

Scuola di Scienze  
Dipartimento di Fisica e Astronomia  
Corso di Laurea in Fisica

---

**Distribuzione dei fenomeni di  
fulminazione in relazione all'orografia e  
alla tipologia di suolo sul Gran Sasso**

---

**Relatore:**  
**Prof. Federico Porcù**

**Presentata da:**  
**Davide Sabatani**

# Indice

<b>Abstract</b>	<b>1</b>
<b>1 Cause fisiche della fulminazione</b>	<b>3</b>
1.1 Cenni di elettromagnetismo . . . . .	3
1.1.1 Campo elettrico e potenziale elettrico . . . . .	3
1.1.2 La superficie terrestre come conduttore . . . . .	4
1.1.3 Campo elettrico generato da una nube di tripolo . . . . .	5
1.1.4 Campo magnetico generato da una scarica . . . . .	6
1.1.5 La legge di Faraday-Lenz . . . . .	6
1.2 L'atmosfera e le sue caratteristiche elettriche . . . . .	7
1.2.1 Densità elettronica dell'atmosfera . . . . .	8
1.2.2 Conducibilità elettrica in atmosfera . . . . .	9
1.2.3 Circuito elettrico globale . . . . .	11
<b>2 I fulmini</b>	<b>12</b>
2.1 La formazione di un temporale . . . . .	12
2.1.1 Elettrificazione di una nube . . . . .	14
2.1.2 Il CPTP: <i>Cloud Physics Thunder Parameter</i> . . . . .	17
2.2 Formazione e classificazione di fulmini . . . . .	17
2.2.1 La formazione del fulmine . . . . .	17
2.2.2 Condizioni di avvio di fulminazione . . . . .	18
2.2.3 Classificazione dei fulmini . . . . .	19
2.2.4 Avvio e meccanismo del fulmine . . . . .	20
<b>3 Il rilevamento dei fulmini</b>	<b>26</b>
3.1 Segnali di rilevamento . . . . .	26
3.1.1 Variazione di campo elettrico e magnetico . . . . .	26
3.1.2 Segnali acustici . . . . .	27
3.1.3 Radiazioni elettromagnetiche . . . . .	28
3.2 Analisi dei segnali . . . . .	30
3.2.1 Metodi LF . . . . .	30
3.2.2 Metodi VLF . . . . .	33
3.2.3 Metodi VHF . . . . .	34
3.2.4 Analisi di arrivo del tuono . . . . .	34
3.2.5 Efficienza ed accuratezza . . . . .	35

<b>4</b>	<b>Le reti di fulminazione al suolo</b>	<b>37</b>
4.1	La rete di fulminazione LINET . . . . .	37
4.1.1	Il sensore della LINET . . . . .	38
4.1.2	Caratteristiche della LINET . . . . .	38
4.1.3	Dati su fulminazioni totali . . . . .	38
4.1.4	Sensibilità ad ogni fulminazione . . . . .	39
<b>5</b>	<b>Applicazioni dei dati di fulminazione</b>	<b>43</b>
5.1	Frequenza e distribuzione . . . . .	43
5.2	Fulminazioni e fisica dell'atmosfera . . . . .	45
5.2.1	I fulmini e la pioggia . . . . .	45
5.2.2	I fulmini e la grandine . . . . .	45
5.2.3	I fulmini e il clima . . . . .	47
5.2.4	I fulmini e le variazioni stagionali . . . . .	48
5.3	Fulminazioni, uso del suolo e orografia . . . . .	48
5.3.1	I fulmini e l'uso del suolo . . . . .	48
5.3.2	I fulmini e la tipologia del suolo . . . . .	50
5.3.3	I fulmini e l'orografia . . . . .	50
<b>6</b>	<b>Analisi di dati di fulminazione LINET, <i>land type</i>, <i>elevation</i> e <i>slope</i></b>	<b>52</b>
6.1	Introduzione . . . . .	52
6.2	I dati . . . . .	53
6.2.1	Dati di fulminazione LINET . . . . .	53
6.2.2	Dati di elevazione, pendenza e copertura del suolo . . . . .	53
6.2.3	Approccio sperimentale . . . . .	54
6.3	Risultati . . . . .	55
6.3.1	Analisi statistiche dei dati di fulminazione . . . . .	55
6.3.2	Variazioni diurne di fulminazioni . . . . .	55
6.3.3	Variazioni stagionali di fulminazioni . . . . .	56
6.3.4	Relazione tra occorrenza di fulminazioni, altitudine, pendenza e proprietà del suolo . . . . .	59
6.3.5	Cenni conclusivi . . . . .	65
	<b>Conclusioni</b>	<b>66</b>
	<b>Ringraziamenti</b>	<b>72</b>

# Abstract

Il fulmine è un evento atmosferico che dagli albori della civiltà umana rispecchia un simbolo di progresso, distruzione ed impeto. Questo fenomeno rappresenta il meccanismo con cui una nube scarica parzialmente parte della propria energia. Nel corso degli anni, dai nostri avi ai giorni nostri, questo singolare evento è stato un centro di particolare interesse, sia per la sua magnificenza che per la pericolosità che nasconde. Difatti, solitamente esso è associato a fenomeni intensi quali tempeste e a ingenti danni a strutture, agricoltura e a ciò che fa parte della vita di tutti i giorni. Basti pensare che la fulminazione è uno degli eventi naturali, insieme a tornadi ed altri, con maggior mortalità e con maggior danni alle attività antropologiche.

Di recente e sempre con più enfasi, i fenomeni di fulminazione ricevono attenzione dalla comunità scientifica perché, dal punto di vista fisico, i meccanismi di formazione di questi eventi non sono del tutto chiari.

Inoltre i fulmini e l'aumento della frequenza di fulminazione possono essere sintomi di cambiamenti climatici sia globali sia locali. È provato che essi siano positivamente correlati all'aumento di temperatura, di concentrazione di ossido d'azoto  $\text{NO}_3$  (*Schumann e Huntrieser, 2007*), di  $\text{PM}_{10}$  (*Kar e Liou, 2019*) e di  $\text{O}_3$  (*Price e Asfur, 2006*) nell'aria, conseguentemente all'aumento di aree urbane e al riscaldamento globale. Interessanti studi (*Kotroni e Lagouvardos, 2008; Garcia et al. 2015; Sisniega et al. 2017; et al.*) mostrano una relazione tra occorrenza di fulminazioni e uso del suolo in più località europee; altri ne esplicitano la reale dipendenza con le caratteristiche orografiche del territorio (*Kotroni e Lagouvardos, 2008; Feudale e Manzato, 2014; et al.*).

Questo elaborato e il lavoro che lo caratterizza sono rivolti all'approfondimento e allo studio di una possibile dipendenza tra densità di fulminazione e caratteristiche del suolo nel Gran Sasso abruzzese. Una parte introduttiva chiarisce le cause fisiche che portano alla formazione dei fulmini, la loro classificazione e le tecniche di rilevazione del fenomeno. In seguito sono esposte le reti di fulminazione, in particolare la rete LINET, le loro principali caratteristiche e le possibili applicazioni dei dati di fulminazione in fisica dell'atmosfera. La sezione principale della tesi è dedicata ad un'analisi statistica di dati di fulminazione, di dati del suolo, di quota e pendenza, in modo da investigare possibili correlazioni positive tra caratteri del suolo, orografici e ambientali e densità di fulminazioni nella regione di interesse.

# Capitolo 1

## Cause fisiche della fulminazione

### 1.1 Cenni di elettromagnetismo

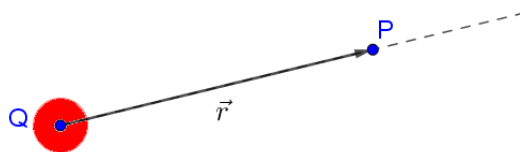
#### 1.1.1 Campo elettrico e potenziale elettrico

Consideriamo una particella di carica  $q$ , detta carica di prova, in un punto  $Q$ . Allora, il campo elettrico nel vuoto generato da quella carica in un punto  $P$  è per la legge di Coulomb:

$$\vec{E}_P = \frac{q\vec{r}}{(4\pi\epsilon_0 r^2)} \quad (1.1)$$

ove  $\vec{r}$ , diretto da  $Q$  a  $P$ , è il vettore che indica verso e direzione del campo elettrico ed  $\epsilon_0$  è la costante di permeabilità del vuoto. Convenzionalmente, le linee di campo elettrico sono uscenti se la carica è positiva e sono entranti se la carica è negativa. Si noti la particolare dipendenza di  $E$  da

$$\frac{1}{r^2}$$



**Figura 1.1:** Campo elettrico generato da una carica nel punto P.

Il potenziale elettrico viene visto come il lavoro che deve compiere la forza dovuta ad un campo elettrico per spostare una carica  $q'$  dal punto in cui si trova la carica di prova all'infinito, in cui il potenziale è nullo. Difatti esso è:

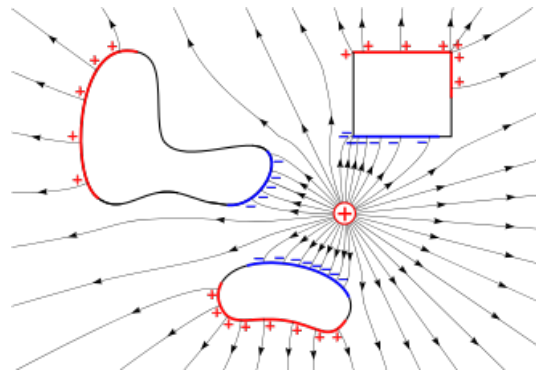
$$V = \frac{q}{(4\pi\epsilon_0 r)} \quad (1.2)$$

Che deriva dalla equazione del lavoro:

$$W = \frac{qq'}{4\pi\epsilon_0} \int_P^\infty \frac{dr}{r^2} = q'(V_P - V_\infty) = q'V_P \quad (1.3)$$

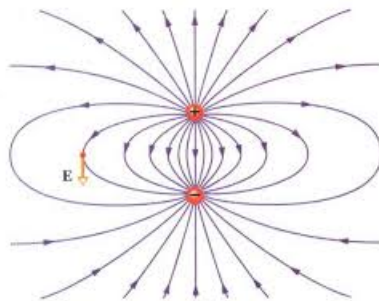
### 1.1.2 La superficie terrestre come conduttore

Un conduttore è, innanzitutto, un materiale nel quale si presenta una situazione tale per cui vi sono elettroni liberi nella banda di valenza degli atomi del reticolo cristallino. Particolare è la reazione di un conduttore quando esso viene posto in un campo elettrico esterno. Si genera un moto indotto di cariche libere e, conseguentemente, una corrente all'interno del conduttore in modo da favorire l'insorgenza di un campo elettrico interno uguale ed opposto a quello esterno. Il passaggio di cariche continua sino a quando il campo elettrico totale all'interno del conduttore non è nullo. Perciò, la superficie del conduttore è equipotenziale, essendo nullo il campo elettrico interno, e il campo esterno in un punto infinitamente vicino al conduttore è ortogonale alla superficie stessa.



**Figura 1.2:** Moto di cariche indotto da un campo elettrico esterno: esse si dispongono lungo la superficie del conduttore.

Consideriamo il caso in cui si abbia una carica negativa posizionata al di sopra di un conduttore di potenziale uniformemente costante a 0. Questa induce un moto indotto di cariche nel conduttore: le cariche concordi negative saranno respinte mentre quelle discordi positive saranno attratte. Conseguentemente, si presenta un aumento del campo elettrico totale. Inoltre, il conduttore può essere sostituito da una carica positiva posta in modo speculare alla carica iniziale, senza che vi siano variazioni di campo elettrico totale. Tale metodo, detto della carica speculare, viene rappresentato in figura 1.3. Il movimento indotto e il campo elettrico indotto da



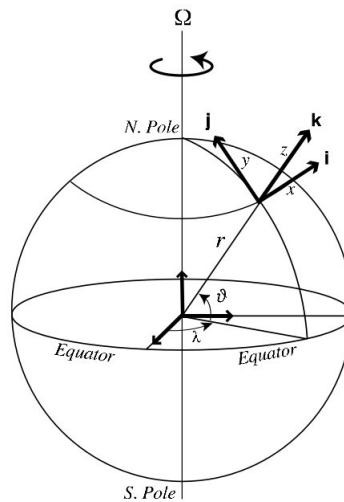
**Figura 1.3:** Moto di cariche indotto da un campo elettrico esterno.

una carica posta al di sopra della superficie terrestre saranno tra i responsabili dei casi fisici della formazione di un temporale.

### 1.1.3 Campo elettrico generato da una nube di tripolo

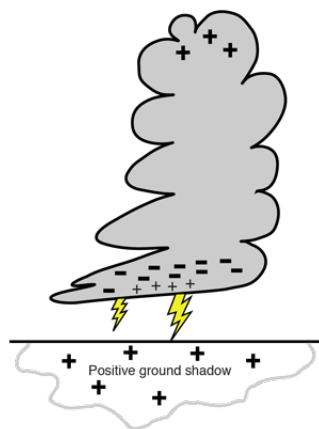
Innanzitutto, è opportuno esprimere il sistema di riferimento usato per rappresentare i vettori che saranno in gioco: il sistema di riferimento meteorologico (figura 1.4), in cui l'asse  $k$  è rivolta dal basso verso l'alto, perpendicolare alla superficie terrestre, gli assi  $i$  e  $j$  sono tangenti alla superficie e rivolti rispettivamente da ovest a est e da sud a nord.

Consideriamo una nube temporalesca formata da tre differenti centri di carica,



**Figura 1.4:** Schematizzazione del sistema di riferimento meteorologico: gli assi di riferimento sono  $i$ ,  $j$  e  $k$

sebbene, solitamente, la struttura delle celle convettive sia molto più complessa e i centri in numero maggiore (*Stolzenburg, et al., 1998*). Per questa ragione viene detta nube di tripolo elettrico. Dal basso verso l'alto si alterano un centro di carica positiva, uno di carica negativa e ancora un centro di carica positiva (figura 1.5). Il primo agglomerato di cariche è detto cuscinetto di carica positiva, mentre gli altri due sono detti rispettivamente centro di carica negativa e centro di carica positiva. Supponendo che i centri abbiano carica, dal basso verso l'alto,  $+Q'$ ,  $-Q$  e  $+Q$  e siano



**Figura 1.5:** Struttura tripolare di una nube, da cui si possono distinguere i due centri, di carica positiva e negativa, e il cuscinetto inferiore positivo. Al suolo si nota una macchia di cariche positive.

situati alle altezze  $h_1$ ,  $h_2$  e  $h_3$ , il campo elettrico totale al suolo può essere ottenuto attraverso la somma vettoriale dei tre singoli campi elettrici generati dalle cariche. Supponendo di voler misurare il campo elettrico totale ad una distanza  $r$  dall'asse dei centri di carica, otterremo:

$$\begin{aligned} E_1 &= -\frac{Q'h_1}{(2\pi\varepsilon_0)(h_1^2 + r^2)^{(3/2)}} \\ E_2 &= +\frac{Qh_2}{(2\pi\varepsilon_0)(h_2^2 + r^2)^{(3/2)}} \\ E_3 &= -\frac{Qh_3}{(2\pi\varepsilon_0)(h_3^2 + r^2)^{(3/2)}} \end{aligned}$$

Di rilevante importanza risulta essere lo studio della variazione del campo elettrico durante un temporale o la sua formazione a seguito dell'insorgenza di un fulmine. La manifestazione di un fenomeno di fulminazione, sia che avvenga all'interno della nube temporalesca sia al suolo, porta ad una percepibile variazione di campo elettrostatico, dovuto anche alla parziale o totale neutralizzazione dei centri di carica. Le fluttuazioni di campo elettrostatico al suolo sono soggette a misurazioni, in quanto forniscono informazioni sul fenomeno di scarica.

#### 1.1.4 Campo magnetico generato da una scarica

I fondamenti di elettromagnetismo ci insegnano che esiste una stretta correlazione tra corrente e campo magnetico. Supponendo di voler fare il parallelismo tra la corrente che passa attraverso il canale di fulminazione, discusso nei capitoli successivi, e la corrente che passa per un filo di lunghezza indeterminata, è opportuno introdurre la legge di Biot-Savart.

Prendiamo in considerazione un filo di lunghezza approssimativamente infinita e percorso da una corrente  $i$  e poniamoci sull'asse mediano del filo in un punto  $P$  distante  $R$  dal filo stesso. Allora un elemento infinitesimo  $dl$  produce il seguente campo magnetico:

$$d\vec{B} = \frac{\mu_0 i}{(4\pi)} \frac{dl \widehat{u}_r}{r^2} \quad (1.4)$$

ove  $\mu_0$  indica la costante di permeabilità magnetica nel vuoto e  $\widehat{u}_r$  il versore unitario direzione di osservazione. Perciò, il campo magnetico totale prodotto da un conduttore di qualsiasi forma può essere calcolato svolgendo una integrazione su elementi infinitesimi dell'intero conduttore. Per cui avremo:

$$\vec{B} = \int_0^L \frac{\mu_0 i \widehat{u}_r dl}{(4\pi)r^2} \quad (1.5)$$

Queste considerazioni sono volte a enfatizzare l'importanza della misurazione dei campi elettromagnetici e delle onde elettromagnetiche generate dal processo di fulminazione, in vista della sua rilevazione.

#### 1.1.5 La legge di Faraday-Lenz

La legge di Faraday-Lenz è una legge che descrive il fenomeno di induzione elettromagnetica. Supponiamo di considerare un anello conduttore, come in figura 1.6,



immerso in un campo magnetico  $\vec{B}$ . Ad un istante (a), l'angolo tra il vettore uscente dalla superficie e il vettore campo magnetico risulta essere nullo, cioè il flusso del campo magnetico attraverso tale superficie  $\Sigma$ , dato dal seguente integrale di superficie:

$$\Phi_{\Sigma}(B) = \int_{\Sigma(t)} \vec{B}(r, t) d\vec{\sigma} \quad (1.6)$$

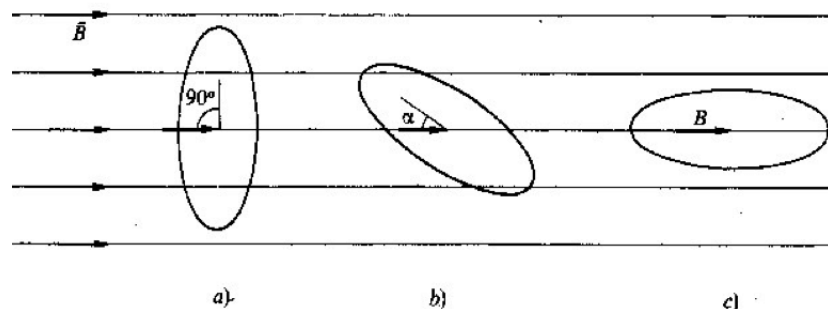
è massimo. Nella equazione precedente  $\Sigma$  indica la superficie lungo la quale stiamo integrando,  $\vec{B}$  il vettore campo magnetico dipendente dal tempo e da un generico vettore  $r$ , e  $d\vec{\sigma}$  è il vettore elemento infinitesimo di superficie. In istanti successivi (b) e (c) a quello iniziale, la spira comincia a ruotare, sicché il flusso del campo magnetico attraverso la superficie varia sino a diventare nullo in (c), in quanto l'angolo tra il vettore superficie e campo magnetico è di  $90^\circ$ . Secondo questa legge fisica, la variazione di flusso magnetico attraverso la spira genera una forza elettromotrice indotta pari all'opposto della variazione temporale del flusso, come nella seguente equazione:

$$\oint_{\partial\Sigma} = - \frac{\partial\Phi_{\Sigma}(B)}{\partial t} \quad (1.7)$$

Il segno meno sta ad indicare il fatto che la corrente indotta nella spira si oppone alla variazione del flusso del campo magnetico nel tempo, generando un campo magnetico ulteriore additivo a quello in diminuzione (legge di Lenz). Questo fenomeno fisico e la legge che lo governa stanno alla base della seguente legge di Maxwell:

$$\nabla \times E = - \frac{\partial\Phi_{\Sigma}(B)}{\partial t} \quad (1.8)$$

che mette in relazione il rotore del campo elettrico con la variazione temporale di flusso di campo magnetico. La dipendenza tra campo magnetico ed elettrico sta alla base del funzionamento di sensori di rilevazione di fulminazione, che verranno esposti nella sezione sui segnali elettromagnetici di fulminazione.

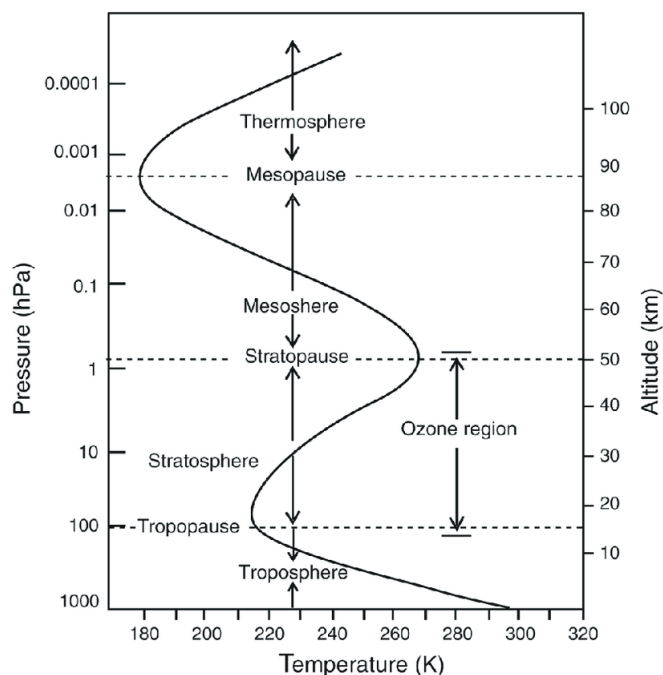


**Figura 1.6:** Spira circolare immersa in un campo magnetico ed, in seguito, ruotata sino ad avere il piano di giacenza parallelo alle linee di campo magnetico.

## 1.2 L'atmosfera e le sue caratteristiche elettriche

L'atmosfera è definita come lo strato di gas che circonda la terra. Essa può essere suddivisa in più strati a seconda delle caratteristiche chimiche, elettriche, termiche (figura 1.7) e dei fenomeni fisici che li caratterizzano. Il nostro *focus* è prevalentemente posto sul primo strato, detto troposfera, in quanto accoglie la maggior parte

degli eventi meteorologici di nostro interesse. Infatti, una delle differenze principali tra la troposfera e la stratosfera, strato immediatamente sovrastante la troposfera, è che la prima è caratterizzata da un gradiente di temperatura negativo (cioè la temperatura decresce con la quota), mentre la seconda da un gradiente positivo. Quest'ultimo risulta essere un ostacolo invalicabile per la formazione di nubi o temporali, in quanto un volume d'aria che viene spinto verso l'alto a causa della instabilità dinamica causata dall'aria fredda che lo circonda si troverebbe, varcata la *tropopausa*<sup>1</sup>, circondata da aria più calda e più leggera.

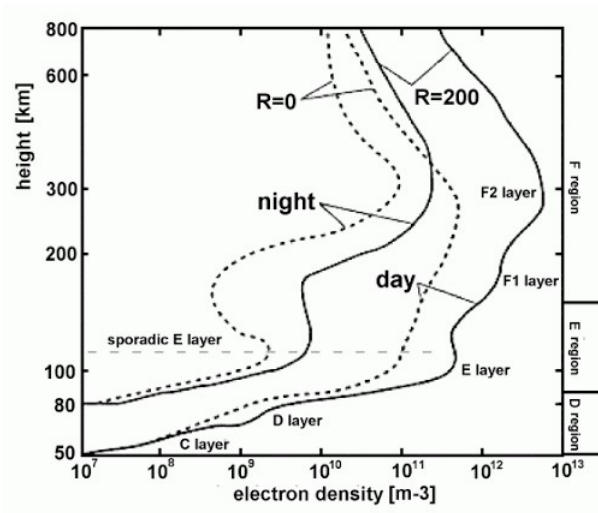


**Figura 1.7:** Gradiente termico in atmosfera. Si noti il profilo molto variabile di temperatura con la quota, dovuto prevalentemente ai processi chimici che governano la nostra atmosfera.

### 1.2.1 Densità elettronica dell'atmosfera

Il nostro interesse è, per ora, rivolto allo studio del profilo di densità elettronica dell'atmosfera. Con esso si intende come varia la densità elettronica  $N_e$  atmosferica con la quota. Dalla figura 1.8, si può notare come essa sia estremamente variabile con la quota, ma anche con il variare della attività solare. Infatti, le radiazioni elettromagnetiche provenienti dal sole provocano fenomeni fisici responsabili della ionizzazione dell'atmosfera. Perciò, la composizione elettronica può essere estremamente variabile a seconda dell'ora in cui la si misura e del periodo dell'anno. Il profilo di densità elettronica marca la presenza di più strati atmosferici, estremamente variabili per le ragioni appena esposte. La densità elettronica degli strati  $E$  ed  $F_1$  è maggiore d'estate che d'inverno, mentre il contrario vale per lo strato  $F_2$ , in cui i due profili quasi si toccano. Inoltre, la densità elettronica degli strati  $E$  ed  $F_1$

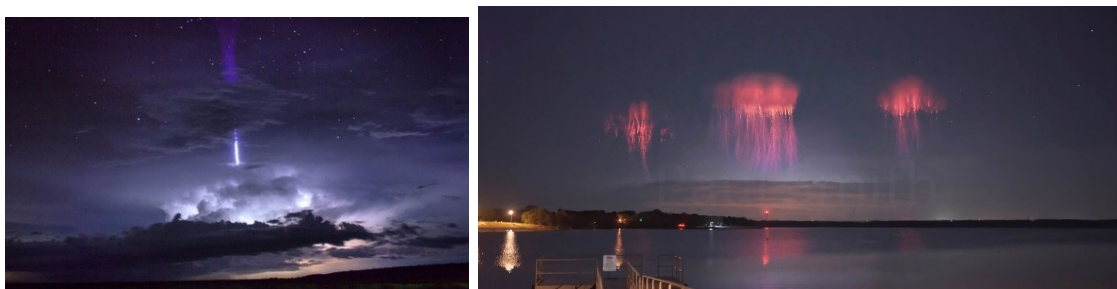
<sup>1</sup>Si intende la convenzionale linea di fine della troposfera, che segna l'inizio della stratosfera. Solitamente è situata a circa 10m dal suolo, ma questa classificazione è puramente qualitativa in quanto non esiste una definizione esatta di tropopausa.



**Figura 1.8:** Profilo diurno e notturno di densità elettronica media.  $R$  indica la variazione rispetto ai valori medi mensili.

maggiora avvicinandosi all'equatore mentre è minore ai poli.

Altre fluttuazioni del profilo possono essere causate da interessanti fenomeni fisici detti 'maree'. Questi disturbi sulla composizione elettronica atmosferica sono causati dal Sole e dalla Luna e consistono principalmente in moti convettivi verticali dell'alta atmosfera. Tali spostamenti causano correnti elettriche indotte e variazioni sulla densità elettronica, in particolare dello strato  $E$  ed in minor modo sugli strati  $F$ , influenzando sull'emissione e ricezione di frequenze radio. Inoltre, la variabilità è anche accentuata da fenomeni di maggiore intensità, quali i disturbi ionosferici improvvisi e le tempeste ionosferiche, che interessano principalmente lo strato alto dell'atmosfera, detto ionosfera. Quest'ultima è di nostro particolare interesse in quanto accoglie alcuni eventi atmosferici quali i *Blue Jets* e i *Red Sprites* (figura 1.9).



