.755	0.1	24	1.324		

Figura 55 - Immagine in cui sono riportati i risultati delle misure effettuate su due campioni limosi diversi.

I valori di conducibilità misurati per questi due diversi campioni sono stati quindi confrontati con quelli bibliografici e risultano coerenti ed in linea con i valori bibliografici che per queste litologie e in condizioni molto umide sono compresi tra circa 1 e 3 W/mK.

Le deduzioni finali formulate in questa ricerca si riassumono nei seguenti punti:

1. per evitare disturbi alle misure è consigliato alimentare lo strumento a batteria in fase di acquisizione;
2. per impostare in modo adeguato il voltaggio con cui andare ad eseguire la misura è bene conoscere la tipologia di campione e quindi caratterizzarlo dal punto di vista geotecnico;
3. il tempo di registrazione delle misure è bene che sia superiore o uguale ai 600 secondi in modo tale da raggiungere l'andamento lineare nella curva di risposta;
4. è auspicabile conoscere e controllare l'umidità del campione.

5.2 Misure di conducibilità termica

Le misure di conducibilità termica per quanto condotte su campioni dalle litologie diverse richiedono per poter essere comparate tra loro uno stesso metodo di settaggio dello strumento e quindi una certa ripetibilità. Questa è una delle ragioni per le quali si è reputato necessario effettuare gli esperimenti ed individuare un metodo univoco che fosse un giusto compromesso mantenendo le caratteristiche del campione, come il suo livello di umidità, e la misura di conducibilità.

Si è potuto in questa fase di sperimentazione evidenziare anche i primi fattori che influenzano le misure e i possibili parametri con cui mettere in correlazione la conducibilità termica.

E' da evidenziare che se il lavoro di Alfia Pasquini è stato utilizzato come linea di partenza per l'acquisizione del dato, non ci sono riferimenti all'elaborazione dello stesso che è stato delineato partendo dallo studio del manuale stesso e quindi sviluppato sempre seguendo i principi teorici che stanno alla base della misura della conducibilità termica.

5.2.1 Esperimento 1

Dallo studio della ricerca sopra descritta nasce la necessità di effettuare ulteriori test riguardanti una procedura con cui effettuare ed elaborare i dati. Dei quattro esperimenti effettuati dalla collega quelli che avevano dato dei buoni risultati in funzione di valore di conducibilità e deviazione standard sono: il test 2, il test 3 con delle limitazioni per quanto riguarda i tempi di registrazione ed il test 4.

Il campione preso in esame è uno spezzone di carota di cui una parte è stato impiegato per la caratterizzazione geotecnica. Nel caso specifico sono stati determinati il peso di volume, i valori granulometrici, l'umidità, il peso specifico della parte solida ed i limiti di Atterberg (Tabella 9).

Campione	Profondità (m)	Granulometria (%)				Umidità (%)	Limiti di Atterberg			Peso di volume kN/m ³	GS gr/cm ³
		Ghiaia	Sabbia	Limo	Argilla		LL	LP	IP		
1	3.0-3.5	1.5	30.4	47.9	20.2	23.4	36.3	21.9	14.3	16	2.69

Tabella 9 - Tabella con i valori del campione preso in esame.

Prima della misurazione è stato effettuato la calibrazione con il glicerolo misurando la costante di calibrazione *C* dello strumento.

Per il primo esperimento sono stati decisi di utilizzare i seguenti parametri:

- 600 secondi di tempo di registrazione riscontrato come uno dei parametri ideali sia durante il test 2 sia nel test 3.
- 3 V. Per materiali poco conduttivi sono consigliati voltaggi bassi (Manuale M.A.E A5000T, 2010). Questo valore è stato registrato come ottimale anche dal test 2 del precedente lavoro.
- Variando i punti di infissione nel campione e prestando particolare attenzione ai risultati ottenuti nel foro centrale, che dal test 4 era quello che forniva misure tra le più affidabili.

Le curve che si registrano dalle misure nei diversi punti sono state rappresentate come logaritmo del tempo-temperatura e sono mostrate in Figura 56.

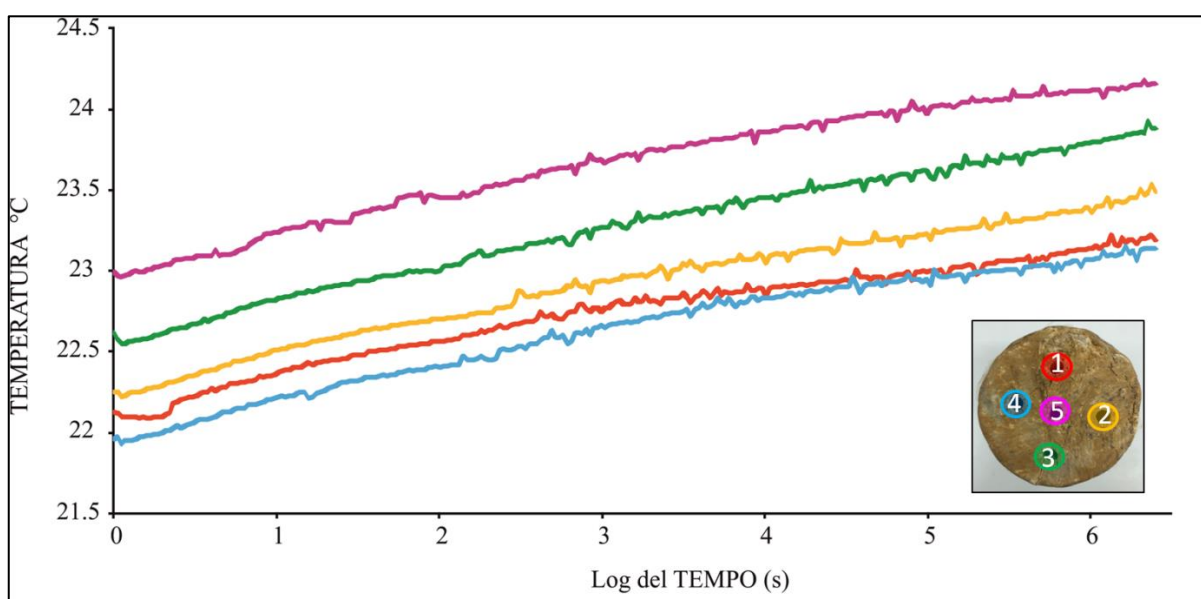


Figura 56 - Immagine delle curve di risposta ottenute dalle misure di conducibilità termica. La teorica forma ad “S” è leggermente accennata.

Le misure registrate con questo settaggio sono state quindi elaborate applicando la formula per il calcolo della conducibilità termica riportata nel paragrafo 5.1.

In fase di elaborazione sono stati impiegati due metodi diversi:

1. calcolando per ogni intervallo di tempo il valore di conducibilità registrato. Si evitano i tratti iniziali e finali della curva di risposta che sono rispettivamente il periodo corto e il tratto soggetto all'effetto di confine del campione,
2. assimilando la curva ad una retta. Si considera il coefficiente angolare della retta come “*slope*” nella formula per il calcolo della conducibilità termica.

Questi due metodi sono stati ideati al fine di individuare un metodo con dei caratteri precisi e ripetibili per tutti i campioni che saranno esaminati. Si vuole così ridurre al minimo le condizioni di scelta dell'operatore per minimizzare eventuali errori.

Nel caso del primo metodo di elaborazione, gli intervalli scelti sono quelli tra 1-2, 2-3, 3-4, 4-5, 5-6 espressi come logaritmo del tempo. Si sono quindi calcolati i valori di conducibilità per i tratti di tempo e si sono mediati. Dai valori dei singoli tratti di tempo si è quindi ricavato la media del singolo foro.

Nel caso di questo metodo di elaborazione i valore con deviazione standard minore sono stati registrati nei tratti 1-2 e 2-3 mentre, nel caso di quelle stimate in funzione del punto di infissione della sonda, i valori migliori sono registrati nel foro 2, nel foro 3 e nel foro 5. Il valore medio del campione calcolato da tutti gli intervalli di tempo è di 0.947 W/mK con una deviazione standard di 0.28. Se si considera invece la media dei valori di tutti i fori si ha una conducibilità termica di 0.933 W/mK con una deviazione standard di 0.11.

MISURA FORO	INTERVALLO DI TEMPO lg(s)					MEDIA FORO	DEV. STANDARD
	t (1-2)	t (2-3)	t (3-4)	t (4-5)	t (5-6)		
Foro 1	0.757	0.7	2.054	0.919	1.027	1.091	0.55
Foro 2	0.757	0.613	1.307	1.051	0.846	0.915	0.27
Foro 3	0.846	0.545	0.799	1.132	0.653	0.795	0.22
Foro 4	0.799	0.588	0.799	1.839	0.899	0.985	0.49
Foro 5	0.685	0.669	0.757	0.981	1.307	0.880	0.27
MEDIA INTERVALLO TEMPO	0.790	0.612	1.240	1.235	0.856		
DEV. STANDARD	0.05	0.06	0.62	0.35	0.22		

Tabella 10 - Tabella con i valori di conducibilità calcolati per intervalli di tempo e per foro di infissione della sonda.

Per quanto riguarda i risultati ottenuti assimilando le curve di risposta a delle rette e considerando il coefficiente angolare delle medesime come *slope* della formula della conducibilità, i valori misurati sono:

MISURA FORO	PENDENZA RETTA	Conducibilità
Foro 1	0.163	0.891
Foro 2	0.186	0.781
Foro 3	0.202	0.719
Foro 4	0.185	0.785
Foro 5	0.190	0.764
Media		0.788
Dev.Standard		0.02

Tabella 11 - Tabella con i valori di conducibilità espressi come W/mK calcolati con il metodo del coefficiente angolare.

I dati ricavati per ciascun foro sono leggermente più bassi rispetto a quelli calcolati con l'altro metodo. La conducibilità del campione risulta anch'essa minore così come è minore il valore di deviazione standard.

La possibilità di associare le curve di risposta a delle rette è resa possibile dalla forma delle curve stesse, leggermente ad "S" rispetto a quelle teoriche. Questo metodo consente di mediare le asperità delle curve stesse, ottenendo valori più bassi e meno soggetti ad errori.

Da questo esperimento si può dedurre che i parametri di 3V e 600 secondi di registrazione sono accettabili. Essi consentono di non ottenere curve piatte, tipiche di quando si utilizzano voltaggi troppo bassi, o curve troppo ripide risultato di voltaggi alti. Il tempo di registrazione, in una simile litologia, permette di avere un tratto rettilineo per cui si considera un tempo idoneo allo scopo.

Per quanto riguarda le misure in diversi fori all'interno dello stesso campione, quelle che presentano una deviazione standard accettabilmente bassa sono state acquisite nel foro 2, foro 3 e foro 5. Quest'ultima, la misura al centro, è quella più corretta in termini fisici. Si ha infatti dal centro ugual propagazione del calore all'interno del campione.

Tra i due metodi di elaborazione, il secondo è quello che consente di avere misure coerenti con la litologia e con valori di deviazione standard minori.

Ricordiamo infatti che i valori di conducibilità termica riscontrati dai limi e dalle argilla sono compresi tra 0.4 e 1.0 nel caso di litologie asciutte e tra 1.1 e 3.1 nel caso di campioni bagnati. Presa visione delle deduzioni di questo primo esperimento, si sono effettuate misure nello stesso campione ma con parametri di acquisizione diversi ed elaborando i dati con gli stessi due metodi.

5.2.2 Esperimento 2

Si è quindi deciso di aumentare il tempo di acquisizione ed il voltaggio. I parametri impostati sono:

- 1020 secondi di tempo di registrazione. Questo tempo di misura era stato considerato dai test descritti nel precedente capitolo come idoneo per ottenere una curva di risposta ottimale.
- 4 V. Aumentando il tempo di registrazione e mantenendo un voltaggio di 3 V si ottengono curve troppo piatte e quindi è stato necessario aumentare il voltaggio rimanendo conformi alla litologia del campione in esame (Manuale M.A.E A5000T, 2010).
- Il punto di infissione è rimasto fisso ed è quello al centro. Tale punto risulta conforme alla normativa seguita e non ci sono ragioni tali per non effettuare le misure solo e soltanto in questo punto. Questo soprattutto dopo i risultati dell'esperimento precedente.

Sono state inoltre effettuate cinque misure nello stesso punto per minimizzare l'errore.

Le curve di risposta ottenute sono riportate in Figura 57.

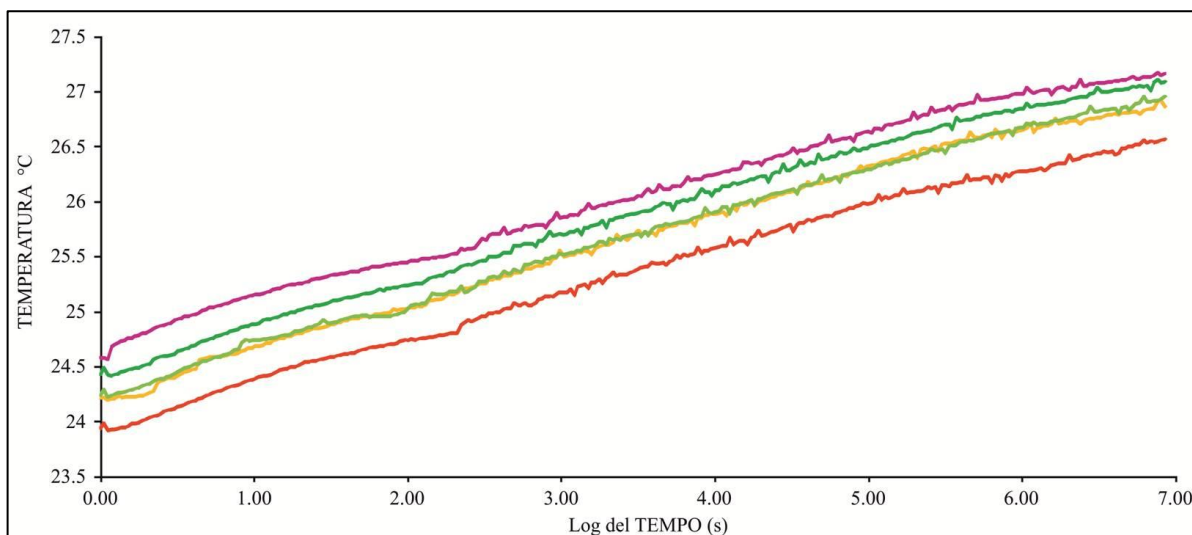


Figura 57 - Immagine delle curve di risposta eseguite nel caso del secondo esperimento.

Queste curve rispetto alle precedenti sono più inclinate e con la forma ad “S” meno accentuata.

Anche in questo esperimento si sono elaborati i dati con i due metodi. Nel caso degli intervalli di tempo sono stati considerati i tratti compresi tra 2-3, 3-4, 4-5 e 5-6. Sono stati evitati il tratto iniziale che in questo caso risulta essere maggiore rispetto a quello precedente ed il tratto finale in cui si risente dei limiti del campione.

I risultati ottenuti (Tabella 12) dal metodo degli intervalli mostrano dei valori medi per settore con un errore minore rispetto a quelli precedenti. Il valore di conducibilità medio del campione, stimato considerando tutti gli intervalli è di 0.937 W/mK con deviazione standard di 0.11.

Un valore di deviazione standard così basso rispetto ai risultati ottenuti nell’esperimento 1 (0.947 W/mK e una deviazione standard di 0.28) è giustificabile dal fatto che sono stati presi in esame solo quattro intervalli di tempo e non cinque come prima.

MISURA	INTERVALLO DI TEMPO			
	t (2-3)	t (3-4)	t (4-5)	t (5-6)
1°	0.793	0.872	0.872	1.189
2°	0.759	0.894	0.811	1.050
3°	0.714	0.894	0.894	0.939
4°	0.776	0.851	0.918	0.991
5°	0.87	0.894	0.894	1.05
MEDIA	0.782	0.881	0.878	1.044
D.STANDARD	0.06	0.02	0.04	0.09

Tabella 12 - Tabella dei valori di conducibilità calcolati secondo il metodo degli intervalli di tempo.

Nel caso invece dei risultati ottenuti applicando il secondo metodo di elaborazione si ottiene un valore mediato di 0.902 W/mK con deviazione standard di 0.03 (Tabella 13).

MISURA	COEFF. ANGOLARE	Conducibilità
1°	0.388	0.907
2°	0.400	0.881
3°	0.398	0.885
4°	0.397	0.888
5°	0.371	0.950
MEDIA		0.902
DEV. STANDARD		0.03

Tabella 13 - Tabella dei valori di conducibilità calcolati secondo il coefficiente angolare.

Da quest'ultimo esperimento si evince che il metodo di elaborazione migliore è il secondo, quello del coefficiente angolare. Questo risultato è stato ottenuto in entrambi gli esperimenti. Per quanto riguarda il metodo degli intervalli quello che sembra impattare maggiormente nell'esito non è tanto il metodo ma l'intervallo di tempo considerato. Non per tutti i campioni lo stesso intervallo di tempo è quello che maggiormente si assimila ad una retta. Inoltre non necessariamente una volta individuato un tratto di curva idoneo si ottengono valori di conducibilità e deviazione standard affidabili.

Per quanto i risultati ottenuti con i settaggi del secondo esperimento siano migliori in termini di errori rispetto a quelli del primo, questo era stato riscontrato anche nel lavoro condotto da Alfia Pasquini. Ciò che invece non è stato preso in considerazione in modo appropriato nel precedente lavoro è la perdita di umidità del campione che ne risulta. Questo effetto è dovuto al maggior tempo richiesto nelle misure, all'aumento del voltaggio che comportano un incremento del periodo per il quale il campione resta all'aperto. Ne consegue infatti che il campione tende ad asciugarsi perdendo umidità sia per la misura stessa sia per le condizioni esterne. Inoltre, avendo verificato che le impostazioni del primo esperimento rispetto a quelle del secondo non sono tali da influenzare in modo compromettente la misura, si predilige effettuare l'acquisizione dei successivi campioni impiegando come settaggio 3 V e 600 secondi di registrazione.

5.2.3 Misure su sabbie

I campioni presi in considerazione sino ad adesso sia dalla collega sia in questa prima fase del progetto sono argille e limi. Ci si pone così la questione di testare il metodo anche su litologie diverse ed in particolar modo di studiare la risposta che forniscono le sabbie.

A tal proposito è stato preso in esame un campione di sabbia, caratterizzato dal punto di vista geotecnico e successivamente sottoposto alle misure di conducibilità termica.

I risultati in termini di proprietà indici delle terre sono riportati in Tabella 14.

Campione	Profondità (m)	Granulometria (%)				Umidità (%)	Limiti di Atterberg			Peso di volume kN/m ³	GS gr/cm ³
		Ghiaia	Sabbia	Limo	Argilla		LL	LP	IP		
1	-	0	96.3	3.4	0.3	0.2	NC	NC	NC	14.3	2.66

Tabella 14 - Tabella con i valori delle principali proprietà indice del campione di sabbia preso in esame (NC equivale a non classificabile).

È stato inoltre ritenuto opportuno per ridurre le tempistiche, non impattando sui valori di umidità del campione, di diminuire il numero delle misure da cinque a quattro. Le sabbie infatti presentano valori di porosità maggiori e tendono a perdere umidità più facilmente dei campioni limosi. Le misure restano comunque in quantità tale da poter essere analizzate statisticamente.

Una delle difficoltà incontrate nell'effettuare misure sulle sabbie è stata quella di individuare un contenitore adeguato. Se nel caso di limi ed argille i campioni sono spezzoni di carota, questo non è possibile nel caso delle sabbie sciolte. A tal proposito è stato scelto come contenitore una scatola in polistirolo. È stato prediletto questo materiale poiché presenta valori di conducibilità termica paragonabili a quelli dell'aria, riducendo al minimo l'impatto sulle misure. I valori registrati di conducibilità termica del polistirolo sono infatti di 0.035-0.040 W/mK e quelli dell'aria secca è di 0.026 W/mK. Nel caso dei campioni esaminati in Marocco non è stato possibile reperire lo stesso materiale e si è cercato di ovviare al problema riproducendo spezzoni di carote con materiali a bassa conducibilità termica.

Le curve che sono state registrate presentano un'inclinazione maggiore di quelle rilevate nei limi ed argille. Le risposte ottenute sono più assimilabili alle curve di risposta teoriche e presentano in modo più accentuato la tipica forma ad "S" (Figura 58)

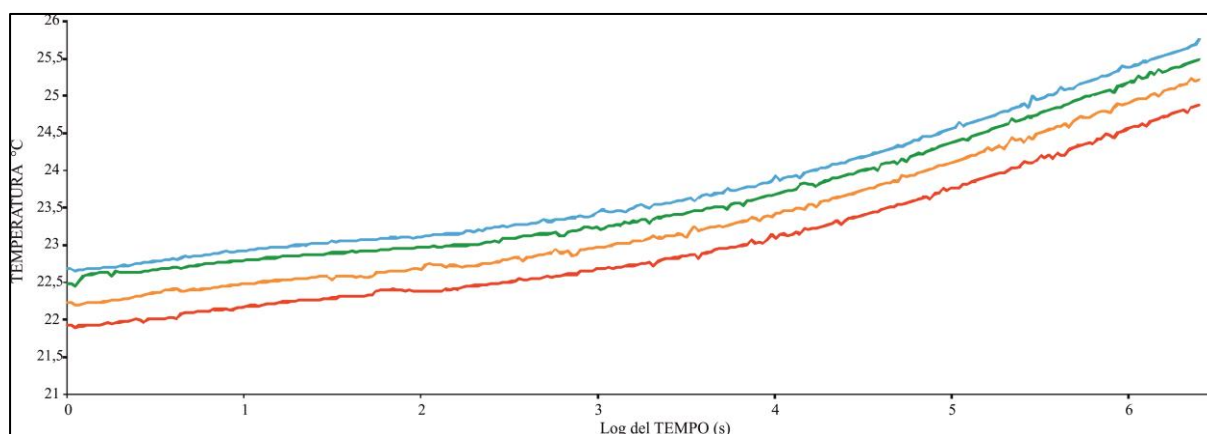


Figura 58 - Figura delle curve di risposta della sabbia.

Per questa loro naturale conformazione non sono facilmente assimilabili a delle rette, sono infatti molto più riconducibili a delle curve polinomiali.

Resta per cui solo un metodo per elaborare i dati misurati ovvero quello degli intervalli di tempo.

Per la forma che presentano le curve e per i valori di deviazione standard registrati in ciascun intervallo, i tratti considerati nella stima della conducibilità termica sono 1-2, 2-3, 3-4 e 4-5. I

valori di deviazione standard in certi casi sono leggermente più alti di quelli riscontrati nel caso precedente ma comunque accettabili (Tabella 15).

Il valore finale ottenuto è di 0.945 W/mK con una deviazione standard di 0.18.

MISURA	INTERVALLO DI TEMPO			
	t (1-2)	t (2-3)	t (3-4)	t (4-5)
1	0.907	0.742	0.955	0.928
2	1.134	0.64	1.008	1.031
3	0.955	0.714	1.511	0.844
4	0.907	0.742	1.067	1.031
MEDIA	0.976	0.710	1.135	0.959
DEV. STANDARD	0.11	0.05	0.25	0.09

Tabella 15 - Tabella dei valori di conducibilità calcolati secondo il coefficiente angolare.

Riassumendo:

- quando si registrano curve piuttosto rettilinee, la conducibilità termica si calcola assimilando le curve a delle rette ed impiegando come *slope* della formula della conducibilità, il coefficiente angolare della retta. Questa tipologia di risposta, in questo primo momento, sembra essere usuale nei campioni limosi/argillosi;
- quando si registrano curve di risposta riconducibili a dei polinomi, il metodo di elaborazione dei dati prevede l'impiego dello *slope* nella formula del calcolo della conducibilità ottenuto assimilando a delle rette dei tratti della curva. In tal caso i tratti presi in considerazione sono 1-2, 2-3, 3-4 e 4-5. Questo tipo di risposta al momento risulta essere data dai campioni sabbiosi.

Queste conclusioni sulla tipologia di elaborazione del dato non vengono prese in considerazione dal lavoro che ha ispirato questo progetto. Nel lavoro di Pasquini infatti non venivano analizzati campioni sabbiosi ma solo campioni limosi. Non si riscontrano inoltre in bibliografia analisi simile sulla differenza di curve riscontrate dall'analisi di campioni di granulometrie diverse.

Da questa prima fase di studio si riscontra una possibile dipendenza tra la curva di conducibilità termica misurata e il valore con la granulometria del campione esaminato.

5.2.4 Clima mediterraneo

Secondo dati bibliografici, precedentemente espressi nel capitolo 2.3, la temperatura dell'ambiente a cui si effettua la misura influisce il risultato finale ed è infatti uno dei fattori che condiziona la conducibilità termica.

Secondo la ricerca di Alfia Pasquini (2010), la maggiorparte degli studi di conducibilità termica sono stati effettuati prevalentemente in paesi a climi rigidi come quelli del Nord

Europa. Quest'ultimo punto era anche una delle ragioni per cui la collega si proponeva di adibire una banca dati di misure in contesti più temperati.

Le misure in ambienti con climi freddi vengono effettuate a temperature sotto lo zero e in fase di elaborazione devono considerare la fase a cui si trova l'acqua nei campioni.

Ad esempio Penner nel suo progetto effettua misure su campioni di suolo con temperature che vanno da -22°C e 0°C , calcolando i valori della conducibilità secondo la relazione De Vries che considera la fase solida e la fase liquida del campione. Dalla sua ricerca risulta che i valori di conducibilità termica aumentano a parità di condizioni quando le temperature di partenza sono basse e il contenuto di ghiaccio all'interno del campione aumenta.

Se ne può quindi dedurre che la temperatura iniziale a cui si effettua l'acquisizione di un campione impatta sul risultato finale.

Considerando queste argomentazioni è stato deciso di testare l'importanza della temperatura a cui si effettuano i test. Nello specifico si è optato per valutare i risultati delle misure acquisite ad una stessa temperatura di partenza che presentano curve di risposta con andamento e pendenza molto simili (Figura 59), tali che la conducibilità finale ne risulta, talvolta, quasi uguale (Tabella 16).

Nell'esempio riportato le temperature di inizio acquisizione sono quasi coincidenti, le rette a cui sono state assimilate le curve di risposta hanno stessi valori di coefficiente angolare e ne risulta uguale la conducibilità termica stimata.

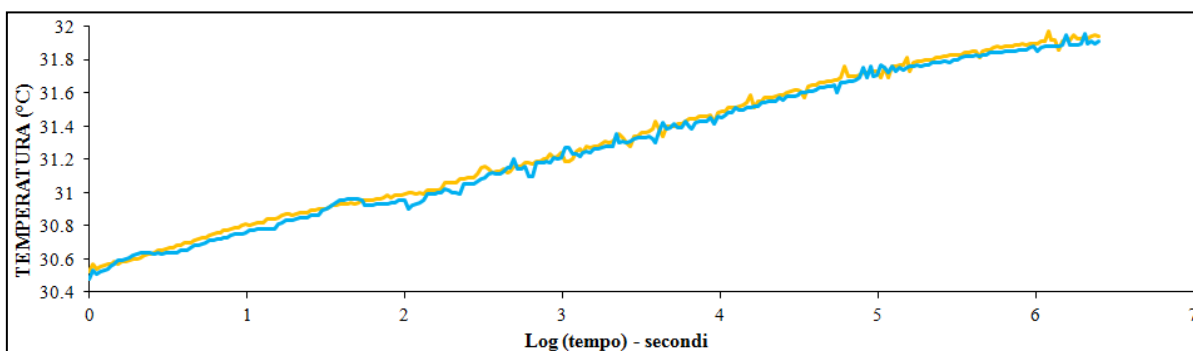


Figura 59 - Immagine delle curve di risposta acquisite indicativamente alla stessa temperatura di partenza. Nelle ascisse ho i valori del tempo in scala logaritmica mentre nelle ordinate la temperatura.

Temperatura Iniziale ($^{\circ}\text{C}$)	Temperatura Finale ($^{\circ}\text{C}$)	Coefficiente angolare retta	Conducibilità W/mK
30.52	31.94	0.229	0.774
30.48	31.91	0.229	0.774

Tabella 16 - Tabella con i valori di temperatura iniziale, finali e della conducibilità termica di due misure eseguite sullo stesso campione a ugual temperatura.

Questo esperimento ha evidenziato inoltre una buona ripetibilità delle misure a patto che le temperature iniziali di acquisizioni siano simili tra di loro.

Si è cercato quindi un compromesso tra una temperatura precisa a cui effettuare le misure e la fattibilità dell'operazione stessa. Infatti ripetere le misure sempre ad una stessa temperatura richiede talvolta periodi piuttosto lunghi che possono compromettere il grado di umidità del campione. Si deve tenere in considerazione inoltre l'esigenza di comparare le misure a dati bibliografici in cui queste precisazioni non sempre sono espresse.

Si considera quindi il contesto generale a cui vengono condotte le acquisizioni, l'area climatica dei paesi in cui si sono effettuate le misure. Nel caso specifico di questo progetto le misure sono state effettuate in due Paesi: Italia e Marocco, in particolare Nord del Marocco. Il contesto climatico è di tipo mediterraneo, con temperature generali comprese in un *range* che va da circa 18°C a 28°C.

5.3 Dati Geotecnici

I campioni presi in esame sono in totale 24 e come litologia appartengono alle rocce sedimentarie; in particolare sabbie e limi/argille.

I comportamenti differenti tra questi due macro-gruppi sono testimoniati anche in bibliografia, dove si può parlare di comportamenti granulari per le sabbie e coesivi per le argille. Questa diversità comporta che alcune misure come il peso di volume per le sabbie, è stato condotto in modo diverso rispetto ai campioni coesivi. In alcuni casi, proprio per la diversa natura che c'è tra queste due categorie di materiali, alcune misure non si possono effettuare come ad esempio i limiti di Atterberg.

Nelle sezioni che seguono sono descritte le operazioni eseguite per la stima di ciascun parametro, facendo riferimento alle formule matematiche descritte nel capitolo relativo alle misure geotecniche. Inoltre, per ciascuna misura è stata specificata la normativa seguita. In alcuni casi si sono effettuati degli incisi per descrivere le differenti procedure in funzione delle normative in vigore in Italia e in Marocco.

5.3.1 Apertura dei campioni

Una parte dei campioni in esame è in forma sciolta e sono contenuti in appositi sacchetti sigillati. A questa categoria fanno parte tutti i campioni sabbiosi e due bentoniti. Per quanto riguarda invece i campioni limosi e argillosi, spesso sono il risultato di prelievi di materiale indisturbato attraverso carotaggi. Ciò comporta che siano all'interno di apposite fustelle.

L'estrusione del campione dalla fustella è avvenuta impiegando un estrusore motorizzato che, con spinte continue e costanti, consente la fuoriuscita della carota senza eccessivi disturbi. Questi campioni possono presentare paraffina alle estremità, risultato di un'accortezza per mantenere intatto lo stato del campione ed il grado di umidità naturale.

