

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

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

Relazione tra ondate di calore e aumento  
di particolato atmosferico: uno studio a  
Bologna

**Relatore:**  
Dott.ssa Erika Brattich

**Presentata da:**  
Giulia Cecchetti

Anno Accademico 2021/2022



## ABSTRACT

---

Le ondate di calore si definiscono come periodi prolungati caratterizzati da temperature più elevate rispetto alla media climatologica del periodo, in genere associate ad un sistema sinottico stazionario di alta pressione, assenza di precipitazioni e velocità del vento molto ridotte.

Questo tipo di eventi e le condizioni meteorologiche che li caratterizzano hanno numerosi effetti negativi non solo sulla salute umana, ma anche sull'economia e l'ecosistema. Le ripercussioni negative non sono unicamente legate alle temperature elevate, ma anche al contemporaneo aumento di concentrazione di inquinanti atmosferici, quali in particolare ozono e particolato atmosferico, che si verificano durante tali eventi. Inoltre, nel contesto del cambiamento climatico, le proiezioni indicano che si presenteranno ondate di calore sempre più frequentemente e con maggiore intensità, il che rende necessario una conoscenza approfondita di questi eventi e dei fenomeni a cui essi sono associati.

Questa tesi si propone di studiare le cause di aumento di particolato atmosferico ( $PM_x$ ) osservato durante alcune ondate di calore avvenute nella città di Bologna, situata in Pianura Padana, una delle regioni europee maggiormente soggette all'inquinamento atmosferico.

In questo lavoro, quindi, sono analizzati i dati raccolti durante quattro ondate di calore osservate nella città di Bologna, di cui due avvenute nel periodo invernale e le altre due in quello estivo.

A questo scopo, sono stati analizzati dati provenienti da molteplici sorgenti, ed in particolare raccolti da stazioni a terra, da radiosondaggi, da osservazioni satellitari, da rianalisi modellistiche e da modelli di trasporto di polvere minerale.

Nello specifico, i dati delle stazioni meteorologiche e di qualità dell'aria dell'Agenzia Regionale di Protezione Ambientale ARPAE sono stati utilizzati per l'analisi degli andamenti delle variabili meteorologiche (temperatura media giornaliera) e di particolato a Bologna nei periodi di interesse. I dati e le mappe provenienti da rianalisi modellistiche NCPE/NCAR dell'agenzia NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) sono invece analizzati per studiare le caratteristiche della situazione meteo-sinottica a larga scala durante gli eventi. I dati da radiosondaggio, le osservazioni satellitari compiute dallo spettroradiometro MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) e gli output modellistici da modelli di trasporto SDS-WAS (Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System) sono invece stati utilizzati per comprendere i meccanismi e processi responsabili della variabilità osservata della concentrazione di particolato atmosferico.

Le osservazioni, in primo luogo, dimostrano che tutti gli eventi analizzati in questo lavoro sono stati caratterizzati da aumenti non solo dei valori di temperatura ma anche delle concentrazioni di particolato  $PM_x$ . La situazione sinottica comune a questi eventi, sia durante la stagione estiva sia durante quella invernale, è, come detto sopra, caratterizzata dalla persistenza di un anticiclone per

un periodo prolungato, associato a condizioni stazionarie di assenza di precipitazioni, e ridotte velocità del vento.

Le analisi sui meccanismi responsabili degli aumenti di particolato evidenziano una differenza tra la stagione invernale e quella estiva, sebbene in entrambi i casi l'assenza di precipitazioni e quindi del principale meccanismo di rimozione del particolato, possa essere parzialmente responsabile dell'aumento.

Le ondate di calore invernali sono sostanzialmente associate ad un accumulo di PM di origine locale provocato dall'abbassamento dello strato limite di rimescolamento in atmosfera.

Al contrario gli aumenti osservati durante le ondate estive sono associati all'espansione verso nord dell'anticiclone africano, e dal contestuale trasporto di polvere minerale dal deserto del Sahara, mescolata durante il trasporto con polveri di origine antropogenica e *fly ashes* prodotte da incendi.

Questi risultati risultano di fondamentale importanza allo scopo di mettere a punto appositi sistemi di allerta per tali eventi e anche per provvedere allo sviluppo di adeguati sistemi di mitigazione dei loro impatti sulla salute e sull'ecosistema.





# SOMMARIO

---

1	INTRODUZIONE.....	1
1.1	Ondate di calore .....	1
1.1.1	Definizione e identificazione .....	1
1.1.2	Condizioni meteo-sinottiche .....	4
1.1.3	Cambiamento climatico, eventi estremi: effetti sulla salute, sull'ambiente ed economici .....	4
1.2	Aerosol atmosferico .....	7
1.2.1	Classificazione dimensionale .....	8
1.2.2	Processi di formazione e accrescimento .....	11
1.2.3	Sorgenti di particolato .....	12
1.2.4	Polveri prodotte da incendi ( <i>Fly ashes</i> ) .....	15
1.2.5	Polveri desertiche .....	15
1.2.6	Destino ambientale .....	17
1.2.7	Effetti dell'aerosol .....	19
1.2.8	Profondità ottica dell'aerosol (AOD) .....	23
1.3	Struttura verticale dell'atmosfera .....	25
1.3.1	Pressione .....	25
1.3.2	Altezza di geopotenziale.....	26
1.3.3	Temperatura.....	27
1.3.4	Strato limite planetario e altezza dello strato di rimescolamento .....	29
1.4	Motivazione.....	31
1.4.1	Connessione fra cambiamento climatico e qualità dell'aria .....	31
1.4.2	Scopo della tesi.....	34
2	MATERIALI E METODI .....	35
2.1	Area di studio.....	35
2.2	Dati meteorologici locali.....	36
2.2.1	Temperatura media giornaliera e precipitazione.....	36
2.2.2	Altezza dello strato di rimescolamento .....	36
2.3	PM: Campionatore e misura della concentrazione .....	37
2.3.1	Campionatore .....	37

2.3.2	Misura della concentrazione di PM <sub>10</sub> e PM <sub>2.5</sub> .....	38
2.4	Condizioni sinottiche a larga scala.....	40
2.5	Osservazioni satellitari.....	40
2.6	Simulazioni modellistiche di trasporto di polveri .....	42
3	RISULTATI E DISCUSSIONE .....	45
3.1	Ondata invernale .....	45
3.1.1	Andamento della temperatura media giornaliera .....	45
3.1.2	Condizioni sinottiche .....	46
3.1.3	Andamento della concentrazione di particolato.....	47
3.2	Ondata estiva.....	55
3.2.1	Andamento della temperatura media giornaliera .....	55
3.2.2	Condizioni sinottiche .....	55
3.2.3	Andamento della concentrazione di particolato.....	57
3.3	Ondate recenti.....	67
3.3.1	Ondata invernale .....	67
3.3.2	Ondata estiva.....	72
4	CONCLUSIONI .....	79
5	BIBLIOGRAFIA	
6	APPENDICE	







# 1 INTRODUZIONE

---

## 1.1 ONDATE DI CALORE

### 1.1.1 Definizione e identificazione

I cambiamenti del sistema climatico nel suo complesso osservati a seguito della Rivoluzione Industriale in particolare nei valori di temperatura media superficiale globale, una delle variabili di maggiore interesse, sono senza precedenti da molte migliaia di anni.

In Fig. 1 vengono mostrate le variazioni di temperatura superficiale globale negli ultimi 2000 anni, ricostruite da archivi paleoclimatici (anni 1-2000) e da osservazioni dirette (anni 1850-2020); dal grafico è evidente che la temperatura superficiale globale è aumentata più velocemente dal 1970 ad oggi che in qualsiasi altro periodo negli ultimi 2000 anni. La barra verticale di sinistra mette in evidenza la temperatura stimata durante il periodo plurisecolare più caldo degli ultimi 100.000 anni, che si è verificato circa 6500 anni fa, durante l'attuale periodo interglaciale (Olocene); anch'essa è stata superata dalle temperature del decennio più recente (2011-2020) (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021).

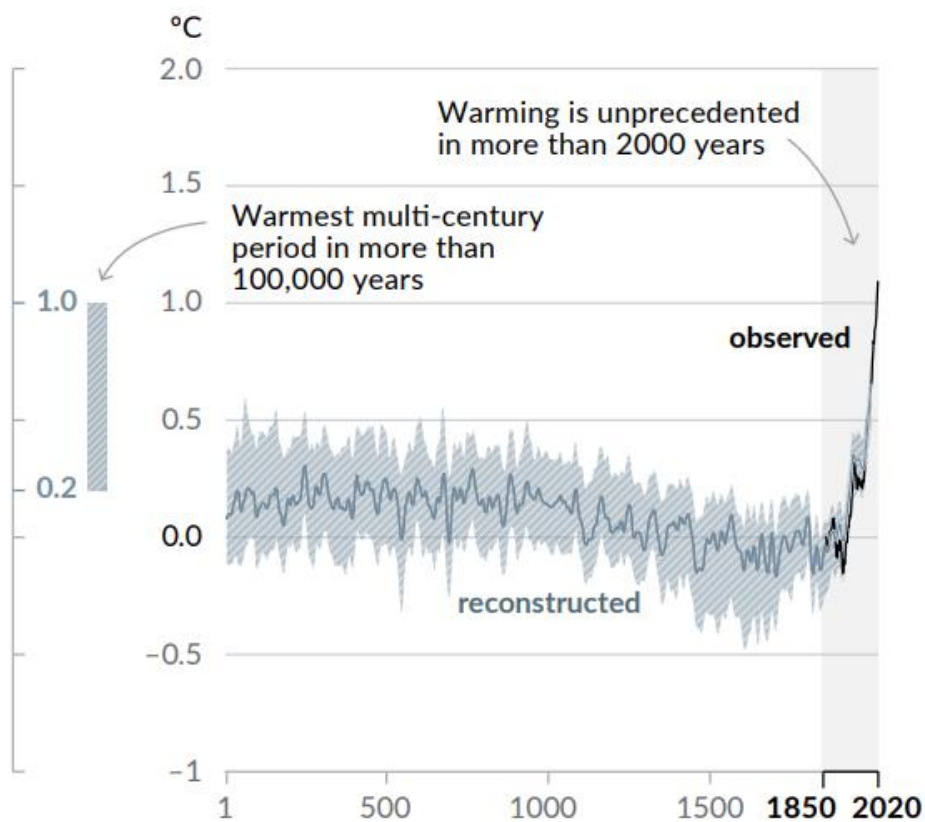


Figura 1: Variazione della temperatura superficiale globale media decennale ricostruita da archivi paleoclimatici (linea grigia, anni 1-2000) e osservata tramite misure dirette (linea nera, anni 1850-2020) (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021).

Dopo la Rivoluzione Industriale, ed in particolare nel XX secolo, dal 1900 in poi, le osservazioni suggeriscono un aumento considerevole della temperatura media globale. In particolare, ciascuno degli ultimi quattro decenni è stato successivamente più caldo di qualsiasi decennio che lo ha preceduto dal 1850. Inoltre, considerando solo gli anni 2011-2020 la temperatura superficiale media globale è stata di 1.09°C più alta rispetto al 1850-1900 (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021).

Piccoli cambiamenti nella temperatura media possono provocare cambiamenti sproporzionatamente maggiori nell'intensità e nella frequenza degli eventi estremi (Perkins, 2015) infatti, il cambiamento climatico indotto dall'uomo influenza molti eventi meteorologici e climatici estremi in ogni regione del mondo. Ciò include l'aumento della frequenza di ondate di calore e siccità concomitanti su scala globale, incendi in alcune regioni di tutti i continenti abitati e inondazioni in alcune località. Il rapporto IPCC 2021 stabilisce in maniera inequivocabile che i valori medi ed estremi di temperatura stanno aumentando su ogni continente, e che questo aumento è provocato dal cambiamento climatico di origine antropogenica (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021).

L'effetto dei cambiamenti climatici verrà approfondito nella sezione 1.4.1, in cui si espone anche il legame e le interazioni fra il riscaldamento climatico globale, gli eventi estremi e l'aerosol atmosferico.

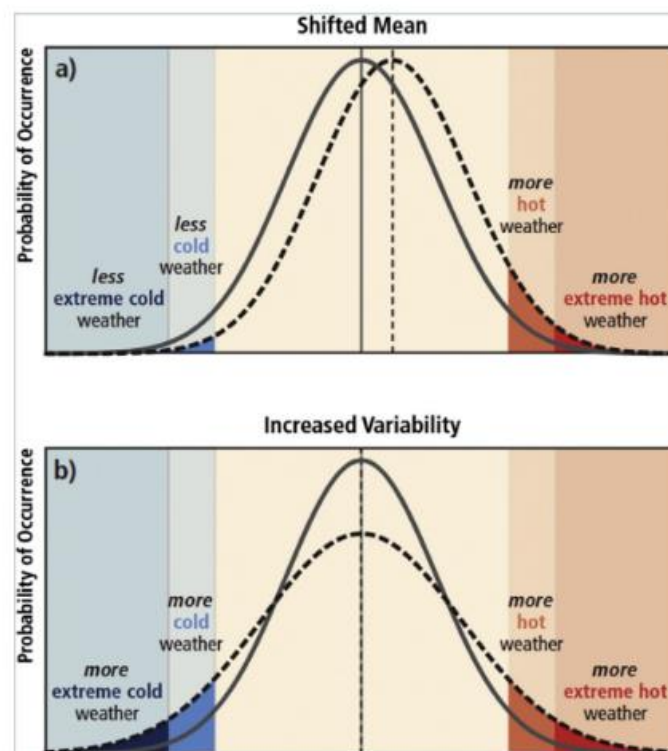


Figura 2: Cambiamento delle distribuzioni della probabilità di avvenimento di temperature estreme in relazione ai cambiamenti della temperatura media (a) e aumento della variabilità (b). La curva grigia rappresenta il clima attuale, quella nera tratteggiata rappresenta un clima con il rispettivo spostamento. Da notare gli estremi caldi, che erano estremamente rari nella distribuzione originaria, mentre aumentano la loro frequenza (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2012)].

La Fig. 2, estratta dallo *Special Report on Extremes* (SREX; IPCC, 2012) dell'*Intergovernmental Panel for Climate Change* (IPCC), riassume come le temperature estreme possono cambiare in risposta ad uno spostamento della temperatura media, o un cambiamento nella variabilità.

Eventi estremi di particolare interesse sono quelli che coinvolgono le temperature. È praticamente certo che gli eventi di estremo calore siano diventati più frequenti e più intensi nella maggior parte delle regioni terrestri a partire dagli anni '50, mentre gli estremi di freddo sono diventati meno frequenti e meno gravi, con un'elevata certezza che il cambiamento climatico indotto dall'uomo sia la causa principale di questi cambiamenti. Alcuni recenti estremi di caldo osservati nell'ultimo decennio sarebbero stati estremamente improbabili senza l'influenza umana sul sistema climatico (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021).

Numerosi studi recenti si concentrano sulle ondate di calore ("heat waves"), ossia gli estremi di temperatura al di sopra delle condizioni normali (Integrated Research on Disaster Risk (IRDR), 2014). In generale si può distinguere fra *heat waves* e *warm spells*. Le *heat waves* in particolare sono un sottoinsieme delle *warm spells*, perché queste ultime possono verificarsi in qualsiasi periodo dell'anno, mentre le prime, essendo definite come periodi di temperature estremamente elevate in senso assoluto, si verificano solo nella stagione calda (World Meteorological Organization (WMO), 2017). Non esiste una definizione univoca di ondata di calore, ma in generale quasi tutte le definizioni sono correlate ad un periodo relativamente lungo di giorni consecutivi in cui le temperature sono più elevate del normale.

Gli indici utilizzati per la misurazione delle *heat waves* e delle *warm spells* possono adottare soglie percentili o fisse sui valori singoli o combinati di temperatura massima, minima o apparente, e possono concentrarsi su giorni consecutivi in cui persistono condizioni al di sopra della soglia oppure su singoli eventi giornalieri (Perkins S.E., 2012). Ad esempio, la definizione di *heat wave* fornita dall'Organizzazione Meteorologica Mondiale (WMO), è basata sul *Warm Spell Duration Index* (WSDI). Tale indice è definito come "un periodo consecutivo di 6 giorni o più in cui la temperatura massima giornaliera supera il 90° percentile della temperatura massima giornaliera del giorno di calendario calcolato per una finestra di 5 giorni centrata su ciascun giorno di calendario nel periodo 1961-1990" (World Meteorological Organization (WMO), 2017).

Per caratterizzare quantitativamente un'ondata di calore si integrano anche le seguenti grandezze:

- Intensità - non esiste una definizione specifica o indice relativo all'intensità di tali eventi. Tale indice termico può essere semplice come un elemento meteorologico (cioè la temperatura massima giornaliera) o combinato come un indice di multiple variabili per esempio temperatura, umidità, velocità del vento ecc., degli esempi sono l'*Excess Heat Factor* (EHF) e l'*Heat Wave Magnitude Index daily* (HWMId)
- Frequenza – periodicità temporale con la quale si verificano tali eventi
- Durata – giorni consecutivi nei quali persistono le condizioni sopra citate
- Estensione geografica – ampiezza dell'area impattata dall'evento.

### 1.1.2 Condizioni meteo-sinottiche

Per comprendere meglio le ondate di calore è utile riconoscere anche i fattori che contribuiscono al loro verificarsi e definire le condizioni meteorologiche che le caratterizzano. Esiste in effetti una caratteristica comune nel loro accadimento: un sistema sinottico stazionario ad alta pressione (altrimenti noto come anticiclone). Tipicamente, un tale sistema è chiamato "*blocking high*", un sistema con un centro di pressione elevata anomala che rimane nella stessa posizione per un periodo più lungo di quanto normalmente previsto (Perkins, 2015). Questa stazionarietà fa sì che la massa d'aria rimanga intrappolata al centro del sistema ad alta pressione, percorrendo una distanza molto breve e permettendo l'amplificazione dell'effetto di riscaldamento (Black E., 2004).

Data la condizione di blocco atmosferico che genera questi eventi, tale situazione si associa tipicamente a intensità del vento tendenzialmente basse; inoltre, l'alta pressione prolungata si traduce in una condizione di cielo sereno, con conseguenti scarse precipitazioni e siccità (Jacob D., 2009).

### 1.1.3 Cambiamento climatico, eventi estremi: effetti sulla salute, sull'ambiente ed economici

Nel contesto del cambiamento climatico, gli eventi estremi giocano un ruolo fondamentale. Un semplice ragionamento statistico indica che cambiamenti sostanziali nella frequenza di eventi estremi possono derivare da uno spostamento relativamente piccolo della distribuzione di una variabile meteorologica: ci si può quindi aspettare che il riscaldamento globale porti ad ondate di calore (*heat waves*) e periodi di caldo (*warm spells*) più frequenti e duraturi in un futuro prossimo (Solomon S., 2007). Come detto in precedenza, comunemente un'ondata di calore viene identificata come un periodo prolungato con temperature insolitamente elevate rispetto alla media climatologica. Questo produce numerose conseguenze negative non solo sulla salute umana, ma anche danni economici e per l'ecosistema in toto. Quando si parla di effetti negativi, questi sono spesso legati alle *heat waves*, ma non bisogna dimenticare che anche le *warm spells* sono ugualmente pericolose in termini di rischi per l'ambiente e per la salute (Chapman S.C., 2020). In particolare, il riscaldamento invernale influenza lo sviluppo delle specie e le dinamiche delle popolazioni animali e vegetali, dando luogo a variazioni della fenologia dei processi ecologici e della struttura e funzionamento degli ecosistemi (Chapman S. C., 2020).

### 1.1.3.1 Effetti sulla salute

Le persone più colpite dalle ondate di calore sono in generale i soggetti più vulnerabili, ossia gli anziani, i neonati, i bambini e coloro che soffrono di malattie respiratorie croniche (Liu C., 2019). In aggiunta, vanno considerati anche i lavoratori maggiormente esposti quali ad esempio addetti all'emergenza e pronto soccorso (i vigili del fuoco), gli operai nei cantieri edili e di costruzione, agricoltori, categorie per cui vigono linee guida specifiche ([https://www.salute.gov.it/imgs/C\\_17\\_opuscoliPoster\\_344\\_allegato.pdf](https://www.salute.gov.it/imgs/C_17_opuscoliPoster_344_allegato.pdf)) in ottemperanza col D. Lgs. 81/2008.

