



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE  
IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**CONFRONTO PRELIMINARE PROPRIETÀ  
TERMICHE ED ELETTRICHE PER LE  
LITOLOGIE DELL'AREA DELLA SICILIA NORD  
OCCIDENTALE (TERMINI IMERESE)**

*Relatore: Prof. Antonio Galgaro*  
*Correlatore: Dott.ssa Eloisa Di Sipio*

*Laureanda: Maria Parlapiano*

ANNO ACCADEMICO 2014/ 2015



## INDICE

<b>INTRODUZIONE.....</b>	<b>5</b>
<b>1.ENERGIA GEOTERMICA.....</b>	<b>7</b>
1.1.Geotermia a bassa entalpia .....	9
1.2.Impianti a circuito chiuso .....	11
1.3.Progetto VIGOR .....	14
<b>2.PROPRIETÀ DELLE ROCCE.....</b>	<b>17</b>
2.1. Proprietà fisiche .....	17
2.2. Proprietà termiche.....	19
2.3. Proprietà elettriche.....	26
<b>3.INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....</b>	<b>31</b>
3.1. Inquadramento geostrutturale .....	32
<b>4.METODOLOGIA.....</b>	<b>39</b>
4.1. Analisi bibliografica .....	40
4.2. Taglio rocce .....	43
4.3. Misura proprietà fisiche .....	46
4.4. Misura proprietà termiche.....	49
4.4.1 Strumentazione Mathis TCi .....	49
4.4.2 Procedura misure proprietà termiche .....	51
4.5.Misura proprietà elettriche.....	54
<b>5.RISULTATI E DISCUSSIONI.....</b>	<b>57</b>
5.1.Risultati bibliografici .....	57
5.1.1.Densità .....	57
5.1.2.Porosità .....	59
5.1.3.Resistività elettrica.....	60
5.1.4. Conducibilità termica.....	62
5.2.Risultati di laboratorio .....	68

5.2.1.Densità.....	68
5.2.2.Porosità.....	71
5.2.3.Conducibilità termica .....	73
5.2.4.Resistività elettrica .....	79
5.3.Confronto tra risultati bibliografici e di laboratorio .....	82
5.3.1.Densità.....	82
5.3.2.Porosità.....	84
5.3.3.Resistività elettrica .....	86
<b>CONCLUSIONI .....</b>	<b>89</b>

**RINGRAZIAMENTI**

**BIBLIOGRAFIA**

**ALLEGATI**

## INTRODUZIONE

Negli ultimi anni si è assistito al fiorire di nuove ricerche mirate allo sviluppo di fonti energetiche rinnovabili. L'energia geotermica è una delle fonti di energia pulita e sostenibile d'interesse in tutto il mondo, per sfruttare al meglio questa energia è necessaria una conoscenza dettagliata del suolo e delle sue proprietà. Lo scopo del presente lavoro di tesi ha come obiettivo l'analisi delle caratteristiche termo-elettriche della Sicilia nord occidentale per valutare le possibili relazioni tra conducibilità termica e resistività elettrica. La conducibilità termica è il parametro fondamentale che definisce le potenzialità del sottosuolo, ma la sua valutazione non è immediata perché dipende dalla composizione mineralogica, porosità, densità, grado di saturazione, anisotropia del materiale, temperatura e pressione. Non esiste un approccio immediato che permetta di determinare la relazione tra la conducibilità termica e le proprietà del materiale. Per tale motivo, la prima fase del lavoro è stata caratterizzata dallo studio di fonti bibliografiche. La ricerca ha permesso l'acquisizione di dati termici, fisici ed elettrici sulle principali litologie costituenti il sottosuolo. Dai dati bibliografici si evince un forte interesse scientifico sul potenziale geotermico. In particolare, sui 20 campioni acquisiti direttamente in sito, seguendo la procedura della norma UNI EN 1936, sono state eseguite le misure di porosità e densità, confrontati successivamente con i valori di conducibilità termica. In un secondo tempo sono state eseguite le analisi termiche mediante lo strumento Mathis TCi Thermal Property Analyzer. Per valutare le caratteristiche termo-elettriche della Sicilia, i campioni sono stati confrontati con i dati bibliografici.

La conoscenza delle proprietà termiche dei materiali costituenti il sottosuolo è, un'informazione fondamentale per la creazione e il dimensionamento di impianti geotermici. Questi dati, di supporto ai progettisti, forniscono un'idea del potenziale geotermico del territorio e permettono una maggiore conoscenza degli ambiti di sfruttamento e tutela della risorsa.



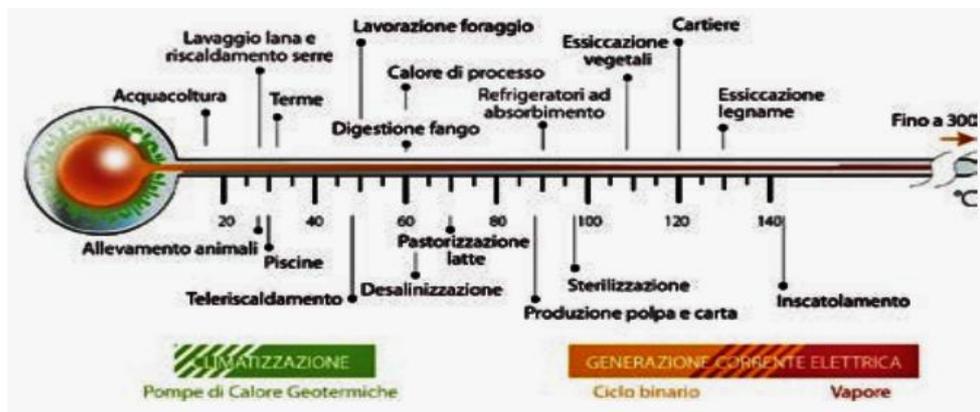
# 1. ENERGIA GEOTERMICA

L'energia geotermica, secondo la direttiva europea 2009/28/EC, è definita come l'energia stoccata sotto forma di calore sotto alla crosta terrestre. Considerando la tettonica delle placche, si osserva che parte di questa energia è concentrata ad alta temperatura in prossimità della superficie della terra. L'energia è trasferita dalle parti più profonde della crosta alla superficie terrestre per conduzione e per convezione in regioni, dove le condizioni geologiche e la presenza di acqua lo permettono. La presenza di anomalie termiche nel terreno (attività vulcanica), e del processo di decadimento radioattivo determina l'esistenza di diverse condizioni di flusso termico nelle diverse regioni della superficie terrestre (ASHRAE, 2011). Quando si parla genericamente di risorse geotermiche, di solito ci si riferisce a quelle che più precisamente dovrebbero essere chiamate risorse di base accessibili, intendendo con questo termine tutta l'energia termica contenuta tra la superficie terrestre e una determinata profondità, in un'area definita e misurata partendo dalla temperatura media annua locale (Muffler e Cataldi, 1978). Le risorse geotermiche possono essere classificate in funzione dell'entalpia dei fluidi, cioè in funzione della quantità di energia che un sistema può scambiare con l'ambiente. È l'entalpia che determina le potenzialità e il tipo di sfruttamento di un'area. La tabella 1.1 mostra la classificazione delle risorse geotermiche riguardo all'intervallo di temperatura secondo diversi autori.

Classificazione delle risorse geotermiche in base alla temperatura (°C)					
	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
Risorse a bassa entalpia	90	≥125	≥100	≤ 150	≤ 190
Risorse a media entalpia	90-150	125-200	*	*	*
Risorse ad alta entalpia	≥150	≥225	≥200	≥150	≥190

**Tabella 1.1** Classificazione delle risorse geotermiche in base alla temperatura (°C): (a) Muffler and Cataldi (1978), (b) Hochstein (1990), (c) Benderitter and Cormy (1990), (d) Nicholson (1993), (e) Axelsson and Gunnlaugsson (2000)

Generalmente le risorse ad alta-media entalpia sono utilizzate per la produzione di energia elettrica mentre le risorse a bassa entalpia sono sfruttate principalmente per usi diretti come la climatizzazione di edifici (Fig. 1.1).



**Figura 1.1** Diagramma degli usi del calore geotermico (Abate et al., 2014 derivato dal classico diagramma di Lindal, 1973)

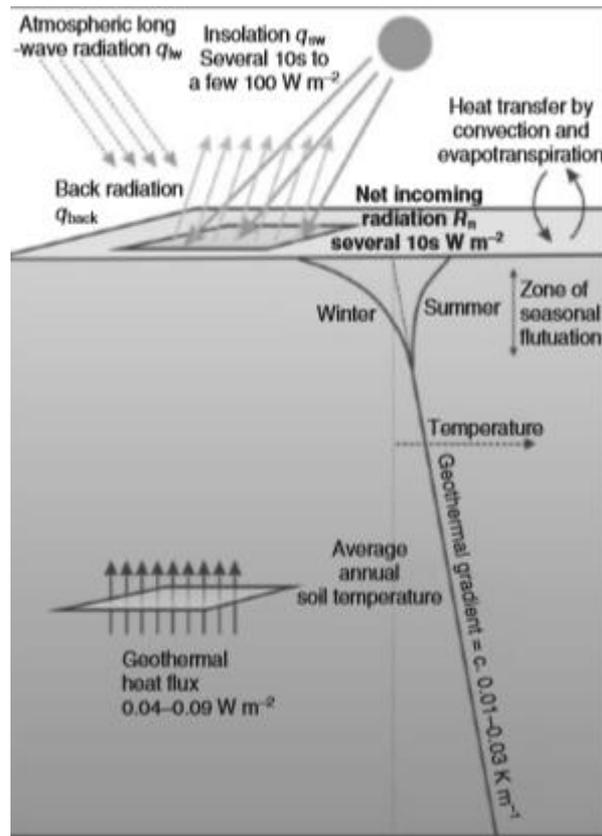
Un sistema geotermico a bassa entalpia o di geoscambio si basa sulla capacità del sottosuolo di comportarsi come serbatoio di accumulo di energia termica.

Il presente studio ha lo scopo di redigere una prima caratterizzazione delle proprietà termoelettriche delle rocce caratteristiche dell'area di Termini Imerese (PA), al fine di fornire un'idea del potenziale geotermico del territorio per l'eventuale costruzione di impianti geotermici a bassa entalpia.

## **1.1 GEOTERMIA A BASSA ENTALPIA**

La geotermia superficiale, detta anche geotermia a bassa entalpia, s'interessa dei primi 100 m del terreno a partire dal piano campagna e sfrutta l'energia termica immagazzinata nel sottosuolo. L'energia termica accumulata proviene in parte dall'energia solare che, attraverso la radiazione, è in grado di trasferire calore alla superficie terrestre con conseguente accumulo e in parte dall'interno della terra (calore geotermico). La temperatura superficiale del sottosuolo è quindi strettamente collegata alla temperatura media annua dell'aria e, il calore che estraiamo mediante sistemi di riscaldamento geotermici è prevalentemente, in definitiva, derivato dall'energia solare assorbita dalla superficie della terra. La superficie della terra, infatti, agisce come un grande collettore solare. Tuttavia, vi è anche una componente minore di vero flusso di calore geotermico, derivato dall'intero che migra verso la superficie della terra. Questo si manifesta come un gradiente di temperatura geotermico, sovrapposto alla temperatura superficiale media annua (Fig.1.1.1). Il gradiente geotermico della terra, al di fuori delle aree attive anomale o vulcaniche, è normalmente compreso nell'intervallo di  $0,01- 0,03^{\circ}\text{Cm}^{-1}$ , o circa  $1- 3^{\circ}\text{C}$  per 100 m (Banks, 2012).

A profondità inferiori a 2 m, la temperatura del suolo mostra in genere marcate variazioni stagionali rispetto alla temperatura media annua dell'aria.



**Figura 1.1.1** Profilo tipico della temperatura al variare della profondità (Banks, 2012)

Concludendo, in superficie la temperatura risente delle oscillazioni legate all'andamento giornaliero della temperatura esterna, in profondità invece si osserva un fenomeno di attenuazione dell'onda termica cioè un fenomeno di smorzamento e sfasamento dell'onda stessa che permette alla temperatura di mantenere un andamento costante in profondità. Ciò significa che, nel momento in cui sopraggiunge la stagione invernale, il calore accumulatosi durante la stagione estiva può essere utilizzato poiché non si è ancora smaltito. Per riscaldare o raffreddare un ambiente è necessario trasferire calore, ciò avviene mediante l'utilizzo di pompe di calore. Tramite questi dispositivi, di fatto, è possibile utilizzare il terreno come se fosse un immenso serbatoio termico: già a profondità appena superiori a 20 m, infatti, la sua temperatura è poco o per nulla influenzata dalle variazioni climatiche stagionali, essendo

perciò costante durante tutto l'anno. Questa caratteristica particolare del terreno consente all'impianto di recuperare dal (o smaltire nel) sottosuolo il calore necessario per la climatizzazione invernale ed estiva degli edifici, la produzione di acqua calda sanitaria e la produzione di caldo e/o freddo utile in processi industriali (Abate et al., 2014). Le tipologie d'impianti con pompa di calore geotermica sono generalmente di due tipi:

- *sistemi a circuito aperto*, si basano sul trasferimento diretto dell'acqua di falda negli scambiatori;
- *sistemi a circuito chiuso*, il trasferimento del calore dal terreno al fluido avviene tramite un fluido termovettore che circola all'interno della sonda, senza contatti diretti con l'ambiente esterno.

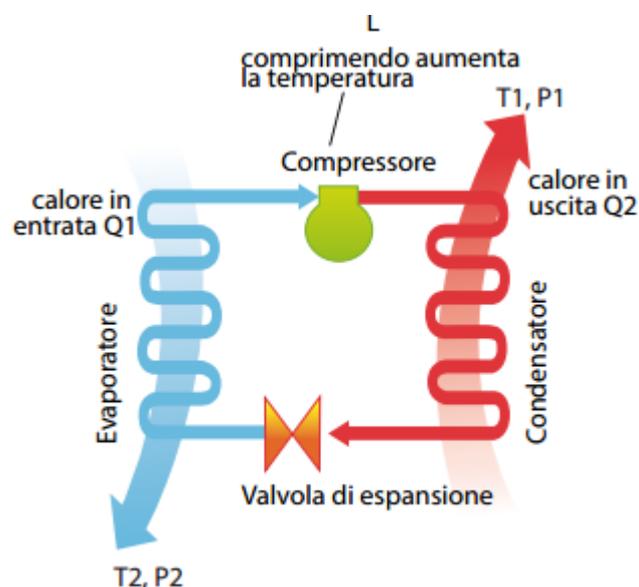
Lo studio approfondito dell'assetto geologico e idrogeologico dell'area interessata dalla futura installazione determina il tipo di sistema da utilizzare. I sistemi a circuito aperto hanno bisogno di pozzi di reimmissione di acqua, l'utilizzo di tali sistemi può rappresentare un rischio legato alle eventuali contaminazioni della falda oltre che modificare la dinamica della falda stessa.

## **1.2 IMPIANTI A CIRCUITO CHIUSO**

Gli impianti a circuito chiuso (GCHP, *Ground-coupled Heat Pump*) scambiano, tramite sonde geotermiche, calore con il terreno. In relazione alle esigenze e allo spazio disponibile è possibile discriminare le sonde in: orizzontali, verticali e geostrutture. Sebbene vari la configurazione per le tre categorie, il principio della pompa di calore è il medesimo. Una pompa di calore è un'installazione costituita da un circuito chiuso, percorso da un fluido termovettore, in grado di trasferire calore da una sorgente a più bassa temperatura a una a temperatura più elevata spostano calore in direzione opposta alla tendenza naturale, cioè da un corpo più caldo verso uno più freddo. La pompa di calore lavora sia in configurazione di riscaldamento sia di

raffrescamento, ciò è possibile invertire, a seconda delle necessità, il ciclo termodinamico su cui si basa la pompa stessa. Il ciclo termodinamico della pompa di calore è il risultato di una serie di trasformazioni che avvengono nei principali componenti della pompa (Fig.1.2.1), di seguito vengono elencate ed enunciate le loro caratteristiche:

- l'*evaporatore*, è uno scambiatore di calore all'interno del quale il fluido termovettore evapora a seguito dell'assorbimento di calore proveniente dalla sorgente fredda;
- il *compressore*, utilizzando energia elettrica comprime il vapore che passa ad una più elevata pressione e temperatura;
- il *condensatore*, altro scambiatore di calore, riporta il vapore allo stato liquido fornendo calore all'impianto di riscaldamento;
- la *valvola di espansione*, riduce la pressione del liquido provocando una conseguente diminuzione di temperatura e riporta il liquido allo stato iniziale, in questo modo il ciclo può ripartire.



**Figura 1.2.1** Componenti principali principio di funzionamento del circuito chiuso della pompa di calore (Abate et al., 2014)

Le pompe di calore estraggono calore dal sottosuolo e sono collegate ad un sistema di distribuzione interno all'edificio. Occorre tenere presente che è necessaria una quantità di energia elettrica per azionare la pompa. Il rapporto tra il calore fornito all'edificio  $Q_c$  e l'energia elettrica  $P_E$ , necessaria per alimentare la pompa, determina il Coefficiente di Prestazione della macchina COP (*Coefficient of Performance*):

$$\text{COP} = \frac{Q_c}{P_E}$$

Il coefficiente di prestazione per gli impianti geotermici si aggira intorno ai 4-5 ed è un parametro che definisce l'efficienza della pompa. Come già detto la pompa di calore è un dispositivo in grado di trasferire calore da una sorgente a più bassa temperatura ad una più elevata, pertanto la pompa sarà tanto più efficiente quanto più il livello termico, ovvero la differenza di temperatura tra le due sorgenti, sarà piccolo. Lavorare con una differenza di temperatura bassa permette di avere elevati valori di COP che permettono un maggior risparmio energetico. Analogamente per la fase di raffrescamento si parla di Indice di Efficienza Elettrica EER (*Energy Efficiency Ratio*) ed indica il rapporto tra il calore immesso nel sottosuolo  $Q_E$  e la quantità di energia elettrica necessaria:

$$\text{EER} = \frac{Q_E}{P_E}$$

COP e EER sono due coefficienti in grado di definire l'efficienza di una pompa di calore in termini di rapporto tra l'energia termica e frigorifera fornite rispetto all'energia elettrica consumata (Banks, 2012).

Durante la fase di progettazione è necessario conoscere, con il massimo dettaglio, la situazione geologia dell'area ospitante il sistema di sonde geotermiche. Il metodo di perforazione ed il funzionamento dell'impianto sono fortemente influenzati dalle:

- caratteristiche del terreno, in termini di tipo di roccia o sedimento, granulometria del materiale. Pertanto l'attenzione ricade sulle proprietà fisiche termiche del terreno (capitolo 2);
- caratteristiche della falda, la presenza di acqua di falda in moto permette di creare un continuo tra il terreno e la sonda. Ciò rappresenta un beneficio per lo scambio termico e un problema durante la perforazione per via delle sovrappressioni create dall'acquifero.

### **1.3 PROGETTO VIGOR**

Negli ultimi anni, complice il cambiamento climatico, si è registrato un incremento dell'utilizzo di fonti energetiche rinnovabili. In Italia le fonti maggiormente favorite sono state l'eolico e il fotovoltaico e solo negli ultimi anni si è sviluppato un interesse per il settore geotermico, soprattutto per la geotermia a bassa entalpia. Per via di una scarsa diffusione di informazioni e di dati, l'uso del potenziale geotermico si è concentrato esclusivamente nel nord Italia. Per tale motivo il progetto VIGOR (Valutazione del potenziale geotermico delle regioni della convergenza), finanziato dal Programma Poi Energia, si è prefissato di promuovere l'impiego di energia geotermica in alcune regioni del sud Italia (Calabria, Campania, Puglia e Sicilia). Uno dei vantaggi offerti dal progetto è la raccolta di dati con conseguente elaborazione di mappe relative alla temperatura, conducibilità termica e profondità del tetto del serbatoio geotermico. I dati raccolti rappresentano uno strumento base, utile per la pianificazione e realizzazione di progetti geotermici in quanto grazie ad essi è possibile conoscere quanta risorsa geotermica è disponibile e soprattutto dove si trovi. Infine, una particolare valutazione effettuata in Sicilia mediante geofisica EM elitrasmessa ha fornito mappe di potenziale geotermico superficiale di dettaglio (Botteghi et al., 2011). L'indagine geofisica ha interessato l'area di studio del presente lavoro di tesi, Termini Imerese. I valori

di conducibilità termica, ottenuti mediante misure di laboratorio, sono stati confrontati con la mappa di resistività proveniente dal progetto VIGOR. Come si vedrà nei prossimi capitoli, lo scopo del confronto mira alla verifica di possibili correlazioni tra conducibilità termica ed elettrica.



## 2. PROPRIETÀ DELLE ROCCE

Per una corretta progettazione delle pompe di calore geotermiche è importante conoscere la componente invariante del sistema, il sottosuolo. Dalle proprietà termofisiche del sottosuolo, infatti, dipendono il corretto dimensionamento delle sonde e le prestazioni del sistema a pompa di calore. In questo capitolo sono affrontate le proprietà fisiche, termiche ed elettriche delle rocce. Passeremo in rassegna brevemente le diverse proprietà termiche, focalizzando maggiormente l'attenzione sul parametro più rappresentativo per indicare il trasferimento di calore, cioè la conducibilità termica. Lo scopo è analizzare le diverse problematiche legate a questo parametro che, come si vedrà nel capitolo 4, richiede per la misurazione l'impiego di strumenti e procedure specifiche.

### 2.1 PROPRIETÀ FISICHE

I parametri fisici identificativi di un materiale che influenzano le proprietà termiche ed elettriche sono la porosità e la densità, da Schon (2004):

- la *porosità*  $\varphi$ , è definita come il rapporto tra il volume di spazio vuoto o volume dei pori  $V_p$  sul volume totale  $V$  o volume della roccia.

$$\varphi = \frac{V_p}{V} = 1 - \frac{V_m}{V}$$

$V_m$  è il volume della matrice del suolo.

La porosità è una quantità adimensionale espressa sia come frazione decimale sia percentuale. La definizione di cui sopra descrive la "porosità totale". I pori non interconnessi non contribuiscono al trasporto dei fluidi, pertanto il rapporto tra il volume dei pori connessi sul volume totale della roccia prende nome di porosità efficace. La porosità è il risultato di eventi geologici, processi

fisici e chimici, è generata durante la genesi della roccia come "porosità primaria" (sedimentazione clastica, organogenesi) e/o durante la storia geologica della roccia come "porosità secondaria" (processi tettonici, processi chimici, dissoluzione) (Schon, 2004).

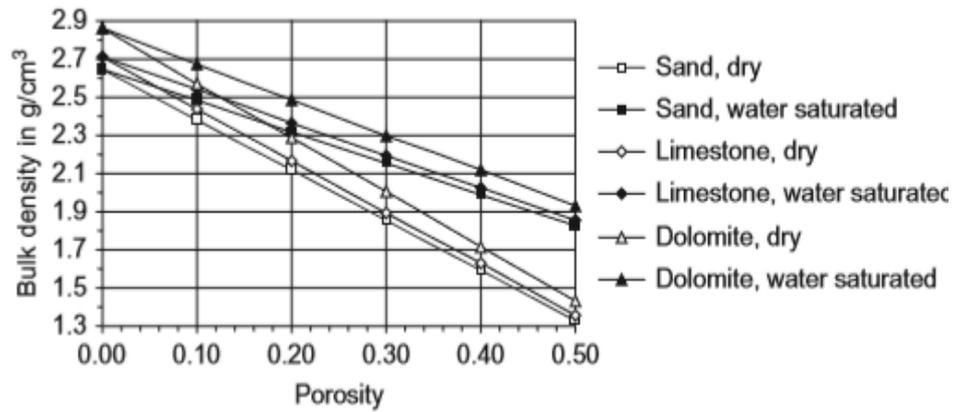
La porosità è fortemente influenzata dalle dimensioni dei grani e dalla loro distribuzione e dalla profondità cui il materiale si trova. All'aumentare della profondità un materiale è sottoposto a un carico litostatico maggiore, questo comporta un aumento delle tensioni efficaci e progressivo spostamento dei grani e l'espulsione dei fluidi dentro i pori. Quando i fluidi sono del tutto espulsi, il carico è supportato dai soli grani che tendono a deformarsi, ne segue che la porosità tende a diminuire all'aumentare della profondità.

- la *densità*  $d$ , è definita come il rapporto fra la massa  $m$  e il volume  $V$  di un materiale.

$$d = \frac{m}{V}$$

Nel Sistema Internazionale è espressa in  $\text{Kgm}^{-3}$ . Per via della natura eterogenea delle rocce, nel presente lavoro è presa in considerazione la densità apparente (*bulk density*) che rappresenta la densità media del volume roccia considerando i pori. La densità dipende dalla composizione dei minerali, dalla porosità e dalla composizione del contenuto dei pori (saturazione).

Dalla fig.2.1.1 è possibile osservare che le due proprietà fisiche, correlando i loro risultati con pressione o profondità, mostrano un comportamento opposto cioè l'incremento di porosità causa una diminuzione della densità e viceversa.



**Figura 2.1.1:** Relazione tra densità apparente e porosità per arenaria ( $\rho_{ma} = 2.65 \text{ g/cm}^3$ ), calcare ( $\rho_{ma} = 2.71 \text{ g/cm}^3$ ), e dolomite ( $\rho_{ma} = 2.86 \text{ g/cm}^3$ ) (Schon, 2011)

## 2.2 PROPRIETÀ TERMICHE

Di seguito sono brevemente descritti i parametri termici identificativi per un materiale, quali calore specifico, diffusività termica, capacità termica, conducibilità termica.

- Il *calore specifico* (o capacità termica per unità di massa)  $c$  è definito come il rapporto tra la portata termica  $Q$  e il prodotto della massa  $m$  e l'aumento di temperatura  $\Delta T$  (Schon, 2004).

$$c = \frac{Q}{m\Delta T}$$

Nel Sistema Internazionale SI l'unità di misura della capacità termica è  $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ .

- La *diffusività termica*  $\kappa$  (o  $\alpha$ ), è la proprietà fisica che governa la diffusione del calore in regime transitorio. Essa è definita dal rapporto tra la conducibilità termica e la capacità termica, cioè, dal rapporto di calore che fluisce attraverso la faccia di un volume unitario e il calore immagazzinato nell'unità di volume per unità di tempo (Clauser, 2011). La diffusività termica è legata alla conducibilità termica dal calore specifico  $c$  e dalla densità  $d$  (Schon, 2004):

$$\alpha = \lambda * (dC_p)^{-1}$$

La diffusività termica è espressa come  $m^2s^{-1}$ .

- La *capacità termica*  $C$ , è definita come il rapporto tra il calore  $\Delta Q$  necessario per innalzare la temperatura di una massa  $M$  e il conseguente aumento di temperatura  $\Delta T$  (Schön, 2011):

$$C = \frac{\Delta Q}{m\Delta T}$$

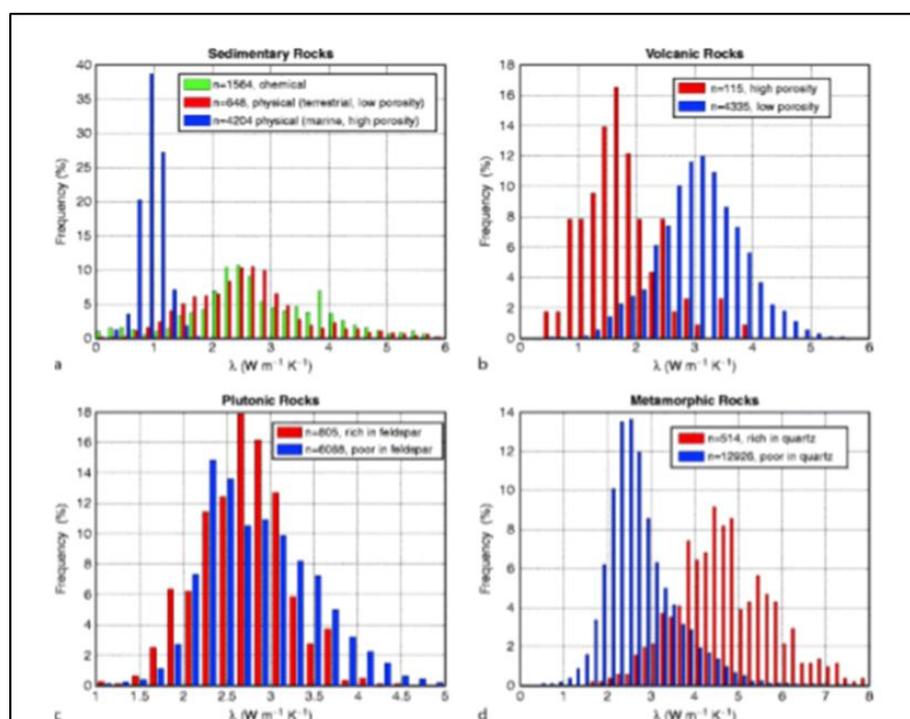
La capacità termica è espressa come  $J Kg^{-1}K^{-1}$ .