Per ciascun campione sono state successivamente misurate l'umidità e il peso di volume. Le normative applicate per le misure dell'umidità sono l'ASTM D2216 – 92, D 2974 – 00, BS 1377: Part 2:1990 e la CEN ISO/TS 17892 – 1.

L'umidità è stata misurata come differenza di peso del campione allo stato naturale e dopo aver trascorso 24 ore in forno a 105°C. In questa misura l'unica attenzione richiesta è la scelta di una porzione di campione che sia rappresentativa dell'insieme. Questo soprattutto nel caso di campioni con un grado di umidità eterogenea. Inoltre sono stati impiegati, sia nelle misure in Italia sia in quelle in Marocco, dei contenitori impermeabili all'aria proprio per non impattare il risultato finale.

Nella misura del peso di volume è stata seguita la norma di riferimento ASTM D2937 – 94 2 la BS 1377: Part 2:1990.

Per la prova è stata impiegata, nel caso di materiali coesivi, delle apposite fustelle in acciaio inossidabile a pareti sottili e bordo tagliente di cui è conosciuto il volume ed il peso.

Le fustelle vengono spinte all'interno del campione ed incorporate nel materiale. Si scontorna e pareggia la fustella con il materiale all'interno ottenendo un cilindro che viene quindi pesato.

Nel caso dei campioni a prevalenza argillosa e limosa il peso di volume del campione viene stimato da una sola misura, mentre, per quanto riguarda invece i campioni a prevalenza sabbiosa, il peso di volume è il risultato di una media ponderata di tre stime. Le misure su sabbia infatti sono operazioni più soggette ad errore o comunque a variazioni dovute alla compattazione.

I contenitori impiegati, per quanto concerne i campioni prelevati in Marocco, sono diversi nelle dimensioni e volume da quelli utilizzati nel caso dei campioni italiani. Generalmente per una questione di comodità e disponibilità di strumentazioni sono stati prediletti contenitori chiusi da un lato. Questa tipologia di contenitore non prevede l'infissione nel campione ma bensì il riempimento dello stesso sino ad un livello di riferimento noto ed uguale per tutti i campioni. In questo modo è stato possibile effettuare tre stime in cui si fa variare la compattazione del materiale all'interno del contenitore.

Applicando le formule descritte nel capitolo 3.3 si ricava i risultati finali.

I valori dei pesi di volume dei campioni di bentonite sono stati presi da fonti bibliografiche.

5.3.2 Gs - peso specifico

Il peso di volume di ciascun campione è impiegato nella misura del peso specifico o densità reale dei campioni. Le misure sono state condotte impiegando un picnometro ad elio AccuPyc II 1340 e seguendo la normativa ASTM D5550 – 00.

Il picnometro ad elio impiegato in fase preliminare richiede il valore del peso di volume per la stima del volume totale e del volume dei pori.

La preparazione del campione prima di poter effettuare la misura deve essere completamente essiccato, a tal scopo è disposto in forno a 105°C per almeno 24 ore.

Successivamente il campione viene “macinato” impiegando appositi mortai, riducendo in piccole particelle il materiale in questione. La quantità di materiale necessario per la misura è variabile da 8 a 10 grammi circa.

Il risultato che si ottiene è la media di cinque misure. Lo strumento infatti riempie e svuota con l’elio il contenitore in cui è disposto il campione per diverse volte e da ciascuna di queste operazioni si ottiene un valore.

I risultati sono riportati sia in termini numerici sia in termini grafici. Nel primo caso sono accompagnati dai valori di deviazione standard come indicazione dell’errore, mentre per quanto riguarda il grafico i punti delle singole misure sono riportati in un diagramma densità/tempo (Figura 60).

Nel caso dei campioni che hanno un contenuto in argilla superiore o uguale al 30% è stata effettuata una correzione del valore finale ottenuto.

Secondo uno studio condotto da Bouazza, è stato registrato che l’interazione tra le argille, caratterizzate da un’elevata capacità di scambio cationico, con le particelle dell’elio comporta una diminuzione del valore di peso specifico effettivo (Bouazza, 2007). Le correzioni sono state effettuate tenendo in considerazione due parametri: la percentuale in argilla e il valore dell’indice di plasticità.

Le relazioni applicate sono:

$$G_s (\text{corretto}) = (2,2 \cdot 10^{-4} \cdot CA + 1,00237) \cdot G_{He}$$

$$G_s (\text{corretto}) = (3,6 \cdot 10^{-4} \cdot IP + 1,00321) \cdot G_{He}$$

dove CA è la percentuale di argilla, G_{He} è il peso specifico misurato con il picnometro all’elio e IP è l’indice di plasticità.

Talvolta i valori corretti con le due formule matematiche possono essere diversi. In tali casi il valore è scelto in funzione dell’indice di plasticità. Quest’ultimo infatti è il parametro per il quale si ha l’effettiva stima della tipologia di argille. Ricordiamo infatti che la misura del peso specifico con il picnometro ad elio è impattata dall’attività delle argille.

Dai parametri sino ad adesso misurati (peso di volume, umidità, peso specifico della parte solida, il volume totale ed il volume totale dei pori) si calcolano tutta una serie di parametri che sono:

- Peso di volume saturo $\gamma_{sat} = \left(1 - \frac{1}{G}\right) \gamma_d + \gamma_a$
- Peso di volume secco $\gamma_d = \gamma_{umido} / (1 + w)$
- Porosità totale $\theta_T = 1 - (\gamma_{secco} / G_s)$
- Porosità efficace $\theta_e = \frac{V_p}{V_T}$
- Contenuto d’aria nei pori $\theta_a = \frac{\theta_T}{w}$
- Indice dei vuoti $e = (G_s / \gamma_d) - 1$
- Grado di saturazione $S_r = (G_s / e) \cdot w$

Combined Report

Cycle#	Tabular 1					
	Volume (cm ³)	Volume Deviation (cm ³)	Density (g/cm ³)	Density Deviation (g/cm ³)	Total Pore Volume (cm ³ /g)	Total Pore Volume Deviation (cm ³ /g)
1	4.9011	-0.0009	2.6615	0.0005	0.2416	0.0001
2	4.9017	-0.0003	2.6611	0.0002	0.2415	0.0000
3	4.9012	-0.0008	2.6614	0.0004	0.2415	0.0001
4	4.9026	0.0006	2.6606	-0.0003	0.2414	0.0000
5	4.9033	0.0014	2.6602	-0.0007	0.2414	-0.0001

Summary Data	Average	Standard Deviation
Volume:	4.9020 cm ³	0.0009 cm ³
Density:	2.6610 g/cm ³	0.0005 g/cm ³
Total Pore Volume:	0.2415 cm ³ /g	0.0001 cm ³ /g

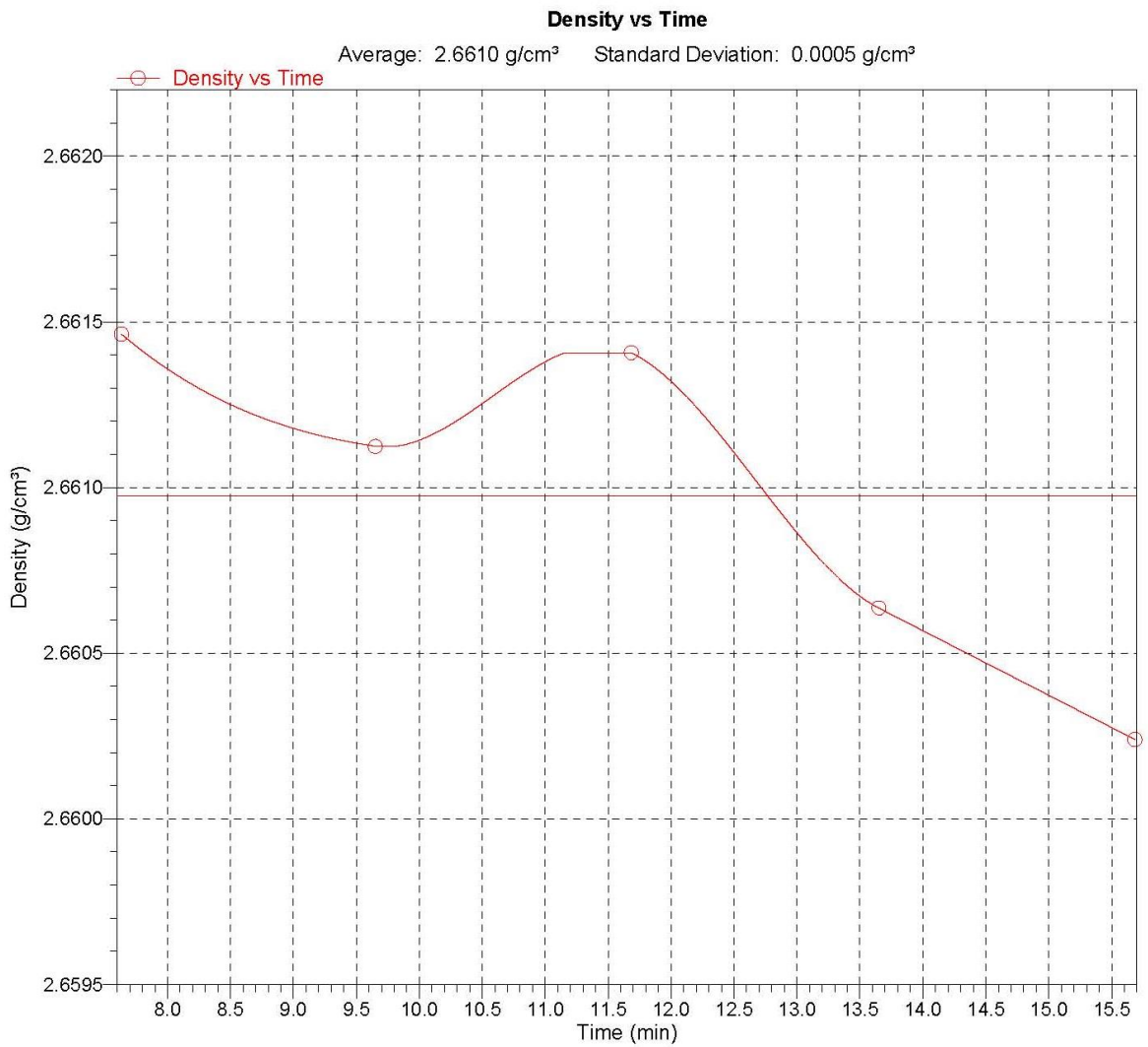


Figura 60 - Esempio dei risultati del picnometro ad elio.

5.3.3 Gr - granulometria

L'analisi granulometrica è stata effettuata seguendo la normativa ASTM D422 - C958 - E1617 ed applicando il metodo di classificazione AGI 1994.

Il campione in esame è stato asciugato in forno a 40°C e dopo inquantato, ovvero mescolato per essere omogeneizzato, ne è stato prelevato un quantitativo sufficiente su cui effettuare le misure. Il materiale selezionato viene quindi diviso in funzione del setaccio di apertura 9.5 mm con il quale si discrimina la componente grossa da quella fine. Il trattenuto al setaccio di 9.5 mm è depositato in una bacinella con acqua per circa 24 ore. Il materiale che in seguito a questa operazione sarà rimasto integro e maggiore di 9.5 mm viene asciugato in forno a 105°C per 24 ore. Una volta seccato viene vagliato nei setacci con apertura di 75 mm, 50 mm, 37.5 mm, 25 mm, 19 mm e 9.5 mm. Questa componente costituisce la parte grossolana del materiale, ciottoli e ghiaia.

La parte passante dal setaccio a diametro di 9.5 mm viene mescolata per essere omogeneizzata e una porzione è impiegata per l'analisi della frazione compresa tra 9.5 mm e 0.075 mm. Si preleva un quantitativo di 200 grammi circa di materiale che, una volta pesato, è disposto in un contenitore con dell'acqua e dell'esametafosfato di sodio per agevolare la deflocculazione della componente argillosa.

Il materiale rimane a bagno per circa 24 ore e dopo si esegue la setacciatura per via umida.

Il composto viene quindi passato al setaccio 0.075 mm pulendo bene il materiale dalla frazione più fine. Ciò che ne resta è quindi passato nei setacci di apertura 4.75 mm, 2.00 mm, 0.850 mm, 0.425 mm, 0.250 mm, 0.106 mm e 0.075 mm. Il materiale trattenuto in questi vagli e disposto in appositi contenitori, è fatto seccare a 105°C ed il giorno seguente pesato.

La parte più fine, quella con dimensione inferiore agli 0.075 mm è stata selezionata dal campione iniziale ed analizzata con il sedigrafo.

Quest'ultimo è uno strumento che si basa sulla dispersione della parte più fine di un campione (particelle di dimensioni inferiori al 0.075 mm) in un liquido di cui si conosce densità e viscosità. In questo caso il liquido in questione è acqua demineralizzata con esametafosfato di sodio al 0.2% di concentrazione.

Il campione viene quindi disperso completamente nel liquido e per la misurazione è richiesto di sapere il peso specifico del campione ragione per la quale questa prova si effettua dopo i risultati del picnometro ad elio.

Le misure del sedigrafo prevedono l'applicazione della legge di Stokes e la misura della velocità di caduta delle particelle per effetto della forza gravitazionale è stimata dall'assorbimento dei raggi X. I risultati che lo strumento fornisce sono valori tabellari espressi come percentuali rispetto al peso totale del materiale impiegato. Generalmente si utilizzano circa 5 grammi di campione.

Una volta disciolta la sostanza nel liquido, il tutto è inserito in una camera di agitazione per far sì che il campione non si sedimenti. Viene inoltre impiegato un energizzatore ad ultrasuoni per impedire che le particelle lamellari si orientino secondo direzioni preferenziali impedendo un'adeguata misura.

Il soluto così trattato viene trasferito dalla camera di agitazione alla cella per l'analisi. All'interno di quest'ultima le particelle risentono della forza di gravità e tendono a sedimentarsi. La sorgente generatrice di raggi X si trova all'interno dell'analizzatore ed è

associata ad un detector. La cella di analisi è in linea con la sorgente ed il detector. Si ha quindi che le particelle sedimentano nella cella attraversando trasversalmente il fascio di raggi X che vengono assorbiti dalle stesse. Dalla velocità di caduta delle particelle e dall'assorbimento dei raggi X viene misurata la concentrazione e le dimensioni dei singoli granuli.

I risultati dell'analisi delle tre parti sono dei valori di peso che sono messi in relazione con i pesi totali e con i pesi del materiale passante e trattenuto dei singoli vagli ottenendo una curva granulometrica, le percentuali dei singoli componenti e il diagramma triangolare secondo la classificazione AGI.

Nel caso dell'analisi granulometriche, le misure sui campioni marocchini hanno previsto l'esecuzione della prova secondo l'applicazione della normativa europea EN 933-1/A1, la normativa francese NF P 18-622-1 e NF P 94-056.

Il campione in esame, circa 500 grammi di materiale, è stato vagliato, con l'aiuto dell'acqua, attraverso il setaccio a maglia 0.063 mm. Il materiale è stato di nuovo seccato al forno a 105°C. Dopo 24 ore è stato setacciato secondo maglie di 8 mm, 6.3 mm, 5 mm, 4 mm, 2.5 mm, 2 mm, 1.6 mm, 1.25 mm, 1 mm, 0.63 mm, 0.315 mm, 0.160 mm e 0.80 mm.

Il risultato ottenuto dalla pesatura per ciascun setaccio del materiale, passante e trattenuto, è stato impiegato per la ricostruzione della curva granulometrica.

Queste analisi condotte in Italia e in Marocco sono state effettuate impiegando setacci a dimensioni diverse.

Inoltre, in Italia è usata la classificazione per la granulometria secondo metodo AASHO, in Marocco invece quella MIT (Tabella 17). In tal caso per omologare i dati si è proceduto a costruire la curva granulometrica con le strumentazioni presenti in Marocco e successivamente si sono elaborati i dati secondo la classificazione AASHO e AGI.

SISTEMA	Ghiaia	Sabbia	Limo	Argilla
MIT	2	0.06	0.002	
AASHO	2	0.075	0.002	
AGI	2	0.02	0.002	
	mm	mm	mm	

Tabella 17 - Schema delle dimensioni dei grani con cui si distinguono le varie componenti granulometriche nelle diverse classificazioni (Soccodato, 2012).

Per ciascun campione è stato inoltre prelevato del quantitativo di materiale a granulometria inferiore a 0.075 mm ed analizzato al sedigrafo. Quest'ultimi dati rappresentano la parte finale della curva granulometrica.

In questo modo si è potuto applicare le stesse tipologie di classificazione sebbene in fase di analisi sia stato necessario per questioni di codice di Paese seguire normative diverse.

5.3.4 Limiti di Atterberg

Nella misura degli indici come il limite liquido, l'indice di plasticità e l'indice di attività delle argille sono state applicate le normative: ASTM D 427 – 98, D 4318 – 05, BS 1377: Part 2: 1990, UNI CEN ISO 18792 – 12 e le raccomandazioni AGI – 1993.

Per effettuare queste misure è stato selezionato dal campione iniziale 250 grammi di materiale con una granulometria inferiore a 0.425 mm. Questo materiale in parte è stato impiegato per il limite liquido, in parte per la stima del limite plastico.

Il materiale impiegato per la stima del limite liquido viene unito ad un quantitativo di acqua e mescolato sino ad ottenere un impasto omogeneo. Trascorse almeno 12 ore è possibile effettuare la misura. Lo strumento impiegato per il limite liquido è il cucchiaio di Casagrande. Parte del materiale è quindi deposto all'interno del cucchiaio ed appositamente spalmato al fine di eliminare eventuali bolle d'aria ed ottenere una superficie piana e liscia.

Con l'apposito solcatore è stato effettuato il solco e quindi si procede a ruotare la manovella con una velocità di circa 2 giri/secondo e si misura il numero di colpi necessari per chiudere le superfici laterali del solco di circa 10 mm.

Per definizione, il limite liquido si dovrebbe individuare a 25 colpi del cucchiaio di Casagrande, operazione che non è banale. Si è quindi deciso di ricavare questo valore per interpolazione di tre distinte misure. Quest'ultime sono contenute in intervalli compresi tra 15 e 20 colpi, tra 20 e 25 colpi e tra 25 e 30 colpi. Per individuare queste misure la porzione di materiale è stata mescolata con un quantitativo d'acqua variabile. Per ciascuna determinazione viene prelevato un quantitativo di materiale pesato sia da umido che da secco (dopo aver trascorso almeno 24 ore in forno a 110°C). I risultati sono quindi plottati in un grafico in cui si esprime l'umidità in funzione del numero di colpi e dal diagramma si ricalcola il limite liquido (Raviolo, 1993).

Il limite plastico è stato misurato prelevando dal materiale iniziale un quantitativo di circa 30 grammi e mescolato con un quantitativo d'acqua tale da poter creare una palla. Quest'ultima deve essere lavorabile sino a quando sulla sua superficie esterna si formano delle crepe. Il materiale così lavorato viene sigillato in una pellicola e lasciato riposare per 24 ore. Tale operazione consente di omogeneizzare il contenuto d'acqua.

L'operazione successiva è quella di dividere la palla in due porzioni e di creare un bastoncino di diametro di 6 mm circa. Questi bastoncini si creano sistemando il materiale su una lastra di vetro e lavorandolo senza esercitare pressione con i polpastrelli delle dita sino a portare il bastoncino ad un diametro di 3 mm. Se raggiunge tali dimensioni e si formano sulla superficie delle crepe allora si ritiene raggiunto il limite plastico. I bastoncini vengono quindi pesati da umidi e dopo aver trascorso 24 ore in forno a 105°C.

Per avere un maggior controllo sui dati si effettuano due determinazioni e si ritiene di aver ottenuto un dato qualitativamente buono del valore del limite di plasticità quando i valori del contenuto d'acqua ottenuti si differenziano tra di loro di solo 0.5%.

I risultati che si ottengono sono quindi espressi secondo la carta di plasticità e oltre al limite liquido, limite di plasticità, l'indice di plasticità sono calcolati anche l'indice di consistenza e l'indice di attività delle argille.

Le misure condotte in Marocco hanno visto l'applicazione invece della normativa NF P 94 – 051 e NF P 94 – 052-1.

Per quanto concerne la stima del limite liquido è stato impiegato il cono di penetrazione. Sono stati considerati 200 grammi di materiale passante al setaccio con apertura di 0.4 mm. Il materiale è stato quindi lavato e lasciato a decantare per 12 ore. Successivamente è stato seccato in forno a 105°C (Georet, 2009).

Il materiale viene quindi mescolato con l'acqua sino a creare un composto omogeneo. Il campione così fatto è disposto all'interno di un recipiente. In questa operazione è richiesta l'attenzione di pressare il materiale ai bordi e di riempire tutto il contenitore sino al limite senza lasciare bolle d'aria o vuoti. Si presta quindi particolare cura a pulire la punta del penetrometro da eventuali impurità. Quando si è ottenuta una superficie piatta e piana del recipiente con il campione lo si dispone sotto la punta del cono, circa al centro del recipiente. Si applica quindi una pressione alla punta del cono in modo tale che penetri nel materiale.

Si preleva quindi parte del materiale e si pesa sia da umido che da asciutto. Si ripete l'operazione quattro volte con contenuti d'acqua diversi. L'inserimento del cono all'interno del campione si inserisce in un intervallo di 12 mm e 25 mm. Il valore di riferimento da raggiungere è 17 mm. Le misure devono distanziarsi tra di loro da un minimo di 2 mm sino ad un massimo di 5 mm inclusi. I risultati che si ottengono sono espressi in funzione di valori sia numerici che grafici in cui si riportano le misure su di un grafico contenuto d'acqua (%) su penetrazione del cono nel materiale (mm).

Il limite liquido ossia il contenuto d'acqua tale per cui il cono penetra del materiale per 17 mm è calcolato dalla retta ottenuta interpolando le quattro misure effettuate.

Il limite plastico è stato effettuato sulla porzione di materiale iniziale, che è stato mescolato con l'acqua a formare una palla. Da questa palla viene prelevato del materiale e si devono creare dei rullini di diametro di 3 mm e lunghezza 10 cm che abbia delle fessurazioni. Se il cilindro è più lungo di 10 cm si consiglia di prelevare la parte centrale che è considerata più rappresentativa del contenuto d'acqua perché meno soggetto ad essiccazione come le parti agli estremi. Si misurano il peso dei cilindri sia da bagnati sia da asciutti e si ripetono almeno due misure. I risultati non si devono discostare in valore di oltre tre punti, se così fosse la prova va ripetuta per correttezza (Georet, 2009).

5.3.5 XRD - Diffrattometria

Le misure diffrattometriche richiedono un'apposita preparazione del campione e della strumentazione. Per quanto concerne i campioni, essendo policristallini devono essere ridotti in polvere. Nel caso specifico si preleva dal campione iniziale circa due grammi di materiale, il più rappresentativo possibile. Il campione è quindi macinato in appositi mortai di agata sino ad essere ridotto ad una grana inferiore ai dieci micron. Una volta ridotto in polvere il campione viene depositato in appropriati porta campioni. Quest'ultimi sono composti da una lastra da incastrare nel relativo spazio nel diffrattometro. Hanno una leggera incavatura per ospitare la polvere e in questa fase è opportuno disporre una quantità sufficiente di polvere,

rappresentativa di tutto il campione senza che sia indotta una certa direzionalità ai micro cristallini soprattutto se si tratta di argilla.

Il diffrattometro utilizzato è un XPERT-PRO (Figura 61) e le misure sono state effettuate impiegando un voltaggio di 40 kV e un'intensità di 30 mA.

Per migliorare l'incidenza dei raggi X sul campione e di quelli diffratti che arrivano al detector sono stati applicati specifici *slits*. Nello specifico si sono impiegati i *Soller slit* e i *divergence slit* nel tratto tra la sorgente ed il campione, l'*anti-scattering slit* e i *Soller slit* nel tragitto che i raggi diffratti compiono dal campione al *detector*.

La funzione del *Soller slit* è quella di rendere paralleli i raggi X sia in uscita dalla sorgente sia in entrata nel *detector*. Il *divergence slit* è impiegato per convogliare i raggi in un unico punto innalzando la risoluzione. L'*anti-scattering slit* è impiegato per assicurare che i raggi che arrivano al *detector* siano i raggi riflessi dalla struttura cristallina.

I risultati che si ottengono sono un grafico intensità/angolo di Bragg con i picchi registrati. Da questi sono dedotti le fasi mineralogiche presenti nel campione.

È importante tener conto che se una fase mineralogica è presente con un volume inferiore al cinque per cento non viene registrato in questa tipologia di analisi ma risulta coperto da picchi di altre fasi oppure dal *background* di fondo.

Il grafico dei picchi è seguito dalle posizioni dei picchi principali relativi alle singole fasi minerarie registrate e generalmente si ottengono anche i valori numerici delle strutture cristalline rilevate.

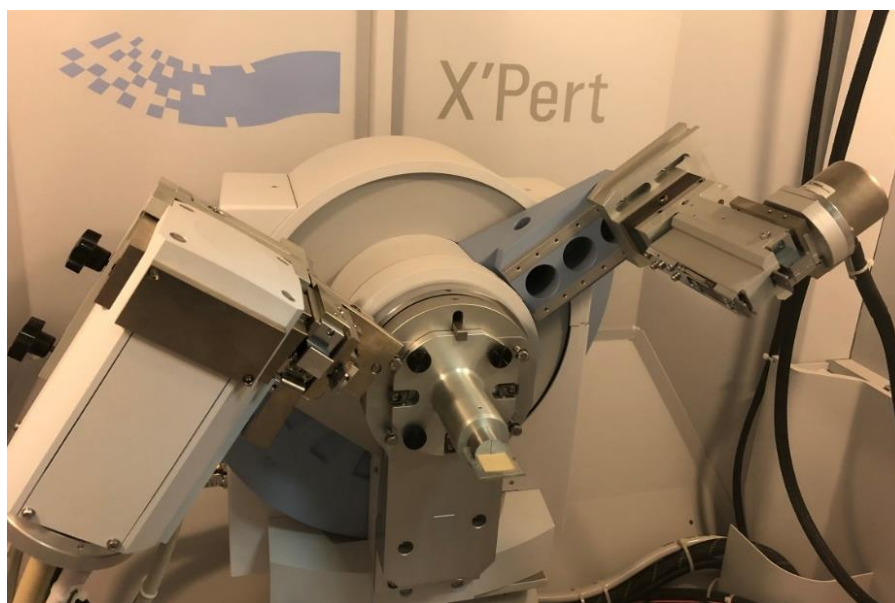


Figura 61 - Immagine del diffrattometro impiegato con campione da analizzare.

5.4 Cluster Analysis

Prima di applicare ai dati acquisiti una serie di algoritmi in modo da evidenziare eventuali raggruppamenti, si è ritenuto necessario effettuare un'analisi preliminare e restringere il campo di applicazione ad un insieme ridotto di variabili.

Per questa ragione si è optato per uno studio preparativo dell'applicazione della *cluster analysis* calcolando l'indice di correlazione tra ciascuna variabile misurata e il valore di conducibilità termica.

L'indice di correlazione permette di stimare quantitativamente la relazione presente tra due variabili (Helsen, 2002).

La formula applicata per il calcolo è:

$$\text{Correlazione}(X,Y) = \frac{\sum(x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x - \bar{x})^2 \sum(y - \bar{y})^2}}$$

dove \bar{x} e \bar{y} sono rispettivamente i valori media della matrice 1 e della matrice 2.

I valori che si ottengono sono compresi tra -1 e +1 che indicano rispettivamente una correlazione perfettamente inversa e una correlazione perfettamente diretta.

I valori maggiori di zero sono sinonimo di una correlazione diretta, i valori minori di zero di una inversa mentre, quando non sussiste alcuna correlazione lineare tra due variabili, si registrano valori prossimi allo zero (Figura 62).

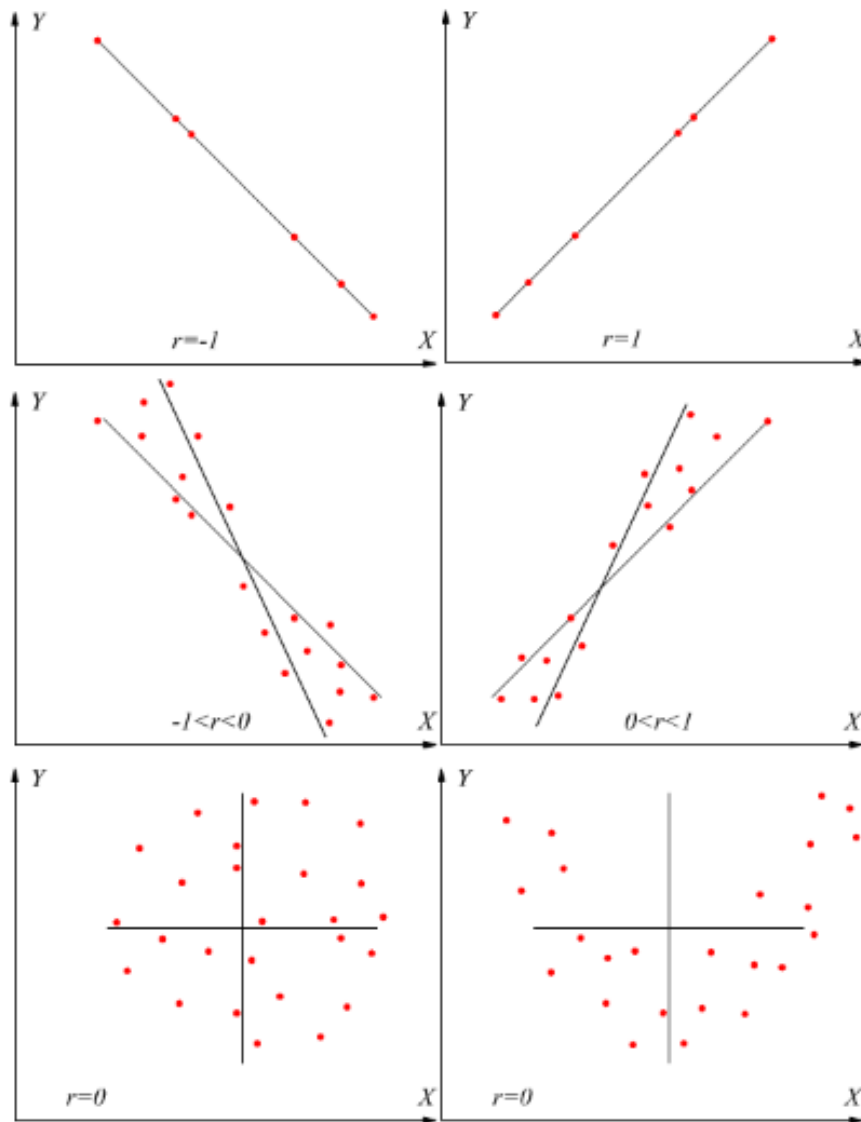


Figura 62 - Immagine della distribuzione dei dati in funzione dell'indice di correlazione.