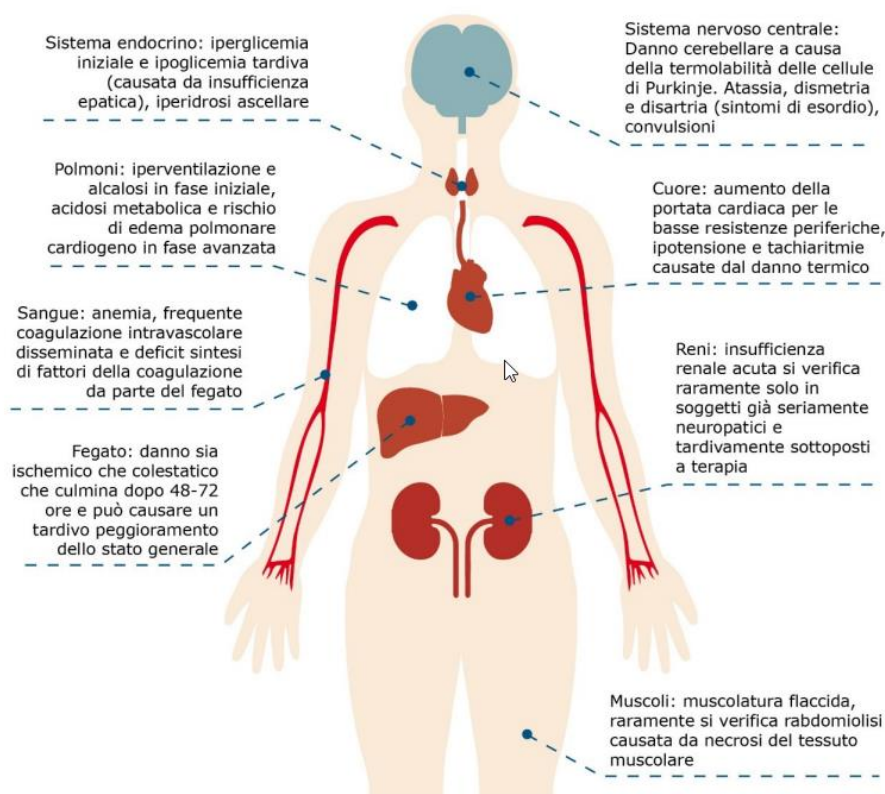


Figura 3: Effetti sistemici del colpo di calore (Ministero della Salute, 2019).

Temperature elevate causano problemi alla salute nel momento in cui alterano il sistema di termoregolazione corporea; infatti, un'esposizione prolungata ad esse può provocare disturbi lievi, come crampi, svenimenti, edemi, o di maggiore gravità, come congestione, colpo di calore, disidratazione (Ministero della Salute, 2019). Inoltre, il calore estremo ha anche importanti effetti indiretti sulla salute: può alterare il comportamento umano, la trasmissione di malattie, l'erogazione dei servizi sanitari, la qualità dell'aria e le infrastrutture sociali critiche come l'energia, i trasporti e l'acqua. La portata e la natura degli impatti sulla salute delle ondate di calore dipendono dalla tempistica, dall'intensità e dalla durata di un evento termico, dal livello di acclimatazione e dall'adattabilità della popolazione locale, delle infrastrutture e delle istituzioni (WHO, Summary of Risk Assessment, 2017).

### 1.1.3.2 Effetti sull'ambiente ed economici

Le ondate di calore influenzano anche l'ambiente in diversi modi. Secondo il report "Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2016" (European Environment Agency (EEA), 2017), la diminuzione delle precipitazioni e della portata dei fiumi hanno incrementato il rischio di siccità più gravi, calo dei rendimenti dei raccolti e perdita della biodiversità terrestre e marina. I cambiamenti climatici e altri fattori di stress, come i cambiamenti nell'uso del suolo, causano pressione sugli ecosistemi. Molte specie animali e vegetali stanno subendo variazioni nel loro ciclo di vita e stanno migrando verso nord o verso altitudini più elevate, mentre diverse specie invasive hanno ampliato la loro area di influenza. Questi cambiamenti influenzano vari servizi ecosistemici e settori economici quali l'agricoltura, la silvicoltura e la pesca (European Environment Agency (EEA), 2017). Inoltre, l'azione combinata di ondate di calore e siccità aumenta la mortalità delle piante, allunga la stagione degli incendi e aumenta il rischio di incendi gravi (Field, 2014).

È importante sottolineare che l'ambiente è influenzato non solo dalle ondate di calore estive, ma anche dalla maggiore frequenza e intensità di ondate invernali. Le *warm spells* durante il periodo freddo si ripercuotono sull'ecosistema e causano cambiamenti nel ciclo stagionale: ad esempio, influiscono sullo sviluppo di alcune specie, sulla dinamica di alcune popolazioni e possono portare al risveglio prematuro delle piante e specie coltivate, anticipando il risveglio dei germogli. Questo è molto pericoloso se il periodo caldo è seguito da un ritorno di temperature più fredde, perché potrebbe causare problemi o addirittura la perdita delle gemme, con conseguente grave danno anche e soprattutto economico all'agricoltura. Inoltre, temperature particolarmente elevate durante l'inverno provocano lo scioglimento del ghiaccio e della neve, provocando una diminuzione nell'albedo planetario e quindi un ulteriore aumento della temperatura (Chapman S.C., 2020).



## 1.2 AEROSOL ATMOSFERICO

L'aerosol atmosferico, o particolato atmosferico (dall'inglese *particulate matter* PM), è definito come l'insieme di particelle, solide e/o liquide, presenti in sospensione in un gas, aventi diametro compreso tra qualche nanometro e un centinaio di micrometri. Il materiale particellare consiste in una miscela estremamente varia e complessa di sostanze aventi origine, forma, densità e composizione chimica molto variabili. In particolare, tra le proprietà elencate, la dimensione risulta essere tra le più rilevanti nello studio dell'aerosol, poiché influenza sia i tempi di residenza in atmosfera che le loro proprietà fisiche e chimiche (Seinfeld J.H., 2006).

Le sorgenti di aerosol sono molteplici: esso può avere sia origine naturale, come le polveri minerali originate dall'erosione dei venti, il sale marino e il particolato dovuto all'attività vulcanica terrestre, sia origine antropica, come per esempio quello prodotto dalla combustione termica dei veicoli a motore. L'eterogeneità delle sorgenti e dei tempi di residenza (da poche ore a qualche settimana) comportano concentrazioni molto variabili di aerosol in atmosfera.

Un'altra classificazione del particolato è effettuata distinguendo tra aerosol primario e aerosol secondario. Viene detto primario l'aerosol immesso direttamente in atmosfera, mentre si definisce secondario quello che si forma in atmosfera a seguito di processi (per lo più ossidativi) che coinvolgono precursori gassosi presenti e/o precedentemente immessi in atmosfera. Una volta generato, l'aerosol può subire meccanismi di trasformazione che possono alterarne forma, struttura, dimensione e composizione: ne sono esempio la condensazione o evaporazione di specie gassose, coagulazione con altre particelle, reazioni chimiche, attivazione in presenza di aria sovra satura d'acqua, dando origine a nebbia e nuvole (Seinfeld J.H., 2006).

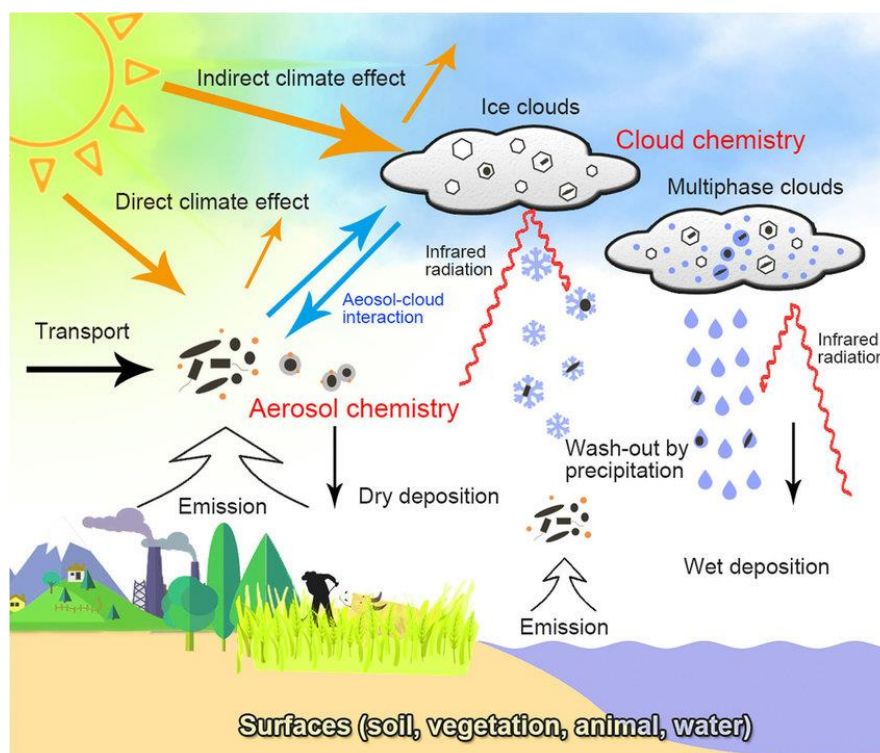


Figura 4: Ciclo di vita dell'aerosol atmosferico (Hu W., 2020).

Il particolato, sotto determinate condizioni e valori di diametro, può venire trasportato anche per lunghe distanze dai venti, favorendo così la varietà delle particelle, per poi essere rimosso dall'atmosfera da due differenti meccanismi: deposizione sulla superficie terrestre per sedimentazione (deposizione secca) e/o cattura da parte delle gocce che costituiscono le nubi durante la formazione delle precipitazioni (deposizione umida). Una volta depositato, il materiale interagisce in modo diretto o indiretto con i componenti della biosfera (idrosfera, litosfera), causando effetti anche dannosi (Poschl U., 2005).

### 1.2.1 Classificazione dimensionale

Dato che l'aerosol atmosferico è un sistema polidisperso composto da particelle con dimensioni variabili fino a sei ordini di grandezza, caratterizzate da differenti densità e di forma irregolare, risulta necessario derivare una classificazione dimensionale efficace basata sulle proprietà fisiche della particella piuttosto che su quelle geometriche. Un modo per caratterizzare il particolato è l'uso del diametro aerodinamico che permette di confrontare le proprietà dinamiche di due particelle con forme o densità differenti.

Il diametro aerodinamico di una particella è quindi definito come quello di una particella di forma e densità qualunque che assume velocità terminale (di sedimentazione)  $V_{term}$ , uguale a quella di una sferetta di dimensioni e densità unitarie (Heyder J., 1974).

$$d_a = \frac{d_g K (\rho_p)^{1/2}}{\rho_0} \quad (1.1)$$

dove si indica con  $d_g$  il diametro geometrico,  $\rho_p$  la densità della particella,  $\rho_0$  la densità di riferimento ( $1\text{g/cm}^3$ ) e  $K$  il fattore spaziale (di valore 1 per una sfera). L'espressione (1.1) mette in relazione il diametro della particella di interesse con quello di una sferetta avente le medesime proprietà aerodinamiche. Per poter ricavare il diametro aerodinamico ci si può anche avvalere del fatto che esso dipende dalla velocità terminale; perciò, introduciamo questa grandezza attraverso la seguente espressione:

$$V_{term} = \frac{\rho_p (d_p)^2 g C_c}{18\eta} \quad (1.2)$$

dove  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $\eta$  il coefficiente di viscosità dell'aria,  $d_p$  il diametro della particella e  $C_c$  è il fattore correttivo di scivolamento di Cunningham (funzione di  $d$  e del cammino libero medio  $\lambda$ ; esso viene utilizzato in fluidodinamica per valutare gli effetti di non continuità quando si calcola la forza di trascinamento che agisce sulle piccole particelle in moto in un fluido).

L'espressione (1.2) si ricava uguagliando la forza di trascinamento viscosa  $F_{drag}$ , che agisce su una qualsiasi particella in moto con velocità relativa  $v$  in un fluido di viscosità  $\eta$ , alla forza di gravità  $F_{grav}$ , definite nel caso di particella sferica come:

$$F_{drag} = \frac{3\pi\eta v d_p}{C_c} \quad (1.3)$$

$$F_{grav} = mg = \rho \left(\frac{\pi}{6}\right) (d_p)^3 g \quad (1.4)$$

$$F_{grav} = \rho \left(\frac{\pi}{6}\right) (d_p)^3 g = \frac{3\pi\eta v d_p}{C_c} = F_{drag} \quad (1.5).$$

Quindi andando a studiare i processi di sedimentazione  $v$  risulterà corrispondere a  $V_{term}$ .

Nel caso che la particella non sia sferica, con diametro equivalente  $d_e$  (cioè il diametro di una sfera con stesso volume e densità), bisogna aggiungere un ulteriore fattore correttivo  $F$  che tenga conto dell'influenza della forma sulla viscosità. Considerando questa correzione all'interno dell'espressione della forza di trascinamento viscoso:

$$F_{drag} = F \cdot \frac{3\pi\eta v d_e}{C_c} \quad (1.6).$$

In questo modo, l'Eq. 1.1 assume la forma seguente:

$$V_{term} = \frac{\rho_p (d_p)^2 g C_c}{18\eta F} \quad (1.7).$$

Dalla relazione (1.5) tenendo conto del fattore  $F$ , prendendo  $V_{term} = v$  e combinandola con:

$$F_{grav} = \frac{\rho_0 \pi d_p^3 g}{6} = \frac{3F\pi\eta V_{term} d_a}{C_{c(da)}} \quad (1.8)$$

si ottiene il diametro aerodinamico cercato:

$$d_a = d_e \left[ \frac{\rho_p C_{c(de)}}{F \rho_0 C_{c(da)}} \right]^{1/2} \quad (1.9).$$

Nel regime molecolare (del continuo)  $C_{c(da)} = C_{c(de)} = 1$ .

Per determinare se il regime sia molecolare, viscoso o di transizione si fa riferimento al numero di Knudsen  $K_n$  definito come:

$$K_n = \frac{\lambda}{L} \quad (1.10)$$

dove  $\lambda$  è il libero cammino medio e  $L$  la scala di lunghezza rappresentativa.

In base al valore della variabile adimensionale  $K_n$  si definiscono tre differenti regimi:

- Flusso viscoso:  $K_n < 0.01$ ;
- Regime molecolare:  $K_n > 1$ ;
- Regime di transizione:  $0.01 < K_n < 1$ .

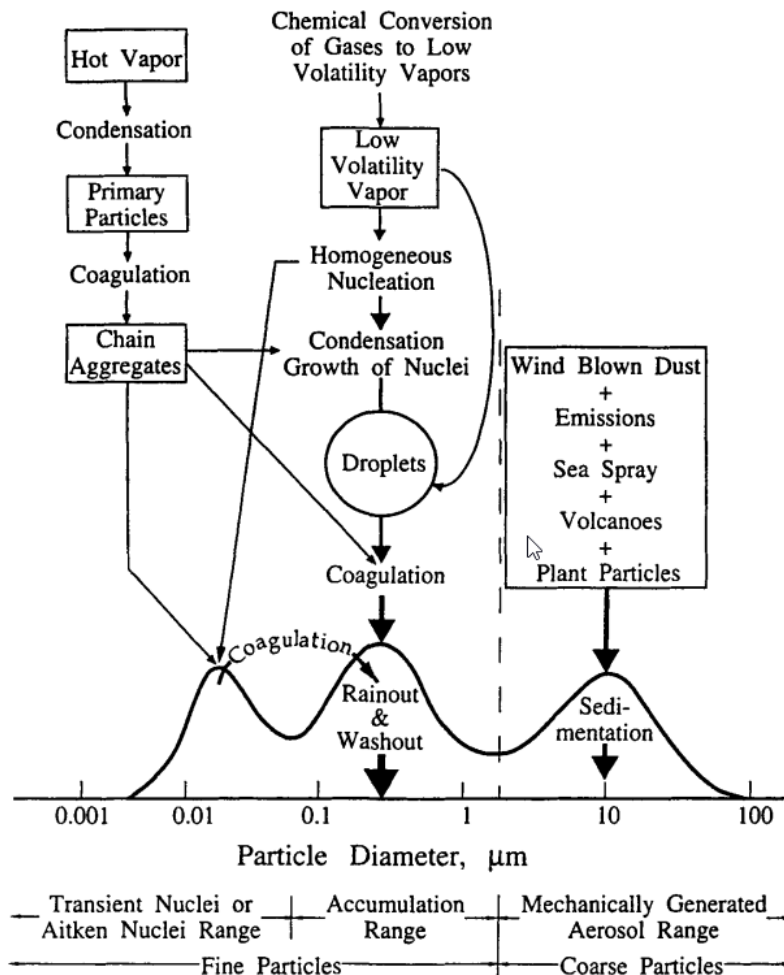


Figura 5: Distribuzione superficiale schematica dell'aerosol atmosferico. Principali sorgenti e meccanismi di formazione e rimozione (Seinfeld J.H., 2006).

In termini di diametro aerodinamico l'aerosol si divide convenzionalmente in tre classi dimensionali (anche se i limiti degli intervalli del diametro aerodinamico non sono netti ma posti convenzionalmente):

- particelle ultrafini o nanoparticelle ( $d_a < 0.1\mu\text{m}$ );
- particelle fini ( $0.1\mu\text{m} < d_a < 2.5\mu\text{m}$ );
- particelle grossolane (*coarse*) ( $d_a > 2.5\mu\text{m}$ ).

Inoltre, il particolato viene spesso indicato come  $\text{PM}_x$ , dove  $x$  rappresenta il diametro aerodinamico massimo delle particelle considerate (misurato in  $\mu\text{m}$ ); gli indicatori più utilizzati sono il  $\text{PM}_{10}$  e il  $\text{PM}_{2.5}$  con i quali si definiscono rispettivamente il materiale particolato con diametro aerodinamico inferiore o uguale a  $10\mu\text{m}$  e  $2.5\mu\text{m}$ . Ognuna delle tre classi presenta differenze in termini di meccanismi di rimozione, composizione e dunque di metodi di misurazione.

Per consentire una valutazione comparativa efficiente e obiettiva di concentrazioni ambientali dell'aerosol a scopi sanitari, climatici ed ambientali sono stati introdotti dei parametri riconosciuti a livello internazionale (Heyder J., 1974).

Per quanto riguarda la distribuzione dimensionale dell'aerosol, i fenomeni che ne influenzano le dimensioni sono mostrati in maniera schematica in Fig. 5, che descrive una tipica distribuzione superficiale dell'aerosol atmosferico. Inoltre, vengono mostrati i principali meccanismi di formazione di particolato, con una netta distinzione tra quelli che coinvolgono le particelle fini e ultrafini e quelli che sono all'origine della componente grossolana.

### 1.2.2 Processi di formazione e accrescimento

L'impatto ambientale del particolato atmosferico dipende dalle sue proprietà chimiche e fisiche, dal tempo di residenza e dall'abbondanza. Risulta quindi fondamentale un sistema per classificare e caratterizzare quantitativamente l'aerosol.

- *Nucleation mode*: costituito da particelle con picco numerico di diametro tra i 10-12nm; si formano a partire da vapori che a seguito di processi di reazione/condensazione, o per meglio dire di conversione *gas-to-particle*, passano dallo stato di molecola libera ad aggregati di particelle (clusters) ed infine a particelle con diametro coincidente col valore indicato precedentemente.
- L'*Aitken mode* è riferito alle particelle con diametro compreso tra i 10 nm e 100 nm, la maggior parte fra 70 e 80 nm. Vengono formate per collisione/coagulazione delle precedenti e possono ulteriormente aumentare di dimensione per condensazione di gas e vapori chimicamente differenziati sulla loro superficie.
- L'*Accumulation mode*: comprende le particelle all'interno del range dimensionale 0.1-2  $\mu\text{m}$ , con picco numerico tra 300 e 700 nm. Si formano a partire dalle precedenti mode di distribuzione attraverso processi di collisione, coagulazione e coalescenza. I tempi di residenza sono compresi tra i 7 e i 10 giorni e durante questo intervallo temporale possono essere trasportate anche per lunghe distanze. Il principale processo di rimozione di questo tipo di particolato sono le deposizioni umide quindi in assenza di precipitazioni avviene l'accumulo di particelle in questo regime, da qui il nome di questa moda.
- Il *Coarse mode (mechanically generated)* è costituito dalle particelle con diametro aerodinamico tra i 2  $\mu\text{m}$  e i 50  $\mu\text{m}$  circa ed ha come sorgenti principali processi di erosione e abrasione meccanica come quelli originati dal vento o erosione (polveri, sale marino, pollini, etc.). Questi meccanismi generano principalmente aerosol di tipo primario, anche se fanno eccezione alcune particelle inorganiche. Il tempo di residenza delle particelle risulta essere molto breve, dell'ordine dei minuti o ore (Seinfeld J.H., 2006).