- La *conducibilità termica* (o conducibilità di calore)  $\lambda$  (o  $k$ ), è una proprietà fisica che governa la diffusione del calore in regime stazionario. Definisce quanto calore scorre attraverso una sezione unitaria di roccia lungo una distanza unitaria per diminuzione di temperatura dell'unità per unità di tempo; dimensione ( $Wm^{-1}K^{-1}$ ) (Clauser, 2011).

Tra i vari fattori che dominano il comportamento della conducibilità termica si ricordano in particolare:

- il contenuto mineralogico,
- la densità e porosità,
- la saturazione.

I fattori sopra citati sono variabili per ogni roccia, Clauser (2011) caratterizza statisticamente la variazione di conducibilità termica per le principali classi di rocce sedimentarie, vulcaniche, plutoniche e metamorfiche (fig.2.2.1).

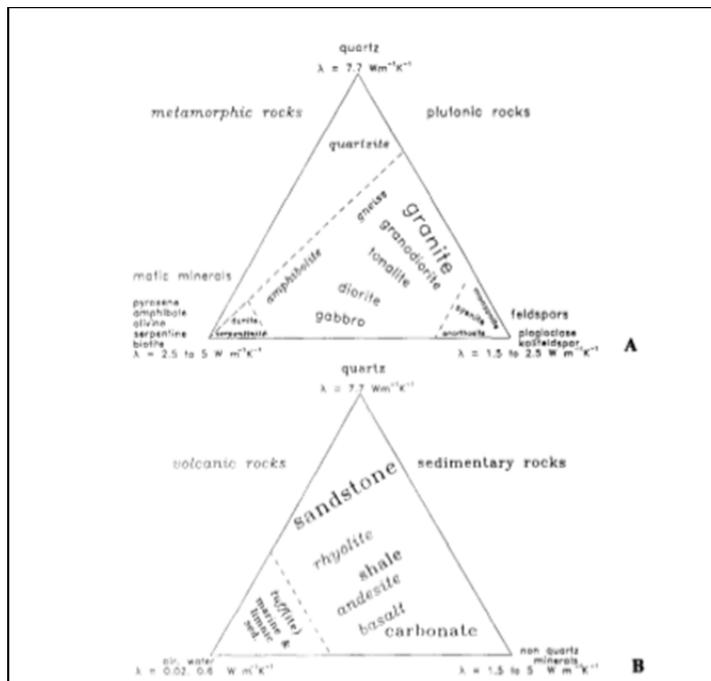


**Figura 2.2.1:** Istogrammi di conducibilità termica per le rocce sedimentarie (a), vulcaniche (b), plutoniche (c) e metamorfiche (d) (Clauser, 2011)

Per le rocce sedimentarie e vulcaniche (Fig.2.2.1a e Fig.2.2.1b), la conducibilità è controllata prevalentemente dalla porosità, inoltre per le sedimentarie è rilevante anche il tipo di sedimento. A un aumento del valore di

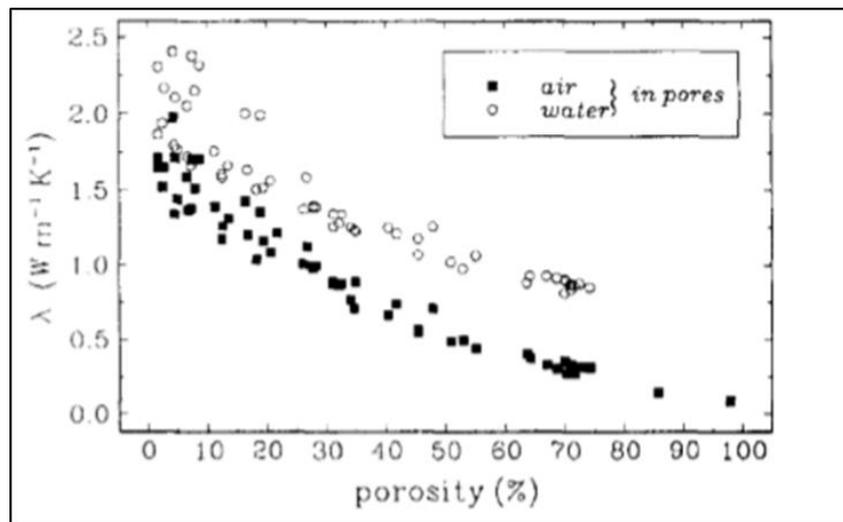
porosità corrisponde una diminuzione della conducibilità termica. La conducibilità per le rocce plutoniche e metamorfiche è dominata dalla fase mineralogica. Per rocce plutoniche (Fig.2.2.1c), il contenuto di feldspato determina la forma dell'istogramma: rocce con un alto contenuto di feldspato (ad esempio > 60%) mostrano una distribuzione di conducibilità quasi simmetrica mentre rocce con basso contenuto di feldspato sono identificate in generale da una conducibilità inferiore. Nonostante queste differenze, le medie e mediane per entrambe le distribuzioni sono quasi identici. Per le metamorfiche (Fig.2.2.1d), è il contenuto di quarzo che controlla la conducibilità termica (Clauser. 2011).

Il quarzo, minerale presente in maggiore quantità nella crosta terrestre, presenta rispetto ai principali minerali un valore elevato di  $\lambda$ , pari a 7,7 W/mK (Fig.2.2.2), ne consegue che rocce ricche in quarzo presentano valori più elevati di conducibilità termica.



**Figura 2.2.2 :** Valori di conducibilità termica per i principali minerali che compongono le rocce della Terra. Il diagramma A indica i valori di  $\lambda$  dei minerali delle rocce metamorfiche e plutoniche, nel diagramma B sono riportati i valori di  $\lambda$  per le rocce sedimentarie e vulcaniche (Clauser e Huenges, 1995).

Nel precedente paragrafo si è osservato che la densità e la porosità sono strettamente correlate. La compattazione del terreno migliora i contatti tra i grani, la densità  $\rho$  aumenta a seguito della riduzione del volume occupato dalle cavità vuote. Più un materiale è denso e più la conducibilità termica nel mezzo poroso aumenta. Per i materiali porosi è la saturazione che determina la variazione della conducibilità. Se il fluido di saturazione dei pori è l'acqua, il valore di  $\lambda$  è più alto (Fig.2.2.3) rispetto a saturazione con aria (Clauser & Huenges, 1995). L'acqua, infatti, ha un valore di conducibilità termica (0,6 W/mK) maggiore rispetto all'aria (0,2 W/mK).



**Figura 2.2.3:** Valori di conducibilità termica al variare della porosità per le rocce vulcaniche. L'aumento di porosità comporta una diminuzione del valore di  $\lambda$ . I pori saturi d'acqua presentano valori maggiori di  $\lambda$  rispetto ai pori saturi d'aria. (Clauser & Huenges, 1995)

Altri fattori che influenzano la conducibilità termica sono:

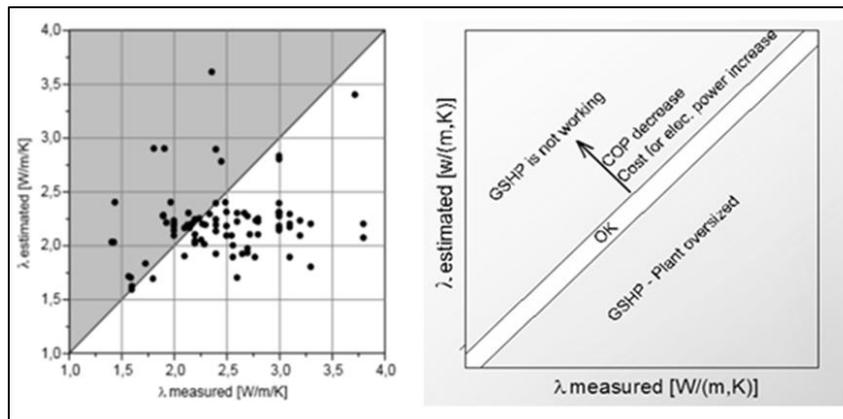
- *la temperatura* perché aumenta la dilatazione termica (ma con magnitudo diversa per tutti i minerali) e le espansioni differenziali possono creare resistenze di contatto tra i grani di minerali. Questo effetto è meno pronunciato in rocce sature d'acqua rispetto alle anidre.

(Clauser, 2011). Per rocce sedimentarie fino a 300° C si ha una riduzione del valore di  $\lambda$ , sia per le rocce sedimentarie di tipo clastico che di origine chimica. Sopra i 300° C, la diminuzione della conducibilità termica diminuisce in termini assoluti, ma è maggiore per le rocce sedimentarie di origine chimica rispetto a quelle di tipo clastico. Nelle rocce vulcaniche la conducibilità termica aumenta o diminuisce con l'andamento della temperatura a seconda che sia presente un minore o maggiore contenuto di ferro. Nelle rocce plutoniche la variazione di conducibilità termica con la temperatura dipende dal contenuto di feldspato. Per rocce ricche in feldspato, la conducibilità termica diminuisce gradualmente fino a 300° C, mentre per quelle poveri in feldspato la diminuzione è maggiore. Per le metamorfiche, la diminuzione della conducibilità termica con la temperatura dipende dal contenuto di una fase minerale dominante (Clauser, 2011). Inoltre, molte rocce sono costituite da miscele di cristalli altamente disordinate di composizioni diverse. Ad esempio, le conducibilità termiche degli aggregati di feldspato aumentano con l'aumentare della temperatura (Lee et al., 1998);

- *la pressione*, per aumento di pressione (fino a 15 MPa) le microfessurazioni, sviluppatasi durante il rilascio di stress dopo il campionamento, tendono a chiudersi: questo riduce la resistenza a contatto e la conducibilità termica a 15 MPa ha un valore superiore al 20% rispetto alla pressione atmosferica. Per il granito e le rocce metamorfiche, l'aumento della conducibilità termica è di un ulteriore 10% che avviene nell'intervallo di pressioni tra 50 MPa e 500 MPa (Clauser, 2011);
- *l'anisotropia* esiste in diverse scale: scala microscopica, scala di laboratorio e su una scala ancora più grande, se le rocce sono esposte alla piegatura, orogenesi o altri processi tettonici.

Come risultato, la conducibilità termica parallela alla direzione di stratificazione o foliazione,  $\lambda_{//}$ , è maggiore della conduttività termica nella direzione perpendicolare  $\lambda_{\perp}$ . (Clauser, 2011). Il fattore di anisotropia, è il rapporto  $\lambda_{//}/\lambda_{\perp}$  e cade generalmente nel range 0,9-3, la maggior parte dei valori tra 1-2 ( Clauser & Huenges, 1995; Popov et al., 1999; Clauser, 2006;. Davis et al, 2007).

Dopo aver analizzato i fattori che influenzano il comportamento termico del sottosuolo, è opportuno sottolineare che è una corretta valutazione della conducibilità termica a ottimizzare i costi e l'efficienza di un impianto geotermico. Il corretto dimensionamento delle sonde è dipendente dalla misura della conducibilità termica del suolo. La misurazione della conducibilità termica del suolo può essere eseguita attraverso vari metodi, un esempio è il test di risposta termica ( TRT Thermal Response Test). Il test di risposta termica è un metodo adeguato per determinare la conducibilità termica effettiva del sottosuolo e la resistenza termica del pozzo. La conducibilità termica ottenuta con questo metodo è il valore del calore totale trasportato nel sottosuolo, nella notazione della conducibilità termica. Altri effetti come il trasporto di calore convettivo (in strati permeabili con acque sotterranee) sono automaticamente inclusi, quindi potrebbe essere più corretto parlare di una conducibilità termica "efficace",  $\lambda_{\text{eff}}$  (Sanner et al., 2008). Durante la fase di progettazione è possibile incorrere in errori di stima del parametro  $\lambda$ . Nel caso in cui il valore di  $\lambda$  stimata risulti, maggiore o minore del valore di  $\lambda$  misurata si può incorrere rispettivamente nell'errore di sottodimensionamento o di sovradimensionamento dell'impianto (Fig. 2.2.3).



**Figura 2.2.3:** Confronto tra  $\lambda$  stimata e  $\lambda$  misurata e valutazione condizioni ottimali per un corretto dimensionamento (Sanner et al., 2008)

Le conseguenze del sottodimensionamento o del sovradimensionamento (campo di sonde più grande del necessario) si ripercuotono sui costi operativi e sul funzionamento dell'intero sistema. Il valore di conducibilità termica è calcolato, come visto in bibliografia, in laboratorio mediante altri metodi quali i metodi a regime stazionario ( l'ASTM C177 e l'ASTM C518) e metodi a regime transitorio (l'ISOMET 2114 e il C-ThermTCi ). La metodologia utilizzata per il presente lavoro di tesi verrà discussa nel capitolo 4.

## 2.3 PROPRIETÀ ELETTRICHE

Le proprietà elettriche, così come le proprietà termiche, dipendono dalla struttura e tessitura della roccia, dalla porosità, dalla connettività dei pori, dalla presenza e natura del liquido (presenza di sali sciolti) e contenuto argilloso. Uno dei parametri elettrici che permette di caratterizzare le rocce è la resistività elettrica. Per le più comuni misure di resistività, la legge di Ohm è la base per determinare una resistenza RES (in ohm) da una misurazione di una corrente  $I$  (in ampere) che scorre e la caduta di tensione  $U$  (in volt):

$$RES = \frac{U}{I}$$

La resistenza elettrica è collegata con le proprietà del materiale "resistività elettrica specifica " (o il suo inverso- la conducibilità) tramite un parametro geometrico che considera la geometria della distribuzione di corrente. Per il semplice caso di un campione cilindrico con flusso di corrente parallelo all'asse, il rapporto è:

$$RES = \rho \frac{l}{A}$$

dove  $l$  è la lunghezza e  $A$  è la sezione trasversale del campione (Schön, 2011). La resistività elettrica specifica  $\rho$  è espressa in Ohm·m. Le rocce ed i minerali che le compongono, fatta eccezione per la grafite che presenta, come si vede in figura 2.3.1, un valore di resistività specifica di  $1.4 \cdot 10^{-5}$  Ohm·m., sono isolanti.

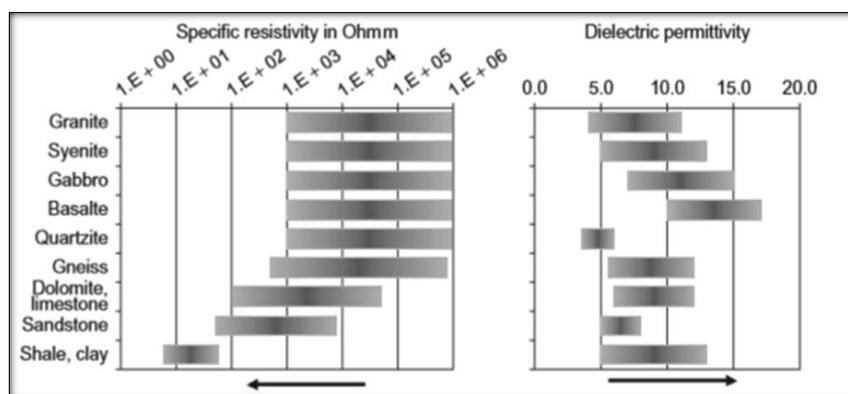
**TABLE 8.1** Specific Electrical Resistivity  $R$  and Relative Permittivity  $\epsilon_r$  (at Radiofrequencies) of Selected Minerals

Mineral	$R$ ohm m (O)	$\epsilon_r$ (O)	$\epsilon_r$ (K)	Mineral	$R$ ohm m (O)	$\epsilon_r$ (O)	$\epsilon_r$ (K)
Silicates				Sulfates			
Quartz	$2.0 \cdot 10^{14}$	4.5	4.2–5.9	Anhydrite	$1.0 \cdot 10^9$	6.5	
Amphibole, Hornblende	$4.8 \cdot 10^{10}$	8.0		Gypsum	$1.05 \cdot 10^{11}$	6.4	5.0–11.5
Microcline	$1.8 \cdot 10^{11}$	5.48		Apatite	$8.3 \cdot 10^{11}$	11.7	7.4–10.5
Orthoclase	$1.4 \cdot 10^{12}$	5.6		Barite	$1.2 \cdot 10^7$	10.0	7.0–12.2
Albite	$4.8 \cdot 10^8$	6.95	5.3–5.5	Halides			
Anorthite	$7.7 \cdot 10^9$	6.9	7.0–7.2	Halite	$5.0 \cdot 10^{13}$	5.9	5.7–6.2
Labradorite	$6.3 \cdot 10^8$	5.87		Sylvite			4.4–6.2
Muscovite	$2.2 \cdot 10^{12}$	7.6	6.2–8.0	Fluorite	$7.7 \cdot 10^{13}$	6.76	6.79
Biotite	$8.3 \cdot 10^{10}$	6.3	6.2–9.3	Oxides, sulfides			
Chlorite	$1.6 \cdot 10^9$	9.0		Hematite	$1.0 \cdot 10^2$	25.0	25.0
Kaolinite	$3.2 \cdot 10^7$	11.8		Magnetite	$1.0 \cdot 10^{-4}$		
Carbonates				Pyrite	$1.0 \cdot 10^{-3}$		33.7–81.0
Calcite	$9.0 \cdot 10^{13}$	6.35	7.8–8.5	Galena	$1.0 \cdot 10^{-3}$		17.9
Dolomite	$4.3 \cdot 10^{13}$	7.46	6.8–8.0	Sphalerite	$2.6 \cdot 10^{11}$	7.5	
Aragonite	$3.4 \cdot 10^{12}$	8.67					
Siderite	$8.3 \cdot 10^9$	9.3		Graphite	$1.4 \cdot 10^{-5}$		

Reference key: O, Olhoef (1981) (converted data from conductivity); K, Keller (1989); Hearst and Nelson (1985).

**Figura 3.3.1:** Tabella riassuntiva con i valori di resistività elettrica specifica e permittività (Schön, 2011)

Le variazioni di grandezza delle proprietà elettriche all'interno di un tipo o gruppo sono attribuiti alle impurità e strutture cristalline, che producono anche anisotropia elettrica (Hearst e Nelson, 1985). La resistività elettrica delle formazioni rocciose dipende, in molti casi, dal contenuto dei fluidi e dalla conduttività elettrica di questi ultimi. La permittività elettrica, è una variabile complessa e definisce la capacità di una sostanza a lasciarsi attraversare da un campo elettrico. La permittività, descrive sia l'energia contenuta nel materiale dielettrico sia la dissipazione di energia del sistema. Gas e olio con permittività elettrica  $\epsilon_r = 1-3$  sono essenzialmente non conduttori, l'acqua è conduttiva e presenta un alto valore di permittività  $\epsilon_r = 80$ . Una panoramica degli intervalli medi di resistività specifica e permittività relativa di alcuni tipi di roccia è mostrata in figura 2.3.2. L'immagine permette di riassumere il comportamento delle rocce, nel dettaglio la resistività diminuisce all'aumentare della porosità e fratturazione mentre per la permittività si registra un aumento con l'aumentare della porosità e fratturazione.



**Figura 2.3.2:** Valori medi di resistività elettrica e permittività per le principali rocce (Schön, 2011)

La legge empirica sviluppata da Archie nel 1942 mette in relazione, all'interno del mezzo poroso saturo, la resistività della roccia con il contenuto idrico (Fig. 2.3.3). La legge di Archie per le formazioni sature è espressa nella forma generale:

$$\rho = F\rho_w = \frac{a}{m} \rho_w$$

con:

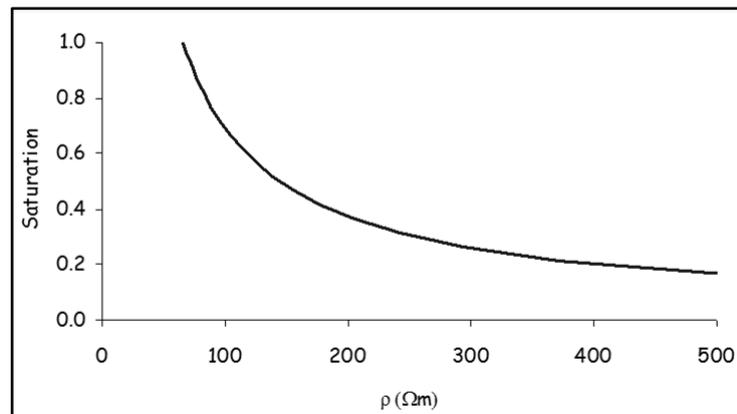
$\rho$ : resistività “bulk” del materiale (roccia o terreno)

$\rho_w$ : resistività del fluido interstiziale

$\phi$  : porosità del materiale (roccia o terreno)

$a, m$ : costanti empiriche ( $a=1, 1 \leq m < 2,5$ )

$F$ : fattore di formazione ( $>1$ )



**Figura 2.3.3:** Relazione resistività elettrica con la saturazione, la resistività aumenta al diminuire della saturazione (Cassiani, A.A. 2013/2014)

Se si estende la legge di Archie alle formazioni parzialmente sature in acqua occorre tener conto del grado di saturazione che corrisponde a una variazione di resistività, la legge è espressa:

$$\rho = \frac{a}{mS^n} \rho_w$$

con:

$S$ : saturazione in acqua

$n$ : costante empirica

Inoltre è possibile esprimere la legge in termini di conduttività elettrica tenendo conto anche della conduttività elettrica  $\sigma_g$  della matrice solida:

$$\sigma = \frac{1}{a} m S^n \sigma_w + \sigma_g$$

### 3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

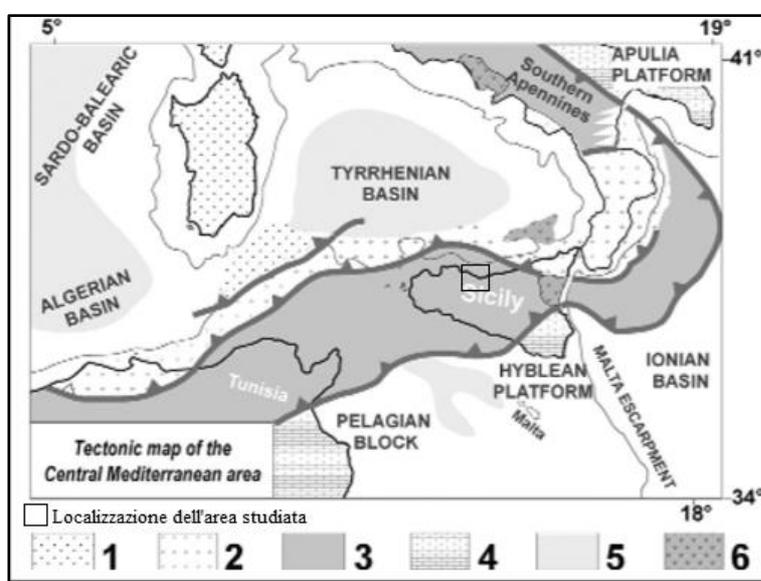
Il territorio d'interesse, Termini Imerese, si estende lungo il bordo settentrionale siciliano. A sud-est è delimitato dal rilievo di Monte S. Calogero, i limiti geografici sono inoltre definiti dal fiume S. Leonardo e dal fiume Torto (Fig.3.1). In particolare, i Monti di Termini Imerese rappresentano un segmento della catena siciliana caratterizzato dalla sovrapposizione tettonica di unità di bacino su unità di piattaforma. L'estensione totale del dominio è di circa 14 Km.



**Fig.3.1:** *Inquadramento geografico dell'area (Google Earth).*

### 3.1 INQUADRAMENTO GEOSTRUTTURALE

L'isola di Sicilia, fra gli Appennini e le Maghrebidi rappresenta una parte fondamentale dell'orogene alpidico in cui si rinvengono parecchi elementi strutturali differenti (Bellia et al., 1981). Il Mediterraneo centro-occidentale è caratterizzato da una porzione di megasutura cenozoica sviluppatasi lungo il limite di placca Europa-Africa (Fig.3.1.1). Si tratta di un segmento che collega le Maghrebidi africane con l'Appennino Meridionale attraverso il prisma di accrezione calabro (Catalano, 2004).



**Fig.3.1.1:** Localizzazione dell'area studiata e schema tettonico del Mediterraneo centrale (Catalano, 2004): 1) Corsica-Sardegna; 2) Unità Kabilo-Peloritano-Calabre; 3) Unità Appenninico-Maghrebidi e dell'avampaese deformato; 4) Avampaese (Tunisia, Piattaforma Iblea, Puglia); 5) Bacini estensionali; 6) Vulcaniti plioquaternarie.

In questo settore i principali movimenti compressivi, dopo l'orogenesi alpina del Paleogene, sono dovuti alla rotazione antioraria oligo-miocenica del blocco Sardo-Corso. Questi processi compressivi sono i responsabili della formazione della catena appenninico-maghrebide in corrispondenza della sutura tra la placca africana e la placca euroasiatica. Dopo la fase orogenica alpina del Paleogene, i movimenti compressivi più importanti di questo settore sono

dovuti alla rotazione antioraria oligo-miocenica del blocco Sardo-Corso. La collisione del blocco Sardo-Corso con il margine continentale africano (Bellon et alii, 1977; Channell et alii, 1980; Dercourt et alii, 1986) è considerata comunemente come la causa primaria della deformazione compressiva nella catena sudappenninica-siciliana (Catalano et alii, 1996 con bibliografia). La catena Maghrebide, in Sicilia settentrionale, è rappresentata da un sistema a thrust sud-vergente, ad andamento O-E che si è composto a partire dal Miocene inferiore-medio attraverso un processo cinematico espresso dalla progressiva migrazione verso l'avampaese della coppia avanfossa-fronte di deformazione e corpo della catena, composto di una serie di unità tettoniche che trasportano sul loro dorso bacini satellite (Giunta & Nigro, 1999). Dalla fine del Miocene superiore, parte dell'orogene Alpino-Appenninico è interessato da processi distensivi, associati con il progressivo arretramento del piano di subduzione della placca Ionica al di sotto della Calabria (Malinverno & Ryan, 1986, Faccenna et alii 1996; Doglioni et alii, 1999), responsabili della formazione ed evoluzione del bacino tirrenico meridionale (Rehault et alii, 1984; Rehault et alii, 1987; Malinverno & Ryan, 1986; Faccenna et alii, 1996; Gueguen et alii, 1998).