Gli algoritmi applicati per la *cluster analysis* sono di tipo partizionali e gerarchici e nel caso specifico si è applicato rispettivamente il metodo ad albero con criterio agglomerativo e il *k-means*.

Si è optato per la scelta di due tipologie diverse di algoritmo per poter mettere a confronto i risultati e verificare possibili esiti affini o meno.

La scelta è ricaduta su queste due categorie di algoritmo perché entrambe consentono di trattare dati numerici, distribuiti all'interno di uno spazio non quantizzabile e privilegiando *cluster* con forme diverse di ellissi e cerchi.

Inoltre si è scelto la "*crisp clustering*" ovvero l'appartenenza di ciascun dato ad uno ed un solo gruppo.

Il software impiegato in questa fase è *R* che è un linguaggio di programmazione e un ambiente di analisi statistica di dati.

Nel caso dell'algoritmo impiegato per il metodo ad albero i dati sono stati inizialmente standardizzati e quindi si è calcolato la matrice di similitudine impiegando la distanza Euclidea. Per quanto riguarda invece il criterio di raggruppamento dei *cluster* ne esistono di molteplici come il legame singolo, il legame completo o il legame medio. Il primo si basa sul

criterio di distanza minima, il secondo invece sul criterio di distanza massima e nel legame medio, la distanza tra *cluster* è definita come media aritmetica delle distanze tra tutte le possibili coppie di elementi appartenenti l'uno ad un *cluster*, l'altro ad un altro. (Guastaldi, 2010). Quello impiegato in questo caso è il metodo di Ward. Questo risulta tra i più comuni ed impiega la varianza come approccio per il calcolo della distanza tra i *cluster*.

L'appartenenza di un *cluster* è calcolata come somma totale al quadrato delle deviazioni dalla media di un raggruppamento (Pecková. Hana, 2014).

Questo algoritmo tende quindi a creare partizioni per le quali i dati risultano tanto omogenei al loro interno e differenti l'uno dall'altro (Guastaldi, 2010).

Per quanto riguarda il metodo gerarchico è stato applicato l'algoritmo *k-means*, processo iterativo che si basa sui seguenti *step*:

1. inserimento del numero di *cluster* che si vogliono ottenere,
2. scelta dei centri dei *cluster* iniziali. Tale scelta può essere sia casuale sia secondo un criterio predefinito,
3. calcolo della distanza tra ciascun dato ed il centro del *cluster*,
4. assegnazione di ciascun dato al *cluster* più prossimo,
5. calcolo delle nuove medie dei *cluster* generati.

L'algoritmo ripete tutti i passaggi sino a quando tutti i componenti restano nello stesso *cluster* e i punti medi delle classi non cambiano (Haung, 1998).

Non ci sono infatti prove tali per le quali si possa definire in modo certo e chiaro che la convergenza è stata raggiunta (Anderberg, 1973).

La fase della validazione dei risultati ottenuti è di minor importanza non avendo un *dataset* estremamente vasto, in particolar modo quando si vanno ad analizzare statisticamente i solo campioni limosi/argillosi.

Inoltre, nell'applicazione del metodo ad albero uno dei criteri con cui andare a formare i gruppi, oltre al numero di *cluster*, è quello della distanza alla quale "tagliare i rami". In questo caso le distanze a cui si creano i gruppi sono piuttosto basse e ciò comporta il formarsi di insiemi piuttosto omogenei. Nel caso invece del *k-means* l'unico modo con cui poter verificare i risultati è stato il calcolo della silhouette.

Lo scopo primario di questa analisi resta comunque la verifica di quali sono i parametri che nel nostro caso risultano maggiormente correlabili con la conducibilità termica e analizzare se i gruppi formati esprimono delle anomalie o particolarità.

6 CAMPIONI ESAMINATI

In questo capitolo si esegue un inciso sui campioni esaminati soprattutto dopo le valutazioni dalle fonti bibliografiche su come la litologia e alcuni dei parametri propri delle terre influenzano le misure di conducibilità termica. Questo capitolo è doveroso soprattutto dopo aver ipotizzato che parte delle ragioni per cui si ottengono curve diverse sia di origine litologica.

I campioni sono tutti di origine sedimentaria per cui con valori relativamente bassi di conducibilità termica e parte di essi provengono dal Marocco. A tal proposito è stato necessario effettuare un approfondimento sulla geologia del Marocco per poter meglio capire l'origine dei 10 campioni che sono stati esaminati in questa sede.

Alcuni campioni sono stati prelevati direttamente dai siti mentre la maggior parte di questi sono carote appartenenti ad archivi.

6.1 Campioni

Il totale dei campioni esaminati è di 24, numero scelto in funzione del tempo a disposizione per il prelievo dei campioni e il completamento tutte le analisi necessarie.

Di questi 24, metà sono sabbie e metà sono limi/argille (Tabella 18). Questa divisione equa tra le due categorie di sedimenti è stata ritenuta opportuna per avere nella fase successiva della *cluster analysis* lo stesso numero di campioni e non inficiare i risultati ottenuti.

I campioni esaminati relativamente alle sabbie si distinguono in campioni artificiali ossia quella tipologia di sabbie che si trovano in commercio e sono di applicazione industriale.

Questa tipologia di campioni è caratterizzata da specifiche dimensioni in grani e spesso è composta da un solo tipo di minerale (quarzo).

Tra questi campioni fanno parte le sabbie che vengono impiegate per le prove di abrasione o la misura della densità in sito. Tali campioni sono stati impiegati nello studio in questione sia come esempio di sabbie artificiali che si possono trovare in uso sia per valutare e verificare un'eventuale dipendenza della conducibilità termica dalla granulometria e dal quarzo.

Gli altri campioni di sabbia invece sono di origine naturale. Per quanto riguarda i campioni sabbiosi del Marocco sono generalmente di origine fluviale o marina. Questi sedimenti sono stati prelevati senza specifiche precauzioni o senza seguire opportune normative. Si tratta infatti di materiali analizzati impiegati per possibili impieghi nel calcestruzzo.

I campioni limosi/argillosi, ad eccezione di quelli provenienti dal Marocco, sono stati prelevati attraverso carotaggi continui. La provenienza di suddetti campioni è prevalentemente di origine italiana e nello specifico di cantieri toscani.

Tra i campioni limosi ce ne sono tre di origine marocchina.

Il campione VA007 è di origine fluviale ed è stato prelevato nella provincia di Tétouan attraverso apposite palette senza effettuare carotaggi.

Il campione VA008 è una bentonite prelevata dalla provincia di Nador, nel sito di Trebia.

Il campione VA900 è invece la risultante di 10 campioni di bentonite proveniente dalla provincia di Nador, dal sito Ibourandhain.

Se i campioni marocchini sono per la quasi totalità superficiali ossia all'interno dei primi 5 metri di profondità rispetto al piano campagna, per quanto riguarda gli altri in taluni casi sono anche di profondità maggiori. La profondità è comunque un fattore che non si è correlato con la conducibilità termica.

Campione	Luogo	Litologia
VA383	Aeroporto G.Galilei (PI)	Argilla
VA334	Osmannoro (FI)	
VA600	Calenzano (FI)	
VA392	Pontassieve (FI)	
VA393	Pontassieve (FI)	
VA272	Tavernella Val di Pesa (FI)	Limo
VA290	Ravenna	
VA398	Visso - Macerata	
VA900	Nador (Marocco)	
VA007	Tétouan (Marocco)	
VA008	Nador (Marocco)	
VA405	Camerino	Sabbia
VA700	Sabbia artificiale	
VA365	Sabbia artificiale	
VA650	Sabbia artificiale	
VA625	Sabbia artificiale	
VA459	San Giovanni Valdarno	
VA001	Tétouan (Marocco)	
VA003	Tétouan (Marocco)	
VA004	Tétouan (Marocco)	
VA005	Larache (Marocco)	
VA006	Larache (Marocco)	
VA009	Larache (Marocco)	
VA010	Larache (Marocco)	

Tabella 18 – Tabella dei relativi campioni e della rispettive provenienze.

6.2 Bentoniti

Si è ritenuto necessario effettuare un'inciso sui campioni bentonitici, essendo quelli che hanno dimostrato un comportamento più “anomalo” rispetto al contesto generale.

Questa tipologia di campioni infatti, rispondono dal punto di vista della conducibilità termica in modo simile alle sabbie. I valori che si registrano sono di 0.506 e 0.581 W/mK, in linea con quelli bibliografici che sono compresi tra 0.5 e 0.8 W/mK e simili a quelli misurati dai campioni sabbiosi che sono inclusi tra 0.359 e 0.687 W/mK.

Da un punto di vista granulometrico i campioni in esame sono dei limi mentre da un punto di vista mineralogico corrispondono a delle argille.

Il termine “bentonite” fu introdotto per la prima volta nel 1898 per argille saponose appartenenti all'unità Fort Benton del Cretaceo nel Wyoming. Ross e Shannon (1926) presentarono la seguente definizione per descriverle: “la bentonite è una roccia composta essenzialmente da minerali argillosi ottenuti dalla vetrificazione e accompagnati dall'alterazione chimica di materiale vitreo igneo, generalmente tufo o ceneri vulcaniche” (Ross, 1926).

Per lo studio mineralogico generalmente vengono impiegate analisi diffrattometriche, microscopia elettronica e spettroscopia atomica. Queste analisi sono spesso impiegate per lo studio della composizione chimica e mineralogica delle bentoniti. In questa sede si sono impiegate le analisi diffrattometriche.

La bentonite è un fillosilicato ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 4\text{SiO}_2 - 4\text{H}_2\text{O}$), un minerale argilloso che appartiene alla famiglia delle smectiti. Con la diffrattometria è possibile individuare i sottogruppi delle smectiti. I minerali delle smectiti sono infatti differenziabili in trioctaedriche e dioctaedriche. La maggior parte delle smectite trioctaedriche sono rappresentate nelle bentoniti dalla serie dei minerali appartenenti alle saponiti, mentre la maggior parte delle smectiti dioctaedriche sono rappresentate dalla montmorillonite, la beidellite e nontronite (Grim, 1978).

Le smectiti sono un gruppo di minerali altamente rigonfianti sia ad opera di molecole d'acqua sia per assorbimento di molecole organiche. La sua componente mineralogica deriva dall'alterazione chimica di vetri magmatici, quali tufi o ceneri vulcaniche (Chiamone., 2008).

In funzione quindi della tipologia di roccia vulcanica originaria si hanno diverse bentoniti classificate per il loro chimismo in bentoniti sodiche, calciche e potassiche e presentano anche differenti caratteristiche.

Le bentoniti sodiche sono dette anche espandenti per la loro elevata capacità di rigonfiamento, quelle calciche invece non sono espandenti e non presentano grandi caratteristiche di rigonfiamento. Infine, le bentoniti potassiche, meno comuni, si originano dall'alterazione dei tefra e sono legate ad un vulcanismo di tipo esplosivo. Queste ultime sono spesso dei veri e propri livelli guida geologici.

La diagenesi delle bentoniti avviene per alterazione delle ceneri vulcaniche che trasportate, depostesi, sono ricoperte e soggette ad elevate pressioni, oppure per contatto delle stesse ceneri con fluidi idrotermali o, in casi più rari, in laghi salati o ambienti paludosi (Kunimine Industries, 2015) (Figura 63). In quest'ultimi casi generalmente la bentonite è associata alla sepiolite, roccia sedimentaria che si origina dall'alterazione del serpentino, e al palygorskite, derivato dall'alterazione di rocce femiche (Huff, 2009).

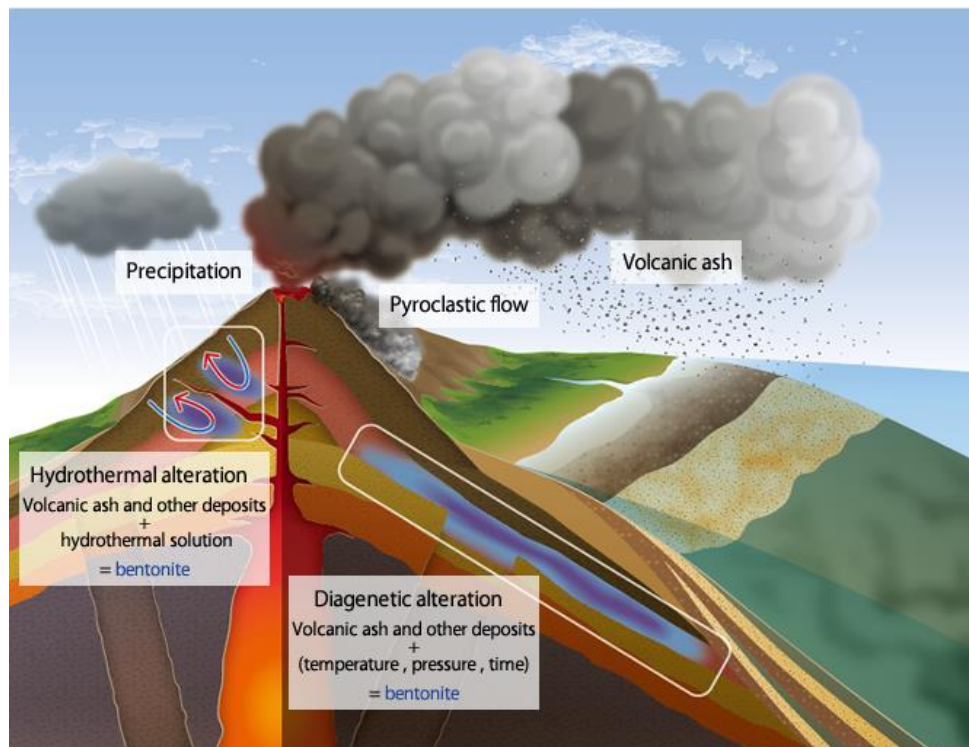


Figura 63 - Immagine delle differenti genesi delle bentoniti (**Kunimine Industries, 2015**).

L'ingegnere Francesco Savelli descrisse le bentoniti dicendo: “Mai nella storia mineralogica della Terra, un minerale apparentemente secondario, modesto, e di aspetto piuttosto insignificante, destò tanto interesse quanto la bentonite”. (Miniere di Sardegna - Archeologia mineraria in Sardegna, 2015).

Le bentoniti sono molto richieste a livello industriale per i suoi molteplici impieghi e settori di applicazione. E' impiegata nel trattamento delle acque, per stabilizzare i pozzi di perforazione, nell'industria della ceramica e della carta così come per pitture e vernici (S.D.J Inglethorpe, 1993) e per molti anni le bentoniti sono state impiegate per l'assorbimento dei metalli pesanti (A.K.O., 2008; Hazal, 2006).

La qualità di una bentonite è riferita alle sue capacità nei diversi settori di applicazione che dipendono prevalentemente dalla qualità e quantità di smectite (El Miz, 2017).

Tra i maggiori produttori di bentonite nel mondo ci sono gli USA, la Cina, l'India, la Grecia, il Messico. Secondariamente troviamo il Brasile, l'Iran e il Giappone (Figura 64).

In Italia i principali giacimenti si trovano in Sardegna e precisamente nelle regioni della Nurra, nel Sarcidano e nel Sulcis. Quelli più noti sono i depositi nel Nurallao, legati alle trachiti e alle piroclastiti, quelli a Villanovatulo, Uri, Giba e Samugheo (Miniere di Sardegna - Archeologia mineraria in Sardegna, 2015).

Nel caso specifico, i campioni esaminati in questo progetto sono di origine marocchina e provengono dalla regione di Nador.

A tal scopo si è ritenuto necessario effettuare uno studio specifico della geologia del Marocco e in particolare del sito di interesse da cui derivano i campioni in esame.

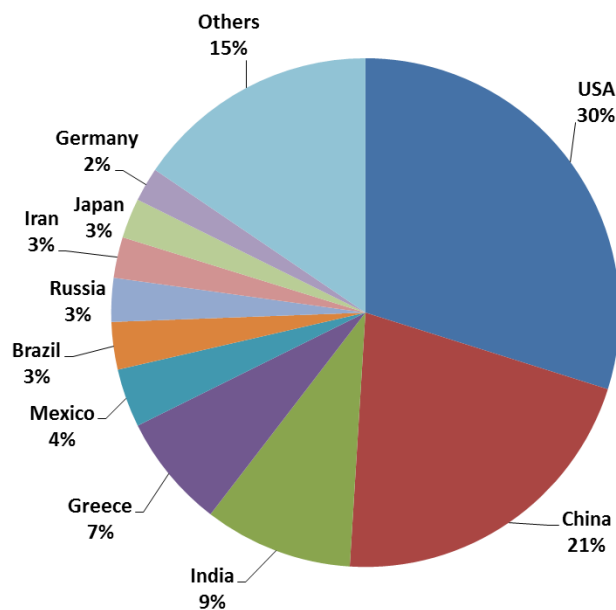


Figura 64 – Schema della produzione globale di bentonite con le relative percentuali, riferite all'anno 2013 (Brown, 2015).

6.2.1 Brevi cenni di geologia del Marocco

La regione del Marocco si trova nel margine continentale passivo nord-occidentale dell'Africa, conosciuto come Maghreb. Questa zona è stata coinvolta da diversi eventi orogenetici, di cui i più recenti sono l'orogenesi Ercinica o Varisica nel Carbonifero e l'orogenesi Alpina nel Terziario (Kraus J., 2013).

Durante l'evento ercinico si ebbe la collisione tra la placca Gondwana e la placca Laurasia, con conseguente chiusura dell'oceano Rheico interposto. La collisione determinò la formazione del supercontinente Pangea.

Lo stesso orogene ha interessato parti e margini del Gondwana che adesso corrispondono all'Europa centrale, all'Inghilterra, alla costa portoghese e alla costa marocchina (Kraus J., 2013).

Dopo l'apertura dell'oceano Atlantico e della Tetide si verifica la separazione del supercontinente Pangea in placca africana ed euroasiatica. In seguito quest'ultime andranno a collidere con conseguente chiusura della Tetide.

A partire dal Mesozoico, il Marocco si colloca nell'area di interazione tra la placca euroasiatica e quella africana, nella parte occidentale dell'orogene alpina (Timoulali., 2014).

La parte più occidentale del Marocco risulta invece interessata da eventi orogenetici precedenti da quelli sopra citati, ossia dall'orogenesi Pan-Africana. Quest'ultima corrisponde ad una serie di cicli orogenetici che si verificano nel Neoproterozoico. Sempre nell'area più occidentale del Marocco si registrano deformazioni del continente africano assimilabili agli eventi collisionali che hanno originato la catena degli Appalachi, ovvero l'orogene caledoniana (Barosh, 2016) (Figura 65).

Nel Marocco si distinguono quattro principali domini geologici che sono, partendo dal Nord verso Sud:

1. Rif, la catena montuosa che si è creata con l'orogenesi alpina in seguito alla subduzione tra la placca euroasiatica e quella africana;
2. Dominio dell'Atlas, che si divide in medio Atlas e alto Atlas. Esso costituisce una catena intra-continentale situata all'interno del continente africano;
3. Dominio Meseta, suddiviso in Meseta occidentale e Meseta orientale, costituito da una regione collinare con altopiani;
4. Dominio dell'Anti-Atlas, ossia una piega anticlinale di crosta Pan-Africana (Michard. A F. d., 2008).

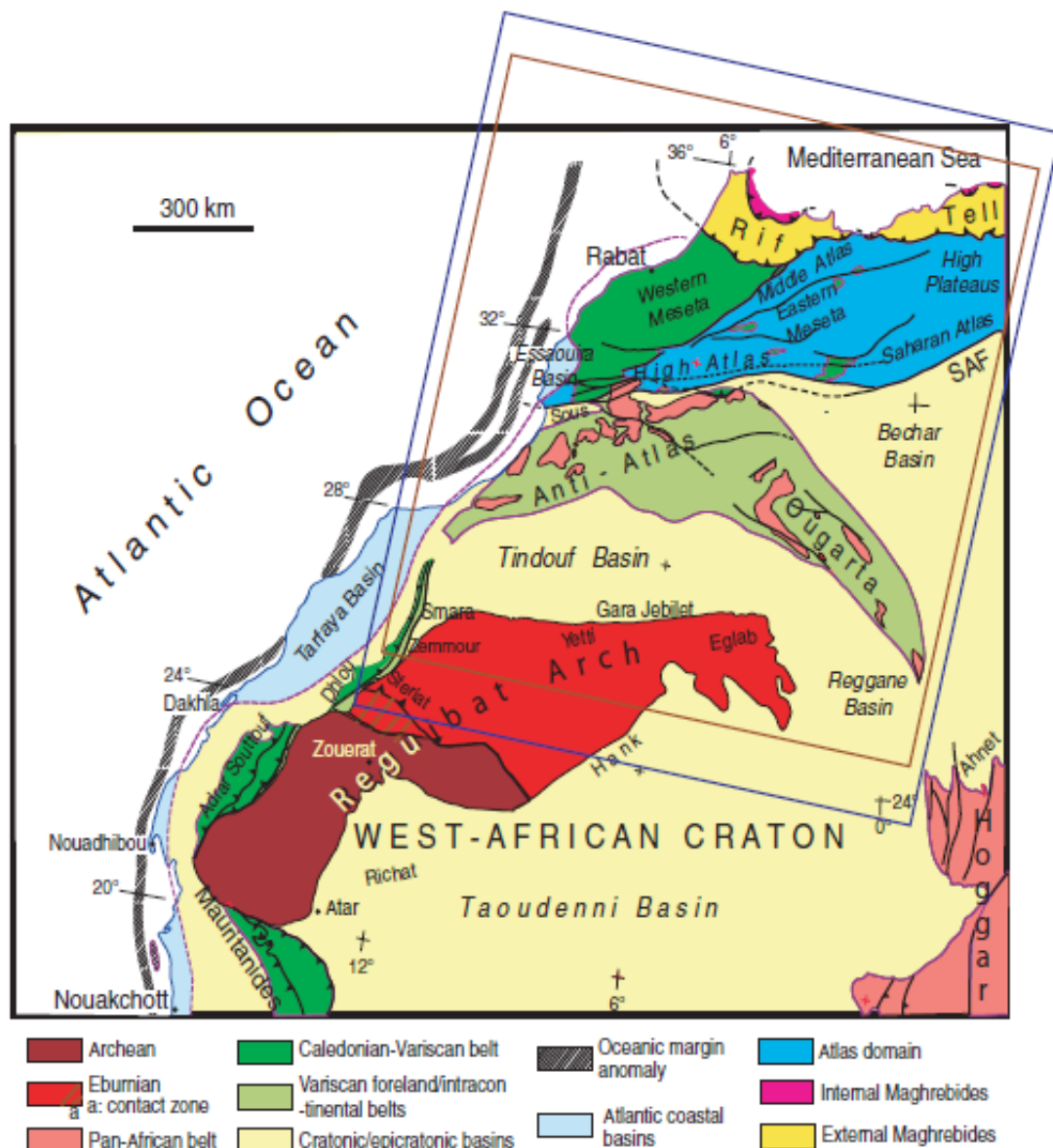


Figura 65 - Figura che mostra le strutture geologiche del Marocco con i relativi eventi orogenetici che li hanno generati (Michard. A F. d., 2008).

L'Anti-Atlas è la catena montuosa che si trova a Nord-Ovest del cratone africano occidentale (comunemente abbreviato come WAC) e prosegue verso Sud nella Mauritania.

Questa catena si è formata con l'orogenesi Pan-Africana ed è stata, in seguito, debolmente interessata dalle orogenesi Ercinica ed Alpina.

Il termine "Pan-Africano" è stato impiegato da Kennedy (1964) in riferimento agli eventi tettonico-termali che interessarono il continente circa 500 milioni di anni fa ed il ciclo orogenetico Pan-Africano è riconosciuto anche negli altri continenti del Gondwanan (Hefferan, 2014). Il cratone occidentale africano è composto da graniti, gneisses e una serie complessa di rocce metamorfiche (Burkhard, 2006).

La maggior parte degli autori ha suddiviso l'Anti-Atlas in due regioni che sono separate dall'omonima faglia, abbreviata con AAMF (Figura 66); la regione a Nord Est è composta da ofioliti Pan-Africane Bou Azzer (700 – 600 Ma) e a Sud Ovest si ha il basamento Eburniano (circa 2 Ga) (Soulaïmani, 2018; Ennih, 2001).

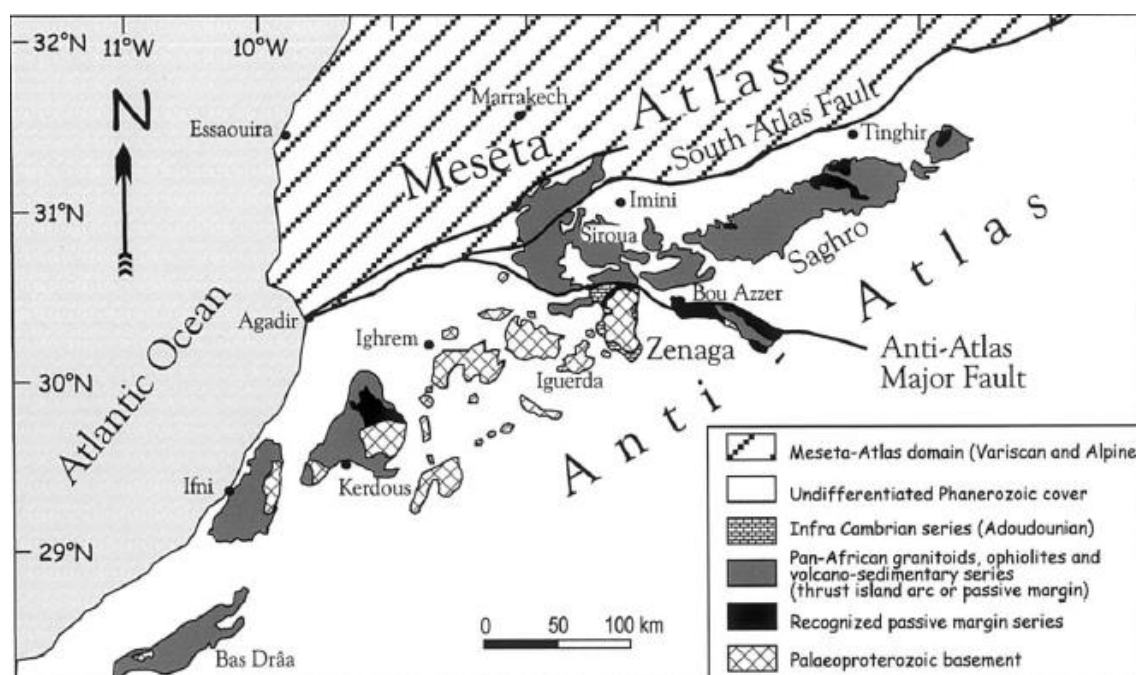


Figura 66 - Figura che mostra la mappa dell'Anti-Atlas con le rispettive componenti geologiche (Ennih, 2001).

I domini della Meseta e dell'Atlas si sono invece formati con l'orogene Ercinica ed hanno subito gli effetti dell'orogene Alpina.

Il dominio della Meseta include tutti i massicci paleozoici che si trovano a Nord della Faglia del Sud Atlas (SAF) ad eccezione del blocco Ouzellarh di Marakech che appartiene al dominio paleozoico dell'Anti-Atlas (Figura 66).

I basamenti paleozoici della Meseta sono sormontati da formazioni Mesozoiche - Cenozoiche o da "plateaus" del Cretaceo-Cenozoico nel caso della Meseta Occidentale. Il basamento varisco è esposto in modo isolato nel massiccio e queste esposizioni prendono il nome di "boutonnieres" (Michard, A. S. O., 2008).

Sia la Meseta orientale sia quella occidentale hanno subito un sollevamento come risultato della collisione tra le Magrebidi ed il Cratone Saharan e successivamente con l'orogene Alpina.

Da un punto di vista di evoluzione paleozoica; il dominio della Meseta si divide in quattro complessi tettonici: il blocco Sehoul, il blocco della costa, la Meseta Centrale e il blocco della Meseta Orientale.

Il blocco Sehoul è composto da peliti e grovacche tipiche di ambienti deltizi. Questi sedimenti sono stati successivamente interessati da una tettonica e un metamorfismo che risalgono all'orogene Caledoniana, periodo in cui si verificarono le prime intrusioni di granodiorite (El Hassani A. , 1990; El Hassani A. H., 1991).

Questo è considerato come un dominio “esotico”.

Il blocco della costa è caratterizzato da deformazioni varisiche ed è contraddistinto dalla formazione di “*Old Red Sandstones*” che sormontano le formazioni cambriane ed ordoviciane (Michard. A S. O., 2008).

Il blocco della Meseta Centrale è caratterizzato da un dominio di crosta segnato da magmatismo di tipo mafico e da depositi torbiditici.

Il blocco della Meseta orientale comprende i massicci paleozoici ed è segnato da due principali faglie nascoste dalle serie mesozoiche del Medio Atlas.

La catena montuosa dell'Atlas invece si imposta sul maggior sistema di rift intra-continentale che si estende dall'attuale margine Atlantico del Marocco sino alla costa tunisina che si affaccia sul Mediterraneo. Il sistema dell'Atlas ha inizio nel Triassico e continua sino al Giurassico (Beauchamp, 1999). All'inizio del Cretaceo sino ad oggi si verifica, con la convergenza della placca Nord Africana con quella Euroasiatica, un'inversione tettonica. Tale fenomeno si realizza sulle strutture preesistenti, quali faglie estensionali o di discontinuità laterali, che interessavano l'architettura di strutture compressionali. Si ha quindi che faglie normali a basso angolo siano riattivate con una direzionalità inversa (Beauchamp, 1999).

La maggior parte dell'Atlas era orientata ortogonalmente alla direzione di convergenza delle placche durante la compressione del Terziario ad eccezione delle regioni del Medio Atlas che erano oblique (Beauchamp, 1999) (Figura 67).

In questo periodo con la generale inversione dei movimenti tettonici dell'Atlas si verifica anche un moderato sollevamento del sistema. Come conseguenza si ha la formazione della “zona calda marocchina” (abbreviata come MHL) sottolineata da anomalie di temperature registrate nel mantello, un magmatismo alcalino e da significativi eventi sismici (Frizon de Lamotte, 2008) (Figura 67).

La catena del Rif è invece il risultato dell'orogene Alpina che ha visto la collisione tra la placca Africana e quella Euroasiatica e la subduzione dell'oceano tetideo. Tale evento ha interessato tutta l'area del Mediterraneo e trova lo speculare marocchino nel Sud della Spagna (Figura 68).