La formazione e l'accrescimento può sostanzialmente avvenire tramite tre processi:

- Nucleazione omogenea: si ha in presenza di una pressione parziale della sostanza in fase gassosa con valore più alto della sua pressione di vapore (condizione di sovraturazione), questo causa la creazione di nuclei di condensazione che possono presentarsi in stato sia solido che liquido.
- Nucleazione eterogenea: condensazione di molecole gassose, le quali danno luogo a nuclei di particelle sulla superficie di particelle differenti.
- Coagulazione: è tra i principali meccanismi di formazione per le particelle di dimensione maggiore; consiste nella collisione tra particelle solide che creano un aggregato, esso causa una diminuzione della concentrazione numerica delle particelle ma in corrispondenza induce un aumento delle loro dimensioni.

### 1.2.3 Sorgenti di particolato

L'aerosol può essere immesso in atmosfera da sorgenti differenti che sono classificate principalmente in naturali e antropiche. La Fig. 6 mostra una stima dei contributi delle emissioni globali di aerosol a seconda del tipo di sorgente. L'emissione è quantificata dal flusso di particelle, espresso in Tg/anno. I vari tipi di processi, dipendenti dal tipo di sorgente, inducono una formazione diretta o indiretta di particelle ognuna con caratteristiche morfologiche, composizione chimica e proprietà ottiche ben definite (Tomasi C.).

Source	Estimated Flux, Tg yr <sup>-1</sup>	Reference
Natural		
Primary		
Mineral dust		Zender et al. (2003)
0.1–1.0 μm	48	
1.0–2.5 μm	260	
2.5–5.0 μm	609	
5.0–10.0 μm	573	
0.1–10.0 μm	1490	
Seasalt	10,100	Gong et al. (2002)
Volcanic dust	30	Kiehl and Rodhe (1995)
Biological debris	50	Kiehl and Rodhe (1995)
Secondary		
Sulfates from DMS	12.4	Liao et al. (2003)
Sulfates from volcanic SO <sub>2</sub>	20	Kiehl and Rodhe (1995)
Organic aerosol from biogenic VOC	11.2	Chung and Seinfeld (2002)
Anthropogenic		
Primary		
Industrial dust (except black carbon)	100	Kiehl and Rodhe (1995)
Black carbon	12 <sup>a</sup>	Liousse et al. (1996)
Organic aerosol	81 <sup>a</sup>	Liousse et al. (1996)
Secondary		
Sulfates from SO <sub>2</sub>	48.6 <sup>b</sup>	Liao et al. (2003)
Nitrates from NO <sub>x</sub>	21.3 <sup>c</sup>	Liao et al. (2004)

Figura 6: Stime delle emissioni globali per le principali classi di aerosol (Seinfeld J.H., 2006).

### 1.2.3.1 Sorgenti naturali

Dalla Fig. 6, si osserva che l'emissione delle particelle naturali supera in quantità quella derivata dai processi antropogenici, specialmente per quanto riguarda la produzione diretta.

Una gran parte dell'aerosol naturale primario è generato dall'erosione del suolo da parte del vento e dalla ri-sospensione delle polveri in atmosfera. Siccome il tempo di rilassamento delle particelle è confrontabile con quello a loro necessario per tornare al suolo alla loro velocità di sedimentazione, le particelle possono subire una forte accelerazione da parte del vento in quota (che può avere intensità anche di diversi  $\text{m s}^{-1}$  già a pochi centimetri dalla superficie).

Si tenga conto che il valore tipico di velocità di sedimentazione per particelle con diametro aerodinamico di  $10 \mu\text{m}$  risulta essere  $0.3 \text{ cm s}^{-1}$  e  $30 \text{ cm s}^{-1}$  per particelle di  $100 \mu\text{m}$ , mentre in condizioni di tempesta di sabbia la componente verticale del vento può raggiungere il valore di diversi  $\text{m s}^{-1}$ , perciò il particolato crostale può rimanere sospeso in atmosfera per estesi periodi temporali e quindi essere trasportato anche per lunghe distanze prima di depositarsi nuovamente al suolo. Su scala globale, le regioni semiaride e i deserti (che coprono circa un terzo della superficie terrestre) rappresentano la principale fonte di particelle dalla superficie terrestre: esse si trovano nell'emisfero settentrionale e in particolare in Arabia Saudita, nel deserto del Gobi e nel deserto del Sahara (Tiwary A., 2010).

Un'altra sorgente naturale che contribuisce sostanzialmente alla generazione di aerosol sono le superfici marine, le quali costituiscono circa i due terzi delle terre emerse: l'evaporazione di gocce d'acqua marina che, insieme al caso della rottura di un'onda o l'esplosione di una bolla (spray marino), porta il sale in sospensione in atmosfera formando particelle di aerosol marino come, ad esempio, NaCl, KCl o  $\text{CaSO}_4$ . Altre sorgenti naturali sono rappresentate dai vulcani, le spore e i pollini, detriti o microrganismi del diametro inferiore a  $2 \mu\text{m}$ .

La biosfera vegetale risulta responsabile anche di notevoli quantità di VOCs (*Volatile Organic Compounds*), i quali vengono ossidati per originare composti organici con più bassa pressione di vapore, e conseguentemente un'elevata probabilità di subire processi di nucleazione (Koch S., 2000). Alcune particelle di origine naturale vengono prodotte anche dalla conversione dei gas in particelle. Tale fenomeno può essere di origine fisica, come per esempio la condensazione di terpeni e di pineni nelle foreste, o chimica, ad esempio la produzione di aerosol di acido solforico da anidride solforosa, solfuro dimetile e acido solfidrico (Tiwary A., 2010).

L'aerosol secondario prodotto dalla conversione gas-particella permette ai gas di condensarsi su altre particelle già esistenti, incrementando la loro massa, o di creare particelle nuove. Le specie chimiche principali coinvolte nella conversione gas-particella sono zolfo, azoto, materiali organici e carboniosi. Le emissioni vulcaniche svolgono un ruolo importante nella chimica atmosferica poiché, oltre alle particelle più grossolane immesse direttamente in atmosfera citate in precedenza, vengono prodotte anche particelle più piccole a causa della conversione gas-particella di  $\text{SO}_2$  che, se raggiungono alte quote, possono essere trasportate a livello globale (Wallace J.M., 2006). Una

piccola componente secondaria di origine naturale è costituita dai nitrati provenienti dagli ossidi di azoto (NO<sub>x</sub>) prodotti dal ciclo dell'azoto (Roelle P.A., 2011). I nitrati ed NaCl (sale marino) sono particelle fortemente igroscopiche che contribuiscono notevolmente alla condensazione del vapore acqueo per la formazione delle nubi.

#### 1.2.3.2 Sorgenti antropiche

Nonostante su scala globale l'aerosol primario e secondario di origine antropica risulti meno rilevante rispetto a quello naturale, nelle aree urbane ed industriali l'aerosol di origine antropogenica è maggioritario. Le sorgenti antropiche sono molteplici, come ad esempio le attività di combustione, fusione, macinazione, rottura o di nebulizzazione di particelle di aerosol. In tutti i casi, l'aerosol di origine antropica è sia di tipo primario che secondario. Le principali fonti derivano quindi dalle emissioni industriali, dalle fonti di riscaldamento e di energia elettrica, l'estrazione mineraria e l'utilizzo di combustibili fossili, ma anche l'abrasione degli pneumatici o dei freni dei veicoli a motore.

L'aerosol derivato dai processi appena elencati è caratterizzato da un alto contenuto di carbonio: si hanno emissioni dovute ai sistemi di trasporto a motore (traffico veicolare leggero e pesante, navi e aerei), le quali originano polveri primarie fini, costituite principalmente da *black carbon* (carbonio elementare). Analogamente ai VOCs di origine naturale, nei processi combustivi vengono rilasciati in atmosfera anche idrocarburi incombusti, anch'essi precursori di aerosol secondario organico.

A seconda della distribuzione dimensionale iniziale, una proporzione variabile di queste particelle prodotte risulterà abbastanza fine da rimanere in sospensione nell'aria (Tiwary A., 2010).

Non tutte le sorgenti di aerosol sono legate a processi combustivi: ad esempio, le attività edilizie ed estrattive e l'usura meccanica delle varie componenti dei veicoli e del manto stradale rappresentano principalmente sorgenti di particelle grossolane, generalmente primario. Anche l'utilizzo di solventi organici volatili nelle industrie e nella vita quotidiana è causa dell'immissione di idrocarburi e altre sostanze organiche nell'atmosfera, le quali subiscono ossidazione e nucleazione affinché si formino specie più polari che condensano o coagulano.

Sebbene il 90% degli 11 miliardi di tonnellate di aerosol prodotte ogni anno sia di origine naturale, il particolato antropico ha effetti particolarmente rilevanti sull'atmosfera, sia perché la sua produzione è concentrata nelle aree urbane e densamente popolate sia perché esso è principalmente costituito da particelle secondarie di piccole dimensioni con tempi di residenza in atmosfera molto lunghi (Tiwary A., 2010). Durante il XX secolo, l'emissione in atmosfera di particelle da fonti antropiche rappresentava solo una piccola frazione della massa delle particelle da fonti naturali. Tuttavia, si prevede che entro il 2040 le fonti antropogeniche di particolato potrebbero essere paragonabili a quelle derivanti da processi naturali (Wallace J.M., 2006).



#### 1.2.4 Polveri prodotte da incendi (*Fly ashes*)

Il fumo degli incendi boschivi è una sorgente di aerosol primario: essi iniettano direttamente in atmosfera grandi quantità di particolato fine (PM<sub>2.5</sub>), principalmente composti organici e carbonio elementare e le cosiddette *fly ashes*, ossia polvere a grana fine che consiste di particelle per lo più sferiche prodotte dalla combustione di biomassa e carbone. Il PM<sub>2.5</sub> emesso dagli incendi boschivi è estremamente tossico rappresentando quindi un rischio per la salute umana.

L'innalzamento della colonna di fumo prodotta dagli incendi, risultato del galleggiamento prodotto dal riscaldamento derivato dalla combustione, determina l'altitudine a cui gli aerosol emessi dagli incendi vengono iniettati nell'atmosfera, modulando la qualità dell'aria e gli impatti climatici di un determinato incendio. L'altezza di iniezione spesso determina il percorso di trasporto del fumo degli incendi. Per iniezioni di fumo di uguale massa, le iniezioni penetranti al di sopra dello strato limite planetario (PBL) aumentano il potenziale di impatto sulla qualità dell'aria a distanze regionali o continentali dall'incendio. Questo a causa dell'efficienza del trasporto a lungo raggio e del potenziale di successivo trascinarsi dello strato limite. Le iniezioni confinate nel PBL, al contrario, rappresentano un rischio maggiore per la qualità dell'aria locale, poiché sono meno diluite verticalmente (Wilmot T.Y., 2022).

Ciò risulta di estrema importanza perché gli effetti dell'inalazione di ceneri di carbone nell'uomo sono molto dannosi, in quanto la deposizione e formazione di residui nei polmoni, possono provocare asma, infiammazioni e reazioni immunologiche. La silicosi, disturbo noto per essere spesso causa di cancro, è una conseguenza comune della sedimentazione delle ceneri volanti nei polmoni, in particolare per la presenza di silice cristallina nelle sue particelle (Dipartimento di epidemiologia del servizio sanitario regionale - Regione Lazio, 2022)].

#### 1.2.5 Polveri desertiche

Nelle zone aride del pianeta, la scarsità delle piogge e l'erosione del suolo da parte dei venti causano una concentrazione di aerosol particolarmente elevata rispetto a quanto avviene al di sopra delle altre terre emerse. Inoltre, l'aerosol emesso in queste zone risulta costituito principalmente da polveri minerali di diversa composizione e dimensione. Questo tipo di aerosol è per lo più costituito da particelle grossolane che, non potendo essere trasportate per lunghe distanze data la loro dimensione, sono responsabili della formazione delle dune desertiche (Schutz L., 1990).

Tuttavia, il trasporto della polvere per lunghe distanze è possibile ed è strettamente correlato alla variabilità climatica locale e su larga scala, deforestazione, distruzione della vegetazione, estinzione di specie ed effetto serra. Inoltre, l'aerosol di polvere minerale può influenzare l'effetto radiativo diretto e la biochimica marina, con conseguenze sulla salute umana e sulla visibilità. Esso può svolgere anche un ruolo fondamentale nella neutralizzazione della pioggia acida (Guarnieri F., 2011).

Il trasporto del particolato necessita, come anticipato, di condizioni meteorologiche adeguate, in particolare riguardo la velocità del vento: la mobilità eolica, ha luogo quando il vento supera un determinato valore di velocità, detto punto critico. Tale valore viene determinato dall'equazione di Bagnold:

$$v_{critica} = A \left[ \frac{(\rho_p - \rho_a)gd}{\rho_a} \right]^{1/2} \quad (1.11)$$

in cui  $A$  è il coefficiente empirico dipendente dalla viscosità cinematica e dalle caratteristiche granulometriche del substrato,  $\rho_p$  e  $\rho_a$  sono rispettivamente la densità delle particelle e dell'aria,  $g$  è l'accelerazione di gravità e  $d$  il diametro delle particelle.

In Fig. 7 viene riportata una rappresentazione schematica delle forze agenti su una particella sferica soggetta all'azione del vento, in cui  $F_L$  indica la forza di sollevamento aerodinamico,  $F_{ip}$  la forza di coesione tra le particelle,  $F_d$  la trazione,  $F_{grav}$  la forza peso e  $P$  è il punto di rotazione. Per contrastare le forze di coesione e, in particolar modo la forza di gravità è necessaria un'elevata velocità del vento. Infatti, data la dimensione considerevole delle particelle grossolane (*dust*), in caso di venti non abbastanza intensi il particolato si depositerebbe nuovamente al suolo in tempi molto rapidi. Le particelle, una volta vinte le forze che ne impediscono il moto, possono essere trasportate per sospensione, saltazione e rotolamento. Solo le particelle con  $d_a < 20 \mu m$  possono ricoprire grandi distanze (Molinaroli E., 2006).

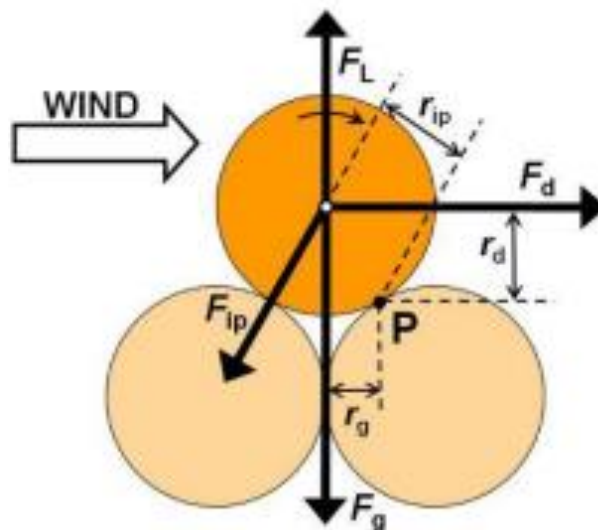


Figura 7: Forze agenti su una particella sferica sotto l'azione dei venti (Koch S., 2000).

A seconda dell'area di provenienza la composizione del particolato di origine desertica risulta essere differente, comunque in generale sono sempre presenti silicati come il quarzo, minerali argillosi, carbonati come la calcite e ossido di ferro. Durante il trasporto le particelle possono subire modifiche alle proprietà fisiche e chimiche e, in seguito, processi di rimozione differenti in base alle caratteristiche morfologiche e alla composizione chimica.

La principale sorgente di polveri desertiche a livello globale è il deserto del Sahara, le cui polveri possono essere trasportate per migliaia di chilometri fino a raggiungere le Americhe e il Medio-Oriente. Le zone che sono soggette maggiormente all'influenza di questo tipo di eventi sono l'area mediterranea e l'Europa, come conseguenza della vicinanza geografica alla regione settentrionale del deserto del Sahara e della presenza di un sistema di forti venti nel bacino mediterraneo, come il Maestrone e lo Scirocco (Brattich E., 2015). Per i paesi situati sottovento a regioni aride, le polveri trasportate a lunga distanza possono aumentare notevolmente i livelli di particolato atmosferico, ponendo seri rischi per l'ambiente e la salute umana. L'Europa è frequentemente colpita da intrusioni di polvere dal deserto del Sahara, alcune delle quali possono causare superamenti dei limiti di qualità dell'aria europei (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), 2017).

## 1.2.6 Destino ambientale

### 1.2.6.1 Trasporto del particolato

Una volta in atmosfera, l'aerosol può venire trasportato per distanze relativamente lunghe. La distanza percorsa dall'aerosol dipende sostanzialmente dal tempo di residenza, dalla dimensione delle particelle, dalla composizione chimica, dai flussi di apporto/rimozione e dalle condizioni meteorologiche (Molinaroli E., 2006). Quindi i processi in cui sono coinvolte le diverse particelle possono variare di molto: è stato verificato che l'aerosol con diametro aerodinamico maggiore di 10 µm presenta tempi di residenza ridotti, mentre le polveri più fini possono rimanere sospese per tempi prolungati. Gli aerosol prodotti da processi di conversione gas-particella sono spesso coinvolti in trasporti a lungo raggio e quindi presentano lunghi tempi di residenza in atmosfera (circa una settimana) dovuti al tempo richiesto da questo processo e alle dimensioni relativamente piccole delle particelle prodotte.

In condizioni di venti particolarmente intensi può capitare che anche il particolato grossolano possa rimanere in sospensione diversi giorni e quindi percorrere migliaia di km (Molinaroli E., 2006), il che avviene soprattutto a seguito della presenza di forti venti correlati a correnti ascensionali.

### 1.2.6.2 Rimozione del particolato

L'aerosol può essere rimosso dall'atmosfera in maniere differenti a seconda della sua dimensione e composizione. I due meccanismi principali di rimozione di particelle sono la deposizione umida (*wet deposition*) e secca (*dry deposition*). La rimozione del particolato avviene principalmente per via umida: in media annua su scala globale, circa l'80-90% viene rimosso per deposizione umida, che comprende tutti i fenomeni precipitativi (pioggia, neve, grandine, nebbia, ecc.). La deposizione secca, anche detta *fall out*, è un processo fortemente dipendente dalle dimensioni della particella

ed è stimato che circa il 10-20% della massa di aerosol venga rimosso tramite questo processo, che è molto più lento della deposizione umida, ma continuo piuttosto che occasionale (Wallace J.M., 2006).

La deposizione secca può avvenire attraverso differenti processi a seconda del diametro aerodinamico. Si può distinguere tra la rimozione di tipo diffusivo ( $d_a < 1 \mu\text{m}$ ) e di tipo gravitazionale ( $d_a > 1 \mu\text{m}$ ), in particolare:

- Sedimentazione (deposizione gravitazionale): maggiore è il diametro delle particelle, dunque la massa, più intenso sarà l'effetto che ha la forza di gravità su di esse provocandone la caduta sulla superficie terrestre.
- Diffusione turbolenta: particolarmente efficace per particelle con  $d_a > 1 \mu\text{m}$ .
- Impattazione: la relazione di proporzionalità diretta tra massa della particella e la sua inerzia fa sì che le particelle più massive non riescano a seguire le linee di flusso dell'aria attorno ad un ostacolo impattandoci contro.
- Intercettazione: una particella in moto all'interno di un gas può intercettare e quindi raccogliere oggetti che le passano sufficientemente vicino, anche se l'oggetto non è direttamente sul cammino della particella.
- Diffusione browniana: particelle soggette a moto casuale possono collidere tra loro (coagulazione termica) o con ostacoli più grandi. Questo processo domina per particelle con diametri inferiori a  $0.2 \mu\text{m}$  ed ha un contributo che aumenta al diminuire della dimensione.

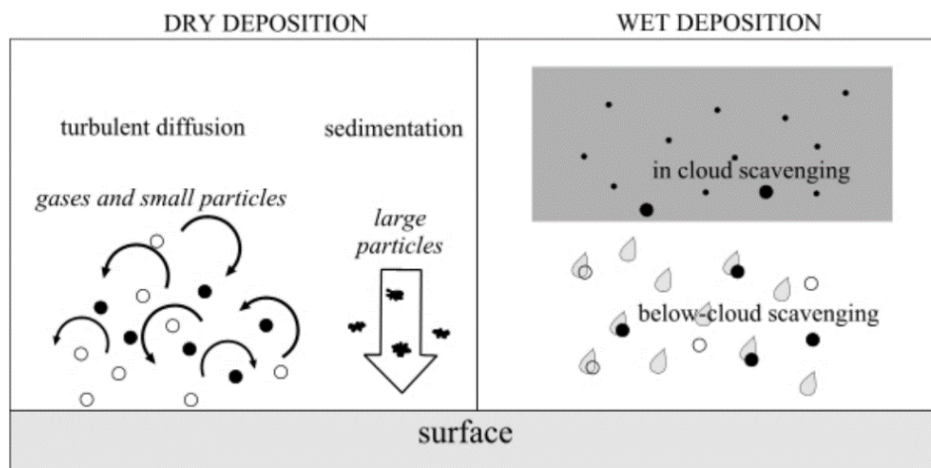


Figura 8: Rappresentazione schematica dei processi di deposizione secca (a sinistra) e umida (a destra) (Lagzi I., 2013).