Tre elementi costituiscono il complesso collisionale:

- la zona di avampaese, rappresentata dal plateau ibleo, che insieme alle aree sommerse fa parte del blocco pelagiano, che costituisce nel complesso una zona stabile estesa dalla scarpata ibleo-maltese sino alla Tunisia, formata da una potente successione meso-cenozoica prevalentemente carbonatica con ripetute intercalazioni di vulcaniti basiche (Catalano & D'Argenio, 1982);
- la zona di avanfossa recente, in parte è sepolta dal fronte della catena nella Sicilia meridionale e nel Bacino di Gela, costituita da sedimenti silico-clastici provenienti dalle aree settentrionali durante il Plio-Quaternario;

- la zona di catena, costituita da tre elementi (Catalano & D'Argenio, 1982):
  - un elemento interno, composto da terreni cristallini e coperture sedimentarie clastiche oligo-mioceniche, che rappresenta le unità dell'Arco Calabro;
  - 2) un elemento intermedio risultante dalla sovrapposizione di corpi carbonatici e terrigeno-carbonatici di età paleozoico-neogenica appartenenti ad ambienti di piattaforma, scarpata e bacino derivanti dalla deformazione dei paleodomini Panormide, Imerese, Trapanese, Sicano e Saccense. Questi corpi originariamente costituivano un tratto del margine continentale africano;
  - 3) un elemento esterno, che rappresenta l'attuale fronte della catena: la Falda di Gela. L'elemento intermedio e cioè il sistema carbonatico interno (Catalano et al., 1995), si estende da Est ad Ovest lungo la catena settentrionale siciliana, formando le maggiori culminazioni strutturali (Madonie, Monti di Palermo, Monti di Capo S. Vito), proseguendo nell'offshore settentrionale e verso Ovest lungo una fascia che si estende a sud del Monte Drepano.

Il Flysch Numidico rappresenta l'unità tettonica più elevate la quale si sovrappone ai carbonati pelagici mesozoici, a loro volta si sovrapposti sui carbonati mesozoici di mare basso. Secondo le ricostruzioni paleogeografici regionali (Ogniben, 1960; Broquet, 1970; Giunta & Liguori, 1973; Scandone et al., 1974; Abate et al., 1978; Catalano et al., 1979; Catalano & D'argenio, 1982; Mascle, 1979; Roure et al., 1990), i domini paleogeografici (Fig.3.1.2), da nord verso sud, sono: la piattaforma carbonatica Panormide, il bacino Imerese, la piattaforma carbonatica Trapanese, il bacino Sicano, le piattaforme

carbonatiche Saccense e Iblea (Scandone et al., 1974; Catalano & D'argenio, 1982).

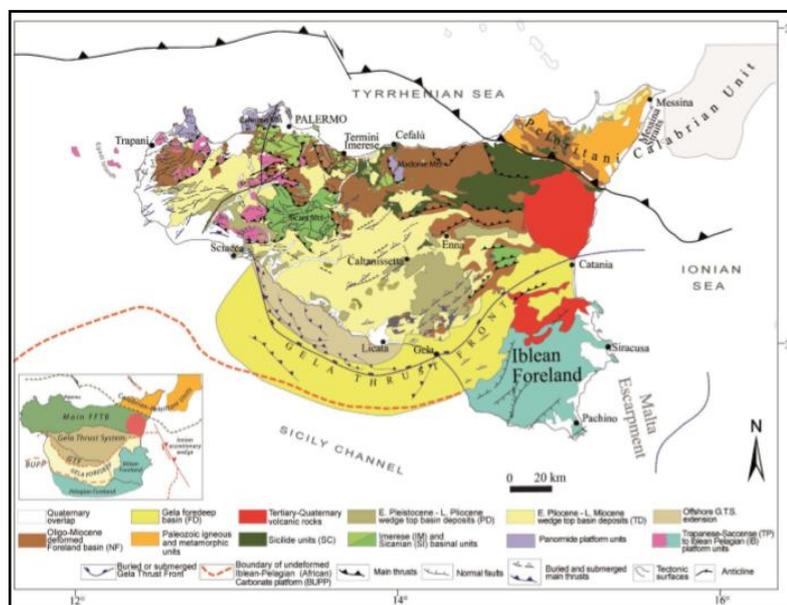


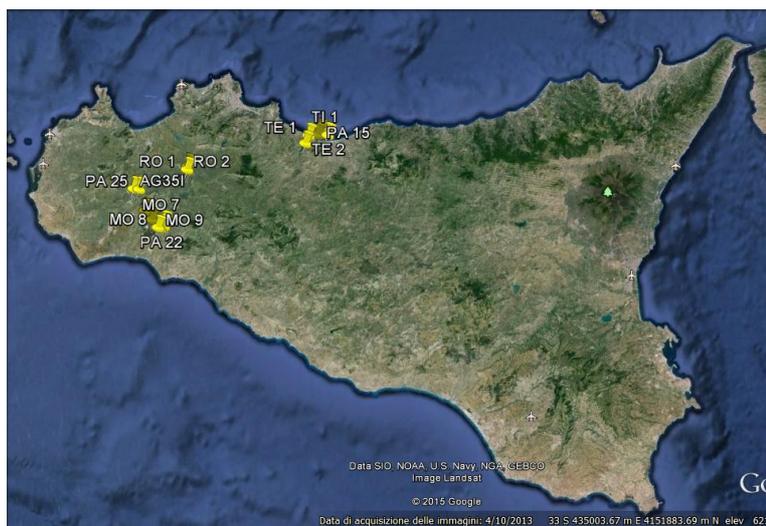
Fig.3.1.2: Mappa strutturale della Sicilia (modificata da Catalano et al., 2010).

All'inizio del Giura il dominio Trapanese è caratterizzato da una vasta piattaforma carbonatica, delimitata dal bacino Imerese a Nord e da un bacino prossimo all'avampese a Sud (Bacino Sicano). In seguito, in concomitanza con l'apertura della Tetide, e durante tutto il Giurassico Medio e Superiore, l'area Trapanese e le zone adiacenti divengono instabili a causa di una tettonica distensiva molto attiva con la formazione di faglie caratterizzate da notevoli rigetti sub-verticali. Durante tale periodo si registrano numerose manifestazioni vulcaniche fissurali a carattere basico, alle quali sono riferibili gli affioramenti vulcanici di Alcamo (Lias Dogger), San Carlo (Dogger), Rocca Palumba e Vicari (Bajociano), Segesta e Sciacca (Malm). La piattaforma Trapanese è suddivisa in zone ad assetto strutturale diverso, creando una generale morfologica a "sea-mounts". A Nord una parte di essa resta sollevata delineando, nel Giura Superiore il solco di Erice e quella che è definita

piattaforma intermedia o Piattaforma Nord-Trapanese (Giunta & Liguori, 1972; Giunta et al., 1978-79).

Durante il Cretaceo e l'Eocene, le sollecitazioni tettoniche a carattere distensivo di minuiscono d'intensità, la subsidenza dei bacini si arresta e la profondità di questi tende rapidamente a diminuire nel tempo, a causa dei notevoli apporti terrigeni di piattaforma. Associate a questa fase si trovano le effusioni magmatiche di M. Sparagio (Albiano-Cenomaniano), Torrente Forgia e Custonaci (Cretaceo Superiore-Eocene). Dall'Albiano e per tutto il Cretaceo Superiore un ulteriore collasso tettonico provoca nel solco di Erice l'arrivo di frane sottomarine provenienti dalla piattaforma intermedia con la formazione di depositi clastici (Giunta & Liguori, 1973). legato al solco di Erice e di età Albiano-Cenomiana, è l'affioramento a pillows ed ialoclastiti di M. Erice. Infine, durante l'Oligo-Miocene s'instaura una tettonica compressiva che porterà alla formazione della catena Maghrebide-Appenninica (Bellia et al. 1981).

Per l'esecuzione delle analisi di laboratorio sono stati raccolti 20 campioni di diverse litologie appartenenti ai principali paleodomini Panormide, Imerese, Trapanese, Sicilide e Numidico (Allegato 1). I campioni sono rocce sedimentarie, in particolare sono stati campionati: 4 calcari del Cenozoico, 7 calcari del Mesozoico, di cui 3 provengono dal sondaggio geognostico effettuato nell'ambito del progetto di ricerca VIGOR (Allegato 1), un campione di arenaria del Cretaceo, 2 campioni di calcarenite uno del Pliocene e uno del Pleistocene, 3 calcari marnosi del Pliocene, 2 calcari marnosi dell'Oligocene e una calcilutite. I campioni provengono dall'area di Termini Imerese e dal settore sud occidentale della Sicilia in cui affiorano le formazioni del sottosuolo dell'area in esame (Fig.3.1.3).



**Figura 3.1.3:** *localizzazione campioni*



## 4. METODOLOGIA

Le misure acquisite in laboratorio permettono di valutare nel dettaglio le proprietà del sottosuolo nell'area di Termini Imerese e di confrontarle successivamente con i valori bibliografici riportati in letteratura (capitolo 5.3). I 20 campioni analizzati (Fig. 4.1) sono stati organizzati in relazione alla loro litologia, età e formazione di appartenenza (per una descrizione di dettaglio e per le informazioni sulle località di prelievo si rimanda all'Allegato 1), 17 campioni provengono dal progetto VIGOR e su questi sono state eseguite solo misure di conducibilità termica in condizioni anidre, le misure di porosità e di densità per questi campioni provengono dal medesimo progetto. Utilizzando il sondaggio geognostico (Allegato 1), del medesimo progetto, sono stati acquisiti 3 campioni sui quali, oltre alla misura di conducibilità in condizioni anidre, sono state eseguite misure per l'acquisizione di densità e porosità.

Numero campioni	Codice	Campione	Litologia	Formazione	Età
1	POZ	PA13	calcari marnoso	F.ne Polizzi	Eocene medio-superiore
2	CR13	PA15	algilliti	F.ne Crisanti	Lias sup.- Cretaceo sup.
3	TRV2	PA19	arenarie	F.ne di Terravecchia	Cretaceo-Messiniano
4	MRS	PA22	bicalcareniti	Sintema di Marsala	Pleistocene inf.
5	TRB	PA25	calcare marnoso	Trubi	Pleistocene inf.
6	TRB	AG35I (35.1)	calcare marnoso	Trubi	Pleistocene inf.
7	TRB	AG35T (35.1bis)	calcare marnoso	Trubi	Pleistocene inf.
8	CsEo	MO4	Calcilutiti marnose	Calcilutiti marnose bianche	Cenomaniano - Eocene
9	Tli	MO6	calcari dolomitici	Calcari e calcari dolomitici di piattaforma carbonatica	Lower Jurassic (Lias)
10	FYN2	TE1	peliti di colore bruno	Flysch Numidico	Oligocene
11	Mc	MO9	calcari dolomitici	Unità Monte Magaggiaro-Pizzo Telegrafo	Lower Miocene
12	NUM2 (FYN2)	TE2	pelite marnosa	Flysch Numidico	Oligocene
13	BCH	RO1	calcare nodulare	F.ne Buccheri	Giurassico
14	AMM	RO2	mudstone rosato	F.ne Amerillo	Cretaceo-Eocene
15	PBC	MO7	grainstone bianco	Calcareniti ad Ammhistegina	Pliocene
16	OMS	MO8	calcare bianco		Oligocene
17	SCT	TI1 *	calcare compatto	F.ne Scillato	Triassico sup
18	CAL	POZZO TI1 **	calcare grigio	F.ne Caltavuturo	Cretacico sup-oligocene
19	CAL	POZZO TI4 **	calcare grigio fratturato	F.ne Caltavuturo	Cretacico sup-oligocene
20	CAL	POZZO TI5 **	calcare grigio	F.ne Caltavuturo	Cretacico sup-oligocene

Campioni sui quali sono stati effettuati test di conducibilità in condizioni dry. Campioni provenienti dal progetto VIGOR.

\* Campioni sui quali sono stati effettuati test di conducibilità in condizioni dry, densità e porosità.

\*\* Campioni sui quali sono stati effettuati test di conducibilità in condizioni dry, densità e porosità. Campioni provenienti dal sondaggio geognostico nell'ambito del progetto VIGOR.

**Figura 4.1:** campioni distinti per codice, litologia, formazione ed età

## 4.1 ANALISI BIBLIOGRAFICA

I risultati ottenuti in laboratorio per densità, porosità, conducibilità termica e resistività elettrica saranno confrontati con i dati bibliografici (Cap.5.3). A tal fine sono stati consultati articoli, riviste scientifiche e libri, i lavori consultati fanno riferimento a 32 autori e coprono un range temporale di circa 75 anni. È bene tener presente la varietà delle informazioni riguardo alle diverse modalità e condizioni di acquisizione delle proprietà fisico termiche considerate, all'area di provenienza dei campioni o alla mancanza d'informazioni sulle strumentazioni utilizzate per le misurazioni. Inoltre, come emerge da bibliografia, ogni autore ha concentrato la sua ricerca solo sulla valutazione di alcune proprietà.

In generale la prima distinzione che occorre fare è sui metodi utilizzati e alle condizioni di misura della conducibilità termica. In genere, le tecniche utilizzate possono essere classificate come:

- **metodo stazionario**, le misure sono eseguite quando la temperatura del materiale misurato non cambia nel tempo. Gli strumenti che operano in questo campo sono, per esempio: il Teka TK04, con accuratezza del 2% che impiega sia una sonda ad ago per i materiali sciolti che un sensore dedicato ai materiali rocciosi (Davis et al., 2007);
- **metodo transitorio**, le misure sono eseguite durante la fase di riscaldamento o raffreddamento. Gli strumenti che si basano su questo metodo sono, per esempio: l'ISOMET 2114 (Pasquale et al, 2011; Di Sipio et al, 2014).

Alcuni autori hanno eseguito le misure in condizioni o solo sature, o solo anidre o sature e anidre; altri hanno focalizzato la loro attenzione anche sulle variazioni del parametro termico con l'anisotropia. Nel capitolo 2.2 si sono valutate le relazioni tra conducibilità termica  $\lambda$  e la presenza d'acqua. La

conducibilità termica di un campione in condizioni wet è maggiore rispetto che in condizioni dry. Senza informazioni da parte dell'autore è impossibile stabilire se il valore riportato è legato alla presenza di acqua o alla sola composizione mineralogica. Altro problema cui si viene incontro concerne la natura del dato che può essere troppo specifico per un'area che per storia evolutiva risulta molto diversa dall'area siciliana o troppo generico come nel caso dei dati ricavati dalla direttiva tedesca VDI 4640 e ASHRAE. Le direttive sono soprattutto utilizzate come linee guida per un corretto dimensionamento delle sonde geotermiche nel momento in cui è impossibile determinare in laboratorio o in situ i parametri termici.

I dati raccolti sono stati tabellati, come si vede in figura 4.1.1, mostrando il tipo di roccia, la litologia del macrogruppo, l'autore, la metodologia usata (ove presente) e la litologia di dettaglio presente nell'articolo (Allegato 3 per la visualizzazione completa della tabella). In seguito si è deciso di organizzare la tabella ordinando la per tipo di roccia e in questo modo la distinzione tra rocce magmatiche, metamorfiche, sedimentarie e materiale non consolidato è d'immediata visualizzazione. Per ogni macrogruppo sono state create 2 schede, una per la conducibilità termica ed una per la densità, porosità e resistività elettrica.

TIPO ROCCIA	LITOLOGIA MACROGRUPPO	AUTORE	METODOLOGIA USATA	LITOLOGIA DETTAGLIO E CONDIZIONE	
magmatic	granite	ASHRAE, 2011	Kavanaugh and Flafferty, 1997	granite	
sedimentary	limestone	ASHRAE, 2011		limestone	
sedimentary	sandstone	ASHRAE, 2011		sandstone	
sedimentary	shale ( argillite)	ASHRAE, 2011		shale wet	
sedimentary	shale ( argillite)	ASHRAE, 2011		shale dry	
unconsolidated	clay	ASHRAE, 2011		soil heavy clay	15% water
unconsolidated	clay	ASHRAE, 2011			5% water
unconsolidated	clay	ASHRAE, 2011		soil light clay	15% water
unconsolidated	clay	ASHRAE, 2011			5% water
unconsolidated	sand	ASHRAE, 2011		soil heavy sand	15% water
unconsolidated	sand	ASHRAE, 2011			5% water
unconsolidated	sand	ASHRAE, 2011		soil light sand	15% water
unconsolidated	sand	ASHRAE, 2011			5% water
unconsolidated	sand	AGS, 2009		Modified transient plane source method (Mathis TCi)	sand
unconsolidated	silt	AGS, 2009			silt
unconsolidated	clay	AGS, 2009	clay		
sedimentary	sandstone	AGS, 2009	sandstone		
sedimentary	siltstone	AGS, 2009	siltstone		
sedimentary	shale	AGS, 2009	shale		
unconsolidated	silty	AGS, 2009	sandy silt		
unconsolidated	silty	AGS, 2009	silt		
unconsolidated	silty	AGS, 2009	clayey silt		
unconsolidated	silty	AGS, 2009	sandy silt		
unconsolidated	clay	AGS, 2009	silty clay		
unconsolidated	sand	AGS, 2009	silty sand		
unconsolidated	sand	AGS, 2009	silty sand		
unconsolidated	silt	AGS, 2009	sandy silt		
unconsolidated	silt	AGS, 2009	sandy silt		
unconsolidated	silt	AGS, 2009	sandy silt		
sedimentary	limestone	DAVIS et al 2007	DAVIS et al 2007	laminated limestone	
sedimentary	sandstone	DAVIS et al 2007		laminated red sandstone	
sedimentary	sandstone	DAVIS et al 2007		carbonaceous silty sandstone	
sedimentary	siltstone	DAVIS et al 2007		laminated siltstone	
sedimentary	shale	DAVIS et al 2007		limey shale	
sedimentary	shale	DAVIS et al 2007		limey shale	
sedimentary	sandstone	DAVIS et al 2007		limey, very fine grained sandstone	
sedimentary	sandstone	DAVIS et al 2007		limey, very fine grained sandstone	
sedimentary	limestone	DAVIS et al 2007		laminated limestone	
sedimentary	sandstone	DAVIS et al 2007		limey sandstone	

Figura 4.1.1: Dettaglio della tabella riassuntiva dei dati bibliografici (Allegato 3)

Per attenuare le differenze tra i dati e poterli in seguito confrontare con i dati di laboratorio, si è utilizzato un valore mediano rappresentativo. Per poter ottenere la mediana per i dati di conducibilità, porosità e resistività elettrica, i dati sono stati sottoposti ad un' *statistica descrittiva* che per l'intervallo dei dati relativi ad una stessa litologia, ha permesso di ottenere e confrontare i valori, quali media, mediana, varianza (Fig.4.2).

LITOLOGIA	Denstità			
andesite	2,66			
	2,6	<i>Colonna 1</i>		
	3,2			
	2,24	Media	2,5914286	
	2,24	Errore sta	0,12931	
	2,4	<b>Median.</b>	<b>2,6</b>	
	2,8	Moda	2,24	
		Deviazior	0,3421222	
		Varianza	0,1170476	
		Curtosi	0,4223313	
		Asimmetr	0,8213929	
		Intervallo	0,96	
		Minimo	2,24	
		Massimo	3,2	
		Somma	18,14	
		Conteggi	7	

**Figura 4.2:** Statistica descrittiva per la densità dell'andesite

Quest'operazione è stata eseguita per i dati delle proprietà di tutte le litologie. In questo modo ogni singola litologia è caratterizzata da 5 valori mediani: mediana per la porosità, per la densità, per la resistività elettrica e per conducibilità sia wet che dry. Solo in questo modo è stato possibile effettuare il confronto mostrato al capitolo 5.3.

## 4.2 TAGLIO ROCCE

Ogni roccia, prima di eseguire le analisi, ha subito una fase di taglio mediante l'uso della troncatrice "Unitom-2" (Fig.4.2.1 e Fig.4.2.2) la quale ha permesso di tagliare il campione e ricavare in seguito due facce perpendicolari tra di loro, rispettivamente perpendicolare e parallela alla stratificazione per la successiva misura di conducibilità termica.



**Figura 4.2.1:** *Operazione di taglio sul campione TI 1*



**Figura 4.2.2:** *Operazione di taglio su carota dalla quale è stato estratto il campione POZZO TI 5*

Per eseguire i test delle proprietà fisiche, dai campioni, mediante una seconda troncatrice, "Labotom-3", sono stati ricavati 3 cubetti di roccia di misura 3x3x3cm (Fig.4.2.3).



**Figura 4.2.3:** *Operazione di taglio per test proprietà fisiche su campione POZZO TI 5*

Tutti i campioni, dopo la fase di taglio, sono stati essiccati in forno a 70 °C per 24h (Fig.4.2.4), trascorso il tempo di essiccazione sono stati posti in camera climatizzata a temperatura costante di 20-23 °C per 24h in modo da raggiungere una condizione di equilibrio termico.



**Figura 4.2.4:** *Fase di essiccazione in forno dei campioni analizzati*

### 4.3 MISURA PROPRIETÀ FISICHE

I cubetti, utilizzati per i test delle proprietà fisiche, dopo la fase di essiccazione in forno, sono stati inoltre posti in un essiccatore in vetro con materiale essiccante attivo (Fig.4.3.1).



**Figura 4.3.1:** Essiccatore contenente i provini

Subito dopo l'essiccazione sono stati misurati i valori riguardanti il peso secco dei provini mediante apposita bilancia (Fig.4.3.3). Il peso dei campioni saturi necessita, secondo la Norma UNI EN 1936, di successivi passaggi. I provini sono sottoposti a una procedura di degassazione (24h) fino a raggiungere la pressione di  $(20 \pm 0,7) \text{ kPa} = (150 \pm 5) \text{ mmHg}$ , lo scopo è di eliminare l'aria contenuta entro i pori del campione (Fig.4.3.4). Mantenendo lo stato di depressione è stata aggiunta H<sub>2</sub>O deionizzata a  $(20 \pm 5) \text{ }^\circ\text{C}$  in modo da saturare il campione (24h) mantenendo la pressione di  $(2,0 \pm 0,7) \text{ kPa}$ . Trascorso il tempo necessario per la saturazione, si è passati, dopo avere

riportato alla pressione atmosferica i provini (Fig.4.3.5), al calcolo del peso saturo (Fig.4.3.6).



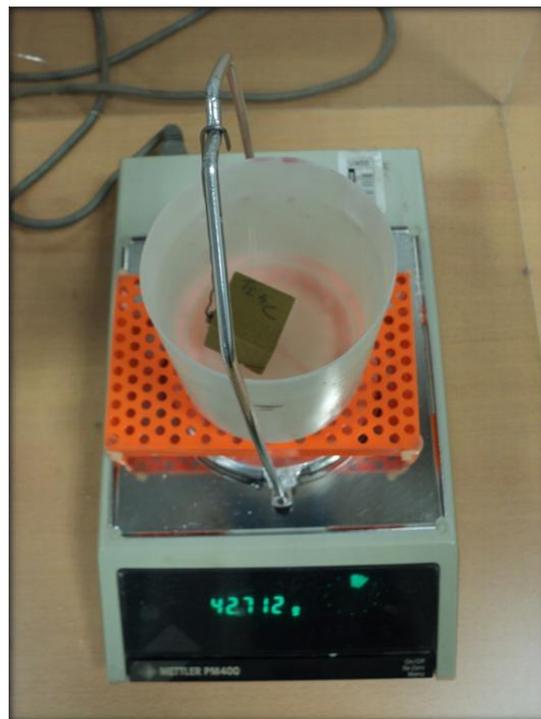
**Figura 4.3.3:** *Determinazione su bilancia della massa del provino TI 4*



**Figura 4.3.4:** *Procedura di degassazione*



**Figura 4.3.5:** Apertura essiccatore dopo che i campioni saturi hanno raggiunto l'equilibrio con la pressione atmosferica

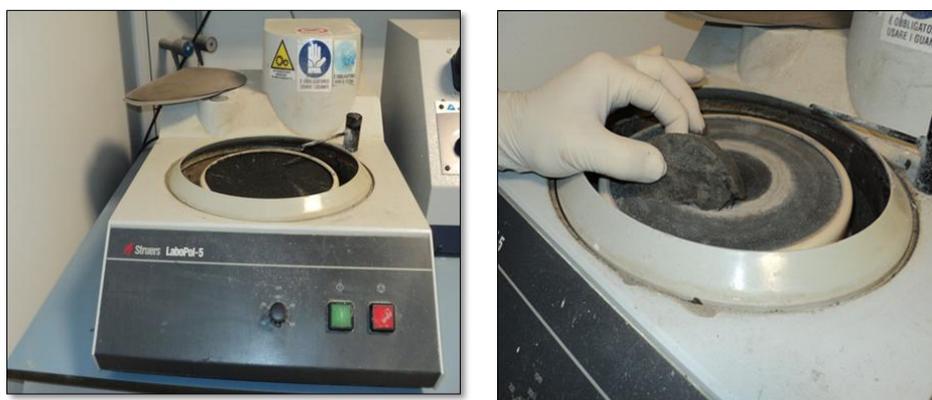


**Figura 4.3.6:** Determinazione su bilancia della massa del provino TI 4 saturo di acqua

Infine mediante calcoli matematici conoscendo il valore della densità dell'acqua a varie temperature è possibile ottenere il valore del peso di volume ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) e il valore della porosità aperta (%).

## 4.4 MISURA PROPRIETÀ TERMICHE

Per determinare la conducibilità termica è stato utilizzato come strumento di misura il Mathis TCi Thermal Property Analyzer (capitolo 4.4.1). Per una corretta acquisizione dei dati, per ovviare alla presenza d'imperfezioni sulla superficie del campione, sono state eseguite delle operazioni di pre-lucidatura dei campioni con lo strumento "Struers LaboPol 5" (Fig.4.4.1) e lucidatura.



**Figura 4.4.1:** Fase di pre-lucidatura di un campione mediante lo strumento "Struers LaboPol 5"

### 4.4.1 STRUMENTAZIONE Mathis TCi

Per le indagini di conducibilità termica è stato utilizzato come strumento il C-ThermTCi -Thermal Conductivity Analyzer, tale dispositivo opera secondo il Transient Line Source Method ed è stato utilizzato su campioni di roccia. Il calore riflettente del sensore applica una momentanea, costante fonte di calore al campione (Harrisa & Sorensen, 2007). La natura non invasiva dei sensori C-Therm permette la sperimentazione di materiali di qualsiasi dimensione in situ o in laboratori senza distruzione del campione. Inoltre, il test può essere fatto in pochi secondi con risultati coerenti e accurati (Harris et al., 2013). La precisione e l'accuratezza delle misurazioni effettuate su materiali standard

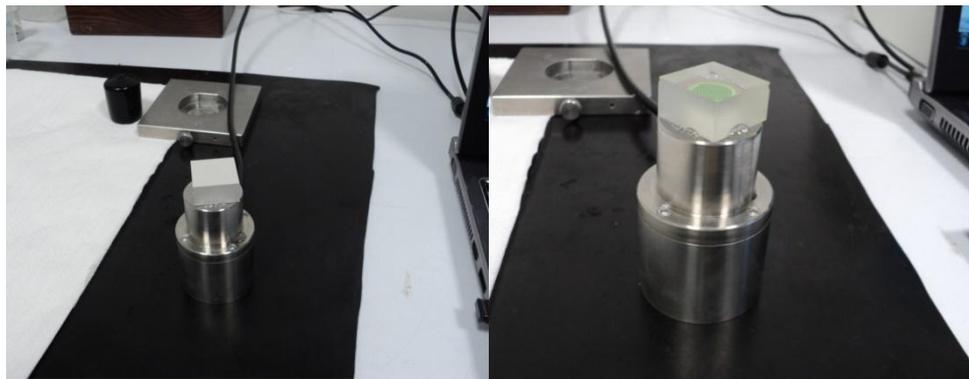
fornite dal costruttore sono stimati, rispettivamente, circa l'1% e il 5% (Grobe et al. 2009). Il principio di funzionamento del sistema C-Therm TCi può essere sintetizzato come segue (Harris, 2013):

1. Il sistema comprende un sensore, l'elettronica di controllo e software di computer.
2. Il sensore ha un elemento centrale di riscaldamento a forma di spirale circondato da un anello che genera calore in aggiunta al riscaldamento a spirale. Così, si approssima un flusso di calore unidimensionale dal sensore al materiale in contatto con il sensore.
3. La caduta di tensione sul sensore a spirale è misurata prima e durante il regime transitorio. I dati di tensione sono poi tradotti in valori effusività del materiale testato.
4. La conducibilità è calcolata dalla pendenza dei dati di tensione (Per informazioni più dettagliate sul TCi visita [www.ctherm.com/TCi](http://www.ctherm.com/TCi), Mathis, 2000).