**Figura 1.9:** Eventi in alta atmosfera: i *blue jets*, a sinistra, e i *red sprites* a destra. I primi si generano dalla sommità di nubi temporalesche e si propagano verso la bassa ionosfera e sono legati alla presenza di accumoli di ghiaccio sulla sommità del cumulonembo. I secondi sono fenomeni di scarica di un particolare color arancio e si rilevano, solitamente, al di sopra di temporali violenti a quote maggiori di 70 km.

## 1.2.2 Conducibilità elettrica in atmosfera

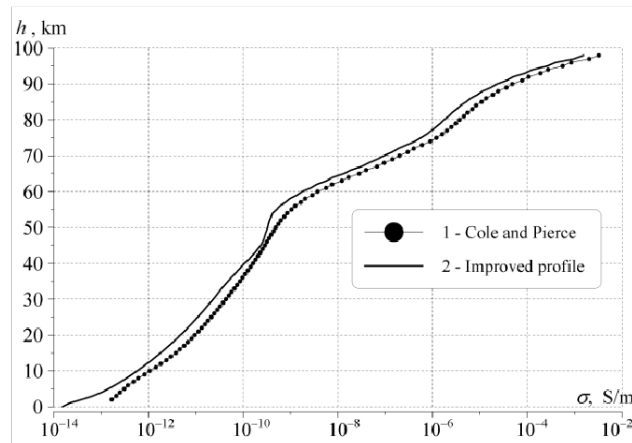
La conducibilità elettrica  $\sigma$ , o propriamente conduttività elettrica, indica quantitativamente la corrente elettrica generata dalla presenza di un campo elettrico. Sup-

ponendo che la conduttività sia costante, allora il conduttore, non reale, segue semplicemente la legge di Ohm. Nel nostro caso stiamo trattando di corpi anisotropi, per cui quest'ultima non vale. Si può, quindi, definire una relazione tra densità di corrente  $J$  e campo elettrico  $E$ :

$$J = \sigma E \quad (1.9)$$

La conducibilità elettrica in atmosfera è dovuta a tracce di sostanze radioattive e onde elettromagnetiche cosmiche che intensificano il processo di ionizzazione, aumentando la densità di ioni positivi e negativi. Il profilo verticale di conducibilità elettrica è rappresentato in figura 1.10, sulla base degli studi attuati da Cole e Pierce e, come si può notare, si ha una dipendenza lineare con la quota. Questo è dovuto principalmente al fatto che l'alta atmosfera è soggetta più intensamente alle radiazioni cosmiche provenienti dallo spazio.

La conducibilità elettrica in atmosfera rappresenta un ottimo indicatore di inquinamento dell'aria (*Kamsali et al., 2011*). L'inquinamento atmosferico, oltre a influenzare in modo considerevole la qualità di vita dell'uomo e le sue attività, ha importanti ripercussioni sull'ambiente e sul clima. Ci sono forti evidenze che l'aumento di contaminazione dell'aria porti ad una riduzione della visibilità, ad un cambiamento del profilo di conduttività elettrica, alteri le precipitazioni e influenzi il bilancio radiativo globale. Per tale motivo, cambiamenti non trascurabili di conduttività elettrica possono essere associati ad incrementi di *aerosol*, cioè di particelle con diametro maggiore di  $10 \mu\text{m}$ , nell'aria, e, di conseguenza, i fisici hanno rinnovato il loro interesse nella possibilità di usare i parametri elettrici atmosferici come indicatori dell'inquinamento. La ionizzazione dell'aria cresce rapidamente con la quota



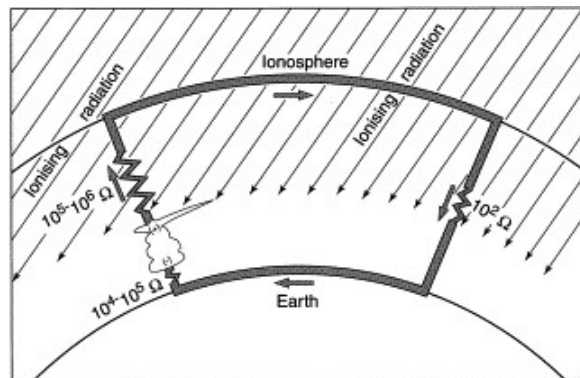
**Figura 1.10:** Profilo di conducibilità rispetto alla quota secondo i lavori di Cole e Pierce e secondo uno studio ottimizzato (*Cole e Pierce, 1965*).

(figura 1.10), ma sembra che sia associata all'esistenza di strati di *aerosol*. Il tasso di ionizzazione lungo la superficie terrestre è influenzato dai parametri meteorologici, come il vento, che ha la capacità di spostare grandi masse di aria, e le precipitazioni, che 'ripuliscono' la bassa atmosfera da particelle pesanti.

Come per il profilo di densità elettronica, anche la conduttività è ancorata alle variazioni diurne e notturne di attività solare: l'aumento di temperatura causa un'intensificazione dei moti convettivi verticali, incrementando, così, la densità di *aerosol* ad alte quote.

### 1.2.3 Circuito elettrico globale

Il sistema terra-bassa atmosfera può essere visto come un circuito elettrico su larga scala, generato dal continuo spostamento di cariche tra la superficie terrestre e bassa ionosfera. Questo processo è generato da radiazione solare, temporali e fulminazioni e dalle cosiddette 'regioni di bel tempo'. Principalmente i fulmini scaricano a terra una carica complessiva negativa, in quanto essi costituiscono il 90% delle fulminazioni totali globali. L'accumolo di carica negativa al suolo, oppure positiva sulla nube, viene poi neutralizzato dalla condizione di bel tempo. Infatti, una corrente positiva, che caratterizza regioni con assenza di temporali, dalla ionosfera al suolo, completa il circuito. Questo processo ciclico è riassunto graficamente in figura 1.11, dalla quale si evince la funzione di generatore di corrente che assume il temporale e la resistenza tra ionosfera e terra di circa  $100 \Omega$ . La corrente media globale è di circa  $1500 \text{ A}$ , da cui consegue che la differenza di potenziale calcolata tra terra e ionosfera è di circa  $150 \text{ V}$ . Lo studio del circuito elettrico globale è rilevante nel



**Figura 1.11:** Schematizzazione semplificata del circuito elettrico globale. La completezza del circuito è finalizzata attraverso la corrente, dall'alto verso il basso, nelle regioni di 'bel tempo' (*clean days*).

caso di previsioni meteorologiche e nel caso di applicazione nello studio dell'inquinamento atmosferico. Pare, inoltre, che la funzionalità di questo circuito su larga scala sia influenzata da test nucleari e dai processi chimici in atmosfera legati al cambiamento climatico (*Williams, 2009*) e che la sua variabilità possa ripercuotersi anche sulle regioni ionosferiche (in particolare la *E* e la *F*). L'attenzione, negli scorsi anni, è stata posta su un possibile lento declino del campo elettrico globale, senza però ricavarne teorie completamente soddisfacenti.

# Capitolo 2

## I fulmini

### 2.1 La formazione di un temporale

La formazione di un temporale è strettamente legata alla dinamica della nascita di un cumulonembo, una nube con un forte sviluppo verticale, caratterizzata dalla forma di un'incudine. L'espansione verticale di questo oggetto è fortemente vincolata alla tropopausa in quanto, come spiegato già in precedenza, essa funge da vincolo per l'espansione verticale della nube. A questo è dovuta la forma ad incudine o a cavolfiore poiché l'aria umida, non potendosi più spostare verticalmente, tende ad espandersi orizzontalmente. Dal punto di vista osservativo il cumulonembo ha una base molto scura, talvolta con sfumature giallastre se in presenza di grandine (figura 2.1).

I cumulonembi si formano con la presenza di una forte instabilità di aria umida.

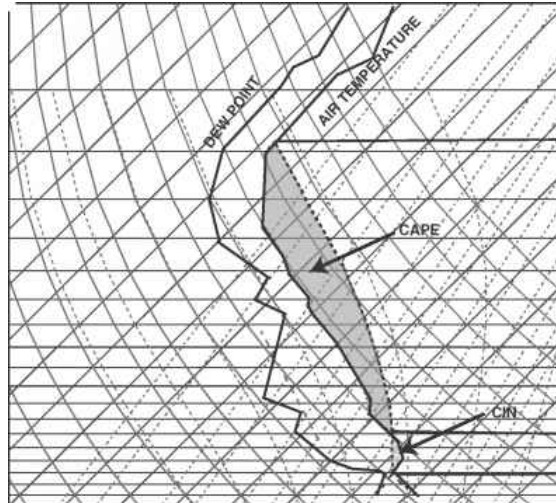


**Figura 2.1:** Cumulonembo, in particolare il *cloud anvii*, e la sua caratteristica forma a sviluppo verticale. La base, solitamente, è scura e può assumere anche parvenze giallastre. La forma ad incudine, non visibile in figura, è assunta dalla sommità della nube.

Dapprima si forma il cumulo, somigliante ad un batuffolo di cotone, con contorno definito e base piatta, poi, se il processo di condensazione non si arresta, accresce di dimensioni. La sua formazione necessita di una grande quantità di energia termica. La radiazione solare riscalda le particelle d'aria umida nella bassa troposfera attraverso l'irraggiamento proveniente dalla superficie terrestre, cosicché la loro energia cinetica aumenta favorendo la convezione verticale. Un'altra condizione necessaria per la nascita del cumulonembo è legata al gradiente termico dell'atmosfera  $\Gamma_{amb}$

e al gradiente adiabatico umido  $\Gamma_{part}$ . Quest'ultimo indica l'andamento della temperatura con la quota nel caso in cui la particella di aria contenga vapor acqueo e che non ci siano scambi di calore con l'ambiente circostante (adiabatico). Solitamente  $\Gamma_{amb}$  è dell'ordine di  $6.5^\circ\text{C}/\text{Km}$  mentre  $\Gamma_{part}$  è dell'ordine di  $5.5^\circ\text{C}/\text{Km}$ , condizione più che sufficiente per la risalita della particella di aria. Infatti, dato che la particella, salendo, si raffredda più lentamente dell'ambiente circostante, si troverà costantemente circondata da aria più fredda e perciò più pesante. La sua instabilità è legata alla forza di Archimede, dovuta alla maggior densità dell'aria circostante. Una misura quantitativa dell'energia disponibile alla particella di aria umida è data dalla *Convective Available Potential Energy*, o semplicemente CAPE. In figura 2.2 la CAPE è l'area compresa tra il plot del gradiente della particella e quello dell'ambiente. Nel caso in cui il primo sia minore del secondo si parla di CIN, *Convective Inhibition*, cioè una stima della quantità di energia che previene la convezione verticale della particella. Nel caso in cui il CAPE superi valori di circa  $150 \text{ J/Kg}$ , allora si ha un alto rischio di formazione di un temporale.

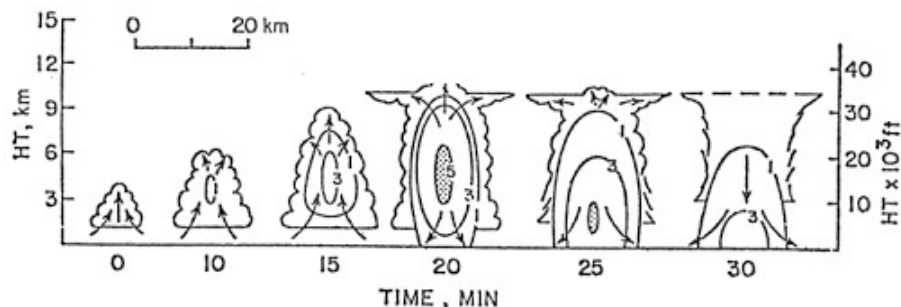
Il primo stadio è quello di formazione del cumulo e della sua crescita (figura 2.3). Le



**Figura 2.2:** Visualizzazione grafica della CAPE e del CIN: l'area tra le due curve offre una misura qualitativa dell'energia disponibile per la risalita del volume d'aria.

condizioni necessarie affinché ciò possa avvenire sono già state elencate in precedenza. Man mano che il volume d'aria sale, generando correnti ascensionali (*updraft*), il vapor acqueo condensa rilasciando calore latente e formando goccioline. Allo stesso tempo la temperatura complessiva scende, talvolta anche al di sotto degli  $0^\circ\text{C}$ . Quando ciò accade, c'è una probabilità che le goccioline ghiaccino e che il vapor d'acqua sublimi, cioè passi istantaneamente dallo stato gassoso allo stato solido. Il tasso di crescita delle dimensioni di un cristallo di ghiaccio dipende principalmente dalla temperatura percepita, raggiungendo un valore massimo intorno ai  $-15^\circ\text{C}$ . L'ambiente, inoltre, è particolarmente favorevole per la crescita dei cristalli e per la loro formazione. Questo meccanismo, detto di *Bergeron-Findeisen*, si arresta quando non vi è più disponibilità di vapor acqueo saturo. I cristalli di ghiaccio, collidendo con le goccioline, possono aumentare di dimensione diventando *graupel*. Questa classificazione dipende principalmente dalla densità media dell'oggetto. Man mano che la densità della particella d'aria cresce, la corrente ascensionale e la

spinta verticale non saranno più in grado di vincere la forza di gravità. Incomincia, perciò, lo stadio di *downdraft*, cioè le goccioline o i *graupel* precipitano formando un moto complessivo verso il basso, portando così a precipitazioni. Le correnti discensionali sono la principale causa di un raffreddamento della bassa troposfera, di una inibizione delle correnti opposte e della formazione di fenomeni di fulminazione. Per tale motivo, il più delle volte l'attività di scarica dei fulmini è osservabile attimi prima della pioggia. Il temporale si arresta non appena finisce la riserva di vapor d'acqua nell'aria e quando non è più disponibile l'energia termica proveniente dalle radiazioni. L'aria umida e calda viene sostituita da quella secca e fredda che, discendendo per il *downdraft*, può favorire la risalita di masse d'aria circostanti, creando un effetto a catena. Questi temporali, generati principalmente dalla radiazione solare, sono detti convettivi. Altri fenomeni temporaleschi interessanti sono quelli orografici, come quelli generati dal *foehn*, in cui le correnti ascensionali sono favorite dalle caratteristiche orografiche del suolo come promontori e altri ostacoli, e quelli frontali, in cui masse d'aria fredda penetrano e si incuneano in una regione più calda spingendola, così, verso l'alto. Nel prossimo paragrafo verranno elencate alcune teorie sull'elettrificazione dei cumulonembi e nubi temporalesche.



**Figura 2.3:** Sviluppo verticale e declino, in funzione del tempo, del cumulonembo a partire dal cumulo.

### 2.1.1 Elettrificazione di una nube

Come già accenato in precedenza, le nubi possono fungere da grossi generatori di differenza di potenziale e sono, durante un temporale, sede di intensi campi elettrici. Il meccanismo di carica di un temporale ancora oggi non è del tutto chiaro e le teorie avanzate non riescono a dimostrare pienamente la presenza di grossi agglomerati di carica e la struttura di un temporale. Il problema dell'innescò di scariche elettriche richiama più frontiere nella fisica dell'atmosfera, come l'elettrificazione dei temporali, misure di campi elettrici all'interno della nube, *breakdown* elettrici e *runaway* di elettroni. I problemi che fungono da ostacolo per una maggiore comprensione di questi fenomeni risiedono in misure atmosferiche ad alta quota, come la misura di campi elettrici.

La teoria più accreditata e più condivisa è quella della collisione tra *graupel* e cristalli di ghiaccio. Infatti, i *graupel*, data la loro massa, tendono a scendere generando correnti discensionali, o a salire più lentamente. Durante questo moto, essi collidono con le goccioline d'acqua sopraffuse e i cristalli di ghiaccio, che sono spinti, invece, verso l'alto grazie all'*updraft* (figura 2.4). Durante queste collisioni si ha un trasferimento di carica, in particolare la carica negativa si distribuisce sul *graupel* mentre

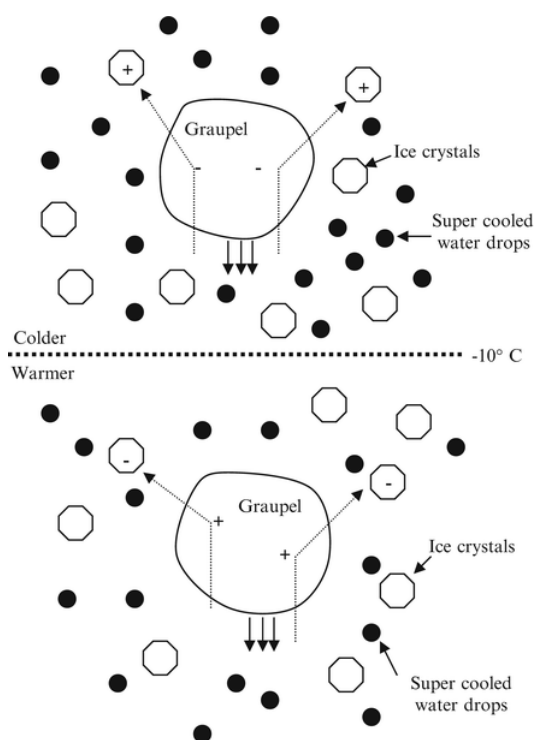


quella positiva viene trasmessa ai cristalli di ghiaccio. Ciò spiegherebbe la presenza di un centro di carica positiva sulla sommità di una nube temporalesca tripolare, in quanto i cristalli carichi positivamente sarebbero sospinti verso l'alto, ma non chiarisce il cuscinetto di carica positiva alla base del cumulonembo. Secondo alcune teorie (*Krehbiel, 1986*), la presenza di questo agglomerato di carica positiva sarebbe dovuto in parte all'attrazione esercitata dal centro di carica negativa.

Tornando al meccanismo di carica, è stato osservato che forti elettrificazioni seguono la formazione di cristalli di ghiaccio (*Reynolds e Brook, 1956*), concludendo che la presenza di *graupel* è necessaria per l'avvio del *breakdown*. Tuttavia, i processi di elettrificazione in una nube sono possibili anche in presenza di altri corpi. Nel caso degli 'haboobs', violente tempeste di sabbia che si riscontrano durante l'AMMA (*African Monsoon Multidisciplinary Analysis*) in Africa, si rilevano forti elettrificazioni, con una dominante polarità negativa, generate da raffiche di sabbia (*Williams, et al., 2009*).

L'inizio del processo di carica non indotta, così chiamato in quanto non correlato alla presenza del campo elettrico interno alla nube, fu approfondito in laboratorio (*Reynolds, et al., 1957*) giungendo alla conclusione che esso è dovuto alla collisione tra *graupel* e cristalli di ghiaccio, che, risalendo la nube attraverso le correnti ascensionali, rimuovono una carica positiva dai *graupel* in discesa.

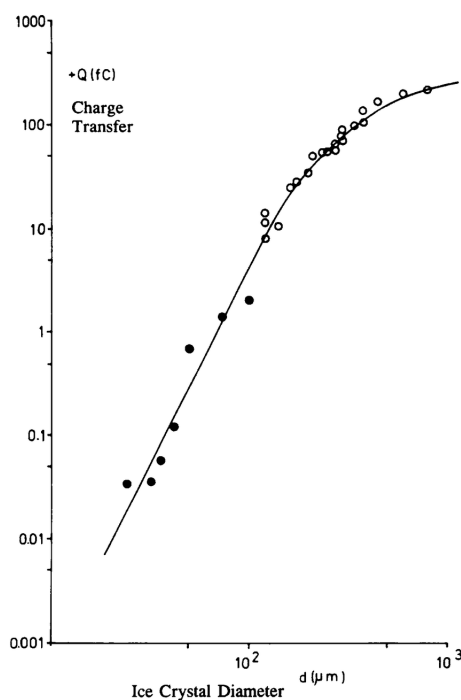
I cristalli di ghiaccio, così positivamente caricati, sarebbero poi forzati verso l'e-



**Figura 2.4:** Elettrificazione delle particelle di *graupel* a seguito della collisione con cristalli di ghiaccio.

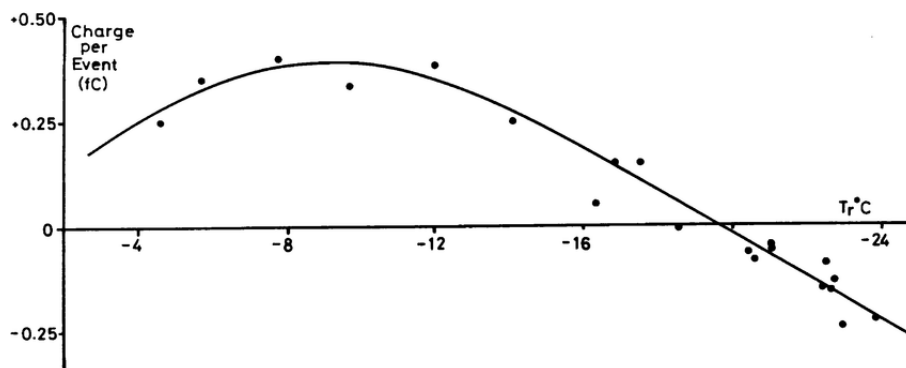
stremità superiore della nube sino a formare il centro di carica positivo. Si è notato, inoltre, che la carica trasferita al *graupel* dipende dal tasso di crescita della particella stessa e dalle sue dimensioni (figura 2.5). Ulteriori studi (*Jayaratne, et al., 1983*) mostrano che la quantità e il segno di carica trasferita al *graupel* dipendono anche dalla temperatura della nube.

La figura 2.6 mostra chiaramente che al di sopra di una certa temperatura, detta



**Figura 2.5:** Carica trasferita ad un *graupel*, in funzione della dimensione della particella stessa (Jayaratne, 1981).

temperatura di inversione carica, la carica trasferita è positiva, mentre a temperature minori è negativa. Altri studi sul meccanismo di carica (Baker et al., 1987) si basano sul tasso di vapore depositato: durante le collisioni che portano alla rimozione di massa dalla superficie dei *graupel*, le superfici che crescono più velocemente si caricano positivamente, al contrario quelle che sublimano si caricano negativamente. Baker suggerì che vi era un'altra variabile in gioco quando due particelle con diverso tasso di crescita entrano in contatto: il tasso relativo di crescita sotto diffusione. Questa controlla il segno della carica trasferita. Nel caso in cui la particella cresca più rapidamente sotto diffusione di vapore viene trasferita carica positiva, mentre nel caso opposto viene trasferita carica negativa.



**Figura 2.6:** La carica trasferita ai *riming graupel* in funzione della temperatura a seguito della collisione con cristalli di ghiaccio (Keith, 1987).

### 2.1.2 Il CPTP: *Cloud Physics Thunder Parameter*

Il parametro CPTP (*Bright et al., 2003*), insieme al CAPE, è un parametro che rafforza la predizione di un temporale. Come già accennato nella sezione precedente, sono innumerevoli i lavori volti ad una giustificazione fisica all'elettrificazione di un temporale. La carica di un cumulonembo convettivo è, innanzitutto, possibile solamente nel caso in cui la regione, compresa tra  $-10$  e  $-40$  °C, accolga cristalli di ghiaccio. Inoltre, l'*updraft* convettivo deve essere abbastanza intenso da permettere che il *graupel* sia sospinto al di sopra della zona di inversione di carica (da  $-15$  °C a  $-20$  °C), ove avviene il processo di *riming* (crescita nel tempo di particelle collidenti) e di trasferimento di carica tramite collisione. Idealmente la velocità della corrente ascensionale deve raggiungere valori compresi tra 6 m/s e 7 m/s e perciò la CAPE necessaria sarebbe di circa 25 J/kg. Osservazioni mostrano, tuttavia, che le velocità delle correnti ascensionali sono minori rispetto a quelle predette in precedenza e che uno studio più dettagliato assicuri un valore di CAPE minimo compreso tra i 150 e i 200 J/kg. A tal punto possiamo introdurre il CPTP e la sua definizione, osservando che esso include tutti gli aspetti sopra citati:

$$CPTP = \frac{(-19^{\circ}C - T_{el})(CAPE_{-20^{\circ}C} - K)}{K} \quad (2.1)$$

in cui  $T_{el}$  è la temperatura del livello di equilibrio, cioè la quota in cui la particella d'aria in ascesa ha la stessa temperatura dell'ambiente circostante (qui il CAPE è nullo).  $CAPE_{-20^{\circ}C}$  è il CAPE calcolato tra 0 e  $-20$  °C e  $K$  è una costante settata a 100 J/Kg. Solitamente è necessario che  $T_{el}$  sia inferiore a  $-20$  °C in modo tale da assicurare che l'estremità superiore della nube sia al di sopra della zona di inversione di carica. La temperatura del livello di condensazione forzata, o *Lifting Condensation Level* (LCL), che indica la quota in cui l'umidità relativa di una particella di aria raggiunge il 100% ovvero la completa saturazione, deve essere, invece, maggiore di  $-10$  °C. Nel caso in cui questo non avvenga, allora il CPTP è istantaneamente settato a 0. Solitamente un valore di  $CPTP \geq 1$  indica una buona probabilità di formazione di un temporale. Nel caso in cui si verificano eventi di convezione intensa esso può raggiungere anche valori di qualche centinaio. Tuttavia il CPTP non dice nulla sul tipo di convezione e sulla possibile frequenza di fulminazione e la probabilità che ne deriva deve essere opportunamente ottimizzata attraverso quella di precipitazione.

## 2.2 Formazione e classificazione di fulmini

### 2.2.1 La formazione del fulmine

Man mano che i centri di carica all'interno di una nube tripolare si definiscono, cresce l'intensità del campo elettrico associato. L'avvio della scarica elettrica è possibile se il campo elettrico raggiunge un valore di soglia critica, legato alla quota di formazione della nube. A circa 5 km dal suolo esso vale circa  $2 \times 10^2$  kV/m, mentre al livello del mare può essere anche maggiore di un ordine di grandezza. Il valore di soglia è estremamente variabile e dipende anche dalla presenza di piccole particelle, che possono influire abbassando il valor critico. Anche la forma delle particelle può essere uno dei *casì* dell'aumento del campo elettrico: dall'elettromagnetismo è noto, infatti, come le linee di campo si infittiscano in presenza di oggetto con un raggio

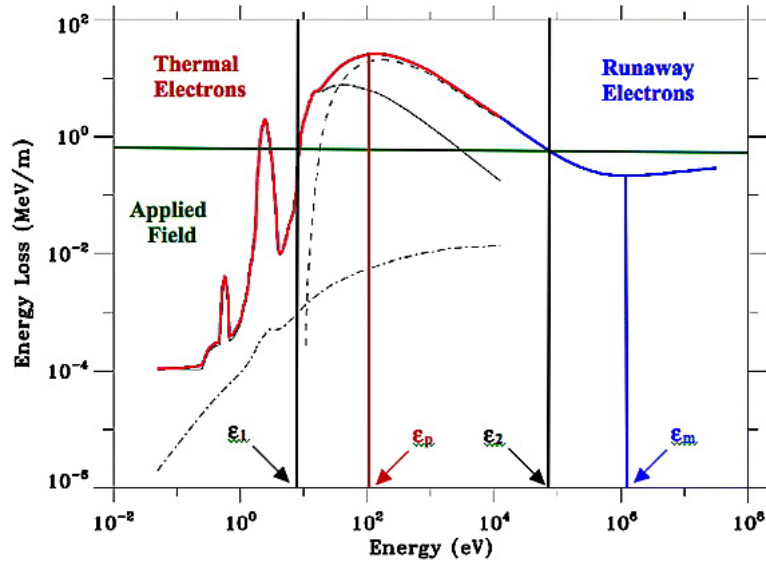
di curvatura molto basso, cioè, in parole povere, nel caso di oggetti appuntiti o acuminate. Tuttavia, un'altra condizione necessaria, affinché si abbia la reazione a catena che sprigiona la scarica, è il fatto che il campo elettrico superi il valore di soglia in una regione estesa. Non appena si verificano queste condizioni, allora si raggiunge la rottura del dielettrico, in tal caso l'aria, e conseguentemente il *breakdown* elettrico.