Il Rif è composto dall'interno verso l'esterno e dall'alto verso il basso in tre principali zone (Figura 69):

1. Zone interne o Dominio Alboran,
2. Flysch del Maghreb,
3. Zone Esterne.

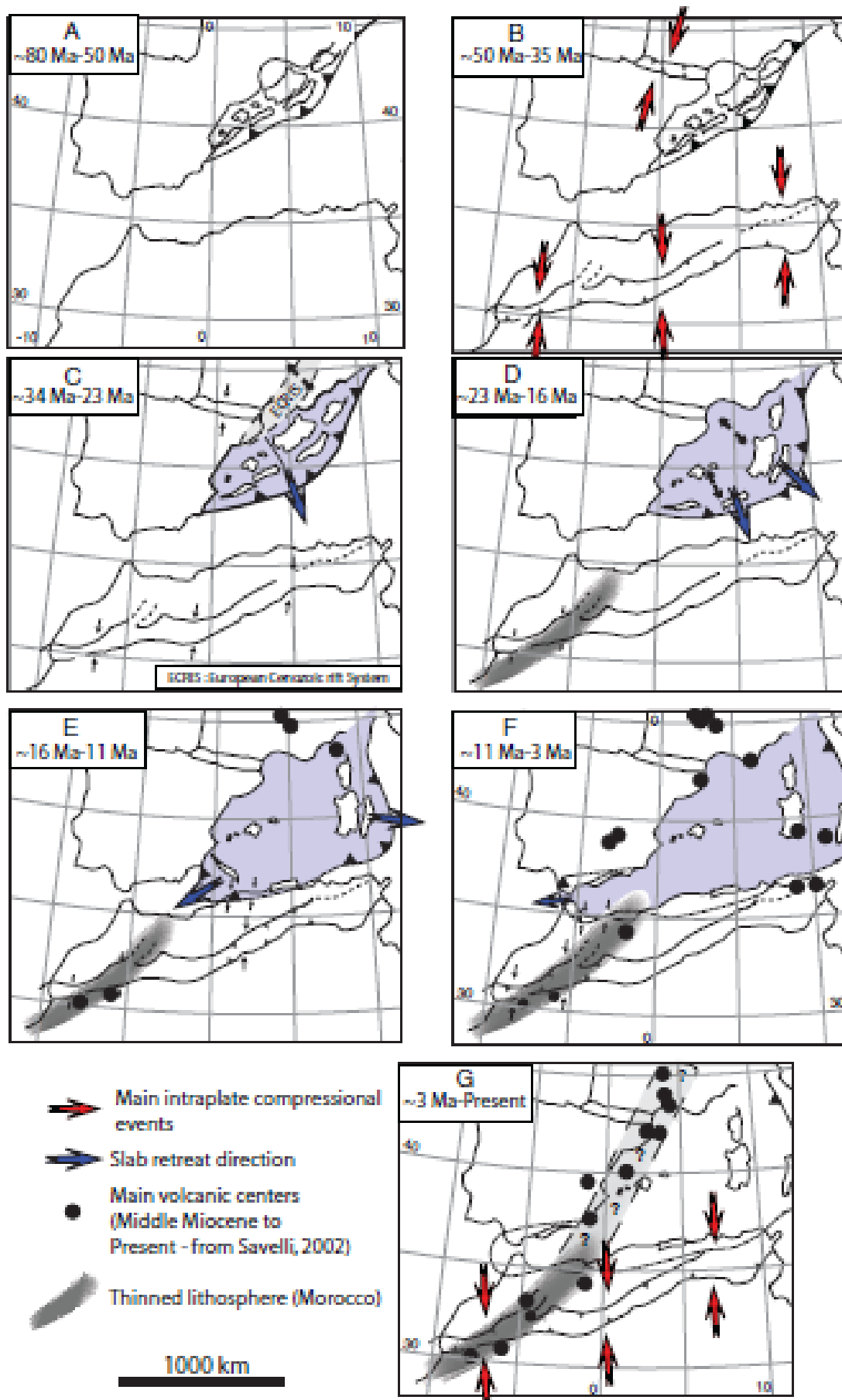


Figura 67 - Immagine che mostra la cronologia degli eventi che hanno generato il Medio Atlas e l'Alto Atlas. Con le frecce rosse è indicata la direzione di convergenza delle placche e in blu quella divergente che ha dato origine al Mar Tirreno (Michard, A. S. O., 2008).

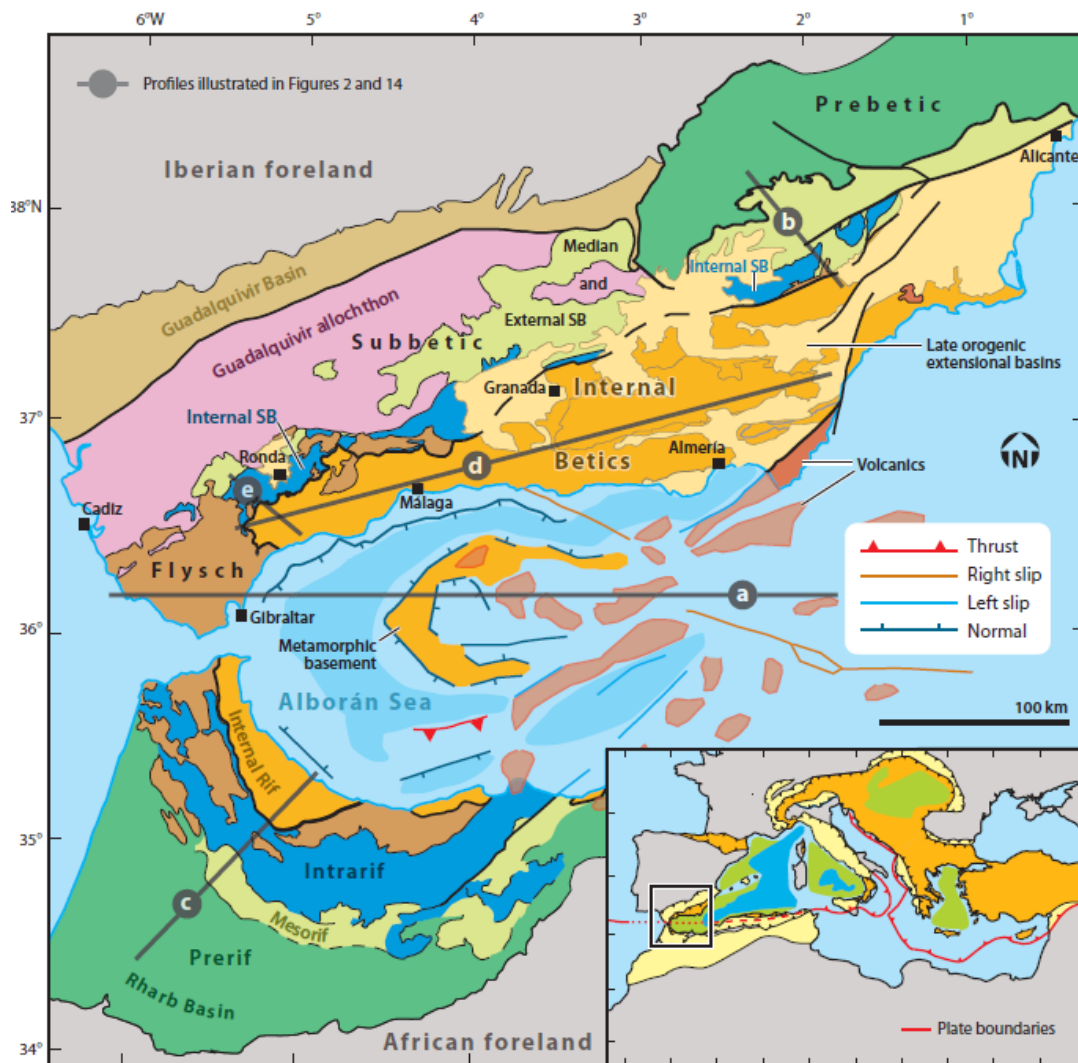


Figura 68 - Mappa tettonica dell'arco del Rif – Bético - Gibilterra e con il bacino Alboran (Platt, 2013).

Le Zone Interne comprendono le unità della subbetide che costituiscono lo zoccolo metamorfico con alla base le rocce ultrabasiche che provengono dal mantello superiore. A questo dominio appartengono le Gomaridi che sono una serie paleozoica, mesozoica e terziaria tettonicamente trasportate. Fa parte di quest'area la "Dorsale" riffana o *Alboran Domain* che è costituita da calcari mesozoici con una struttura a scaglie tettonica e sovrapposizioni di fase a vergenza variabile (Chiocchini. U, 1978).

I Flysch del Maghreb sono invece indipendenti dai domini che lo delimitano e sono composti da un impilamento di unità che poggiano sulle unità esterne ad eccezione del *flysch* del *J. Zemzem* che sormonta le unità interne. A questi flysch allotoni che hanno origine dall'oceano ligure-magrebino fanno parte cinque grandi complessi: l'unità *predoraliennes*, i *flysch mauretaniens*, *ride taraquide*, il *flysch massyliens* e le *Nappe Numidienne* (Chiocchini. U, 1978).

Le formazioni dei Flysch del Magreb sono prevalentemente costituiti da una sequenza silico-clastica dal Giurassico superiore al Burdigaliano inferiore, dal bacino della Neotetide è compresa tra il margine iberico e quello africano (De Capoa, 2007; Luján, 2006; Rodríguez-Fernández, 1999; Serrano, 1979; Vergés, 2012).

Le Zone Esterne comprendono sedimenti prevalentemente marnosi-scistosi intensamente deformati e si distinguono tre strutture principali che da Nord verso Sud e dall'alto verso il

basso sono: l'*Intrarif*, il *Mesorif* e il *Prerif* che corrispondono alle parti più prossimali del paleo-margine africano.

L'*Intrarif* è composto delle unità più distali che derivano dal paleomargine africano e sono tagliate dai *Flyschs del Magreb* e dalle unità della Dorsale.

Il *Mesorif* è anche chiamato “*Window Zone*” dal momento che è caratterizzato da un'antiforme con al nucleo rocce appartenenti al Miocene e sopra, ad opera di un *thrust*, affiorano unità del Mesozoico (Michard. A. S. O., 2008).

Il *Prerif* è composto principalmente da formazioni marnose ed argillose del tardo Cretaceo-Eocene e sono distaccate dal basamento Giurassico-Cretaceo.

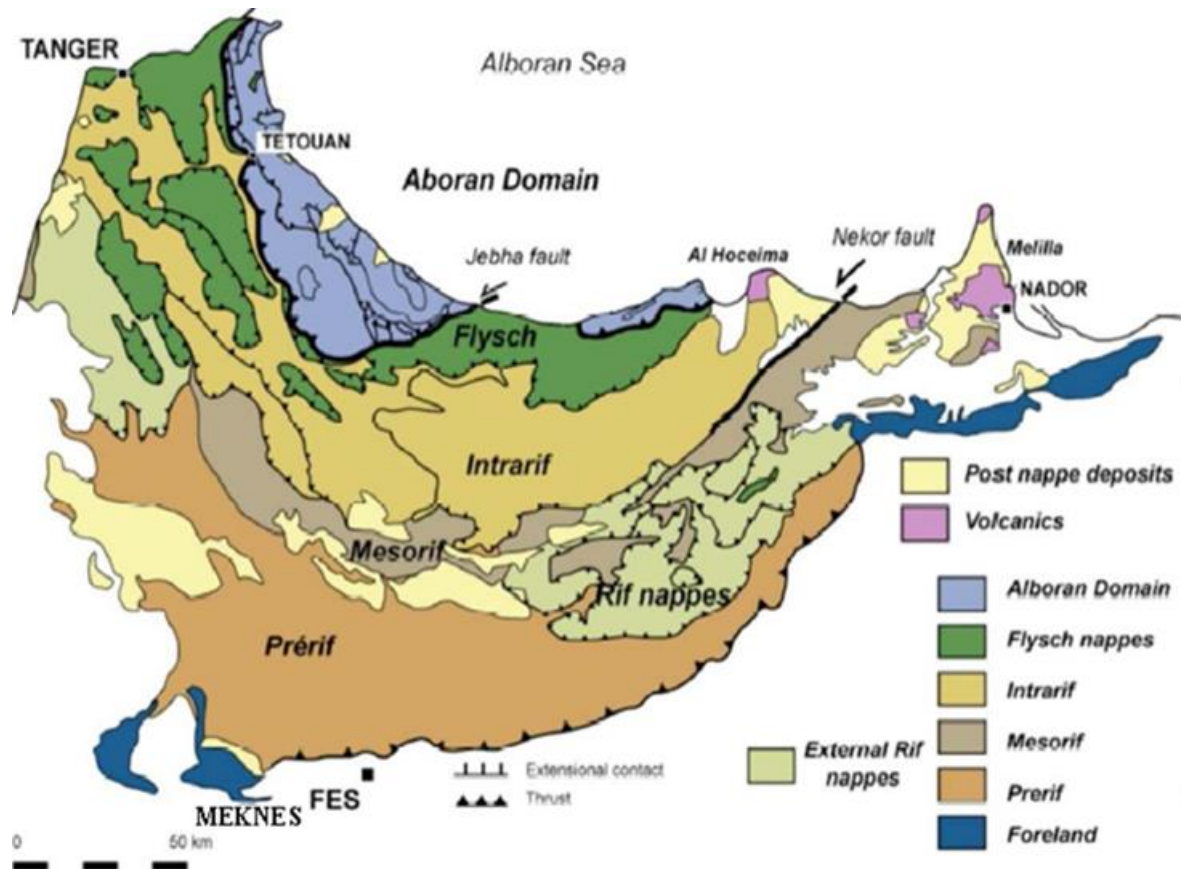


Figura 69 - Figura della carta strutturale delle catene del Rif. (Negro, 2008)

6.2.2 Nador

I principali depositi di bentonite in Marocco sono situati nella regione di Nador, nel Nord Est del Marocco (Ait Hmeid, 2018). Tale regione appartiene alle zone Esterne del Rif e nel dettaglio nel *Mesorif*.

L'area di Nador fa parte del "magmatismo orogenetico" della cintura del Rif e di una struttura più ampia che si estende dalla Tunisia sino all'est del Marocco, attraversa il mar Alboran e si ritrova in Spagna.

Il magmatismo presente per chimismo e petrologia è definito "orogenetico" per quanto non corrisponda a verità nel senso classico del termine. Il magmatismo infatti è legato alla genesi delle Magrebididi, in seguito all'accavallamento ad opera di un *thrust* delle zone Interne su quelle Esterne (Michard. A. S. O., 2008) (Figura 70).

Questo evento ebbe inizio 15-16 milioni di anni fa in Tunisia e nell'Est dell'Algeria, successivamente si è verificato in Marocco, nel mar Alboran e nell'Est della Cordigliera Iberica attorno a 13-10 MA.

Quindi tale magmatismo è in realtà contemporaneo all'estensione orogenetica avvenuta nelle zone Interne.

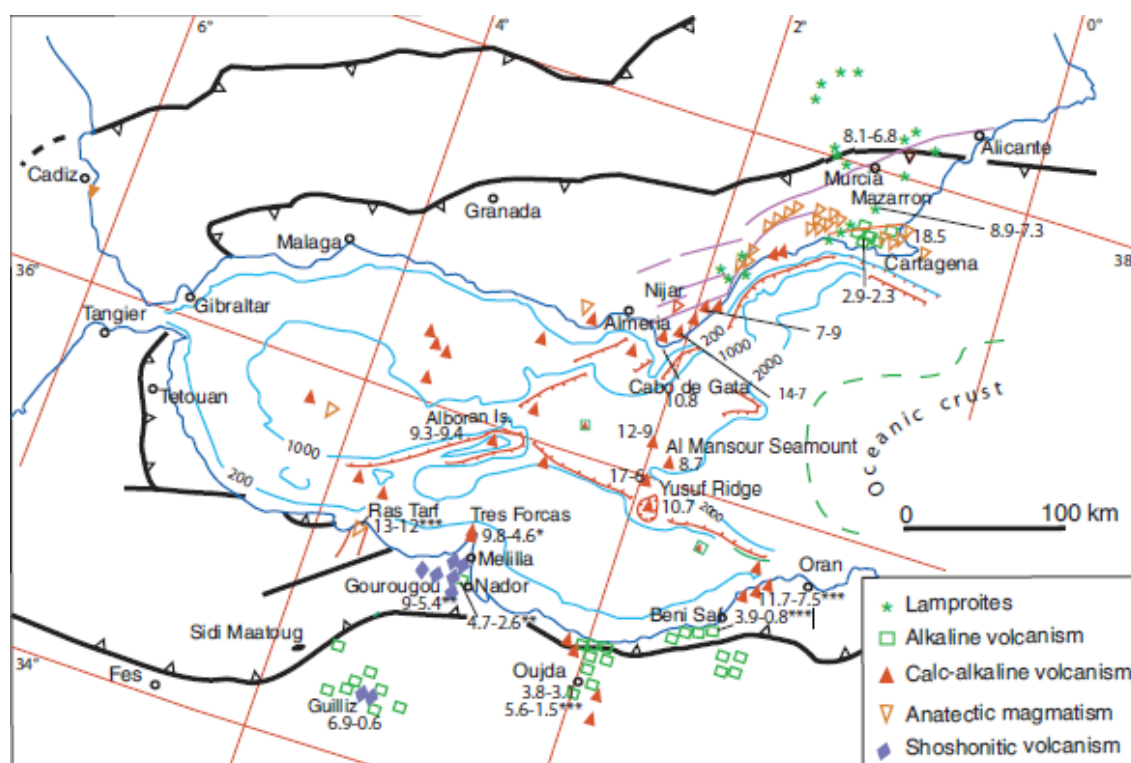


Figura 70 - Immagine della distribuzione post-orogenetica del magmatismo che ha interessato le Magrebididi.

La cintura magmatica include i massicci granodioritici come ad esempio Beni Bou Iforur anche se nella maggior parte dei casi il magmatismo è composto da complessi andesitici, daciti, riodaciti e flussi di rioliti, dicchi e *sills*.

Le lave hanno una composizione ricca di potassio e sono spesso di tipo shoshonitico come ad esempio a sud di Melilla il caso del vulcano Gourougou. L'evoluzione magmatica termina 10-7 milioni di anni fa e si individuano basalti transizionali, basalti calcalcalini, basalti andesitici e trachi-andesiti (come nel caso di Gourougou, Guilliz) e le lamproite in Murcia (Michard. A. S. O., 2008) (Figura 70).

Il vulcano Gourougou è uno strato-vulcano con un chimismo di tipo shoshonitico, composto da rocce andesitiche. I satelliti Tidiennit, Amjar e Boutouil presentano invece una composizione da calcalcalina a potassica (Viland, 1997; El Bakkali, 1995).

I depositi di bentonite nella regione sono strettamente correlati con le formazioni di Melilla-Nador e Kert. Sono prevalentemente formazioni composte da serie di depositi marini del Messiniano (Hilali, 1981).

Il passaggio tra le rocce sedimentarie alle formazioni vulcano-clastiche è graduale e spesso con contatti.

Le bentoniti che si sono esaminate provengono dai depositi di Trebia (VA008) e dai depositi di Ibourandhain (VA900) (Figura 71).

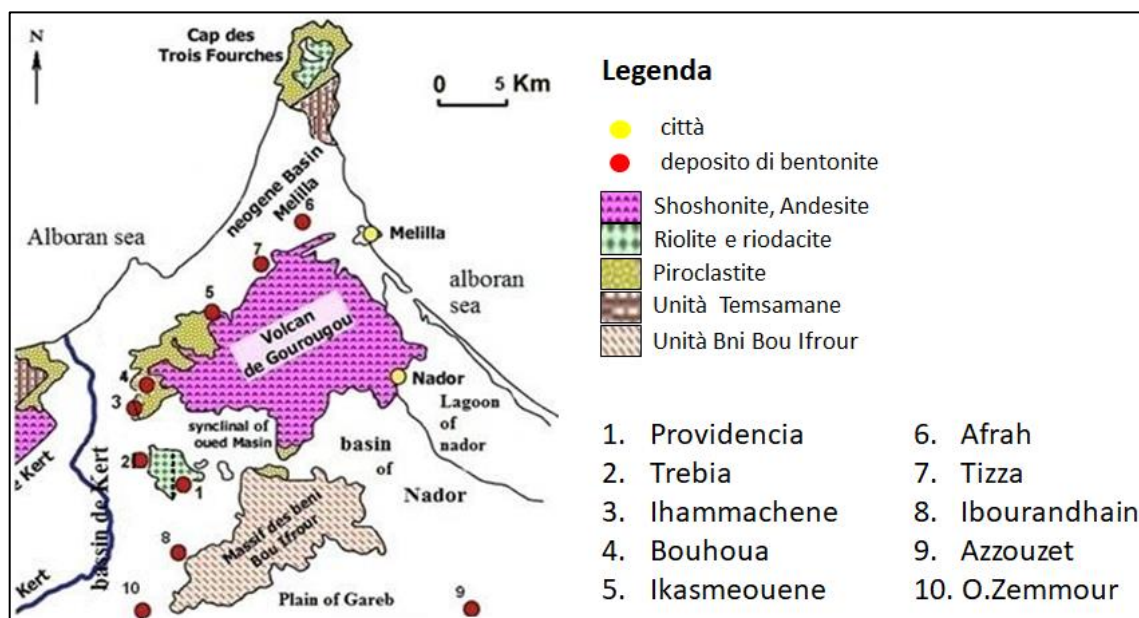


Figura 71 - Geologia e localizzazione dei maggiori depositi di bentonite nella regione di Nador (Lahrach, 1982).

La differenza tra i due campioni è evidente dai rispettivi diffrattogrammi (Figura 72).

I minerali presenti nel campione VA008 sono prevalentemente montmorillonite, clorite, illite, mica e quarzo.

Quelli invece che compongono il campione VA900 sono la bentonite, montmorillonite, muscovite, vermicolite, volkonskoite, quarzo, feldspato e sepiolite.

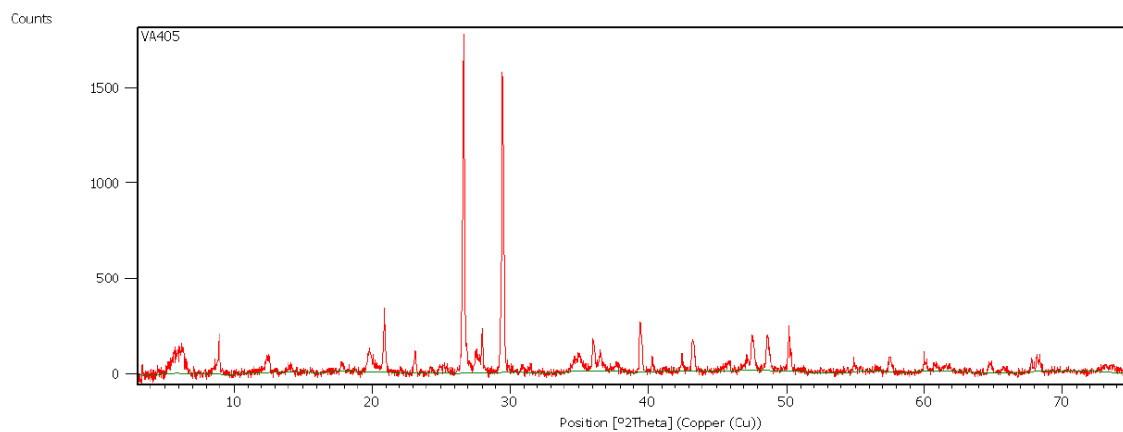
La differenza della composizione mineralogica dei campioni deriva dalle differenze dei siti da cui sono stati prelevati.

Nel caso del deposito Ibourhadayn, i due livelli bentonitici principali derivano da ceneri vulcaniche e flussi piroclastici ed hanno spessori di circa 5-6 metri ciascuno. Il primo livello poggia su marne mioceniche ed è coperto da tufi trachi-andesitici, l'altro livello poggia un sottile strato di ceneri ed è coperto dai tufi andesitici.

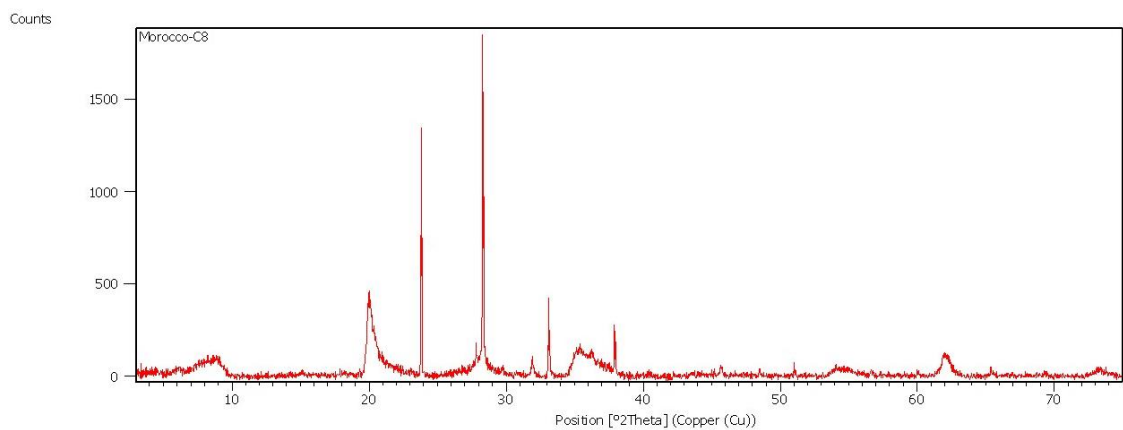
L'ambiente deposizionale è di tipo lacustre-lagunare, questo è ben visibile anche dal diffrattogramma in cui si evidenzia la presenza della sepiolite.

Per quanto riguarda invece il deposito di Trebia, esso si imposta su flussi riolitici che si stratificano sui fianchi di un massiccio di riolite.

Le formazioni marine messiniane contengono strati di piroclastiti discordanti che circondano il vulcano. Alla base della struttura invece si evidenziano flussi di perlite grigia, talvolta hanno l'aspetto di tufi perlitici e sono ricoperti in modo inconfondibile da strati brecciati con elementi vitrei (Mimoun. A, 2015; Aalaoul, 2011).



Peak List
01-085-0796; Si O ₂ ; Quartz
00-024-0027; Ca C O ₃ ; Calcite
00-042-0619; Ca _{0.3} (Cr, Mg) ₂ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·H ₂ O; Volkonskoite
01-089-6454; Mg ₂ (Mg ₂ Al) ₂ (Si ₃ Al) ₂ O ₁₀ (OH) ₂ ·2H ₂ O; Clinchidre (5-4) (Clay mineral, phyllosilicate)
00-041-1480; (Na, Ca) ₂ Al ₂ (Si, Al) ₃ O ₈ ; Albite, disordered
00-046-1409; (K, Ba, Na) _{0.75} (Al, Mg, Cr, V) ₂ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ; Muscovite-2 (ITM/RG#1, vanadate tierian)
00-026-0911; (K, H ₃ O)Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂ ; Illite-2 (ITM/RG#1, NR)



Peak List
00-002-0227; K - Mg - Fe - Al - Si - O + H ₂ O; Mica
00-029-1496; K _{0.7} Al ₂ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ; Illite-1 (ITM/RG [NR])
00-039-0381; Na _{0.5} Al ₆ (Si, Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₁₀ ·H ₂ O; Chlorite-vermiculite-montmorillonite
00-007-0027; Na - Ca - Al - Si ₄ O ₁₀ -O; Montmorillonite-chlorite

Figura 72 - Immagini dei diffrattogrammi dei campioni bentonitici. Il primo è relativo al campione VA900 ed il secondo del campione VA008.

7 RISULTATI

In questo capitolo sono riportati i risultati delle prove effettuate, sia per quanto riguarda le misure di conducibilità termica, sia le prove effettuate per la caratterizzazione geotecnica dei campioni ed in ultima istanza gli esiti dell'applicazione della *cluster analysis*.

Dallo studio di tutti i dati sono emerse alcune particolarità nel *dataset* soprattutto da parte di alcuni campioni, come ad esempio le bentoniti.

Quest'ultime, infatti, presentano dei comportamenti singolari; curve di conducibilità termica tipiche delle sabbie, una risposta granulometrica e geotecnica tipica dei limi sebbene dal punto di vista mineralogico risultano essere delle argille.

Si è quindi approfondito il contesto geologico e deposizionale dei campioni bentonitici.

7.1 Risultati delle misure termiche

Per ciascun campione sono state eseguite quattro misure di conducibilità, acquisendo il dato per 600 secondi ed impiegando un voltaggio pari a 3 volt.

Il valore di conducibilità è stato stimato applicando la relativa relazione per la tipologia di strumento utilizzato (vedi paragrafo 5.1.1). Si è quindi considerato la costante di calibrazione dello strumento e la corrente impiegata. In funzione della tipologia di curva ottenuta si è elaborato i dati applicando due metodologie diverse: per curve con un andamento rettilineo è stato utilizzato il metodo del coefficiente angolare mentre per curve con un andamento più curvilineo, il metodo degli intervalli di tempo.

Dei 12 campioni di sabbia esaminati, 8 hanno evidenziato curve con andamento polinomiale e quindi sono state elaborate con il metodo degli intervalli, i restanti 4 campioni invece sono stati esaminati con il metodo del coefficiente angolare.

Per quanto riguarda i campioni limosi/argillosi, 9 presentano una curva con andamento rettilineo elaborato con il metodo dei coefficienti angolare, mentre 3 campioni presentano una curva con andamento polinomiale. Di questi tre campioni, 2 sono le bentoniti.

Si può quindi dedurre che, in linea generale, a parità di parametri di acquisizioni, i campioni limosi/argillosi evidenziano delle curve di risposta di conducibilità termica per la maggior parte assimilabili a delle rette, mentre i campioni a prevalenza sabbiosa presentano risposte che sono riconducibili a delle curve.

I campioni di sabbia presentano valori di conducibilità termica compresi tra 0.359 e 0.687 W/mK mentre i campioni limosi/argillosi tra 0.506 e 1.036 W/mK (Tabella 19). All'interno di quest'ultimo gruppo i campioni che presentano i valori più bassi sono le bentoniti che presentano valori di 0.506 e 0.581 W/mK (rispettivamente i campioni VA008 e VA900).

Campione	Conducibilità termica (W/mK)	Deviazione Standard	METODO DI ELABORAZIONE	Denominazione
VA001	0.441	0.01	Coeff. Angolare	sabbia debolmente limosa
VA003	0.359	0.01	Coeff. Angolare	sabbia con ghiaia limosa
VA004	0.363	0.07	Intervalli	sabbia con ghiaia debolmente limoso
VA005	0.384	0.01	Coeff. Angolare	sabbia debolmente ghiaiosa
VA006	0.418	0.12	Intervalli	sabbia ghiaiosa debolmente limosa
VA007	0.885	0.29	Intervalli	limo con argilla debolmente sabbioso
VA008	0.506	0.26	Intervalli	limo con argilla sabbioso - bentonite
VA009	0.687	0.04	Coeff. Angolare	sabbia
VA010	0.562	0.18	Intervalli	sabbia con ghiaia debolmente limosa
VA272	0.789	0.07	Coeff. Angolare	limo con sabbia argillosa
VA290	1.019	0.02	Coeff. Angolare	limo argilloso
VA334	0.906	0.03	Coeff. Angolare	argilla con limo
VA365	0.571	0.30	Intervalli	sabbia
VA383	0.788	0.03	Coeff. Angolare	argilla con limo
VA392	1.036	0.04	Coeff. Angolare	argilla con limo e con sabbia
VA393	0.775	0.02	Coeff. Angolare	argilla con limo
VA398	1.102	0.06	Coeff. Angolare	limo con argilla debolmente sabbioso
VA405	0.789	0.01	Coeff. Angolare	limo con argilla sabbioso
VA459	0.484	0.28	Intervalli	sabbia debolmente limosa
VA600	0.826	0.03	Coeff. Angolare	argilla con limo debolmente sabbiosa
VA625	0.618	0.25	Intervalli	sabbia
VA650	0.489	0.29	Intervalli	sabbia
VA700	0.567	0.33	Intervalli	sabbia
VA900	0.581	0.31	Intervalli	limo con sabbia argilloso - bentonite

Tabella 19 - Tabella con i campioni e i relativi valori di conducibilità termica, deviazione standard e metodo di elaborazione applicato.