Il campione è testato ponendolo in intimo contatto con l'elemento di riscaldamento del sensore per un periodo di residenza tipicamente da 1 a 3 secondi. Una corrente nota è applicata all'elemento di riscaldamento del sensore che fornisce una piccola quantità di calore. Il calore fornito provoca un aumento della temperatura all'interfaccia tra il sensore e il campione, tipicamente inferiore ai 2°C. Quest'aumento di temperatura dell'interfaccia tra sensore e campione induce una variazione della caduta di tensione (Harris & Sorensen, 2007). Il tasso d'incremento della tensione del sensore è utilizzato per determinare le proprietà termofisiche (conduttività termica ed effusività) del campione di materiale. Le proprietà termofisiche del campione di materiale sono inversamente proporzionali alla velocità di aumento della tensione del sensore: più ripido è l'aumento più termicamente isolante è il materiale in tensione (Grobe et al. 2009).

#### 4.2.4 PROCEDURA MISURE PROPRIETÀ TERMICHE

Prima di procedere con le misure, è stata eseguita la taratura del dispositivo mediante una serie di misure preliminari su materiali standard (Pasquale et al., 2011) (Fig.4.4.2.1 e Fig.4.4.2.2).

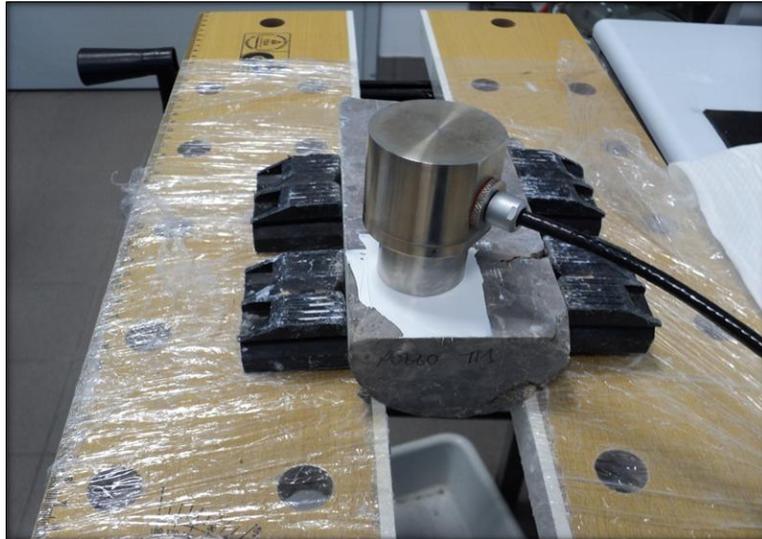


**Figura 4.4.2.1:** Fase di calibrazione su materiali standard (a sinistra su ceramics a destra su polymers)

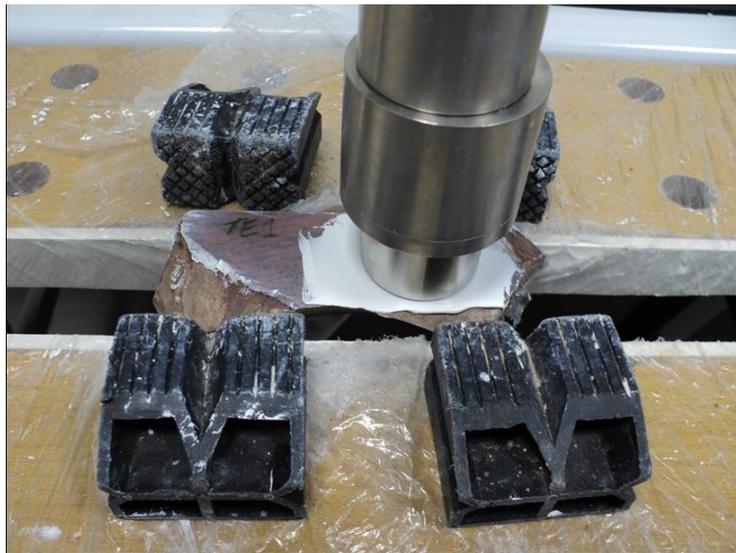


**Figura 4.4.2.2:** Calibrazione dispositivo

Inoltre, un agente di contatto (gel di silice o acqua deionizzata utilizzati, rispettivamente in condizioni dry o wet) è applicato tra il campione e il sensore per ridurre la resistenza di contatto ad un livello trascurabile. Ogni superficie del campione è stata sottoposta a 2-3 serie di misurazioni, ciascuna composta da rilevamento continuo di 8 valori (Allegato 2 per i risultati delle misure di conducibilità). Come detto l'anisotropia è uno dei fattori che influenza la conducibilità termica (Cap.2.2), per tale motivo, tutti i campioni di roccia sono stati analizzati con l'acquisizione dei dati di conducibilità termica in direzione perpendicolare ( $\lambda_{\perp}$ ) alla stratificazione del materiale. Tuttavia, per verificare l'effetto dell'anisotropia sulla caratterizzazione di questo parametro, le misure sono state eseguite sia perpendicolarmente ( $\lambda_{\perp}$ ) che parallelamente ( $\lambda_{//}$ ) al piano di foliazione. Le prime due registrazioni erano generalmente scartate (Di Sipio et al., 2014; Mathis, 2000). Nello specifico, i campioni di roccia sono stati analizzati in condizioni dry (Fig.4.4.2.3 e Fig.4.4.2.4) e come agente di contatto è stata utilizzata una pasta in silicone (Wakefield Type 120 Silicone). Il software utilizzato è il TCi<sup>TM</sup> con la funzione standard di auto-test che impiega calibrazioni appropriate per il materiale che copre un range 1,2-29 W/mK (Nota: il range complessivo per l'apparecchiatura è da 0 a 120 W / mK, con diverse tarature disponibili per gamme alternative). Per il TCi<sup>TM</sup>, i campioni geologici devono coprire l'area attiva del sensore di 17 mm di diametro di contatto. Lo spessore minimo consigliato per materiali in questa gamma di conducibilità termica è di almeno 4 mm di spessore (Bateman et al., 2011). Le figure sottostanti mostrano il sistema sensore/campione durante l'esecuzione di una misura di conducibilità termica.



**Figura 4.4.2.3:** *Analisi termica su campione di calcare POZZO TI 1*



**Figura 4.4.2.4:** *Analisi termica su campione di pelite TE 1*

## 4.5 MISURA PROPRIETÀ ELETTRICHE

Per valutare una possibile correlazione tra conducibilità termica e resistività elettrica (Cap.5.3.3) è stato necessario acquisire misure di resistività elettrica per i campioni d'interesse. Per le misure di resistività elettrica sono necessarie tecnologie sofisticate e al mondo sono pochi i laboratori specializzati che eseguono questo tipo di misure. Le misurazioni, su 23 campioni di roccia raccolti nel nord della Sicilia nell'ambito del progetto VIGOR, sono state eseguite in due laboratori diversi: l'E.ON Energy Research Centre of the Aachen University (Danimarca) e il Norwegian Geotechnical Institute (NGI) ad Oslo (Norvegia). I due laboratori, come vedremo, utilizzano strumentazioni e metodologie diverse. In entrambi i laboratori, il materiale è stato tagliato e preparato in forma cilindrica, per produrre provini di dimensioni adatte al test, pari circa 3 cm di diametro (Fig.4.5.1).



**Figura 4.5.1:** *Provini cilindrici pronti per le misure di resistività elettrica (Norbert Klitzsch & Lothar Ahrensmeier)*

Ad Aachen 12 campioni, saturati con acqua dolce ( $500\mu\text{S}/\text{cm}$ ), sono stati analizzati utilizzando un dispositivo Impedance Spectroscopy con gamma di frequenza 1 Hz a 35 MHz. Presso NGI sono stati analizzati i rimanenti 11 campioni, saturati con una soluzione di NaCl ( $800\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Per trattenere il

liquido all'interno del campione ed eliminare la corrente libera superficiale è stato applicato un nastro termoretraibile elettrico. Le superfici esposte sono state poste tra due elettrodi ai quali è stato applicato un carico di 10 Kg al fine di garantire il contatto tra elettrodi e campione. Prima è stata applicata una corrente e una tensione da cui è stata calcolata la resistenza e resistività elettrica. Lo schema del dispositivo è mostrato in figura 4.5.2. Riassumendo: una tensione  $V_i$  è impostata su un resistore di riferimento di  $R_f = 995,6 \Omega$  da cui è inviata la corrente. Il campo elettrico è imposto su tutta la lunghezza del campione e sulla base della corrente  $I$ , sulla tensione  $V_s$  è misurata la resistenza  $R_s$ . Una frequenza angolare  $\omega =$  di 100 Hz è usata come segnale.

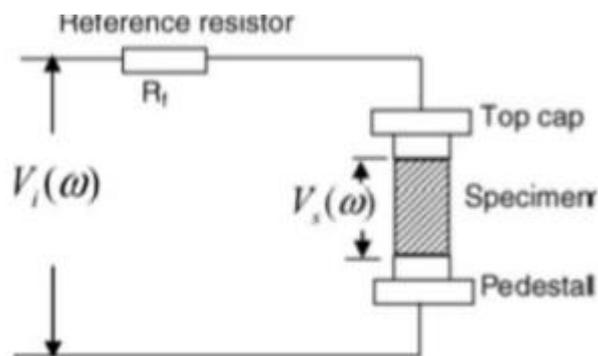


Figura 4.5.2: Schema dispositivo per misura di resistenza(NGI)

La resistività  $R$  è calcolata dalla seguente formula:

$$R = R_S \frac{A}{L}$$

dove  $R_S$  la resistenza del campione,  $A$  è la superficie di contatto [ $m^2$ ] e  $L$  è la lunghezza assiale del provino in [m]. Le unità di  $R_S$  e  $R$  è rispettivamente [ $\Omega$ ] e [ $\Omega \cdot m$ ].



## **5. RISULTATI E DISCUSSIONI**

In questo capitolo sono presentati e discussi i risultati ottenuti da questo lavoro. Il capitolo sarà strutturato in tre sezioni. Nella prima sezione si riportano i risultati ottenuti mediante la ricerca bibliografica per la densità, la porosità, la resistività elettrica e la conducibilità termica. I dati riguardanti le misure effettuate in laboratorio sono presentati nella seconda sezione al paragrafo 5.2, seguirà infine il confronto tra i dati bibliografici e i dati di laboratorio.

### **5.1 RISULTATI BIBLIOGRAFICI**

Sono qui presentati i risultati di densità e porosità, di resistività elettrica e di conducibilità termica ricavati mediante la consultazione di testi scientifici. Come detto al paragrafo 4.5 per la consultazione della raccolta si rimanda all'allegato 3.

#### **5.1.1 DENSITÀ**

In figura 5.1.1.1 è mostrato, mediante rappresentazione box-plot, l'andamento della densità per le litologie individuate da ricerca bibliografica. Come si può notare l'intervallo del valore di densità è molto variabile. Nel dettaglio da sinistra verso destra sono riportati i range di densità per il gruppo delle rocce magmatiche, metamorfiche, sedimentarie e non consolidate. Come visto nel capitolo 2.1, la densità è influenzata dalla composizione mineralogica, dalla porosità, dalla composizione del contenuto dei pori oltre a pressione e temperatura. Le rocce magmatiche intrusive mostrano valori più alti rispetto



Per le rocce sedimentare è possibile osservare che, per i sedimenti costituiti da un solo minerale il range di densità è molto stretto, la densità in questo caso è influenzata dal solo minerale come nel caso dell'anidrite ( $2,68-3 \text{ g cm}^{-3}$ ), del gesso ( $2,2-2,8 \text{ g cm}^{-3}$ ) e del caolino ( $1,39-1,73 \text{ g cm}^{-3}$ ). L'argillite con  $3,2 \text{ g cm}^{-3}$  è la più densa fra le rocce sedimentarie secondo quanto ottenuto dalla ricerca bibliografica. I calcari, invece, sono le rocce sedimentarie che presentano il range più elevato ( $1,32-2,97 \text{ g cm}^{-3}$ ), probabilmente ciò è legato alla diversa natura dei calcari studiati dai vari autori. Infine per le rocce non consolidate la torba presenta il minimo valore di densità  $0,5 \text{ g cm}^{-3}$ , l'argilla con  $2,70 \text{ g cm}^{-3}$  è il materiale più denso.

### **5.1.2 POROSITÀ**

La rappresentazione grafica (Fig.5.1.1.2) mostra l'andamento della porosità che risulta opposto al grafico precedente. Ciò è in accordo a quanto detto nel capitolo 2.1 sulla relazione tra porosità e densità. Le rocce che nel precedente grafico mostravano valori elevati di densità sono adesso le meno porose. Le rocce meno porose sono le metamorfiche, infatti, il valore minimo di porosità individuato dall'intera ricerca, è dello gneiss con il  $5 * 10^{-3}\%$ , segue il marmo con il  $3 * 10^{-3}\%$ . Per le rocce magmatiche i valori minimi sono del granito e del basalto, rispettivamente  $2 * 10^{-3}\%$  e  $4,60 * 10^{-2}$ . La litificazione è uno dei processi che influenzano la porosità. Il risultato di questo processo diagenetico post-deposizionale, si manifesta al passaggio da sabbia  $54,2 \%$  ad arenaria  $37,1\%$  e dal  $71,6 \%$  del limo al  $53,2 \%$  della pelite. I calcari e i siltstone sono le rocce con il range a maggior variazione, rispettivamente  $0,1-51,6 \%$  e  $1-53,2\%$ . Anche in questo caso il range variabile dei calcari concerne la loro diversa natura.

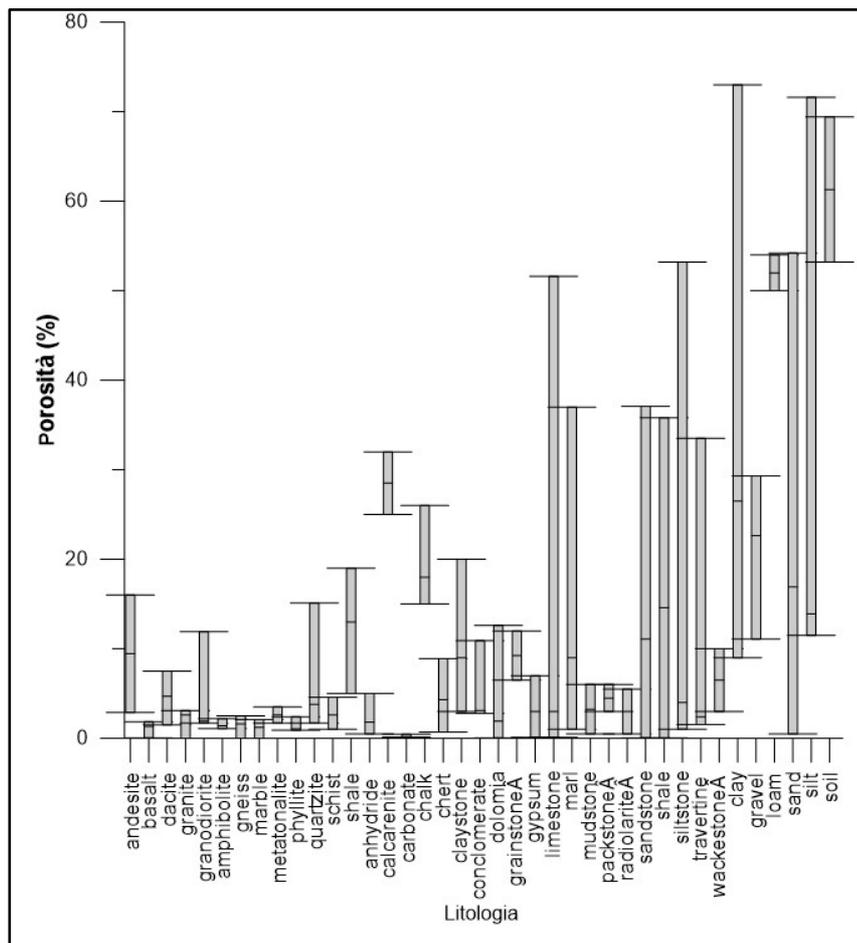
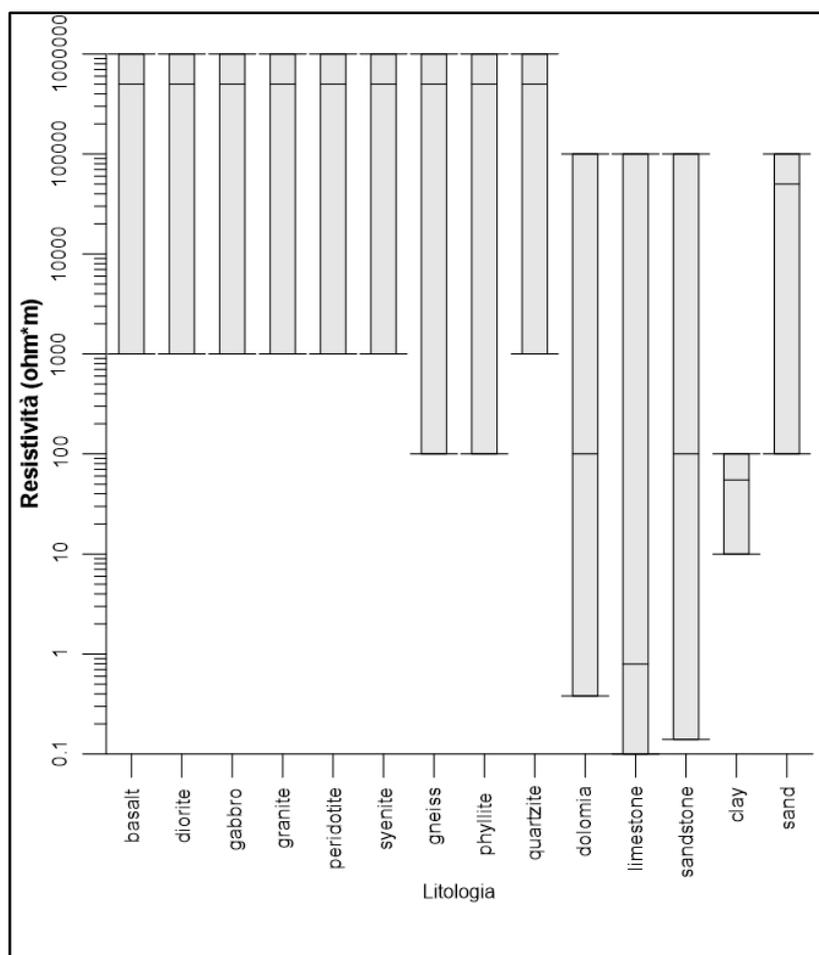


Figura 5.1.1.2: Rappresentazione box-plot per i valori bibliografici di porosità

### 5.1.3 RESISTIVITÀ ELETTRICA

La resistività elettrica delle rocce varia di molti ordini di grandezza (Fig. 5.1.3.1). È controllata principalmente dal tipo di roccia e dalla porosità. Osservando la figura 5.1.3.1, in cui è mostrato l'andamento della resistività elettrica per le litologie individuate da ricerca bibliografica, si evince che la maggior parte delle rocce è caratterizzata da altissimi valori di resistività. Tale comportamento è atteso per le rocce secche e dense, le rocce magmatiche e metamorfiche, disposte a sinistra del grafico, sono le più resistenti con un ordine di grandezza del  $10^6$  Ohm m. Per le rocce porose ho fratturato l'ordine di grandezza maggiore è del  $10^5$  Ohm m per le dolomie, calcari, arenarie e

sabbie. L'argilla con un range di  $10 - 10^2 \text{ Ohm m}$  è la meno resistiva, qui l'influenza dominante è la presenza dell'acqua che migliora la conduttività elettrica. I calcari presentano un range compreso tra  $10^{-1}$  e  $10^5 \text{ Ohm m}$ , il valore di  $10^{-1} \text{ Ohm m}$  è sicuramente relativo a un calcare fratturato saturo d'acqua.



**Figura 5.1.3.1:** Rappresentazione box-plot per i valori bibliografici di resistività elettrica

## 5.1.4 CONDUCEBILITÀ TERMICA

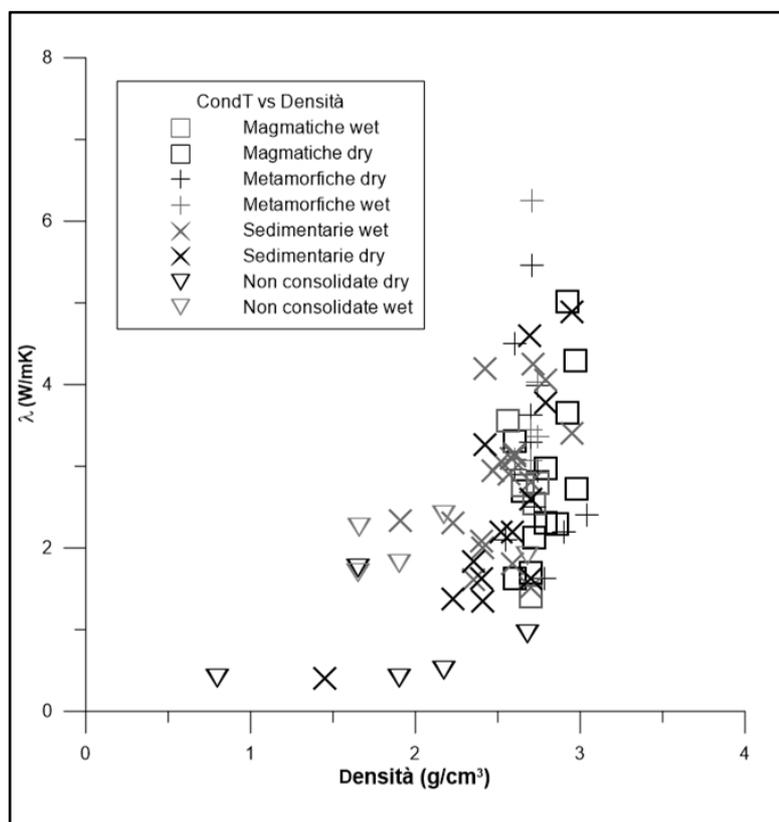
In figura 5.1.4.1 sono riportati i valori di conducibilità in condizioni anidre e saturate per le litologie incontrate durante la ricerca bibliografica. Una prima osservazione permette di stabilire che i valori di conducibilità termica in condizioni saturate sono solitamente più elevati rispetto ai valori di conducibilità misurati in condizioni anidre. Come affrontato nel capitolo 2.2, la conducibilità termica è fortemente influenzata dal contenuto di acqua presente nei pori nel materiale.

condT dry (W m-1K-1)	condT wet (W m-1K-1)	MAGMATICHE	condT dry (W m-1K-1)	condT wet (W m-1K-1)	METAMORFICHE	condT dry (W m-1K-1)	condT wet (W m-1K-1)	SEDIMENTARIE	condT dry (W m-1K-1)	condT wet (W m-1K-1)	NON CONSOLIDATE
1,63		andesite	2,2		amphibolite	4,89	3,4	anhydride	0,95	1,9	clay
1,7	1,4	basalt	4,5		chert	0,4		anthracite	0,4	1,8	gravel
	3,56	dacite	2,1		clay shale	4,6		argillite	0,4		peat
2,3		diabase	2,4		eclogite		2,34	calcarenite	0,5	2,4	sand
2,29		diorite	3,29	3,07	gneiss		2,9	chert		2,25	silt
3,66		dunite	2,5		marble			chloride	1,75	1,7	soil
2,72		gabbro	2,95	3,36	metatonalite	2,2	1,8	conglomerate			
2,7	2,76	granite	2,96	3,09	micaschist	3,78	4,05	dolomite			
2,12	2,54	granodiorite	3,99	4,03	phyllite		4,25	dolostone			
	2,79	monzonite	5,46	6,25	quartzite		2,95	grainstone			
4,29		peridotite	3,62	3,45	schist	1,84	1,61	gypsum			
5,02		pyroxenite	1,63		slate	2,6	2,8	limestone			
3,3		rhyolite	4,11		homfels	1,37	2,3	marl			
2,97		syenite	2,28	3,09	metabasalt	1,62	1,51	mudstone			
0,25		LAVA	2,76		metagabbro		3,12	packstone			
1,62		lherzolite	2,48	2,4	metasandstone		3,16	radiolarite			
0,6		monchiquite				3,26	4,2	sandstone			
6,4		norite				2,19	3,05	siltstone			
1,47		obsidian				1,35	2	travertine			
0,38		pumice					3,1	wackestone			
							1,8	chalk			
							1,07	claystone			
							3	arkose			
							2,64	breccia			
							5,4	chloride			
							0,3	0,2 coal			
							1,5	glacial till			
								5,7 rock salt			
							2,76	slate			

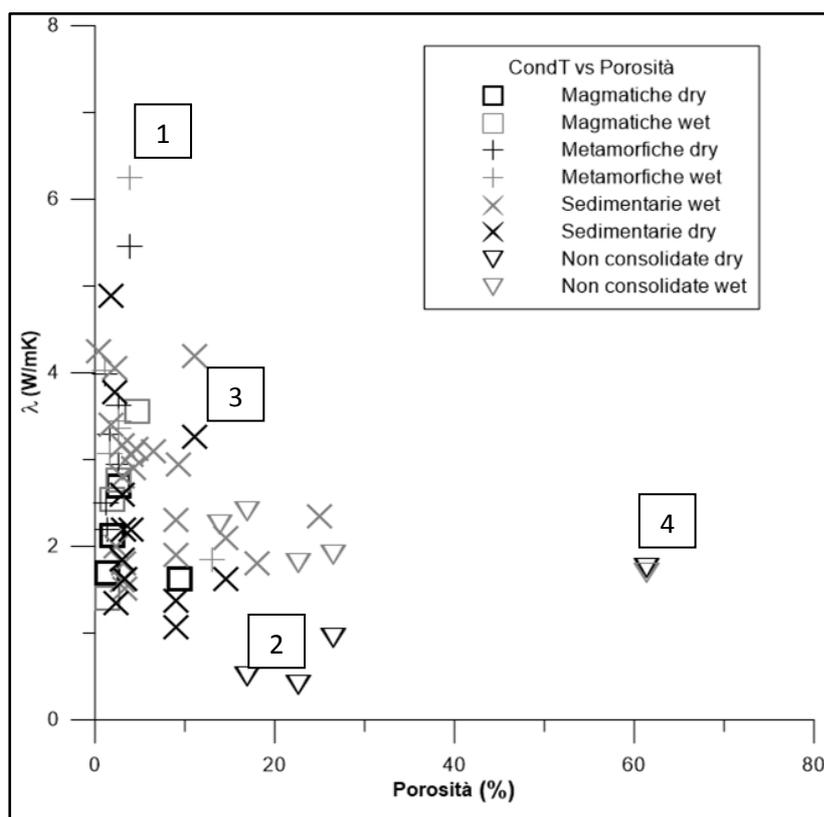
Figura 5.1.4.1: Valori bibliografici di conducibilità termica in condizioni wet e dry

I valori di conducibilità termica vengono di seguito confrontati con i valori di densità (Fig. 5.1.4.2), porosità (Fig. 5.1.4.3) e resistività elettrica (Fig. 5.1.4.5) analizzati nei paragrafi precedenti. All'aumentare della densità (Fig. 5.1.4.2), le rocce presentano valori elevati di conducibilità termica e ciò dipende soprattutto dalla loro composizione mineralogica. Le rocce metamorfiche, sia in condizioni anidre sia in condizioni saturate, mostrano i valori più elevati di conducibilità ( $\lambda_{wet} = 6,25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  per la quartzite), così come per le rocce magmatiche. Per le rocce sedimentarie che sono le meno dense, la variazione

della conducibilità termica dipende dal contenuto di acqua. I calcari presentano una  $\lambda_{\text{dry}} = 2,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  rispetto alla  $\lambda_{\text{wet}} = 2,8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , così come le arenarie  $\lambda_{\text{dry}} = 3,26 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $\lambda_{\text{wet}} = 4,2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , i travertini  $\lambda_{\text{dry}} = 1,35 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $\lambda_{\text{wet}} = 2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e le argilliti  $\lambda_{\text{dry}} = 1,63 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $\lambda_{\text{wet}} = 2,09 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .



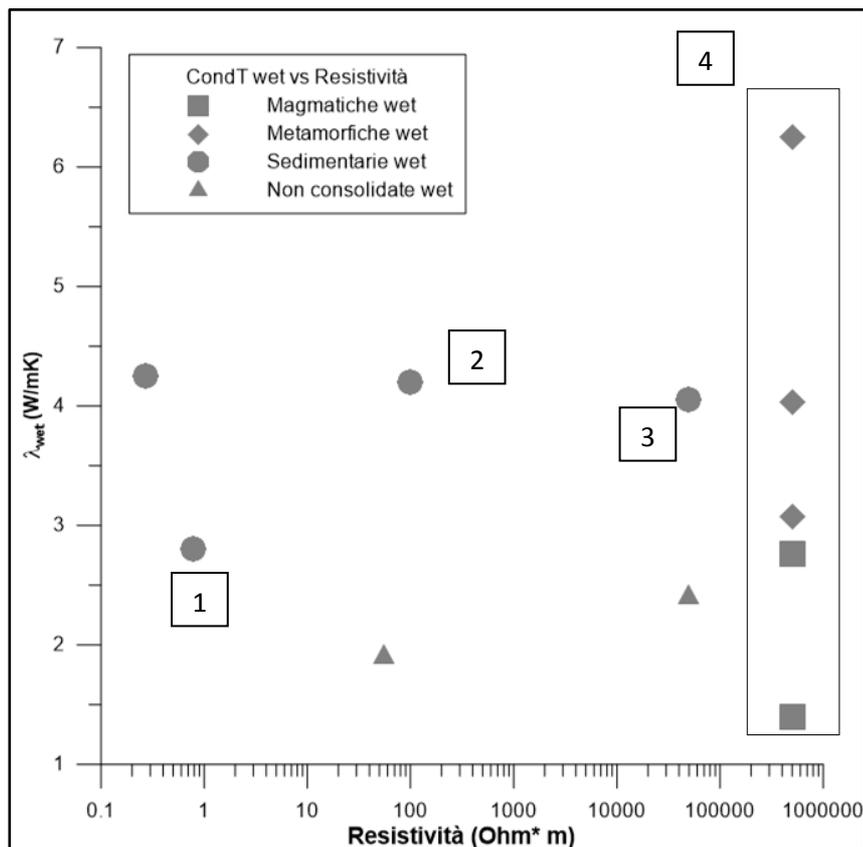
**Figura 5.1.4.2:** Relazione tra la conducibilità termica e la densità per le rocce provenienti da ricerca bibliografica



**Figura 5.1.4.3:** Relazione tra la conducibilità termica e la porosità per le rocce provenienti da ricerca bibliografica; dettaglio andamento per quarzite (1), sabbia (2), arenaria (3) e suolo (4)

In figura 5.1.4.3 è mostrata la relazione tra la conducibilità termica e la porosità. Come previsto, la conducibilità termica diminuisce all'aumentare della porosità. Inoltre si osserva un valore superiore di conducibilità termica per le rocce saturate rispetto alle anidre. Alcuni esempi di questo diverso andamento sono: per le rocce magmatiche il granito ( $\lambda_{\text{dry}} = 2,7$ ,  $\lambda_{\text{wet}} = 2,76 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) granodiorite ( $\lambda_{\text{dry}} = 2,12$ ,  $\lambda_{\text{wet}} = 2,54 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ); per le rocce metamorfiche la fillade ( $\lambda_{\text{dry}} = 3,99$ ,  $\lambda_{\text{wet}} = 4,03 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) e la quarzite ( $\lambda_{\text{dry}} = 5,46$ ,  $\lambda_{\text{wet}} = 6,25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ); per le sedimentarie la dolomia ( $\lambda_{\text{dry}} = 3,78$ ,  $\lambda_{\text{wet}} = 4,05 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) e il calcare ( $\lambda_{\text{dry}} = 2,6$ ,  $\lambda_{\text{wet}} = 2,8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) e per le non consolidate l'argilla ( $\lambda_{\text{dry}} = 0,95$ ,  $\lambda_{\text{wet}} = 1,9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) e la sabbia ( $\lambda_{\text{dry}} = 0,5$ ,  $\lambda_{\text{wet}} = 2,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Sul grafico è possibile osservare un valore massimo di conducibilità termica (1)

che corrisponde alla  $\lambda_{\text{wet}} = 6,25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  della quartzite. Tale valore conferma l'influenza della composizione mineralogia, è l'aumento del contenuto di quarzo a determinare l'aumento di conducibilità termica. Le rocce sedimentarie sono caratterizzate da un'ampia dispersione del valore di conducibilità termica. Alla base di questa variabilità troviamo l'influenza della tessitura e grado di cementazione delle rocce sedimentarie, quest'andamento è chiaramente visibile per la sabbia non consolidata (2) con una  $\lambda_{\text{dry}} = 0,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  rispetto all'arenaria (3) con  $\lambda_{\text{dry}} = 3,26 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Se si valuta la granulometria, si osserva che al diminuire, della dimensione dei grani, aumenta il contatto dei grani con conseguente aumento di trasferimento di calore; in particolare la ghiaia presenta un valore di  $\lambda_{\text{dry}} = 0,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , la sabbia  $\lambda_{\text{dry}} = 0,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e l'argilla presenta il valore più elevato con  $\lambda_{\text{dry}} = 0,95 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Il suolo (punto 4 in fig.5.1.4.3) ha una bassa capacità di trasferire calore ( $\lambda_{\text{dry}} = 1,75 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), durante la ricerca bibliografica si è osservato che solo tre autori prendono in considerazione questo materiale. Il termine "suolo non consolidato" è ambiguo perché gli autori non specificano le percentuali di ghiaia, sabbia, argilla o materia organica che può essere ivi contenuta.



**Figura 5.1.4.4:** Relazione tra la conducibilità termica e la resistività elettrica per le rocce provenienti da ricerca bibliografica; dettaglio relazione per calcare (1), arenaria (2), dolomia (3) e per le rocce magmatiche e metamorfiche (4)

La relazione tra la conducibilità termica e la resistività elettrica è mostrata in figura 5.1.4.4. Una prima analisi permette di individuare una netta differenza tra l'andamento delle rocce sedimentarie e quello delle rocce magmatiche e metamorfiche. Nel dettaglio si osserva che, per le rocce sedimentarie la resistività varia notevolmente perché questa proprietà è dipendente dalla porosità. Questa dipendenza può essere osservata al punto 1 che mostra l'andamento dei calcari ( $\rho_{el}=0,79 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ), come già considerato in figura 5.1.3.1 questo valore è sicuramente relativo a un calcare molto fratturato in cui la presenza dell'acqua rende il calcare conduttivo. Per le arenarie (2) si registra sia un aumento di resistività elettrica ( $\rho_{el} = 10^2 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ) sia di conducibilità termica ( $\lambda_{wet} = 4,2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Per le dolomie (3) il valore elevato di

resistività elettrica ( $\rho_{el} = 5,01 * 10^4 \text{Ohm} * \text{m}$ ) è legato al suo contenuto mineralogico, infatti la dolomite con resistività  $\rho_{el} = 4,3 * 10^{13} \text{Ohm} * \text{m}$  è praticamente isolante. Il punto 4 evidenzia il comportamento delle rocce magmatiche e metamorfiche. Entrambe mostrano una costanza del valore di resistività elettrica ma variabili sono i valori di conducibilità termica. Le rocce magmatiche e metamorfiche hanno valori elevati di resistività elettrica ( $\rho_{el} = 10^5 \text{Ohm} * \text{m}$ ) perché sono rocce molto compatte. I valori elevati di conducibilità termica, visto che tali valori non possono essere influenzati dalla presenza di acqua perché renderebbe i materiali conduttivi, sono influenzati dal solo contenuto mineralogico.

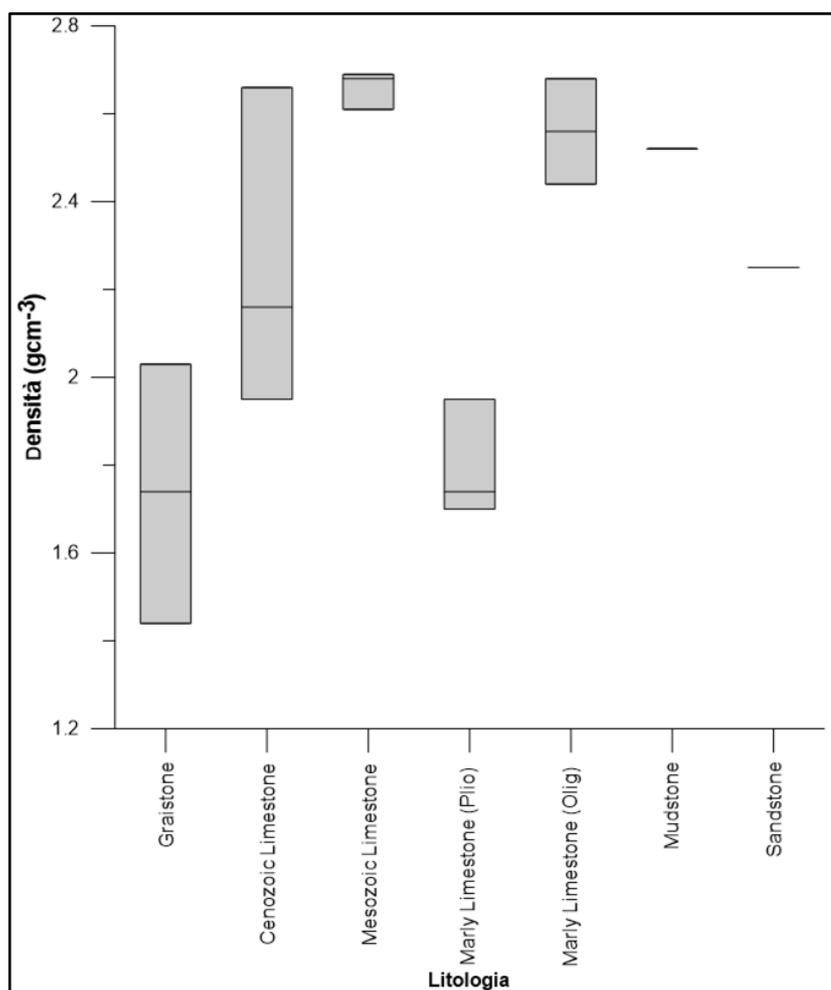
## 5.2 RISULTATI DI LABORATORIO

### 5.2.1 LA DENSITÀ

In tabella 5.2.1.1 sono riportati i valori di densità per i 20 campioni analizzati.

CODICE	CAMPIONE	LITOLOGIA	ETÀ	FORMAZIONE	DENSITÀ(g/cm3)
POZ	PA13	marly limestone	Eocene medio-sup	F.ne Polizzi	2,66
CRI3	PA15	limestone	giurassico inf-cretacico sup	F.ne Crisanti	2,68
TRV2	PA19	sandstone	Cretaceo-Messinian	F.ne di Terravecchia	2,25
MRS	PA22	grainstone	Pleistocene	Sintema di Marsala	2,03
TRB	PA25	marly limestone	Pliocene inf (Zancleano)	Trubi	1,70
TRB	AG35.1	marly limestone	Pliocene inf (Zancleano)	Trubi	1,95
TRB	AG35 bis	marly limestone	Pliocene inf (Zancleano)	Trubi	1,74
CsEo	MO4	limestone	Cenomaniano - Eocene	Calclutiti marnose bianche	2,27
TLi	MO6	limestone	Giurassico(Lias)	Calcari e calcari dolomitici	2,61
FYN2	TE1	marly limestone	Oligocene	Flysch Numidico	2,68
Mc	MO9	limestone	Miocene	Unità Monte Magaggiaro-Pizzo Telegrafo	2,04
FYN2	TE2	marly limestone	Oligocene	Flysch Numidico	2,44
BCH	RO1	limestone	Giurassico medio-sup	F.ne Buccheri	2,67
AMM	RO2	mudstone	Cretaceo-Eocene	F.ne Amerillo	2,52
PBC	MO7	grainstone	Pliocene	Calcareniti ad Ammphistegina	1,44
OMS	MO8	limestone	Oligocene		1,95
SCT	TI1	limestone	Triassico sup	F.ne Scillato	2,68
CAL	POZZO TI1	limestone	Cretacico sup-oligocene	F.ne Caltavuturo	2,68
CAL	POZZO TI4	limestone	Cretacico sup-oligocene	F.ne Caltavuturo	2,69
CAL	POZZO TI5	limestone	Cretacico sup-oligocene	F.ne Caltavuturo	2,69

**Tabella 5.2.1.1:** Valori di densità per i campioni analizzati in laboratorio



**Figura 5.2.1.1:** *Rappresentazione box-plot per i valori di densità provenienti da analisi di laboratorio*

Il grafico in figura 5.2.1.1 mostra i range di densità per i campioni siciliani. Si è deciso di dividere i campioni in 7 classi in relazione alla loro litologia, formazione di appartenenza ed età. Ciò ha permesso di discriminare i calcari in ben 4 classi litologiche permettendo così di distinguere i calcari cenozoici e mesozoici dai calcari marnosi del Pliocene e dell'Oligocene. I valori di densità per la calcilutite e per l'arenaria sono rispettivamente di 2,52 e 2,25 g cm<sup>-3</sup> e sono dei valori singoli. Le calcareniti presentano un range variabile compreso tra 1,44 g cm<sup>-3</sup> e 2,03 g cm<sup>-3</sup>, quest'ultimo valore di densità è il minimo ottenuto in laboratorio tra tutti i campioni. I calcari del mesozoico sono i più densi, sono calcari molto compatti e presentano il valore massimo di densità

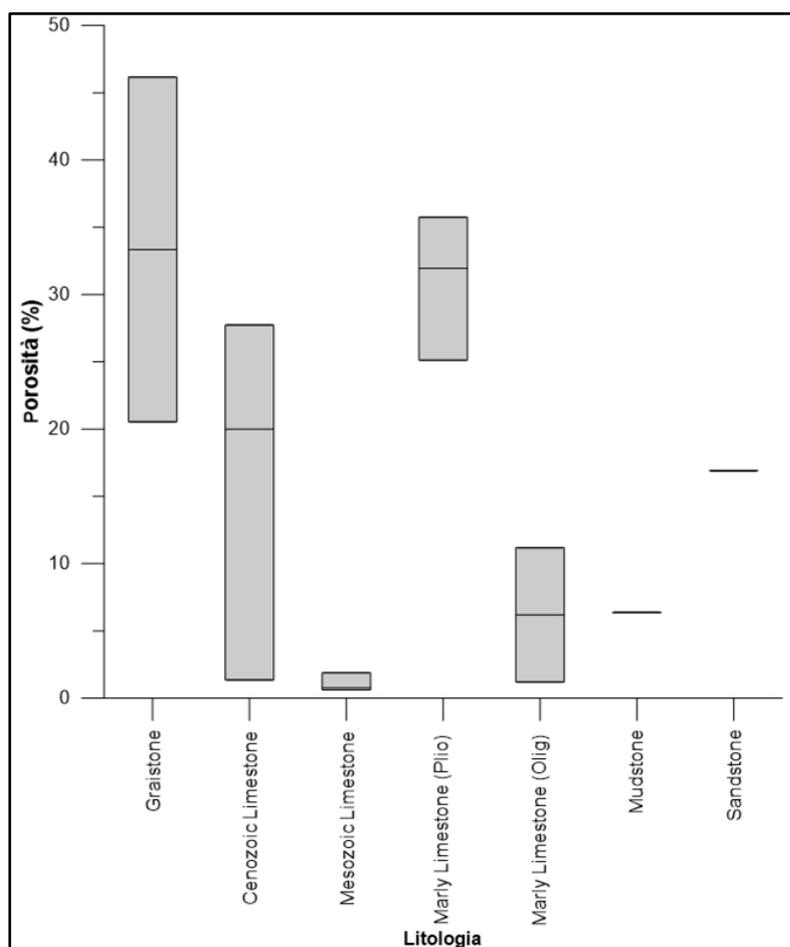
riscontrato tra i campioni analizzati, inoltre sono la litologia che presenta la minor differenza tra valore massimo e minimo ( $2,61-2,69 \text{ gcm}^{-3}$ ). I calcari del cenozoico presentano il range più variabile ( $1,95-2,66 \text{ gcm}^{-3}$ ), probabilmente i valori minimi sono caratteristici di un calcare fratturato. I calcari marnosi dell'oligocene sono più densi ( $2,44-2,68 \text{ gcm}^{-3}$ ) dei calcari marnosi del Pliocene ( $1,7-1,95 \text{ gcm}^{-3}$ ).

## 5.2.2 POROSITÀ

Di seguito vengono riportati i valori di porosità (Tab. 5.2.2.1) che saranno utilizzati per la rappresentazione grafica dei box-plot in figura 5.2.2.1.

CODICE	CAMPIONE	LITOLOGIA	ETÀ	FORMAZIONE	POROSITÀ (%)
POZ	PA13	marly limestone	Eocene medio-sup	F.ne Polizzi	1,34
CRI3	PA15	limestone	giurassico inf-cretacico sup	F.ne Crisanti	0,95
TRV2	PA19	sandstone	Cretaceo-Messinian	F.ne di Terravecchia	16,90
MRS	PA22	grainstone	Pleistocene	Sintema di Marsala	20,53
TRB	PA25	marly limestone	Pliocene inf (Zancleano)	Trubi	31,95
TRB	AG35.1	marly limestone	Pliocene inf (Zancleano)	Trubi	25,12
TRB	AG35 bis	marly limestone	Pliocene inf (Zancleano)	Trubi	35,75
CsEo	MO4	limestone	Cenomaniano - Eocene	Calcolutiti marnose bianche	15,67
TLi	MO6	limestone	Giurassico(Lias)	Calcarei e calcari dolomitici	1,89
FYN2	TE1	marly limestone	Oligocene	Flysch Numidico	1,19
Mc	MO9	limestone	Miocene	Unità Monte Magaggiaro-Pizzo Telegrafo	24,32
FYN2	TE2	marly limestone	Oligocene	Flysch Numidico	11,17
BCH	RO1	limestone	Giurassico medio-sup	F.ne Buccheri	1,11
AMM	RO2	mudstone	Cretaceo-Eocene	F.ne Amerillo	6,36
PBC	MO7	grainstone	Pliocene	Calcareniti ad Ammphistegina	46,16
OMS	MO8	limestone	Oligocene		27,74
SCT	TI1	limestone	Triassico sup	F.ne Scillato	0,77
CAL	POZZO TI1	limestone	Cretacico sup-oligocene	F.ne Caltavuturo	0,64
CAL	POZZO TI4	limestone	Cretacico sup-oligocene	F.ne Caltavuturo	0,63
CAL	POZZO TI5	limestone	Cretacico sup-oligocene	F.ne Caltavuturo	0,62

**Tabella 5.2.2.1:** Valori di porosità per i campioni analizzati in laboratorio



**Figura 5.2.2.1:** Rappresentazione box-plot per i valori di porosità provenienti da analisi di laboratorio

Il materiale con il valore più basso è il calcare del Mesozoico con una porosità dello 0,62 %, inoltre presenta la minore differenza tra valore minimo e massimo (0,62-1,89 %). I calcari del Cenozoico presentano un'ampia variabilità del valore di porosità. Il range è compreso tra 1,34 % e il 27,74%, l'ampia variabilità di porosità è legata alla storia evolutiva delle formazioni cui appartengono i calcari. Le calcareniti risultano, con un range di 20,53-46,16 %, le rocce più porose dell'intero lavoro di laboratorio.

Anche per i campioni di laboratorio è confermata la relazione inversa che intercorre tra densità e porosità, all'aumentare della densità la porosità diminuisce e viceversa (Cap. 2.1).

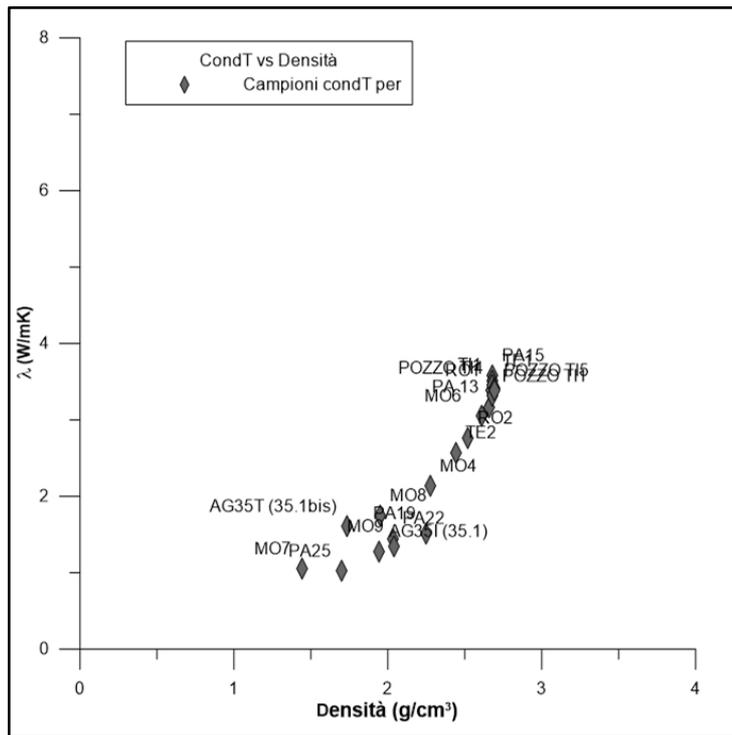
### 5.2.3 CONDUCEBILITÀ TERMICA

I valori di conducibilità termica ( $\lambda$ ) (Allegato 2 per i risultati di dettaglio delle misure) misurati in laboratorio mediante lo strumento Mathis TCi (Cap.4.3), vengono di seguito discussi e messi in relazione con le altre proprietà delle rocce. Come indicato nel capitolo 4.3.2, le misure sono state eseguite su due facce ortogonali del campione al fine di ottenere misure sia parallele sia perpendicolari alla stratificazione (Tab. 5.2.3.1).

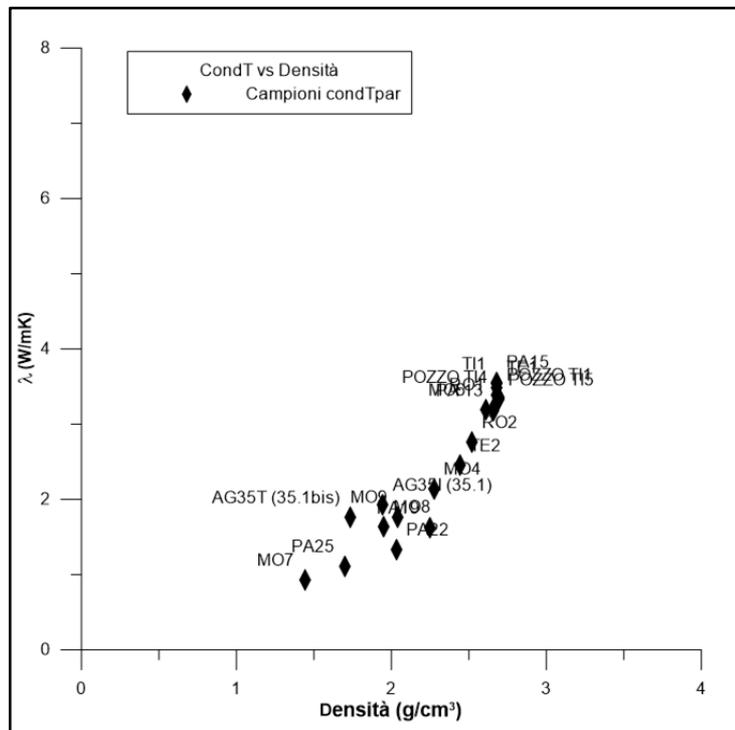
CODICE	CAMPIONE	LITOLOGIA	$\lambda_{\perp}$ ( $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ )	$\lambda_{//}$ ( $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ )	ANISOTROPIA $\lambda_{//}/\lambda_{\perp}$
POZ	PA13	marly limestone	3,17	3,18	1,00
CRI3	PA15	limestone	3,58	3,56	0,99
TRV2	PA19	sandstone	1,51	1,62	1,07
MRS	PA22	grainstone	1,45	1,33	0,92
TRB	PA25	marly limestone	1,02	1,11	1,09
TRB	AG35.1	marly limestone	1,28	1,92	1,51
TRB	AG35 bis	marly limestone	1,61	1,76	1,09
CsEo	MO4	limestone	2,13	2,14	1,00
TLi	MO6	limestone	3,05	3,19	1,05
FYN2	TE1	marly limestone	3,51	3,49	0,99
Mc	MO9	limestone	1,34	1,77	1,31
FYN2	TE2	marly limestone	2,57	2,45	0,95
BCH	RO1	limestone	3,38	3,26	0,96
AMM	RO2	mudstone	2,76	2,76	1,00
PBC	MO7	grainstone	1,05	0,93	0,88
OMS	MO8	limestone	1,75	1,64	0,94
SCT	TI1	limestone	3,45	3,54	1,02
CAL	POZZOTI1	limestone	3,31	3,39	1,02
CAL	POZZOTI4	limestone	3,4	3,36	0,98
CAL	POZZOTI5	limestone	3,38	3,32	0,98

**Tabella 5.2.3.1:** Valori di conducibilità termica per i campioni analizzati in laboratorio

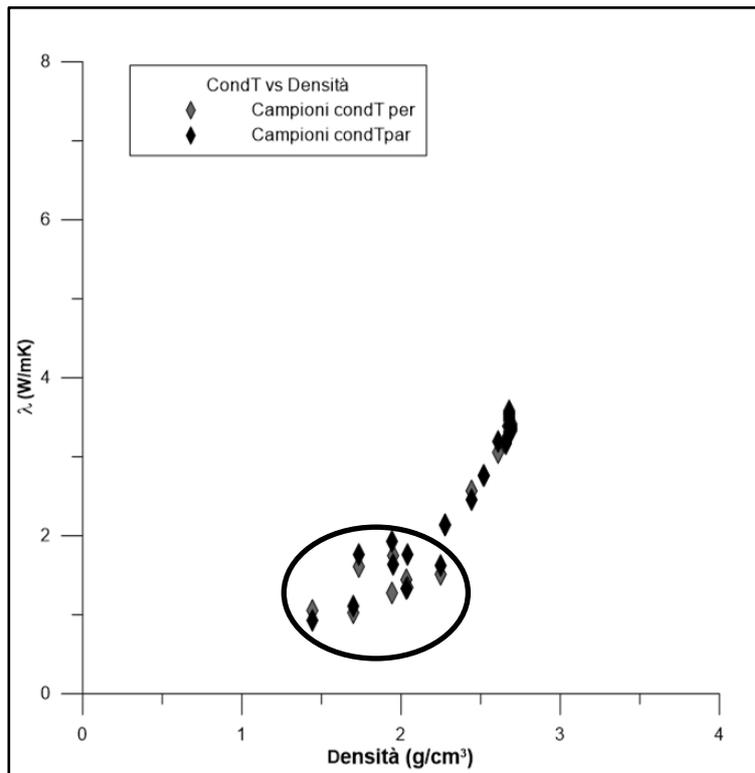
In tabella 5.2.3.1 sono riportati i valori di conducibilità termica misurati, in condizioni anidre, in direzione perpendicolare e parallela alla stratificazione per ogni singolo campione, inoltre è evidenziato il fattore di anisotropia. Nel dettaglio, l'anisotropia dei campioni siciliani è compresa tra lo 0,88 della calcarenite (MO7) e 1,51 del calcare marnoso AG35.1. Sebbene il range sia vicino a quanto stabilito da Clauser (2011), si è deciso di non assegnare un unico valore rappresentativo di conducibilità termica ai campioni perché, campioni come la calcarenite MO7 (0,88), il calcare MO9 (1,31) e il calcare marnoso AG35.1 (1,51) mostrano un fattore di anisotropia o troppo basso o alto rispetto agli altri campioni. Un materiale può essere considerato isotropo, leggermente anisotropo e anisotropo a seconda che il fattore di anisotropia sia rispettivamente uguale a 1, compreso tra 0,9 -1,1 e maggiore di 1.1 (Di Sipio et al., 2014). In figura 5.2.3.1 e figura 5.2.3.2, sono rappresentate le relazioni tra la conducibilità termica misurata in direzione perpendicolare alla stratificazione e parallela alla stratificazione con i valori di densità mostrati in tabella 5.2.1.1. La litologia con il valore più basso è associata al calcare marnoso del Pliocene (PA25), la misura perpendicolare alla stratificazione è  $1,02 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Il valore più basso di conducibilità termica in direzione parallela alla stratificazione è della calcarenite (MO7) con  $\lambda_{//} = 0,93 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . I valori massimi in direzione sia perpendicolare sia parallela sono associati al calcare del Cretaceo PA15 ( $\lambda_{\perp} = 3,58 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ;  $\lambda_{//} = 3,56 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Per i calcari marnosi del Pliocene si osservano delle notevoli variazioni pur appartenendo alla medesima formazione Trubi. Il campione AG35.1 rispetto al campione AG35.1bis (1,09) è fortemente anisotropo (1,51).