### 2.2.2 Condizioni di avvio di fulminazione

Una volta elencate le condizioni necessarie per la formazione del fulmine, è opportuno esporne le cause. Esistono svariati meccanismi proposti, che ancora non riescono a chiarificare in modo ottimale questo particolare fenomeno fisico. Molti ricercatori (*Phelps, Guerevich et al.*) hanno avanzato prove teoriche e sperimentali per cercare di rivelare il meccanismo di innesco di un fulmine. In generale, le teorie di avvio del processo di fulminazione sono tre:

1. Il campo elettrico locale in una regione all'interno della nube viene incrementato, sino a raggiungere la soglia critica per il *preliminary breakdown*. Questo fenomeno può avere cause termodinamiche o dinamiche. Nel primo caso è possibile che si presentino trasformazioni avviate all'interno della nube, quali variazioni di volume. Considerando il caso particolare della compressione, questa sarebbe la causa di un aumento della densità del volume di carica e, di conseguenza, di un aumento del campo elettrico indotto. Nel secondo caso, invece, è possibile che la densità di carica venga incrementata da vortici e spostamenti di masse d'aria a causa di turbolenze. Gli agglomerati di carica, formatosi in tal modo, possono assumere forme acuminate e, perciò, incrementare il campo elettrico locale.
2. Il fulmine e la scarica di iniziazione vengono prodotte da scintille generate dalle superfici di corpi interni alla nube, quali *graupel* o cristalli di ghiaccio. Gli urti tra queste particelle possono deformare i campi elettrici interni alla nube. Questa ipotesi è basata su una teoria classica di *breakdown* elettrico. Pare che le prime scariche elettriche vengano generate quando il campo elettrico eccede la soglia di circa 250 kV/m, mentre è imperativa la presenza di un campo elettrico maggiore di 150 kV/m per la propagazione della scarica all'interno della nube.
3. La terza teoria prende il nome di *high-energy runaway electrons*. Sotto l'influenza di campi elettrici all'interno della nube, gli elettroni subiscono una forza ed accelerano. Man mano che acquisiscono energia cinetica e attraversano il mezzo gassoso, urtano con atomi e molecole che, complessivamente, esercitano una forza di attrito viscoso sugli elettroni stessi. Dopo aver raggiunto un picco, come si nota in figura 2.7, di circa  $10^2$  eV l'energia persa dall'elettrone, in funzione dell'energia dell'elettrone stesso, diminuisce sino a raggiungere un minimo di  $10^6$  eV. È particolare come la forza di attrito, misurata in MeV/m, possa essere rappresentata come un campo elettrico che si oppone all'accelerazione dell'elettrone, causata dal campo elettrico locale. In seguito, se il campo elettrico locale è maggiore del campo elettrico generato dalle forze di attrito, l'elettrone continuerà ad acquisire energia sino a diventare un elettrone in fuga. Tale processo è estendibile a tutti gli elettroni soggetti

al campo elettrico interno alla nube ed, inoltre, esso crea un effetto a valanga. Alcuni studi (*Guerevich et al., 1992; Milikh e Roussel-Dupre', 2010; et al.*) sono incentrati sul ruolo di raggi cosmici nel processo di *runaway* di elettroni e sulla generazione di raggi  $\gamma$  e raggi  $X$  durante il processo di fulminazione.



**Figura 2.7:** Tasso di perdita di energia da parte degli elettroni in funzione dell'energia dell'elettrone stesso (*Milikh e Roussel-Dupre', 2010*). La curva rossa è derivata da una dettagliata sezione d'urto per collisioni elastiche, vibrazionali ed elettroniche in aria. La curva nera, quella tratteggiata e quella tratteggiata con punti rappresentano l'energia persa durante un urto anelastico, di ionizzazione ed elastico rispettivamente. La curva blu, invece, indica l'energia della particella a valori maggiori di 10 keV. La curva verde, orizzontale, rappresenta il campo elettrico locale. Da notare che la curva raggiunge un massimo per  $10^2$  eV ed, in seguito, diminuisce sino a raggiungere un minimo a  $10^6$  eV.

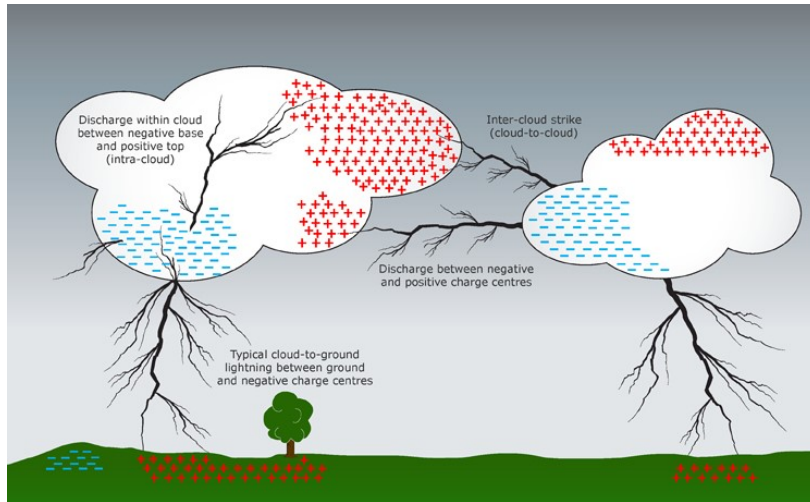
I tre meccanismi menzionati in precedenza non sono isolati, ma strettamente correlati. Pare, infatti, che essi si presentino sinergicamente per l'iniziazione della scarica elettrica in atmosfera.

### 2.2.3 Classificazione dei fulmini

Prima di giungere a illustrare come si avviano le fulminazioni, è necessario una preliminare classificazione delle tipologie di fulmini. Essi possono essere divisi in una serie di categorie:

1. fulmini CG, *cloud-to-ground* o nube-suolo, si sviluppano tra la nube e il suolo. Essi sono facilmente osservabili anche ad occhio nudo;
2. fulmini IC, *intra-cloud* o in-nube, si ramificano tra i centri di carica della stessa nube. Sono osservabili mediante misurazioni su campi elettrici e magnetici;

3. fulmini CC, *cloud-to-cloud* o nube-nube, si generano tra centri di carica opposta di nubi adiacenti;
4. fulmini CA, *cloud-to-air* o nube-aria, si sviluppano in nube ma si inibiscono in aria.



**Figura 2.8:** Classificazione ed illustrazione del tipo di fulminazione.

Oltre a queste categorie, c'è da aggiungere la carica trasportata dalla scarica, cioè la polarità della corrente. Parleremo, quindi, di fulminazioni positive o negative. Inoltre, essi possono essere anche ascendenti o discendenti a seconda di dove si avvia la propagazione di carica. Nel caso in cui il *leader* venga generato da oggetti al suolo, allora la corrente necessaria per la propagazione di questo è fornita dal suolo stesso e siamo in presenza di un fulmine ascendente.

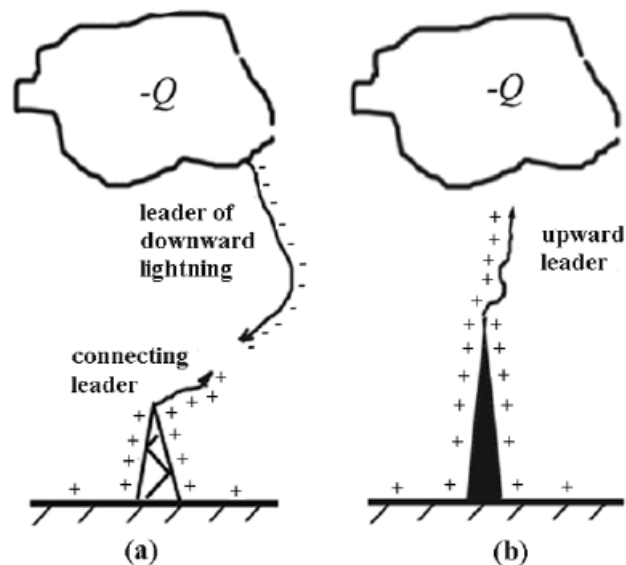
## 2.2.4 Avvio e meccanismo del fulmine

### Fulmini CG

Come già accennato in precedenza, non appena si verificano le condizioni per il *breakdown* elettrico, le cariche sono libere di muoversi e, dato che la maggior differenza di potenziale si riscontra tra i centri di carica, la maggior parte delle scariche è di tipo *intra-cloud*. L'attività di scarica elettrica generalmente è preceduta dalla formazione del *leader channel*, responsabile della formazione del canale di conduzione e dello spostamento di cariche all'interno di esso. Tipicamente, i canali *leader* si formano a tratti, cioè il flusso di particelle non è lineare, dovuto al fatto che la corrente segue il percorso con minor resistenza dando, così, origine a innumerevoli diramazioni. Perciò, esso può essere anche chiamato *stepped leader*. I canali di conduzione possono venire a contatto con zone di carica opposta interne alla nube oppure di due nubi differenti, generando, così, una istantanea neutralizzazione di carica e dando vita rispettivamente ad un fulmine *intra-cloud*, o detto anche *K-change*, *recoil stroke*, e un fulmine *cloud-to cloud*. Quando il canale di conduzione termina al suolo, si sta trattando di un *cloud-to-ground* e si verifica un *return-stroke*. In tutti i casi la carica si distribuisce lungo canali di lunghezza tipica di una decina di km e il passaggio

di carica avviene in tempi brevi, dell'ordine dei  $\mu\text{s}$ , e con un'intensità di decine di migliaia di kA. La temperatura del canale di conduzione può raggiungere anche picchi di oltre 30000 K, cioè oltre 5 volte la temperatura della superficie solare, ed è la responsabile della formazione tuono, cioè l'impulso sonoro dovuto all'onda d'urto generata dall'aria in espansione istantanea. Tuttavia, il meccanismo fulminazione risulta più complesso di quanto sembri. In seguito verranno esposti e approfonditi alcuni processi che lo caratterizzano:

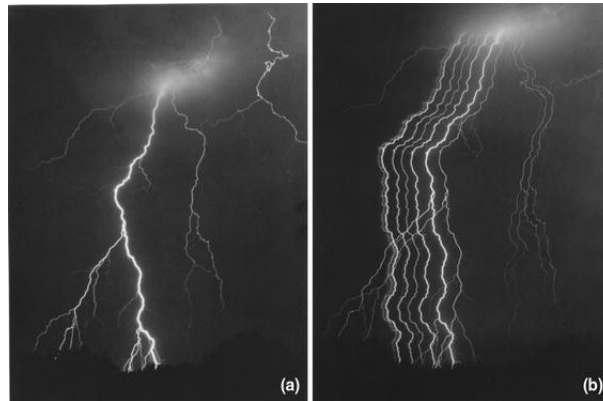
1. *Connecting Leader*: dopo la *breakdown* preliminare e la formazione dello *stepped leader*, il canale di conduzione si avvicina al suolo e, di conseguenza, il campo elettrico sulla superficie terrestre aumenta considerevolmente. Nel caso in cui il *leader* si avvicini ad oggetti a punta, come case, palazzi e altre strutture, è possibile che vengano generate scariche, dette *Connecting Leaders* che si involuppano verso lo *stepping leader* discendente. L'aumento di campo elettrico alla superficie è dovuto all'addensamento di cariche elettriche su oggetti di raggio di curvatura basso. La corrente fluisce con una velocità di circa un terzo di quella della luce e la sua intensità può variare da un valore di 30kA a valori che si avvicinano a 100kA. Il canale luminoso osservabile anche ad occhio nudo durante una fulminazione è dovuto al *return stroke*, mentre il *leader* discendente non è visibile. Non appena si raggiunge un valore critico di



**Figura 2.9:** Il salto dovuto dalla connessione tra *leader* discendente e *connecting leader* è detto *final jump condition*, la distanza alla quale avviene è detta *striking distance* e la posizione di caduta del fulmine viene chiamata *striking point*. Di conseguenza si verifica la *upward return discharge* (a). *Upward leader*, cioè il canale di conduzione ascendente (b).

campo elettrico, di circa 500 kV/m, la connessione tra il *connecting leader* e il *downward leader* è finalizzata. Questa condizione è detta *final jump condition* e la distanza alla quale questo evento si verifica è detta *striking distance*. In seguito, quando si è formato un unico canale di conduzione, si verifica il *return stroke*;

2. *Return Stroke*: subito dopo la connessione tra i due leader si verifica il *return stroke*, un impulso che risale il canale di conduzione a velocità prossima a quella della luce e che setta il potenziale della nube a quello della terra. Così si genera una scarica, talvolta chiamata *flash*, molto più intensa e luminosa di quella precedente, che risale il canale di conduzione, annullando la carica che vi era stata depositata. Conseguentemente all'arrivo dell'*upward return discharge*, si possono osservare scariche positive o negative, a seconda che la carica trasmessa dal *leader* ascendente sia negativa o positiva, che tendono a neutralizzare i centri di carica all'interno della nube: stiamo parlando di un fulmine *intra-cloud*, già accennato in precedenza;
  
3. *Dart Leaders*: nella maggior parte dei casi, a seguito di un *K changes*, si può osservare un *dart leader* che discende il canale di conduzione, sempre nel caso in cui rimanga in uno stato imperturbato (*Rakov, et al., 2003*).



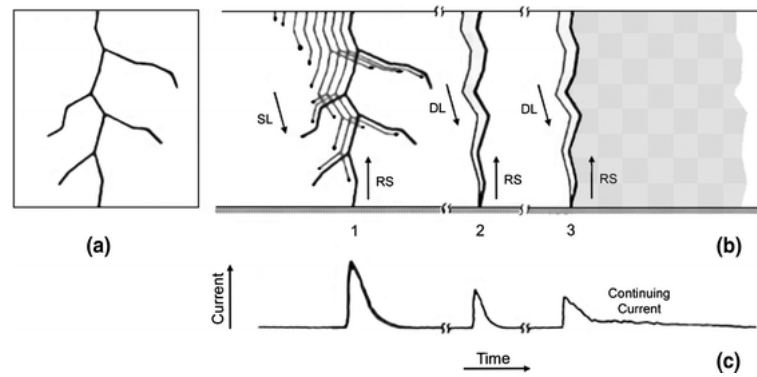
**Figura 2.10:** *Flash* che pare avere almeno 7 *strike points*, dovuti ai *dart leader* conseguenti allo *stepped leader*. Da notare che i *dart leader* assumono la stessa forma del *leader*, in quanto le cariche passano attraverso lo stesso canale di conduzione (adattato da *Hendry, 1993*).

Tuttavia, a differenza dello *stepped leader*, che discende a tratti, il *dart leader* trasporta cariche negative o positive in maniera continua sfruttando il canale ancora aperto, con una corrente media di un 1kA. Ne segue una scarica di ritorno, cioè il *subsequent return stroke*, che raggiunge valori di picco di circa 15kA, ma con velocità di propagazione più alta di quella del primo *return stroke*. Si possono verificare, inoltre, eventi analoghi ai *K-changes*: i *J-changes* o *J-processes*, che a loro volta possono creare altri *dart leaders* consecutivi, dando, così, un effetto tremolante al fenomeno. In rari casi si possono anche osservare correnti continue di minor intensità, ma di durata maggiore, lungo il canale di conduzione, ma queste risultano più complesse da rilevare.

Solitamente, l'intensità dei CG *strokes* vengono misurate da strumenti posti sulla cima di palazzi o oggetti appuntiti, mentre ancora non esistono strumenti capaci di misurare direttamente i picchi di intensità nel caso di un IC. Questo è possibile attraverso la misurazione di campi elettrici, magnetici e radiazioni elettromagnetiche generati dalla fulminazione stessa.

Fino ad ora sono stati analizzati fulmini CG di tipo negativi, ma è opportuno





**Figura 2.11:** Schematizzazione che mostra un evento di fulminazione caratterizzato da tre conseguenti *return strokes*. In (a) è raffigurato uno sketch di un fotogramma di una telecamera fissa; in (b) abbiamo la formazione del primo *stepped leader* (SL) e dei conseguenti *dart leaders* (DL) con i corrispettivi *return strokes* (RS); in (c) si può notare un plot semplificato dell'intensità di corrente dei flash, in dipendenza dal tempo.

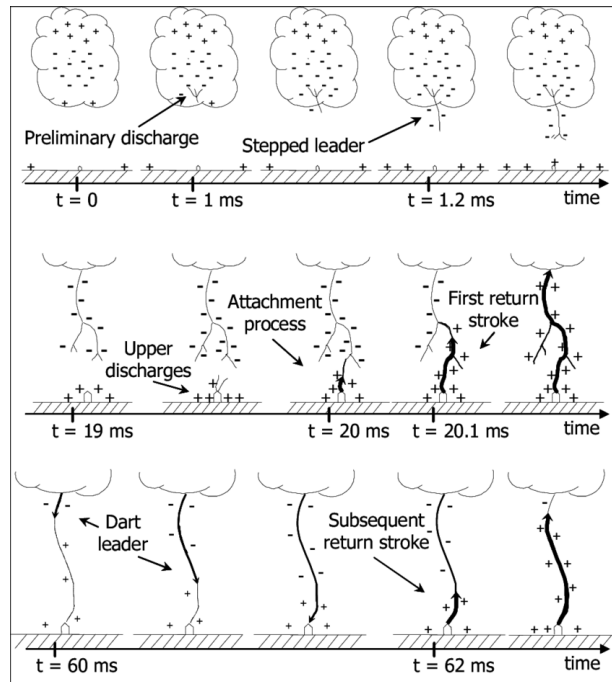
elenarne le principale differenze con i positivi. Un fulmine CG positivo trasporta pacchetti di carica positiva al suolo e generalmente ha origine nei pressi di un centro positivo di carica. Un *leader* positivo, diversamente da quello negativo, può generare grandi quantità di ramificazioni quando si sviluppa verso il suolo. Una volta che il campo elettrico generato dal canale di conduzione negativo raggiunge il punto critico al suolo, si genera il *connecting leader* negativo, che solitamente assume le caratteristiche del *downward stepped leader*. Dati e osservazioni sperimentali ci suggeriscono che raramente si verificano dei *dart leaders* e, quindi, dei *return strokes* successivi al primo. Tuttavia, questi singolari *strokes* possono raggiungere picchi di corrente che si avvicinano ai 200 kA e la durata delle correnti viene prolungata nel tempo.

### Fulmini CG *downward e upward*

Nella sottosezione precedente sono stati analizzati fulmini CG di tipo *downward*, per cui l'input iniziale di cariche viene dato dalla nube. Nel caso di un CG *upward*, il *leader* (figura 2.9 (b)) viene generato al suolo e viaggia verso la nube. Questo accade quando, sostanzialmente, il campo elettrico generato da cumulonembo induce un aumento del campo elettrico statico al suolo. Quando questo raggiunge il valore critico per l'inizio del *breakdown*, genera un *leader* ascendente, creando una connessione tra i centri di carica e generando un passaggio di cariche, la cui polarità può essere sia positiva che negativa. Una volta che la corrente raggiunge la parte inferiore della nube vi è la possibilità che si verifichino dei *dart leaders* ascendenti e i successivi *subsequent return strokes*. L'unica differenza tra i *leaders* discendenti e ascendenti è che i primi si sviluppano e procedono a scatti, mentre i secondi non procedono per step ma in modo lineare. Inoltre, si osserva usualmente che l'inizio della fulminazione è caratterizzato dalla presenza di corrente continua.

### Fulmini IC

Mentre i fulmini CG si sviluppano tra nube e suolo, gli IC sono generati all'interno della nube e si manifestano tra centri di carica opposta. La fonte principale che ci permette di ottenere informazioni sui fulmini di tipo IC sono le VHF, cioè onde radio



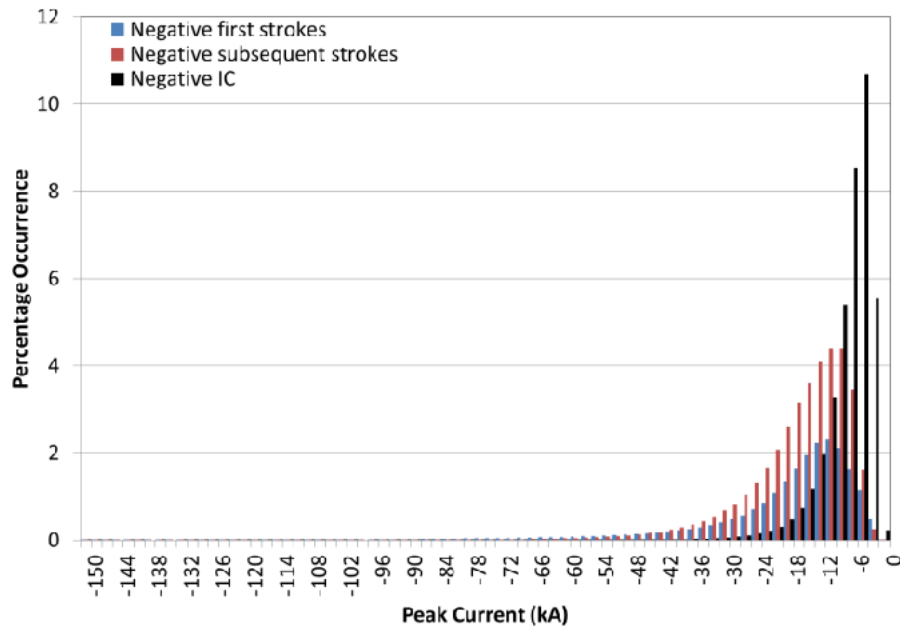
**Figura 2.12:** Schematizzazione che mostra il processo complessivo di una fulminazione negativa in funzione del tempo: dapprima si generano le *preliminary discharges*, o scariche di iniziazione, in seguito, se il campo elettrico è abbastanza intenso, esse si propagano formando uno *stepped leader*. Non appena il canale di conduzione si avvicina al suolo, si formano scariche ascendenti (*upper discharge*), responsabili del *attachment process* o processo di connessione, a cui segue il *first return stroke*. Non appena quest'ultimo raggiunge il polo di carica opposta all'interno della nube, possono verificarsi dei *dart leader* con i corrispettivi *subsequent return strokes*, sino a quando le cariche non vengono completamente neutralizzate (Uman, 1987).

ad alta frequenza, che verranno discusse nella prossima sezione. Un IC avviene con uno spostamento di carica negativa (positiva) in verticale, che porta ad un aumento netto delle cariche negative (positive) nell'estremità superiore della nube e, talvolta, alla neutralizzazione parziale o totale dei centri di carica. Conseguentemente, si osserva un'estensione orizzontale e ramificata del canale di conduzione nella parte superiore della nube, a cui segue una espansione regressiva dei canali nella parte inferiore. In seguito, il canale principale verticale viene tagliato dato che diminuisce drasticamente la sua forza conduttiva e i canali superiori vengono esclusi (*cut off*). L'intensità di corrente media di un IC è poco meno di 10 kA, mentre può raggiungere valori massimi di 20 kA.

### **Flash Rate**

Con il termine *flash* si indica l'insieme degli *strokes* che si susseguono, in un evento di fulminazione, in un intervallo di tempo molto ristretto. Un metodo efficace per convertire il numero di *strokes* in un unico *flash* è quello di considerare gli *strokes* che si rilevano con una separazione temporale massima di circa 0.5 s e con una distanza laterale massima di 10 km.

I *flashes* sono descritti da più parametri, quali la molteplicità  $\mu$ , che indica il numero massimo di *strokes* per ogni *flash*, oppure la singolarità del *flash* stesso. La defini-



**Figura 2.13:** Distribuzione, in percentuale, dell'ampiezza di intensità di corrente nel caso di eventi di fulminazione negativi. L'occorrenza massima di intensità, nel caso di fulmini IC, si riscontra per valori di circa 8kA, mentre solitamente i CG sono più intensi (Buck, et al. 2015).

zione del primo può variare a seconda del metodo di osservazione e degli algoritmi implementati per il calcolo del *rate* (molteplicità).

Pare che il *flash rate* di un fenomeno di fulminazione sia legato ai parametri atmosferici e ambientali che caratterizzano una regione di interesse. Nella regione mediterranea, studi hanno esplicitato un *flash rate* di 1.7, con una percentuale di singoli *strokes flashes* di circa 37 % (Yair et al., 2013). Inoltre,  $\mu$  dipende dall'intensità con cui si verifica un fenomeno temporalesco ed, in particolare, con le precipitazioni (Barnolas et al., 2008).

# Capitolo 3

## Il rilevamento dei fulmini

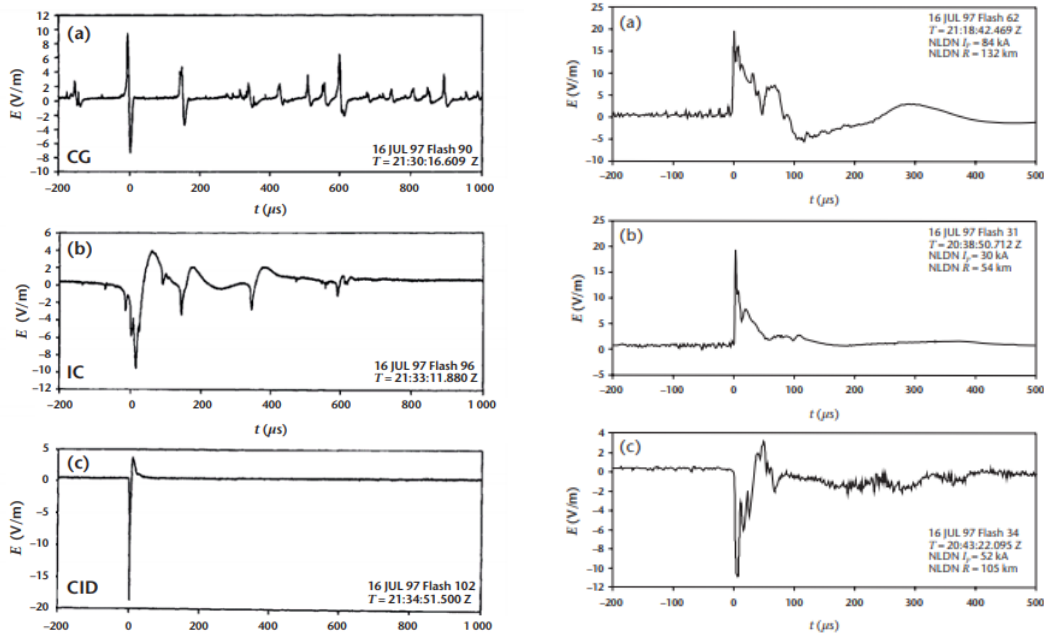
Oltre ai segnali acustici e visivi di fulminazione, questi fenomeni sono capaci di cambiare il campo elettrostatico e di emettere radiazioni elettromagnetiche con un ampio ventaglio di frequenza, con un range da pochi Hz a GHz. La misura e lo studio della variazione di campi elettrici al suolo, a seguito del fenomeno, sono di rilevante importanza nel caso in cui si voglia comprendere a pieno i meccanismi di scarica della nube. In elenco abbiamo, perciò, un certo numero di segnali che possono essere analizzati per la rilevazione di un fulmine. Nelle prossime sezioni verranno introdotti, in modo qualitativo, i principali segnali analizzati per lo studio di una fulminazione, la strumentazione adoperata e la rete con la quale sono stati estratti i dati di fulminazioni di nostro interesse.