7.2 Risultati delle prove geotecniche

Dalle analisi di granulometria si sono distinti i campioni a prevalenza sabbiosa da quelli con la percentuale maggiore di limo/argilla (

Tabella 20 20).

Nella Figura 73 sono rappresentate le curve granulometriche dei campioni. In blu sono evidenziate le curve dei campioni sabbiosi, che hanno un andamento piuttosto ripido a indicare una maggior omogeneità delle dimensioni dei grani. Con il colore rosso sono indicati i campioni argillosi e con il verde i campioni limosi. Queste ultime due categorie presentano curve molto meno ripide e quindi una maggiore eterogeneità nelle dimensioni dei grani.

Gli stessi campioni, rappresentati con gli stessi colori, sono riportati nel grafico triangolare (Figura 74). I campioni sabbiosi sono concentrati nell'angolo in cui la percentuale di sabbia è più alta mentre i campioni limosi/argillosi sono più distribuiti sul lato del limo.

I campioni VA625, VA650, VA700, VA009 e VA365 hanno maggior percentuale in sabbia rispetto agli altri componenti dello stesso gruppo. Questi infatti sono campioni impiegati anche a livello industriale per specifici scopi come le prove della densità in sito e sono per questo appositamente classati.

Campione	% ciottoli	% ghiaia	% sabbia	% limo	% argilla	Denominazione
VA001	0	3.3	88.1	7.2	1.4	sabbia debolmente limosa
VA003	0	32.9	48.4	17.5	1.2	sabbia con ghiaia e limosa
VA004	0	35.3	48.9	14.3	1.5	sabbia con ghiaia debolmente limoso
VA005	0	14.5	78.4	6.2	0.9	sabbia debolmente ghiaiosa
VA006	0	21.5	60.8	14.3	3.4	sabbia ghiaiosa debolmente limosa
VA007	0	0	8	53.6	38.4	limo con argilla debolmente sabbioso
VA008	0	0.4	16.7	50.4	32.5	limo con argilla sabbioso
VA009	0	4	94.5	1.3	0.2	sabbia
VA010	0	32.6	51.1	14.4	1.9	sabbia con ghiaia debolmente limosa
VA272	0	1.5	30.4	47.9	20.2	limo con sabbia argillosa
VA290	0	0.1	5	74.7	20.2	limo argilloso
VA334	0	3.6	2.6	29.4	64.4	argilla con limo
VA365	0	0	96.3	3.4	0.3	sabbia
VA383	0	0	1.1	27.4	71.5	argilla con limo
VA392	0	10	28.5	28.9	32.6	argilla con limo e con sabbia
VA393	0	0.3	5.2	36.9	57.6	argilla con limo
VA398	4.3	21.1	11	34.7	28.9	limo con argilla debolmente sabbioso
VA405	0	0.1	17.1	42.1	40.7	limo con argilla sabbioso
VA459	0	8.3	78.1	10.9	2.7	sabbia debolmente limosa
VA600	0	0.2	12	37	50.8	argilla con limo debolmente sabbiosa
VA625	0	0	99.96	0.04	0	sabbia
VA650	0	0.1	99	0.83	0.07	sabbia
VA700	0	0	99.8	0.2	0	sabbia
VA900	0	0.3	37.3	37.7	24.7	limo con sabbia argilloso

Tabella 20 - Tabella con i risultati in percentuali della classificazione granulometrica.

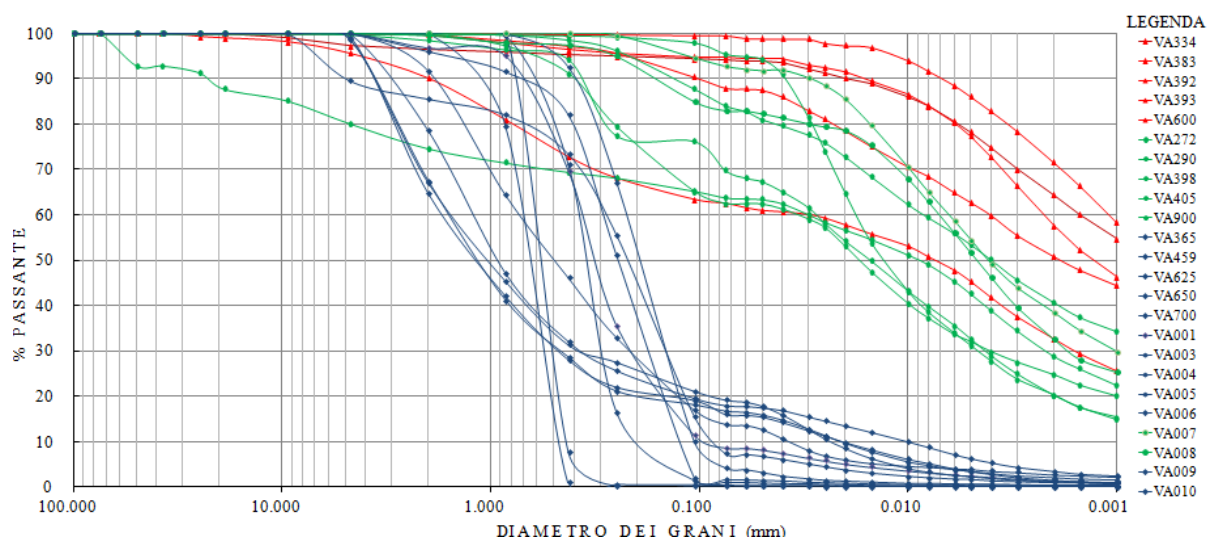


Figura 73 - Curve granulometriche. In blu i campioni sabbiosi, in verde i limi e in rosso le argille.

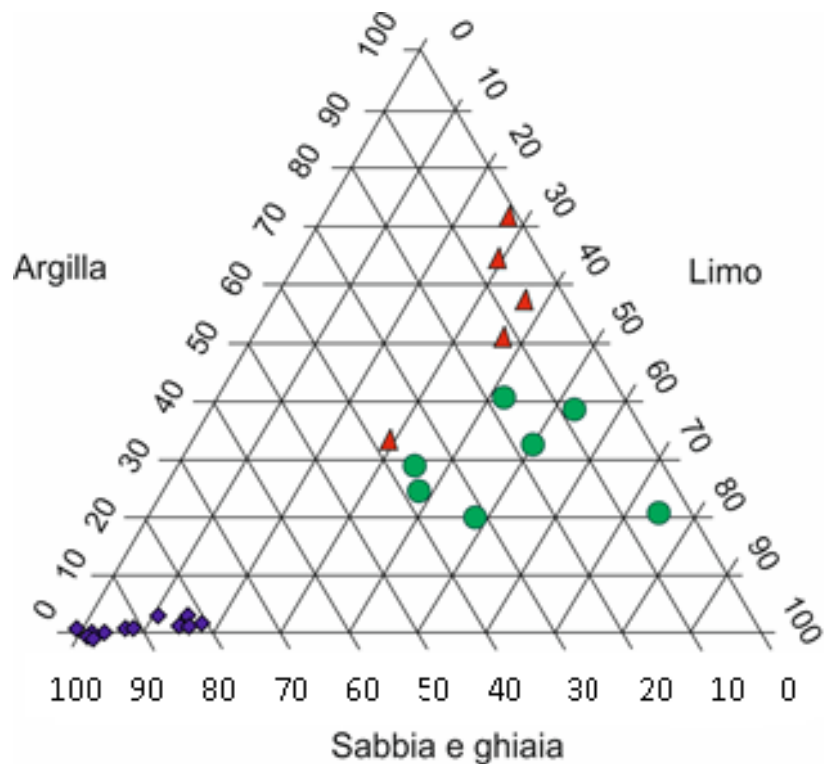


Figura 74 – Curve granulometriche. In blu i campioni sabbiosi, in verde i limi e in rosso le argille.

Sotto in Tabella 21 sono riportati i risultati delle prove di peso specifico e delle misure di porosità ed umidità.

I campioni sabbiosi presentano valori di peso specifico compresi tra 2.66 e 2.84 gr/cm³ mentre i campioni limosi/argillosi tra 2.64 e 2.77 gr/cm³.

I campioni VA003 e VA010, campioni di origine marocchina, hanno valori di peso specifico piuttosto elevati per essere delle sabbie dal punto di vista granulometrico. Si registrano, infatti, valori di 2.83 e 2.84 gr/cm³ che si ipotizza essere dipendenti dalla composizione dei clasti stessi. Dalle analisi XRD si registrano, infatti, tracce di dolomite che ha un valore di densità pari a 2.84 gr/cm³.

Altri campioni presentano elementi di questo minerale ma si registrano valori di densità minori per cui si ipotizza una minor quantità di dolomite.

Le misure di porosità dei campioni limosi/argillosi sono comprese tra 36.3 e 63.9% mentre i campioni sabbiosi registrano valori tra 30.6 e 53.0 %.

I valori di umidità misurati sono più bassi nei campioni sabbiosi rispetto a quelli limosi/argillosi. Si sono misurati, infatti, valori compresi tra 0.1 e 17.9% nei campioni sabbiosi, mentre nell'altra categoria si hanno percentuali che variano tra 0.1 e 62.9%.

Campione	Gs	Porosità %	Peso umido	Peso secco	Umidità
VA001	2.71	51.5	19.4	18.8	3.2
VA003	2.83	50.0	31.1	29.7	4.7
VA004	2.74	42.7	25.2	24.9	1.2
VA005	2.69	52.1	20.5	19.2	6.5
VA006	2.71	49.2	21.3	20.7	2.9
VA007	2.71	45.4	19.3	17.7	9.0
VA008	2.69	49.3	16.2	13.8	17.4

VA009	2.70	53.0	21.0	20.2	4.0
VA010	2.84	47.1	14.7	14.5	1.4
VA272	2.70	39.6	39.5	32.0	23.4
VA290	2.71	54.1	58.7	44.6	31.5
VA334	2.75	47.4	46.3	34.7	33.3
VA365	2.66	36.3	51.53	51.45	0.2
VA383	2.77	63.9	27.5	16.9	62.9
VA392	2.72	36.6	50.0	41.5	20.6
VA393	2.77	41.6	40.9	35.8	14.2
VA398	2.66	45.0	41.2	32.0	28.8
VA405	2.73	36.3	61.9	51.1	21.2
VA459	2.70	30.6	72.2	61.2	17.9
VA600	2.77	40.8	33.2	26.8	23.7
VA625	2.66	39.2	76.4	76.4	0.0
VA650	2.74	46.3	36.5	34.9	4.7
VA700	2.66	46.9	59.3	59.2	0.1
VA900	2.64	48.2	38.4	28.4	35.3

Tabella 21 - Tabella con i risultati delle misure del peso specifico (gr/cm³), della porosità (%) e dell'umidità (%).

I campioni sui quali sono stati effettuati i limiti di Atterberg sono 12 e tra questi il valore del limite di liquidità più alto è stato registrato dal campione VA008, una delle due bentoniti. Lo stesso campione registra il valore più alto del limite di plasticità, 72.1.

I campioni invece con un indice di plasticità maggiore sono invece il VA383 e VA334, due argille a più alta percentuale di particelle fini, rispettivamente 71.5 e 64.4%.

Gli indici di consistenza presentano tutti valori all'interno del range compreso tra 0.3 e 1.4 ad eccezione di due campioni con valori relativamente alti rispetto al contesto riscontrati dall'argilla VA008 e dal limo VA007.

Tra i campioni in esame, 8 sono quelli che risultano inattivi mentre 4 quelli che sono normalmente attivi e tra quest'ultimi si riscontrano le due bentoniti (VA008 e VA900) e l'argilla VA392 ed il limo VA398 (Tabella 22).

Campione	Limite di Liquidità (LL)	Limite di Plasticità (LP)	Indice di Plasticità (IP)	Indice di Consistenza (Ic)	Indice attività delle argille (Ia)	
VA007	30.5	24.0	6.5	3.3	0.17	INATT.
VA008	105.6	72.1	33.5	2.6	1.03	Nor.ATT
VA272	36.4	22.0	14.4	0.9	0.71	INATT.
VA290	35.2	20.9	14.3	0.3	0.71	INATT.
VA334	71.6	29.6	42.0	0.9	0.65	INATT.
VA383	79.9	35.2	44.7	0.4	0.63	INATT.
VA392	48.4	21.4	27	1.0	0.83	Nor.ATT
VA393	45.1	20.9	24.2	1.3	0.42	INATT.
VA398	54.7	24.3	30.4	0.9	1.05	Nor.ATT
VA405	46.3	20.6	25.7	1.0	0.63	INATT.
VA600	47.0	23.4	23.6	1.0	0.46	INATT.
VA900	65.0	43.3	21.7	1.4	0.88	Nor.ATT

Tabella 22 - Tabella con i risultati della prova dei limiti di Atterberg. Nello specifico sono riportati il limite di liquidità, il limite di plasticità, l'indice di plasticità, l'indice di consistenza e l'indice di attività delle argille.

I valori misurati nei limiti di Atterberg sono stati quindi plottati nella Carta di Plasticità di Casagrande (Figura 75). Indicativamente i campioni si allineano intorno alla linea A che esprime la relazione lineare tra il limite di liquidità e l'indice di plasticità. Si individua inoltre un gruppo di campioni che si raggruppano attorno al limite di liquidità pari al 50%, limite che separa i materiali a bassa plasticità da quelli ad alta plasticità. I campioni che si concentrano intorno a questo limite sono il VA392, VA393, VA600, VA398 e VA405.

I campioni che si discostano maggiormente dalla retta e che si concentrano nella zona dei limi inorganici o delle argille organiche (classi MH e OH) sono i due campioni bentonitici.

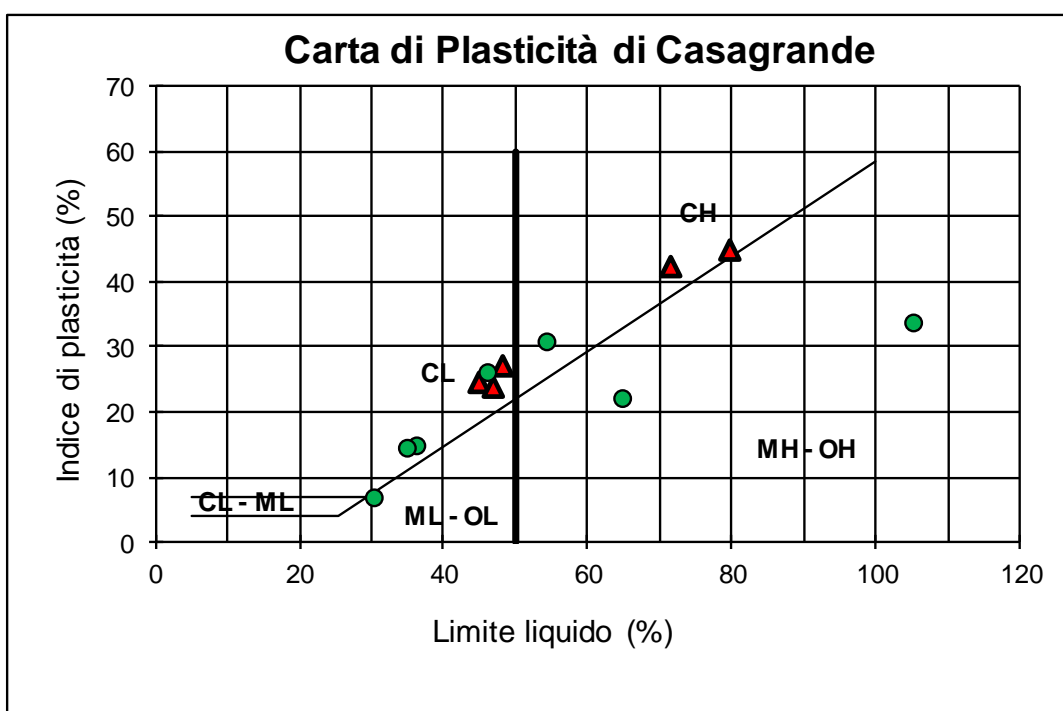


Figura 75 - Carta di Plasticità di Casagrande.

I diffrattogrammi mostrano una certa eterogeneità nei risultati; l'unico minerale in comune in tutte le misure è il quarzo.

Nel caso delle sabbie si individuano campioni composti esclusivamente di quarzo, albite e sono riconducibili alle sabbie impiegate in ambito industriale e quindi create artificialmente (Figura 76). Tali campioni sono il VA365, VA700, VA625 e VA650.

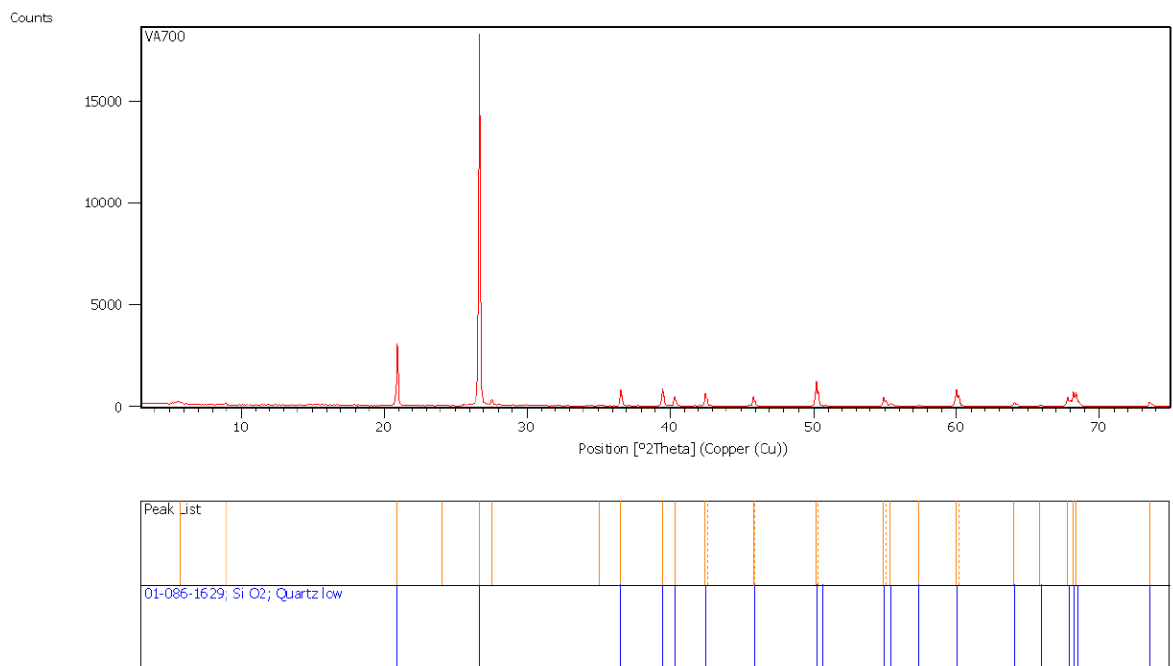


Figura 76 - Immagine del diffrattogramma del campione sabbioso VA700 composto esclusivamente da quarzo.

Nel caso invece dei campioni sabbiosi naturali sono presenti anche altri minerali come la calcite, la montmorillonite e il feldspato.

I campioni provenienti dal Marocco invece presentano anche l'aragonite e/o la dolomite (Figura 77).

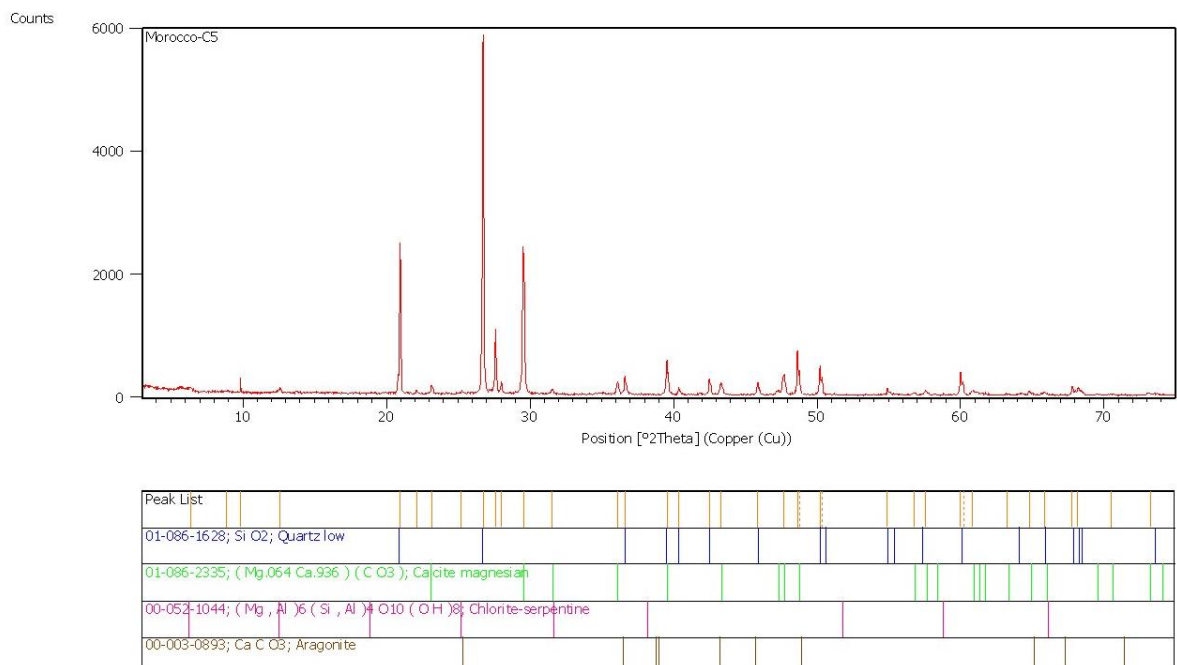


Figura 77 - Immagine del diffrattogramma del campione sabbioso VA005 composto da quarzo, aragonite, calcite e clorite. Questo è un campione di provenienza del Marocco.

Nel caso invece dei campioni limosi/argillosi i minerali sono più numerosi di quelli presenti nelle sabbie e si contano molte più varietà di fillosilicati come l'illite, la vermiculite, la muscovite e la clorite (Figura 78).

Un'eccezione è il campione VA383 che è composto esclusivamente da quarzo e calcite. In questo caso infatti si parla di argilla dal punto di vista granulometrico e non mineralogico.

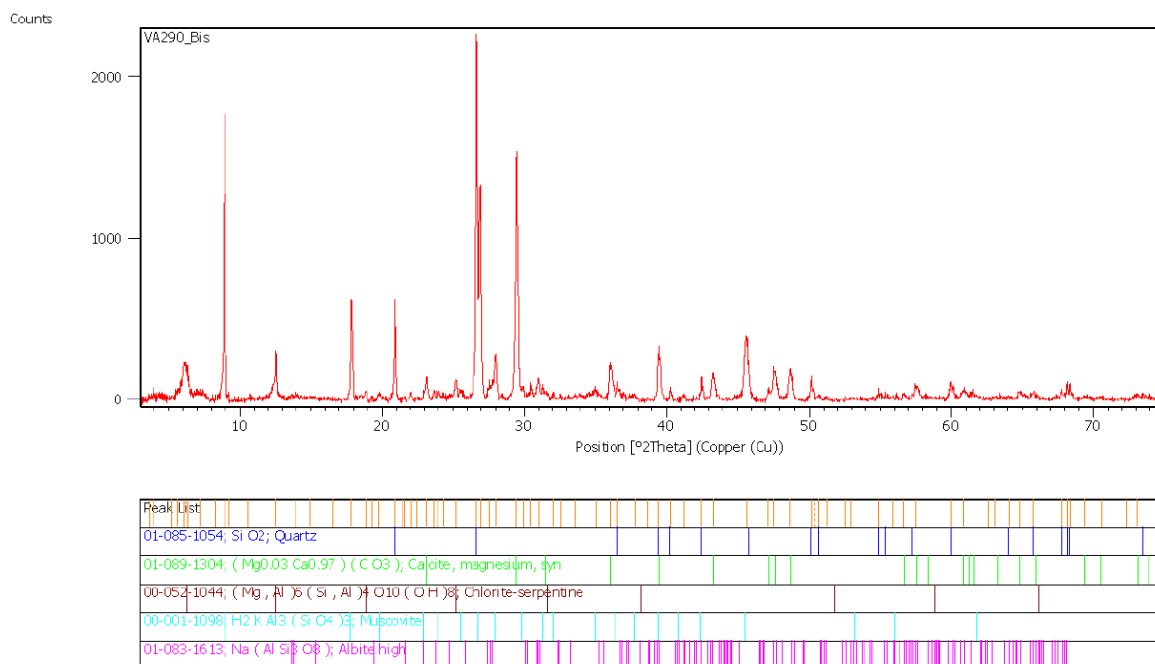


Figura 78 - Immagine del diffrattogramma del campione limoso VA290 composto da quarzo, muscovite, calcite, albite e clorite.

7.3 Risultati della *cluster analysis*

Prima di eseguire la *cluster analysis* sono stati plottati in dei grafici i valori di conducibilità termica in funzione delle singole caratteristiche esaminate. Con i cerchietti verdi sono indicati i limi, con i triangoli rossi le argille e con i rombi blu le sabbie. Attraverso lo studio di questi grafici si sono fatte le prime considerazioni e preso visione su quali fossero le grandezze che maggiormente si correlassero con la conducibilità termica.

Quando si analizza il grafico che mette in relazione le percentuali di argilla con la conducibilità termica si individuano in modo nitido i due gruppi di campioni; i sabbiosi da quelli argillosi/limosi (Figura 79). I campioni sabbiosi sono molto omogenei nel loro contenuto di argilla e con valori di conducibilità più bassi rispetto all'altra tipologia.

Quando invece si analizza il grafico che mette in relazione la percentuale di sabbia con quella della conducibilità termica si intravede una distribuzione più eterogenea e con un andamento decrescente. All'aumentare infatti del contenuto in sabbia diminuiscono i valori di conducibilità termica (Figura 80).

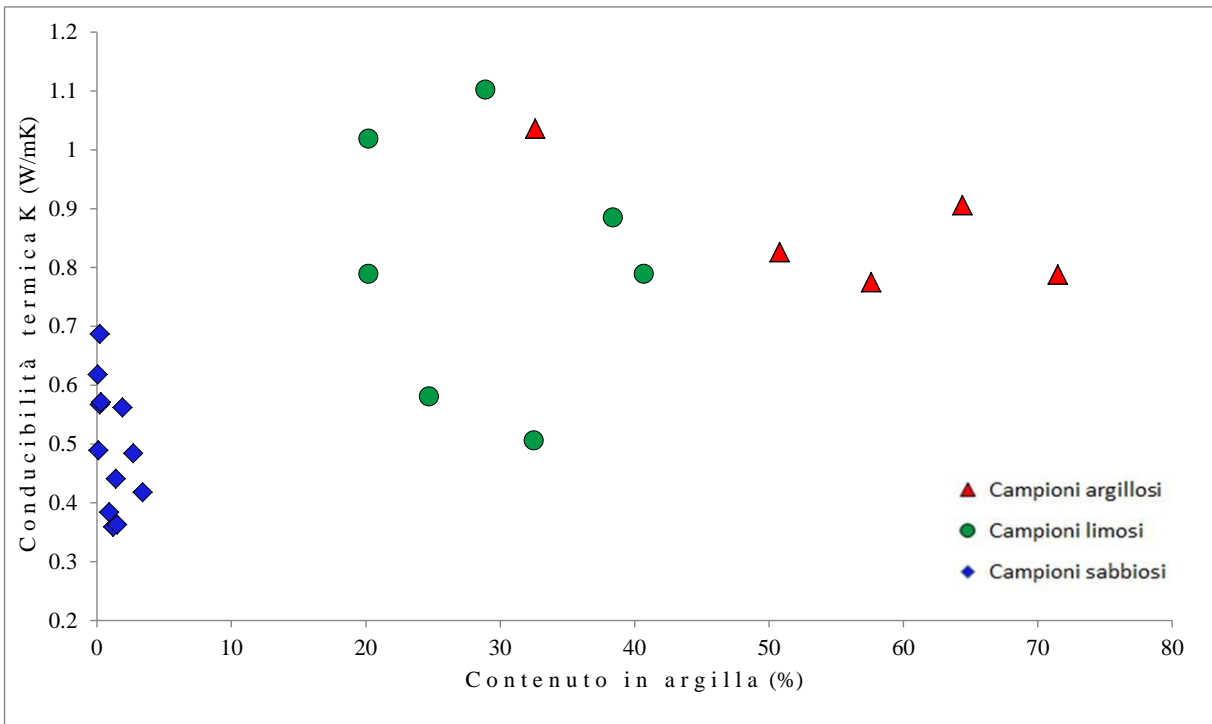


Figura 79 - Grafico con rappresentati la conducibilità termica ed il contenuto in argilla. Con i cerchietti verdi sono indicati i limi, con i triangoli rossi le argille e con i rombi blu le sabbie.