La deposizione umida avviene quando le particelle sospese nell'aria vengono rimosse tramite fenomeni di tipo precipitativo e risulta un meccanismo di rimozione estremamente efficiente soprattutto per aerosol avente diametro aerodinamico intorno a  $2 \mu\text{m}$ . Si distingue tra fenomeni di *rainout* e *washout*. Con il termine *rainout* si intende l'incorporazione delle particelle di aerosol atmosferico nelle gocce della nube stessa (*scavenging in-cloud*), ed eventuale successiva caduta come pioggia; invece, il fenomeno del *washout* è la rimozione del particolato attraverso l'impatto e

l'incorporazione in idrometeore o neve all'interno o al di sotto della nube (*below-cloud*). In particolare, il primo meccanismo porta alla rimozione dei nuclei di condensazione, alla formazione stessa delle nubi e allo sviluppo di fenomeni precipitativi. Il secondo meccanismo risulta meno efficace a causa della ridotta probabilità di collisione tra gocce in caduta dalle nubi e particelle di aerosol (Wallace J.M., 2006).

### 1.2.7 Effetti dell'aerosol

L'aerosol atmosferico ha un ruolo centrale nei processi relativi ai cambiamenti climatici, sulla visibilità e sulla qualità dell'aria della bassa atmosfera, con notevoli ricadute sulla salute dell'uomo e dell'ambiente. La natura delle sorgenti di aerosol è intimamente legata alle proprietà fisiche delle particelle (a meno di successive reazioni in atmosfera), ma nonostante i numerosi studi sul materiale particolato naturale ed antropico, si hanno ancora conoscenze limitate sulla sua formazione, composizione e proprietà. I parametri primari con cui si valutano gli effetti dell'aerosol sono la concentrazione di particelle, la dimensione, la struttura e la composizione chimica. Questi, tuttavia, sono spazialmente e temporalmente molto variabili, in particolare in troposfera (Poschl U., 2005).

#### 1.2.7.1 Effetti sull'ambiente: clima e visibilità

Su scala globale gli effetti del particolato possono essere rilevati sul bilancio radiativo del pianeta, definito come la differenza tra radiazione entrante, assorbita dalla Terra, e quella riemessa dalla stessa: tramite i processi di scattering e di assorbimento sia delle radiazioni solari a lunghezza d'onda corta che di quelle terrestri a onda lunga. L'aerosol esercita infatti molti effetti sul bilancio climatico della Terra, ma l'effetto netto sul clima non è monodirezionale ed è ancora piuttosto incerto; in particolare, questo è dovuto anche al fatto che le forzanti climatiche dovute all'aerosol possono essere di due tipi, dirette o indirette.

L'effetto diretto dell'aerosol sul bilancio radiativo terrestre dipende dalle proprietà chimiche e fisiche dell'aerosol come dimensione, igroscopicità e indice di rifrazione complesso. In particolare, alcune particelle (solfati) sono in grado di riflettere parte della radiazione solare a lunghezza d'onda corta portando ad un raffreddamento dell'atmosfera terrestre. Al contrario, alcune particelle (principalmente black carbon) sono in grado di assorbire la radiazione ad onda lunga emessa dalla superficie terrestre causando al contrario un riscaldamento dell'atmosfera (Lagzi I., 2013).

Il secondo è detto effetto indiretto sul bilancio radiativo, dato che il particolato è coinvolto nella formazione di nubi: in particolare la formazione di gocce di nubi in troposfera avviene quando l'umidità relativa supera il livello di saturazione e avviene quindi la condensazione del vapore acqueo sulle particelle di aerosol, che vengono chiamate *Cloud Condensation Nuclei* (CCN).

A seconda delle proprietà e della concentrazione dell'aerosol possono essere influenzate le caratteristiche delle nubi quali il loro tempo di vita e le precipitazioni: un incremento della

concentrazione del numero di aerosol senza modificare la massa dell'acqua della nuvola provoca goccioline e cristalli di ghiaccio più piccoli portando, sia un aumento dell'effetto albedo dell'atmosfera (cioè alla riflessione di una percentuale maggiore della radiazione solare), sia ad un maggiore assorbimento della radiazione termica (Lagzi I., 2013). Come riportato all'interno del Quarto Rapporto del Gruppo Intergovernativo sul Cambiamento Climatico (IPCC), nel complesso il contributo dell'aerosol nel bilancio energetico terrestre è negativo (ossia di raffreddamento), mitigando il riscaldamento dovuto all'azione dei gas serra.

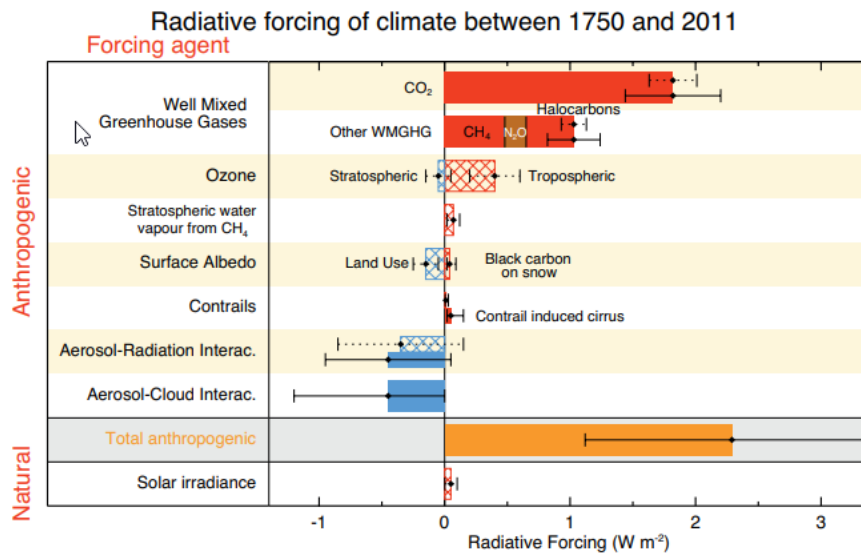


Figura 9: Forzante radiativa media globale (RF) e relative incertezze per il periodo tra 1750–2011 per vari agenti e meccanismi forzanti antropogenici e naturali (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2012).

Inoltre, l'aerosol può essere responsabile di fenomeni di riduzione di visibilità nei centri altamente inquinati, un effetto che viene comunemente chiamato caligine. Il particolato con dimensione compresa tra 0.3 e 1.0  $\mu\text{m}$  è quello che influenza maggiormente la visibilità in quanto il diametro aerodinamico risulta essere dello stesso ordine di grandezza della lunghezza d'onda della luce; quindi, dà luogo a effetti di interferenza con la radiazione visibile (Manzoor S., 2015). Questo fenomeno di contaminazione aerea connessa ad una ridotta visibilità viene denominato "smog" e risulta essere particolarmente intenso in caso di elevata umidità relativa: sotto questa condizione l'aerosol (con presenza di solfati e nitrati insieme a materiale organico) attraverso il fenomeno della diffusione aumenta la sua sezione d'urto disperdendo maggiormente la luce.

Il termine smog deriva dall'unione dei due termini inglesi fumo (*smoke*) e nebbia (*fog*); originariamente è stato coniato per riferirsi all'aria fortemente inquinata che può formarsi nelle città (generalmente in inverno con condizioni stabili e umide) a causa delle emissioni di anidride solforosa e aerosol dalla combustione di fossili combustibili (principalmente carbone e petrolio). Il termine è ora applicato a tutte le forme di grave inquinamento atmosferico, in particolare in aree urbane, che limitano la visibilità (Wallace J.M., 2006).

### 1.2.7.2 Effetti sulla salute umana

L'esistenza di una correlazione tra esposizione prolungata al particolato atmosferico e l'insorgenza di alcune patologie di tipo cardiovascolare e respiratorio, talvolta mortali, è stata comprovata da numerosi studi a riguardo (Hoek G., 2013). L'effetto sulla salute umana risulta determinato principalmente dalle dimensioni delle particelle e dalla loro composizione: la dimensione influenza la quantità di particelle inalate e il livello di penetrazione delle particelle nel sistema respiratorio coinvolto: minore è il diametro e più in profondità il particolato può intaccare le vie respiratorie.

Ad oggi le particelle fini e ultrafini sono considerate le più dannose e causa dei maggiori danni sulla salute (un'elevata tossicità è attribuita particolarmente alle particelle con  $d_a < 1\mu\text{m}$ ): maggiore è la concentrazione di queste particelle, più alto è il tasso di mortalità della popolazione (Seaton A., 1995).

È stato stimato in circa 200 miliardi il numero di particelle inalate in una giornata a basso inquinamento, la metà delle quali si depositano nei polmoni senza provocare, apparentemente, danni alla salute. Ad un'analisi più attenta, tuttavia, risulta che l'inalazione di particelle ultrafini dia origine a processi infiammatori indipendentemente dalla loro composizione, poiché il particolato induce una risposta infiammatoria attraverso la modifica della permeabilità delle vie respiratorie legata a fenomeni ossidativi. Infatti, parlando dei vari effetti negativi degli inquinanti, Helmut Sies (1985) ha introdotto il termine di stress ossidativo e lo ha definito come "un'alterazione nell'equilibrio tra i meccanismi pro ossidante e quelli antiossidante a favore dei primi in grado di causare potenziali danni" (Tositti L., 2018). Una volta introdotto nell'organismo per via respiratoria il particolato si può diffondere, grazie alle sue ridotte dimensioni nei sistemi cardiovascolare e linfatico. La tossicità delle particelle inalate dipende da quanto queste vengono assorbite e rimosse dal sistema linfatico o da quanto si depositano negli organi.

Si usa come standard per il controllo delle concentrazioni di inquinanti in atmosfera il  $\text{PM}_x$ . Al  $\text{PM}_{10}$  fanno riferimento alcune normative, in particolare uno studio condotto a Roma, pubblicato sulla rivista *Occupational Environmental Medicine*, evidenzia un aumento dei ricoveri per patologie respiratorie e cerebrovascolari associato ad un aumento delle concentrazioni di  $\text{PM}_{2.5-10}$  durante in cui è presente *dust* Sahariana (Alessandrini E.R., 2013).

Come si è detto, i  $\text{PM}_{2.5}$  e  $\text{PM}_1$  hanno effetti maggiori, tanto che nel 2006 l'Organizzazione mondiale della sanità (OMS) ha riconosciuto la correlazione esistente tra l'esposizione e le conseguenti malattie cardiovascolari e respiratorie indicando il  $\text{PM}_{2.5}$  come riferimento delle polveri sottili in aria, e ha posto i livelli di concentrazione massimi a  $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$  (molto al di sotto dei limiti di legge).

## IMPATTO DELL'INQUINAMENTO ATMOSFERICO SULLA SALUTE

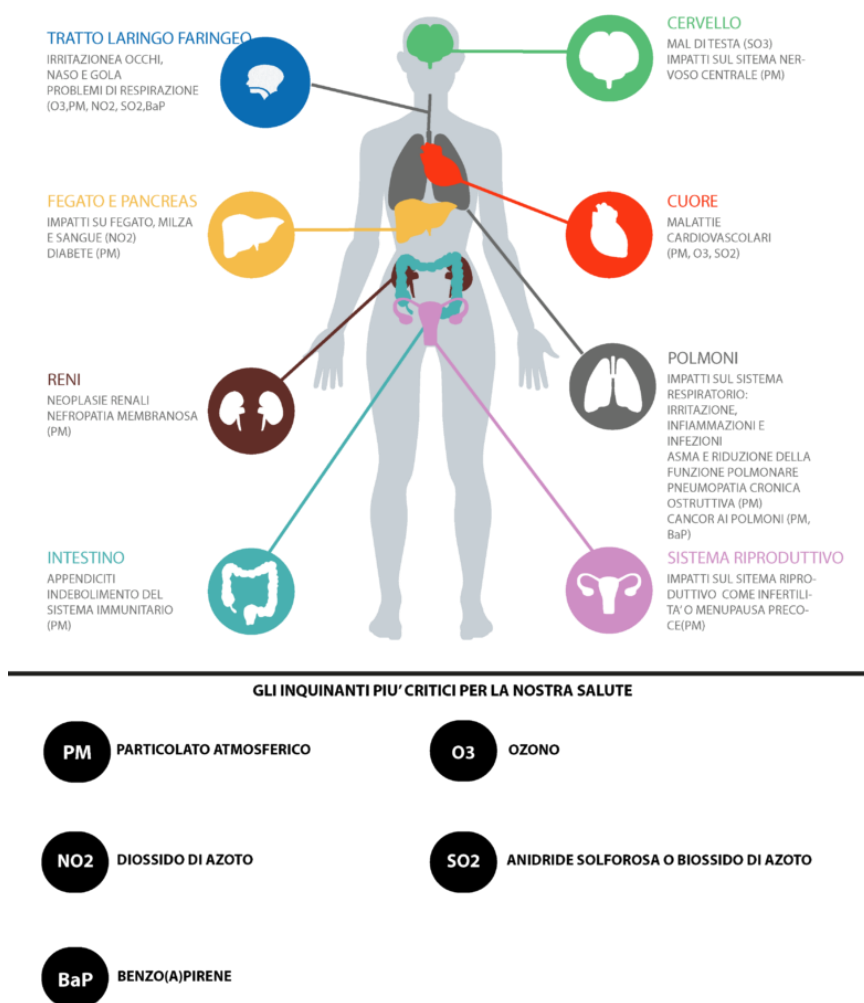


Figura 10: Effetti dell'inquinamento atmosferico sulla salute ([www.ocmclima.com](http://www.ocmclima.com)).

Ricordiamo che l'inquinamento dell'aria è il principale rischio ambientale per la salute in Europa ed è associato a malattie cardiache, ictus, malattie polmonari e cancro ai polmoni: si stima che l'esposizione all'inquinamento dell'aria determini ogni anno oltre 400 000 decessi prematuri nell'UE (European Environment Agency (EEA), 2017).

L'Agenzia internazionale per la ricerca sul cancro (IARC, "International Agency for Research on Cancer") ha anche classificato il particolato atmosferico come una sostanza cancerogena per l'uomo di gruppo 1. Non è ancora chiaro, tuttavia, se i rischi di cancro al polmone legati principalmente all'esposizione a lungo termine al particolato fine (PM<sub>2.5</sub>) siano guidati dalle particelle ultrafini costituenti (UFP, <100 nm), che possono essere più tossiche a causa delle loro proprietà fisico-chimiche uniche.



### 1.2.8 Profondità ottica dell'aerosol (AOD)

Ogni volta che la radiazione solare interagisce con la materia essa è assorbita, dispersa o emessa in pacchetti discreti chiamati fotoni. Ogni fotone contiene energia  $E$  pari a

$$E = h\nu \quad (1.12)$$

dove  $h$  è la costante di Planck e  $\nu$  è la frequenza della radiazione. Quindi, l'energia trasportata da un fotone è inversamente proporzionale alla lunghezza d'onda della radiazione. La diffusione e l'assorbimento delle radiazioni da parte delle molecole dei gas e delle particelle di aerosol presenti in atmosfera sono i fenomeni fisici alla base dell'attenuazione delle radiazioni solari e terrestri, che attraversano l'atmosfera. Ciascuno di questi contributi è linearmente proporzionale: (1) all'intensità della radiazione in quel punto lungo il percorso del raggio, (2) alla concentrazione locale di gas e/o delle particelle che sono responsabili dell'assorbimento e della dispersione, e (3) dell'efficacia degli assorbitori o degli scatteratori.

Per ogni tipo di molecola gassosa e particella che incontra il raggio luminoso, la sua intensità monocromatica è diminuita del differenziale:

$$dI_\lambda = -I_\lambda K_\lambda N \sigma ds \quad (1.13)$$

dove  $N$  è il numero di particelle per unità di volume di aria,  $\sigma$  è la sezione trasversale areale di ciascuna particella,  $K$  è l'efficienza della diffusione o dell'assorbimento (adimensionale), e  $ds$  è la lunghezza del percorso differenziale lungo la direzione dei raggi della radiazione incidente.

In modo alternativo se si considera un fascio di radiazioni che passa attraverso un sottile strato dell'atmosfera, la riduzione infinitesima della sua intensità monocromatica è pari a

$$dI_\lambda = -I_\lambda \rho r k_\lambda ds \quad (1.14)$$

dove  $\rho$  è la densità dell'aria,  $r$  la massa dei gas assorbenti per unità di massa d'aria,  $k_\lambda$  il coefficiente di massa di assorbimento espresso in  $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$  e  $ds$  è come sopra lo spostamento differenziale lungo la traiettoria del raggio di radiazione incidente.

Integrando l'Eq. 1.14, tra l'estremo superiore dell'atmosfera ( $z=\infty$ ) e un livello generico ( $z$ ) si ottiene la frazione di fascio di radiazione incidente attenuata a causa dei fenomeni di assorbimento e/o scattering. Ponendo  $ds=\sec\theta$  (ove  $\theta$  è l'inclinazione del raggio rispetto la verticale) ed esprimendo il risultato in forma esponenziale si ricava la Legge di Beer, espressa dall'equazione:

$$I_\lambda = I_{\lambda\infty} T_\lambda \quad (1.15)$$

con la quantità  $T_\lambda$ , denominata trasmissività, definita come:

$$T_\lambda = \exp(-\tau_\lambda \sec\theta) \quad (1.16).$$

Questo insieme di relazioni e definizioni stabilisce che all'interno dello strato di atmosfera  $ds$  l'intensità monocromatica  $I_\lambda$  decresce in modo uniforme lungo il cammino della radiazione incidente attraverso lo strato.

La quantità adimensionale  $\tau_\lambda$ , che appare in Eq. 1.16, è definita come profondità ottica (o spessore ottico); essa è una misura del progressivo esaurimento che un raggio di radiazione sperimenterebbe nell'attraversare lo strato ed è espressa come:

$$\tau_\lambda = \int \rho r k_\lambda dz \quad (1.17).$$

La profondità ottica riferita ai fenomeni di scattering ed attenuazione di una radiazione che attraversa un medium contenente aerosol viene definita profondità ottica dell'aerosol (AOD, dall'inglese *Atmospheric Optical Depth*) (Wallace J.M., 2006). Essa misura quindi l'attenuazione dei raggi solari da parte del particolato presente nella colonna verticale di atmosfera considerata. È una variabile adimensionale funzione della concentrazione di aerosol presente in atmosfera. Un valore di profondità ottica dell'aerosol pari a 0.01 corrisponde ad una atmosfera estremamente pulita, mentre un valore di AOD pari a 0.4 esprime una condizione di intensa foschia (National Oceanic and Atmospheric Administration); mentre valori di profondità ottica dell'aerosol attorno a 1 sono tipici dei fenomeni di trasporto di polveri (Torreggiani L., 2020).

## 1.3 STRUTTURA VERTICALE DELL'ATMOSFERA

### 1.3.1 Pressione

La pressione atmosferica  $p$  e densità dell'aria diminuiscono esponenzialmente all'aumentare dell'altezza  $z$  secondo la legge,

$$p = p_0 e^{-z/H} \quad (1.18)$$

dove con  $H$  si indica l'altezza di scala ( $H = RT/g_0$ ) e  $p_0$  è la pressione ad un certo livello di riferimento, convenzionalmente il livello del mare ( $z = 0$ ). Nei primi 100 km dell'atmosfera, l'altezza di scala varia approssimativamente da 7 a 8 km. Dividendo l'Eq. (1.18) per  $p_0$  e prendendo i logaritmi naturali si ottiene la relazione

$$\ln \frac{p}{p_0} = -\frac{z}{H} \quad (1.19).$$

Questa relazione è utile per stimare l'altezza dei vari livelli di pressione nell'atmosfera terrestre.