### 3.1 Segnali di rilevamento

#### 3.1.1 Variazione di campo elettrico e magnetico

La variazione di campo elettrostatico è uno dei sintomi di pre-fulminazione. Tramite appositi sensori, è possibile misurare la variazione di campo elettrico associato ad una nube temporalesca. Questi cambiamenti repentini di campo elettrico si verificano sia quando il canale di conduzione si avvicina al suolo, sia quando si ha una neutralizzazione di carica dovuta al *return stroke*. Un'analisi accurata e approfondita sulla variazione di campo elettrico ci può assicurare informazioni sulla posizione dello *striking point*, sulla carica trasportata dal fulmine e, perciò, anche sulla polarità di fulminazione. Tuttavia, questi metodi di rilevazione sono estremamente limitati in quanto necessitano di una fitta rete di sensori, poiché una misurazione accurata di campo elettrico è possibile solamente entro un raggio di una decina di km dall'esatto punto di caduta del fulmine.

La legge di Faraday ci assicura una relazione funzionale per il campo magnetico indotto da una variazione di flusso di campo elettrico. Supponendo che il canale di fulminazione sia perfettamente verticale, dalla legge di Ampere risulta che le linee di campo magnetico siano tangenti, e pertanto parallele al suolo, a circonferenze concentriche all'asse di fulminazione. L'attenzione su variazioni di campo magnetico è importante nel caso in cui le si vogliano misurare a seguito di un *return stroke*, in quanto risultano particolarmente grandi (*Krider et al., 1976*).



**Figura 3.1:** A sinistra: esempi di impulsi di campo elettrico, misurati in V/m, dell'iniziale *breakdown* di un fulmine CG negativo (a), dell'iniziale *breakdown* di un fulmine IC (b) e di una scarica *intra-cloud* (c). A destra: esempi di impulsi di campo elettrico, misurati in V/m, di un primo *stroke* negativo (a), del successivo *subsequent stroke* (b) e di un primo *stroke* positivo (c) (Rakov, 1999).

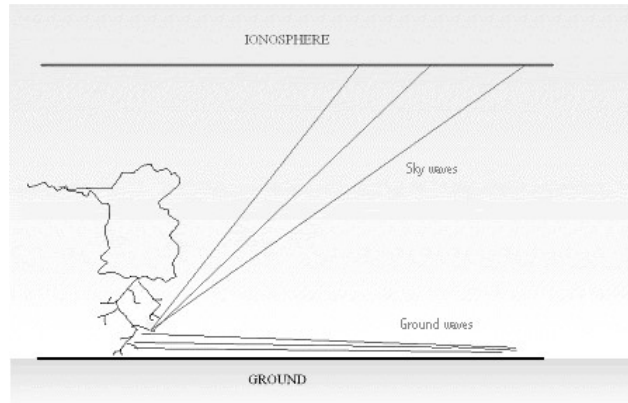
### Riflessioni di campi elettromagnetici

I campi fino ad ora considerati sono detti onde superficiali, in quanto la loro propagazione viaggia parallelamente alla superficie terrestre. Una soddisfacente misurazione di campo elettromagnetico è raggiunta quando vengono incrociati con i segnali riflessi dalla ionosfera. Quest'ultima rappresenta la fascia atmosferica nella quale le radiazioni solari e i raggi cosmici causano la ionizzazione dei gas che la compongono. Essa svolge un ruolo rilevante nel campo delle radiazioni elettromagnetiche in quanto, a causa delle peculiari proprietà elettriche che la caratterizzano, queste vengono totalmente riflesse. Infatti, i campi elettromagnetici che si propagano verso l'alto, come in figura 3.2, viaggiano indisturbati fino alla ionosfera, e vengono, poi, riflessi verso il basso. Si raggiunge, perciò, uno stato di balzi tra suolo e ionosfera.

I segnali superficiali e di riflessione vengono combinati e contribuiscono alla misurazione dei campi elettrici e magnetici dovuti al fenomeno di fulminazione. Tuttavia, le riflessioni di campi elettromagnetici sono difficilmente misurabili a piccole distanze e, perciò, l'accuratezza dell'osservazione aumenta con la distanza dallo *strike point*. Attraverso alcuni studi (Li, et al., 2019) è noto come che i ritardi temporali di rilevazione dei segnali riflessi dalla ionosfera e la loro ampiezza siano fortemente determinati dal profilo di densità elettronica della ionosfera, dalle caratteristiche orografiche del territorio e dalla curvatura terrestre.

#### 3.1.2 Segnali acustici

Un tipo di segnale che dà informazioni sulla possibile localizzazione del fulmine è il tuono, l'onda acustica che si genera a causa dell'onda d'urto causata dall'espansione



**Figura 3.2:** Formazione di onde superficiali e onde d'aria a seguito del fenomeno di fulminazione. Le onde d'aria, o *sky waves*, procedono indisturbate fino alla riflessione totale in ionosfera. Tale segnale viene poi combinato con quello delle *ground waves*

dell'aria attorno al canale di conduzione a seguito dello *stroke*. Oggi il rilevamento attraverso segnali acustici è stato quasi abbandonato, anche perché non è un parametro che offre informazioni sul tipo di fulminazione. Come per la misura di variazioni di campo elettrico, è necessaria anche qui una rete di microfoni molto fitta, che difficilmente è realizzabile su vasta scala.

### 3.1.3 Radiazioni elettromagnetiche

Come già accennato, i fulmini, oltre a causare variazioni di campo elettrico e magnetico, sono in grado di generare onde elettromagnetiche di spettro estremamente variabile, da frequenze caratteristiche dello spettro del visibile e dello spettro tipico delle onde radio.

#### Spettro del visibile

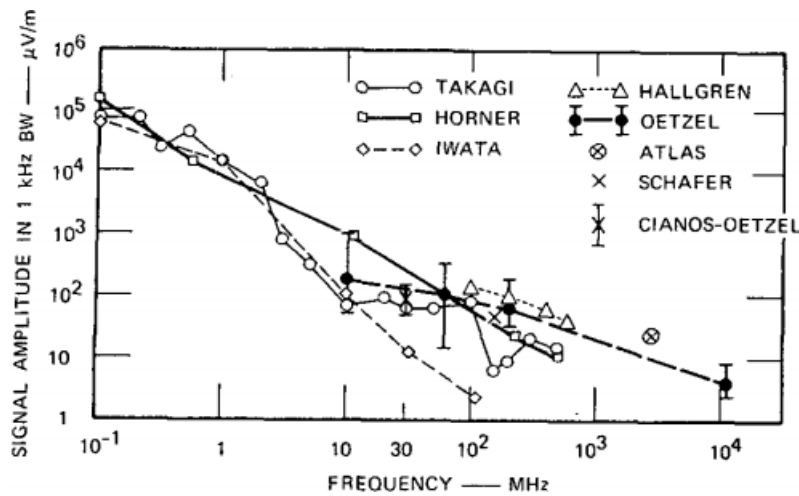
Quando trattiamo di radiazioni appartenenti a questo spettro stiamo includendo tutte quelle onde elettromagnetiche la cui lunghezza d'onda  $\lambda$  è compresa tra i 390 ai 790 nm (frequenza tra i 430 ai 770 THz). Come già accennato, i fulmini generano radiazione visibile e nel vicino infrarosso a causa della sua forza di dissociazione termica e ionizzante nei confronti delle particelle che si trovano in in prossimità del canale di conduzione durante la fase di *return stroke*. In particolare, si osserva la radiazione emessa dall'ossigeno atmosferico alla lunghezza d'onda di circa 777 nm quando viene riscaldato a temperature superiori di 20 kK: se la radiazione misurata supera un certo valore critico, superiore alla radiazione di fondo, allora tale emissione viene classificata come generata da fulmine. Questo metodo, applicato a sensori su satelliti, tuttavia, è parecchio limitato, in quanto lo scattering che subisce la radiazione visibile all'interno della nube fa sì che la localizzazione del fulmine abbia una risoluzione molto bassa.

#### Onde radio

Le scariche generate da una nube temporalesca possono produrre impulsi di radiazione appartenente allo spettro delle onde radio. Tali impulsi si propagano lungo

tutta la superficie terrestre e possono fornirci informazioni su temporali che si trovano anche a lunghe distanze, grazie alla forza riflessiva della ionosfera. Questi segnali possono variare, in frequenza, da valori minimi di pochi kHz a valori di centinaia di MHz. A tal proposito, in base alla fascia di frequenza a cui appartengono, le onde radio possono essere classificate in più bande:

1. Onde VLF (*Very Low Frequency*) o onde a frequenza molto bassa, con frequenza compresa tra i 3 e i 30 kHz;
2. LF (*Low Frequency*) o onde a frequenza bassa, con frequenza compresa tra i 30 e i 300 kHz;
3. MF (*Medium Frequency*) o onde a frequenza media, con frequenza compresa tra i 300 e i 3000 kHz;
4. HF (*High Frequency*) o onde a frequenza alta, con frequenza compresa tra i 3 e i 30 MHz;
5. VHF (*Very High Frequency*) o onde a frequenza molto alta, con frequenza compresa tra i 30 e i 300 Mhz;



**Figura 3.3:** Spettro delle radiazioni elettromagnetiche, da 0.1 a  $10^4$  MHz, generate da fulminazione, rilevata attraverso una tecnica a basse distanze di osservazione (*Oetzel et al., 1972*). I dati sono stati normalizzati a una larghezza di banda di 1 kHz e ad un range di 10 km. Sembra che lo spettro sia inversamente proporzionale alla frequenza sotto 1 MHz, proporzionale all'inverso del quadrato della frequenza tra 1 MHz e 10 MHz ed inversamente proporzionale alla radice quadrata della frequenza sopra i 10 MHz.

Le onde prodotte dai fulmini vengono percepite anche dalle stazioni radio come dei rumori di fondo, anche perché, il più delle volte, esse possono appartenere alla banda di frequenza di sintonizzazione dell'apparato ricevente.

Lo studio delle frequenze di emissione di questi fenomeni è fondamentale, in quanto è confermato (*Pierce, 1977*) che ogni tipo di *stroke* ha il proprio dominio di frequenze elettromagnetiche. Nel caso di fulminazioni di tipo CG, vengono emesse radiazioni nella banda VHF durante la discesa del *leader*, mentre durante la scarica di ritorno

prevalgono le onde LF e VLF, a causa della lunghezza del canale e delle elevate correnti che vi circolano. Caratteristico è il fatto che ogni step del *leader* discendente di un fulmine di tipo CG emette un impulso VHF. Perciò, è possibile localizzare e analizzare tridimensionalmente lo *stepped leader*. Nel caso, invece, del *return stroke*, vi sono pochi ed intensi impulsi nelle bande di frequenza bassa o molto bassa in quanto vengono rilevate solamente le fasi di scarica più intensa, come il passaggio di carica alla base dello *strike point*.

## 3.2 Analisi dei segnali

Analizzando i segnali emessi nelle diverse bande di frequenza è, innanzitutto, possibile distinguere il tipo di fulminazione. Il primo step consiste nel registrare il campo elettromagnetico e, quindi, studiare le caratteristiche dell'onda attraverso la trasformata di *Fourier*<sup>2</sup> per estrarre la frequenza contenuta. Attraverso questo metodo è possibile analizzare le caratteristiche del fenomeno come in figura 3.3. Un altro metodo, come già accennato, consiste, invece, nella rilevazione delle frequenze caratteristiche attraverso radio ricevitori.

Dall'analisi degli impulsi emessi da ogni fulminazione, è possibile classificare ogni evento atmosferico ed, inoltre, è possibile distinguere l'impulso elettromagnetico emesso da diverse fulminazioni. La difficoltà che risiede nella rilevazione e analisi di un segnale sta nel fatto che le onde VHF si propagano in linea retta, perciò la curvatura terrestre rende ardua la ricezione di un impulso. Al contrario, le onde VLF e LF subiscono una riflessione dalla ionosfera e, quindi, è possibile ricevere segnali di fulminazione anche a grandi distanze. Tuttavia, l'efficacia con cui vengono rilevati questi segnali è compromessa dalla variazione diurna e notturna dell'attività solare, che ha una proprietà modellante sulle caratteristiche elettriche della ionosfera. A tal proposito, risultano molto più nitidi i segnali che vengono riflessi durante la notte, in quanto le onde elettromagnetiche vengono propagate con pochi fluttuazioni e disturbi.

Diversi sensori vengono applicati per la rilevazione delle onde radio prodotte da un evento di fulminazione. I sensori che operano nelle LF, solitamente posti a un centinaio di chilometri l'uno dall'altro, possono essere anche utilizzati per tracciare segnali elettromagnetici in bande più basse, quale quella delle VLF. Invece, i sistemi che vengono adoperati per la ricezione di segnali nelle VHF sono estremamente sensibili alla maggior parte dei processi che avvengono in nube o all'esterno della nube. Inoltre, a causa della limitatezza spaziale che caratterizza la propagazione di segnali VHF, risulta ostica la loro rilevazione. Nel prossimo paragrafo verranno illustrati i metodi che vengono applicati per la localizzazione di un fulmine, dopo aver rilevato un segnale elettromagnetico.

### 3.2.1 Metodi LF

I metodi che vengono applicati per le onde nelle bande VF sono focalizzati, principalmente, sulla localizzazione di fulminazioni di tipo CG. Una volta ricevuti gli impulsi, essi vengono integrati in appositi metodi per la rilevazione esatta dell'even-

---

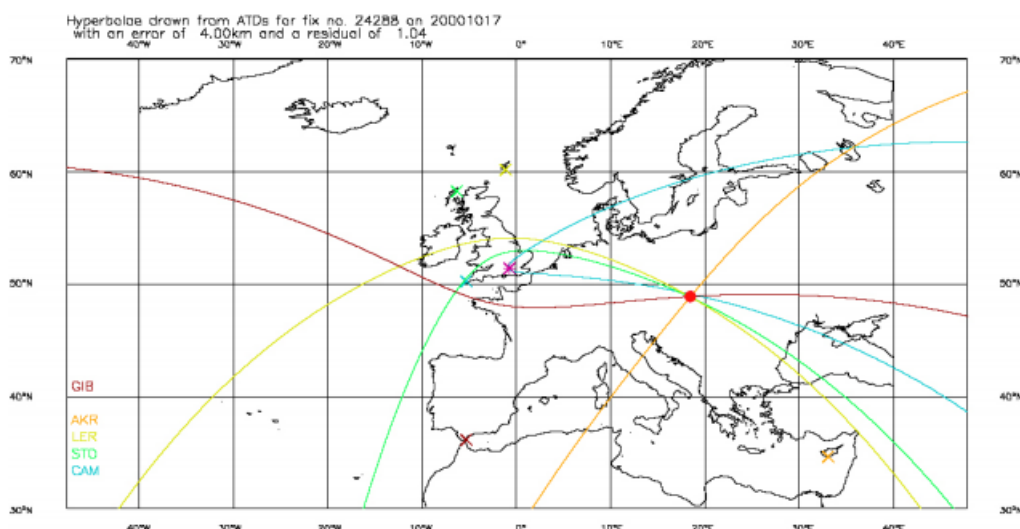
<sup>2</sup>Operatore sviluppato dall'omonimo Joseph Fourier nel 1822, che permette di estrarre una funzione dipendente dal tempo nel dominio delle frequenze.



to: il *Direction Finding*, il *Magnetic Direction Finding* oppure il *Time of Arrival Method*.

### *Time of Arrival Method*

Questa tecnica necessita della presenza di più sensori per la localizzazione della posizione di fulminazione. Ogni sensore, appartenente alla rete, registra il passaggio dell'impulso, in particolare il picco iniziale di emissione. La prima stazione che riceve il segnale viene settata come istante di riferimento e le viene assegnato il tempo nullo. In seguito, viene fatto un confronto tra i ritardi con i quali le altre stazioni ricevono il segnale e, attraverso l'analisi dei tempi indicati da ogni coppia di sensori, è possibile ricavare una sequenza di punti nello spazio, in genere un'iperbole. Attraverso il punto di intersezione di almeno due iperboli, dovute alla presenza di almeno 4 sensori, è possibile localizzare il fulmine senza alcuna ambiguità. Tuttavia,



**Figura 3.4:** Tecnica TOA applicata alla rete di fulminazione ATD. La croce rosa, situata nel Sud dell'Inghilterra, rappresenta la stazione di riferimento. Il confronto con gli altri sensori nelle diverse stazioni genera le iperboli, la cui intersezione rappresenta lo *striking point* del fulmine.

questo metodo è limitato sotto alcuni aspetti. Innanzitutto, questa tecnica è ottimale quando la superficie terrestre può essere considerata come un perfetto conduttore e quando non presenta forti irregolarità. In caso contrario, il campo elettromagnetico subisce forti deformazioni. Infatti, il tempo di arrivo del segnale a due stazioni non dipende solamente dalla distanza tra le due stazioni, ma anche dalla conducibilità del mezzo di conduzione. Inoltre, a distanze superiori di 100 km non può essere trascurato l'effetto che la curvatura terrestre ha su questa tecnica. Solitamente, nel caso in cui questo metodo risulti limitato, esso viene integrato con tecniche di ottimizzazione per la stima di posizione.

### *Direction Finding Method*

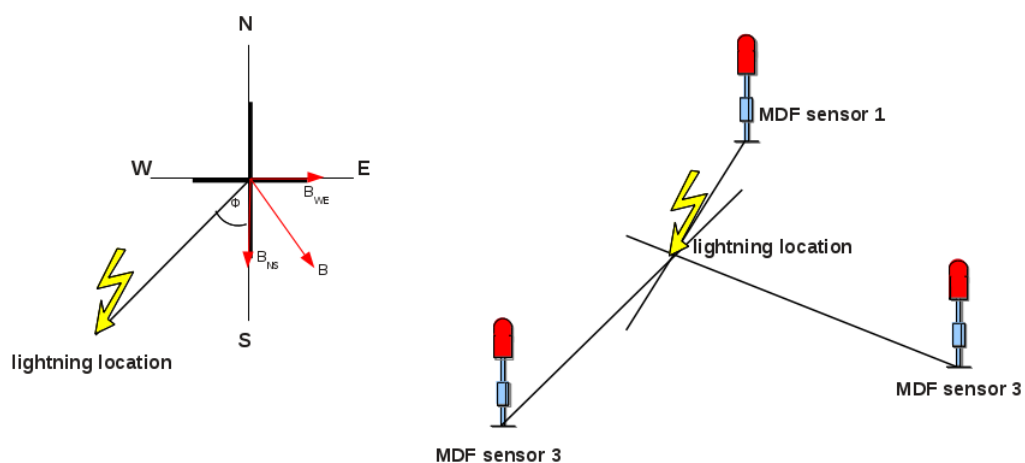
Il *Direction Finding Method* è una tecnica che consiste nel confronto ed interpolazione di segnali radio di fulminazione da più stazioni. Dall'incrocio delle informazioni

captate dalle singole stazioni, è possibile dedurre la localizzazione del punto di caduta di una fulminazione. È necessario, perciò, un numero di stazioni uguale o superiore a 3 per un suo corretto funzionamento. Nel caso in cui si stia lavorando su bande basse di frequenza, la maggior parte delle reti di fulminazione al suolo fa uso del cosiddetto *Magnetic Direction Finding Method*, mentre a frequenze più basse viene sfruttato la tecnica dell'interferometria. Su piattaforme satellitari, invece, la posizione dello *striking point* viene estrapolata dalla semplice direzione di puntamento dell'antenna oppure attraverso l'interferometria, per stabilire da dove provenga l'impulso elettromagnetico.

### *Magnetic Direction Finding Method*

Come già descritto in precedenza, un canale di conduzione verticale percorso da corrente è capace di generare linee di campo magnetico tangenti a circonferenze concentriche e complanari ad un piano perpendicolare all'asse del canale stesso. Nel caso in cui il *leader* sia percorso da cariche positive o negative, a seconda della polarità del fulmine, le linee saranno destrorse o sinistrorse.

Assumiamo ora che il campo magnetico sia osservato da diversi punti nello spazio, supponendo che costituiscano le nostre stazioni meteorologiche. Allora è possibile confrontare ed unificare le informazioni sulla direzione del campo magnetico misurato da ogni singolo sensore, per estrapolare la direzione del punto di caduta della fulminazione stessa (*Magnetic Direction Finding Method*). Come accennato nella sottosezione precedente, il numero minimo di stazioni per rendere operativa questa tecnica è di 3. Tuttavia, la limitatezza di questo metodo sta nel fatto che le direzioni dei vettori di campo magnetico osservate possono essere ambiguamente confuse: infatti un vettore destrorso da sud a nord può essere confuso per un vettore sinistrorso da sud a nord, creando difficoltà nello studio del segnale. Questa ambiguità può essere aggirata accoppiando all'analisi del segnale di campo magnetico quella di campo elettrico. Il metodo MDF funziona in modo ottimizzato nel caso in cui

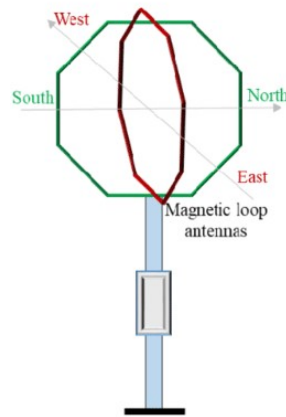


**Figura 3.5:** Metodo MDF: nella prima immagine, a sinistra, il vettore campo magnetico viene scomposto nelle componenti nord-sud *ns* e ovest-est *we*; nella immagine a destra viene illustrato che il corretto funzionamento di questo metodo necessita della presenza di 3 stazioni (*MDF sensor 1, 2 e 3*) che misurano la direzione del campo magnetico rispetto alla loro posizione.

si stiano considerando canali di fulminazione perfettamente verticali, sebbene il più delle volte i canali conduttivi siano anche orizzontali. Tuttavia, l'interesse di questo metodo è focalizzato sui primi istanti di formazione del *return stroke*, in quanto approssimativamente il canale in questo caso risulta essere perfettamente verticale. I sensori che vengono utilizzati per questa tecnica sono caratterizzati da due anelli conduttori finalizzati alla misurazione del segnale elettrico, indotto, secondo la legge di Faraday, dal passaggio del campo magnetico, la cui intensità dipende dall'angolo formato dal piano dell'anello e dalla direzione di propagazione dell'onda. L'analisi dei segnali elettrici provenienti dai due anelli può fornire la direzione di propagazione del campo magnetico secondo l'equazione:

$$\tan\theta = \frac{\text{Intensità del segnale nell'anello ovest-est}}{\text{Intensità del segnale nell'anello nord-sud}} \quad (3.1)$$

ove l'angolo  $\theta$  è l'angolo tra il vettore uscente dal piano dell'anello nord-sud e la direzione di propagazione del segnale. Un problema che risiede in una corretta stima



**Figura 3.6:** Anelli conduttore di un sensore di una stazione per il MDF *method*. Gli anelli vengono posti in direzioni ortogonali, l'una all'altra, con orientamento nord-sud e ovest-est rispettivamente.

della posizione del CG sta nella presenza di irregolarità della superficie terrestre ed, in particolare, nella presenza di corpi metallici tra il sensore e lo *striking point*. In tal caso, le direzioni che vengono fornite dai 3 sensori potrebbero non intersecarsi in un unico punto e, perciò, la tecnica deve essere conseguentemente ottimizzata attraverso metodi statistici.

### 3.2.2 Metodi VLF

Le tecniche su segnali VLF sfruttano la capacità riflessiva delle onde VLF in ionosfera. Questo offre la possibilità di misurare ed osservare scariche che avvengono in luoghi remoti, come deserti ed oceani, da stazioni situate a grandi distanze. Tuttavia, sono individuabili solamente un numero esiguo e ristretto di scariche che avvengono in una nube temporalesca. I metodi che operano in questa banda di frequenza sono analoghi a quelli visti per le frequenze LF.

### 3.2.3 Metodi VHF

I metodi che operano nelle bande ad alta frequenza, come le VHF e le UHF (*Ultra High Frequency*), sono capaci di dare informazioni bidimensionali e tridimensionali sulla struttura di una scarica temporalesca. Tuttavia, non ci informano sulla polarità della scarica, sull'intensità e sulla carica complessiva trasportata. Malgrado questa limitatezza, i metodi VHF sono una imponente risorsa dal punto di vista di applicazioni meteorologiche: sono un input per lo studio dell'evoluzione della scarica all'interno di una nube e del processo di elettrificazione e fungono da segnali da allarme per eventuali sistemi temporaleschi in formazione.

Le tecniche più conosciute che operano in queste bande sono l'interferometria e la tecnica TOA adattata a frequenze più alte, perfezionate di recente. Quest'ultime sono più sensibili a impulsi provenienti in gran parte da *stepped leaders* negativi (Lojou *et al.*, 2008). In dipendenza dall'intensità del segnale e dall'efficienza dei sensori di rilevazione, è possibile rilevare un certo numero di sorgenti radio, con un range che può raggiungere le migliaia di unità per canale *leader*. Sebbene questi metodi siano altamente qualificati per studi meteorologici, sono molto più complessi delle tecniche VLF e LF, e producono informazioni molto più dettagliate di quelle richieste dai servizi meteorologici.

#### Interferometria

La tecnica interferometrica consiste nel misurare la differenza di fase tra due onde provenienti dalla stessa sorgente. Il segnale emesso da un processo di fulminazione potrebbe essere approssimato ad un'onda sferica. Tuttavia, se i sensori di rilevamento sono a distanza troppo ravvicinata, considerata tale se è minore della distanza tra antenna e sorgente, l'onda è considerabile come onda piana.

Considerando due antenne riceventi situate ad una distanza  $D$ , come in figura 3.7, la differenza di fase  $\Phi$  tra i due segnali risulta essere in funzione degli angoli azimutale  $\theta$  e di elevazione  $\phi$  tramite l'equazione:

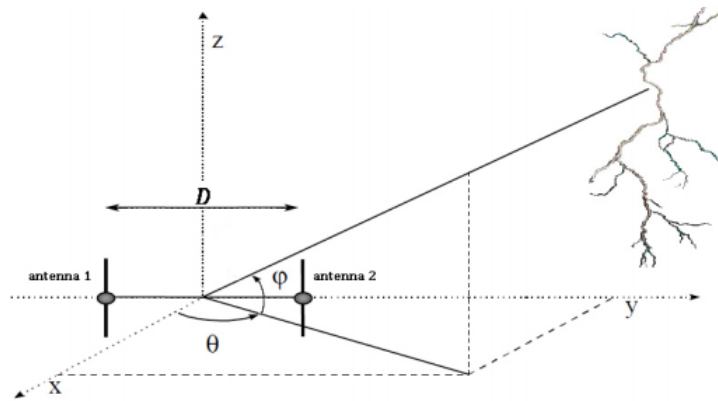
$$\Delta\Phi = \frac{2\pi}{c} D\nu \sin(\theta) \cos(\phi) \quad (3.2)$$

ove  $D$  è la distanza tra le due antenne,  $\nu$  è la frequenza del segnale ricevuto e  $c$  è la velocità della luce.

Misurando la differenza di fase tra le due antenne indipendenti è possibile dedurre l'angolo azimutale e di elevazione. Solitamente, la distanza minima tra i due sensori, affinché questa tecnica funzioni correttamente, è di una decina di km. Tuttavia, sarebbe poco opportuno approssimare un'onda generata da un processo di fulminazione come un'onda piana sinusoidale o cosinusoidale. Infatti, di norma, i segnali emessi risultano molto più complessi, ma attraverso trasformate di Fourier è possibile esplicitarli come somma di termini sinusoidali.