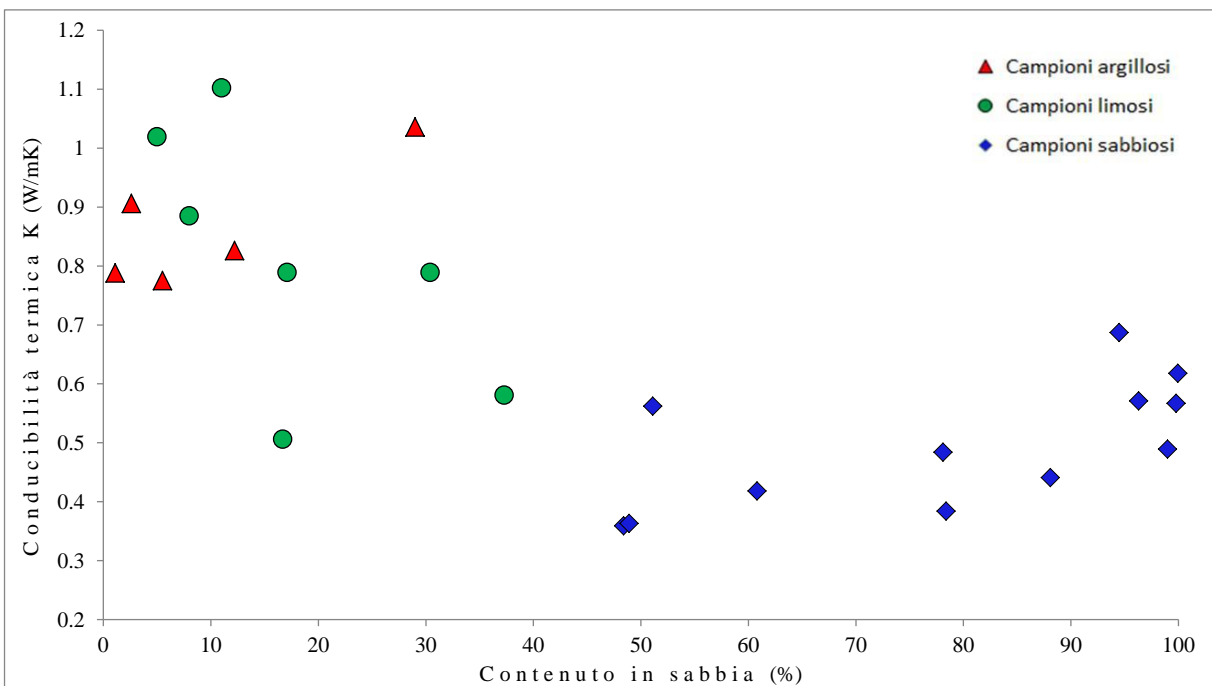


Figura 80 - Grafico con rappresentati la conducibilità termica ed il contenuto in sabbia. Con i cerchietti verdi sono indicati i limi, con i triangoli rossi le argille e con i rombi blu le sabbie.

Nel grafico in cui si mette in relazione la conducibilità termica con il peso specifico dei campioni non si individuano particolari relazioni (Figura 81). I campioni sono eterogeneamente distribuiti e le sabbie si concentrano nella parte inferiore per il loro basso valore di conducibilità termica. All'interno del gruppo delle sabbie si trovano le due bentoniti.

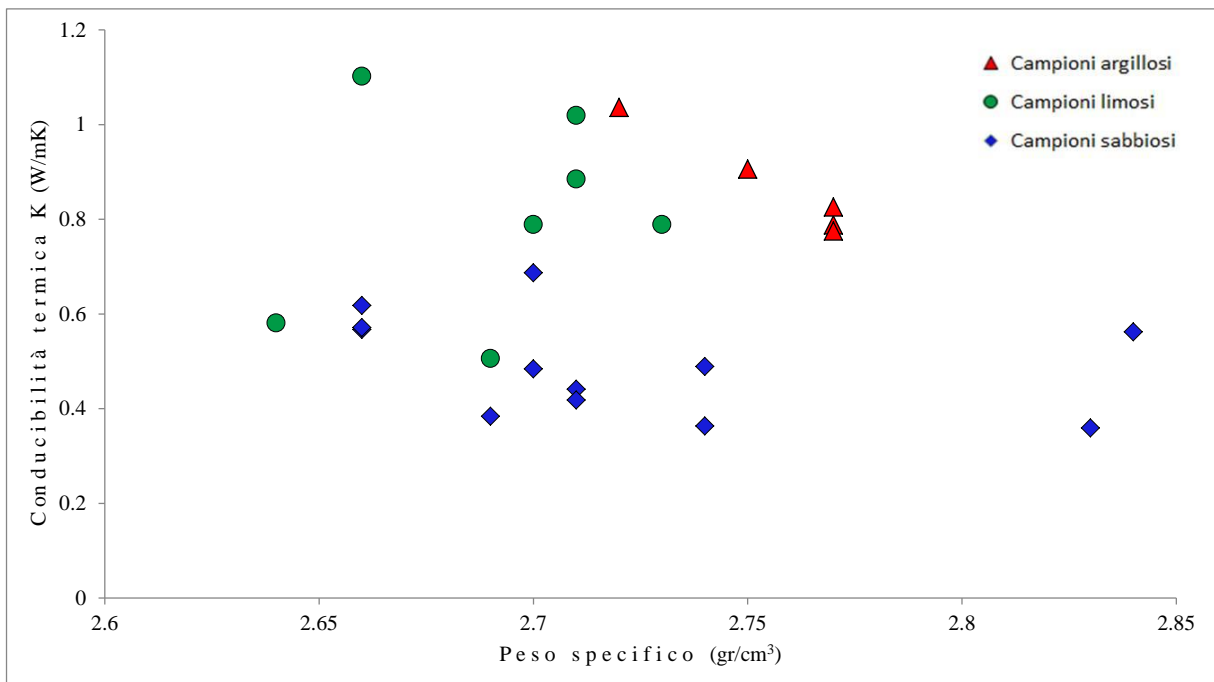


Figura 81 - Grafico con rappresentati la conducibilità termica e il peso specifico dei campioni. Con i cerchi verdi sono indicati i limi, con i triangoli rossi le argille e con i rombi blu le sabbie.

Il contenuto qualitativo del quarzo è stato calcolato con il logaritmo naturale del numero di conti del minerale registrato nel diffrattogramma (Figura 82). Si tratta quindi, non di una stima quantitativa, ma indicativa e soggetta ad errori. Dalla relazione del contenuto del quarzo con la conducibilità termica non si registrano particolari relazioni. All'interno del gruppo delle sabbie il campione con più alto contenuto in silicio e con un valore di conducibilità elevato è il VA009.

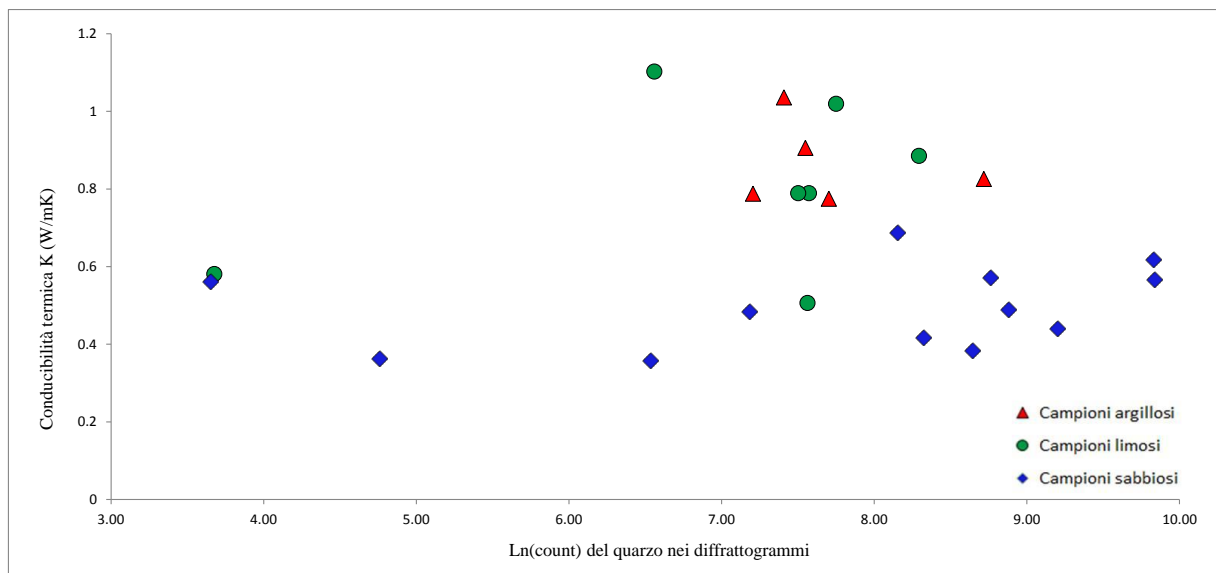


Figura 82 - Grafico con rappresentati la relazione tra la conducibilità termica e il contenuto in quarzo espresso tramite logaritmo del numero di conti espresso nei diffrattogrammi. Con i cerchi verdi sono indicati i limi, con i triangoli rossi le argille e con i rombi blu le sabbie.

Il grafico con il quale viene plottata la relazione tra la conducibilità termica e la porosità rivela una certa omogeneità di distribuzione in cui le sabbie sono concentrate nella parte a più

bassa conducibilità termica (Figura 83). I due campioni di limo che si individuano nel gruppo delle sabbie sono le due bentoniti.

Nel grafico della conducibilità termica in funzione dell'umidità si individuano i campioni sabbiosi concentrati nell'area a più bassa conducibilità termica ed umidità. I campioni limosi ed argillosi invece si distribuiscono in modo più eterogeneo nelle porzioni a più alta conducibilità termica e a valori di umidità medi (Figura 84). I campioni limosi che sono più prossimi alle sabbie sono le bentoniti. Il campione argilloso che si discosta dal gruppo dei campioni limosi/argillosi è il VA383 che registra un alto valore di umidità, pari a 62.9%.

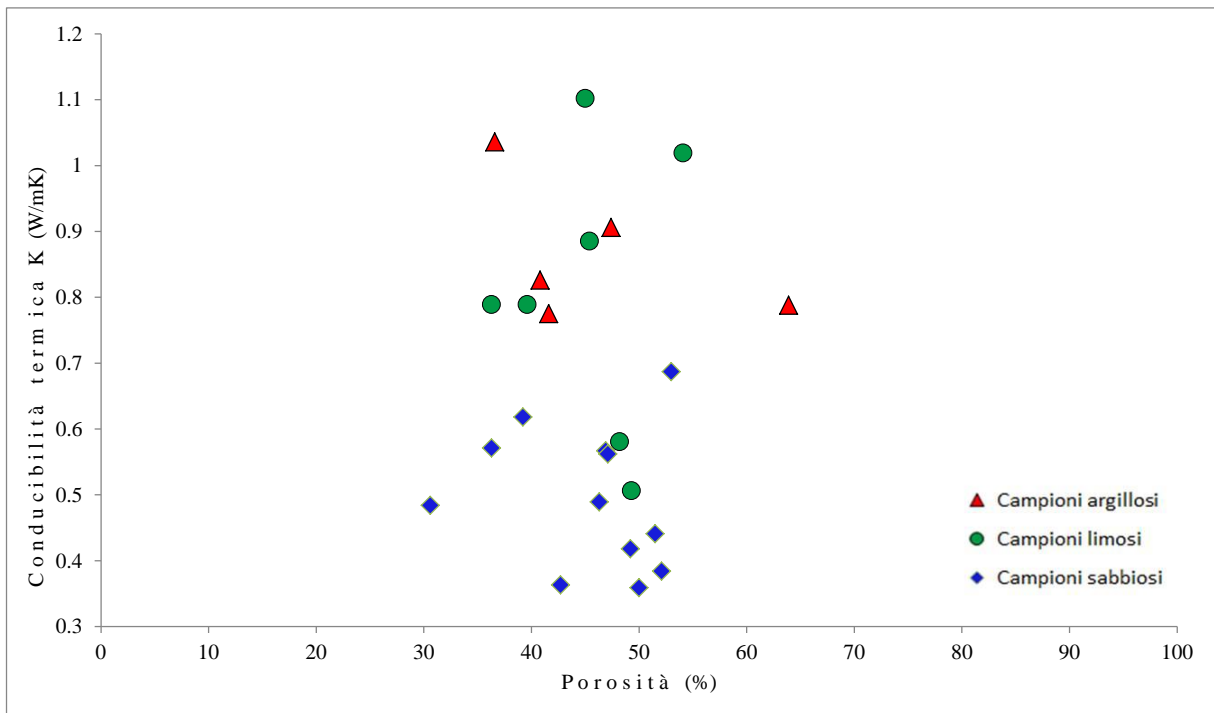


Figura 83 - Grafico della conducibilità termica in relazione alla porosità. Con i cerchietti verdi sono indicati i limi, con i triangoli rossi le argille e con i rombi blu le sabbie.

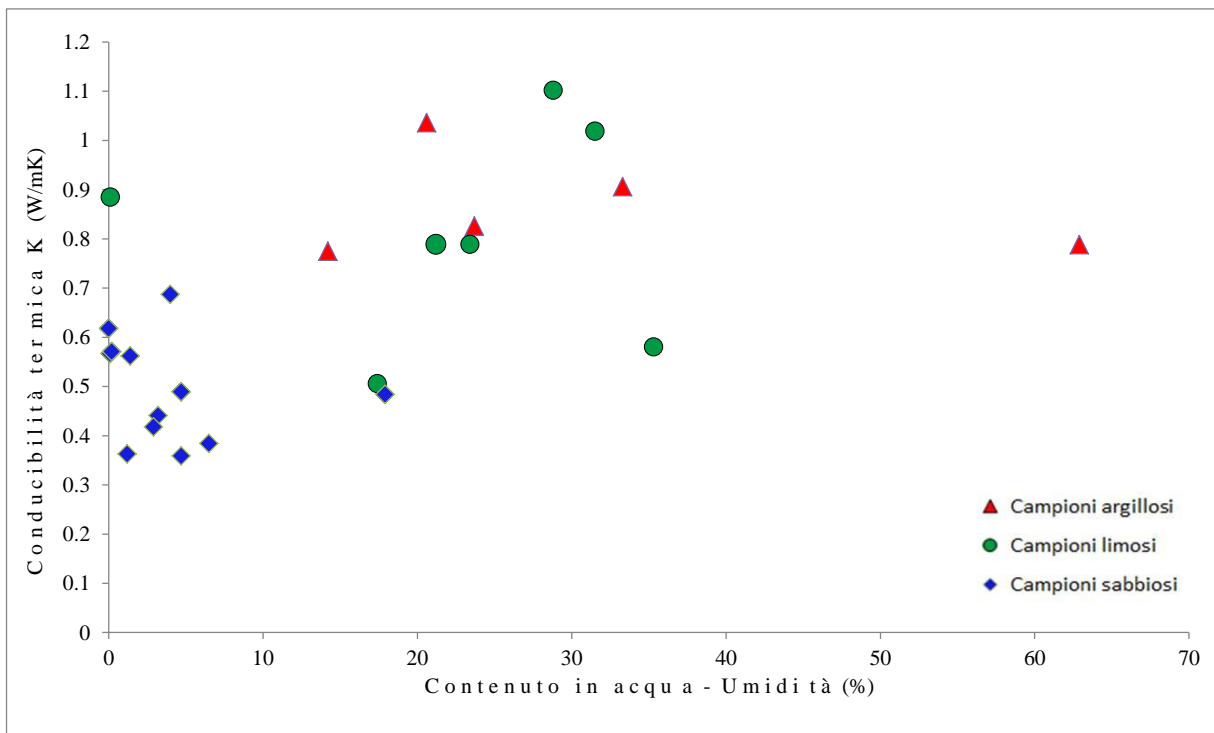


Figura 84 - Grafico della conducibilità termica in relazione all'umidità. Con i cerchietti verdi sono indicati i limi, con i triangoli rossi le argille e con i rombi blu le sabbie.

Quando si osserva il grafico dell'indice di plasticità e della conducibilità termica non si rilevano evidenti correlazioni (Figura 85). I campioni infatti non risultano essere distribuiti secondo particolari andamenti ma si concentrano in una fascia in cui si individua una leggera linearità tra i valori dell'indice di plasticità e la conducibilità termica.

Nell'analisi della relazione tra l'indice di attività delle argille e la conducibilità termica si riscontra una distribuzione piuttosto lineare in cui, indicativamente, i campioni a più basso valore dell'indice di attività delle argille registrano valori più alti di conducibilità termica (Figura 86). I campioni che si concentrano nella parte più a destra del grafico, in cui si registrano valori maggiori dell'indice di attività delle argille, sono i campioni che risultano normalmente attivi; ossia l'argilla VA392, e dei limi VA398, VA900 e VA008.

Anche tra le due bentoniti quella con il valore dell'indice di attività delle argille maggiore registra un valore di conducibilità termica più alta. Il campione VA900 ha un valore dell'indice di attività pari a 0.88 e di conducibilità termica di 0.885 W/mK, mentre il campione VA008 ha un valore di attività di 1.03 e di conducibilità di 0.789 W/mK.

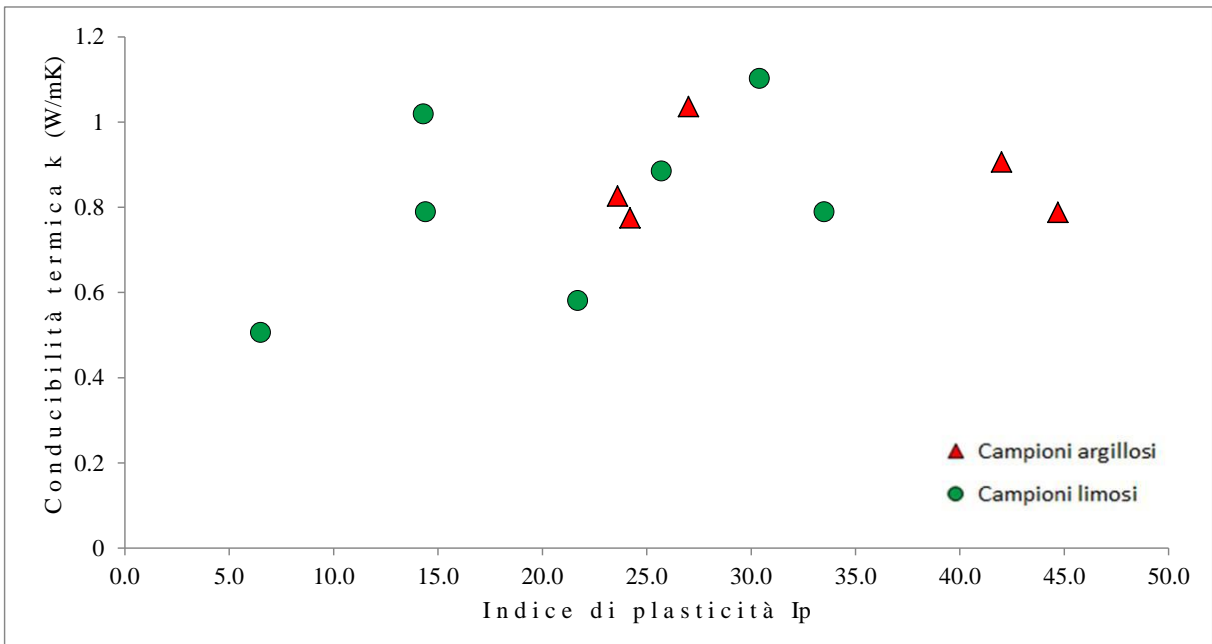


Figura 85 - Grafico della conducibilità termica in funzione dell'indice di plasticità. Con i cerchietti verdi sono indicati i limi e con i triangoli rossi le argille.

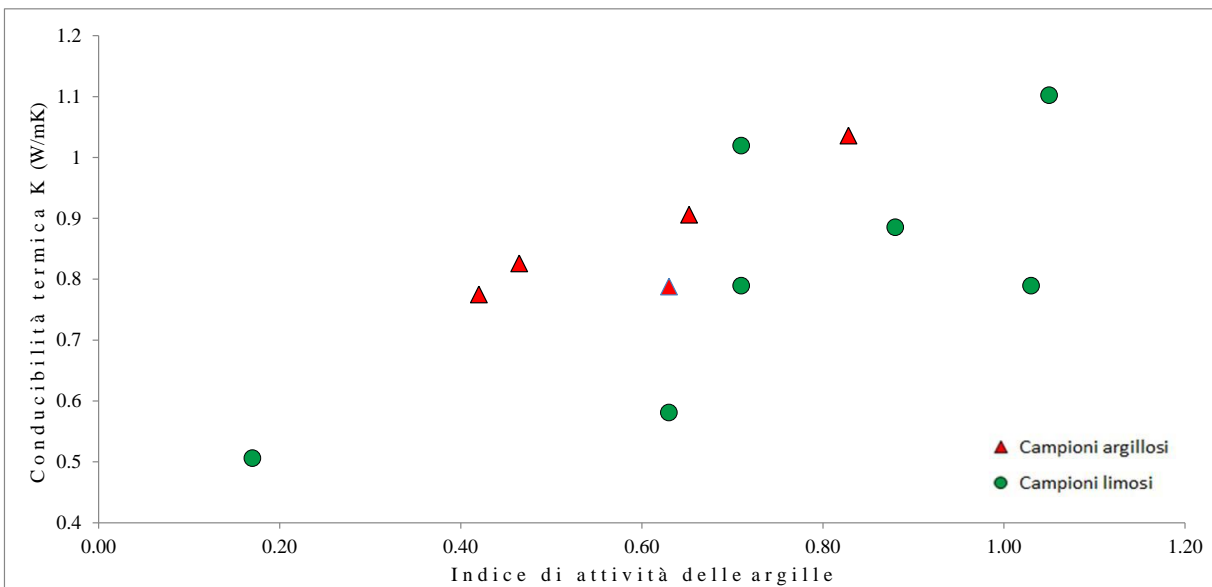


Figura 86 - Grafico della conducibilità termica in funzione dell'indice di attività delle argille. Con i cerchietti verdi sono indicati i limi e con i triangoli rossi le argille.

L'ultimo grafico analizzato è quello tra l'indice di consistenza e la conducibilità termica in cui si individua una relazione inversa (Figura 87). I campioni argillosi sono più omogenei nella loro distribuzione ma non si può dire altrettanto nei campioni limosi che invece mostrano un andamento decrescente del valore della conducibilità termica misurata rispetto all'indice di consistenza rilevato.

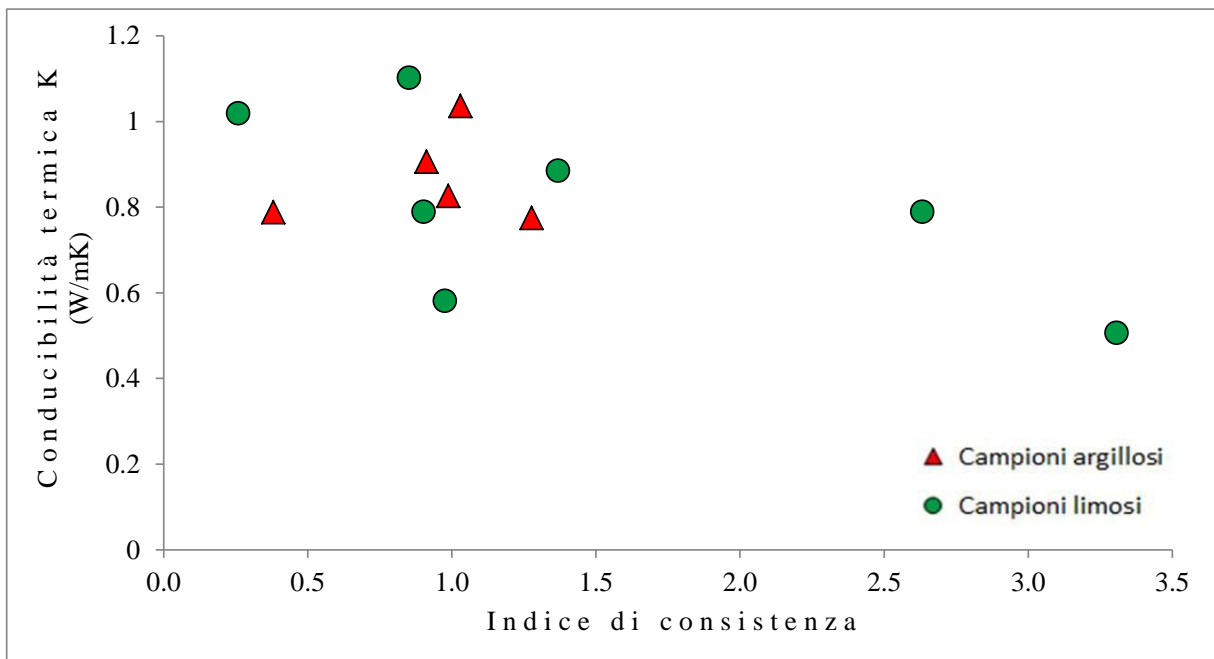


Figura 87 - Grafico della conducibilità termica in funzione dell'indice di consistenza. Con i cerchi verdi sono indicati i limi e con i triangoli rossi le argille.

Prima di effettuare la *cluster analysis* si è scelto di effettuare il calcolo dell'indice di correlazione in modo tale da poter scegliere i parametri da impiegare per una buona riuscita. I risultati che sono stati ottenuti in questa prima fase sono stati riportati in Tabella 23:

PARAMETRO	Indice di Correlazione	
% Argilla	0.64	correlazione diretta
% Sabbia	-0.64	correlazione inversa
Gs	-0.08	scarsa correlazione
Porosità	-0.07	scarsa correlazione
Umidità	0.54	correlazione diretta
Silicio	0.04	scarsa correlazione
Indice di plasticità	0.34	scarsa correlazione
Indice di attività	0.67	correlazione diretta
Indice di consistenza	-0.57	correlazione inversa

Tabella 23 - Tabella in cui sono stati riportati i valori dell'indice di correlazione.

Come si può dedurre dai valori degli indici, le variabili che maggiormente si correlano con la conducibilità termica sono la percentuale di argilla, la percentuale di sabbia e l'umidità. Quando invece si considerano solo i campioni limosi ed argillosi, le variabili che sono più correlabili con la conducibilità termica sono l'indice di attività e l'indice di consistenza. Questi risultati non ci stupiscono poiché l'indice di attività delle argille dipende strettamente dalla percentuale di argilla presente in un campione, anch'esso parametro correlato con la conducibilità termica.

Per quanto riguarda invece l'indice di consistenza, è calcolato impiegando il contenuto naturale in acqua. Non impatta invece in modo incisivo l'indice di plasticità che entra in

entrambe le formule ma che dall'analisi con la conducibilità termica non evidenzia una relazione stringente.

Il peso specifico, la porosità e il contenuto in silicio sono invece indicatori di una quasi assente correlazione lineare con la conducibilità termica ed è da sottolineare che il contenuto in silicio è un dato qualitativo.

Questi risultati emergono visibilmente anche dai diagrammi; se in certi casi si individua una certa correlazione e struttura nei dati (ad esempio il grafico in cui si mette in relazione la conducibilità termica con la percentuale in sabbia), in altri diagrammi non si individua una vera e propria struttura. Quest'ultimo aspetto suscita delle riflessioni soprattutto perché, sia nei grafici che nel calcolo dell'indice di correlazione, le variabili che in letteratura sono espresse come fattori che influenzano il valore della conducibilità termica, in questo studio non sono correlate. Le variabili in questione sono la porosità, la quantità in quarzo e la densità reale espressa in questo lavoro dal peso specifico della parte solida.

Nel caso della quantità in quarzo si trova spiegazione nella tipologia di analisi effettuate che sono di tipo qualitativo e non quantitativo.

Nel caso invece della porosità e della densità si ritiene che probabilmente i risultati ottenuti siano dovuti all'esiguo numero di campioni analizzati. Bisogna anche considerare che nel caso della densità, la dipendenza lineare con la conducibilità si registra quando la saturazione è costante mentre nel caso di questi campioni, il parametro della saturazione non è uguale per tutti. Questo si ritiene possa almeno in parte giustificare risultato che si è registrato.

Per quanto riguarda invece il caso dei soli campioni limosi e argillosi la dispersione dei risultati è sicuramente imputabile al ridotto numero dei campioni.

Non è detto che aumentando le misure si possano comunque individuare delle correlazioni, non avendo nessun dato bibliografico che lo attesti.

Le variabili che quindi sono state considerate nella *cluster analysis* sono la percentuale in sabbia, la percentuale in argilla e la conducibilità termica applicando sia l'algoritmo del *k-means* sia il dendrogramma, sia a due sia a tre raggruppamenti.

In seguito è stata ripetuta l'operazione inserendo anche l'umidità come variabile.

Come ultima analisi, è stato applicato lo stesso metodo di studio alle variabili ottenute dal test del limite di Atterberg: l'indice di attività, l'indice di consistenza e la conducibilità termica impiegando solo i campioni limosi ed argillosi.

In Figura 88 sono riportati i risultati del dendrogramma e del *k-means* a due raggruppamenti ed impiegando come variabili la percentuale in argilla, in sabbia e la conducibilità termica.

I raggruppamenti individuati dal *k-means* coincidono con i gruppi delle sabbie e dei campioni limosi/argillosi. Dall'analisi della *silhouette*, che ci fornisce un metodo di interpretazione e validazione della consistenza di un determinato *cluster*, si deduce che l'operazione di clusterizzazione è piuttosto affidabile e consistente. Il valore di *silhouette* medio, infatti, è di 0.64.

I due raggruppamenti ottenuti dall'applicazione dell'algoritmo partizionale non corrispondono esattamente con la distinzione fatta in funzione della granulometria. Il gruppo in cui sono contenute le sabbie, presenta anche i campioni bentonitici (VA008 e VA900). Questo risultato è indicativo del comportamento "anomalo" delle bentoniti.

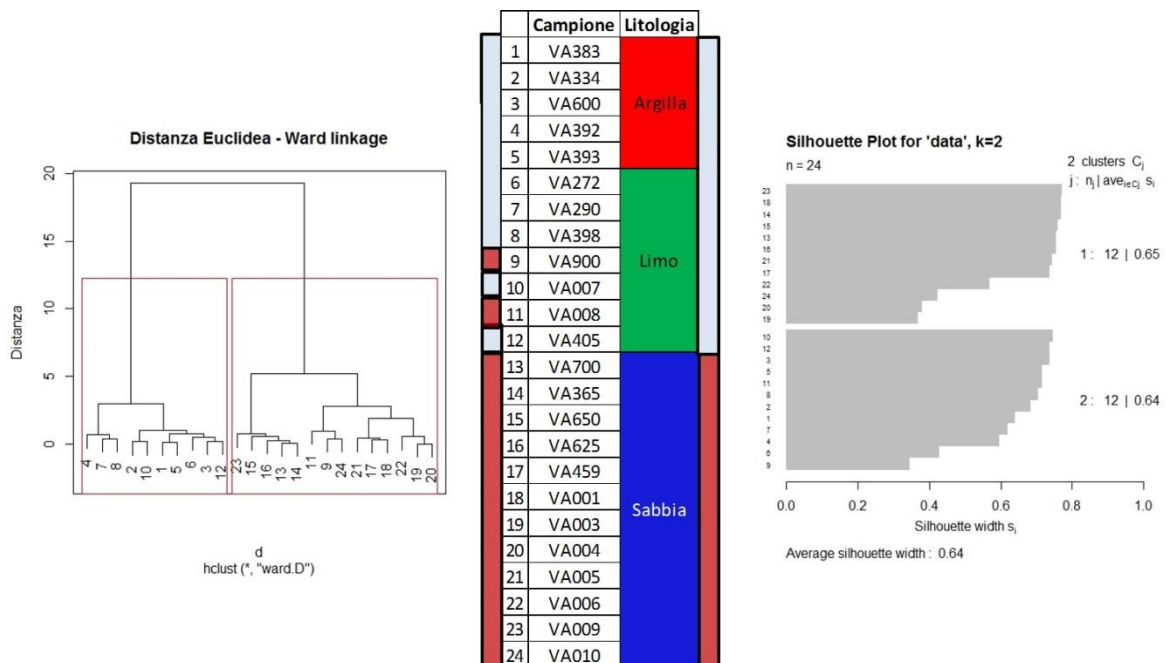


Figura 88 - Immagine dei risultati del dendrogramma a sinistra e del *k-means* a destra. Al centro la corrispondenza dei numeri con i campioni e la litologia. Con i rettangoli in rosso e in azzurro sono indicati i raggruppamenti. Le variabili impiegate nell'analisi sono la percentuale in argilla, sabbia e la conducibilità termica.