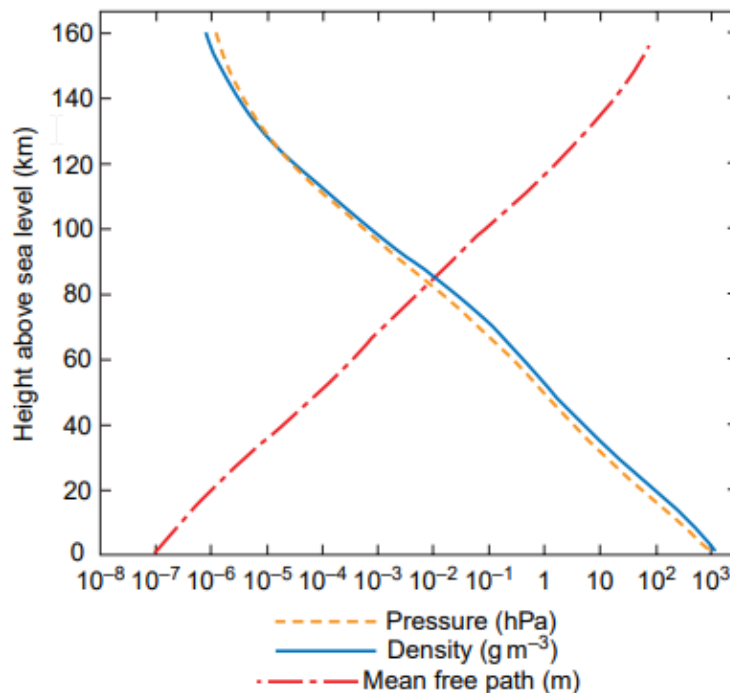


Figura 11: Profili verticali di pressione, densità e percorso libero medio per l'atmosfera standard (Wallace J.M., 2006).

La densità diminuisce con l'altezza allo stesso modo della pressione, come mostrato in Fig. 11. Le variazioni verticali di pressione e densità sono molto maggiori delle corrispondenti variazioni orizzontali e temporali. Quindi è utile definire un'atmosfera standard, che rappresenta la struttura mediata orizzontalmente e temporalmente dell'atmosfera in funzione solo dell'altezza (Wallace J.M., 2006).

### 1.3.2 Altezza di geopotenziale

Una variabile che ricopre un ruolo importante all'interno delle analisi sinottiche dei fenomeni atmosferici è l'altezza di geopotenziale. Considerando l'equazione idrostatica:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (1.20)$$

valida per un'atmosfera in equilibrio idrostatico, si definisce il geopotenziale per un punto dell'atmosfera terrestre come il potenziale gravitazionale per unità di massa, che equivale al lavoro che deve essere compiuto opponendosi al campo gravitazionale terrestre per sollevare una massa di 1 kg dal livello del mare all'altezza del punto considerato. Viene quindi espresso come:

$$d\phi = g dz \quad (1.21).$$

Il geopotenziale riferito ad una altezza  $z$  è ottenuto dalla relazione:

$$\phi(z) = \int_0^z g dz \quad (1.22)$$

dove il geopotenziale al livello del mare ( $z = 0$ ) vale zero, per convenzione. Il geopotenziale di un determinato punto è quindi un differenziale esatto e dipende solo dall'altezza e non dal percorso compiuto dall'unità di massa per giungere al punto in questione. Il lavoro svolto per portare una massa di 1 kg dal punto A al punto B è quindi  $\phi_A - \phi_B$ . Dall'Eq. 1.21, viene definita l'altezza di geopotenziale  $Z$  come:

$$Z \equiv \phi(z) g_0 = 1 g_0 \int_0^z g dz \quad (1.23)$$

dove  $g_0$  è l'accelerazione gravitazionale media al livello della superficie terrestre.  $Z$  viene usata come coordinata verticale nella maggior parte degli studi applicati all'atmosfera dove l'energia svolge un ruolo importante (come nei moti atmosferici di grande scala). Negli strati più bassi dell'atmosfera, i valori di  $g$  e  $g_0$  si discostano di poco tra loro, per cui risulta  $Z \cong z$ .

Negli studi meteorologici è sconveniente adoperare la densità dei gas, poiché in genere essa non viene misurata. Usando la legge dei gas perfetti per esprimere la densità:

$$\rho = p R_d T_v \quad (1.24)$$

dove  $R_d$  è la costante dei gas per aria secca e  $T_v$  la temperatura virtuale, è possibile riscrivere l'equazione idrostatica e quella di geopotenziale rispettivamente come segue:

$$\frac{dp}{dz} = - \frac{pg}{R_d T_v} \quad (1.25)$$

$$d\phi = g dz = -R_d T_v \frac{dp}{p} \quad (1.26).$$

Integrando l'Eq. 1.26 tra due livelli di pressione  $p_1$  e  $p_2$  si ottiene

$$\phi_2 - \phi_1 = -R_d \int_{p_1}^{p_2} T_v \frac{dp}{p} \quad (1.27),$$

dividendo per  $g_0$  si ricava lo spessore di geopotenziale di uno strato compreso tra i livelli di pressione  $p_1$  e  $p_2$  in funzione della sola temperatura:

$$Z_2 - Z_1 = -\frac{R_d}{g_0} \int_{p_1}^{p_2} T \frac{dp}{p} \quad (1.28).$$

Si è quindi mostrato come l'altezza di geopotenziale sia intrinsecamente collegata al valore della pressione. Ne segue che, nelle carte sinottiche, per una data pressione le zone in cui l'altezza di geopotenziale assume valori maggiori indicano situazioni di alta pressione mentre laddove l'altezza di geopotenziale assume valori minori si è in presenza di una bassa pressione (Wallace J.M., 2006).

### 1.3.3 Temperatura

La struttura verticale della temperatura in condizioni tipiche dell'atmosfera terrestre fornisce una base per dividere l'atmosfera in quattro strati (a partire dalla superficie terrestre: troposfera, stratosfera, mesosfera e termosfera), i cui limiti superiori sono indicati dal suffisso -pausa.

La troposfera è caratterizzata da temperature generalmente decrescenti con un'altezza, a una velocità di variazione media, di  $6.5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ . Vale a dire,

$$\Gamma = \frac{dT}{dz} = 6.5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1} \quad (1.29)$$

dove  $T$  è la temperatura ed  $\Gamma$  è il gradiente termico. L'aria troposferica, che rappresenta l'80% della massa dell'atmosfera e contiene la quasi totalità del vapore acqueo presente nell'aria, subisce un continuo rimescolamento attraverso i moti convettivi d'aria e viene ciclicamente ripulita dall'aerosol presente a seguito dei fenomeni precipitativi che vi avvengono (e quindi per deposizione umida, come descritto precedentemente).

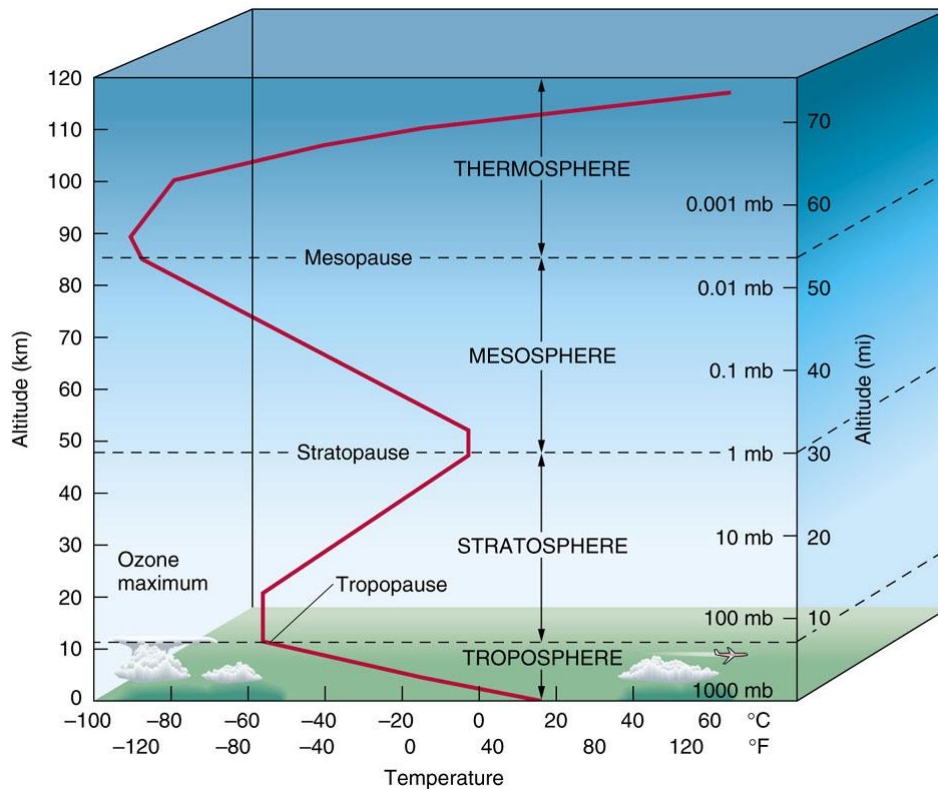


Figura 12: Stratificazione atmosferica attraverso il gradiente di temperatura (Wallace J.M., 2006).

All'interno della stratosfera, invece, il mescolamento verticale è fortemente inibito dall'aumento della temperatura con l'altezza; quindi, il processo di formazione delle nubi in stratosfera svolge un ruolo molto più limitato nella rimozione del particolato rispetto a quanto avvenga in troposfera; ne consegue che i tempi di permanenza delle particelle tendono ad essere corrispondentemente più lunghi in stratosfera. L'aria stratosferica è estremamente secca e ricca di ozono. L'assorbimento della radiazione solare nella regione ultravioletta dello spettro da parte di questo strato di ozono stratosferico è fondamentale per l'abitabilità della Terra. In assenza dello strato di ozono, infatti, la radiazione ultravioletta penetrerebbe fino alla superficie, dove risulterebbe estremamente dannosa per tutte le forme di vita, compresi gli umani. La reazione di assorbimento di radiazione ultravioletta da parte dell'ozono in stratosfera.

Al di sopra dello strato di ozono si trova la mesosfera, in cui avviene un'ulteriore inversione del gradiente di temperatura: ossia la temperatura diminuisce con l'altezza fino al minimo che definisce la mesopausa.

Salendo ulteriormente in quota, si ha un aumento della temperatura con l'altezza all'interno della termosfera, che è dovuto all'assorbimento della radiazione solare dovuto alla dissociazione delle molecole biatomiche di azoto e ossigeno e la rimozione degli elettroni dagli atomi che ne derivano. Le temperature nella termosfera esterna della Terra variano ampiamente in risposta alle variazioni nell'emissione di radiazioni ultraviolette e di raggi X dall'atmosfera esterna del Sole (Wallace J.M., 2006).

### 1.3.4 Strato limite planetario e altezza dello strato di rimescolamento

Lo strato limite planetario (PBL, *Planetary Boundary Layer*) è la parte più bassa dell'atmosfera, direttamente influenzata dalla superficie terrestre e risulta sensibile su tempi di un'ora o meno. Lo spessore di questo strato è abbastanza variabile nello spazio e nel tempo. Normalmente ha uno spessore di 1 o 2 km che però può variare da decine di metri a 4 km o più. L'interazione fra atmosfera e superficie può avvenire attraverso diversi meccanismi: attrito meccanico, evaporazione, trasferimento di calore, emissione di sostanze inquinanti e variazioni della circolazione atmosferica dovuta alla conformazione del terreno.

Ciò che caratterizza questo strato di atmosfera, a differenza di quelli sovrastanti, è la turbolenza.

Essa è estremamente complessa e consiste in una sovrapposizione di vortici che interagiscono in modo non lineare per creare movimenti caotici quasi casuali (Wallace J.M., 2006).

La turbolenza, all'interno del PBL, può essere generata meccanicamente e termicamente:

- la turbolenza meccanica, anche nota come convezione forzata, può essere causata dalla resistenza per attrito con il suolo o altri ostacoli, che porta ad una più bassa velocità del vento vicino al suolo.
- la turbolenza termica o convettiva, nota anche come convezione libera, è costituita da masse di aria calda che salgono in quota e masse di aria fredda che scendono a causa delle forze di galleggiamento.

La turbolenza e la stabilità statica dell'aria agiscono per inserire uno strato stabile (chiamato *capping inversion*) tra lo strato limite planetario sottostante e il resto della troposfera (detta atmosfera libera).

La profondità del PBL gioca un ruolo molto importante nella comprensione dei processi di trasporto e miscelazione dei traccianti atmosferici. La turbolenza all'interno dello strato limite è infatti responsabile della dispersione degli inquinanti assieme all'avvezione da parte del vento medio. Tuttavia, nel caso sia presente un'inversione, questa funge da tappo intrappolando gli inquinanti all'interno dello strato limite (Wallace J.M., 2006).

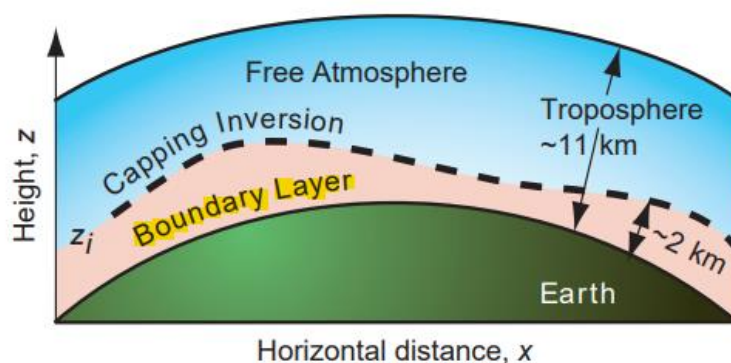


Figura 13: Sezione verticale della Terra e della troposfera, che mostra lo strato limite planetario come la porzione inferiore della troposfera (Wallace J.M., 2006).

Il bilancio energetico superficiale determina in generale la variabilità del PBL; infatti, si distingue fra PBL connettivo e PBL stabile:

- con PBL convettivo si indica lo strato limite in condizioni di forte insolazione che causa vortici d'aria di natura convettiva ed aumento della produzione di turbolenza; di conseguenza, un forte rimescolamento atmosferico.
- In condizioni di raffreddamento della superficie terrestre, la creazione di vortici di natura convettiva è inibita. La turbolenza è sostenuta solo dai venti, perciò il rimescolamento atmosferico è debole. Il PBL, stabilmente stratificato, è in genere la parte inferiore di una inversione superficiale di temperatura (ovvero la superficie terrestre è più fredda dell'aria che sta appena al di sopra di essa). Durante la presenza di inversioni termiche sono quindi inibiti i moti verticali dell'atmosfera e, tutti gli inquinanti emessi al suolo, sono contenuti sotto lo strato di *capping* che ne impedisce la dispersione (Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto).

Secondo Seidel et al., 2012 uno dei metodi più affidabili per calcolare la profondità del PBL a partire dalle osservazioni delle radiosonde è il metodo Richardson., originariamente proposto da Vogelezang e Holtslag, 1996. Il metodo del numero di massa di Richardson ( $Ri_b$ ) studia la probabilità di turbolenza nello strato di atmosfera tra la superficie  $s$  e il livello geopotenziale considerato  $h$ . Il valore adimensionale  $Ri_b$  è definito come il rapporto tra la distruzione della turbolenza da parte del galleggiamento e la produzione di turbolenza da parte del wind shear ed è dato da:

$$Ri_b = \frac{g}{\theta_{vs}} \frac{(\theta_{vh} - \theta_{vs})(h - z_s)}{(u_h - u_s)^2 + (v_h - v_s)^2 + bu^{*2}} \quad (1.30)$$

dove  $\theta_{vs}$  e  $\theta_{vh}$  sono rispettivamente la temperatura potenziale virtuale alla superficie e al livello geopotenziale considerato;  $z_s$  è la profondità di geopotenziale superficiale;  $u_h$  e  $v_h$  rappresentano la velocità dei venti zonal e meridionali al livello di geopotenziale  $h$ , rispettivamente;  $u_s$  e  $v_s$  sono le velocità dei venti zonal e meridionali alla superficie  $s$ ,  $b$  è una costante,  $u^*$  è la velocità di attrito superficiale e  $g$  è l'accelerazione dovuta alla gravità.

La produzione di turbolenza è favorita quando  $Ri_b$  è piccolo, perciò lo strato  $(h - z_s)$  risulta turbolento se  $Ri_b$  è inferiore ad un certo valore critico  $Ri_{bcrit}$  (scelto opportunamente). La profondità del PBL viene quindi calcolata mediante interpolazione lineare alla profondità geopotenziale alla quale  $Ri_b$  attraversa il valore critico.

Di particolare rilevanza per lo studio della qualità dell'aria e della sua variabilità è l'altezza di rimescolamento. Essa può essere definita come l'altezza dello strato adiacente alla superficie all'interno del quale un composto viene disperso verticalmente in un tempo pari a un'ora circa (Finardi S., 1998).



## 1.4 MOTIVAZIONE

### 1.4.1 Connessione fra cambiamento climatico e qualità dell'aria

I cambiamenti climatici e le modificazioni dei parametri meteorologici che ne derivano (ad esempio velocità del vento, temperatura, precipitazione) possono influenzare l'inquinamento atmosferico sia dal punto di vista fisico che chimico, deteriorando la qualità dell'aria. Inoltre, gli inquinanti presenti nell'atmosfera e le emissioni dei loro precursori possono influenzare il clima (modificando le proprietà delle nubi, le precipitazioni e la radiazione) (Stackpole M.D., 2020).

Come detto in precedenza, il clima globale della Terra è determinato essenzialmente dal bilancio radiativo globale. Il forcing radiativo antropogenico totale nel 2019 rispetto al 1750 causato dall'uomo è di  $2.72\text{Wm}^{-2}$  (da  $1.96$  a  $3.48\text{Wm}^{-2}$ ), ossia un forcing positivo di riscaldamento. Questo riscaldamento è dovuto principalmente all'aumento di concentrazione di gas serra, parzialmente compensato dal raffreddamento dovuto all'aumento di concentrazione di aerosol (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021).

I gas presenti in atmosfera, in particolare il vapor acqueo e l'anidride carbonica, assorbono buona parte della radiazione infrarossa emessa dalla superficie terrestre e ne ri-emettono una frazione verso la superficie stessa. In questo modo una parte della radiazione infrarossa (cioè di calore) è effettivamente intrappolata nell'atmosfera (effetto serra). Questo effetto è totalmente naturale ed è quello che sostanzialmente rende possibile la vita sulla Terra (in sua assenza, la temperatura media superficiale risulterebbe troppo fredda).

A partire dall'era preindustriale, le attività antropiche ed in particolare la combustione di combustibili fossili, l'aumento dell'urbanizzazione e dell'industrializzazione hanno portato a numerosi cambiamenti nelle proprietà della superficie e in termini di composizione dell'atmosfera, a loro volta influenzanti il bilancio radiativo della Terra. L'inquinamento atmosferico, dovuto ad esempio al traffico, all'industria e agli incendi, è uno dei fattori più importanti che possono aumentare gli effetti negativi del riscaldamento globale sulla salute pubblica. Gli studi sono generalmente concordi nel ritenere che la mitigazione delle emissioni di gas serra comporti contemporaneamente benefici in termini di miglioramento della qualità dell'aria (Stackpole M.D., 2020).

Uno dei principali fattori che modificano il clima terrestre sono le variazioni della concentrazione di aerosol in atmosfera, poiché alterando il profilo verticale di temperatura (riscaldamento in quota e raffreddamento in superficie), gli aerosol assorbenti migliorano la stabilità atmosferica e il potenziale di accumulo di inquinanti, e modificano la copertura nuvolosa (il cosiddetto effetto semi-diretto) (Fiore A.M., 2015). L'inquinamento atmosferico è sostanzialmente dovuto, oltre che alle emissioni di inquinanti, anche alle condizioni meteorologiche quali ad esempio la velocità e direzione del vento, la temperatura dell'aria, l'altezza dello strato limite, la presenza e la quantità di precipitazioni, e altre (Jacob D.J., 2009).

Date le particolari condizioni dei parametri meteorologici, in primis la temperatura, risulta evidente come le *heat waves* possano avere numerose ripercussioni anche sulla qualità dell'aria.

In particolare, un aumento della temperatura è sempre responsabile dell'aumento nelle velocità di reazione chimica in associazione con la cinetica di reazione in fase gassosa, contribuendo ad un'amplificazione della reattività e dell'aggressività troposferica (Jacob D.J., 2009).

Anche la stratificazione atmosferica e quindi le condizioni di stabilità giocano un ruolo importante nella dispersione, diluizione e deposizione di inquinanti atmosferici (Perkins, 2015).

Poiché la temperatura superficiale è direttamente proporzionale all'altezza dello strato limite diurno, durante le ondate di calore l'aumento delle temperature provocherà in genere un aumento dell'altezza dello strato di rimescolamento, con conseguente maggiore dispersione verticale degli inquinanti. È importante sottolineare però che cambiamenti correlati alle *heat waves* nella struttura dello strato limite planetario non sono uniformi e sono influenzati da fattori sia sinottici che locali (Zhang Y., 2019).