### 3.2.4 Analisi di arrivo del tuono

Un metodo particolarmente antiquato e primitivo prevede l'analisi del segnale acustico generato dall'evento di fulminazione: il tuono. Questa tecnica fornisce informazioni sulla distanza, approssimata, tra lo *striking point* e il punto di osservazione, escludendo, però, ogni tipo di proprietà essenziale, quale la direzione o la posizione



**Figura 3.7:** Strumentazione dedicata alla tecnica di interferometria. Essa è composta da due antenne riceventi poste ad una distanza  $D$ , sensibili al segnale d'onda proveniente da una sorgente.

di caduta. Considerando che il lampo arriva istantaneamente all'osservatore, con velocità approssimabile a  $3 \times 10^8$  m/s, il tuono viene udito con un ritardo  $t$  pari a  $d/v$  ove  $v$  è la velocità del suono nell'aria, circa uguale a 330 m/s, e  $d$  è la distanza tra osservatore e punto di caduta. Questa tecnica rudimentale è applicabile con distanze non superiori a poche decine di chilometri, in quanto è raro poter captare il segnale acustico a distanze maggiori di 20 km.

### 3.2.5 Efficienza ed accuratezza

Ogni strumentazione che costituisce un LLS, cioè un *Locating Lightning System*, è caratterizzata da parametri che ne definiscono l'affidabilità nel fornire informazioni sulla posizione di rilevazione del punto di fulminazione, sia che esso sia montato su satellite sia su terra.

#### *Detection Efficiency*

Uno dei parametri che caratterizzano i metodi sopra elencati è il *Detection Efficiency*, o semplicemente DE, per il rilevamento *strokes* e di *flashes*<sup>3</sup>. Tale valore, fornito in percentuale, indica quantitativamente la frazione di fulmini che il LLS riesce a localizzare rispetto al numero reale di eventi di fulminazione. Dal momento in cui un *flash* può essere composto da uno o più *strokes*, la rilevazione di un *flash* è raggiunta con al più una singola rilevazione di *stroke*, oppure di componenti di scarica differenti, cosicché la DE di un singolo *flash* può eccedere quella di un singolo *stroke*. Generalmente, dei forti ed intensi *strokes* possono essere rilevati con una efficienza maggiore, prossima al 100%, mentre essa diventa approssimativamente uguale a 0 quando è di debole intensità, come quando la distanza tra sensore e punto di fulminazione è molto alta. Tuttavia, l'efficienza varia altamente con la tecnica di rilevazione ed essa può subire brusche fluttuazioni con la variabilità delle caratteristiche orografiche del suolo, come la presenza di zone montuose, che possono implicare la distorsione del segnale.

<sup>3</sup>Importante ricordare che con il termine *flash* si intende il processo di completa neutralizzazione che include più eventi elettrici, quali *leaders*, *strokes*, *K-processes*, *correnti continue*, ecc. in un intervallo di tempo non superiore a 1 s.

Un segnale di fulminazione viene, perciò, scartato quando il DE non raggiunge un valore limite, che qualitativamente indica il valore per cui il sensore risulta estremamente sensibile a rumori di fondo. Questo significa che, in tali circostanze, lo strumento di rilevazione non è stato capace di registrare in modo ottimizzato l'evento in questione.

### **Location Accuracy**

Un altro parametro di efficienza e accuratezza della rilevazione è il *Location Accuracy Parameter*, o LA, che dipende ampiamente dalla tecnica di rilevazione utilizzata. I metodi più comuni, quali quelli esposti precedentemente, hanno un LA che varia considerevolmente in base a diverse condizioni esterne e la precisione con cui si riesce a localizzare un evento nello spazio può variare da poche centinaia di metri a decine di chilometri.

La tecnica TOA performa in condizioni ottimali nel caso in cui le stazioni siano perfettamente sincronizzate, perciò l'accuratezza potrebbe essere fortemente compromessa nel caso in cui vi siano sfasamenti di orologi tra le antenne. È da considerare il fatto che gli errori sui tempi misurati dalle singole stazioni è insignificante, ma che l'accuratezza del tempo finale, elaborato da appositi algoritmi, risulta essere soggetta a fluttuazioni non trascurabili. I metodi DF e DMF, invece, sono profondamente ancorati alle condizioni esterne, che limitano l'accuratezza della locazione del punto di fulminazione.

Poiché la maggior parte delle reti di fulminazione non copre un'area vasta (solitamente le reti di fulminazioni coprono una regione spaziale pari a quella di uno stato e di poche zone limitrofe), la LA cambia se si riferisce all'area interna di una regione, coperta da più sensori, o ad aree remote caratterizzate da uno scarso numero di strumentazioni.

# Capitolo 4

## Le reti di fulminazione al suolo

A partire dalla seconda metà del XX secolo, sono nate e si sono sviluppate le prime reti di fulminazione al suolo, dedite alla rilevazione, allo studio e all'osservazione dei fenomeni di fulminazione. Col passare degli anni, sino ai giorni nostri, tali reti sono state ottimizzate e il loro range di attività si è ampliato fino a coprire quasi tutto il globo.

Attualmente molti paesi dispongono della propria rete di fulminazione al suolo, che ricopre zone limitate ai confini nazionali. A tal proposito, esistono progetti globali con l'intento di unificare le informazioni e i dati provenienti dalle reti confinanti.

L'interesse degli studi meteorologici è, tutt'oggi, incentrato sullo studio dei fenomeni di fulminazione CG, mentre gli eventi IC vengono spesso accantonati, in quanto non di importanza rilevante in progetti di prevenzione da fulminazione. Perciò, la stragrande maggioranza delle reti di fulminazione dispone solamente di strumenti legati a metodi LF e VLF per la rilevazione dei CG, mentre sono più rari i sensori per le VHF. In particolare, il sistema di localizzazione più utilizzato e più diffuso si basa su una tecnica ottenuta da un incrocio ibrido tra la MDF e la TOA, che garantisce risultati migliori che utilizzando una delle due tecniche singolarmente. Tuttavia, molte reti, quali quelle di fulminazione totale, registrano sia i fulmini CG che i fulmini IC, in quanto uno sguardo totalizzante su questi eventi atmosferici può essere più chiarificante di quanto non lo sembri.

La rete che verrà illustrata nei prossimi paragrafi, della quale ho analizzato i dati di fulminazione, è la rete LINET, che offre la più alta precisione di localizzazione. Essa nacque in Germania presso l'Università di Monaco nel 2006, principalmente con funzionalità in ambito ricerca, che presto si sono rivelate anche applicabili in ambito operativo.

### 4.1 La rete di fulminazione LINET

Dopo essere stata ideata nel 1990 da un progetto da un gruppo di ricercatori dell'Università Ludwig-Maximilians di Monaco, si è ingrandita negli anni fino a coprire tutta la regione europea con un centinaio di sensori. Inoltre, durante una cooperazione internazionale, La LINET ha avuto la possibilità di espandersi in altri continenti, come il Sud America, Australia ed Africa Centrale.

Essa fa uso di un mix di sensori capaci di integrare in un'unica tecnica i metodi per le VLF/LF e per le VHF, operando solamente sulle prime, cosicché essa può localizzare allo stesso modo CG ed IC, anche di intensità molto deboli. Una tecnica

ibrida, quale quella accennata in precedenza, ricavata da tecniche MDF e TOA, è la protagonista della rilevazione accurata e totalizzante che caratterizza questa linea. Le coordinate, ottimizzate con una precisione spaziale di soli 150 m, dell'evento di fulminazione vengono estrapolate con il metodo MDF ed in seguito, confrontando i tempi di ricezione dei vari sensori con i tempi teorici calcolati per le fulminazioni di tipi IC e CG, è possibile riconoscerne la tipologia.

Nella prossima sezione verrà illustrato il quadruplo sensore che caratterizza la LINET.

#### 4.1.1 Il sensore della LINET

Il sensore della rete è formato da quattro elementi. Il primo è rappresentato da una antenna capace di rilevare le componenti  $ns$  e  $we$  del flusso del campo magnetico generato dal fenomeno di fulminazione. Un esempio illustrativo è dato dalla figura 3.6, nella quale si possono notare due dischi giacenti su piani ortogonali alla superficie e tra loro. Inoltre, il flusso, così misurato, può essere esplicitato direttamente in dipendenza del tempo o del range di frequenza di interesse, cioè da pochi kHz a centinaia di migliaia di kHz, consentendo così la possibilità di rilevare anche segnali molto deboli.

Il secondo elemento è un orologio GPS, che consente di ottenere una precisione temporale del segnale di 100 ns. Questi primi moduli operano con una frequenza di campionamento di 1 MHz, con finestra temporale di circa 500  $\mu$ s, sicché non può essere osservato più di un fenomeno all'interno di questo intervallo. Gli altri due elementi, costituenti dello strumento di rilevazione, sono rappresentati da un convertitore analogico digitale e da uno strumento software di acquisizione e processazione dati. Al fine che lo strumento, nella sua totalità, operi correttamente, è necessario che i sensori siano posizionati a distanze inferiori di 200 km.

#### 4.1.2 Caratteristiche della LINET

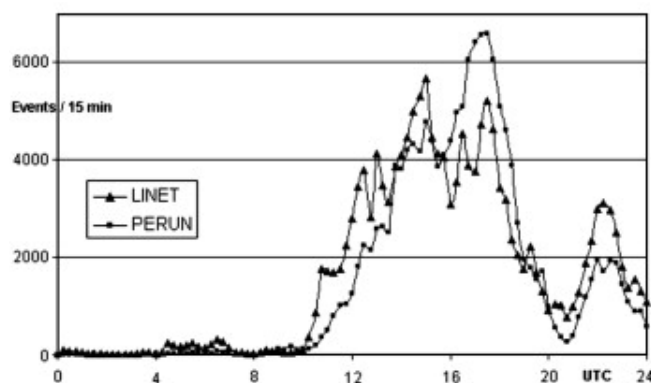
In questo paragrafo verranno elencate le caratteristiche salienti della rete di fulminazione LINET, quali la capacità di fornire informazioni sulla totalità della fulminazione, l'elevata sensibilità agli impulsi di fulminazione, l'accuratezza sulla localizzazione dello *striking point*, la capacità di discriminare un fulmine IC da un fulmine CG e l'elevata precisione nel rilevare la quota di inizio di una scarica IC.

#### 4.1.3 Dati su fulminazioni totali

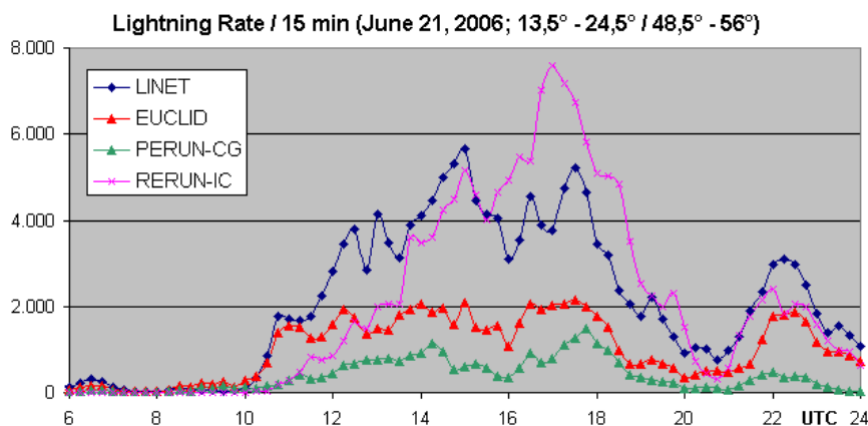
Una caratteristica saliente della rete LINET, come già accennato precedentemente, è l'impiego di tecniche che operano sulle bande VLF/LF per analizzare segnali provenienti anche da altre frequenze, quali le VHF. Le fulminazioni di tipo CG sono rilevate attraverso tecniche di tipo VLF ed LF, mentre gli IC si osservano con metodi che operano sulla banda VHF. L'abilità unica della rete LINET è quella di coprire e di visualizzare precisamente eventi che avvengono su vaste zone, senza avere alcuna perdita di dati (Betz, et al., 2009). Inoltre, è un utile strumento per tracciare la formazione di celle temporalesche, per riconoscere condizioni meteo severe, per studiare i processi chimici indotti dagli eventi di fulminazione e per modellare i dati per processi di tipo convettivo.



Il numero delle scariche IC è abbastanza alto per attribuire la qualità di 'fulminazione-totale' alla rete LINET, altrimenti sarebbe accessibile solo mediante l'implementazione di tecniche nella banda VHF (Betz, et al., 2009).



**Figura 4.1:** Evoluzione temporale della totalità di fulmini, registrati dalla rete LINET e PERUN, in Polonia (21 giugno, 2006). Risulta ovvio che entrambe le reti registrino i temporali convettivi allo stesso modo, sebbene sembri che la rete LINET abbia una sensibilità maggiore ad ogni segnale di fulminazione (Loboda et al., 2006)



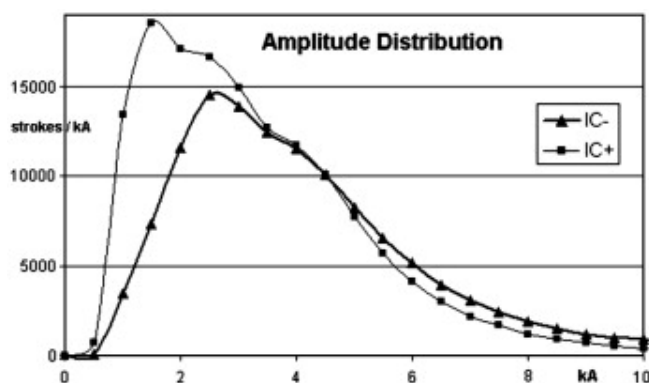
**Figura 4.2:** Numero di eventi di fulminazione ogni 15 min, in funzione dell'ora di rilevazione (in UTC). Sono mostrati i risultati per tre reti network (LINET, EUCLID, PERUN), senza discriminazione tra IC e CG per le reti LINET ed EUCLID. Dagli andamenti delle curve si nota una forte attività poco dopo le 10:00 UTC: le reti LINET ed EUCLID si comportano similmente, mentre la rete PERUN mostra una efficienza bassa (Loboda, et al., 2006).

#### 4.1.4 Sensibilità ad ogni fulminazione

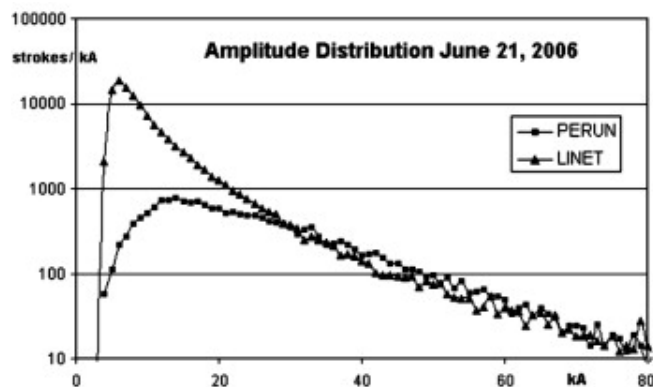
La possibilità di rilevare ed osservare una fulminazione dipende da molti fattori, quali la precisione, la sensibilità dei sensori della rete e l'intensità con cui l'evento si verifica. La rete LINET possiede sensori talmente ottimizzati da essere sensibile anche a fulminazioni di intensità minore a 5 kA, sino ad avere un limite inferiore di 2kA. Infatti, la misura di eventi IC, attraverso le tecniche VLF e VL, richiede un'elevata precisione nella rilevazione di piccoli impulsi. I *flashes* che si verificano all'interno di una nube temporalesca hanno picchi di intensità che oscillano da valori

minimi di 5kA a valori massimi di 15 kA.

È noto che le curve di distribuzione di intensità per fulminazioni di tipo IC e CG si sovrappongono in più intervalli di intensità di segnale. Per tale motivo, la sensibilità della rete LINET si estende anche al di sotto dei 5 kA, per garantire la possibilità di distinguere tra un tipo di fulminazione ed un altro. Un altro aspetto rilevante della rete è che essa è capace di rilevare anche eventi di intensità considerevole. Infatti, è risaputo che possano verificarsi anche scariche che raggiungono picchi di circa 100 kA.



**Figura 4.3:** Distribuzione dell'ampiezza di intensità di corrente per eventi di tipo IC, in Germania. Mentre gli IC negativi mostrano un picco vicino ai 3 kA, gli eventi IC positivi risultano molto più abbondanti a correnti minori. La caduta di frequenza dai 2 kA riflette la limitatezza dell'efficienza della rete (*Betz et al., 2007*).



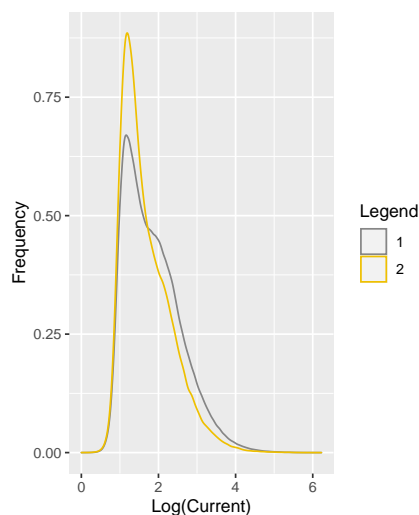
**Figura 4.4:** Distribuzione dell'ampiezza dell'intensità di corrente per fulminazioni di tipo CG, rilevate dalla rete LINET e dalla rete PERUN. Si nota che l'andamento delle due curve è simile, ma la frequenza di rilevazione per le scariche CG meno intense, da parte della rete LINET, è più alta. Questo è un sintomo positivo della sensibilità della rete (*Loboda et al., 2006*).

### Analisi della sensibilità

Parte del lavoro che ha caratterizzato questo elaborato consiste in un'analisi ed elaborazione di un dataset di dati di fulminazione proveniente dalla rete LINET. Il pacchetto dati contiene informazioni sulla coordinata di posizione del fenomeno, sul tipo di fulminazione, sull'intensità di corrente, sulla quota di fulminazione (per gli

IC) e sull'accuratezza del segnale. Esso copre tutti i dati di fulminazione compresi in intervallo temporale di 10 anni, tra il 2009 e il 2019, in un'area di interesse particolarmente ristretta: Il Gran Sasso Abruzzese. La scelta della regione in studio verrà esposta nelle sezioni successive. In particolare il dominio dell'analisi dati è ristretto ad un'area compresa tra 13.1-15.1°E e 42-42.7°N.

In figura 4.5, si può notare la distribuzione di intensità per fulminazioni di tipo



**Figura 4.5:** Distribuzione di ampiezza del logaritmo dell'intensità di eventi di tipo CG (1) e IC (2), misurata dalla rete LINET, per un intervallo temporale di 10 anni.

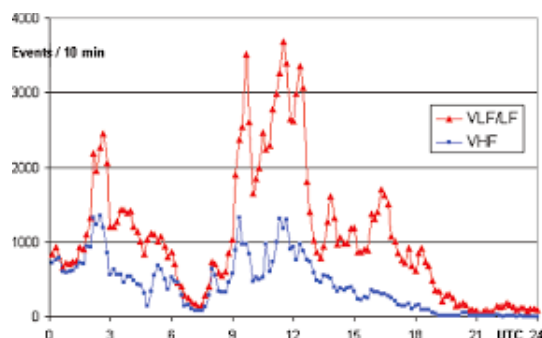
CG e IC. Mentre i CG mostrano un picco verso i 3 kA di intensità, gli IC hanno un picco più alto. La sensibilità della rete di fulminazione fornisce la possibilità di rilevare fenomeni anche poco intensi. Tuttavia, si ha una caduta di intensità intorno ai 2 kA: questo non implica il fatto che fulminazioni di intensità minore a 2 kA siano poco probabili, ma che questo valore sia un limite inferiore di efficienza della rete.

### Discriminazione tra fulminazioni di tipi IC e CG

Come già descritto in precedenza, la rete LINET ha la peculiarità di adottare strumentazioni e sensori che nascono da un incrocio ibrido TOA e DF, per cui, operando su bande di frequenza bassa (VLF ed LF), è possibile osservare eventi in bande più alte (VHF), in cui dominano i fenomeni di tipo IC. Tuttavia, a causa di questa intersezione di regioni di operatività, non è possibile distinguere eventi di tipo IC da eventi di tipo CG basandosi solamente su una analisi di intensità di corrente. Perciò, questa tecnica è stata ottimizzata attraverso un'analisi dell'impulso, sebbene più volte abbia mostrato situazioni problematiche nella distinzione tra i due fenomeni.

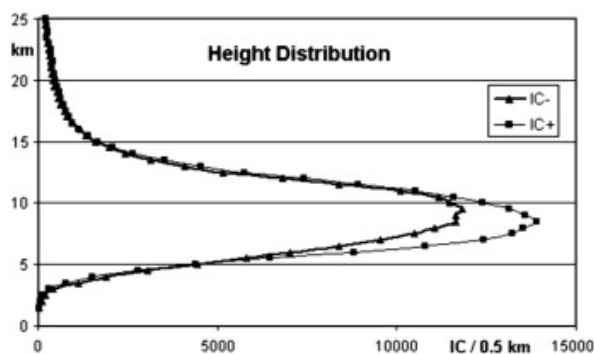
### Quota di rilevamento di scariche IC

In aggiunta alla discriminazione tra fenomeni di tipo CG e IC, la rete di fulminazione LINET fornisce anche informazioni sulla quota a cui si verifica una scarica di tipo IC. Le informazioni possono essere fornite bidimensionalmente e tridimensionalmente, ma, nel nostro caso, in figura 4.7 è mostrata solo un'analisi 2D dei dati sulla quota. Essa ci mostra la sovrapposizione degli andamenti della quota di rilevazione per IC



**Figura 4.6:** Numero di eventi localizzati dalle reti LINET e PERUN attraverso metodi operanti nelle VLF/LF e VHF rispettivamente (*Betz et al., 2009*).

positivi e IC negativi. Si nota l'andamento gaussiano delle curve e picchi di quota intorno a 8 km per entrambe le polarità, sebbene nel caso di IC negativi il picchio sia leggermente più basso.



**Figura 4.7:** Distribuzione dell'altezza di rilevazione per le scariche di tipo IC positivo e di tipo IC negativo, misurata dalla rete LINET (*Betz et al., 2007*).

### Accuratezza nelle coordinate di caduta del fulmine

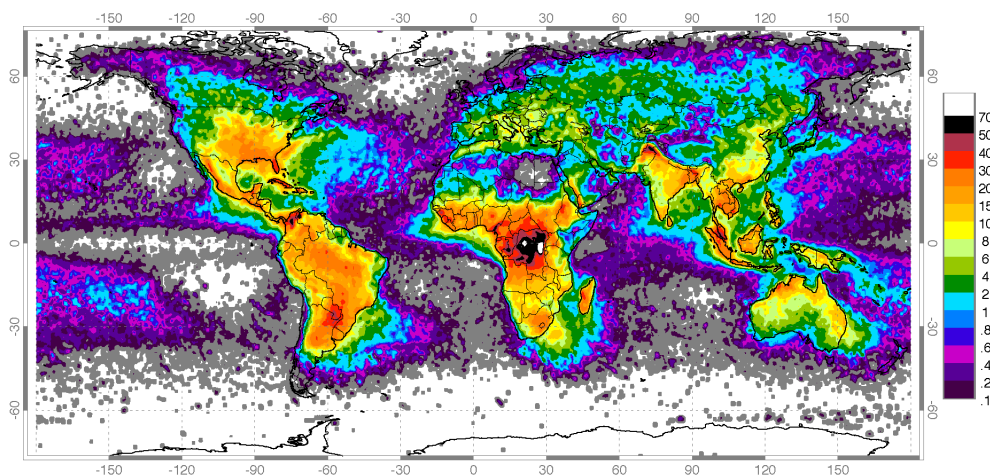
Attraverso tecniche di ottimizzazione e di perfezionamento degli strumenti di rilevazione, la rete LINET dispone di dati sulle coordinate di caduta di un fulmine molto precise. L'errore medio sulla posizione dello *striking point* è stato abbassato, con successo, a valori di 100 m, mentre solitamente si aggira a valori di 150 m. È imperativo, tuttavia, che l'errore sulla localizzazione non superi valori di 300 m sul piano orizzontale. In caso contrario ci potrebbero essere ambiguità sulla distinzione tra IC e CG.

# Capitolo 5

## Applicazioni dei dati di fulminazione

### 5.1 Frequenza e distribuzione

La difficoltà, e a volte l'impossibilità, nel miscelare le informazioni che provengono da tutte le reti sparse nel globo ci impedisce di ricavare informazioni sulla densità e occorrenza globale di fenomeni di fulminazione. Tuttavia, una stima approssimata afferma che ogni istante nel globo siano in corso migliaia (circa 1800) di temporali, i quali generano una quantità di scariche anche superiore a 100 al secondo (*Brooks, 1925*).



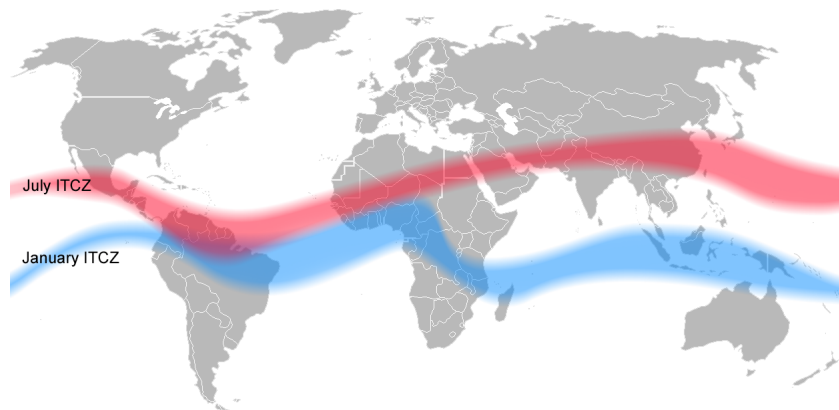
**Figura 5.1:** Distribuzione annuale di fulminazioni per  $\text{km}^2$ . Da notare il picco di fulminazioni che si verifica lungo l'equatore, in particolare in Africa, dovuto alla forte convezione termica che caratterizza questa fascia. Inoltre, la variabilità stagionale porta considerevoli cambiamenti su queste distribuzioni (*Singh, et al., 2011*).

Recenti studi sulla frequenza globale di fulminazioni, basati su osservazioni dallo spazio tramite il OTD (*Optical Transient Detector*), dimostrano che questo valore è sovrastimato (*J. Christian et al., 2003*). Appurando che il numero totale di *flashes* annuale è di circa 1.4 miliardi, il tasso di fulminazione per secondo è stato traslato a 45 fulminazioni, che risulta essere di gran lunga inferiore al valore dedotto precedentemente.

La frequenza, in percentuale, di fulminazioni di tipo IC raggiunge anche soglie di 80/90% sulle fulminazioni totali, mentre la frequenza restante appartiene a fenomeni di tipo CG (*Chauzy e Soula, 2001*). Tuttavia è chiaro, come sarà esposto in seguito con un'analisi di dati attuale, che queste frequenze siano altamente variabili spostandosi di regione in regione, essendo i fenomeni di fulminazione strettamente legati a più condizioni esterne, quali l'insolazione. Un 50% abbondante di fulminazioni avviene su terra, mentre il restante avviene su mare. Tuttavia secondo alcuni studi (*Mezuman, et al., 2014*), durante una significativa porzione della giornata (9 ore consecutive) ci sono più temporali su oceani che su terra. Le scariche di fulminazione dominano su terra nei tropici, in particolar modo nelle regioni africane, sud americane e sud asiatiche, in quanto popolano la cosiddetta *Walker Circulation*, ove la caduta di pioggia è uniforme ed intensa (*Kumar, et al. 2018*).