Il passaggio successivo è stato quello di applicare alle stesse variabili, gli stessi algoritmi ma impostando la formazione di tre gruppi (Figura 89). I risultati che si ottengono dal *k-means* dimostrano una diminuzione della consistenza delle classi che si creano. Un gruppo è composto prevalentemente da campioni di argilla/limo, un secondo gruppo da campioni che sono sia limi sia sabbie in cui si registrano valori di contenuto in argilla che sono intermedi compresi tra 24.7 e 1.2% ed un terzo gruppo da elementi prevalentemente sabbiosi. Il secondo gruppo presenta un valore di *silhouette* relativamente minore rispetto a quelli registrati, mentre quello con una maggior affidabilità è il terzo gruppo composto prevalentemente da sabbie.

Analizzando invece il diagramma ad albero si individuano il gruppo dei limi/argille, il gruppo delle sabbie ed una terza classe composta dalle sabbie a minor contenuto in argilla e a maggior percentuale in sabbia.

Secondo questa prima analisi i risultati del dendrogramma danno risultati che si possono più facilmente interpretare a differenza di quelli del *k-means* che risultano di più difficile contestualizzazione.

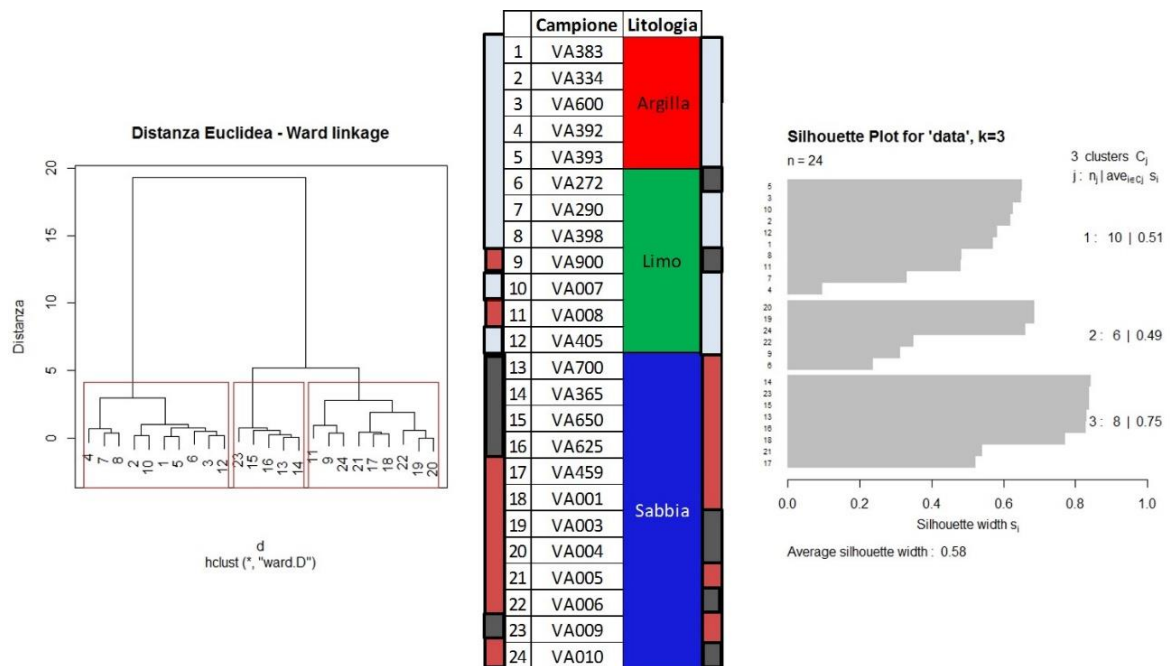


Figura 89 - Immagine dei risultati del dendrogramma a sinistra e del *k-means* a destra. Al centro la corrispondenza dei numeri con i campioni e la tipologia di litologia. Con i rettangoli in rosso, in azzurro e grigio sono indicati i raggruppamenti. Le variabili impiegate nell'analisi sono la percentuale in argilla, sabbia e la conducibilità termica.

Il passo successivo è stato quello di introdurre l'altra variabile che è strettamente correlata con la conducibilità termica: l'umidità.

Quando si è impostata la realizzazione di due gruppi, i risultati che si ottengono con i due algoritmi sono uguali (Figura 90). Si ha quindi la distinzione dei campioni sabbiosi da quelli limosi/argillosi. Nel caso *k-means* il valore di *silhouette* è leggermente inferiore rispetto a quello che si ottiene non considerando la variabile umidità. Questo è un risultato che non stupisce poiché introducendo una variabile si importa di conseguenza anche un aumento dell'errore.

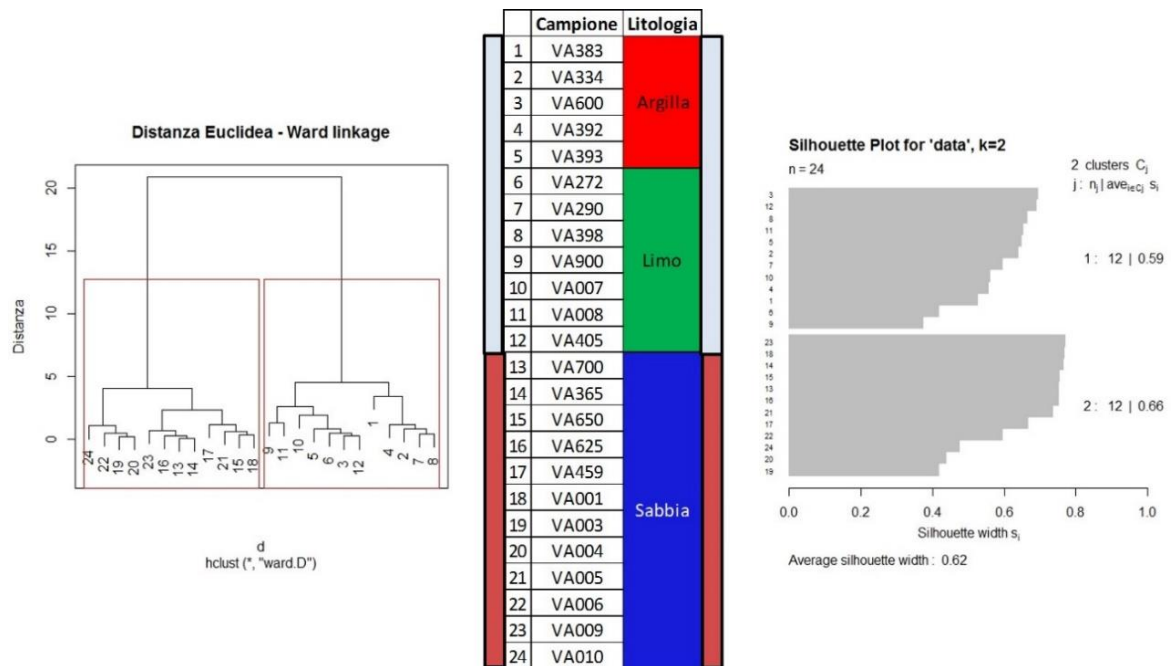


Figura 90 - Immagine dei risultati del dendrogramma a sinistra e del *k-means* a destra. Al centro la corrispondenza dei numeri con i campioni e la tipologia di litologia. Con i rettangoli in rosso e in azzurro sono indicati i raggruppamenti. Le variabili impiegate nell'analisi sono la percentuale in argilla, sabbia, l'umidità e la conducibilità termica.

Si è quindi impostato la costruzione di tre raggruppamenti e si sono ottenuti risultati diversi a seconda dell'algoritmo applicato (Figura 91). Nel caso del *k-means*, il primo gruppo individuato è composto di elementi argillosi con un contenuto in argilla maggiore del 50%, con un contenuto in sabbia inferiore al 12.2% e con valori di conducibilità termica inferiori all' 1.0 W/mK. Il secondo gruppo individuato è composto dai campioni limosi e dall'argilla più prossimi per caratteristiche ai limi. Il terzo gruppo è caratterizzato da tutti i campioni sabbiosi. Per quanto riguarda la *silhouette*, il valore medio dell'operazione è minore rispetto ai precedenti, indicando una minor consistenza del raggruppamento. Il gruppo che risulta meno affidabile è il primo che ha un valore di *silhouette* di 0.25.

Per quanto i valori di consistenza siano inferiori rispetto a quelli trovati dalla stessa tipologia di analisi escludendo l'umidità, questi dati sono più facilmente interpretabili.

Questo dimostra come non sempre il miglior risultato matematico coincida con il raggruppamento più significativo.

I risultati ottenuti dal metodo gerarchico mostrano il raggruppamento composto dai campioni sabbiosi uguale a quelli del *k-means*. Il secondo *cluster* invece è composto da campioni argillosi/limosi che hanno valori di umidità compresi tra 20% e 63% e con valori di conducibilità termica più alti (espressi dal rettangolo in azzurro). Il terzo gruppo invece è quello composto da limi/argille con valori di umidità, percentuale di argilla e conducibilità termica compresi in una fascia intermedia tra i valori dei campioni sabbiosi e quelli appartenenti al secondo gruppo (rappresentati dal rettangolo grigio).

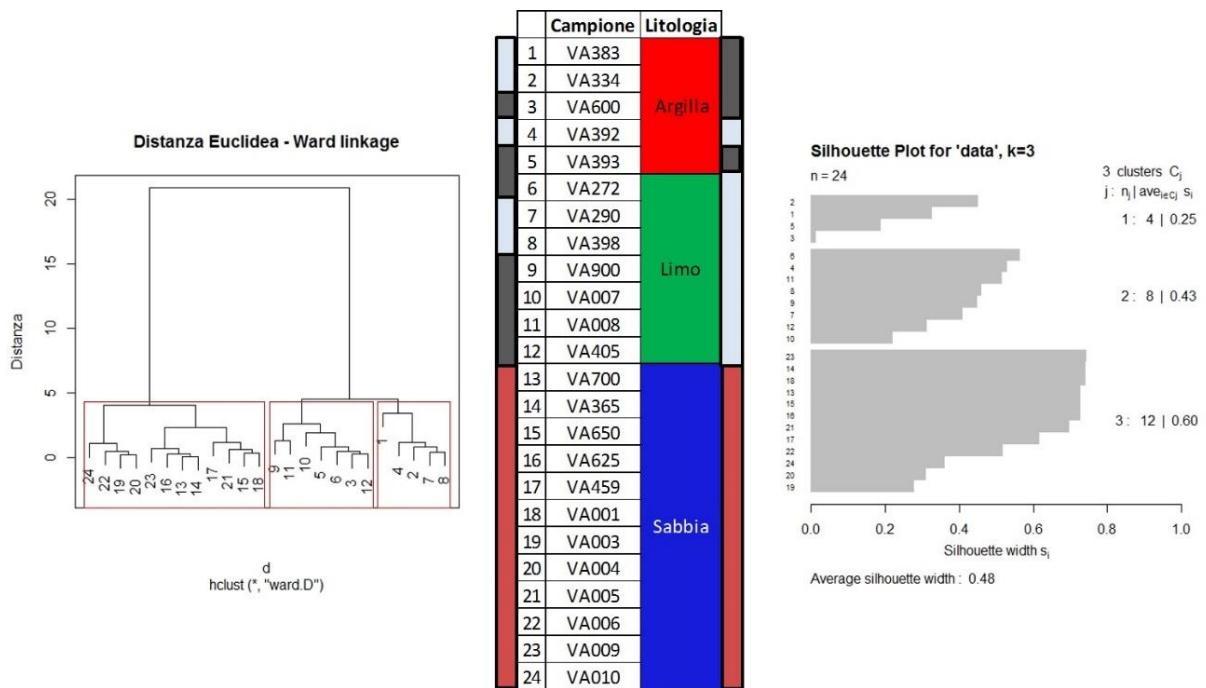


Figura 91 - Immagine dei risultati del dendrogramma a sinistra e del *k-means* a destra. Al centro la corrispondenza dei numeri con i campioni e la tipologia di litologia. Con i rettangoli in rosso, in azzurro e grigio sono indicati i raggruppamenti. Le variabili impiegate nell'analisi sono la percentuale in argilla, sabbia, l'umidità e la conducibilità termica.

Il passaggio successivo è stato quello di compiere le stesse analisi impiegando solo i campioni limosi/argillosi ed utilizzando come variabili l'indice di attività delle argille, l'indice di consistenza e la conducibilità termica. In un primo momento si è impostato la formazione di due *cluster* e successivamente di tre raggruppamenti.

Nel caso dei due *cluster*, i due algoritmi danno gli stessi risultati ed individuano un gruppo, il più popoloso, composto da campioni limosi/argillosi ed uno caratterizzato da solo due campioni, VA008 e VA405 (Figura 92).

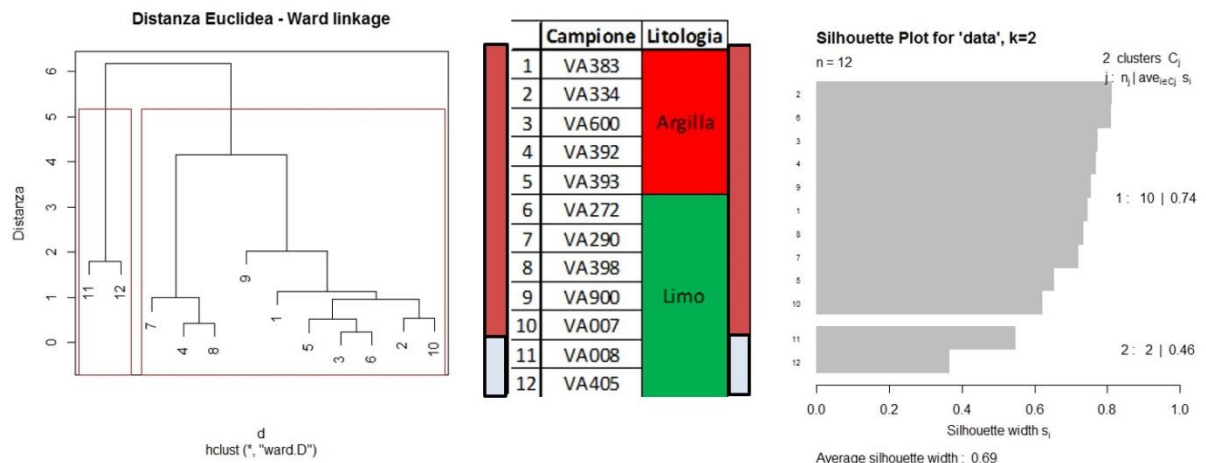


Figura 92 - Immagine dei risultati del dendrogramma a sinistra e del *k-means* a destra. Al centro la corrispondenza dei numeri con i campioni e la tipologia di litologia. Con i rettangoli in rosso e in azzurro sono indicati i raggruppamenti. Le variabili impiegate nell'analisi sono l'indice di attività delle argille, l'indice di consistenza e la conducibilità termica.

Quando invece si impone di creare tre gruppi si ottengono con entrambi i logaritmi uno stesso raggruppamento composto dai campioni VA008 e il VA405 (Figura 93).

Nel caso del dendrogramma i risultati mettono in evidenza un gruppo composto dai campioni VA392, VA290 e VA398 che presentano valori dell'indice di attività delle argille mediamente alto e con valori di conducibilità maggiori rispetto al contesto.

L'insieme dei campioni VA008 e VA405 sono invece quelli che hanno valori di conducibilità termica e indice di attività delle argille che si distribuiscono secondo una linea di tendenza crescente.

Al terzo gruppo infine appartengono tutti quei campioni che sono compresi tra gli insiemi precedentemente descritti e che si distribuiscono secondo un certo allineamento.

Analizzando invece i risultati ottenuti applicando il *k-means* si individuano un gruppo composto dai campioni VA383 e VA290 e un terzo gruppo con all'interno tutti i campioni rimanenti. In questa distribuzione dei dati è più difficile individuare un criterio di assemblaggio e il valore di *silhouette* risulta essere di 0.46.

Nel caso invece dell'algorithmo gerarchico i risultati ottenuti rendono evidente un impatto significativo dell'indice di attività delle argille.

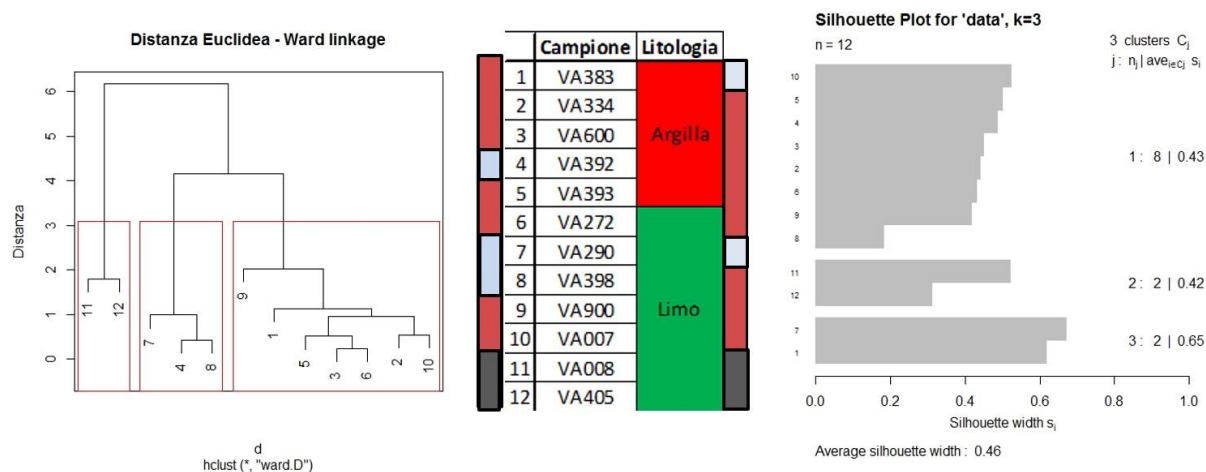


Figura 93 - Immagine dei risultati del dendrogramma a sinistra e del *k-means* a destra. Al centro la corrispondenza dei numeri con i campioni e la tipologia di litologia. Con i rettangoli in rosso, in azzurro e in grigio sono indicati i raggruppamenti. Le variabili impiegate nell'analisi sono l'indice di attività delle argille, l'indice di consistenza e la conducibilità termica.

7.4 Risultati finali

In sintesi dalle analisi dei 24 campioni ciò che emerge è una differenza di curva di conducibilità termica tra le sabbie e i campioni limosi/argillosi. Questo risultato è evidente nella maggior parte dei campioni esaminati; ben 8 sabbie presentano delle curve polinomiali mentre 4 campioni mostrano curve più rettilinee. Quest'ultimi campioni sono il VA001, VA003, VA005 e il VA009, tutti di origine marocchina.

Da un'analisi più approfondita non si individuano in questo momento delle ragioni per cui tali campioni presentano delle curve di risposta rettilinee.

Nel caso invece dei campioni limosi/argillosi; 9 campioni presentano curve rettilinee ad eccezione di tre campioni che invece registrano curve polinomiali che sono le due bentoniti ed il campione VA007. Nel caso invece dei campioni argillosi si misurano solo curve rettilinee.

Nella maggior parte dei casi si può quindi generalizzare che le misure di conducibilità dei campioni sabbiosi danno come risultato delle curve polinomiali, mentre i campioni limosi/argillosi delle curve più rettilinee.

Si sono quindi scelti i principali parametri che influenzano la conducibilità termica ossia la densità, la porosità, l'umidità e il contenuto d'acqua.

Anche il contesto in cui si effettuano le misure incide sulla stima della conducibilità termica e in tal caso i parametri impattanti sono la pressione e la temperatura, che però non sono stati in questo studio considerati dal momento che non raggiungono valori estremi.

Non si è considerato inoltre il contenuto della sostanza organica poiché non è tra i più noti come fattori correlabili alla conducibilità termica ma soprattutto perché la maggior parte dei campioni esaminati non presenta materia organica al suo interno.

Nella stima dei parametri che condizionano la conducibilità, si sono quindi considerati sia i fattori bibliografici sia altri parametri come le percentuali di sabbia e di argilla ottenuti dalle analisi granulometriche. Nel caso invece dei soli campioni limosi/argillosi si sono aggiunte altre proprietà tipiche di questa tipologia di sedimenti, ossia l'indice di plasticità, l'indice di attività dell'argilla e l'indice di consistenza.

Si sono quindi analizzati i grafici relativi alle singole proprietà in funzione della conducibilità e si sono quindi affiancate le considerazioni qualitative con quelle quantitative dell'indice di correlazione.

Da questa prima fase i parametri delle terre che sono maggiormente correlati con la conducibilità termica sono la percentuale di sabbia, la percentuale di argilla e l'umidità. Quando invece si sono considerati solo i campioni limosi ed argillosi i parametri più interessanti sono stati l'indice di consistenza e l'indice di attività delle argille.

L'unico elemento riscontrato in bibliografia che si conferma avere una forte correlazione con la conducibilità termica è l'umidità. Si è evidenziato inoltre che tanto più aumenta il contenuto in sabbia dei campioni, tanto più diminuisce la conducibilità termica. Allo stesso tempo i campioni argillosi/limosi che hanno percentuali maggiori di argilla hanno valori più alti di conducibilità termica.

Questo trova spiegazione nel fatto che con l'argilla aumenta il numero di contatti tra le particelle mentre nelle sabbie diminuisce e ciò inficia la conduzione termica.

Per quanto riguarda invece il peso specifico e la porosità non si rilevano delle correlazioni stringenti con la conducibilità termica almeno da questo *dataset*.

Una considerazione a parte va fatta per il contenuto in quarzo che è stato stimato solo qualitativamente dai diffrattogrammi. Per approfondire l'effetto di tale parametro sulle misure sarebbe idoneo eseguire delle ulteriori analisi tra le quali la più efficace è lo studio di sezioni sottili con il microscopio ottico.

Per quanto concerne invece l'indice di attività delle argille, esso è un parametro che dipende strettamente dalla percentuale di argilla e quindi si ricollega ai tipi di legami e contatti che si hanno fra le argille.

L'indice di consistenza invece è calcolato impiegando il contenuto naturale in acqua e quindi dipende dall'umidità dei campioni.

I valori ottenuti dalle misure di conducibilità termica e dalle analisi geotecniche sono stati studiati applicando metodi statistici come la *cluster analysis*. Nello specifico si sono impiegati due algoritmi differenti per confrontare i risultati e gli algoritmi scelti sono quello partizionale con il dendrogramma e quello gerarchico con il *k-means*.

La *cluster analysis* è stata quindi applicata in un primo momento a tutti i campioni, dopo ai soli campioni limosi ed argillosi. Nel primo caso si sono impiegate come variabili la percentuale in sabbia, in argilla e la conducibilità termica e successivamente si è aggiunta anche l'umidità (vedi Figura 94).

Quando invece si sono considerati i soli campioni limosi ed argillosi, le variabili in gioco sono l'indice di consistenza, l'indice di attività delle argille e la conducibilità termica (vedi Figura 95).

Nelle analisi con le percentuali di sabbia, argilla e conducibilità si è impostata inizialmente la genesi di due gruppi. Entrambi gli algoritmi selezionano due gruppi per la quasi totalità identici ad eccezione delle bentoniti (vedi Figura 94). Queste, infatti, nel caso del dendrogramma rientrano nel gruppo delle sabbie, mentre nel *k-means* rientrano nel gruppo dei limi/argille. I risultati che si ottengono in questo caso sono entrambi validi ma enfatizzano due aspetti diversi. Se, infatti, il *k-means* privilegia *cluster* in funzione della granulometria, il dendrogramma enfatizza i valori di conducibilità termica. I valori di conducibilità delle bentoniti sono, infatti, più prossimi a quelli delle sabbie.

Quando s'imposta la formazione di tre *cluster*, il *k-means* seleziona i gruppi in funzione del contenuto in argilla mentre il dendrogramma va a discernere i campioni con più alta percentuale in sabbia da quelli con percentuali fini. Il dendrogramma distingue le sabbie artificiali e classate a livello industriale da quelle più eterogenee.

Inserendo anche alle precedenti variabili anche l'umidità e ripetendo i calcoli si ottengono, nel caso di due raggruppamenti, gli stessi risultati con entrambi gli algoritmi. Si hanno, infatti, il gruppo delle sabbie e il gruppo dei limi/argilla (vedi Figura 94).

Impostando tre gruppi si ha che il raggruppamento delle sabbie è uguale sia applicando il *k-means* sia con il *dendrogramma*. Gli altri gruppi invece, nel caso del *k-means*, sono effettuati favorendo il contenuto in argilla mentre, nel caso del dendrogramma, risultano tenere in considerazione l'insieme dei parametri.

Da questa analisi si è dedotto che a parità di algoritmo, introducendo un parametro, diminuisce sì la stabilità, evidente dai valori di *silhouette* ma si migliora l'interpretabilità dei dati.

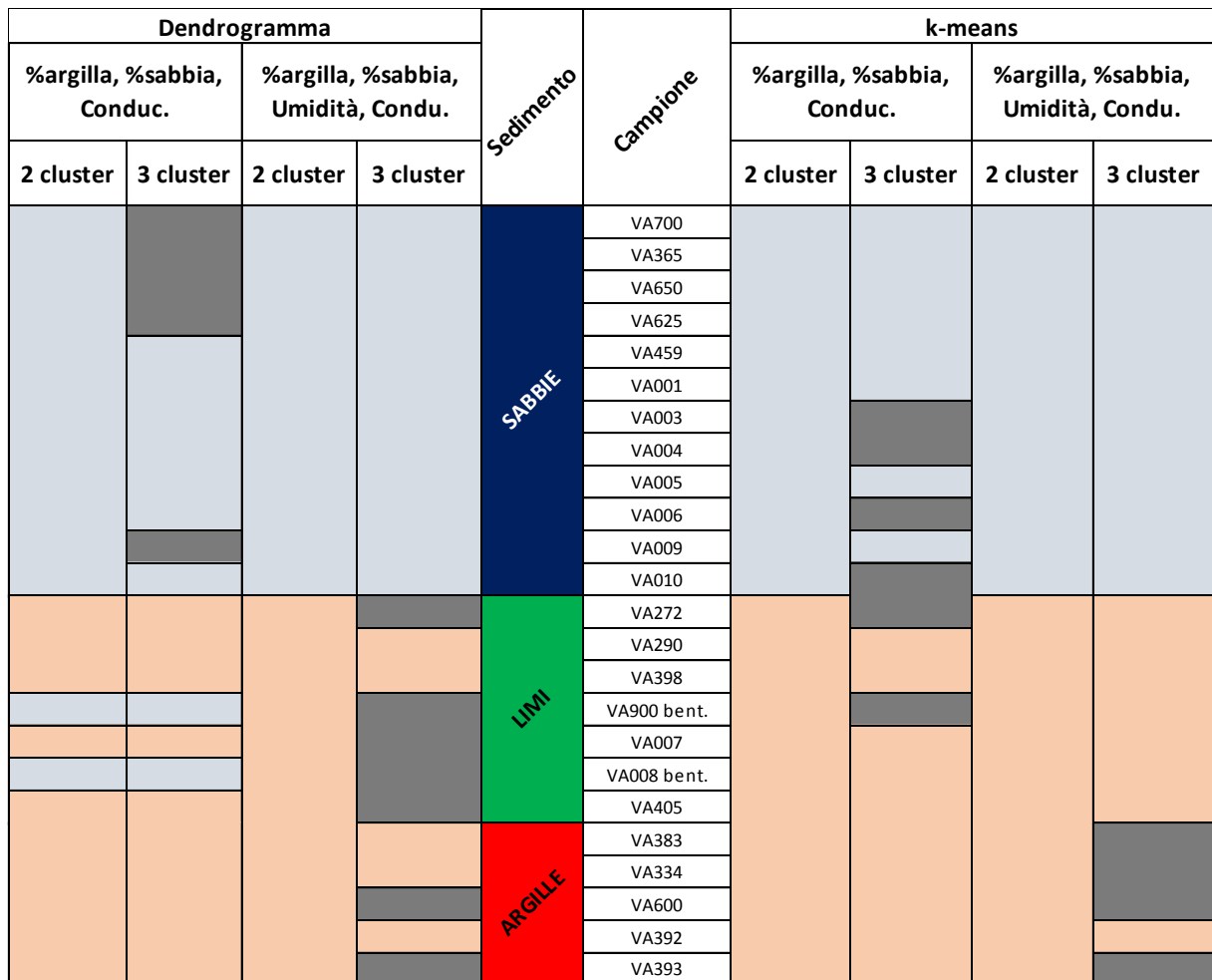


Figura 94 – Immagine riassuntiva dei test effettuati con la *cluster analysis* su tutti i campioni. A sinistra i risultati ottenuti con l'applicazione del dendrogramma, impiegando come variabili le percentuali di sabbia, di argilla e la conducibilità termica, a due e tre *cluster* e successivamente aggiungendo anche l'umidità sempre a due e tre *cluster*. Al centro si hanno i campioni e la litologia a cui appartengono. A destra i risultati dell'applicazione del *k-means*. Con i colori rosa, azzurro e grigio si evidenziano i vari gruppi che si sono originati.

Si ritiene che sia stato vantaggioso applicare entrambi gli algoritmi, che se in taluni casi mettono in evidenza gli stessi risultati, in altre situazioni privilegiano caratteri diversi e quindi creano gruppi diversi. Da questo si è potuto fare analisi più complete.

Una tipologia di campione che ha destato interesse per la sua varietà nelle risposte è stata la bentonite.

Essa infatti presenta curve e valori di conducibilità termica bassi ed assimilabili al gruppo delle sabbie. Dalle analisi granulometriche sono state classificate come limi e mineralogicamente sono argille.

Si è successivamente applicato le stesse operazioni considerando i soli campioni limosi ed argillosi ed impiegando come variabili gli indici di consistenza, di attività delle argille e la conducibilità termica.

In questo caso, quando si considerano solo due gruppi, si ottengono gli stessi risultati (vedi Figura 95) e si registra un gruppo composto da solo VA008 e VA405 che sono i campioni con valori minori dell'indice di attività delle argille.

Impostando invece tre gruppi, il gruppo sopra caratterizzato rimane lo stesso, cambiano gli altri due gruppi (vedi Figura 95). Nel caso del dendrogramma viene privilegiato l'indice di

attività delle argille, mentre nel caso del *k-means* si individuano i gruppi in funzione dei valori dell'indice di consistenza.