Allo stesso tempo le condizioni asciutte e i moti convettivi associati alla turbolenza, conseguenti all'aumento delle temperature durante le ondate di calore, favoriscono la ri-sospensione delle particelle. Tuttavia, la variabile meteorologica che maggiormente influenza la concentrazione di particolato atmosferico è la deposizione umida per tramite delle precipitazioni, che ne rappresenta il principale meccanismo di rimozione dall'atmosfera. Ciò implica che si prevede un aumento della concentrazione di PM in atmosfera a causa della riduzione delle precipitazioni atmosferiche e conseguente rimozione del particolato per via umida (Jacob D.J., 2009).

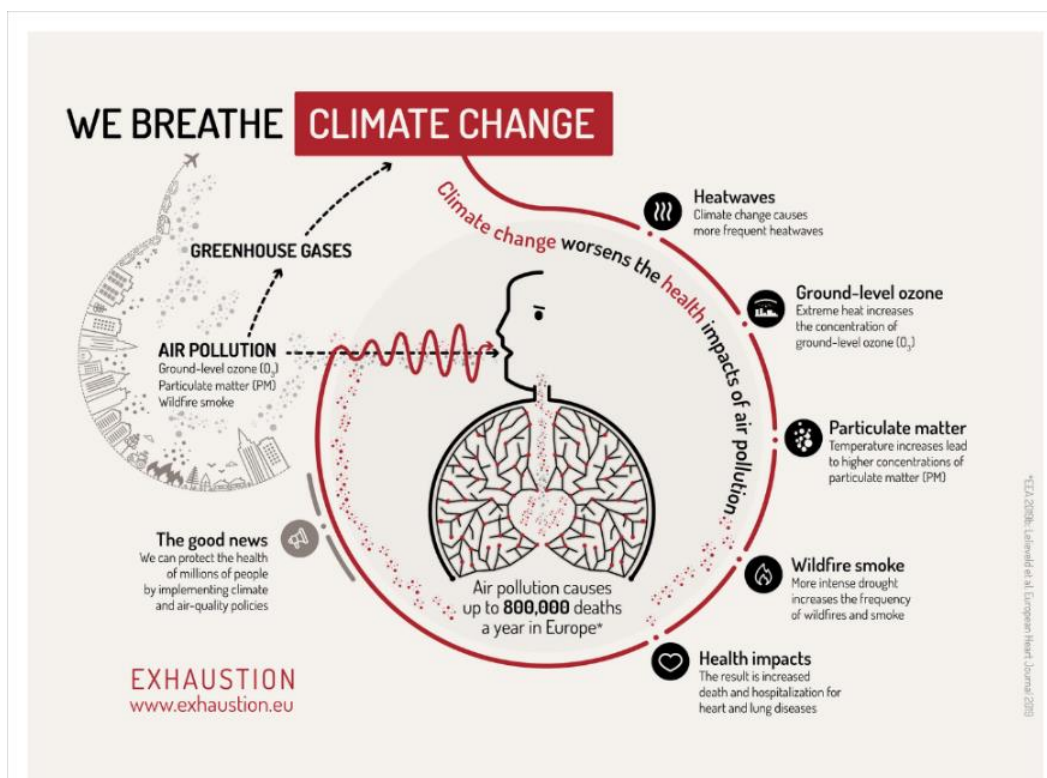


Figura 14: Legame tra ondate di calore, inquinamento atmosferico, incendi, salute e cambiamenti climatici (EXHAUSTION, 2020).

Durante le ondate di calore, le temperature elevate, il forte irraggiamento solare, la bassa velocità del vento e l'aumento delle emissioni antropiche (per via dell'aumentato utilizzo dei sistemi di condizionamento) fanno sì che il calore e la cattiva qualità dell'aria ristagnino in un determinato luogo per un periodo di tempo prolungato.

Pertanto, le ondate di calore e gli inquinanti atmosferici (come PM<sub>2.5</sub> e O<sub>3</sub>) sono fattori di stress sinergici che producono impatti negativi sulla salute sproporzionatamente maggiori, nello specifico sulle malattie cardiache e polmonari (Stackpole M.D., 2020).

Infatti, oltre ai problemi diretti e indiretti legati alle alte temperature precedentemente illustrati, altri tipi di problemi sono legati all'inquinamento atmosferico che si verifica contestualmente: gli effetti distinti della temperatura e dell'inquinamento atmosferico singolarmente considerati sono meno pericolosi dei due effetti che agiscono in sinergia (Schnell J.L., 2017). Gli effetti del particolato atmosferico sulla salute umana dipendono dalla dimensione e dal tipo di particelle e riguardano principalmente il sistema respiratorio e quello cardiovascolare: alcuni studi dimostrano che esiste una correlazione tra l'esposizione prolungata al particolato fine e la mortalità per cancro cardiopolmonare e polmonare (WHO, Summary of Risk Assessment, 2017).

## 1.4.2 Scopo della tesi

Questo lavoro si ispira a un precedente progetto di tesi magistrale incentrato sullo studio delle caratteristiche degli eventi estremi di calore a Bologna nel periodo 1990-2019 (Tenti, 2020); esso aveva evidenziato una diminuzione dei tempi di ritorno degli eventi di temperatura estrema e un aumento generale delle temperature minime in tutte le stagioni. Inoltre, la frequenza, l'intensità e la durata degli eventi mostrano una tendenza crescente, soprattutto nell'ultimo decennio. Durante questi eventi si è osservato un generale peggioramento della qualità dell'aria, in particolare un aumento della concentrazione di ozono troposferico e di particolato PM<sub>10</sub>. La maggior concentrazione di ozono osservata durante questi eventi è ben nota e legata alla natura fotochimica dell'inquinante: le prolungate condizioni di alta temperatura e di alti livelli di insolazione e cielo sereno che si verificano e sono tipiche delle ondate di calore, infatti, ne favoriscono la formazione. Per quanto riguarda il particolato, invece, sebbene in parte il suo aumento possa essere parzialmente collegato all'assenza di precipitazioni, ossia del principale meccanismo di rimozione degli inquinanti particellari, il meccanismo che ne favorisce il suo aumento durante gli estremi di temperatura risulta maggiormente incerto e meno studiato.

Pertanto, questo progetto di tesi si è posto l'obiettivo di studiare i meccanismi responsabili dell'aumento di particolato atmosferico osservato nella città di Bologna durante gli eventi estremi di temperatura osservati sia nella stagione invernale che in quella estiva.

A questo fine sono state scelte ondate di calore esemplificative, avvenute una nella stagione invernale (2014) e una in quella estiva (2012), per caratterizzare le differenze e le similarità fra gli eventi che avvengono in diversi periodi del ciclo stagionale. Inoltre, si sono studiate ulteriori ondate di calore avvenute nelle medesime stagioni ma in periodo più recente, ossia relative allo scorso anno (2022).

L'analisi dei dati è stata fatta in funzione di molteplici ipotesi sulla causa principale dell'aumento di particolato, ossia l'accumulo di particolato locale o il trasporto di particolato a lungo raggio da altre regioni geografiche.

La prima ipotesi presa in considerazione prevede l'accumulo di PM di origine locale a causa di un abbassamento dello strato limite di rimescolamento in atmosfera avvenuto durante l'ondata di calore. Le altre due ipotesi, invece, prevedono che l'aumento di particolato sia dovuto al trasporto di PM da altre regioni. In particolare, si prende qui in esame se l'aumento di aerosol sia conseguenza del trasporto a lungo raggio di polveri minerali (*dust*) provenienti dal deserto del Sahara, in connessione con l'espansione dell'anticiclone Africano verso latitudini euro-mediterranee.

Infine, l'ultima causa presa in considerazione è il trasporto di particelle dette *fly ashes* prodotte da incendi provocati dalle elevate temperature durante le *heat waves*.

La conoscenza dei meccanismi responsabili dell'aumento di particolato in occasione degli eventi estremi di temperatura risulta essenziale per comprendere i rischi di salute, l'impatto ambientale ed economico a cui le nostre città sono esposte e per poterli meglio prevedere e mitigare.

## 2 MATERIALI E METODI

---

### 2.1 AREA DI STUDIO

Questo lavoro di tesi ha preso in esame dati raccolti nella città di Bologna, capoluogo della regione Emilia-Romagna, nell'Italia centro-settentrionale. Bologna è il settimo comune più popolato d'Italia ed è posta al centro di un'area metropolitana di oltre un milione di abitanti. Data la sua collocazione geografica, risulta anche uno dei nodi più importanti per la comunicazione stradale e ferroviaria del nord Italia, in cui risiedono un gran numero di industrie alimentari, elettriche e meccaniche.

Più in generale, Bologna si trova nel Bacino del Po, che ricopre diverse regioni del Nord Italia (Emilia-Romagna, Piemonte, Lombardia e Veneto) e include altri importanti centri urbani come Milano, Torino e Venezia. A causa della sua elevata densità di popolazione è una delle zone più inquinate d'Europa (European Environment Agency (EEA), 2017); infatti, nel corso dell'anno i valori limite di concentrazione di PM, NO<sub>2</sub> (diossido d'azoto) e ozono fissati a livello europeo vengono superati molte volte. Inoltre, presenta aree fortemente industrializzate e la maggior parte delle emissioni di agenti inquinanti sono imputabili proprio al traffico veicolare, al riscaldamento domestico, all'attività industriale, alla produzione di energia e all'agricoltura.

Le condizioni meteorologiche che determinano il trasporto e la dispersione degli inquinanti sono fortemente influenzate dalle caratteristiche morfologiche della regione. Infatti, nella valle del Po il ricambio d'aria dovuto alla circolazione atmosferica è limitato dalla presenza delle Alpi, degli Appennini e delle Alpi Dinariche, di conseguenza si verificano frequentemente situazioni di aria stagnante. A causa di ciò nella valle del Po vengono registrate spesso elevate concentrazioni di aerosol e di altri inquinanti atmosferici (Desert M., 2020).



*Figura 15: il territorio rappresentato è il Nord Italia, mercoledì 18 ottobre 2017 alle ore 11:50 UTC circa. Si tratta di una rielaborazione tramite dati satellitari MODIS. Si presta l'attenzione alla coltre apparentemente grigiastra che appare adagiata in Pianura Padana centro occidentale (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometre (MODIS)).*

## 2.2 DATI METEOROLOGICI LOCALI

Le variabili meteorologiche locali, inerenti alla città di Bologna, prese in considerazione in questo lavoro di tesi sono: la temperatura media giornaliera a 2m dal suolo, la precipitazione cumulata giornaliera e l'altezza dello strato limite di rimescolamento in atmosfera.

### 2.2.1 Temperatura media giornaliera e precipitazione

I dati di temperatura e precipitazione cumulata sono stati ricavati dalla rete di stazioni di monitoraggio dell'ARPAE (Agenzia Regionale per la Prevenzione, l'Ambiente e l'Energia dell'Emilia-Romagna), in particolare dalla stazione Bologna Urbana (44° 30' 03.9' N, 11° 19' 42.6' E, alt= 78m), una stazione meteorologica urbana che segue gli standard fissati dal WMO e ha una frequenza di aggiornamento dei dati di 30 minuti.

Per l'estrazione dei dati meteorologici registrati dalla rete di rilevamento regionale RIRER è stato utilizzato il sito web gestito dal Servizio IdroMeteoClima di Arpae (Arpae-Simc) denominato Dext3r (<https://simc.arpae.it/dext3r/>).

### 2.2.2 Altezza dello strato di rimescolamento

Le misure dell'altezza dello strato limite di rimescolamento sono ricavate dai radiosondaggi eseguiti presso la Base meteorologica operativa "Giorgio Fea" a San Pietro Capofiume (BO).

I dati dei radiosondaggi sono stati estratti dall'archivio online *Integrated Global Radiosonde Archive* (IGRA).

Il database di IGRA è costituito da osservazioni con radiosonde e palloni pilota provenienti da oltre 2.800 stazioni distribuite a livello globale. I dati sono archiviati e mantenuti dal NOAA, *National Climatic Data Center* (sito web: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/derived-v2/>). Le osservazioni sono disponibili a livelli di pressione standard e variabili, a livelli di vento fissi e variabili, alla superficie e alla tropopausa. I dati meteorologici raccolti sono ottenuti da radiosonde, contenenti un insieme di strumenti legati a palloni aerostatici gonfiati con elio, che vengono lanciati da terra, salgono attraverso la troposfera nella stratosfera e trasmettono a una stazione ricevente a terra. Queste osservazioni comprendono profili verticali di temperatura, umidità relativa, velocità e direzione del vento, pressione atmosferica e altezza geopotenziale (National Oceanic and Atmospheric Administration).

Da questi, utilizzando il metodo di Richardson descritto in precedenza nella sezione 1.3.4, viene stimata l'altezza dello strato di rimescolamento.

## 2.3 PM: CAMPIONATORE E MISURA DELLA CONCENTRAZIONE

L'attuale rete di monitoraggio della qualità aria dell'ente regionale ARPAE è costituita da 47 stazioni di monitoraggio fisse dislocate su tutto il territorio regionale e da diversi laboratori mobili. Secondo i criteri dell'Agenzia Europea per l'ambiente (EEA) le stazioni fisse vengono classificate a seconda della tipologia della stazione e delle caratteristiche della zona, ovvero in base alle sorgenti di inquinanti situate nelle vicinanze, come in Fig. 16.



Figura 16: Classificazione delle stazioni fisse di monitoraggio dell'aria in base all'area di locazione e alle sorgenti di inquinamento presenti (Agenzia Prevenzione Ambiente Energia Emilia-Romagna (ARPAE)).

La strumentazione per la misura della concentrazione di particolato utilizzato nelle stazioni di monitoraggio dei diversi enti regionali è gestita secondo quanto previsto dal DM 30 marzo 2017 (Agenzia Prevenzione Ambiente Energia Emilia-Romagna (ARPAE)). Per ciascun inquinante la normativa individua lo specifico metodo di riferimento per la misurazione, il principio chimico-fisico di misura e le modalità di funzionamento della strumentazione utilizzata per il monitoraggio.

Le stazioni di monitoraggio ARPAE per il particolato utilizzano campionatori dotati di una testa di prelievo in grado di selezionare il particolato con diametro inferiore ai  $10\mu\text{m}$  o ai  $2.5\mu\text{m}$ , concentrarlo e quindi raccogliarlo su filtri appositi tramite una pompa. Successivamente, la quantità di polveri sottili depositatesi sui filtri può essere misurata tramite due metodi: uno manuale basato sul peso gravimetrico e uno automatico basato sullo scattering di un fascio  $\beta$ .

Nel seguito, viene fornita una descrizione dei campionatori, dei filtri e delle possibili tipologie di misura in genere adoperate. I dati analizzati nel seguito si riferiscono a diverse stazioni urbane di tipo traffico e di fondo (urbano e suburbano), resi disponibili come open data da ARPAE stessa tramite il sito web istituzionale (Agenzia Prevenzione Ambiente Energia Emilia-Romagna (ARPAE)) e tramite l'agenzia europea per l'ambiente (European Environment Agency (EEA), 2017).

### 2.3.1 Campionatore

I campionatori generalmente sono costituiti principalmente da tre unità fondamentali:

- Le linee di prelievo, che possono essere due o una, permettono il campionamento del particolato atmosferico sospeso nell'aria. Ogni linea di prelievo è munita di un condotto alla cui estremità è posta una testa di prelievo che ha la funzione di selezionare le particelle con diametro aerodinamico del taglio dimensionale scelto. Inoltre, la testa di campionamento presenta proprietà antivento e antipioggia.

- La stazione di filtrazione, è dotata di un sistema di cambio automatico dei filtri, i quali vengono prelevati da un serbatoio isolato dagli agenti contaminanti esterni e caricati sulle linee di prelievo. La componente del particolato selezionata dalla testa viene quindi fatta passare attraverso una membrana filtrante di opportuna porosità, costituita da diversi materiali, dipendentemente dal tipo di analisi richiesta sul filtro. Una volta concluso il ciclo di campionamento, i filtri da analizzare vengono trasferiti in un contenitore di scarico.
- Le pompe aspiranti, che permettono di prelevare l'aria dell'ambiente circostante con una portata volumetrica standard, in maniera tale da evitare variazioni nel taglio aerodinamico dovute a differenti quantità d'aria aspirata. A fronte della progressiva saturazione del filtro, il campionatore è dotato di un sistema di registrazione dell'aria aspirata che permette di limitare le perdite di particelle. È inoltre presente un sistema di controllo della temperatura, avente lo scopo di ridurre la perdita di specie volatili.

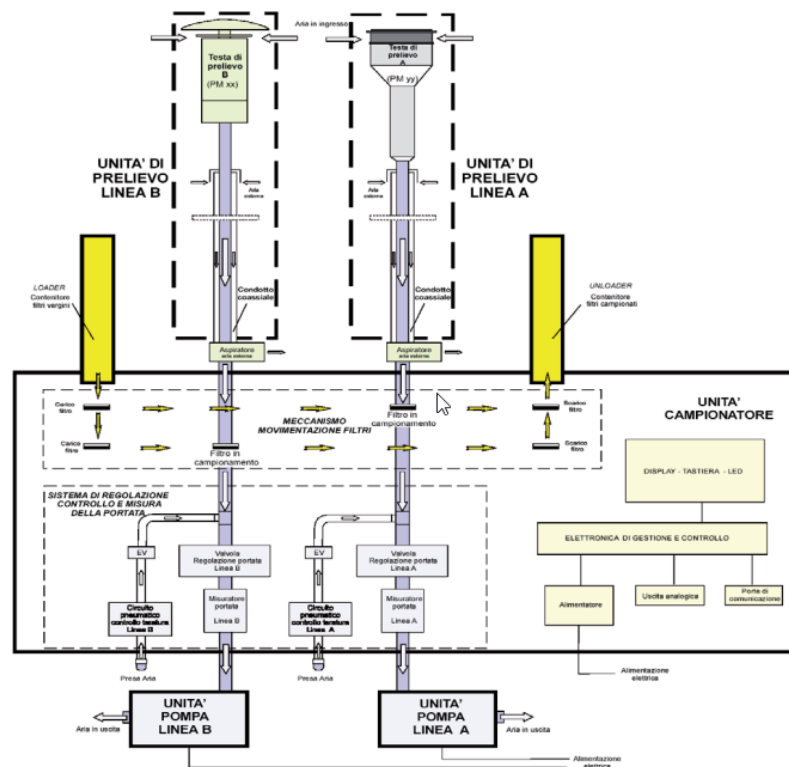


Figura 17: Campionatore modello HYDRA Dual Sampler - Schema di funzionamento (Project Automation S.p.A.).

### 2.3.2 Misura della concentrazione di PM<sub>10</sub> e PM<sub>2.5</sub>

I metodi di misura utilizzati per la concentrazione di PM<sub>10</sub> e PM<sub>2.5</sub> sono due, uno manuale ed uno automatico equivalente.

Il metodo manuale consiste in una misura gravimetrica, per cui a seguito di un controllo sulle condizioni di temperatura e umidità volto ad evitare di pesare l'acqua raccolta sul filtro dal particolato che risulta essere igroscopico, il filtro viene pesato prima e dopo il campionamento tramite bilance ultraprecise; la misura del peso netto ottenuto come differenza tra le due pesate fornisce il valore di concentrazione di particolato raccolto.



Questo tipo di misurazione essendo manuale presenta il vantaggio di raccogliere i  $PM_x$  sul filtro e quindi di effettuare anche un'analisi chimica, ma anche gli svantaggi di non riuscire a fornire misure in tempo reale, ma solo valori medi per il tempo che il filtro rimane esposto, e presenta alti costi operativi che quindi ne limitano l'utilizzo (Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto).

Quello automatico, invece, si basa sulla misura dell'attenuazione di un fascio di particelle  $\beta$  (elettroni) causata dalla collisione con l'aerosol depositato sul filtro. La concentrazione di PM viene quindi misurata utilizzando uno strumento ottico in grado di rilevare fenomeni di scattering, assorbimento o estinzione causati dalle interazioni che avvengono tra le particelle  $\beta$  e il particolato atmosferico. I campionatori che utilizza questo metodo adoperano filtri in fibra di vetro (1 filtro/24h) per la raccolta del particolato aerodisperso. Prima che avvenga il campionamento viene misurata la radiazione attenuata dal filtro bianco (misura di bianco), il quale viene posto tra una sorgente di radiazione beta (in genere carbonio-14) e un contatore Geiger-Muller che effettua la misura. In seguito all'esposizione a un flusso d'aria costante per 24 ore, il filtro con il particolato raccolto viene nuovamente sottoposto alla rilevazione dell'attenuazione di radiazione beta da parte dell'aerosol. La quantità di radiazione che riesce ad attraversare il filtro risulta essere proporzionale al quantitativo di polvere raccolta e così, in funzione del volume di aria raccolta, il campionatore riesce a fornire il dato relativo alla concentrazione di particolato. Questo metodo di campionamento riesce a fornire misure in tempo reale e non è soggetto a possibili errori causati dagli operatori esterni, ma necessita di periodiche calibrazioni utilizzando i dati provenienti dalle misurazioni gravimetriche per verificare l'attendibilità delle misure (Agenzia Prevenzione Ambiente ed Energia - ARPA Valle d'Aosta).