È possibile estrapolare una correlazione positiva (*Lapp et al., 2007*) tra i tipi di fulminazioni, in particolare tra IC e CG, mostrando anche che non esiste un effetto rilevante portato da una separazione tra fulminazioni su terra e su mare. Inoltre, la corrente media di conduzione dei temporali su terra e su mare, è di circa 760 A (*Mezuman, et al., 2014*), per cui rappresentano più del 90% della variabilità del circuito elettrico globale. Come già approfondito ampiamente nei capitoli precedenti, una delle principali cause fisiche della formazione di nubi temporalesche risiede nella convezione termica. Perciò, ci si potrebbe aspettare che vi sia un incremento della frequenza di fulminazioni nella zona di convergenza intertropicale (ZCIT), nota anche come fronte tropicale (figura 5.2), in quanto caratterizzata da forti instabilità atmosferiche, causate dalla convergenza degli alisei e dalla risalita di masse d'aria calda.

Recentemente (*Kumar, et. al, 2018*) è stata verificata la correlazione positiva tra la formazione di nubi temporalesche e raggi cosmici galattici (GCR, *Galactic Cosmic Rays*), in quanto, entrando nella bassa atmosfera, producono processi di ionizzazione, influenzandone così la conducibilità.



**Figura 5.2:** Raffigurazione della zona di convergenza intertropicale. Caratteristica è la variabilità di questa fascia con le stagioni: a luglio la fascia, colorata in rosso, risulta coprire regioni a latitudini più alte, mentre a gennaio la banda, colorata in blu, copre zone a latitudini inferiori.

## 5.2 Fulminazioni e fisica dell'atmosfera

In questa sezione verranno illustrati brevemente le relazioni e applicazioni tra processi di fulminazioni ed altri eventi atmosferici. In particolare, è rilevante il ruolo che questi giocano quando si tratta di clima e cambiamenti climatici. Sono da investigare, anche, le correlazioni tra eventi di fulminazione e altri fenomeni atmosferici, quali pioggia e grandine. Infine, verranno esposte le conclusioni di alcuni articoli relativi all'impatto dell'uso del suolo e del cambiamento della tipologia del suolo sulla frequenza di fulminazioni e temporali, marcando il fatto che questi fenomeni atmosferici sono un forte sintomo di come si sta trasformando l'ambiente che ci circonda.

### 5.2.1 I fulmini e la pioggia

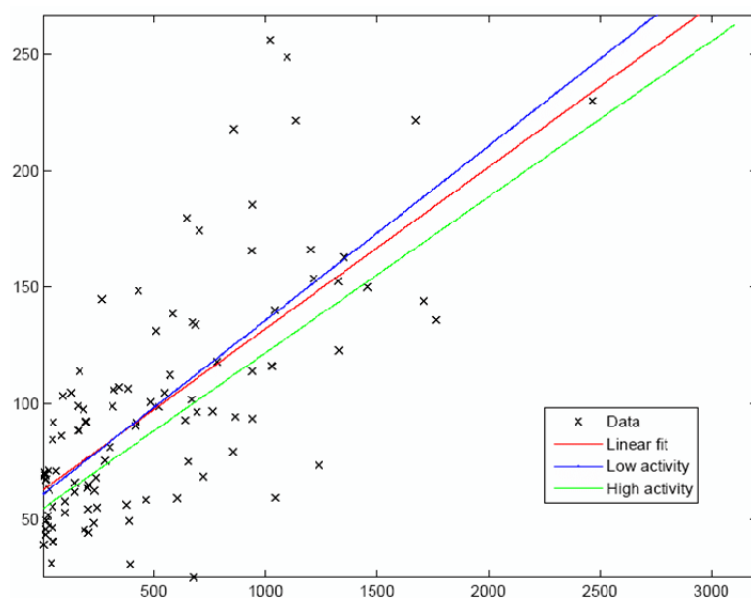
Innumerevoli sono gli studi che includono investigazioni su dati di fulminazione e di precipitazione. L'aspetto fondamentale che li accomuna è che esiste una correlazione positiva tra intensità di fulminazioni e di precipitazioni (*Soula and Chauzy. 2001; Barnolas et al. 2008; Jing Sun et al. 2019; Finney et al. 2020*). In particolare, l'attività elettrica di sistemi convettivi è il più delle volte un indicatore della produzione di precipitazioni. Pare, infatti, che le precipitazioni aumentino di intensità con l'aumentare della frequenza di fulminazioni di tipi CG positivo, mentre non accade nel caso di fulminazioni di tipo CG negativo (*Chauzy et al., 2001*). Inoltre, prendendo in considerazione il contributo specifico di ogni fulminazione sulla precipitazione totale, è possibile ricavare la quantità totale di pioggia caduta dalla attività elettrica di un ciascun sistema. La differenza tra i diversi volumi di acqua precipitata è, inoltre, positivamente correlata al tipo di fulminazione, giungendo alla conclusione che esista una relazione tra fulminazione e precipitazione totale. Tuttavia, queste considerazioni e possibili correlazioni positive risultano essere particolarmente complesse e non si possono estendere con certezza a tutte le regioni globali.

### 5.2.2 I fulmini e la grandine

Esistono anche correlazioni, come nel caso di pioggia, tra attività elettrica in nubi convettive e formazione di grandine (*Dong et al., 2008*). Alcuni risultati indicano che ci sono due periodi di forte attività elettrica durante il processo di formazione di grandine. La caduta della grandine è associata al primo periodo. Dopo la fine di questo processo, si nota una decrescenza nella frequenza di fulminazione. Tuttavia, dopo la prima caduta, è possibile osservare una rapida risalita nel secondo periodo, associato alla presenza di fulminazioni nella regione ad incudine della nube temporalesca. Inoltre, il picco di frequenza di fulminazione si osserva solitamente 5 minuti prima della caduta della grandine, tempo poco adeguato per prevenire i danni che essa provoca.

Le percentuali di fulminazioni durante la precipitazione di grandine affermano che solo il 6% delle fulminazioni totali sono di tipo CG, di cui il 20% risulta essere positivo. Quest'ultimo dato si discosta ampiamente dal tasso globale di fulminazioni di tipo CG positivo.

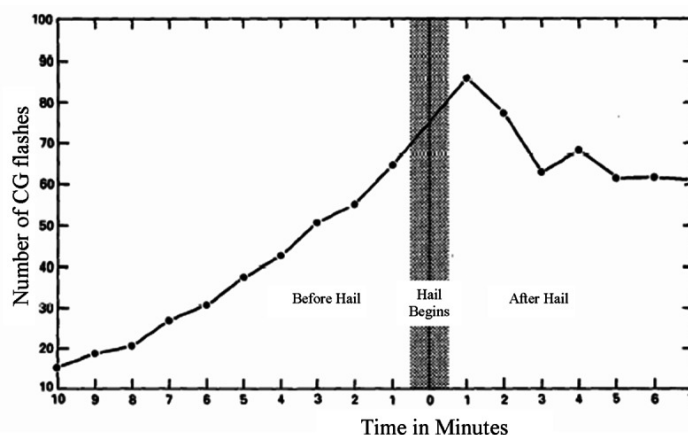
In altri casi (*Price, 2008*) si osserva, invece, che il picco di fulminazioni di tipo CG si riscontra temporalmente con un ritardo rispetto alla caduta della grandine (figura



**Figura 5.3:** Relazione tra numero di eventi di fulminazione e quantità di precipitazioni, nel caso in cui vengono considerati tutti i dati di fulminazione, con fit di colore rosso, i dati di alta attività di fulminazione, con fit in verde, e i dati con una bassa attività di fulminazione, con fit rosso (*Barnolas et al., 2008*).

5.4). Nonostante ciò, le celle all'interno della nube, responsabili della formazione di eventi di fulminazione di tipo CG, si formano, in entrambi i casi, con un anticipo di circa 10 minuti sull'inizio della precipitazione. Inoltre, pare che vi sia una stretta relazione tra il tasso di fulminazioni e l'intensità della grandinata.

Carey e Rutledge (1998), si soffermarono su una densità di frequenza di CG positivi (circa il 74% dei totali) particolarmente alta durante una grandinata, se associata a fenomeni estremi come tornadi.



**Figura 5.4:** Distribuzione temporale della variazione di attività di fulminazione durante il processo di formazione e caduta di grandine. Da notare che il picco di frequenza di fulminazioni di tipo CG è situato temporalmente con un ritardo rispetto alla precipitazione di grandine (*Price, 2008*).

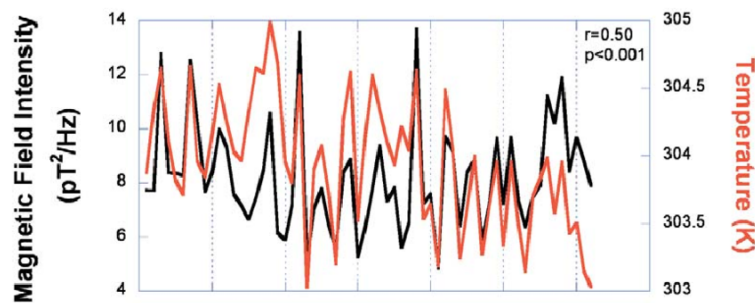


### 5.2.3 I fulmini e il clima

Sono già state fatte allusioni, nelle sezioni precedenti, all'importanza dei fenomeni di fulminazione in ambito climatico. Infatti, molti articoli scientifici enfatizzano la proprietà di questi eventi atmosferici di riflettere il cambiamento climatico. Infatti, la distribuzione di fulminazioni lungo tutto il globo è direttamente connessa al clima terrestre. Risulta esplicito, negli ultimi anni, che la variazione globale mensile di fulminazioni sia dipendente dalla variazione globale mensile di temperatura di bulbo bagnato (*wet bulb*<sup>4</sup>). La correlazione è più importante nell'emisfero nord ed è meno forte nell'emisfero sud, mentre i tropici non mostrano alcuna dipendenza esplicita (Reeve, et al., 2006).

Col passare degli anni, l'attività antropogenica sul suolo terrestre ha influenzato drasticamente lo stato di equilibrio del clima. Dato che l'avvento di eventi di fulminazione è dovuto, nel caso di nubi convettive, alla convezione termica del suolo, ci si potrebbe aspettare un innalzamento del *rate* di fulminazioni con l'intensificarsi del riscaldamento globale. Inoltre, i fulmini sono una delle prime sorgenti di ossido di nitrogeno  $\text{NO}_x$ , e di ossido di nitrogeno indotto  $\text{LNO}_x$  (Schumann e Huntrieser, 2007) in atmosfera, molecola che funge da precursore per la comparsa di ozono  $\text{O}_3$  in troposfera. Dato che, come ben si sa, l'ozono è un gas serra, l'attività di fulminazione potrebbe avere un *feedback* positivo sul sistema climatico. Inoltre, i fulmini sono un ottimo indicatore dell'intensità della convezione termica, che è legata ai parametri del nostro clima.

Studi recenti mostrano un'alta correlazione positiva tra la temperatura della superficie terrestre e l'attività di fulminazione (Price, 2008). La figura 5.5 mostra la temperatura media giornaliera sul suolo africano in rapporto con l'attività di fulminazione totale (Price e Asfur, 2006).



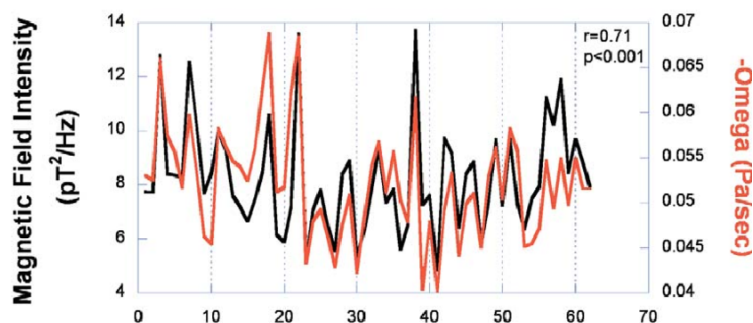
**Figura 5.5:** Attività di fulminazione media giornaliera, in nero, in relazione con la temperatura media superficiale in Africa, in rosso, calcolate su un periodo di 2 mesi (Price e Asfur, 2006).

È chiaro che la temperatura risulta essere un'asse portante per comprendere la relazione tra clima e attività elettrica.

Un altro indicatore di correlazione tra i due fenomeni è il vapore acqueo: dato che esso assorbe le radiazioni infrarosse emesse dalla superficie terrestre, sarebbe corretta l'assunzione del *feedback* positivo sul riscaldamento globale. Altri studi (Price et al., 2006) mostrano una forte connessione tra fulmini e umidità specifica<sup>5</sup> nella regione

<sup>4</sup>Si intende la temperatura più bassa che si può ottenere per evaporazione dell'acqua nell'aria a pressione costante.

superiore della troposfera. In figura 5.6 sono rappresentati i plot dell'attività di fulminazione su tutta l'Africa e l'umidità specifica, misurata a 300 hPa.



**Figura 5.6:** Attività di fulminazione media giornaliera, in nero, in relazione all'umidità media relativa (a 300 hPa), in rosso, calcolate su un periodo di 2 mesi (Price e Asfur, 2006).

### 5.2.4 I fulmini e le variazioni stagionali

Le variazioni stagionali, come ci si potrebbe aspettare, influenzano l'attività di fulminazione totale. Infatti, è chiaro che, con l'avvento della stagione calda e secca, si riscontra un aumento della convezione termica al suolo e che, nel caso di stagioni fredde e umide, i processi di convezione termica sono inibiti (Galanaki et al., 2018; Kotroni et al. 2008; et al.). Tuttavia, questo ragionamento è applicabile solamente su zone non marittime: su mare, il più delle volte, si verifica il fenomeno opposto.

## 5.3 Fulminazioni, uso del suolo e orografia

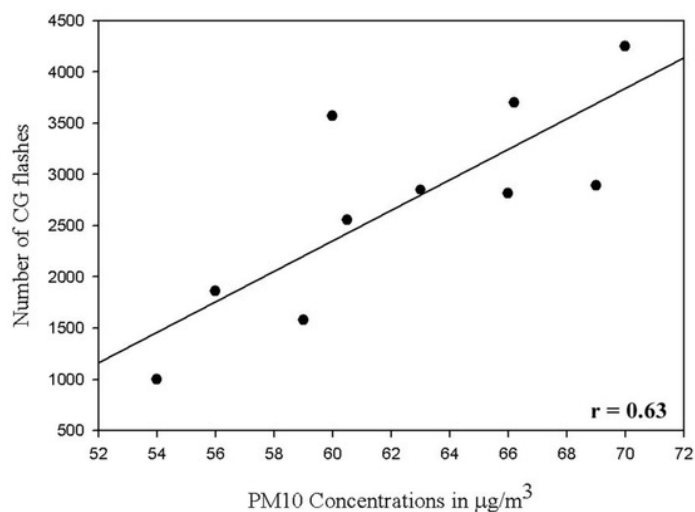
Altri studi, strettamente inerenti al tema principale di questa tesi di laurea, posano l'attenzione sugli effetti che l'orografia e la tipologia e suo del suolo, insieme al suo cambiamento, hanno sull'attività elettrica in atmosfera. In particolare, questi hanno la capacità di influire sulla frequenza di fulminazioni, sulla loro tipologia e polarità inibendo o accrescendo l'attività elettrica in bassa atmosfera.

### 5.3.1 I fulmini e l'uso del suolo

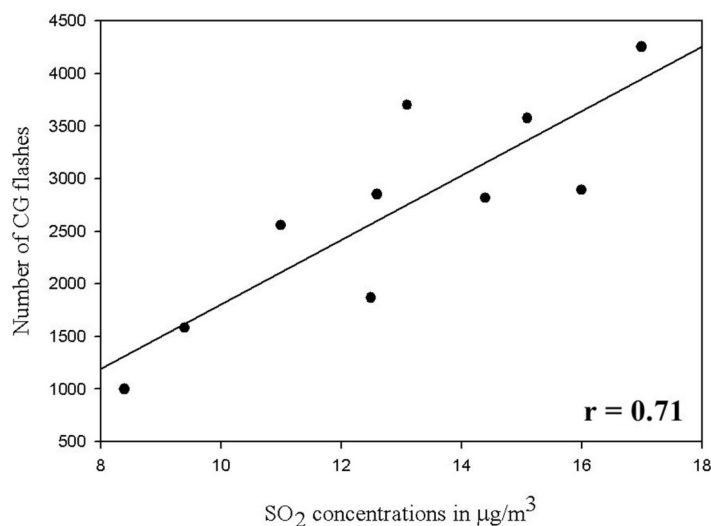
Sono state studiate e dedotte, nel corso degli anni, possibili casualità per l'alta variabilità della frequenza di fulminazioni totale, ma in particolare di fulminazioni CG, e le caratteristiche dell'ambiente in date regioni. L'uso del suolo e la tipologia del suolo (*Land Use e Land Cover*, LULC) giocano un ruolo cruciale nella interazione tra suolo e atmosfera a livello locale e globale. In particolare, l'urbanizzazione, l'espandersi delle attività antropologiche influenzano tutt'ora i parametri atmosferici e l'attività elettrica e termica in atmosfera. È risaputo che lo sviluppo di aree urbane e la loro espansione sono le principali cause dell'insorgenza di aria più calda e più inquinata, in comparazione con le aree non urbanizzate limitrofe. Questo effetto è detto *Urban Heat Island* o semplicemente UHI. A scopo dimostrativo viene citato

<sup>5</sup>Si intende il rapporto, espresso in g/kg, tra la massa di vapore e la massa di aria secca in un determinato volume d'aria.

uno studio applicato sull'area urbana della città di Taipei in Cina (*Kar e Liou, 2019*), che include importanti conclusioni. Infatti, si osserva che la distribuzione spaziale di fulminazioni CG segue il profilo delle aree urbane della città, fenomeno dovuto all'incremento dell'attività termica. Inoltre le concentrazioni di PM10 e SO<sub>2</sub> mostrano una correlazione positiva lineare con il numero di CG *flashes*, supportando così l'ipotesi di relazione tra *aerosol* e attività elettrica (figura 5.7, figura 5.8).



**Figura 5.7:** Scatter plot del numero di fulminazioni di tipo CG e media annuale di concentrazione di PM10. Immediata è la relazione lineare tra le due grandezze (*Kar e Liou, 2019*).



**Figura 5.8:** Scatter plot del numero di fulminazioni di tipo CG e media annuale di concentrazione di SO<sub>2</sub>. Immediata è la relazione lineare tra le due grandezze (*Kar e Liou, 2019*).

Inoltre, risulta essere positiva anche la relazione tra crescita della popolazione, sintomo dello sviluppo di aree urbane, e attività di fulminazione.

Altri fattori che influiscono, forse anche più intensamente di quello appena esposto, sono la deforestazione, finalizzata a raccolti ed allevamenti, e gli incendi. È chiaro che esista un rapporto di casualità tra lo sviluppo di nubi temporalesche convettive

e i fattori appena elencati. Di particolare importanza sono gli studi che prendono in considerazione regioni sensibili alle attività umane, come l'Amazzonia (*Albrecht et al., 2010*). Oltre ad investigare e appurare l'estrema correlazione tra i fattori ambientali, quali l'aumento dell'umidità atmosferica, inquinamento dell'aria dovuto a incendi di biomasse, deforestazione intensa e l'accrescimento della convezione termica in atmosfera, si è notata una preferenza tra la tipologia del suolo e la polarità della fulminazione. Verso la fine del periodo asciutto, infatti, si osserva una percentuale di CG positivi più alta. Temporali, dominati da eventi positivi (negativi), vengono generati preferenzialmente al di sopra di zone disboscate (boschive) con una più marcata (meno marcata) profondità della cella convettiva ed una più intensa (meno intensa) *convective available potential energy*. Inoltre, durante il periodo in cui soffiano i monsoni, lo sviluppo di celle convettive e di nubi temporalesche è fortemente ancorato dalla direzione del vento zonale, il quale limita l'attività elettrica in troposfera.

### 5.3.2 I fulmini e la tipologia del suolo

Mentre nella sezione precedente si considera l'influenza dell'uso (e cambiamento) del suolo sui processi convettivi, in questa verrà esposta l'importanza della tipologia del suolo sui fenomeni in atmosfera. La dipendenza tra copertura del suolo e attività di fulminazione non è così immediata e dipende profondamente dalla regione in interesse. Una preferenza per le fulminazioni su terreni boschivi in uno stato potrebbe non rivelarsi corretta in una regione limitrofa. Infatti, queste correlazioni dipendono e sono influenzate, in primo luogo, dai parametri climatici ed ambientali della zona di interesse. In molti casi (*Sisniega et al., 2017*) è stata osservata una preferenza per fulminazioni di tipo CG positivo per zone soggette ad una forte attività umana, come zone urbane. In ugual modo, ma sempre meno marcato, è parsa chiara una correlazione tra aree non vegetate, zone con vegetazione non coltivate, arabili e con coltivazioni permanenti e attività di fulminazione di tipo *cloud-to-ground* positivo, basandosi su dati di fulminazione e sul tipo di suolo in una regione della Asturias (Spagna).

Da sottolineare è il fatto che sono stati trovati forti discrepanze e lacune tra questi risultati e quelli trovati da altri (*Mora et al., 2015*) in precedenza per la regione di Castilla y Leon (Spagna). La differenza tra le due conclusioni è da ricollegare tempestivamente alle caratteristiche orografiche e climatiche delle due regioni, e su come possano influire sui risultati.

Molti altri studi, che verranno illustrati brevemente, sono stati dedicati all'influenza della tipologia del suolo sull'attività elettrica. L'aspetto che li accomuna è che i sistemi oceanici inibiscono l'attività di fulminazione (*Xu et al., 2010*) e che le aree boschive provocano l'effetto opposto in certi periodi dell'anno (*Kotroni e Lagouvardos, 2008; Oulkar et al., 2019; et al.*), in quanto hanno la proprietà di trattenere l'umidità nelle stagioni secche. Questi aspetti verranno ripresi anche successivamente.

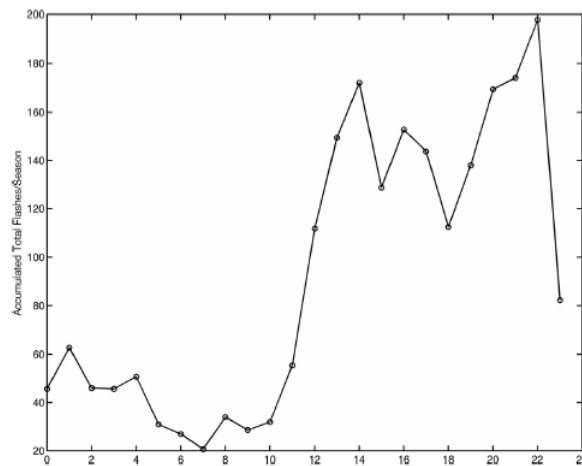
### 5.3.3 I fulmini e l'orografia

È già stato esposto, nelle prime sezioni, che oltre a temporali convettivi esistono altri tipologie di nubi temporalesche, quali i temporali orografici. Questi sono generati dalla risalita forzata di aria calda dovuta ad ostacoli, che possono essere catene

montuose o zone abitative imponenti. Perciò, ci si aspetta che possa esistere una relazione tra fulminazione e altitudine. Alcuni studi (*Kotroni e Lagouvardos, 2008*) evidenziano la correlazione positiva tra attività di fulminazione, pendenza ed elevazione del suolo, durante l'estate e la primavera, nelle regioni mediterranee, mentre non risulta particolarmente evidente per il resto dell'anno.

Le caratteristiche del suolo possono anche influire sulla posizione, nel tempo, in cui si verifica la maggior parte degli eventi di fulminazione e di eventi temporaleschi intensi. Infatti, molti lavori (*Pawar et al., 2015; Oulkar et al., 2019*), sono stati dedicati allo studio di queste correlazioni, in particolare nelle regioni montuose dell'Himalaya.

In figura 5.9, viene illustrato come l'altitudine influisca sulla posizione temporale di insorgenza di eventi temporaleschi intensi, che sono traslati alle prime ore della sera, fattore attribuito alla conversione dell'umidità alle basi delle alture a causa del riscaldamento radiativo.



**Figura 5.9:** Variazione diurna nelle regioni prossime a Guwahati (India, bassa Himalaya), nei periodi pre monsonici, tra gli anni 2010 e 2013. Gli orari sono espressi in UTC (*Pawar et al., 2015*).

Inoltre, si osserva un incremento dell'attività di fulminazione con l'aumentare della quota di osservazione nelle regioni secche, caratterizzate da una minor densità di zone boschive, mentre si nota un indebolimento a più basse quote in regioni umide e con vegetazione meno scarsa (*Oulkar et al., 2019*), diversamente dai casi trattati per le regioni mediterranee, in cui si verifica esattamente il caso opposto.

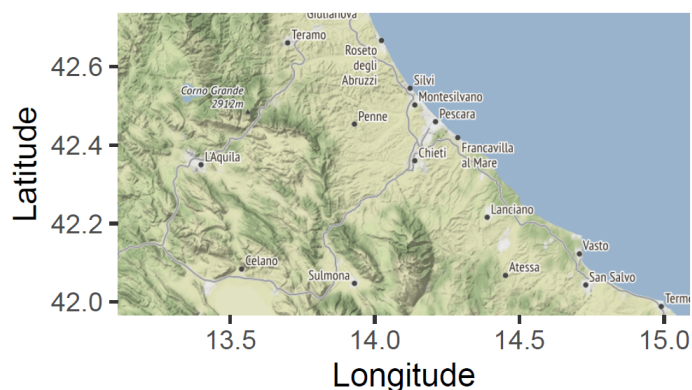
# Capitolo 6

## Analisi di dati di fulminazione LINET, *land type, elevation e slope*

Una parte del lavoro che caratterizza questo elaborato, come esposto nell'introduzione, consiste nell'elaborazione e analisi dei dati di fulminazione LINET, dati sulla tipologia del suolo, di altitudine e di pendenza, per comprendere ed approfondire la possibile correlazione tra l'attività di fulminazione, l'uso del suolo e i caratteri orografici del territorio. Perciò, la parte conclusiva dell'elaborato ha il fine di rafforzare e verificare le teorie già esposte nelle sezioni precedenti (*Kotroni et al., 2008; Kar et al., 2019; et al.*).

### 6.1 Introduzione

Prima di illustrare i dataset utilizzati e l'approccio sperimentale adottato, è opportuno esporre un *summariu*m delle tematiche principali trattate e dei risultati ottenuti. Innanzitutto, la regione sotto studio è compreso nell'area tra 13.1-15.1°E e 42-42.7°N, cioè include una esigua parte del Gran Sasso Abruzzese.



**Figura 6.1:** Estensione orizzontale dell'area di dominio dello studio.

La scelta di quest'area dipende principalmente dal fatto che è una regione estremamente varia: oltre ad essere caratterizzata da un clima mediterraneo, essendo bagnata sulla costa dal mar Adriatico, comprende anche sfumature di un clima più

rigido verso la parte interna, essendo in piena zona montuosa. Perciò, è un dato di fatto che l'attività elettrica e di fulminazione sia ancorata fortemente ai parametri climatici e ambientali che caratterizzano questa regione.

Infatti, viene investigata la possibile relazione tra i fattori ambientali e la frequenza di fulminazione, in un intervallo temporale di 10 anni (2009-2019). L'analisi dei dati di fulminazione ha mostrato una forte connessione tra le variazioni diurne e stagionali e l'attività di fulminazione in troposfera. Inoltre, verrà mostrato anche il forte divario tra attività elettrica su regioni marittime e non marittime, consistente in una inibizione dell'attività di fulminazione sulle prime nei periodi caldi e secchi (MAM, JJA) ed un incremento nei primi periodi freddi e umidi (in particolare in settembre).