**Figura 5.2.3.1:** Relazione tra la conducibilità termica misurata perpendicolarmente e la densità per le rocce analizzate in laboratorio

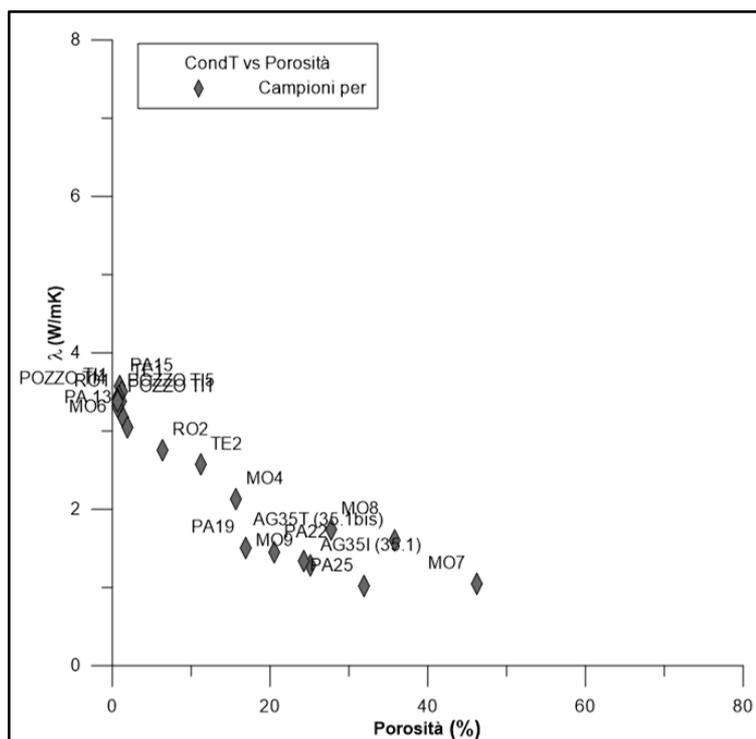


**Figura 5.2.3.2:** Relazione tra la conducibilità termica misurata parallelamente e la densità per le rocce analizzate in laboratorio

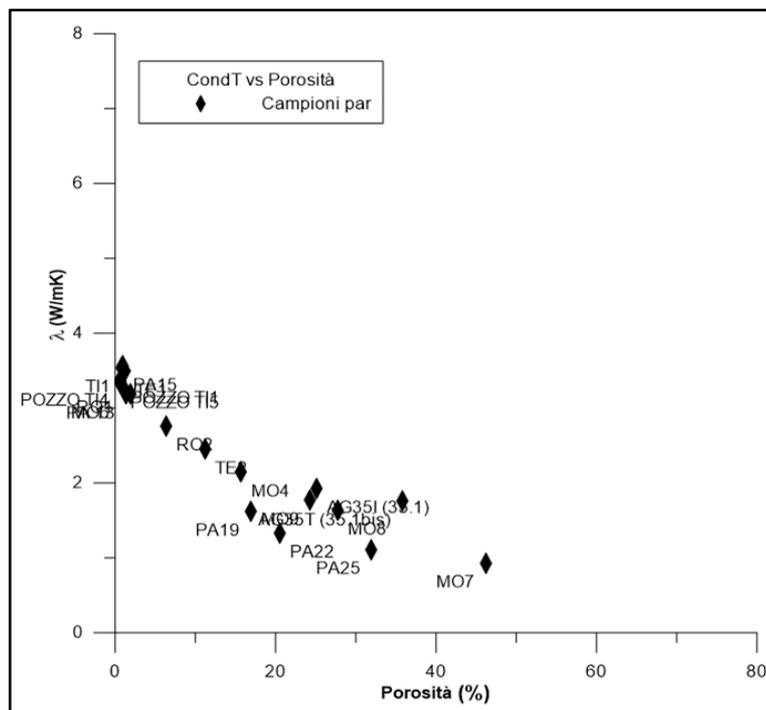


**Figura 5.2.3.3:** *Relazione tra la conducibilità termica misurata parallelamente e perpendicolarmente e la densità per le rocce analizzate in laboratorio*

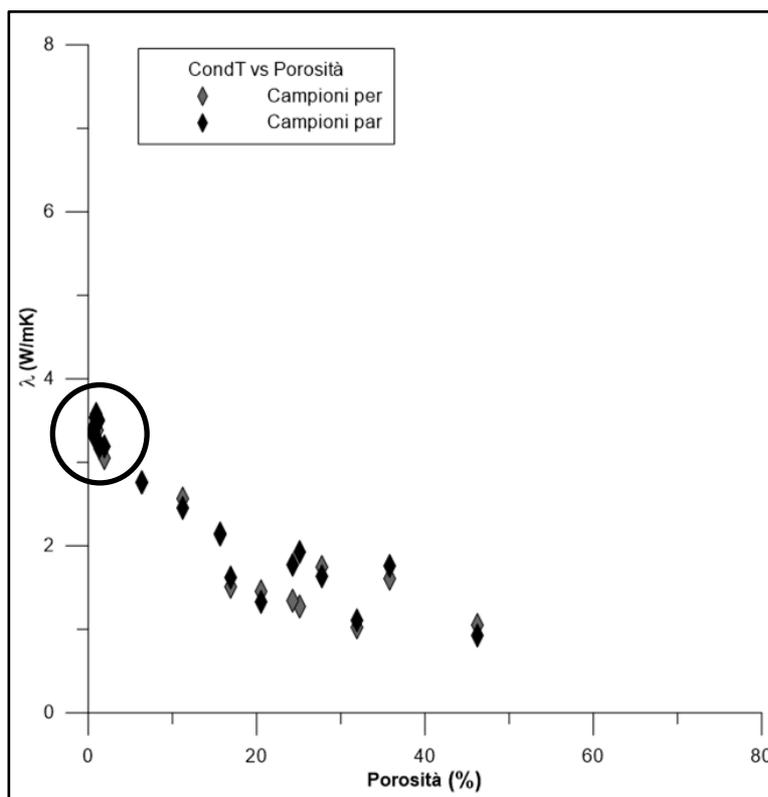
Nella Figura 5.2.3.3 è mostrata la rappresentazione dei dati per la conducibilità termica perpendicolare e parallela alla stratificazione. Sovrapponendo i grafici discussi singolarmente, mostrati in figura 5.2.3.1 e figura 5.2.3.2, si osserva che i due grafici sono simili eccetto le variazioni legate all'anisotropia di alcuni campioni (campioni distribuiti a sinistra del grafico e cerchiati). I campioni all'interno del riquadro sono anisotropi e questa loro caratteristica è facilmente riconoscibile rispetto ai campioni che presentano valori elevati di conducibilità dove i valori di  $\lambda_{\perp}$  e  $\lambda_{//}$  tendono a coincidere. Analizzando l'andamento generale della conducibilità termica per i campioni si osserva che la conducibilità  $\lambda$  aumenta con l'aumento di densità confermando quanto visto in bibliografia.



**Figura 5.2.3.4:** Relazione tra la conducibilità termica misurata perpendicolarmente e la porosità per le rocce analizzate in laboratorio



**Figura 5.2.3.5:** Relazione tra la conducibilità termica misurata parallelamente e la porosità per le rocce analizzate in laboratorio



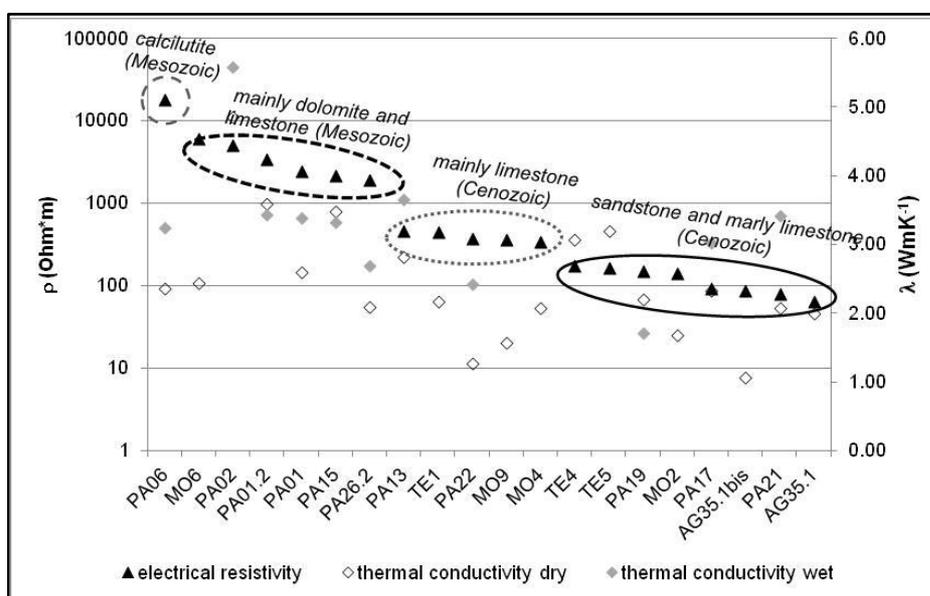
**Figura 5.2.3.6:** *Relazione tra la conducibilità termica misurata parallelamente e perpendicolarmente e la porosità per le rocce analizzate in laboratorio*

I valori misurati di conducibilità termica sono inoltre messi in relazione con i valori di porosità (Tab.5.2.2.1). Le figure 5.2.3.4 e 5.2.3.5 mostrano la distribuzione di conducibilità calcolata in direzione perpendicolare e parallela con la variazione di porosità per ogni singolo campione. L'andamento è concorde a quanto appreso dalla ricerca bibliografica. A un aumento di porosità, in campioni anidri, corrisponde una diminuzione della conducibilità termica. Come già detto, il campione che presenta il minor valore di conducibilità è la calcarenite (MO7), questo materiale, infatti, presenta il valore di porosità (46,16%) più alto tra tutti i campioni. Conseguentemente i calcari dei campioni POZZO TI1, POZZO TI4 e POZZO TI5 che presentano una porosità rispettivamente dello 0,64%, 0,63% e 0,62% sono i più conduttivi termicamente (disposizione all'interno del riquadro di figura 5.2.3.6). Terminando, le misure di conducibilità, eseguite in laboratorio sui campioni

della Sicilia in condizioni anidre, hanno confermato la dipendenza di questo parametro con le proprietà di densità e porosità.

## 5.2.4 RESISTIVITÀ ELETTRICA

Nel capitolo sulle proprietà delle rocce si è fatto riferimento anche alla resistività elettrica (Cap.2.3). Di seguito è presentata una relazione tra la conducibilità termica e la resistività elettrica.

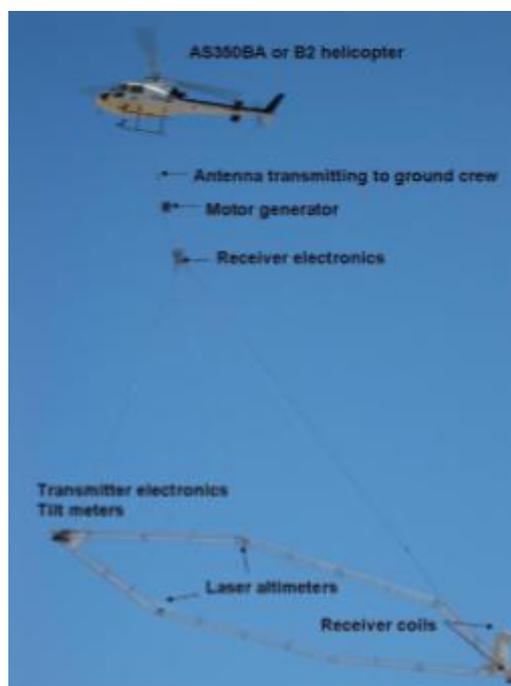


**Figura 5.2.4.1** relazione tra la conducibilità termica e la resistività elettrica (Dipartimento di Geoscienze, Padova)

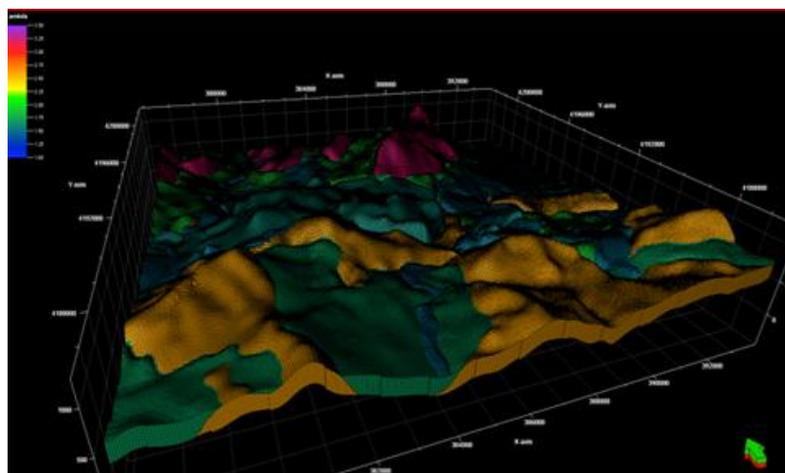
A livello di laboratorio, per verificare la relazione tra la resistività elettrica e la conducibilità termica, è stato sviluppato un approccio sperimentale. I valori fanno riferimento al progetto di ricerca VIGOR, nell'allegato 4 sono mostrati i valori di conducibilità sia in condizioni anidre sia in condizioni saturate, eseguite su una sola faccia del campione, con i rispettivi valori di densità e porosità. A ogni litologia è associato un valore di resistività elettrica proveniente dal

confronto dei dati ottenuti nei due laboratori citati nel capitolo 4.4. Il confronto tra i risultati provenienti dai due laboratori non è immediato poiché per la misura di resistività elettrica sono state utilizzate metodologie e strumenti diversi. Il grafico in figura 5.2.4.1 mostra i rapporti tra resistività elettrica e conducibilità termica. Come si attende da letteratura, i campioni del Mesozoico essendo i più antichi mostrano valori elevati di conducibilità sia riguardo alla loro età sia perché più densi, inoltre i valori di conducibilità termica su campioni saturi sono più elevati delle corrispettive misure in condizioni anidre. Anche per i valori di resistività elettrica si osserva una relazione con l'età, i valori tendono a diminuire per i materiali più recenti. I valori maggiori di resistività elettrica si registrano per i materiali poco porosi mentre all'aumentare della porosità, l'acqua che satura i pori, rende il materiale più conduttivo. Il grafico soprastante, sembra definire che la conducibilità termica diminuisca all'aumentare della resistività ma entrambe diminuiscono all'aumentare della porosità. Non è facile trovare un sistema univoco per la correlazione tra le due proprietà. Infatti, a livello della scala del campione, questo tipo di approccio risulta non chiaro poiché inficiato dal tipo di saturazione utilizzato dai singoli laboratori (soluzione di NaCl per NGI e acqua per il laboratorio di Aachen), dalla rappresentatività del campione e dalla difficoltà tecnica di condurre misure elettriche sul campione. Per tale motivo è stata sviluppata una metodologia a scala tridimensionale per l'area di Termini Imerese. Santilano et al. (2014) superano il problema della scala del campione considerando l'insieme delle formazioni geologiche confrontandole con le unità litoelettriche. I dati geofisici sono stati acquisiti mediante indagine elettromagnetica aerea (AEM) con un sistema SkyTEM.(Fig.5.2.4.2). Lo SkyTEM è un sistema elettromagnetico elitrasmontato che è efficiente grazie alla sua doppia metodologia (lavora sia in alta sia bassa frequenza), consente di ottenere elevata risoluzione superficiale e buona profondità d'investigazione (profondità d'investigazione massima 250-300 m). L'analisi integrata di carte geologiche e mappe superficiali di resistività ha definito le unità litoelettriche, infine la costruzione delle sezioni geologiche mediante l'interpretazione dei

profili provenienti dall'acquisizione elettromagnetica ha permesso la modellazione geologica 3D (Fig. 5.2.4.3).



**Figura 5.2.4.2:** Sistema SkyTEM (Viezzoli et al. 2008)



**Figura 5.2.4.3:** Modello tridimensionale per l'area di Termini Imerese (Santilano et al. 2014)

Assegnando ad ogni unità lito-elettrica il valore di conducibilità termica ottenuto dalla combinazione dei valori, misurati in laboratorio con la variabilità litologica (rocce e spessori) caratteristica, di ogni formazione, si ottiene una mappa di geoscambio basata sul modello geologico 3D. Da questo approccio si evince una buona corrispondenza dei dati elettromagnetici e geologici.

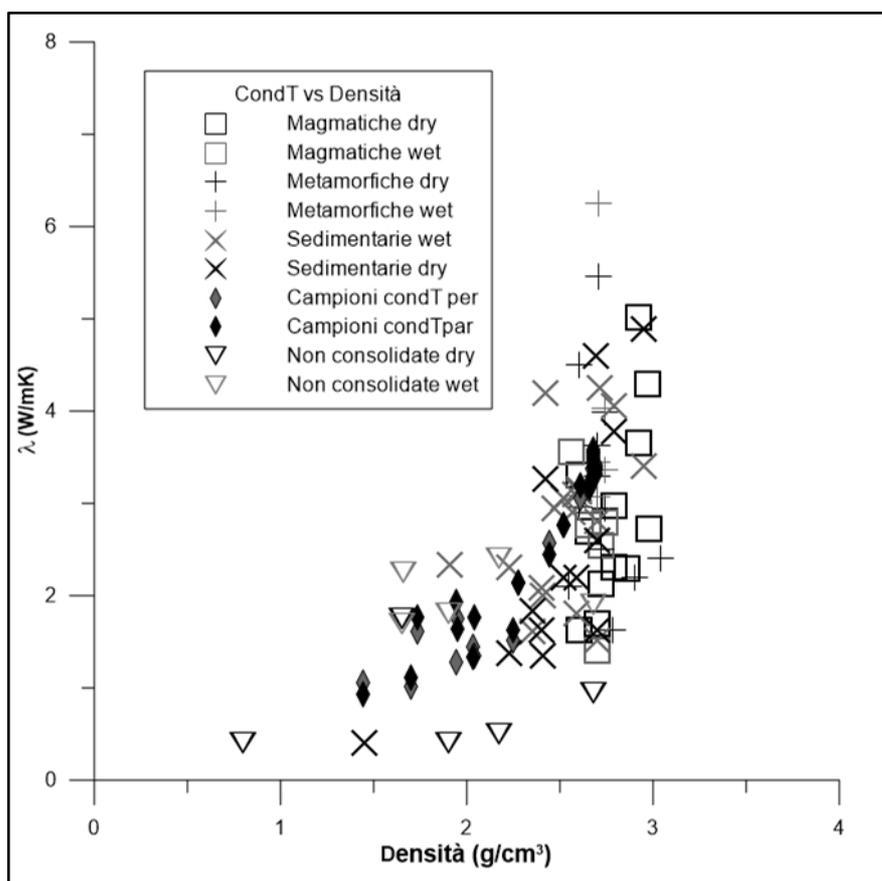
### **5.3 CONFRONTO TRA RISULTATI BIBLIOGRAFICI E DI LABORATORIO**

In questo paragrafo sono confrontati i risultati ottenuti mediante ricerca bibliografica con le misure di laboratorio per i valori di densità, porosità, conducibilità termica e resistività elettrica. Occorre precisare come detto (Cap.4.5) che le informazioni, ricavate dalla ricerca bibliografica sono molto variabili sulle diverse modalità e condizioni di acquisizione delle varie proprietà, sulle diverse strumentazioni utilizzate per le misurazioni ma soprattutto sull'area di provenienza dei campioni perché provengono da diverse aree del mondo, caratterizzate da storie evolutive diverse. Invece i 20 campioni analizzati in laboratorio sono circoscritti alla sola area siciliana

#### **5.3.1 DENSITÀ**

I risultati del confronto sono mostrati in figura 5.3.1. Una prima osservazione permette di confermare che i parametri dei campioni di laboratorio seguono il medesimo andamento dei campioni provenienti da ricerca bibliografica, si conferma la dipendenza della conducibilità termica con l'aumento di densità. Si ricorda che per i campioni di laboratorio l'analisi di conducibilità termica è

stata eseguita solo in condizioni anidre, inoltre i campioni sono rocce sedimentarie. I campioni di laboratorio presentano, rispetto alle rocce sedimentarie provenienti da bibliografia, valori superiori di conducibilità termica. Nel dettaglio il calcare del Mesozoico di laboratorio (PA15) presenta un valore di  $\lambda_{\perp} = 3,58 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e densità pari a  $2,68 \text{ gcm}^{-3}$ , da bibliografia per i calcari si è ricavato un valore di  $\lambda_{\text{dry}} = 2,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e di densità  $\rho = 2,7 \text{ gcm}^{-3}$ . In realtà per i dati bibliografici non è stato possibile discriminare i calcari per quanto riguarda la loro età e della loro composizione per mancanza di informazioni da parte degli autori.



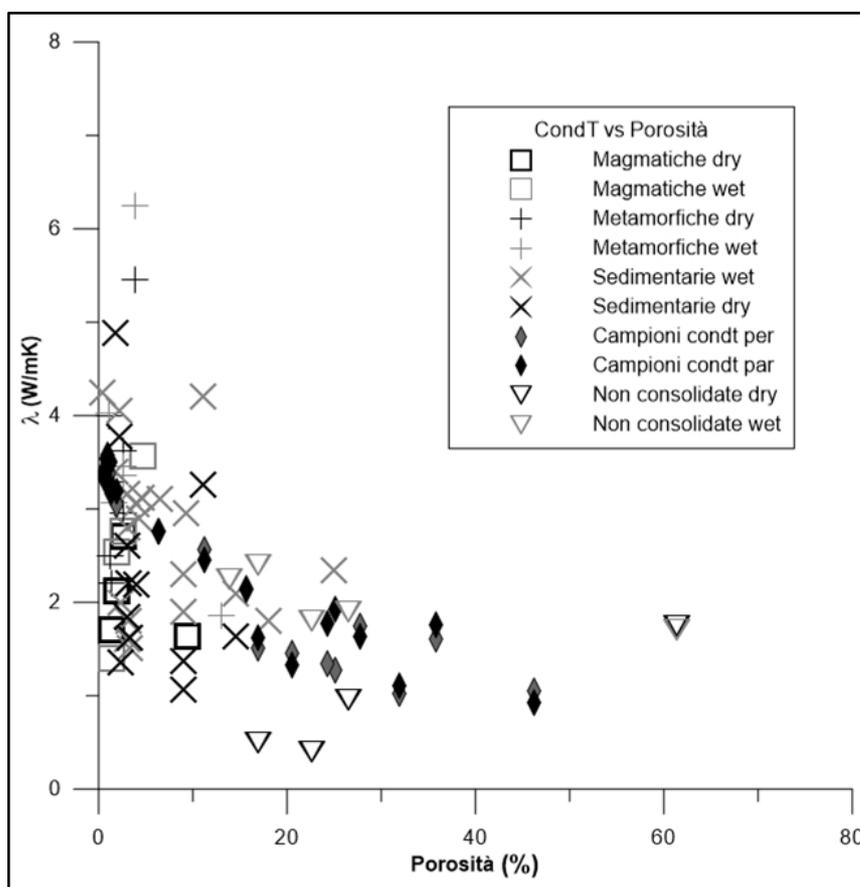
**Figura 5.3.4:** Relazione tra la conducibilità termica e la densità per i dati di laboratorio e bibliografici

I valori di conducibilità termica e di densità per i campioni di laboratorio sono:  $\lambda_{\perp} = 3,17 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $\rho = 2,66 \text{ gcm}^{-3}$  per il calcare del Cenozoico (PA13);  $\lambda_{\perp} = 3,51 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $\rho = 2,68 \text{ gcm}^{-3}$  per il calcare marnoso dell'Oligocene (TE1);  $\lambda_{\perp} = 1,61 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $\rho = 1,74 \text{ gcm}^{-3}$  per il calcare marnoso AG35Ibis. Anche la calcilutite RO2 presenta valori superiori di conducibilità termica ( $\lambda_{\perp} = 2,76 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) rispetto ai dati bibliografici ( $\lambda_{dry} = 1,62 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Come visto il calcare mesozoico (PA15) presenta il valore più elevato di conducibilità termica sia rispetto agli altri calcari siciliani sia rispetto al dato bibliografico, inoltre il suo valore di conducibilità è molto vicino al valore della dunite ( $\lambda_{dry} = 3,66 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) sebbene quest'ultima sia una roccia magmatica intrusiva. Per l'arenaria il valore bibliografico di conducibilità ( $\lambda_{dry} = 3,26 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) è superiore al valore di laboratorio del PA19 ( $\lambda_{\perp} = 1,51 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ).