Per questo studio sono stati presi in considerazione i dati relativi alle concentrazioni di particolato raccolti da 3 stazioni situate in tre diverse postazioni nella città di Bologna: Porta San Felice (PSF, 44° 30' 0" N, 11° 19' 42" E, alt= 54 m), Giardini Margherita (GM, 44° 29' 1" N, 11° 21' 18" E, alt= 43 m) e Via Chiarini (VC, 44° 50' 00" N, 11° 28' 60" E, alt= 56m). La prima è una stazione di traffico urbano, il che significa che è situata in una posizione tale che il livello di inquinamento è influenzato principalmente dalle emissioni del traffico proveniente dalle strade vicine con un'intensità di traffico medio-alta. La seconda è una stazione di fondo urbano, ovvero situata in una posizione tale che il livello di inquinamento non è influenzato principalmente dalle emissioni di fonti specifiche (industrie, traffico, riscaldamento residenziale, ecc.) ma dal contributo integrato di tutte le fonti sopravento alla stazione rispetto alle direzioni del vento predominanti nel sito. Infine, la terza stazione è di tipo fondo suburbano, inserita in un'area largamente edificata in cui sono presenti sia zone edificate che zone non urbanizzate.

## 2.4 CONDIZIONI SINOTTICHE A LARGA SCALA

L'analisi delle condizioni sinottiche a larga scala è stata effettuata utilizzando dati e mappe provenienti da diverse agenzie ed enti.

In questa tesi ci si è avvalsi principalmente delle mappe di rianalisi dell'agenzia statunitense *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), che si occupa di previsioni meteorologiche, monitoraggio delle condizioni oceaniche e atmosferiche e tracciamento di mappe dei mari. Uno degli sforzi principali dell'agenzia è quello di migliorare le previsioni, identificando indicatori di allarme precoce nei modelli dell'atmosfera e dell'oceano che causano eventi estremi (come inondazioni, siccità e ondate di calore). A tal fine, si conducono ricerche per migliorare le osservazioni, la comprensione, la modellazione e le previsioni degli eventi estremi e dei relativi impatti (National Oceanic and Atmospheric Administration).

Le rianalisi climatiche sono una descrizione numerica del clima recente, ottenuta dalla combinazione e interpolazioni degli output modellistici con le osservazioni strumentali. Esse contengono stime del valore di diversi parametri atmosferici, in particolare vengono estratte mappe relative all'altezza di geopotenziale e alle componenti (zonale e meridionale) del vento.

Le stime di questi parametri hanno copertura spaziale globale e sono disponibili anche per diversi decenni addietro. In questo lavoro sono stati elaborati i dati provenienti dalla rianalisi NCEP/NCAR del Physics Science Laboratory (PSL) del NOAA. Il progetto NCEP/NCAR Reanalysis 1 utilizza un sistema di analisi/previsione all'avanguardia per eseguire l'assimilazione dei dati utilizzando dati passati dal 1948 a oggi, con copertura spaziale data da griglie globali di 2.5° x 2.5° e 25 livelli di pressione (NCEP-NCAR Reanalysis 1, NOAA PSL).

## 2.5 OSSERVAZIONI SATELLITARI

Lo studio del trasporto di particolato e della posizione degli incendi è stato condotto servendosi principalmente di dati provenienti da satellite.

I dati selezionati derivano da osservazioni compiute dallo spettroradiometro MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer), che rappresenta il meglio dell'ingegneria dell'hardware spaziale per il telerilevamento; esso è installato sui satelliti Aqua (2002) e Terra (1999). L'orbita del satellite Terra è temporizzata in maniera tale da attraversare l'equatore con direzione Nord-Sud al mattino, mentre Aqua lo attraversa con direzione Sud-Nord nel pomeriggio. Terra MODIS e Aqua MODIS osservano l'intera superficie terrestre ogni due giorni acquisendo dati in 36 differenti bande spettrali con lunghezza d'onda compresa tra 0.4  $\mu\text{m}$  e 14.4  $\mu\text{m}$ . I dati raccolti dallo spettroradiometro MODIS durante le osservazioni offrono un'elevata sensibilità radiometrica (12 bit) e sono di grande utilità per la comprensione della dinamica dei processi fisici che avvengono sulla terra, negli oceani e nella bassa atmosfera (NASA, [modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php](http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php)).

Lo spettroradiometro è un dispositivo (sensore passivo) utilizzato per la misura del flusso di radiazione elettromagnetica, all'interno di una specifica banda spettrale, emessa da un corpo qualsiasi per effetto della sua temperatura ovvero la sua radianza spettrale. Questo strumento basa il suo funzionamento sulle leggi dell'emissione termico-elettromagnetica dei corpi quindi sulla legge di Stefan-Boltzmann. In particolare, la temperatura di un corpo è direttamente connessa alla potenza elettromagnetica emessa, per cui misurando il flusso di energia ricevuto nell'unità di tempo da una porzione di superficie, o anche la forma esatta dell'intero spettro elettromagnetico emesso, è possibile risalire alla temperatura della porzione di superficie d'interesse. La radianza spettrale di corpo nero  $B_\lambda(\lambda, T)$  viene descritta dalla funzione di Planck, la quale fornisce una distribuzione statistica dell'energia emessa per differenti lunghezze d'onda  $\lambda$  ad una determinata temperatura  $T$ . Tale funzione viene definita come:

$$B_\lambda(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{\frac{hc}{k_b \lambda T}} - 1)} \quad (2.2)$$

dove  $k_b$  è la costante di Boltzmann,  $h$  è la costante di Planck e  $c$  la velocità della luce. Integrando  $\pi B_\lambda(\lambda, T)$  su tutte le lunghezze d'onda si ottiene l'espressione del flusso della radiazione elettromagnetica di corpo nero, detta anche Irradianza  $F$ .

In questo modo si ricava la legge di Stefan Boltzmann:

$$F = \sigma^4 T \quad (2.3)$$

dove  $\sigma$  è la costante di Stefan-Boltzmann.

Tale relazione fornisce il valore di irradianza sia per un corpo nero che per un corpo qualsiasi, infatti la legge di Stefan-Boltzmann può essere risolta per la temperatura di corpo nero equivalente  $T_E$ : che esprime la temperatura che un corpo nero dovrebbe avere per emettere un flusso di radiazione pari a  $F$  (Wallace J.M., 2006).

Quindi dalla misura dell'irradianza è possibile ricavare la temperatura del corpo osservato e da quest'ultima ulteriori informazioni come ad esempio la sua altezza.

I prodotti MODIS Aerosol monitorano il carico di aerosol nell'ambiente e alcune proprietà dell'aerosol su superfici terrestri e oceaniche prive di nubi, neve o ghiaccio. Utilizzando le diverse osservazioni spettrali e spaziali fornite da MODIS, vengono applicati diversi algoritmi per recuperare le proprietà dell'aerosol su diverse superfici. Sulla terraferma vengono forniti i dati di due diversi algoritmi, noti come Deep Blue e Dark Target Land, mentre un ulteriore algoritmo Dark Target Ocean viene applicato alle acque oceaniche e interne. Il prodotto principale di tutti questi algoritmi è la profondità ottica degli aerosol a una lunghezza d'onda di 550 nm. Inoltre, ogni algoritmo fornisce informazioni aggiuntive sull'aerosol, come l'albedo a diffusione singola, l'AOD spettrale, le caratteristiche dimensionali relative dell'aerosol, e fornisce informazioni sulla composizione dell'aerosol.

Prima di MODIS, le stime satellitari del carico di aerosol erano in gran parte limitate ai passaggi al sopra dell'oceano a causa delle capacità limitate degli strumenti precedenti. Le bande spettrali aggiuntive disponibili per MODIS consentono una migliore caratterizzazione degli aerosol sulla terraferma e sull'oceano, aumentando la copertura e l'accuratezza del set di dati (NASA, [modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php](http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php)).

Anche l'analisi svolta sulla presenza di anomalie termiche e la posizione degli incendi è stata effettuata attraverso dati satellitari provenienti da MODIS, e poi elaborati dal *Land, Atmosphere Near real-time Capability for EOS (LANCE) Fire Information for Resource Management System (FIRMS)* della NASA. Per comprendere come vengono identificati gli incendi attivi e altre anomalie termiche, come i vulcani si guardano le mappe fornite in cui le anomalie termiche/incendi attivi rappresentano il centro di un pixel di 1 km, che viene segnalato dall'algoritmo MODIS MOD14/MYD14 *Fire and Thermal Anomalies* (Giglio 2003), come contenente uno o più incendi all'interno del pixel.

Inoltre, per avere una maggiore fedeltà nella mappatura degli incendi si utilizza anche il prodotto VIIRS 375m (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite, sensore a bordo dei satelliti congiunti NASA/NOAA *Suomi National Polar-orbiting Partnership* (Suomi NPP) e NOAA-20. Il satellite Suomi NPP attraversa l'equatore alle 13:30 circa (nodo ascendente) e alle 1:30 del mattino (nodo discendente), e il satellite NOAA-20 attraversa l'equatore circa 50 minuti prima di Suomi NPP; fornendo così una copertura globale completa ogni 12 ore.

Il prodotto VIIRS si basa sull'eredità del prodotto MODIS sugli incendi (Kaufman Y.J., 2003), utilizzando un algoritmo contestuale multispettrale per identificare l'attività degli incendi attraverso cinque canali per individuare gli incendi e separare i pixel di terra, acqua e nuvole nell'immagine. I dati forniti sono complementari al rilevamento degli incendi di MODIS; entrambi mostrano un buon accordo nel rilevamento delle zone di interesse, ma la migliore risoluzione spaziale dei dati a 375 m fornisce una risposta maggiore su incendi di aree relativamente piccole (*Fire Information for Resource Management System (FIRMS)*).

## 2.6 SIMULAZIONI MODELLISTICHE DI TRASPORTO DI POLVERI

Nello svolgere l'analisi oggetto di questa tesi ci si è avvalsi delle mappe di rianalisi del progetto SDS-WAS (*Sand and Dust Storm-Warning Advisory and Assessment*) dell'organizzazione meteorologica intergovernativa *World Meteorological Organization (WMO)*, avente lo scopo di migliorare l'abilità e la qualità delle previsioni e delle osservazioni inerenti alle tempeste di sabbia e polveri. L'ensemble di modelli SDS-WAS consiste in una sovrapposizione di modelli, che si basa su un'ampia gamma di set di dati disponibili che descrivono diversi aspetti del ciclo della polvere atmosferica, questo permette la migliore parametrizzazione delle polveri rispetto ai singoli modelli e una miglior previsione sul trasporto di *dust*. Si tratta di una interpolazione di 15 differenti modelli su una griglia

comune con una maglia pari a  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . In output vengono forniti i valori delle variabili di concentrazione superficiale di polveri in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  e la profondità ottica dell'aerosol a 550 nm. Per ognuna di queste variabili, vengono forniti i valori di media e mediana per descrivere la centralità delle previsioni dei modelli e i valori della deviazione standard e del range per fornire una valutazione sulla dispersione dei dati. L'area di interesse geografico per le previsioni da parte dell'ensemble SDS-WAS è stata definita con l'intento di includere le maggiori sorgenti di trasporto di polveri e sabbia, Nord Africa e Medio Oriente, e le principali vie di trasporto e zone di deposito comprese tra l'equatore e l'estremità della penisola scandinava (Terradellas E., 2022) (World Meteorological Organization (WMO)).



### 3 RISULTATI E DISCUSSIONE

In questo capitolo vengono descritti i risultati ottenuti dall'analisi delle ondate di calore selezionate, distinguendo tra periodo freddo e periodo caldo. La scelta delle ondate di calore nel periodo storico si è concentrata su quelle più intense, ossia quelle che hanno provocato i maggiori aumenti di temperatura rispetto alla media climatologica. In tutti i casi, dapprima vengono presentati gli andamenti della temperatura media e delle condizioni sinottiche impattanti sul sito di misura durante i periodi di interesse. Successivamente vengono analizzati gli andamenti delle concentrazioni di particolato, verificando la presenza della connessione tra aumento di temperatura e aumento di particolato. Infine, si procede con l'analisi delle tre ipotesi precedentemente esposte, analizzando quindi se l'aumento della concentrazione di particolato si verificasse in corrispondenza con una diminuzione dell'altezza di rimescolamento o fosse piuttosto collegato a trasporto di particolato di origine desertica o originato da incendi.

#### 3.1 ONDATA INVERNALE

La prima ondata di calore selezionata e analizzata è quella avvenuta nel periodo dal 6 al 12 gennaio 2014, si tratta perciò più propriamente di una cosiddetta *warm spell*. Per avere una visione più generale si sottolinea che in Italia, il valore della temperatura media nel 2014 è stato il più elevato dal 1961. L'elevato valore medio annuale di temperatura è stato determinato dalla persistenza di forti anomalie termiche positive per gran parte dell'anno (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), 2017). In particolare, il mese di gennaio 2014 ha registrato temperature superiori alla media di 2.1°C superiori prendendo come riferimento il periodo 1971-2000.

##### 3.1.1 Andamento della temperatura media giornaliera

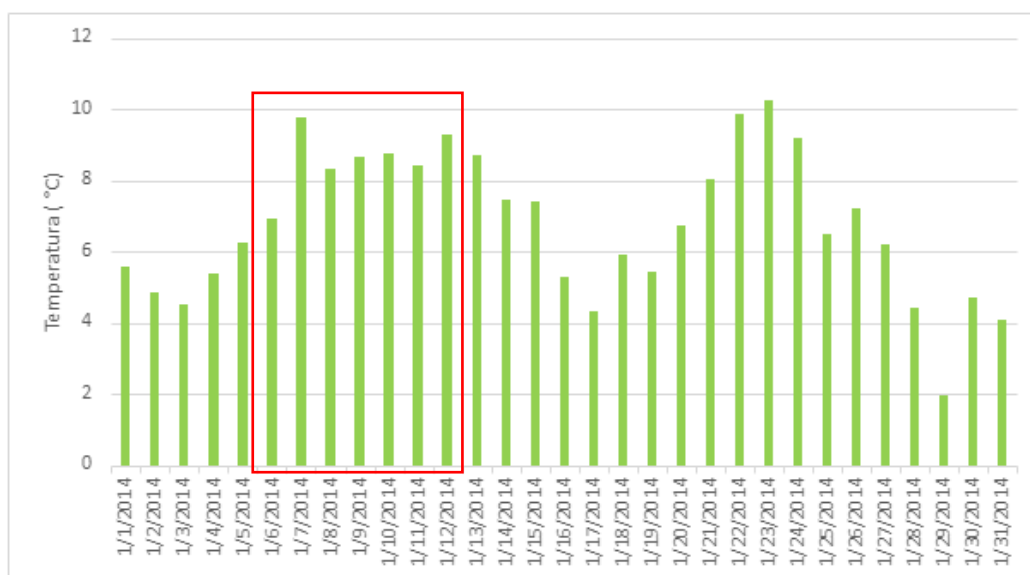


Figura 18: Valori di temperatura media giornaliera relativi al periodo 01-31/01/2014 misurati nella stazione ARPAE Bologna Urbana. Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata invernale.

I dati relativi alla temperatura media giornaliera si riferiscono all'intero mese di gennaio 2014; essi sono stati acquisiti nella stazione ARPAE di Bologna Urbana, ubicata in viale Antonio Silvani sul tetto dei locali della Struttura IdroMeteoClima (SIMC). In Fig. 18 si può notare come il periodo dell'ondata di calore (intervallo racchiuso nel rettangolo rosso) sia collegato ad un aumento progressivo della temperatura media giornaliera, che passa da un valore di 6.3°C iniziali il 6/01 fino al massimo di 9.8°C registrato il giorno successivo, e rimanere attorno a 8-9°C fino alla fine dell'ondata.

### 3.1.2 Condizioni sinottiche

In questa sezione viene condotta l'analisi sinottica durante il periodo della warm spell invernale qui considerata, considerando le mappe di rianalisi prodotte dall'agenzia statunitense NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). L'analisi è stata condotta concentrando l'attenzione inizialmente sui valori di altezza di geopotenziale per il livello di pressione in atmosfera pari a 500mb.

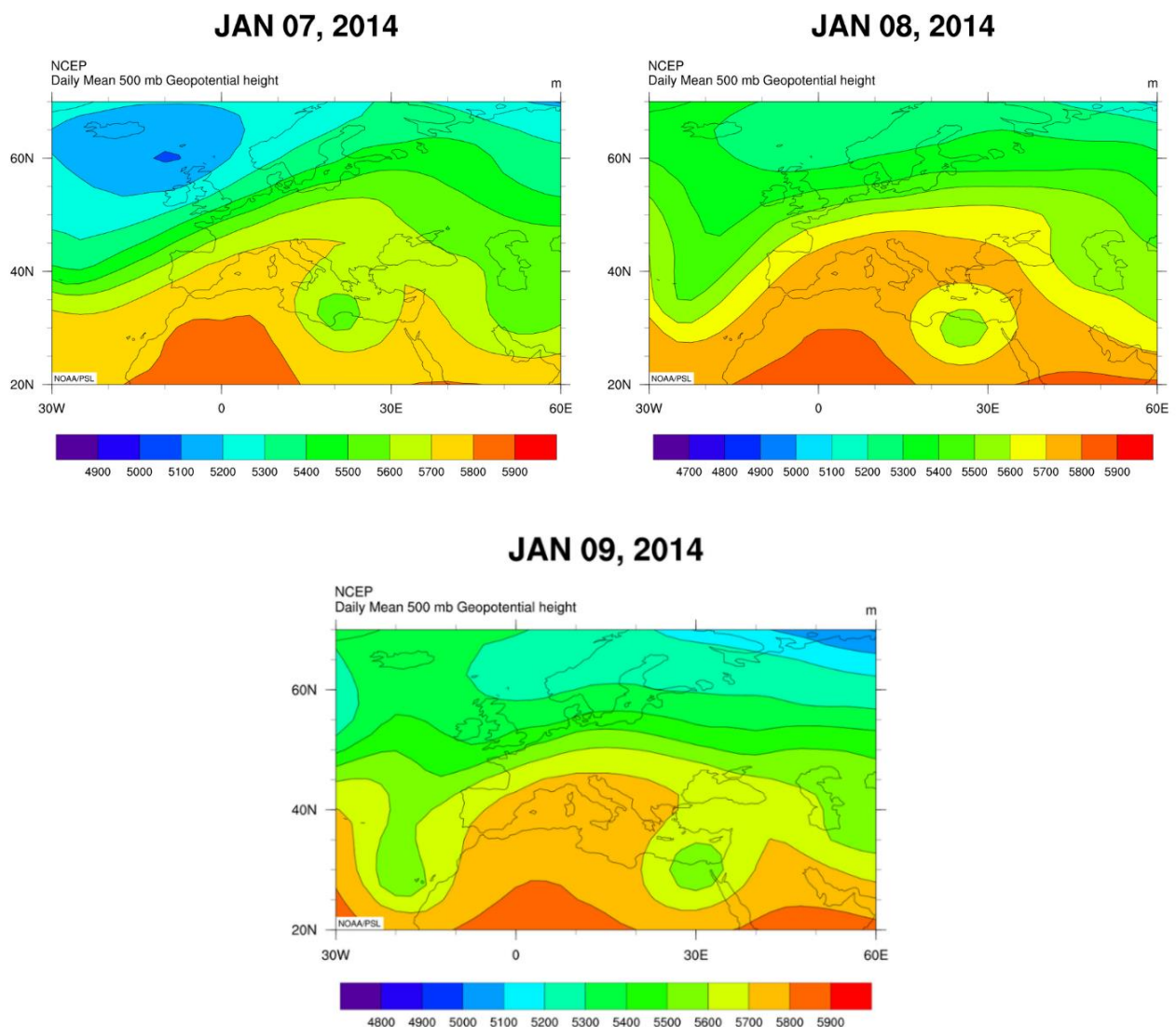


Figura 19: Altezza di geopotenziale media giornaliera al livello di pressione 500mb nei giorni 7, 8, 9 gennaio 2014. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (National Oceanic and Atmospheric Administration).