L'approccio sperimentale sui dataset di fulminazioni, di *elevation* e *slope* ha evidenziato che: durante i periodi caldi e secchi (MAM e JJA) esiste una dipendenza tra le caratteristiche orografiche, quali altitudine e pendenza, del territorio e attività di fulminazione, mentre non risulta altrettanto esplicita negli altri periodi dell'anno, in particolare in inverno (DJF). L'analisi sull'uso del suolo ci suggerisce una positiva correlazione, durante i mesi estivi, tra zone abitative ed urbane ed incremento di attività elettrica e termica al suolo ed una possibile dipendenza tra aree boschive e fulminazioni nei primi 500 m di altitudine.

## 6.2 I dati

### 6.2.1 Dati di fulminazione LINET

I dataset sugli eventi di fulminazione sono stati forniti gentilmente dalla rete di fulminazione LINET, le cui principali caratteristiche sono già state esposte nel capitolo 4. Tale rete, disponendo di tecniche di rilevazione TOA e DF nelle bande VLF/LF, ha la capacità di rilevare fulminazioni totali con estrema precisione.

Il dataset utilizzato comprende gli eventi di fulminazione, specialmente di tipo CG, in un intervallo temporale di 10 anni, tra il 2009 e il 2019, in un dominio spaziale compreso nell'area esposta in figura 6.1. Esso comprende la posizione, ottimizzata, in coordinate geografiche (Longitudine e Latitudine) dello *striking point*, la tipologia di fulminazione (CG o IC), l'intensità e polarità di corrente, ed, infine, la quota di fulminazione per la fulminazione di tipo IC.

### 6.2.2 Dati di elevazione, pendenza e copertura del suolo

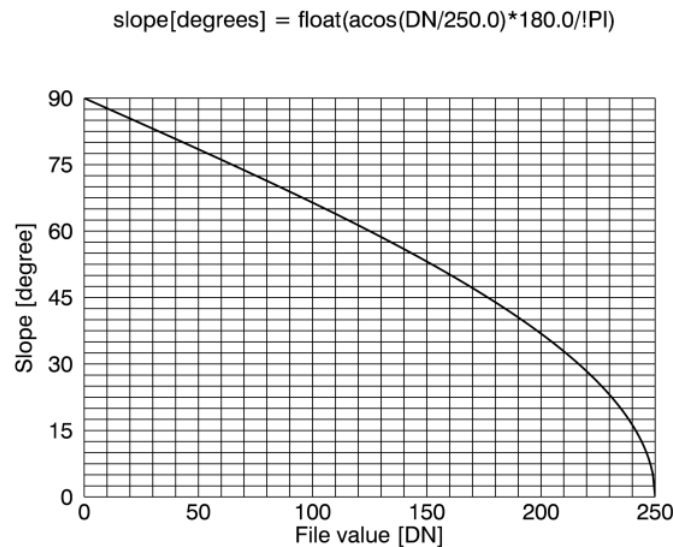
Per ottenere i dati sulla quota di rilevazione di un fenomeno di fulminazione è stato utilizzato un pacchetto, in R, che provvede strumenti per accedere ai dati di elevazione e di quota DEM (*Digital Elevation Model*) dal *Mapzen Terrain Service*. Per i dati di pendenza è stato usato il raster database *Copernicus Slope Digital Surface Model*, con celle di risoluzione 25 m per 25 m, mentre per i dati sulla tipologia del suolo è stato incluso il raster database *Copernicus Global Land Coverage Classification*, con celle di risoluzione 100 m per 100 m. Il dominio di tutti i database è stato ristretto alla regione di interesse.

Il base dati globale SDSM (*Slope Digital Surface Model*), comprende valori di pendenza misurati in *DN* (*Digital Number*). La conversione da *DN* a gradi avviene at-

traverso la tabella di conversione in figura 6.2 e la formula di conversione è mostrata in figura 6.3.

DN	Slope [°]	Slope [%]	DN	Slope [°]	Slope [%]	DN	Slope [°]	Slope [%]	dn	Slope [°]	Slope [%]	DN	Slope [°]	Slope [%]
0	90.0	inf	50	78.5	490	100	66.4	229	150	53.1	133	200	36.9	75
5	88.9	4999	55	77.3	443	105	65.2	216	155	51.7	127	205	34.9	70
10	87.7	2498	60	76.1	404	110	63.9	204	160	50.2	120	210	32.9	65
15	86.6	1664	65	74.9	371	115	62.6	193	165	48.7	114	215	30.7	59
20	85.4	1246	70	73.7	343	120	61.3	183	170	47.2	108	220	28.4	54
25	84.3	995	75	72.5	318	125	60.0	173	175	45.6	102	225	25.8	48
30	83.1	827	80	71.3	296	130	58.7	164	180	43.9	96	230	23.1	43
35	82.0	707	85	70.1	277	135	57.3	156	185	42.3	91	235	19.9	36
40	80.8	617	90	68.9	259	140	55.9	148	190	40.5	86	240	16.3	29
45	79.6	546	95	67.7	243	145	54.5	140	195	38.7	80	245	11.5	20
50	78.5	490	100	66.4	229	150	53.1	133	200	36.9	75	250	0.0	0

**Figura 6.2:** Tabella di conversione per la pendenza, misurata in  $DN$ . Il valore massimo della pendenza, in  $DN$ , equivale a  $0^\circ$ , mentre il valore minimo della pendenza, in  $DN$ , vale  $90^\circ$ .



**Figura 6.3:** Formula di conversione per la pendenza, da  $DN$  a gradi $^\circ$ , e grafico della relazione funzionale tra le due unità di misura.

Il database globale di *land cover*, comprende 24 categorie (*Closed forest, evergreen needle leaf; Closed forest, deciduous needle leaf; Closed forests, evergreen, broad leaf; Closed forest, deciduous broad leaf; Closed forest, mixed; Closed forest, unknown; Open forest, deciduous needle leaf; Open forest, evergreen broad leaf; Open forest, deciduous broad leaf; Open forest, mixed; Open forest, unknown; Shrubs; Herbaceous vegetation; Herbaceous wetland; Moss and lichen; Bare/sparse vegetation; Cropland; Urban; Snow and ice; Permanent water bodies; Open sea*), mentre il database sull'elevazione comprende i dati di altitudine in metri.

### 6.2.3 Approccio sperimentale

L'approccio sperimentale da me utilizzato comprende una analisi e interpolazione di dati di fulminazione con i raster databases sopra menzionati. Attraverso codici



in R e in Python, sono stati estratti i valori di tipologia del suolo, di pendenza e di elevazione ed, in seguito, sono stati stampati plot e svolti calcoli statistici, per investigare a pieno le possibili correlazioni presentate in precedenza. In particolare, per calcolare quantitativamente la preferenza della fulminazione sulla tipologia del suolo, è stato riciclato il parametro potenziale che viene adoperato da Kotroni e Lagouvardos. Esso converte un fattore qualitativo in un fattore quantitativo e può essere espresso dalla equazione:

$$Pot = \frac{\text{Percentuale di fulminazioni stagionali cadute su una tipologia di suolo}}{\text{Percentuale della tipologia di suolo sull'area di interesse totale}} \quad (6.1)$$

Il  $Pot$  può assumere i seguenti valori significativi: se  $< 1$  significa che la tipologia del suolo influenza negativamente l'insorgenza di fulminazioni; se circa uguale a 1 significa che le due percentuali si eguagliano e che non vi è preferenza di occorrenza di fulminazioni sulla tipologia di suolo; se  $> 1$  significa che la categoria di suolo influenza positivamente l'attività di fulminazione, che risultano preferire il dato tipo di suolo ad altri.

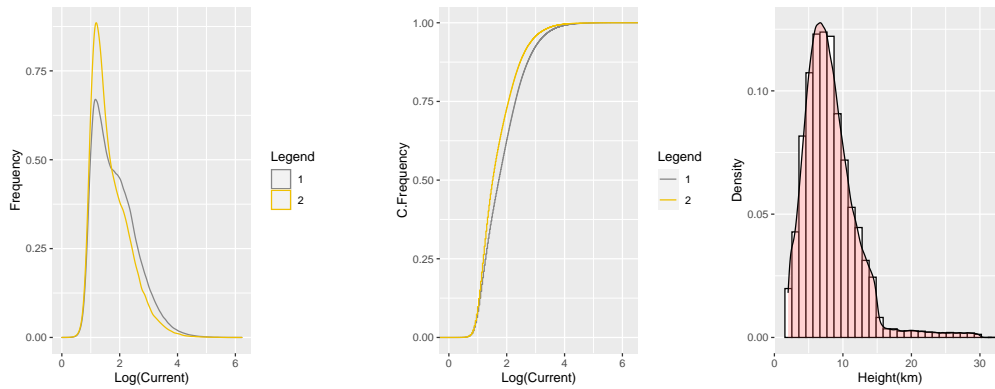
## 6.3 Risultati

### 6.3.1 Analisi statistiche dei dati di fulminazione

Durante l'intervallo temporale preso in considerazione (2009-2019) si è verificata una totalità di 1.2 milioni di fulminazioni di tipo CG. Per semplicità e per interessi fenomenologici, sono stati esclusi quelli di tipo IC. Dei primi, il 63% costituisce fulminazioni al suolo, mentre il restante 37% fulminazioni su mare, percentuali differenti dalle frequenze globali esposte nel capitolo 5. Si sono registrate 19 fulminazioni annuali per  $\text{km}^2$  su tutto il territorio, di cui  $22/\text{km}^2$  su terra e  $14/\text{km}^2$  su mare. Il 45% delle fulminazioni al suolo è di tipo CG positivo, mentre il 55% è di tipo CG negativo; nel caso delle fulminazioni su mare, invece, il 46% è di tipo CG positivo, mentre il rimanente 54% è di tipo CG negativo. Perciò, non si osserva una particolare incidenza sulla polarità della fulminazione da parte di aree marittime e aree non-marittime. In figura 6.4 è mostrata l'analisi grafica sull'intensità di corrente (in kA) per le fulminazioni di tipo CG e IC e sulla quota di osservazione di fulminazioni di tipo IC.

### 6.3.2 Variazioni diurne di fulminazioni

L'analisi tra le fulminazioni su terra e su mare, in relazione alle variazioni diurne e stagionali, ha portato alle seguenti considerazioni: la variazione diurna della percentuale del numero totale di fulminazioni, su terra e su mare, mostra una forte crescita della frequenza di fulminazione a partire dalle 11:00 (UTC) sino ad un picco di densità situato temporalmente alle 13:00 (UTC). Durante le ore in cui l'attività solare è minima, invece, l'attività di fulminazione risulta fortemente inibita. Nel caso in cui si considerino le fulminazioni su terra e su mare, si nota una forte somiglianza tra la curva delle fulminazioni al suolo e le fulminazioni totali per le prime, mentre per le seconde l'andamento della curva è molto più irregolare. Questo accade poiché la percentuale di fulminazioni su terra equivale al 63% dei fulmini totali, mentre la



**Figura 6.4:** Plots della frequenza, frequenza cumulata del logaritmo naturale dell'intensità di corrente (in kA) per fulminazioni di tipo CG (1) e IC (2) e della frequenza di quota di osservazione per eventi di tipo IC, avvenute tra il 2009 e il 2019. Il plot a sinistra esprime la frequenza con la quale una determinata intensità di corrente si verifica, mentre quello centrale ne mostra la frequenza cumulata. È da notare che la pendenza con cui la curva (2) risale è maggiore rispetto a quella della curva (1), per cui ci si può aspettare una minore intensità media di corrente per fulminazioni di tipo IC. Il plot a destra mostra un picco di frequenza che cade a circa 7 km di quota.

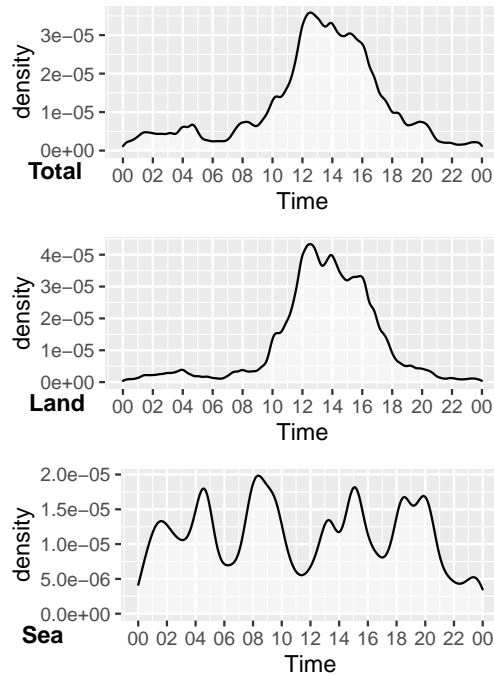
percentuale delle fulminazioni su mare è di circa 37%, per cui è ragionevole che le prime due curve si somiglino.

Le ragioni fisiche per cui si ottengono i picchi mostrati in figura 6.5 possono essere interpretate nel modo seguente:

1. *OverLand*: la convezione termica, su terra, risulta essere più intensa nelle ore diurne di massima attività solare (cioè tra le 12:00 e le 16:00 UTC), intensificando, così, e favorendo la formazione di nubi temporalesche di tipo convettivo. Per un medesimo input energetico, infatti, è maggiore la formazione di fenomeni convettivi su terra che su mare (*Brooks, 1925*). Perciò, è normale aspettarsi una frequenza di fulminazione più alta durante quelle ore.
2. *OverSea*: la convezione termica è poco intensa per tutte le ore del giorno. I picchi alle 04:00, 09:00, 15:00, 17:00 UTC di frequenza di fulminazione sono dovuti al fatto che il Mediterraneo rilascia il calore accumulato dal giorno nelle prime ore della giornata, poche ore prima del sorgere del Sole, e nelle prime ore della sera. Tuttavia, la ragione fisica di questo fenomeno non è ancora del tutto chiara. Alcuni autori (*Altartatz et al., 2003*) attribuiscono questo fenomeno al fatto che le brezze che si sviluppano lungo le coste sono più intense quando la differenza di temperatura tra la terra e il mare è massima, cioè durante le prime ore del mattino e le prime ore della sera.

### 6.3.3 Variazioni stagionali di fulminazioni

Lo studio delle variazioni stagionali di attività di fulminazione ha portato a considerazioni non ignorabili. Sarebbe ragionevole supporre che l'attività elettrica in atmosfera risulti incrementata durante i periodi caldi e secchi (MAM, JJA) e inibita durante quelli freddi e umidi (SON, DJF). Infatti, dalla figura 6.6 si osserva

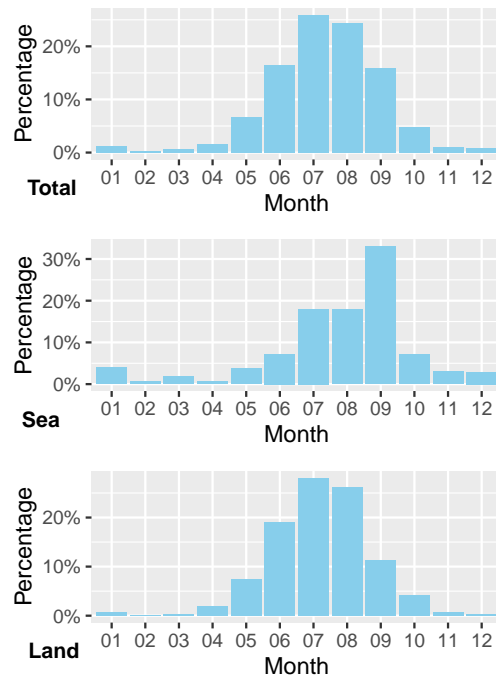


**Figura 6.5:** Variazione diurna della frequenza di fulminazioni totale (su terra e su mare), su terra e su mare calcolata tra il 2009 e il 2019. L'asse  $x$  esprime l'orario di fulminazione in UTC.

una rilevante variazione stagionale delle fulminazioni totali, su terra e su mare. Riassumendo le considerazioni necessarie:

1. *Total*: l'attività di fulminazione totale è più intensa nei mesi caldi e secchi (maggio, giugno, luglio, agosto e settembre) dato l'incremento di convezione termica durante il periodo estivo.
2. *OverSea*: differente è il caso per le fulminazioni su mare, in cui si nota un picco notevole nel mese di settembre. Questo è dovuto al fatto che il Mediterraneo rilascia, durante i primi mesi freddi, il calore conservato durante il periodo estivo. Differentemente dai risultati degli studi condotti da Kotroni e Lagouvardos, per cui l'attività elettrica su mare nelle regioni mediterranee è massima durante i mesi SON e DJF, nel nostro caso ciò non si presenta. La ragione risiede in due considerazioni: tra gli anni 2017/2019 si sono manifestati fenomeni intensi sulla costa abruzzese e molisiana verso i primi mesi di settembre, ragione per cui la frequenza di fulminazioni in quel mese è molto più alta che negli altri mesi; la regione di interesse ed analizzata risulta essere particolarmente ristretta rispetto alla totale area mediterranea, per cui è probabile che non siano stati registrati eventi atmosferici importanti, in quegli anni, durante i mesi invernali.
3. *OverLand*: come già esposto in precedenza per le variazioni diurne, la maggior parte delle fulminazioni è avvenuta su terra. Perciò i profili di fulminazione totale e su terra sono simili. Le considerazioni fisiche sui mesi estivi di attività di fulminazione sono già stati espresse.

I risultati mostrati in figura 6.6 supportano quelli già inclusi nella letteratura scientifica, per cui la differenza tra le proprietà termiche del suolo, comparate a quelle



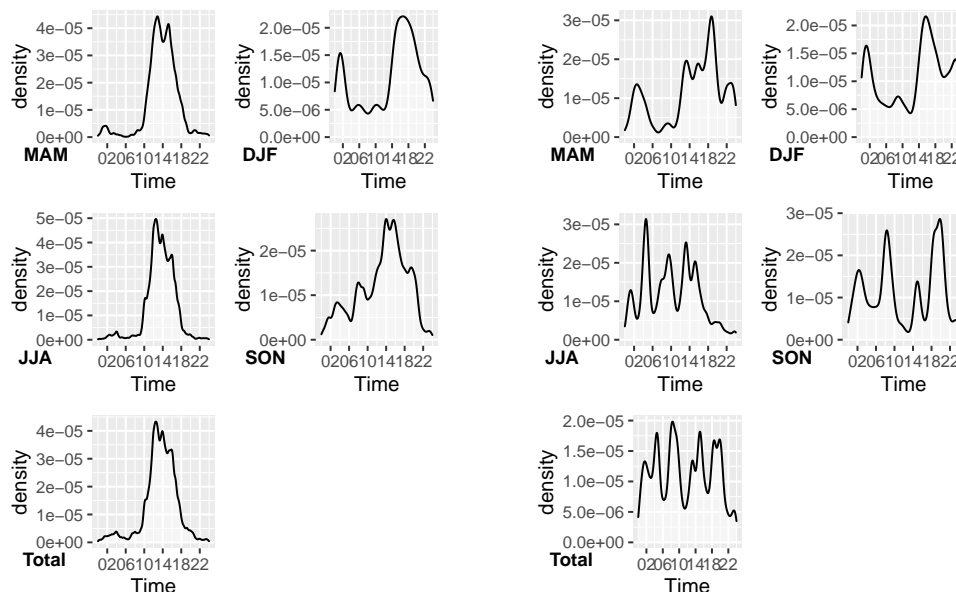
**Figura 6.6:** Variazione stagionale della frequenza di fulminazioni totale (su terra e su mare), su terra e su mare calcolata tra il 2009 e il 2019. L'asse  $x$  esprime l'orario di fulminazione in UTC.

della superficie del mare, spiega il numero maggiore di fulminazioni osservate su terra che su mare (*Williams e Stanfill, 2002*).

Dalla figura 6.7 si possono estrarre ulteriori informazioni sull'influenza stagionale nei confronti dell'attività elettrica in troposfera e termica al suolo e sul mare. Nel caso delle fulminazioni su terra, a sinistra, i plot della variazione diurna degli eventi di fulminazione in stagioni estive (JJA) e primaverili (MAM) sono simili, e seguono l'andamento della variazione diurna su tutto l'anno. La ragione risiede nel fatto che la percentuale delle fulminazioni, su terra, è maggiore rispetto a quella delle fulminazioni su mare, e perciò, risulta più 'pesata' rispetto all'altra.

Per le stagioni autunnali (SON) e invernali (DJF), l'attività elettrica su terra è strettamente legata a quella su mare, come vedremo in seguito, ed in particolare agli eventi verificatosi lungo la costa. Per tale motivo, è comprensibile la presenza di picchi di fulminazione al di fuori dell'intervallo diurno di insolazione massima e in corrispondenza della massima attività di fulminazione su mare. Per le fulminazioni su mare, invece, gli andamenti non risultano altrettanto chiari.

In tabella 6.1, vengono mostrate le percentuali caratteristiche per fulminazioni di tipo CG (totali, su terra e su mare) nel caso in cui si considerino le variazioni stagionali. È da sottolineare il fatto che, per gli eventi CG su mare, non v'è una rilevante variazione stagionale di polarità di fulminazione, mentre, considerando gli eventi CG su terra, di primo acchito, si nota la preferenza, nei mesi di SON e MAM, per fulminazione di polarità negativa.



**Figura 6.7:** Variazioni diurne di attività di fulminazione su terra, a sinistra, e su mare, a destra, per ogni stagione e per tutto l’anno, in un intervallo temporale compreso tra il 2009 e il 2019

Seasons	CG+ overland	CG- overland	CG+ oversea	CG- oversea
DJF	41%	59%	46%	54%
MAM	39%	61%	43%	57%
JJA	48%	52%	48%	52%
SON	36%	64%	45%	55%
Total	45%	55%	48%	52%

**Tabella 6.1:** Percentali di fulminazioni CG, positive e negative, per stagione ed annuali.

### 6.3.4 Relazione tra occorrenza di fulminazioni, altitudine, pendenza e proprietà del suolo

Il numero di studi che discutono le possibili relazioni tra i fenomeni di fulminazione e le caratteristiche della superficie terrestre, come l’altitudine, la pendenza e la vegetazione, sono limitati. Per cui, nella seguente sottosezione vengono illustrate le correlazioni ricavate dalle analisi che hanno incluso anche i databases di elevazione, di pendenza e di tipologia di suolo. In particolare, è stato utilizzato il database *Copernicus Global Land Cover Classification for 2018* e sono stati estratti gli eventi di fulminazione avvenuti nel 2018. Sarebbe stato possibile, ma meno opportuno, includere anche i *flashes* avvenuti negli altri anni, supponendo che la superficie abruzzese non avesse subito importanti variazioni di tipologie di suolo in quel lasso di tempo. Per una maggior comprensione e chiarezza dell’influenza stagionale sull’attività elettrica, sono stati analizzati le fulminazioni per ogni stagione, come in precedenza.

La figura 6.8 include la frequenza cumulata della quota, in metri, degli eventi di fulminazione e dei punti al suolo. Durante l’inverno (DJF), periodo con la più bassa percentuale di fulminazioni su terra (20% delle fulminazioni totali), la

maggior parte delle fulminazioni avviene nei bins (in metri) più bassi. Infatti, oltre l'80% dei fenomeni di fulminazione è stato rilevato ad altitudini minori di 300 m. Questo comportamento potrebbe essere attribuito al fatto che, durante questo periodo dell'anno, la maggior parte dell'attività convettiva si sviluppa in sistemi a basse pressioni ed è accompagnata da attività frontali, tali per cui le caratteristiche orografiche del territorio risultano non influenti. Infatti, è provato che l'incremento e lo sviluppo di celle temporalesche di tipo frontale non sia correlato alla quota, diversamente da fenomeni di forzatura orografica (Kotroni et al. 1999; Kotroni et al., 2005). Un simile comportamento è osservabile, sebbene meno evidenziato, durante l'autunno (SON), in quanto rappresenta un periodo di transizione tra la stagione calda e fredda.

Durante l'estate (JJA) e la primavera (MAM), in cui la percentuale di fulminazione su terra tocca valori dell'80%, si nota una stretta correlazione tra incremento dell'attività di fulminazione e aumento della quota di osservazione. Questo fenomeno è dovuto al fatto che, in estate, la maggior parte degli eventi atmosferici proviene da nubi temporalesche di tipo convettivo, per cui la forzatura verticale da parte delle caratteristiche diventa un parametro importante per la formazione di eventi di fulminazione.

La figura 6.9 rappresenta la frequenza cumulata della pendenza, in  $DN$ , caratteristica della posizione di *striking point* e dei punti al suolo. La curva marrone, nera e azzurra, che rispettivamente indicano gli andamenti per le fulminazioni in estate (JJA), in primavera (MAM) e dei punti al suolo (*points*) sono coincidenti. Questo esplicita una correlazione tra incremento di fulminazioni stagionali ed incremento della pendenza del suolo. La stessa considerazione non può essere applicata per le fulminazioni avvenute in autunno (SON), curva arancione, ed in inverno (DJF), curva blu, in quanto un loro incremento non è correlato all'aumento di pendenza. I risultati, coerenti con le teorie di Kotroni e Lagouvardos, indicano che, durante i mesi caldi e secchi, l'attività elettrica in atmosfera e la formazione di nubi temporalesche è legata al parametro di pendenza del suolo, mentre ciò non è esplicito nei mesi freddi e umidi. Questo dipende anche dal fatto che, in autunno e in inverno, la maggior parte delle fulminazioni avviene sulle coste e su mare, per le motivazioni fenomenologiche già esposte in precedenza. Basti notare che quasi il 90% delle fulminazioni in inverno avviene ad una pendenza di 250  $DN$  ( $0^\circ$ ), mentre in autunno, primavera ed estate tale percentuale ammonta a 60% e 40%.

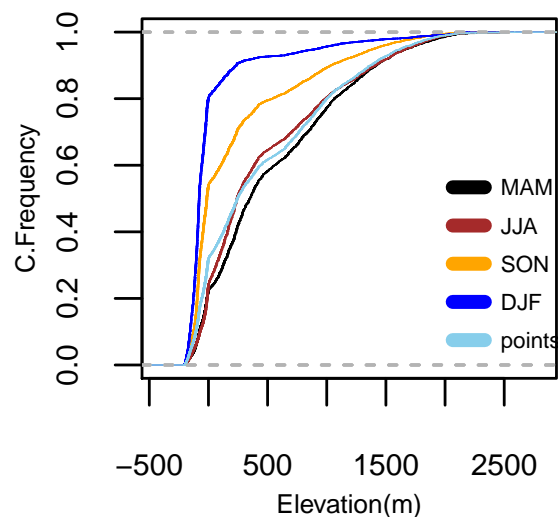
La figura 6.10 mostra, invece, la frequenza cumulata della quota (in metri) degli *strike points* degli eventi stagionali di fulminazione e della quota di osservazione (in metri) di una determinata tipologia di suolo: in quest'ultimo caso, ogni punto indica il centro di una cella, cioè un'area geografica, di dimensioni 100m per 100m. Nel plot sono presenti le frequenze cumulate per le seguenti tipologie di suolo: *forests*, *cropland*, *shrubs*, *urban*. Le considerazioni da evidenziare sono le seguenti:

1. Osservando la curva blu (DJF) e arancione (SON), l'80% e il 55% circa delle fulminazioni avvengono a quote minori o uguali a 0 m, cioè al livello del mare. Inoltre per il plot DJF solamente il 10% circa dei fulmini è caduto a quote maggiori di 200 m, mentre, per il plot SON, tale percentuale ammonta a 30%. Salta all'occhio lo 'scalino', comune ad entrambe le curve, a circa -50 m di elevazione, sintomo del fatto che la maggior parte delle fulminazioni su mare,

in inverno e in autunno, avviene a distanze maggiori di 25 km circa dalla costa abruzzese.