### 5.3.2 POROSITÀ

Il confronto tra i dati bibliografici e di laboratorio per la relazione tra conducibilità termica e porosità è mostrato in figura 5.3.2.1. Per i campioni analizzati, è confermata una diminuzione di conducibilità termica all'aumentare della porosità. Quest'andamento è confermato per l'arenaria, infatti, per il campione PA19, che mostra elevata porosità ( $\varphi = 16,90\%$ ) si registra un valore di conducibilità termica inferiore ( $\lambda_{\perp} = 1,51 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) al dato bibliografico ( $\varphi = 11,1\%$ ;  $\lambda_{dry} = 3,26 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Il valore di conducibilità sulla calcilutite RO2, pur presentando un valore di porosità del 6,36 %, è elevato ( $\lambda_{\perp} = 2,76 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) rispetto al dato bibliografico ( $\varphi = 3,25\%$ ;  $\lambda_{dry} = 1,62 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), in questo caso un aumento di porosità non determina la diminuzione di conducibilità termica. Da bibliografia i calcari hanno una porosità del 3 % e conducibilità termica del  $2,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , per i calcari analizzati in laboratorio, si ha:  $\varphi = 24,32\%$  e  $\lambda_{\perp} = 1,34 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  per

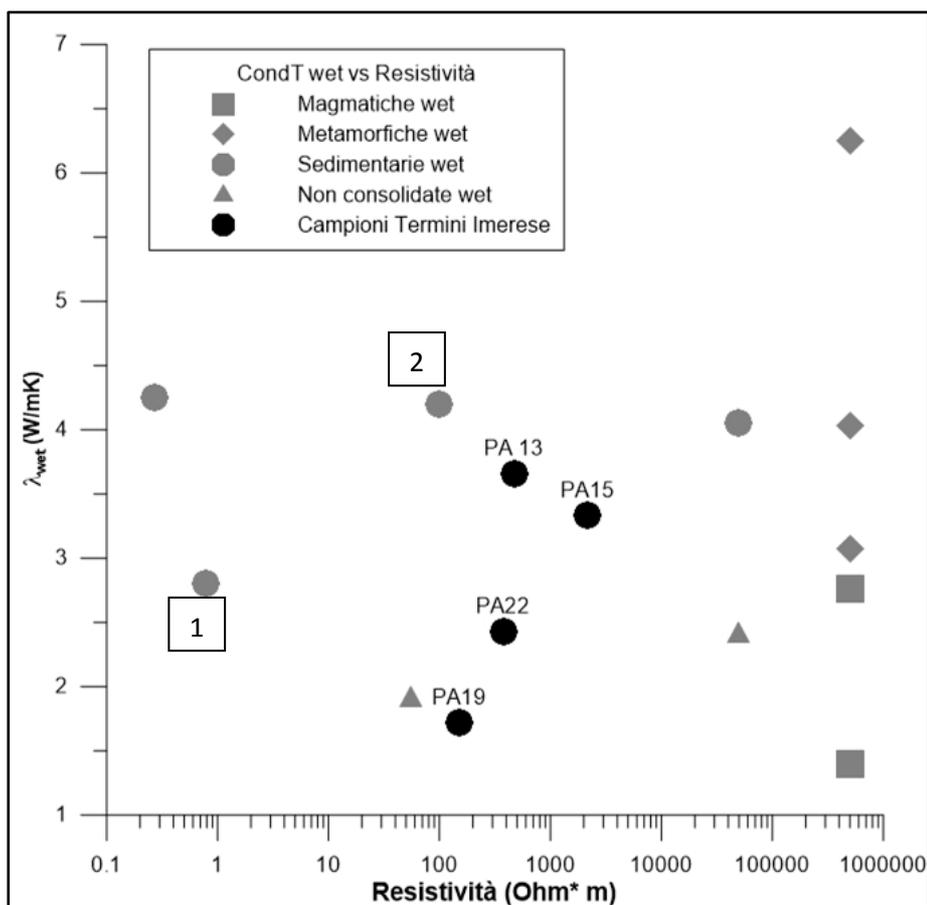
in calcare del Cenozoico MO9;  $\varphi = 11,17\%$  e  $\lambda_{\perp} = 2,57 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  per il calcare marnoso dell'oligocene TE2;  $\varphi = 0,62 \%$  e  $\lambda_{\perp} = 3,38 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  per il calcare del Mesozoico POZZO TI5;  $\varphi = 31,95\%$  e  $\lambda_{\perp} = 1,02 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  per il calcare marnoso del Pliocene. I valori di laboratorio si discostano molto dai dati bibliografici. Probabilmente ciò è legato alla presenza di fratture nei campioni analizzati, questi valori sono i più elevati dell'intera ricerca bibliografica (fatta eccezione per il suolo):



**Figura 5.3.5.1:** Relazione tra la conducibilità termica e la porosità per i dati di laboratorio e bibliografici

### 5.3.3 RESISTIVITÀ ELETTRICA

Per il confronto tra i dati bibliografici e di laboratorio per la relazione tra la conducibilità termica e la resistività elettrica (Fig.5.3.3.1) sono stati utilizzati i valori (Allegato 4), di resistività elettrica e conducibilità termica in condizioni sature, ottenuti durante il progetto di ricerca VIGOR.



**Figura 5.3.3.:** Relazione tra la conducibilità termica e la resistività elettrica per i dati di laboratorio e bibliografici, dettaglio per calcare (1) ed arenaria (2)

Le rocce sedimentarie di laboratorio non seguono l'andamento dei valori bibliografici. I campioni PA13 e PA15 sono calcari e rispetto al dato bibliografico (punto 1 sul grafico) hanno un valore elevato di conducibilità rispettivamente di 3,66 e 3,33  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Il campione PA19 è un'arenaria e

rispetto al valore bibliografico (2) risulta meno conduttiva termicamente. Le differenze dipendono dalla porosità dei campioni, questa proprietà influenza la capacità di imbibizione dei materiali. I campioni PA13 e PA15 hanno diversa porosità che influisce sulla resistività perché la presenza di acqua dentro i pori rende il materiale più conduttivo. In realtà la differenza di resistività per i campioni di laboratorio dipende dal liquido di saturazione utilizzato nel laboratorio di Oslo e Aachen.



## CONCLUSIONI

I risultati di questo lavoro hanno permesso di fornire una prima proposta metodologica di carattere preliminare di analisi delle proprietà petrofisiche delle litologie che interessano il settore nord-occidentale della Sicilia. Il confronto dei risultati ottenuti dalle misure effettuate in laboratorio e dalle analisi bibliografiche ha consentito l'individuazione di differenze significative per i valori di conducibilità termica dei campioni siciliani. L'analisi di confronto, mostra una buona correlazione con i risultati ottenuti da bibliografia solo se è valutato l'andamento generale della conducibilità termica con le proprietà fisiche. Per i campioni di laboratorio, è confermato un aumento di conducibilità termica al conseguente aumento di densità, e diminuzione con l'aumento di porosità.

La differenza più significativa è quella riguardante la conducibilità termica del calcare del Mesozoico PA15. Il dato di laboratorio è più elevato ( $3,58 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) rispetto al valore bibliografico ( $2,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). La diversa conducibilità termica dei calcari può essere legata al fatto che, per mancanza d'informazioni da parte degli autori, non è stato possibile assegnare per ogni tipo di calcare un valore di conducibilità. Anche la conducibilità termica della calcilutite misurata in laboratorio è più elevata del dato bibliografico pur mostrando una porosità elevata, in questo caso un aumento di porosità non ha determinato la diminuzione di conducibilità termica. Ciò significa che ci sono altri fattori, come le variazioni di contenuto mineralogico, che influenzano la conducibilità termica.

Le differenze tra i dati di conducibilità termica di laboratorio e di bibliografia dipendono dal diverso strumento di misura utilizzato, dalle condizioni in cui si esegue, dall'area d'indagine. Il confronto permette di avere un'idea dell'andamento della conducibilità termica per i campioni analizzati rispetto ai dati bibliografici che sono non rappresentativi.

Alla scala del campione, la relazione tra conducibilità termica e resistività elettrica non è chiara. I dati bibliografici di resistività non coprono tutte le litologie e le misure sui campioni non sono soddisfacenti. La resistività elettrica è un parametro che risente della presenza di acqua e per tale motivo i dati di laboratorio potrebbero non rappresentare al meglio il dato di resistività perché per le misure sono state utilizzate due soluzioni con proprietà elettriche diverse. Ulteriore sviluppo sulle relazioni tra resistività elettrica e conducibilità termica è la relazione tra geoelettrica e la ricostruzione del modello geologico che permette di superare il problema della scala di laboratorio delle misure che mediante sistemi geoelettrici risultano più speditive e con un margine di errore inferiore.

Ulteriori approfondimenti per confermare i valori elevati di conducibilità termica, sono le misure su campioni saturi e lo studio di sezioni sottili che permetterebbe di individuare nel dettaglio la composizione mineralogica.

## **RINGRAZIAMENTI**

*Desidero ringraziare il Prof. Antonio Galgaro per l'interessante lavoro proposto. La Dott.ssa Eloisa Di Sipio per l'aiuto nella pianificazione del lavoro, per le spiegazioni approfondite, per l'aiuto con la strumentazione di laboratorio e per le correzioni durante la stesura della tesi.*

*Ringrazio anche il Dott. Alessandro Santilano per l'aiuto dato durante la raccolta dei campioni.*

*Ringrazio per la loro disponibilità il personale dei laboratori del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova il Sig. Leonardo Tauro, il Dott. Lorenzo Raccagni e il Dott. Aurelio Giaretta.*

*Ringrazio gli amici che mi hanno supportato e sopportato. Grazie a chi mi ha strappato un sorriso, grazie a chi ha trovato il tempo per aiutarmi.*

*Ringrazio i miei genitori per questa esperienza universitaria, grazie per essere sempre presenti e pronti a sostenermi, grazie per avermi supportato in tutte le mie scelte. Grazie Carmen, sorella e amica, sei sempre pronta ad aiutarmi nei momenti di debolezza, da sempre mi sostieni con affetto e mai hai dubitato delle mie capacità. Grazie perché credete in me.*

*Un pensiero speciale va a due grandi persone, i miei nonni. Non posso dimenticare tutti i vostri insegnamenti, per me siete stati dei pilastri importanti nella mia vita. Spero di avervi reso fieri di me, vi porterò sempre nel mio cuore.*

*Maria*



## BIBLIOGRAFIA

Abate, B., R. Catalano, and P. Renda. 1982. I monti di palermo. Guida Alla Geologia Della Sicilia Occidentale. Soc Geol it (Guide Geologiche Regionali). 1978. Schema geologico dei monti di palermo (sicilia). Bollettino Della Società Geologica Italiana 97 (5-6): 807-19.

Abate, S. Botteghi, F. Caiozzi, G. Desiderio, G Di Bella, A. Donato, G. Lombardo, A. Manzella, A. Santilano, A. Sapienza (2014). VIGOR: Applicazioni geotermiche per uno sviluppo sostenibile. Produzione di calore ed energia elettrica. Progetto VIGOR – Valutazione del Potenziale Geotermico delle Regioni della Convergenza, POI Energie Rinnovabili e Risparmio Energetico 2007-2013, CNR-IGG, ISBN: 9788879580120.

Archie, Gustave E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the AIME 146 (01): 54-62.

ASHRAE, HVAC APP SI HDBK. 2011. HVAC applications handbook. SI Edition.

ASHRAE Research Summary – ASHRAE 1118-TRP. American Society of Heating, Refrigerating and AirConditioning Engineers.

Banks, David. 2012. An introduction to thermogeology: Ground source heating and cooling.

Bateman R., Park A., Harris A. (2011). MTPS sensor to determine thermal conductivity of geological samples. CTAS2011 Conference © Guelph Ontario, Canada.

Bellia, STEFANO, GIUSEPPE Lucido, PM Nuccio, and M. Valenza. 1981. Magmatismo in area trapanese in relazione all'evoluzione geodinamica della tetide. *Rend.Soc.it.Min.Petr* 38 (1): 163-74.

Bellon, H., Ch Coulon, and JB Edel. 1977. Le déplacement de la sardaigne; synthese des donnees geochronologiques, magmatiques et paleomagnetiques. *Bulletin De La Société Géologique De France*(4): 825-31.

Bloomer, JR. 1981. Thermal conductivities of mudrocks in the united kingdoms. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 14 (4): 357-62.

Botteghi S., Manzella A., Piezzo S. e Trumpy E. (2011). VIGOR: una proposta di sviluppo geotermico locale. Progetto VIGOR- Valutazione del Potenziale Geotermico delle Regioni della Convergenza, POI Energie Rinnovabili e Risparmio Energetico 2007-2013, CNR-IGG

Cassiani G.. Materiale fornito durante le lezioni frontali. Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, A.A. 2013/2014.

Catalano, R., B. D'argenio, L. Montanari, P. Renda, B. Abate, S. Monteleone, T. Macaluso, G. Pipitone, E. Di Stefano, and G. Lo Cicero. 1978. Contributi alla conoscenza della struttura della sicilia occidentale 1) il profilo palermo-sicciacca. *Memorie Della SocietaGeologica Italiana* 19 : 485-93.

Catalano, R., and C. Di Maggio. 1996. Sovrapposizione tettonica delle unità imeresi sulle panormidi nei monti di palermo (sicilia). *Naturalista Siciliano* 20 : 147-66.

Catalano, R., P. Di Stefano, A. Sulli, and FP Vitale. 1996. Paleogeography and structure of the central mediterranean: Sicily and its offshore area.

Tectonophysics 260 (4): 291-323. 1995. Evoluzione paleogeografica e strutturale della sicilia e dei mari adiacenti. Naturalista Siciliano 19 : 143-87.

Catalano, Raimondo. 2004. Geology of sicily: An introduction. Bocconeia 17 : 33-46.

Channell, JET, R. Catalano, and B. D'argenio. 1980. Palaeomagnetism and deformation of the mesozoic continental margin in sicily. Tectonophysics 61 (4): 391-407.

Clauser, C. 2006. Geothermal energy. Landolt-Börnstein, Group VIII: Advanced Materials and Technologies 3 : 493-604.

Clauser, Christoph. 2009. Heat transport processes in the Earth's crust. Surveys in Geophysics 30 (3): 163-91.

Clauser, Christoph, and Ernst Huenges. 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. Rock Physics & Phase Relations: A Handbook of Physical Constants: 105-26.

Davis, Michael G., David S. Chapman, Thomas M. Van Wagoner, and Phillip A. Armstrong. 2007. Thermal conductivity anisotropy of metasedimentary and igneous rocks. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) 112 (B5).

Davis, Stanley N. 1988. Sandstones and shales. Hydrogeology: Boulder, Colorado, Geological Society of America, the Geology of North America 2 : 323-32.

Dercourt, J. et al, LP Zonenshain, L-E Ricou, VG Kazmin, X. Le Pichon, AL Knipper, Cl Grandjacquet, IM Sbertshikov, J. Geysant, and Cl Lepvrier. 1986. Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the lias. *Tectonophysics* 123 (1): 241-315.

Di Sipio, Eloisa, Elisa Destro, Michele De Carli, Angelo Zarrella, Giuseppe Emmi, and Antonio Galgaro. UTES capability evaluation and mapping.

Di Sipio, Eloisa, Antonio Galgaro, Elisa Destro, A. GIARRETTA, Sergio Chiesa, Adele Manzella, and VIGOR Team. 2013. Thermal conductivity of rocks and regional mapping. Paper presented at European Geothermal Congress, .

Di Sipio, E., Galgaro, A., Destro, E., Teza, G., Chiesa, S., Giaretta, A., & Manzella, A. (2014). Subsurface thermal conductivity assessment in Calabria (southern Italy): a regional case study. *Environmental Earth Sciences*, 1-19

Dogliani, C., E. Gueguen, P. Harabaglia, and F. Mongelli. 1999. On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications* 156 (1): 541-61.

Faccenna, Claudio, Philippe Davy, Jean-Pierre Brun, Renato Funicello, Domenico Giardini, Massimo Mattei, and Thierry Nalpas. 1996. The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the tyrrenian sea. *Geophysical Journal International* 126 (3): 781-95.

Giunta, G., and F. Nigro. 1999. Tectono-sedimentary constraints to the oligocene-to-miocene evolution of the peloritani thrust belt (NE sicily). *Tectonophysics* 315 (1): 287-99.

Giunta, Giuseppe, and Vincenzo Liguori. 1973. Evoluzione paleotettonica della sicilia nord-occidentale. Bollettino Della Società Geologica Italiana 92 (4): 903-24.1972. Geologia dell'estremità nord-occidentale della siciliaFlaccovio.

Grobe M, Richardson RJH, Johnston K, Quibell J, Schillereff HS, Tsang B (2009) Importance of geoscience information in the implementation of closed-loop, ground-source heat pump systems (Geoexchange) in Alberta. Energy Resources Conservation Board, Alberta Geological Survey ERCB/AGS Open File Report 2009–09

Gueguen, Erwan, Carlo Doglioni, and Manuel Fernandez. 1998. On the post-25 ma geodynamic evolution of the western mediterranean. Tectonophysics 298 (1): 259-69.

HARRIS, A., and R. BATEMAN. 2013. Application of the modified transient plane source technique in testing the thermal conductivity of concrete. Thermal Conductivity 31/Thermal Expansion 19: 41.

Harrisa, Adam, and DN Sorensen. 2007. Thermal conductivity testing of minimal volumes of energetic powders. J Pyrotechnics 25 : 49-54.

Jessop, Alan M. 2013. Thermal conductivity of short sequences of rock. International Journal of Earth Sciences 102 (2): 483-91.2008. Models of thermal conductivity of crystalline rocks. International Journal of Earth Sciences 97 (2): 413-9.

Jorgensen, Donald G. 1989. Using Geophysical Logs to Estimate Porosity, Water Resistivity, and Intrinsic Permeability.

Lee, Youngmin, and David Deming. 1998. Evaluation of thermal conductivity temperature corrections applied in terrestrial heat flow studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 103 (B2): 2447-54.

Lindal, Baldur. 1973. Industrial and other applications of geothermal energy:(except power production and district heating).

Majorowicz, Jacek, Judith Chan, James Crowell, Will Gosnold, Larry M. Heaman, Jochem Kück, Greg Nieuwenhuis, Douglas R. Schmitt, Martyn Unsworth, and Nathaniel Walsh. 2014. The first deep heat flow determination in crystalline basement rocks beneath the western canadian sedimentary basin. *Geophysical Journal International* 197 (2): 731-47.

Malinverno, Alberto, and William BF Ryan. 1986. Extension in the tyrrhenian sea and shortening in the apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5 (2): 227-45.

Manger, George Edward. 1963. Porosity and Bulk Density of Sedimentary Rocks.

Mathis, N. (2000). Transient thermal conductivity measurements: comparison of destructive and nondestructive techniques. *High Temperatures High Pressures(UK)*, 32(3), 321-327

Midttømme, K., E. Roaldset, and P. Aagaard. 1998. Thermal conductivity of selected claystones and mudstones from england. *Clay Minerals* 33 (1): 131-45.

Mottaghy, Darius, Hans-Dieter Vosteen, and Rüdiger Schellschmidt. 2008. Temperature dependence of the relationship of thermal diffusivity versus

thermal conductivity for crystalline rocks. *International Journal of Earth Sciences* 97 (2): 435-42.

Muffler, P., and Raffaele Cataldi. 1978. Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics* 7 (2): 53-89.

Ogniben, L. 1960. Nota illustrativa dello schema geologico della sicilia nord-orientale. *Riv.Min.Sic* 64 (65): 183-212.

Özkahraman, HT, R. Selver, and EC Işık. 2004. Determination of the thermal conductivity of rock from P-wave velocity. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 41 (4): 703-8.

Pasquale, V., G. Gola, P. Chiozzi, and M. Verdoya. 2011. Thermophysical properties of the po basin rocks. *Geophysical Journal International* 186 (1): 69-81.

Popov, Yuri A., Sergei L. Pevzner, Vyacheslav P. Pimenov, and Raisa A. Romushkevich. 1999. New geothermal data from the kola superdeep well SG-3. *Tectonophysics* 306 (3): 345-66.

Rehault, JP, J. Mascle, and G. Boillot. 1984. Evolution géodynamique de la méditerranée depuis l'oligocène. *Mem.Soc.Geol.Ital* 27 : 85-96.

Rehault, JP, E. Moussat, and A. Fabbri. 1987. Structural evolution of the tyrrhenian back-arc basin. *Marine Geology* 74 (1): 123-50.

Reid, James, and Andrea Viezzoli. 2007. High-resolution near surface airborne electromagnetics? SkyTEM survey for uranium exploration at pells range, WA. *ASEG Extended Abstracts 2007* (1): 1-4.

Roure, F., DG Howell, C. Müller, and I. Moretti. 1990. Late cenozoic subduction complex of sicily. *Journal of Structural Geology* 12 (2): 259-66.

Sanner, B., E. Mands, MK Sauer, and E. Grundmann. 2008. Thermal response test, a routine method to determine thermal ground properties for GSHP design. *Proc.IEA HPC*: 04-35.

Scandone, P., G. Giunta, and V. Liguori. 1974. The connection between the apulia and sahara continental margins in the southern apennines and in sicily. *Mem.Soc.Geol.it* 13 (2): 317-23.

Schon, JH. 2004. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics, ser. *Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration*, K.Helbig and S.Treitel, Eds.Amsterdam, the Netherlands: Elsevier 18 .

Schön, 2011. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics..

Schütz, F., B. Norden, and DESIRE Group Förster. 2012. Thermal properties of sediments in southern israel: A comprehensive data set for heat flow and geothermal energy studies. *Basin Research* 24 (3): 357-76.

Seigel, HO. 1995. A guide to high precision land gravimeter surveys. Scintrex LTD, Concord, Ontraio.

Vosteen, Hans-Dieter, and Rüdiger Schellschmidt. 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 28 (9): 499-509.

Waples, Douglas W., and Jacob S. Waples. 2004. A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. part 1:

Minerals and nonporous rocks. *Natural Resources Research* 13 (2): 97-122..  
2004. A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals,  
and subsurface fluids. part 2: Fluids and porous rocks. *Natural Resources  
Research* 13 (2): 123-30.



## ALLEGATI

### ALLEGATO 1

Dati sondaggio geognostico profondo in località Dollarita nel Comune di Termini Imerese (PA) eseguito nell'ambito del Progetto VIGOR per la valutazione del potenziale geotermico delle Regioni Convergenza commissionato dal CNR alla società RCT srl.

**Coordinate (UTM 33):** 386574.00 E, 4204093.32 N



**Figura 6-2:** localizzazione pozzo e cassetta catalogatrice per POZZO TI 1



**Figura 3-4:** cassetta catalogatrice per POZZO TI 4 e POZZO TI 5

## Campione 1 (PA13)

**Litologia:** calcare marnoso grigio biancastro

**Età:** Eocene Medio-Superiore

**Formazione:** Polizzi (PO)

**Coordinate (UTM):** 385535.00 E, 4201929.00 N



**Figura 1-7:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcilutiti e calcari marnosi grigio biancastri in strati decimetrico-centimetrici a luoghi sottilmente laminati, alternati a livelli marnoso-argillosi grigiastri e talvolta violacei a foraminiferi planctonici (biozone a *Truncorotaloides rohri*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Tuborotalia cerroazulensis* s.l) e nannofossili calcarei (biozone NP 17 – NP 20); talora le marne sono grigio nerastre e bituminose. A luoghi sono presenti intercalazioni lenticolari di biocalcareniti e biocalciruditi risedimentate con macroforaminiferi (nummuliti, alveoline e discocycline). Spessore 20-170 m. Limite inferiore discordante su AVF. Ambiente di scarpata e bacino pelagico (Catalano et al, 2011).

## Campione 2 (PA15)

**Litologia:** argillite

**Età:** Lias Superiore-Cretacico Superiore

**Formazione:** Crisanti (CRI3)

**Coordinate (UTM):** 386585.00 E, 4202304.00 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione :** membro marnoso spongolitico, argilliti e marse silicee rosate, calcari marnosi silicei rossastri e biancastri sottilmente stratificati. Contengono spicole di spugna, radiolari, ostracodi, foraminiferi bentonici (*D. filiformis*, *Marginulina planiscula*) e planctonici (*Ticinella primula*). Sono presenti verso l'alto, intercalazioni lenticolari di biocalcareniti a frammenti di caprinidi, alghe e foraminiferi bentonici (*Orbitolina paronai*) sempre più frequenti nella parte alta della successione. Spessore 30-100 m. Limite inferiore netto e discordante (onlap) su CRI<sub>2</sub>. Ambiente di bacino-scarpata (Catalano et al, 2011).

### **Campione 3 (PA19)**

**Litologia:** arenaria giallastra

**Età:** Tortoniano Superiore-Messiniano Inferiore

**Formazione:** Terravecchia (TRV2)

**Coordinate (UTM):** 334850.91 E, 4191574.55 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** membro sabbioso, sabbie ed arenarie da giallastre a grigie, con stratificazione incrociata, con intercalazioni di peliti sabbiose e sottili livelli conglomeratici. Spessore 50-350 m. Limite inferiore diacrono con TRV<sub>1</sub>. Ambiente da fluviale a costiero (Catalano et al, 2011).

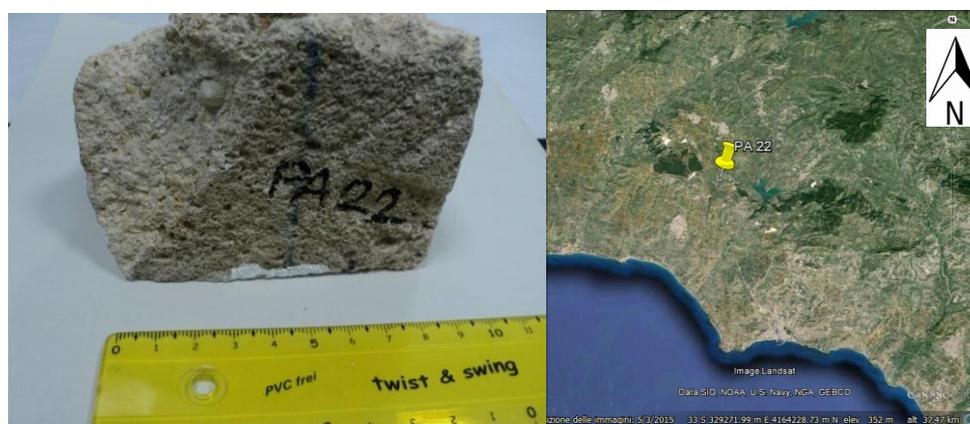
#### **Campione 4 (PA22)**

**Litologia:** Calcarea micritica scura, fossilifera

**Età:** Pleistocene Inferiore

**Formazione:** Sintema di Marsala (MRS)

**Coordinate (UTM):** 324964.05 E, 4168460.42 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** conglomerati, calcareniti bioclastiche a stratificazione incrociata con livelli lenticolari di conglomerati. Spessore massimo 30 m (Calcareniti di Favignana, MRS\_a). Nell'area di Monte Serro affiorano calcareniti e calciruditi bioclastiche (*Volga rugosa*, *Noripes latteus*, *Ostra edulis*, *Ceritium creanatus*, *Rissoa cimex*, *Bittium reticulatum*, *Phasinella*, *Clanculus jussei*) e in subordinate conglomerati quarzosi ed arenarie. A luoghi presenza di lenti sabbioso-argillose contenenti *Ditrupea*, *Keliella miliaris*, *Bathiarca pectunculoides*. Si riconoscono ostracodi (*Denodociterra prava*, *Cimbourilia latisolea*). Spessore 40 m. Limite inferiore è una superficie di inconformità con rapporti di onlap sui terreni più antichi. Ambiente di sedimentazione costiero, con una profondità compresa tra i 10 ed i 20m, formatosi in condizioni climatiche calde e posto nelle vicinanze di una a posidonie (Catalano et al, 2011).

## Campione 5 (PA25)

**Litologia:** calcare marnoso

**Età:** Pliocene Inferiore (Zancleano)

**Formazione:** Trubi (TRB)

**Coordinate (UTM):** 315567.00 E, 4183259.06 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** marne e calcari marnosi bianchi a foraminiferi planctonici (biozona a *Sphaeroidinellopsis* – MPL 1), passanti verso l'alto a marne sabbiose e argillose grigio-verdi o biancastre con foraminiferi planctonici (biozona a *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata* – MPL 3e *Globorotalia puncticulata* – MPL 4). Verso l'alto passano a calcareniti sabbioso-marnose, con gasteropodi, bivalvi e con *Amphistegina* sp. (TRB<sub>a</sub>). Spessore 60-120 m. Limite inferiore discordante su GPQ e GTL. Ambiente pelagico (Catalano et al, 2011).

## Campione 6 (AG35I 35.1)

**Litologia:** calcare marnoso

**Età:** Pliocene Inferiore (Zancleano)

**Formazione:** Trubi (TRB)

**Coordinate (UMT):** 313451.00 E, 4183519.00 N



**Descrizione:** marne e calcari marnosi bianchi a foraminiferi planctonici (biozona a *Sphaeroidinellopsis* – MPL 1), passanti verso l'alto a marne sabbiose e argillose grigio-verdi o biancastre con foraminiferi planctonici (biozona a *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata* – MPL 3 e *Globorotalia puncticulata* – MPL 4). Verso l'alto passano a calcareniti sabbioso-marnose, con gasteropodi, bivalvi e con *Amphistegina* sp. (TRB\_a). Spessore 60-120 m. Limite inferiore discordante su GPQ e GTL. Ambiente pelagico (Catalano et al, 2011).