Dendrogramma		Sedimento	Campione	k-means		
Ind. attività argilla, Ind. consistenza, Conduc.				Ind. attività argilla, Ind. consistenza, Conduc.		
2 cluster	3 cluster			2 cluster	3 cluster	
		LIMI	VA272			
			VA290			
			VA398			
			VA900 bent.			
			VA007			
			VA008 bent.			
			ARGILLE	VA405		
			VA383	VA383		
			VA334	VA334		
			VA600	VA600		
		VA392	VA392			
	VA393	VA393				

Figura 95 – Immagine riassuntiva dei test effettuati con la *cluster analysis* sui campioni limosi e su quelli argillosi. A sinistra i risultati ottenuti con l'applicazione del dendrogramma, impiegando come variabili l'indice di attività delle argille, l'indice di consistenza e la conducibilità termica, a due e tre *cluster*. Al centro si hanno i campioni e la litologia a cui appartengono. A destra i risultati dell'applicazione del *k-means*. Con i colori rosa, azzurro e grigio si evidenziano i vari gruppi che si sono originati.

E' da considerare che nel caso delle analisi che hanno riguardato i soli campioni limosi/argillosi il numero dei campioni esaminati è molto ridotto ed esiguo per poter fare delle ulteriori considerazioni o comunque trovare delle solide ragioni in questo comportamento.

Un possibile stato di avanzamento della ricerca potrebbe essere visto nell'incremento del numero dei campioni e la ripetizione dei test.

8 CONCLUSIONI

Questo progetto di dottorato ha preso come punto di partenza il lavoro di Pasquini Alfia (2010) dal titolo: “La conducibilità termica delle rocce e dei terreni: perfezionamento di misure in laboratorio finalizzate alla valutazione delle potenzialità dei sistemi di geoscambio”. Il progetto di ricerca condotto da Alfia Pasquini si proponeva di perfezionare la procedura con cui determinare la conducibilità termica in laboratorio e di creare una sorta di *database*. L’obiettivo di quest’ultimo era introdotto dalla richiesta di avere un insieme di misure acquisite in contesti a climi più temperati.

Le misure di conducibilità termica infatti, secondo i dati bibliografici, sono condotte per la maggior parte in Nord Europa a climi più rigidi e quindi meno adattabili a quelli delle nostre latitudini (Pasquini A., 2010).

Il seguente lavoro di dottorato si propone di progredire il progetto sopra menzionato, sia nella fase di acquisizione sia in quella di elaborazione dei dati. Inoltre si è incrementato il numero di misure effettuate a climi temperati. Nello specifico si parla di clima mediterraneo avendo condotto le misure sia in Italia sia in Marocco in un *range* di valori che sono compresi tra 18°C e 28°C.

Il metodo di acquisizione scelto prevede un voltaggio pari a 3 V e un tempo di registrazione di 600 secondi. Il primo parametro è stato scelto sulla base dei valori di resistenza termica bibliografici per i campioni in esame (sabbie e argille). Il tempo di registrazione della misura è stato ritenuto, in seguito ai test effettuati, come il giusto compreso per il raggiungimento di misure accurate e la riduzione dell’effetto di migrazione dell’umidità.

Si sono quindi esaminati 24 campioni di cui 12 sono sabbie e gli altri sono campioni limosi/argillosi.

Le misure di conducibilità termica hanno evidenziato due tipologie di risposta diversa: curve assimilabili ad un polinomio, registrate prevalentemente in campioni sabbiosi e curve molto più rettilinee rilevate nella maggior parte dei campioni limosi/argillosi.

Nel caso dei campioni che mostrano curve assimilabili a dei polinomi, il metodo di elaborazione del dato prevede il calcolo della conducibilità nei tratti della curva che sono compresi tra 1-2, 2-3, 3-4 e 4-5.

Quando invece si registrano curve piuttosto rettilinee, la conducibilità termica si calcola impiegando il coefficiente angolare della retta che meglio fitta la nostra risposta.

Si è quindi proceduto allo studio delle ragioni che potrebbero determinare risposte così diverse. Tra le proprietà prese in esame si sono scelte quelle che sono proprie dei campioni, non prendendo in considerazione quelle tipiche dell’ambiente (temperatura e pressione).

I parametri analizzati sono umidità, porosità, quantità in quarzo e densità reale a cui abbiamo aggiunto quelli che durante la fase di test abbiamo ipotizzato essere dei parametri che meritassero uno studio più approfondito; ossia il contenuto in argilla, il contenuto in sabbia, l’indice di plasticità, l’indice di attività e l’indice di consistenza.

L’analisi dei parametri correlati con la conducibilità termica è stata fatta prima in modo qualitativo, secondo grafici, e in seguito in modo quantitativo con il calcolo dell’indice di correlazione. Dallo studio dei risultati emerge che i parametri maggiormente correlabili con la conducibilità termica e che quindi potrebbero aver determinato curve di risposta simili a

quelle individuate sono la percentuale in argilla, la percentuali in sabbia, l'umidità, l'indice di attività delle argille e l'indice di consistenza.

L'applicazione della *cluster analysis* ha ricoperto il ruolo di poterci mostrare in modo più chiaro le possibili relazioni che sussistono tra questi parametri e la conducibilità stessa. Inoltre è stato possibile poter verificare se si individuano delle categorie tra i campioni esaminati. Si sono utilizzati due algoritmi diversi, il *k-means* e il dendrogramma. Entrambi metodi sono risultati validi ed utili per poter determinare particolarità differenti all'interno del *dataset*.

Il *k-means* privilegia la formazione di *cluster* in funzione dei parametri granulometrici mentre il dendrogramma sembra enfatizzare la conducibilità termica.

Inizialmente si sono impiegati solo i parametri litologici unitamente alla conducibilità, successivamente si è aggiunto anche l'umidità. In un primo esperimento si è creato due raggruppamenti, dopo si sono formati tre.

Nell'aumento dei parametri diminuisce la stabilità degli algoritmi, individuabile soprattutto dai valori di *silhouette* ma si hanno evidenze maggiori nella formazione dei gruppi, ossia si evidenziano meglio il gruppo delle bentoniti.

Quando invece si analizzano i soli campioni limosi ed argillosi si ottengono risultati di più difficile interpretazione. Le uniche evidenze sono che:

- la clusterizzazione a due gruppi privilegia come parametro con cui differenziare i campioni l'indice di attività delle argille,
- il dendrogramma privilegia come parametro l'indice di attività delle argille, mentre il *k-means* l'indice di consistenza.

Si propone inoltre come possibili stati di avanzamento di questa ricerca di aumentare il numero dei campioni che potrebbe confermare i risultati ottenuti in questa fase.

Si ritiene inoltre che l'analisi del contenuto in silicio necessiti di una stima quantitativa per poter meglio verificare se davvero siano presenti in modo stringente delle correlazioni con la conducibilità termica.

RINGRAZIAMENTI

Sono stati anni intensi e mai banali e alla conclusione di questo percorso, che è stato possibile grazie all'aiuto di tante persone sento necessario effettuare i ringraziamenti.

Ringrazio il mio tutor Prof. Funedda e il Prof. Paolo Conti per il loro aiuto. Un ringraziamento al personale del Centro di Geotecnologie per la strumentazione messa a disposizione e gli insegnamenti forniti.

Uno speciale ringraziamento al personale del Laboratorio delle Terre e alla Dott.ssa Sfalanga che mi hanno aiutato ad entrare nel mondo della geotecnica di cui non avevo esperienza.

Un ringraziamento speciale al Prof. Eros Aiello per il suo interesse e i suoi consigli.

Grazie anche al Prof. Benmakhlouf, il Prof. Ben Moussa e il Prof. Ouazzani dell'Università di Tétouan per la loro disponibilità e gentilezza.

Ringraziamenti altrettanto doverosi vanno a tutte le persone che, consapevolmente o meno, mi hanno incoraggiato e sostenuto in tutti i modi possibili ed in particolare alle mie coinquiline, ai miei colleghi di avventure e talvolta pure sventure, i ragazzi della Geotecmed e Georet che mi hanno fatto sentire a casa in Marocco, gli amici di sempre che mi hanno aiutato a portare le gioie e a sostenere i pesi di questo progetto.

Ai miei genitori e a mio fratello, che mi hanno prevalentemente sopportato e spesso supportato.

BIBLIOGRAFIA

- A.K.O., U. e. (2008). Kinetic and Thermodynamic Aspects of the Adsorption of Pb²⁺ and Cd²⁺ Ions on Tripolyphosphate-Modified. *Chemical Engineering Journal*, 99-107.
- Aalaoul, M. A. (2011). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc. Rabat, Marocco.
- Abdel-Wahed R.M. (1978, March). A transient method for measuring thermal properties of soils. *Warme und Stoffubertragung*, p. 1-8.
- Abu-Hamdeh. N. (2000). Effect of tillage treatments on soil thermal conductivity for some Jordanian clay loam and loam soils. *Soil & Tillage Research* 56, 145-151.
- Adu-Hamdeh, N. R. (2000). Soil Thermal Conductivity Effects of Density, Moisture, Salt Concentration and Organic Matter. *Soil Science Society of American Journal Abstract.*, 1285-1290.
- Ait Hmeid, H. A. (2018). Characterization and Valuation of Clay in the North Eastern Region. In A. e. Kaller, *Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions*. Springer International Publishing.
- Alberti Pagoda. M. (2013). Investigation of Soil for Shallow Geothermal - Master Final Dissertation. Horsens, Denmark.
- Anderberg, M. (1973). *Cluster Analysis and Applications*. Academic Press.
- ASTM - D 5334. (2008). 08 Standard Test Method for Determination of Thermal Conductivity of Soil and Soft Rock by Thermal Needle Probe Procedure.
- Barosh, P. (2016, August). New England - Morocco Connection and the Northwestern Pan-African Collision. *Geophysics*.
- Barry - Macaulay, D. B. (2013). Thermal conductivity of soils and rocks from the Melbourne (Australia) region. *Engineering Geology*, 131-138.
- Bater, M. (2015). *Learning Data Mining with R*. Birmingham: Packt Publishing.
- Beauchamp, W. D. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 163-184.
- Bense. V, F. (2008). Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers. *Geophysical Research Letters*, 1-6.
- Beukema, K. (1980). *Heat and mass transfer during cooling and storage of agricultural products as influenced by natural convection*. Wageningen: Centre for Agricultural Publishing and Documentation.
- Blasi, A. (2012). Aspetti geologici del geoscambio: test termici, profili di temperatura e monitoraggio nella geotermia a bassa entalpia. *Tesi di Dottorato XXIV Ciclo*. Urbino.

- Borselli, L. (2018). Geotecnica Corso base. Mexico.
- Bouazza, A. &. (2007). Determination of particle density using water and gas pycnometry. *Géotechnique*, 403-406.
- Brian R., &. a. (1992). Development of correlations for soil thermal conductivity. *Elsevier*, 59-68.
- Bronzoni M., L. S. (2008, Maggio). *Determinazione della conducibilità termica di fusi polimerici in funzione della temperatura e della pressione*.
- Brown, T. e. (2015). World mineral production 2009-13. *British Geological Survey*.
- Bunaciu, A. U.-E. (2015). A-Ray Diffraction: Instrumentation and Applications. *Critical Reviews in Analytical Chemistry*., 289-299.
- Burghignoli, A. (1991). *Lezioni di meccanica delle terre*. ESA.
- Burkhard, M. C.-R. (2006). Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *Elsevier*, 11-24.
- Campbell, G. (1985). Soil physics with BASIC. *Elsevier*.
- Carbonari, A. (2001-2002). 1.1 Lo scambio termico per conduzione. *Corso di Fisica Tecnica*. Venezia.
- César, R. C.-C. (2014). An estimation of the enhanced geothermal systems potential for the Iberian Peninsula. *Renewable Energy* 66, 1-14.
- Cetin, A. H. (2013). Shallow Geothermal Applications in Turkey. *EGC2013*, (p. 1-5).
- Chen, J. W. (2019). A study of soil thermal and hydraulic properties and parameterizations for CLM in the SRYR. *AGU 100 - Advancing Earth and Space Science*, 8487-8499.
- Chen, Y. Y. (2012). Parameterizing soil organic carbon's impacts on soil porosity and thermal parameters for eastern Tibet grasslands. *Sci. China Earth Sci.*, 10001-1011.
- Chiamone., T. (2008). Influenza della salinità del fluido nei pori sul comportamento meccanico delle argille. *Tesi di Dottorato*.
- Chiocchini. U, F. R. (1978). Geologia di alcune successioni torbiditiche Cretaceo-Terziarie appartenenti ai "Flysch Mauretaniens" e alla "Nappe Numidienne" del Rif Settentrionale (Marocco). Camerino: Università di Camerino.
- Cianci, S. G. (2017, Novembre). La caratterizzazione geotecnica mediante prove di laboratorio.
- Clauser C. & Huenges E. (1995). *Thermal Conductivity of Rocks and Minerals*.
- Clauser C. (2011). *Thermal Storage and Transport Properties of Rocks, II: Thermal Conductivity and Diffusivity*.
- Cocci Grifoni, R. (2016). Elementi di Fisica Tecnica. *Dispense*. Ascoli Piceno.
- Connolly, J. (2007). Introduction to X-Ray Powder Diffraction. *Spring*.
- Corrias, A. (2010). Diffrazione di raggi X su polveri. *Power Point di lezioni*. Cagliari.

- De Capoa, P. D. (2007). The age of the foredeep sedimentation in the Betic-Rifian Mauretanian Units: A Major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Comptes Rendus Geosci.*, 91-110.
- de Lieto Vollaro, R. e. (2018). Studio del campo termico nell'intorno di elettrodotti interrati. *8° Congresso Nazionale CIRIAF* (p. 77-82). Perugia: Morlacchi editore.
- de Lieto Vollaro, R. e. a. (2018). Misure sperimentali di conducibilità termica del suolo in prossimità di cavi elettrici interrati. *8° Congresso Nazionale CIRIAF*, (p. 71-77). Perugia.
- de Vries, D. (1958). Simultaneous Transfer of Heat and Moisture in Porous Media. *American Geophysical Union*.
- de Vries, D. (1963). Thermal properties of soils. *Physics of Plant Environmental*, 210-235.
- Deganello, M. (2013). Modellizzazione e misure di proprietà di trasporto nello scambio di calore e di umidità nei mezzi porosi. Padova.
- Ducker, S. W. (1965). Numerical classification of the pacific forms of Chlorodesmis (Chlorophyta). *Aust. J. Bot.*, 489-99.
- Eklof, C. a. G. (1996). TED - a mobile equipment for thermal response test. MSc-thesis. LuTH.
- El Bakkali, S. (1995). Volcanologie et magmatisme du système du Gourougou (Rif oriental, Maroc). *Thèse d'Université de Blaise Pascal*. Clermont-Ferrand .
- El Hassani, A. (1990). La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc : chaîne « calédonienne » des Sehoui et plate-forme nord-mésétienne. *thèse université de Strasbourg*. Strasbourg.
- El Hassani, A. H. (1991). Une déformation d'âge Ordovicien moyen dans la zone des Sehoui (Meseta marocaine septentrionale). Regard sur les segments « calédoniens » au NW de l'Afrique. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 321*, 1027-1032.
- El Miz, M. A. (2017). Chemical and Physical Characterization of Moroccan Bentonite Taken from Nador (North of Morocco). *American Journal of Chemistry*, 105-112.
- Emrich, M. O. (2011). *XRD for the analyst. Getting acquainted with the principles*. Almelo, The Netherlands: PANanalytical GmbH.
- Ennih, A. &. (2001). The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 289-302.
- Eskilson P., C. J. (1988). Simulation model for thermally interaction heat extraction borehole. *Numerical Heat Transfer*, 149-165.

- Ester M., K. H. (1996). A density-based algorithm for discovering cluster in large spatial databases with noise. *Association for the Advancement of Artificial Intelligence.*, 226-231.
- Facciarusso, J, M. C. (2006). Dispense di Geotecnica. *Dispense di Geotecnica - Dipartimento di Ingegneria Civile*. Firenze.
- Farouki, O. T. (1981). Thermal properties of soils.
- Fayyad, M. P.-S. (1996). *Advances in Knowledge Discovery and.* AAAI Press.
- Fricke, B. &. (2015). Soil Thermal Conductivity: Effects of Saturation and Dry Density.
- Frizon de Lamotte, D. &. (2008). Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): A n overview. *Tectonophysics*, 9-28.
- Fugazza, M. (2011). Appunti del corso di Sistemazione dei bacini idrografici.
- Fultz, B. (2013). Diffraction and the X-Ray Powder Diffractometer. In B. H. Fultz, *Trasmission Electron Microscopy and Diffractometry of Materials*. (p. 1-58). Springer.
- Georet. (2009). Mode Operatoire. Laboratoire de batiment et de travaux publics. Tétouan, Marocco.
- Georgiev, A. P. (2016). In-situ measurements of ground thermal properties around borehole heat exchangers in Plovdiv, Bulgaria. *Bulgarian Chemical Communications*, 19-26.
- Gianoli, L. e. (2017). Progettazione di un apparato di laboratorio per lo studio del Test di risposta Termica del terreno in presenza di moto di falda. *Tesi di Laurea Magistrale*.
- Grifoni Cocci, R. (2017). Elementi di Fisica Tecnica. *Appunti del corso di Scienze dell'Architettura*. Ascoli Piceno.
- Grim, R. &. (1978). *Bentonites. Geology, mineralogy, properties and uses*. Amsterdam, Oxford, New York.: Elsevier.
- Guastaldi, E. (2010). Geostatistica Ambientale. *Dispense del corso di Geostatistica*. San Giovanni Valdarno.
- Guha, S. R. (1998). ROCK: A Robust Clustering Algorithm for Categorical Attributes. . *IEEE Conference on Data Engineering*.
- Halkidi, M. B. (2001). On clustering validation techniques. *Journal of Intelligent Information Systems.*, 107-145.
- Haug, Z. (1998). Extensions to the k-Means Algorithm for Clustering Large Data Sets with Categorical Values. *Data Mining and Knowledge Discovery.*, 283-304.
- Hazal, J. a. (2006). Modeling of Cadmium (II) adsorption on Kaolinite-Based Clays in the Absence and Presence of Humic Acid. *Applied Clay Science vol.32*, 232-244.

- Hefferan, K. S. (2014). A reconsideration of Pan African orogenic cycle in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Journal of Africa arth Science*, 34-46.
- Helsen, D. a. (2002). *Statistical Methods in Water Resources*. U.S. GEOLOGICAL SURVEY.
- Hilali, E. J. (1981). Bentonites. *Mines, Géologie et Energie. Serv. Géol Maroc*, 102-137.
- Hinneburg A., K. D. (1998). An Efficient Approach to Clustering in LArge Multimedia Databases with Noise. *American Association for Artificial Intelligence*, 59-65.
- Huff, G. E. (2009). Geological Aspects and Genesis of Bentonites. *Elements*, 93-98.
- Hyunjun, O. (2014). Thermal resistivity dry-out curves for thirteen sandy soils. *Thesis work for degree*.
- Iesari, F. (2010). Diffrazione dei raggi X su materiali nanocristallini: studio di Bismuto. . *Tesi di Laurea Triennale in Fisica*. Camerino.
- IGME, G. a. (1972-2003). Geological MationalMapping (MAGNA). Spain.
- IM STAFF. (2016). Soaking it up: Bentonite's global reach. *Industrial Minerals Magazine* , 37-42.
- Ingersoll, L. &. (1948). Theory of ground pipe source for the heat pump. *ASHVE Transactions.*, 339-348.
- Jain, A. M. (1999). Data Clustering: A Review. *ACM Computing Surveys.*, 264-323.
- Jappelli, R. (1996). Eurocodice 7: progettazione geotecnica. Scopi, principi e compatibilità con le norme italiane. *Rivista Italiana Geotecnica*, 5-35.
- Jin, W. W. (2017). Experimental Study and Modelling of the Thermal Conductivity of Sand Soils of Different Porosities and Water Content. *Applied Sciences*, 1-17.
- Johansen, O. (1977). *Thermal conductitvity of soils*. Kjøleteknikk,: Trondheim, Group for Thermal Analysis of Frost in the Ground.
- Kanugo, T. N. (2002, July). An Efficient k-Means Clustering Algorithm: Analysis and Interpretation. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence*, p. 881-892.
- Kaufman, L. a. (1987). Clustering by menas of medoids. *Statistical Data Analysis based on the L1 Norm*, 405-416.
- Kaufman, L. a. (1990). *Finding Groups in Data*. New York: John Wiley & Sons,.
- Kaufman, L. a. (2005). *Finding Groups in Data. An introduction to Cluster Analysis*. Wiley.
- Kennedy, W. (1964). The structural differentiation of Africa in the Pan-African (+/-500 Ma) tectonic episode. *Annual Report of Scientific Results*, 48-49.
- Kersten, M. (1949, June). Thermal Properties of Soils. *Eng. Experiment Station, bull.* Minnesota: Univ. of Minnesota.

- Kraus J., e. a. (2013). *Excerpts from a Report on the Essaouira Basin of Morocco*.
- Kunimine Industries. (2015). *Kunimine Industries CO., LTD*. Tratto da <https://www.kunimine.co.jp/english/bent/basic.html>
- Lahrach, M. &. (1982). Rapport inédit du BRPM.
- Lavinia, B. (2014). Modern X-ray Diffraction Methods in Mineralogy and Geosciences. *Mineralogy & Geochemistry*, 1-31.
- Lawrence, D. a. (2008). Incorporating organic soil into a global climate model. *Climate Dyn.* 30, 145-160.
- Lehr, C. (2015). Characterization of Geological and Geophysical Enviromentas Using GRT Data. Scope of Enhanced Data Interpretation. *World Geothermal Congress* (p. 1-7). Melbourne: Proceedings World Geothermal Congress 2015 .
- Llavona, M. Z. (1991). Methods for measuring thermal conductivity. *RDM Revista de Minas* , 89-98.
- Low, J. e. (2015). A comparison of laboratory and in situ methods to determine soil thermal conductivity for energy foundations and other ground heat exchanger applications. *Acta Geotechnica*, 209-218.
- Luján, M. C.-B. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*. *Tectonics*.
- Lutterotti, L. (2009). X-ray diffraction: theory and applications to amterials science and engineering. Trento.
- Magno, M. a. (2016, Novembre 17). Metodologie e strumentazioni per l'analisi granulometrica dei sedimenti. *Workshop - Le analisi granulometriche nei sedimenti marini. Risultati del circuito di intercalibrazione per le analisi granulometriche*. Roma.
- Manuale M.A.E A5000T. (2010). Molinsana Apparecchiature Elettroniche s.r.l.
- Menichetti, M. &. (2012). Thermal Conductivity distributed from a Thermal Response Test (TRT) in a borehole heat exchanger (BHE). *Acquee Sotterranee*, 33-41.
- Michard. A, e. a. (2008). Chapter 5 - The Rif Belt. In M. A, *Geology of Morocco*. Verlag Berlin Heidelberg: Springer.
- Michard. A, F. d. (2008). An Outline of the Geology of Morocco. In A. Michard et al., *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. Berlin: Springer.
- Michard. A, S. O. (2008). *Continental Evolution: The geology of Morocco*. Berlin: Springer.
- Micromeritics Corporation Instrument. (2007). *SediGraph III 5120. Operator's Manual v.1.04*. SediSpere. Micromeritics Instrument Corporation.

- Mimoun, A. A. (2015). Bentonite's reserves Geometry of Trebia deposit in Nador region (North eastern Morocco); Contributions of geophysical surveys and core drilling campaign. *J.Mater Enviro. Sci.*, 3564-3573.
- Miniere di Sardegna - Archeologia mineraria in Sardegna. (2015). Tratto da Miniera di Sardegna centrale:
<http://www.minieredisardegna.it/LeMiniere.php?IdM=168&IdCM=&SID=>
- Mormone, A. P. (2014). *Rapporti tecnici INGV - Il laboratorio di Diffrattometria a raggi X dell'Osservatorio Vesuviano (Istituto Nazionale di geofisica e Vulcanologia, Napoli): identificazione quantitativa delle fasi in campioni polverizzati*. Napoli: INGV - RM1.
- Nardi, A. (2012, Novembre). Appunti e formulario di Geologia Applicata. Roma.
- Negro, F. D. (2008). Tectonic evolution of the Betic-Rif arc: New constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on white micas in the Tamsamani units (External Rif, northern Morocco). *Lithos*, p. 93-109.
- Nikiforova, T. S. M. (2013). Methods and results of experimental research of thermal conductivity of soil. *ScienceDirect*, p. 775-783.
- Nocilla, A. (2013). Lezioni di Geotecnica - Classificazione delle Terre. Brescia.
- O'Donnell, J. &. (2009). The effect of Moisture Content on the Thermal Conductivity of Moss and Organic Soil Horizons From Black Spruce Ecosystems in Interior Alaska. *Soil Science*, 646-651.
- Onifade, Y. (2016). Determination of thermal conductivities of some topsoils using block method. *Scientia Africana*, 54-65.
- Palma, A. (2007, Novembre). Analisi geotecniche di laboratorio su campioni indisturbati e rimaneggiati provenienti dalla nicchia di frana di Viale Tiziano. Roma. Roma: ISPRA.
- Pasquini A., &. a. (2010). La conducibilità termica delle rocce e dei terreni: perfezionamento di misure in laboratorio finalizzate alla valutazione delle potenzialità dei sistemi di geoscambio. *Convegno Nazionale dei Giovani Geologi Italiani*. Napoli.
- Pecková, Hana, &. a. (2014). Status of Women of the EU in Selected Quality of life Indicators with an Emphasis on Labour Market using Cluster Analysis. *Proceedings of the International Summer School for Doctoral Students on Research Methods and Soft Skills Development DOC'S ON THE MOVE 2014*, (p. 1-13).
- Penner, E. (1970). Thermal conductivity of frozen soils. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 982-987.
- Pieruccioni D. (2015). Analysis of geological parameters for optimization of geothermal probes applied to heat pumps: individuation of a technical and procedural iter. Thesis job.

- Platt, J. W. (2013). The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *EACH14*.
- Quiuzi, C. (2011). Fundamentals of 2D X-Ray Diffraction Theory. In C. X. Quiuzi, *Multifunctional Two- and Three Dimensional Polycrystalline X-Ray Diffractometry*. (p. 64-73).
- Raviolo, P. (1993). *Il laboratorio geotecnico - Procedure di prova. Elaborazione. Acquisizione Dati*. Controls.
- Raymond, T. J. (1994). Efficient and Effective Clustering Methods for Spatial Data Mining. 144-155.
- Rodríguez-Fernández, J. C. (1999). The sedimentary record of the alboran basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, 69-76.
- Ross, C. e. (1926). The minerals of bentonite and related clay and their physical properties. *Journal of teh Ameican Ceramic Society.*, 21-26.
- Rubin, J. (1967). Optimal Classification into Groups: An Approach for Solving the Taxonomy Problem. In O. Conrad, *Cluster Analysis for grids*. (p. 103-144). Hill-Climbing.
- S.D.J Inglethorpe, D. M. (1993). *Industrial Minerals Laboratory Manual BENTONITE*. Nottingham: British Geological Survey.
- Saez Blazquez.C, e. a. (2017). Thermal conductivity map of the Avila region (Spain) based o thermal conductivity measurements of different rock and soil samples. *Geothermics*, 60-71.
- Sanner, B. &. (2008). Thermal Response Test, routine method to determine thermal ground properties for GSHP design. *9th International IEA Heat Pump Conference*, (p. 1-12). Zurich.
- Sanner. B, H. G. (2005). Thermal Response Test - Current Status and World-Wide Application. *Proceedings World Geothermal Congress 2005*, (p. 1-9). Antalya.
- Sarstedt, M. a. (2014). A Concise Guide to Market Research. *Springer Texts in Business and Economics*, 273-325.
- Saviane N. (2013). Prima caratterizzazione delle proprietà termofisiche dei materiali naturali della provincia di Treviso.
- Selmer, R. &. (1961). En regional undersøkelse av norske kvartaere. *Rapport sendttil NTNf. Geologisk Institutt, NTH*. Trondheim.
- Serrano, F. (1979). Los foraminiferos planctonicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparacion con los de otras areas de las Cordilleras Beticas. *Univrstité de Málaga, Espagne*.

- Sfalanga, A. &. (2017). Esercitazioni laboratorio di meccanica delle terre.
- Sheikholeslami G., C. S. (1998). WaveCluster: A Multi-Resolution Clustering Approach for Very Large Spatial Databases. *24th VLDB Conference*, (p. 428-439). New York.
- Signorelli, S. (2014). Geoscientific investigations for the use of shallow low-enthalpy systems. *Tesi di Dottorato*. Zurigo, Switzerland: Swiss Federal Institute of Technology Zurich.
- Soccodato, F. (2012). Dispense di geotecnica.
- Sokal, R. a. (1958). A Statistical Methods for Evaluating Relationships. *University of Kansas Science Bulletin*, p. 1409-1448.
- Soulaimani, A. O. (2018). The Anti-Atlas Pan-African Belt (Morocco): Overview and pending questions. *Elsevier Tectonics*, 279-288.
- Spano, M. (2015, Aprile). Tecniche di validazione per il Clustering di documenti. *Tesi di dottorato in Statistica. Dipartimento di Scienze Economiche e Statistiche*. Napoli.
- Speakman, S. (2014). An introduction to X-Ray Powder Diffraction. Massachusetts.
- Struyf, A. H. (1997). Clustering in an Object-Oriented Environment. *Journal of Statistical Software*.
- Sveian, H. (1972). Norske jordarters kvartsinnhold. Hovedoppgave i. *Geologisk Institutt, NTH*.
- ThermoMap. (2013). *ThermoMap MapViewer*. Tratto da <http://geoweb2.sbg.ac.at/thermomap/>
- Timoulali., Y. H. (2014). Main features of the deep structure by local earthquake tomography and active tectonics: case of Rif Mountain (Morocco) and Betic Cordillera (Spain). *Seismology*, 221-234.
- Tryfos, P. (2001). Chapter 15: Cluster analysis. In P. Tryfos.
- UNI, E. (2002). Eurocodice 7 - Progettazione geotecnica. UNI - Milano.
- van Rooyen, M. a. (1959). Structural and Textural Influences on Thermal Conductivity of Soils. *Highway Research Board*, 576-621.
- Vergés, J. F. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 144-172.
- Viland, J. (1997). Notes du Service géologique du Maroc. Marocco.
- Wang. W., Y. J. (1997). STING: A Statistical Information Grid Approach to Spatial Data. *23rd VLDB Conference*, (p. 186-195). Atene.
- Waseda, Y. M. (2011). *X-Ray Diffraction Crystallography. Introduction, Examples and Solved Problems*. Springer.

- West, R. (2014). *Solid State chemistry and applications*. Chichester, West Sussex, United Kingdom.: John Wiley & Sons, Ltd.
- Zazzini P. (2015). Trasmissione del calore.
- Zhang, T. R. (1996). *BIRCH: An Efficient Method for Very Large Databases*. Montreal: ACM SIGMOD.
- Zhao, D. &. (2016). Measurement Techniques for Thermal Conductivity and Iterfacial Thermal Conductance of Bulk and Thin Fil Materials. *Journal of Electron Packag.*
- Zheng, D. e. (2015). Augmentations to the Noah Model Physics for Application to the Yellow River Source Area. Part i: Soil Water Flow. *Journal of Hydrometereology*, 2659 - 2676.