2. La curva nera (MAM) e marrone (JJA), mostrano una pendenza maggiore, rispetto alle precedenti, a partire dai 300 m di altitudine in quanto, come già mostrato, la maggior parte delle fulminazioni in estate e in primavera non avviene in prossimità delle coste. Infatti, in entrambi i casi, circa il 40%, leggermente da maggiorare nella stagione estiva, dei fenomeni di fulminazione avviene a quote maggiori di 300 m e il 20% avviene ad altitudini comprese tra i 1000 m e i 2000 m (da notare che per i plot DJF e SON tale percentuale raggiunge solamente il 5% circa).
3. La curva azzurra e quella viola indicano la quota di osservazione per zone urbane e coltivate. Caratteristico è il fatto che il loro andamento possa essere confuso dalla stretta somiglianza, fattore dovuto al fatto che le zone coltivabili, in questa regione dell'Abruzzo, si trovano in prossimità delle zone abitative. Nonostante ciò, poi vedremo anche il motivo, le fulminazioni mostrano una più marcata preferenza nei confronti di aree urbane che di aree coltivate.
4. Osservando, con uno sguardo complessivo, tutti i plot si nota la variazione di pendenza per tutte le curve verso i 500 m di quota. Questo scalino è dovuto al fatto che, verso i 500 m, si riscontra una diminuzione di aree abitative, coltivate e occupate da arbusti di medie dimensioni (*shrubs*) ed un aumento di aree boschive. Mentre solo il 40% delle foreste totali è presente nei bin inferiori a 500 m, nel caso degli altri tipi di suolo la frequenza cumulata in corrispondenza di quel valore tocca il 60% sul totale.
5. Diversamente dai risultati ottenuti da Kotroni e Lagouvardos, l'incremento di attività di fulminazione in estate (JJA) e primavera (MAM) non sembra particolarmente correlato alla presenza di zone boschive. Mentre tra i bins [0,500] le tre curve (MAM, JJA, *forests*) sembrano avere la medesima pendenza, dopo i 500 m la correlazione non è così chiara. Perciò si potrebbe assumere una correlazione tra fulminazioni avvenute tra marzo e agosto e la tipologia di suolo *forests* nei primi 500 m di altitudine, mentre oltre i 500 m non risulta esplicito. A tal proposito è stato calcolato il potenziale, precedentemente espresso, per i bins di elevazione di interesse, mostrando che non esiste questa correlazione. Perciò il motivo per cui le curve risultano crescere con la stessa pendenza risiede nel fatto che, tra 0 e 500 m, la dipendenza tra incremento di fulminazioni, in estate e in primavera, e altitudine e tra incremento di aree boschive e altitudine è la stessa.

Le tabelle 6.2, 6.3, 6.4 mostrano il potenziale *Pot*, già espresso precedentemente, per le tipologie di suolo mostrate. Sono state escluse le rimanenti 13 categorie in quanto non presenti in modo rilevante nel dominio di interesse. Infatti, per le categorie non espresse, si ottengono valori sovrastimati e sottostimati, in quanto la percentuale della suddette tipologie di suolo sul suolo totale è approssimabile a 0 e perciò non può essere considerato un buon indicatore del termine potenziale. Infatti, la componente casuale, in casi in cui la frequenza della categoria sulle categorie totali sia bassa, gioca la parte del leone. Da come ci potevamo aspettare, l'attività elettrica è soppressa, durante i mesi freddi e umidi (SON, DJF), per tutte le tipologie

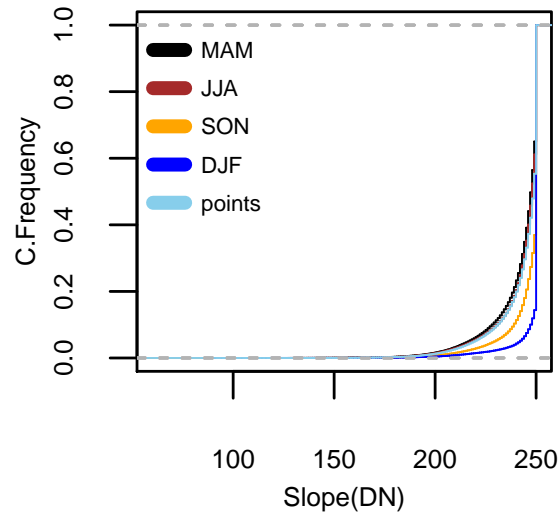


**Figura 6.8:** Frequenza cumulata della quota, in metri, degli eventi di fulminazione per stagione e dei centri delle celle, di risoluzione 100 m per 100 m, del database raster *Copernicus global land cover classification*.

di suolo, escluso al più la tipologia *Sea*. Infatti, l'attività di fulminazione in questi mesi è incrementata in corrispondenza di aree marittime in quanto il Mediterraneo rilascia il calore accumulato durante i mesi caldi, favorendo la convezione termica e la forzatura di masse d'aria dalla superficie. Dalla figura 6.10 si nota una maggior pendenza della curva DJF rispetto la curva SON nei bins minori di 0 m, motivo per cui si ha un potenziale maggiore per la categoria *Sea* nei mesi invernali che nei mesi autunnali.

Un importante risultato è legato alla categoria *Urban*: in estate si nota una netta preferenza per le fulminazioni di tipo CG a verificarsi in questa tipologia di suolo. Infatti, come appurato in altri studi (*Kar e Liou, 2019*), l'influenza delle zone abitative, che trattengono il calore generato dalle attività antropologiche, durante i periodi caldi e secchi, sull'attività elettrica e termica al suolo è considerevole. Non si presentano, invece, preferenze nel caso in cui si voglia distinguere tra fulminazioni positive o negative.

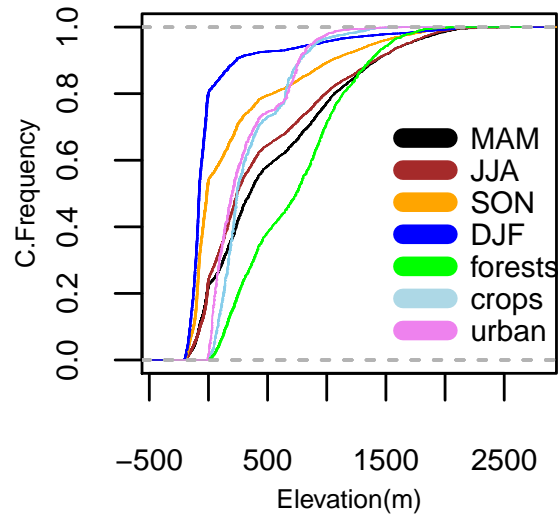




**Figura 6.9:** Frequenza cumulata della pendenza, in  $DN$ , degli eventi di fulminazione per stagione e dei centri delle celle, di risoluzione 25 m per 25 m, del database raster *Copernicus Digital Surface Model*.

Month	Shrubs	Herbaceous vegetation	Cropland	Urban	Evergreen needleleaf forest	Deciduous broadleaf forest	Sea forest
DJF	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2	2.5
MAM	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0	1.3	0.7
JJA	1.1	1.1	1.0	1.3	1.0	1.1	0.8
SON	0.7	0.6	0.8	0.7	0.5	0.6	1.7

**Tabella 6.2:** Potenziale, definito nella sezione di approccio sperimentale, per la totalità delle fulminazioni di tipo CG per ogni categoria di suolo.



**Figura 6.10:** Frequenza cumulata della quota, in metri, degli eventi di fulminazione per stagione e della quota di rilevazione, in metri, di una determinata categoria di *land cover*.

Month	Shrubs	Herbaceous vegetation	Cropland	Urban	Evergreen needleleaf forest	Deciduous broadleaf forest	Sea
DJF	0.3	0.1	0.3	0.4	0.1	0.2	2.6
MAM	1.1	1.0	1.0	1.0	1.0	1.2	0.8
JJA	1.0	0.9	1.0	1.2	0.7	0.9	1.0
SON	0.9	1.2	0.8	0.8	1.0	0.9	1.1

**Tabella 6.3:** Potenziale, definito nella sezione di approccio sperimentale, per la totalità delle fulminazioni di tipo CG positivo per ogni categoria di suolo.

Month	Shrubs	Herbaceous vegetation	Cropland	Urban	Evergreen needleleaf forest	Deciduous broadleaf forest	Sea
DJF	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2	0.2	2.4
MAM	1.1	1.2	1.0	1.0	0.9	1.3	0.6
JJA	1.1	1.2	1.0	1.3	1.0	1.1	0.7
SON	0.7	0.6	0.9	0.6	0.5	0.6	1.6

**Tabella 6.4:** Potenziale, definito nella sezione di approccio sperimentale, per la totalità delle fulminazioni di tipo CG negativo per ogni categoria di suolo.

### 6.3.5 Cenni conclusivi

In questa analisi di dati di fulminazione, di tipologia di suolo, di quota e pendenza, sono state investigate le possibili relazioni tra attività elettrica e proprietà orografiche ed ambientali nella regione del Gran Sasso abruzzese. Le conclusioni sono le seguenti:

1. Le variazioni diurne annuali di attività di fulminazione al suolo ci suggeriscono che, durante le ore più calde (11:00-16:00 UTC), la convezione termica al suolo è incrementata. Infatti, si riscontra un picco di frequenza di fulminazione attorno alle 13:00 per le fulminazioni su terra. Invece, nel caso di fulminazioni su mare, lo stesso fenomeno non si presenta.
2. Le variazioni stagionali di attività di fulminazione affermano che la maggior parte delle fulminazioni al suolo avviene nei periodi caldi e secchi (JJA), mentre la maggior parte delle fulminazioni su mare avviene in settembre.
3. Durante l'estate e la primavera esiste una correlazione positiva tra incremento di eventi di fulminazione ed aumento della quota di osservazione, mentre non risulta così evidente per il resto dell'anno, in particolare durante l'inverno.
4. Lo stesso risultato vale nel caso in cui si consideri la dipendenza tra pendenza e frequenza di fulminazioni. Tuttavia, comparando le figure 6.8 e 6.9, si nota una maggiore correlazione tra fulminazioni e pendenza che tra fulminazioni e altitudine. Ciò supporta l'idea che la pendenza influisca maggiormente sull'attività di fulminazione e sulla formazione di processi temporaleschi.
5. Le analisi sulle categorie del suolo e sull'attività di fulminazione esplicitano il fatto che esiste una 'preferenza', durante l'estate, per i fulmini nei confronti di zone abitative ed urbane, che tendono ad accrescere la convezione termica al suolo e trattenere l'aria umida nella bassa troposfera. L'attività di fulminazione durante i mesi freddi e umidi (SON, DJF) è inibita per tutte le tipologie di suolo, eccetto per la categoria *Sea*.

# Conclusioni

Oltre ad un *excursus* all'interno della letteratura scientifica dei fulmini e ad approfondire le cause fisiche di tali fenomeni, questo elaborato contiene anche un'analisi delle proprietà morfologiche, della variabilità spaziale e temporale, e dell'influenza che l'orografia e la copertura del suolo hanno su questi eventi. Per tale ragione, sono stati analizzati i *flashes* rilevati sul Gran Sasso d'Abruzzo in un intervallo temporale di 10 anni, dal 2009 al 2019, e i dati di elevazione, pendenza e copertura del suolo nell'area in interesse. La distribuzione spaziale di fulminazioni sul Gran Sasso e sulla costa abruzzese ha mostrato una forte dipendenza dalla topografia dell'area. Dato che il rapporto, tra area marittima e totale, è di circa 1:3, la frequenza, in percentuale, di fulminazione è stata normalizzata, ottenendo una distribuzione annua di 22 fulmini/km<sup>2</sup> su terra, 63% sul totale, e di 14 fulmini/km<sup>2</sup> su mare, 37% sul totale.

L'analisi temporale, invece, ha esplicitato una marcata variazione diurnale di attività di fulminazione al suolo durante le ore più calde, con picco alle 13:00 UTC, visto l'incremento di convezione termica al suolo, mentre, per gli eventi su mare, tale dipendenza non si riscontra. Per quanto concerne l'influenza stagionale, l'occorrenza di fulminazioni aumenta nei periodi caldi e secchi (JJA) su terra, mentre, su mare, gli eventi sono inibiti e meno frequenti, malgrado si riscontri una frequenza massima in settembre.

L'indagine sulle proprietà modellanti dei parametri orografici sulla formazione di processi temporaleschi ha condotto alle seguenti considerazioni: durante l'estate e la primavera si presenta una correlazione positiva tra incremento di fulminazioni al suolo ed elevazione, mentre non risulta così esplicito per il resto dell'anno (autunno ed inverno); la dipendenza, nei mesi caldi e secchi, tra fulminazioni e pendenza del suolo, è più accentuata rispetto alla precedente, mentre, nei mesi freddi e umidi, non si nota la sua influenza per lo sviluppo di sistemi temporaleschi. Infine, l'incrocio tra dati di fulminazione e dati di copertura del suolo ha mostrato una 'preferenza', durante i periodi estivi, di fulminazione su aree urbane, responsabili di un incremento di convezione termica, e che i processi di fulminazione sono inibiti, durante l'autunno e l'inverno, per tutte le categorie di suolo, eccetto per la tipologia *Sea*.

Si tenga in considerazione il fatto che, innanzitutto, il periodo analizzato è molto breve e i dati a disposizione non sono del tutto sufficienti, e che sarebbe necessaria una analisi su periodi più lunghi per derivare conclusioni dettagliate e definitive. Inoltre, la regione sotto studio è ristretta dal punto di vista spaziale, per cui è erroneo avere la pretesa di poter generalizzare questi risultati a tutta la regione mediterranea (o appenninica). Da quanto riassunto fino a questo punto, risulta chiaro che non è semplice generalizzare fenomeni puntuali e locali: lo scopo degli studi in fisica dell'atmosfera è, infatti, unire sinergicamente lo sforzo di più esperti per fornire, in maniera completa, considerazioni fisiche valide anche a scala globale.

# Bibliografia

Vassiliki Kotroni and Kostas Lagouvardos (2008), *Lightning occurrence in relation with elevation, terrain slope, and vegetation cover in the Mediterranean*. J. Geophys. Res., 113, D12118, doi:10.1029/2008JD010605.

Jing Sun, Jian Chai, Liang Leng, and Guirong Xu (2019), *Analysis of Lightning and Precipitation Activities in Three Severe Convective Events Based on Doppler Radar and Microwave Radiometer over the Central China Region*, Atmosphere 2019, 10, 298; doi:10.3390/atmos10060298.

E. Galanaki, K. Lagouvardos, V.Kotroni, E.Flaounas, A.Argiriou (2018), *Thunderstorm climatology in the Mediterranean using cloud-to-ground lightning observations*, Atmospheric Research-March, 2018.

Li, D., Luque, A., Rachidi, F., Rubinstein, M., Azadifar, M., Diendorfer, G., Pichler, H. (2019), *The propagation effects of lightning electromagnetic fields over mountainous terrain in the Earth-ionosphere waveguide*. Journal of geophysical Research: Atmosphere, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JD030014>.

David R. Bright, Matthew S. Wandishin, Ryan E. Jewll and Steven J. Weiss, *A Physically Based Parameter for Lightning Prediction and its Calibration in Ensemble Forecasts*.

Thorsten Simon, Nikolaus Umlauf, Achim Zeileis, Georg J. Mayr, Wolfgang Schulz, and Gerhard Diendorfer (2016), *Spatio-temporal modelling of lightning climatologies for complex terrain*.

Sanjib Kumar Kar and Yuei-An Liou (2019), *Influence of Land Use and Land Cover Change on the Formation of Local Lightning*, Center for Space and remote Sensing Research, national central University, No. 300.

A.V. Guerecih, G.M Milikh and R. Roussel-Dupre (1992), *Runaway electron mechanism of air breakdown and preconditioning during a thunderstorm* Physics Letters, A 165, (1992),463-468

Albrecht, R.I., C.A. Morales, and M.A.F. Silva Dias (2011), *Electrification of precipitating systems over the Amazon: Physical processes of thunderstorm development*, J. Geophys. Res., 116, D08209, doi: 10.1029/2010JD014756.

Milikh, G., and R. Roussel-Dupre (2010), *Runaway breakdown and electrical discharges in thunderstorms*, J. Geophys. Res., 115, XXXXXX, doi: 10.1029/2009JA01818.

Christian, H., J., et al. (2003), *Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector*, J. Geophys. Res., 108(D1), 4005, doi: 10.1029/2002JD002347, 2003.

Clive Saunders (2008), *Charge Separation Mechanism in Clouds*, Space Sci Rev (2008) 137:335-353, doi: 10.1007/s11214-008-9345-0.

Zheng Dong, Zhang Yijun, Meng Qing, et al. (2009), *Total lightning characteristics and electric structure in a hailstorm*, Acta Meteor, Sinica, 23(3), 233-249.

Colin Price (2008), *Thunderstorms, lightning and climate change*, Departement of Geophysical Research and Planetary Sciences, Tel Aviv University, Israel.

Xu, W., E., J. Zipser, C. Liu, and H. Jiang (2010), *On the relationships between lightning frequency and thundercloud parameters of regional precipitation systems*, J. Geophys. Res., 115, D12203, doi: 10.1029/2009JD013385.

Rong Zen, et al. (2016), *Survey of recent progress on lightning and lightning protection research*, High Voltage, doi:10.1049/hve.2016.0004.

DS Helman (2011), *Catching lightning for alternative energy*, Renewable Energy, 2011.

Colin Price (2008), *Lightning sensors for observing, tracking and nowcasting severe weather*, Sensors 2008, 8, 157-170.

Y. Yiar, et al. (2014), *Lightning flash multiplicity in eastern Mediterranean thunderstorm*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14, 165-173, 2014.

David Prieto Sisniega, Manuel Mora Garcia, Susana Fernandez Menendez, Luis Rivas Soriano, Fernando de Pablo Davila (2017), *Evidenze for the influence of land uses and soil types on cloud-to-ground lightning activity in Asturias (Spain)*, Atmospheric Research, doi: 10.1026/j.atmosres.2017.11.025.

Sunil D Pawar, et al. (2015), *Role of orography in inducing high lightning flash rate at the foothills of Himalaya*, Planets and Space (2015), 67:51, doi: 10.1184/s40623-015-0221-3.

Laura feudale and Agostino Manzato (2014), *Cloud-to-ground lightning distribution and its relationship with orography and anthropogenic emissions in the Po Valley*, doi: 10.1175/JAMC-D-14-0037.1.

Sunil Oulkar, et al. (2019), *Distribution of lightning in relation to topography and vegetation cover over the dry and moist regions in the Himalayas*, J. Earth Syst, Sci (2019) 128:180, <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1203-9>.

Timothy J. Lang, et al. (2004), *The severe thunderstorm electrification and precipitation study*, Vulletin of American Meteorological Society (2004), doi: 10.1175/BAMS-85-8-1107.

Sarah M. Stough, Lawrence D. Carey, Christopher J. Schultz, Philip M. Bitzer (2017), *Investigating the relationship between lightning and mesocyclonic rotation in supercell thunderstorms*, doi: 10.1175/WAF-D-17-0025.1.

Colin Price and Mustafa Asfur (2006), *Inferred long ter trends in lightning acivity over Africa*, Earth Planets Space, 28, 1197-1201, 2006.

Orit Altaratz and Zev Levin, Yoav Yair and Baruch Ziv (2003), *Lightning activity over land and sea on the eastern coast of the Mediterranean*, Monthly weather review, Vol. 131, 2060.

Elizabeth A. jacobson and E. Philip Krider (1975), *Elecrtostatic field changes produced by Florida Lightning*, Journal of Atmospheric Science, 1976, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<0103:EFCPBF>2.0.CO;2.

D.L. Finney, et al. (2020), *African Lightning and its relation to rainfall and climate change in a convective-permitting model*. geophysical Research Letters, doi: 10.1029/2020GL088163.

Serge Soula and Serge Chauzy (2001), *Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms*. Atmospheric Research, 56 (2001), 335-373.

Hans D. Betz, Karsten Schmidt, et al. (2008), *LINET-An international lightnings detection network in Europe*, Atmospheric Research, Vol. 91, 2-4, 564-573, doi: 10.1016/j.atmosres.2008.06.012.

Earle williams, Sharon Stanfill (2002), *The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity*, C. R. Physique 3 (2002), 1277-1292.

Manuel Mora Garcia, Jesus Riesco Martin, Luis Rivas Soriano, fernando de Pablo Davila (2015), *Observed impact of land uses and soil types on cloud-to-ground lightning in Castilla-Leon (Spain)*, Atmospheric Research, Vol. 166, doi: 10.1026/j.atmosres.2015.07.009.

Brooks CEP(1925), *The distribution of thunderstorm over the globe*, Geophys Mem 3(24):147-164.

Sanjay Kumar, et al. (2018), *Lightning discharges, cosmic rays and climate*, Surv Geophys, (2018), 39:861-899.

Earle R. Williams (2009), *The global electrical circuit: A review*, Atmospheric Research, 91 (2009), 140-152.

Keren Mezuman, Colin Price and Eli Galanti (2014), *On the spatial and temporal distribution of global thunderstorm cells*, Environ. Res. Lett. 9 124023.

E. Williams, et al. (2009), *The electrification of dust-lofting gust fronts ('haboobs') in the Sahel*, Atmospheric Research, 91 (2009), 292-298.

U. Schumann and H. Huntrieser (2007), *The global lightning-induced nitrogen oxides source*, Atmos. Chem. Phys., 7, 3823-3907, 2007.

Betz H.D, Schmidt K., Oettinger W.P. (2009), *LINET-An International VLF/LF Lightning Detection Network in Europe*, Lightning: Pinciples, Instruments and Applications. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9079-0\\_5](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9079-0_5).

Reeve N., Toumi R. (2006), *Lightning activity as an indicator of climate change*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 125, 893-903, doi: 10.1002/qj.497112555507.

M. Loboda, et al. (2006), *A new lightning detection network in Poland*, International Conference on Grounding and Earthing & Second International Conference on Lightning Physics and Effects, 2006.

E. R. Jayaratne, C. P. R. Saunders, J. Hallet (1983) *Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Volume 109, Issue 461, <https://doi.org/10.1002/qj.49710946111>.

B. Baker M. B. Baker E. R. Jayaratne J. Latham C. P. R. Saunders (1987), *The influence of diffusional growth rates on the charge transfer accompanying rebounding collisions between ice crystals and soft hailstones*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Volume 113, Issue 478, <https://doi.org/10.1002/qj.49711347807>.

M. Barnolas, A. Atencia, M. C. Llasat, and T. Rigo (2008), *Characterization of a Mediterranean flash flood event using rain gauges, radar, GIS and lightning data*, Adv. Geosci., 17, 34-41, 2008.

Nagaraja Kamsali, B. S. N. Prasad and Jayati Datta (2011), *The electrical conductivity as an index of air pollution in the atmosphere*.

Pierce, E. T. (1977), *Atmospherics and radio noise*, Lightning, Volume 1, (A78-16269 04-47) London and New York, Academic Press, 1977, p. 351-384.

N. Cianos, G. N. Oetzel and E. T. Pierce (1972). *A Technique for accurately locating lightning at close ranges*, Journal of Applied Meteorology, Volume 11, 1120.

V. A. Rakov (1999), *Lightning electric and magnetic fields*.

Lojou, J. Y. Murphy, R. L. Holle and N.W.S. Demetriades (2008), *Nowcasting of thunderstorms using VHF measurements*, Lightning: Principles, Instruments and Application. Dordrecht, NL, Springer-Verlag.

Krehbiel, P. R. (1986), *The electrical structure of thunderstorms*, Studies in Geophysics, The Earth electrical environment, 90-113, The National Academies Press.

Maribeth Stolzenburg, W. David Rust, Thomas C. Marshall (1998), *Electric structure in thunderstorm convective regions*, Journal of Geophysical Research, Vol. 103, No. D12, 14, 097-14, 108, 1998.

Rakov, V. A., and Uman M. A. (2003), *Lightning: Physics and effects*, Journal of Weather, Vol.59, doi: 10.1256/wea.168/03, 2004.

J. L. Lapp and J. R. Saylor (2007), *Correlation between lightning types*, Geophysical Research Letters, Vol. 34, L11804, doi: 10.1029/2007GL029476,2007.



Lawrance D. Carey and Steven A. Rutledge (1998), *Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm*, Geophysical Research Letters, Vol. 103, NO. D12, 13, 979-14, 000, 1998.

Kotroni, V., K. Lagouvardos, G. Kallos, and D. Ziakopoulos (1999), *Severe flooding over central and southern Greece associated with pre-cloud frontal orographic lifting*, Q. J. R. Meteorol. Soc. 125, 976-991, 1999.

Kotroni, V., K. Lagouvardos, E. Defer, S. Dietrich, F. Porcù, C. M. Medaglia, and M. Demirtas (2005), *The Antalya 5 December 2002 storm: Observations and model analysis*, J. Appl. Meteorology and Climatology, 45, 576-590, 2005.

S. E. Reynolds, and M. Brook (1956), *Correlation of the initial electric field and the radar echo in thunderstorms*, Journal of Meteorology, Vol. 113, 376, 1956.

S. E. Reynolds, M. Brook, and Mary Foulks Gourley (1957), *Thunderstorms charge separation*, Journal of Meteorology, Vol. 14, 426, 1957.

L. Wilson, Tyler L. Buck, A. Nag and M. Murphy (2015), *Improved cloud-to-ground and intracloud lightning detection with the LS7002 advanced total lightning sensor*, 2015.

Cole, R. K. and Pierce, E. T. (1965), *Electrification in the Earth's atmosphere from altitudes between 0 and 100 kilometers*, J. Geophys. Res., 70(11), 2, 735-2, 749, 1965.

E. R. Jayaratne, Ph.D., Thesis, The University of Manchester, UK, (1981).

W.D. Keith, Ph.D., Thesis, The University of Manchester, UK, (1987).

Uman, M.A. (1987), *The lightning discharge*, Academic Press, 377, Florida, USA, 1987.

Betz, H.-D., Schmidt, K., Fuchs, B., Oettinger, W.P., Holler, H. (2007), *Cloud lightning: detection and utilization for total lightning measured in the VLF/LF regime*, J. Light. Rese. 2,1-17, 2007.

Devandraa siing, R. P. Singh, Ashok K. Singh, M. N. Kulkarni, A. S. Gautam, Abhay K. Singh (2011), *Solar activity, lightning and climate*, Surv. Geophys. (2011), 32:659-703.

# Ringraziamenti

Ho sempre sostenuto che le ultime righe di un testo fossero le più complesse da esprimere. Eppure, eccomi arrivato alle parole di chiusura di una tesi, di un mio percorso formativo e di un mio cammino che, pochi anni fa, mi sembrava qualcosa di irraggiungibile, di inafferrabile e così poco concreto. Non sarei arrivato a questa destinazione senza l'ausilio di persone a me care: da mio fratello Emanuele, fonte di grande intraprendenza e slancio, a mia madre Elisabetta, che mi ha supportato (supportato) e ha riposto in me fiducia in ogni istante della mia crescita, a mio padre Daniele, per me simbolo per eccellenza di passione e dedizione.

I dati LINET sono stati forniti dalla Nowcast GmbH (<https://www.nowcast.de/>) nell'ambito di un accordo scientifico tra H.-D. Betz e il gruppo di meteorologia da satellite del CNR-ISAC di Roma. In particolare, si ringraziano il dr. Stefano Dietrich e il dr. Leo Pio D'Adderio (CNR-ISAC) per la preparazione del dataset utilizzato in questo lavoro di tesi. *Last but not least*, vorrei ringraziare il professore Porcù, per avermi spronato ed accompagnato durante la fine di questo percorso di crescita formativa e per avermi trasmesso profonde e vere passioni per la fisica dell'atmosfera.

*Bologna, 04/12/2020*

*Davide Sabatani*