**Campione 7 (AG35I 35.1 bis)**

**Litologia:** calcare marnoso

**Età:** Pliocene Inferiore (Zancleano)

**Formazione:** Trubi (TRB)

**Coordinate (UTM):** 313451.00 E, 4183519.00 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** marne e calcari marnosi bianchi a foraminiferi planctonici (biozona a *Sphaeroidinellopsis* – MPL 1), passanti verso l'alto a marne sabbiose e argillose grigio-verdi o biancastre con foraminiferi planctonici (biozona a *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata* – MPL 3e *Globorotalia puncticulata* – MPL 4). Verso l'alto passano a calcareniti sabbioso-marnose, con gasteropodi, bivalvi e con *Amphistegina* sp. (TRB<sub>a</sub>). Spessore 60-120 m. Limite inferiore discordante su GPQ e GTL. Ambiente pelagico (Catalano et al, 2011).

### **Campione 8 (MO4)**

**Litologia:** calcilutite marnosa

**Età:** Cenomaniano- Eocene

**Formazione:** Fm. Inici

**Coordinate (UTM):** 317756.00 E, 4174742.02 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcilutiti marmose bianche o rosate, contenenti lenti e liste di selce nera. Le microfaune sono caratterizzate da globotruncane.

## **Campione 9 (MO6)**

**Litologia:** calcare dolomitico

**Età:** Giurassico

**Formazione:** Calcari di piattaforma carbonatica

**Coordinate (UTM):** 320298.00 E, 4171129.00 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcari nodulari rossi ad ammoniti e belemniti.

## Campione 10 (TE1)

**Litologia:** pelite

**Età:** Oligocene Superiore-Miocene Inferiore

**Formazione:** Flysch Numidico (FYN2)

**Coordinate (UTM):** 381942.15 E, 4201825.17 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** membro Portella Colla, prevalenti peliti di colore bruno, talora manganesifere, con laminazione piano-parallela in cui si intercalano livelli di arenarie quarzose e gradate (FYN<sub>2a</sub>). Contengono microfaune a foraminiferi planctonici (biozone a *Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperoensis ciperoensis*, *Catapsidrax dissimilis*) e nannofossili calcarei (biozone NP 24, NP 25). Intercalati nei livelli inferiori di biocalcareni risedimentate a macroforaminiferi (*Lepidocyclina* spp.) (FYN<sub>2b</sub>) e nei livelli superiori breccie carbonatiche ad elementi mesozoici (megabreccie di San Salvatore, FYN<sub>2c</sub>). Spessore 100-300 m. Ambiente di scarpata e base di scarpata (Catalano et al, 2011).

**Campione 11 (MO9)**

**Litologia:** calcare dolomitico

**Età:** Miocene

**Formazione:** Unità Monte Magaggiaro – Pizzo Telegrafo (Mc)

**Coordinate (UTM):** 323381.00 E, 4167789.00 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcari dolomitici biancastri massivi a *Megalodon*, talora fortemente dolomizzati, passanti a calcari biancastri in grossi banchi.

## Campione 12 (TE2)

**Litologia:** pelite

**Età:** Oligocene Superiore-Miocene Inferiore

**Formazione:** Flysch Numidico (FYN2)

**Coordinate (UTM):** 380648.09 E, 4198823.42 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** membro Portella Colla, prevalenti peliti di colore bruno, talora manganesifere, con laminazione piano-parallela in cui si intercalano livelli di arenarie quarzose e gradate (FYN<sub>2a</sub>). Contengono microfaune a foraminiferi planctonici (biozone a *Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperoensis ciperoensis*, *Catapsidrax dissimilis*) e nannofossili calcarei (biozone NP 24, NP 25). Intercalati nei livelli inferiori di biocalcareni risedimentate a macroforaminiferi (*Lepidocyclina* spp.) (FYN<sub>2b</sub>) e nei livelli superiori breccie carbonatiche ad elementi mesozoici (megabreccie di San Salvatore, FYN<sub>2c</sub>). Spessore 100-300 m. Ambiente di scarpata e base di scarpata (Catalano et al, 2011).

### **Campione 13 (RO1)**

**Litologia:** calcare nodulare rosato-nocciola

**Età:** Giurassico

**Formazione:** Formazione Buccheri (BCH)

**Coordinate (UTM):** 334570.00 E, 4190240.00 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcare nodulare a Saccocoma e ad ammoniti, livelli condensati con croste ferromanganesifere (rosso ammonitico superiore). Spessore 30 m circa. A Vicari affiorano calcareniti e calciruditi a briozi e frammenti di boundstone a coralli. Spessore 35m. Calcari diasprigni rosso-verdastri, brecciole silicizzate e marne verdi (membro radiolaritico intermedio) (Catalano et al, 2011).

## Campione 14 (RO2)

**Litologia:** calcilutite rosata

**Età:** Cretacico Superiore-Eocene Superiore

**Formazione:** Formazione Amerillo (AMM)

**Coordinate (UTM):** 334515.00 E, 4190218.00 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcilutiti bianche a foraminiferi planctonici con liste e noduli di selce con intercalazioni di marne e calcari rossastri. Contengono radiolari, foraminiferi planctonici (biozone a *Dicarinella asymerica*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncanella havanensis*, *Gansserina gansseri*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Turborotalia cerroazulensis* s.l.) (Catalano et al, 2011).

**Campione 15 (MO7)**

**Litologia:** calcarenite

**Età:** Pliocene

**Formazione:** Calcareniti ad Amphistegina (Pbc)

**Coordinate (UTM):** 324890.00 E, 4169816.01 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione localizzazione

**Descrizione litologica:** Calcareniti ad Amphistegina, spessore circa 50m ambiente di piattaforma carbonatica, in banchi in genere clinostatificati.

**Campione 16 (MO8)**

**Litologia:** calcare bianco

**Età:** Oligocene

**Formazione:** (OMS)

**Coordinate (UTM):** 322731.00 E, 4168071.00 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione localizzazione

**Descrizione:** calcari marnosi e marne a foraminiferi planctonici con intercalazioni di megabrecce carbonatiche e livelli di calcareniti bioclastiche.

## Campione 17 (TII)

**Litologia:** calcare compatto di colore grigio intensamente fratturato

**Età:** Triassico Superiore

**Formazione:** Formazione Scillato (SCT)

**Coordinate (UTM):** 389320.18 E, 4201738.19 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcari con selce alternati a marne fissili grigio-verdi con radiolari, lamellibranchi pelagici (*Halobia* spp., *Daonella* ss.), ammonoidi e conodonti (*Paragondolella polygnathiformis*, *P. carpathica*, *Epigondolella pseudodiebeli*, *Metapolygnathus commuisti*). Verso l'altocalcilutiti e calcareniti laminate e gradate, marne policrome e doloruditi massive. Spessore 40-400 m. Limite inferiore da netto a graduale con locali disarmonie su MUF. Ambiente di bacino-scarpata deposizionale (Catalano et al, 2011).

## Campione 18 (Pozzo TI1)

**Litologia:** calcare grigio da fratturato a intensamente fratturato

**Età:** Eocene-Oligocene Inferiore

**Formazione:** Formazione Caltavuturo (CAL)

**Coordinate (UTM):** 386574.00 E, 4204093.32 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcilutiti e calcari marnosi alternati a marne argillose, talora scagliettate, rosso vinaccia, rosate e grigiastre in strati centimetrici con laminazioni parallele e noduli o liste di selce nerastre o rosse. Contenuto fossilifero costituito da foraminiferi planctonici riferibili alle biozone a *Morozovella subbotinae*, a *Morozovella formosa formosa*, ad *Acarina bullbroki*, a *Globigerinatheka semiinvoluta*, a *Turborotalia cerroazulensis* s.l., e nanfossili calcarei (biozone a *Discoaster sublodoensis*, a *Discoaster saipanensis*, a *Sphenolithus pseudoradians* [NP14-NP20]), radiolari e spicole di spugna. Verso l'alto intercalazioni di corpi metrici di biocalcareni a macroforaminiferi (*Nummulites partschi*, *N. praecucasi*, *Lepidocyclina* spp.). Alla sommità, a luoghi, marne grigio nerastre con foraminiferi planctonici della biozona a *Cassigerinella chipolensis*-*Pseudohastigerina micra* e nanfossili calcarei (biozona NP23). Spessore 50-150 m. Limite inferiore netto e discordante su CRI. Ambiente di scarpata-bacino.

### Campione 19 (Pozzo TI4)

**Litologia:** calcare grigio fratturato loc. intensamente fratturato

**Età:** Eocene-Oligocene Inferiore

**Formazione:** Formazione Caltavuturo (CAL)

**Coordinate (UTM):** 386574.00 E, 4204093.32 N



Figura 1-2: dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcilutiti e calcari marnosi alternati a marne argillose, talora scagliettate, rosso vinaccia, rosate e grigiastre in strati centimetrici con laminazioni parallele e noduli o liste di selce nerastre o rosse. Contenuto fossilifero costituito da foraminiferi planctonici riferibili alle biozone a *Morozovella subbotinae*, a *Morozovella formosa formosa*, ad *Acarina bullbroki*, a *Globigerinatheka* semiinvoluta, a *Turborotalia cerroazulensis* s.l., e nanfossili calcarei (biozone a *Discoaster sublodoensis*, a *Discoaster saipanensis*, a *Sphenolithus pseudoradians* [NP14-NP20]), radiolari e spicole di spugna. Verso l'alto intercalazioni di corpi metrici di biocalcareni a macroforaminiferi (*Nummulites partschi*, *N. praecucasi*, *Lepidocyclina* spp.). Alla sommità, a luoghi, marne grigio nerastre con foraminiferi planctonici della biozona a *Cassigerinella chipolensis*-*Pseudohastigerinamicra* e nanfossili calcarei (biozona NP23). Spessore 50-150 m. Limite inferiore netto e discordante su CRI. Ambiente di scarpata-bacino (Catalano et al, 2011).

## Campione 20 (Pozzo TI5)

**Litologia:** calcare grigiastro compatto loc. fratturato

**Età:** Eocene-Oligocene Inferiore

**Formazione:** Formazione Caltavuturo (CAL)

**Coordinate (UTM):** 386574.00 E, 4204093.32 N



**Figura 1-2:** dettaglio campione e localizzazione

**Descrizione:** calcilutiti e calcari marnosi alternati a marne argillose, talora scagliettate, rosso vinaccia, rosate e grigiastre in strati centimetrici con laminazioni parallele e noduli o liste di selce nerastre o rosse. Contenuto fossilifero costituito da foraminiferi planctonici riferibili alle biozone a *Morozovella subbotinae*, a *Morozovella formosa formosa*, ad *Acarina bullbroki*, a *Globigerinatheka semiinvoluta*, a *Turborotalia cerroazulensis* s.l., e nannofossili calcarei (biozone a *Discoaster sublodoensis*, a *Discoaster saipanensis*, a *Sphenolithus pseudoradians* [NP14-NP20]), radiolari e spicole di spugna. Verso l'alto intercalazioni di corpi metrici di biocalcareni a macroforaminiferi (*Nummulites partschi*, *N. praecucasi*, *Lepidocyclina* spp.). Alla sommità, a luoghi, marne grigio nerastre con foraminiferi planctonici della biozona a *Cassigerinella chipolensis*-*Pseudohastigerinamicra* e nannofossili calcarei (biozona NP23). Spessore 50-150 m. Limite inferiore netto e discordante su CRI. Ambiente di scarpata-bacino (Catalano et al, 2011).

## ALLEGATO 2

### Risultati delle misure di conducibilità termica

PA25	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
	$\lambda$ Perp			$\lambda$ Paral		
campione / # posizione misura	PA25/1	PA25/2	PA25/3	PA25 /1 bis	PA25/2	PA25/3
misura 1	1,00	1,01	1,09	1,09	1,06	1,13
misura 2	1,01	1,02	1,09	1,10	1,07	1,13
misura 3	1,02	1,03	1,11	1,11	1,08	1,14
misura 4	1,02	1,03	1,12	1,11	1,09	1,14
misura 5	1,01	1,03	1,11	1,10	1,08	1,13
misura 6	1,01	1,04	1,12	1,12	1,08	1,14
valori medi del punto misurato	1,01	1,03	1,11	1,10	1,08	1,13
SD relativa al singolo punto	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	1,02				1,11	
SD relativa	0,00				0,00	
Fattore di anisotropia	1,09					
Med pond delle 2 facce	1,07					
SD med pond delle 2 facce	0,003					

PA13	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	PA13/1	PA13/2	PA13/3	PA13/1	PA13/2	PA13/3
misura 1	3,29	3,08	3,18	2,93	3,24	2,93
misura 2	3,30	3,08	3,18	2,94	3,24	3,00
misura 3	3,33	3,10	3,18	2,97	3,27	3,05
misura 4	3,33	3,09	3,20	2,98	3,25	3,06
misura 5	3,33	3,11	3,20	2,97	3,25	3,06
misura 6	3,33	3,10	3,19	2,98	3,26	3,09
valori medi del punto misurato	3,32	3,09	3,19	2,96	3,25	3,03
SD relativa al singolo punto	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,06
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,17				3,18	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	1,00					
Med pond delle 2 facce	<b>3,17</b>					
SD med pond delle 2 facce	0,01					

	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
<b>TI 1</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	TI 1/1	TI 1/2	TI 1/3	TI 1/1	TI 1/2	TI 1/3
misura 1	3,47	3,39	3,49	3,58	3,46	3,53
misura 2	3,45	3,35	3,48	3,58	3,48	3,52
misura 3	3,47	3,33	3,51	3,59	3,47	3,52
misura 4	3,46	3,35	3,50	3,60	3,45	3,54
misura 5	3,46	3,34	3,52	3,61	3,49	3,51
misura 6	3,51	3,39	3,53	3,60	3,44	3,55
valori medi del punto misurato	3,47	3,36	3,50	3,59	3,46	3,53
SD relativa al singolo punto	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,45				3,54	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	1,02					
Med pond delle 2 facce	3,51					
SD med pond delle 2 facce	0,01					

	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
<b>Pozzo TI4</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	PozTI4/1	PozTI4/2	PozTI4/3	PozTI4/1	PozTI4/2	PozTI4/3
misura 1	3,29	3,44	3,50	3,43	3,25	3,34
misura 2	3,28	3,45	3,49	3,43	3,25	3,36
misura 3	3,29	3,45	3,49	3,41	3,26	3,38
misura 4	3,29	3,43	3,49	3,42	3,29	3,38
misura 5	3,31	3,45	3,51	3,44	3,29	3,36
misura 6	3,29	3,45	3,49	3,47	3,28	3,38
valori medi del punto misurato	3,29	3,44	3,49	3,43	3,27	3,37
SD relativa al singolo punto	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,41				3,36	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	0,98					
Med pond delle 2 facce	3,40					
SD med pond delle 2 facce	0,005					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
<b>Pozzo TI5</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	PozTI5/1	PozTI5/2	PozTI5/3	PozTI5/1	PozTI5/2	PozTI5/3
misura 1	3,20	3,41	3,43	3,25	3,43	3,34
misura 2	3,20	3,38	3,45	3,25	3,38	3,31
misura 3	3,24	3,40	3,44	3,27	3,39	3,33
misura 4	3,21	3,43	3,43	3,27	3,39	3,31
misura 5	3,22	3,42	3,45	3,27	3,41	3,34
misura 6	3,22	3,38	3,44	3,32	3,47	3,34
valori medi del punto misurato	3,22	3,40	3,44	3,27	3,41	3,33
SD relativa al singolo punto	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,38				3,32	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	0,98					
Med pond delle 2 facce	3,37					
SD med pond delle 2 facce	0,01					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
<b>Pozzo T1</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	PozT1/1	PozT1/2	PozT1/3	PozT1/1	PozT1/2	PozT1/3
misura 1	3,43	3,28	3,19	3,37	3,25	3,43
misura 2	3,45	3,30	3,20	3,38	3,25	3,45
misura 3	3,44	3,31	3,23	3,36	3,22	3,44
misura 4	3,48	3,29	3,20	3,38	3,24	3,43
misura 5	3,46	3,33	3,22	3,37	3,25	3,43
misura 6	3,47	3,31	3,19	3,38	3,26	3,43
valori medi del punto misurato	3,45	3,30	3,21	3,37	3,25	3,43
SD relativa al singolo punto	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,31				3,39	
SD relativa	0,01				0,00	
Fattore di anisotropia	1,02					
Med pond delle 2 facce	3,37					
SD med pond delle 2 facce	0,004					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
<b>MO6</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	MO6/1	MO6/2	MO6/3	MO6/1	MO6/2	MO6/3
misura 1	2,56	2,74	3,32	3,30	2,81	2,70
misura 2	2,58	2,70	3,32	3,30	2,83	2,73
misura 3	2,60	2,68	3,32	3,31	2,85	2,75
misura 4	2,58	2,70	3,35	3,32	2,85	2,76
misura 5	2,60	2,64	3,32	3,31	2,87	2,77
misura 6	2,61	2,66	3,34	3,29	2,85	2,77
valori medi del punto misurato	2,59	2,69	3,33	3,30	2,84	2,75
SD relativa al singolo punto	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,05			3,19		
SD relativa	0,01			0,01		
Fattore di anisotropia	1,05					
Med pond delle 2 facce	3,14					
SD med pond delle 2 facce	0,01					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
<b>RO1</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	RO1/1	RO1/2	RO1/3	RO1/1	RO1/2	RO1/3
misura 1	3,35	3,38	3,38	3,21	3,34	3,35
misura 2	3,33	3,40	3,41	3,21	3,35	3,34
misura 3	3,32	3,39	3,40	3,22	3,33	3,33
misura 4	3,34	3,39	3,37	3,23	3,38	3,38
misura 5	3,34	3,39	3,39	3,21	3,38	3,34
misura 6	3,32	3,39	3,39	3,23	3,33	3,37
valori medi del punto misurato	3,33	3,39	3,39	3,22	3,35	3,35
SD relativa al singolo punto	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,38			3,26		
SD relativa	0,01			0,01		
Fattore di anisotropia	0,96					
Med pond delle 2 facce	3,35					
SD med pond delle 2 facce	0,004					

MO8	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	MO8/1	MO8/2	MO8/3	MO8/1	MO8/2	MO8/3
misura 1	1,61	1,69	1,79	1,67	1,61	1,55
misura 2	1,65	1,70	1,81	1,68	1,62	1,55
misura 3	1,66	1,72	1,81	1,67	1,62	1,55
misura 4	1,65	1,70	1,80	1,68	1,63	1,56
misura 5	1,65	1,72	1,81	1,67	1,62	1,57
misura 6	1,65	1,72	1,81	1,67	1,63	1,56
valori medi del punto misurato	1,65	1,71	1,81	1,67	1,62	1,56
SD relativa al singolo punto	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	1,75				1,64	
SD relativa	0,01				0,00	
Fattore di anisotropia	0,94					
Med pond delle 2 facce	1,66					
SD med pond delle 2 facce	0,003					

MO9	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	MO9/1	MO9/2	MO9/3	MO9/1	MO9/2	MO9/3
misura 1	1,42	1,60	1,19	1,68	1,77	1,84
misura 2	1,42	1,60	1,19	1,69	1,79	1,83
misura 3	1,45	1,61	1,19	1,68	1,78	1,83
misura 4	1,43	1,60	1,20	1,68	1,80	1,83
misura 5	1,43	1,62	1,21	1,70	1,81	1,84
misura 6	1,42	1,64	1,20	1,69	1,78	1,85
valori medi del punto misurato	1,43	1,61	1,19	1,69	1,79	1,84
SD relativa al singolo punto	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	1,34				1,77	
SD relativa	0,01				0,00	
Fattore di anisotropia	1,31					
Med pond delle 2 facce	1,60					
SD med pond delle 2 facce	0,004					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
<b>RO2</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	RO2/1	RO2/2	RO2/3	RO2/1	RO2/2	RO2/3
misura 1	2,86	2,94	2,70	2,56	2,75	2,82
misura 2	2,90	2,96	2,70	2,59	2,77	2,82
misura 3	2,92	2,96	2,70	2,58	2,75	2,84
misura 4	2,91	2,96	2,71	2,61	2,74	2,81
misura 5	2,90	2,98	2,71	2,60	2,74	2,83
misura 6	2,91	2,97	2,71	2,61	2,75	2,84
valori medi del punto misurato	2,90	2,96	2,70	2,59	2,75	2,83
SD relativa al singolo punto	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	2,76				2,76	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	1,00					
Med pond delle 2 facce	2,76					
SD med pond delle 2 facce	0,004					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
<b>AG35.1</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	AG35.1/1	AG35.1/2	AG35.1/3	AG35.1/1	AG35.1/2	AG35.1/3
misura 1	1,00	1,97	1,61	1,47	1,75	2,16
misura 2	1,01	1,99	1,62	1,48	1,76	2,18
misura 3	1,02	1,99	1,62	1,49	1,79	2,18
misura 4	1,02	2,01	1,62	1,50	1,79	2,18
misura 5	1,01	2,00	1,62	1,50	1,79	2,17
misura 6	1,01	2,00	1,63	1,50	1,82	2,18
valori medi del punto misurato	1,01	1,99	1,62	1,49	1,78	2,18
SD relativa al singolo punto	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	1,28				1,92	
SD relativa	0,00				0,01	
Fattore di anisotropia	1,51					
Med pond delle 2 facce	1,44					
SD med pond delle 2 facce	0,003					

MO4	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	MO4/1	MO4/2	MO4/3	MO4/1	MO4/2	MO4/3
misura 1	2,11	1,98	2,15	2,00	2,15	2,14
misura 2	2,12	2,02	2,16	1,99	2,16	2,16
misura 3	2,11	2,03	2,16	2,01	2,14	2,15
misura 4	2,12	2,04	2,16	2,03	2,16	2,16
misura 5	2,11	2,05	2,17	2,03	2,17	2,16
misura 6	2,10	2,05	2,16	2,04	2,17	2,16
valori medi del punto misurato	2,11	2,03	2,16	2,02	2,16	2,15
SD relativa al singolo punto	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	2,13				2,14	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	1,00					
Med pond delle 2 facce	2,14					
SD med pond delle 2 facce	0,004					

PA 15	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	PA 15/1	PA 15/2	PA 15/3	PA 15/1	PA 15/2	PA 15/3
misura 1	3,58	3,57	3,60	3,60	3,60	3,45
misura 2	3,59	3,57	3,63	3,60	3,60	3,45
misura 3	3,61	3,56	3,61	3,59	3,59	3,42
misura 4	3,62	3,57	3,63	3,58	3,58	3,46
misura 5	3,62	3,55	3,63	3,59	3,59	3,46
misura 6	3,62	3,57	3,64	3,61	3,61	3,43
valori medi del punto misurato	3,61	3,56	3,62	3,60	3,60	3,44
SD relativa al singolo punto	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,58				3,56	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	0,99					
Med pond delle 2 facce	3,57					
SD med pond delle 2 facce	0,005					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
<b>AG35.1bis</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	35.1bis/1	35.1bis/2	35.1bis/3	35.1bis/1	35.1bis/2	35.1bis/3
misura 1	1,75	1,44	1,21	2,01	1,43	1,66
misura 2	1,76	1,45	1,23	2,03	1,45	1,66
misura 3	1,76	1,47	1,25	2,02	1,45	1,66
misura 4	1,77	1,47	1,26	2,02	1,46	1,67
misura 5	1,78	1,47	1,27	2,01	1,46	1,67
misura 6	1,78	1,47	1,29	2,01	1,46	1,68
valori medi del punto misurato	1,77	1,46	1,25	2,02	1,45	1,67
SD relativa al singolo punto	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	1,61				1,76	
SD relativa	0,01				0,00	
Fattore di anisotropia	1,09					
Med pond delle 2 facce	1,72					
SD med pond delle 2 facce	0,004					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
<b>TE1</b>	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	TE1/1	TE1/2	TE1/3	TE1/1	TE1/2	TE1/3
misura 1	3,59	3,56	3,38	3,43	3,34	3,50
misura 2	3,61	3,58	3,38	3,48	3,38	3,50
misura 3	3,59	3,54	3,42	3,46	3,43	3,52
misura 4	3,62	3,59	3,41	3,45	3,40	3,52
misura 5	3,61	3,59	3,40	3,51	3,40	3,54
misura 6	3,57	3,54	3,38	3,51	3,40	3,51
valori medi del punto misurato	3,60	3,57	3,39	3,47	3,39	3,51
SD relativa al singolo punto	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	3,51				3,49	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	0,99					
Med pond delle 2 facce	3,50					
SD med pond delle 2 facce	0,01					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
PA 22	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	PA 22/1	PA 22/2	PA 22/3	PA 22/1	PA 22/2	PA 22/3
misura 1	1,30	1,47	1,56	1,71	1,61	1,23
misura 2	1,31	1,48	1,57	1,71	1,62	1,23
misura 3	1,32	1,48	1,58	1,72	1,63	1,23
misura 4	1,31	1,47	1,57	1,72	1,63	1,23
misura 5	1,32	1,47	1,58	1,74	1,64	1,23
misura 6	1,32	1,48	1,58	1,74	1,63	1,24
valori medi del punto misurato	1,31	1,47	1,57	1,72	1,62	1,23
SD relativa al singolo punto	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	1,45				1,33	
SD relativa	0,00				0,00	
Fattore di anisotropia	0,92					
Med pond delle 2 facce	1,39					
SD med pond delle 2 facce	0,003					

CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )						
TE 2	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	TE 2/1	TE 2/2	TE 2/3	TE 2/1	TE 2/2	TE 2/3
misura 1	2,55	2,47	2,58	2,43	2,44	2,43
misura 2	2,57	2,47	2,59	2,43	2,46	2,43
misura 3	2,57	2,52	2,59	2,45	2,46	2,43
misura 4	2,58	2,49	2,59	2,47	2,46	2,44
misura 5	2,60	2,51	2,59	2,46	2,45	2,44
misura 6	2,58	2,51	2,62	2,45	2,48	2,47
valori medi del punto misurato	2,58	2,50	2,59	2,45	2,46	2,44
SD relativa al singolo punto	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	2,57				2,45	
SD relativa	0,01				0,01	
Fattore di anisotropia	0,95					
Med pond delle 2 facce	2,50					
SD med pond delle 2 facce	0,01					

<b>MO 7</b>	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	MO 7/1	MO 7/2	MO 7/3	MO 7/1	MO 7/2	MO 7/3
misura 1	0,90	1,06	1,14	0,97	0,96	0,80
misura 2	0,90	1,07	1,14	0,98	0,96	0,80
misura 3	0,90	1,07	1,13	0,97	0,95	0,80
misura 4	0,90	1,07	1,13	0,98	0,94	0,80
misura 5	0,89	1,06	1,12	0,97	0,94	0,79
misura 6	0,89	1,06	1,12	0,98	0,94	0,79
valori medi del punto misurato	0,90	1,06	1,13	0,98	0,95	0,80
SD relativa al singolo punto	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	1,05				0,93	
SD relativa	0,00				0,00	
Fattore di anisotropia	0,88					
Med pond delle 2 facce	0,99					
SD med pond delle 2 facce	0,002					

<b>PA 19</b>	CONDUCIBILITÀ ( $\lambda$ ) ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )					
	$\lambda$ Perp measured [W/m,s]			$\lambda$ Paral measured [W/m,s]		
campione / # posizione misura	PA 19/1	PA 19/2	PA 19/3	PA 19/1	PA 19/2	PA 19/3
misura 1	1,69	1,63	1,30	1,61	1,70	1,22
misura 2	1,69	1,62	1,30	1,61	1,71	1,17
misura 3	1,69	1,62	1,30	1,61	1,72	1,19
misura 4	1,69	1,63	1,30	1,61	1,72	1,18
misura 5	1,70	1,62	1,30	1,62	1,71	1,19
misura 6	1,71	1,63	1,29	1,63	1,71	1,19
valori medi del punto misurato	1,70	1,62	1,30	1,61	1,71	1,19
SD relativa al singolo punto	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
VAR [W2/m2,s2]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Valore rappresentativo faccia	1,51				1,62	
SD relativa	0,00				0,01	
Fattore di anisotropia	1,07					
Med pond delle 2 facce	1,53					
SD med pond delle 2 facce	0,002					