La mappa di altezza di geopotenziale mostra valori elevati nel periodo, e soprattutto nei giorni 07-09/01, sull'Europa centrale e su tutto il Sud Europa. Una piccola area depressionaria si può osservare sul nord-est Africa. Generalmente, valori elevati di geopotenziale si associano a condizioni di alta pressione, cielo sereno, assenza di precipitazioni e ventilazione modesta o assente. La persistenza di condizioni di alta pressione, denominata *blocking high*, si verifica quando un anticiclone o un'alta pressione permangono stazionari in un luogo distorto la comune progressione verso est dei sistemi di pressione. Allo scopo di analizzare la ventilazione del periodo, si analizzano in seguito le componenti del vento zonale (E-W) e meridionale (N-S) (Fig. 20). Le mappe confermano come i valori di velocità media giornaliera sul nord Italia siano molto deboli per entrambe le componenti, con valori compresi tra 0 e 4 m/s, soprattutto per i primi giorni dell'ondata.

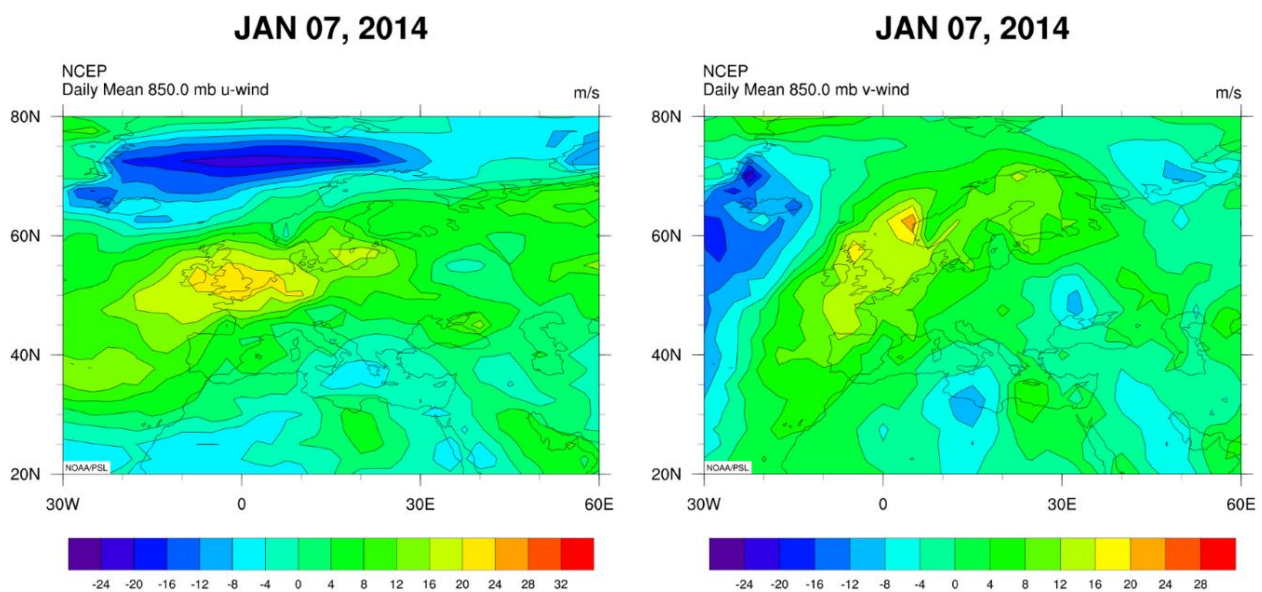


Figura 20: Velocità media giornaliera del vento (m/s), a sinistra per la componente zonale (u) e a destra per la componente meridionale (v) a 850 mbar, per il giorno 7 gennaio 2014. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (National Oceanic and Atmospheric Administration).

### 3.1.3 Andamento della concentrazione di particolato

La successiva analisi si focalizza sull'andamento della concentrazione media giornaliera di particolato PM<sub>10</sub> e PM<sub>2.5</sub> durante il periodo 6-12/01/2014, misurato in due stazioni di monitoraggio ARPAE di Bologna (Fig. 21 e Fig. 22, rispettivamente per la stazione di Porta San Felice e di via Chiarini), evidenziando come l'aumento di temperatura sia sostanzialmente collegato e contemporaneo anche ad un aumento di PM. Concentrandosi sul periodo dell'ondata 6-12/01/2014, si può verificare come in entrambe le stazioni di monitoraggio si sia verificato un aumento dei valori di PM<sub>10</sub> e PM<sub>2.5</sub>, che culmina alla fine della *warm spell*. In particolare, nel giorno 11/01 in entrambe le stazioni si registrano valori di PM<sub>10</sub> che superano i 50µg/m<sup>3</sup> limite di legge secondo il D. Lgs. 155/2010. La concentrazione più elevata misurata in Porta S. Felice è certamente

provocata dalla sua collocazione in prossimità di arterie stradali sottoposte a elevato traffico autoveicolare.

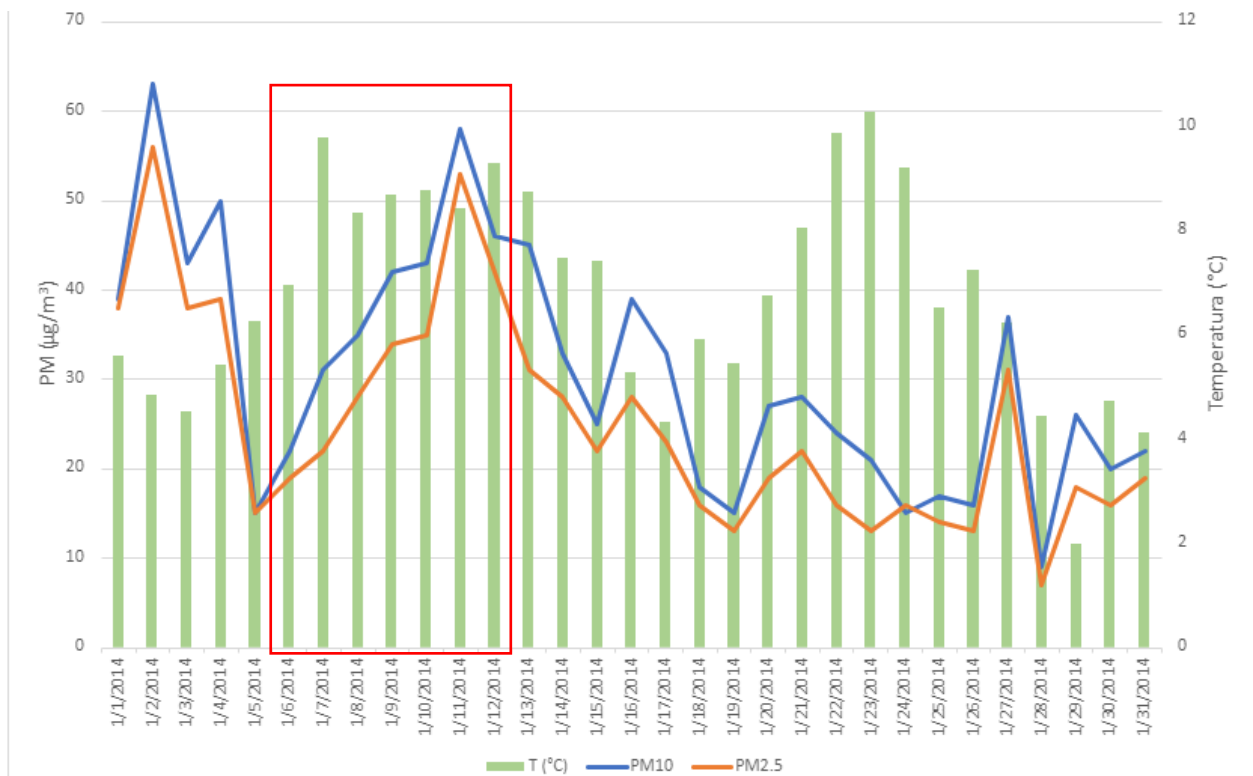


Figura 21: Concentrazione media giornaliera di PM10 (linea blu) e PM2.5 (linea arancione) (in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , asse y di sinistra), misurati nella stazione di qualità dell'aria ARPAE di tipo traffico collocata in Porta S. Felice durante il mese di gennaio 2014. Il grafico a barre verdi riporta i valori di temperatura media giornaliera misurati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana (asse y di destra, in  $^{\circ}\text{C}$ ). Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata.

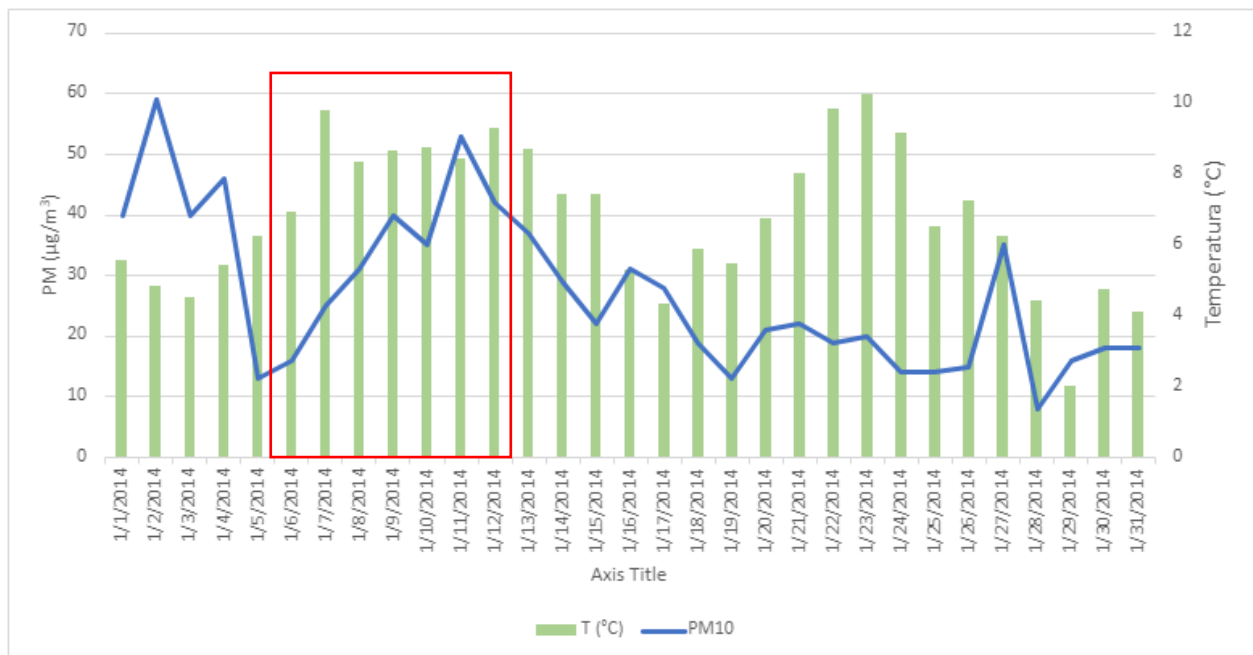


Figura 22: Concentrazione media giornaliera di PM10 (linea blu) (in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , asse y di sinistra), misurati nella stazione di qualità ARPAE di tipo fondo suburbano collocata in Via Chiarini durante il mese di gennaio 2014. Il grafico a barre verdi riporta i valori di temperatura media giornaliera misurati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana (asse y di destra, in  $^{\circ}\text{C}$ ). Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata.

Il comportamento evidenziato e il peggioramento della qualità dell'aria osservato sono in perfetto accordo con quanto esposto in Introduzione in quanto la situazione sinottica di alta pressione persistente, la scarsa ventilazione, e l'assenza di precipitazioni durante l'alta pressione persistente osservata in precedenza (grafico riportato in Appendice), favoriscono il progressivo accumulo di inquinanti in questo periodo. Nelle sezioni successive si cercherà di comprendere meglio la natura di questo fenomeno.

Il grafico 21 per la stazione di Porta San Felice mostra anche i valori di  $PM_{2.5}$ . Si può osservare come l'andamento della frazione fine risulti sostanzialmente del tutto simile a quelle del  $PM_{10}$ . In particolare, il rapporto  $PM_{2.5}/PM_{10}$  durante l'ondata di calore assume valori compresi tra 0.71 (il 7/01) e 0.91 (11 e 12 gennaio), ad indicare come in questo periodo il particolato sia prevalentemente di tipo fine.

#### 3.1.3.1 Strato di rimescolamento

La prima ipotesi presa in considerazione per spiegare l'aumento di particolato si concentra sull'abbassamento dell'altezza dello strato di rimescolamento atmosferico durante il periodo. I grafici seguenti riportano quindi l'andamento di questa grandezza sovrapposta alla concentrazione di particolato misurato nelle due stazioni.

Analizzando l'andamento durante l'intero mese di gennaio si può notare come il comportamento delle due variabili non sia strettamente correlato; tuttavia, durante la *warm spell* si può evidenziare una tendenziale diminuzione dell'altezza dello strato di rimescolamento, associato ad un innalzamento di concentrazione di PM nei giorni successivi. Questo è evidente soprattutto fra il giorno 10/01, in cui lo strato di rimescolamento raggiunge un minimo di altezza pari a 165m, e il giorno successivo 11/01, quando la concentrazione di particelle sospese raggiunge il suo massimo pari a  $58 \mu\text{g}/\text{m}^3$  a Porta San Felice.

Questo risultato suggerisce come l'aumento di particolato durante questa ondata sia causato principalmente da accumulo di particolato prodotto localmente date le condizioni di stagnazione prodotte dalla scarsa ventilazione, assenza di precipitazione e bassa altezza di rimescolamento. In questa situazione, infatti, la dispersione di particolato è inibita poiché le particelle non riescono a raggiungere quote elevate e ciò risulta consistente con l'osservazione sulla componente fine nella sezione precedente.

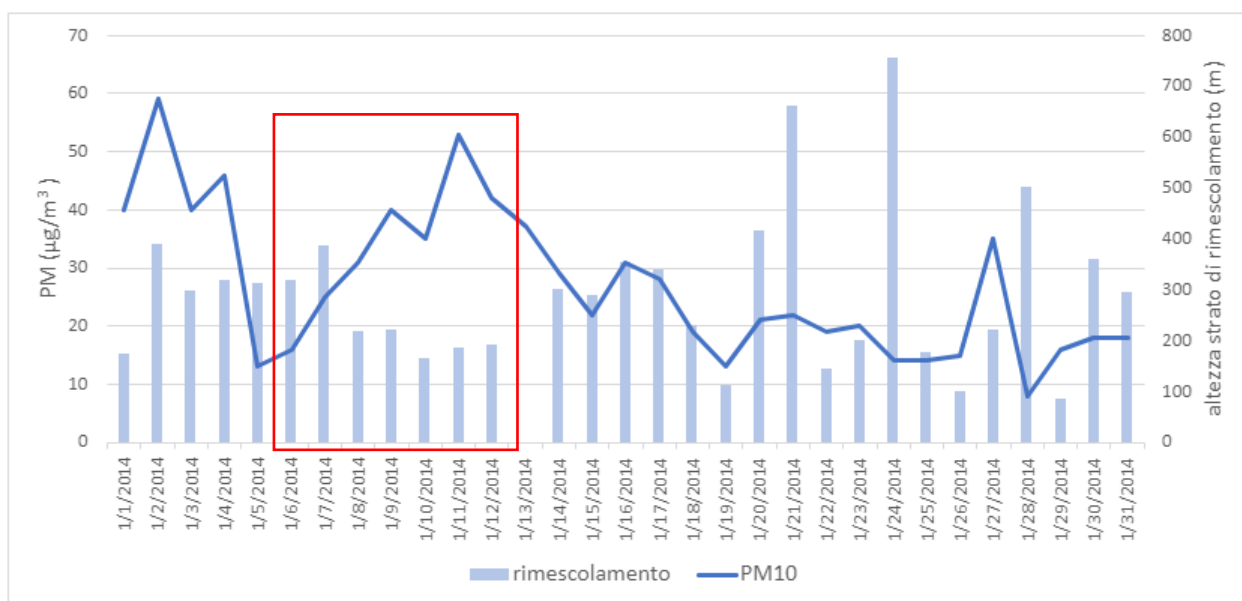
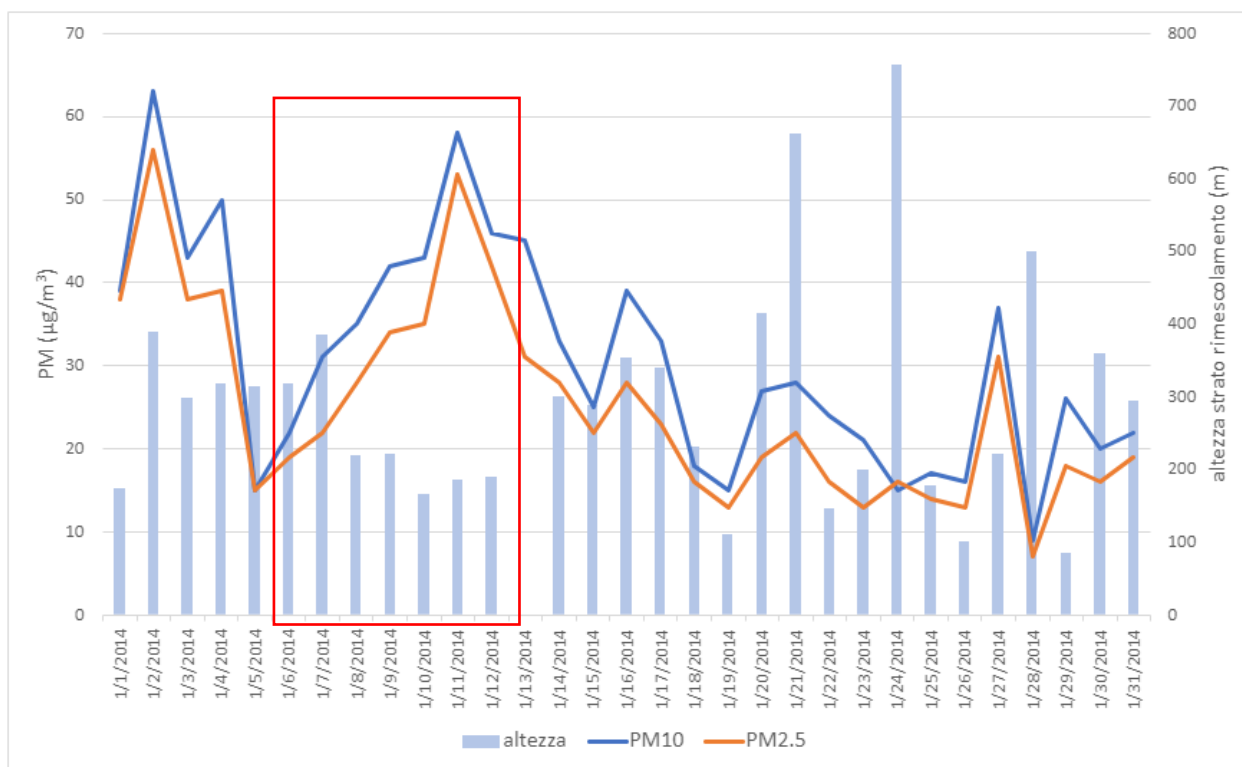


Figura 23: Andamento dell'altezza media giornaliera dello strato di rimesciolamento in atmosfera (in m) osservato nel mese di gennaio 2014 (grafico a barre relativo all'asse y di destra). Le misure sono stimate a partire dai valori misurati nei radiosondaggi eseguiti presso la Base meteorologica operativa "Giorgio Fea" a San Pietro Capofiume (BO). Gli andamenti sono messi in relazione ai dati di concentrazione media giornaliera di PM (grafico a linee, asse y di sinistra) misurati nelle stazioni di Porta San Felice (sopra) e di via Chiarini (sotto). Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata.

Analizziamo comunque i risultati relativi al trasporto di particolato verso l'area di studio nelle sezioni successive.

### 3.1.3.2 Trasporto di dust dal deserto

Per comprendere e studiare la possibilità che l'aumento di particolato a Bologna risulti associato a trasporto di aerosol di origine desertica verso il Nord Italia sono stati analizzati due indici: il valore della profondità ottica dell'aerosol (AOD) e la concentrazione superficiale di *dust* ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ). In particolar modo sono stati presi in esame le immagini satellitari dello spettroradiometro MODIS e le elaborazioni compiute dall'ensemble di modelli SDS-WAS.

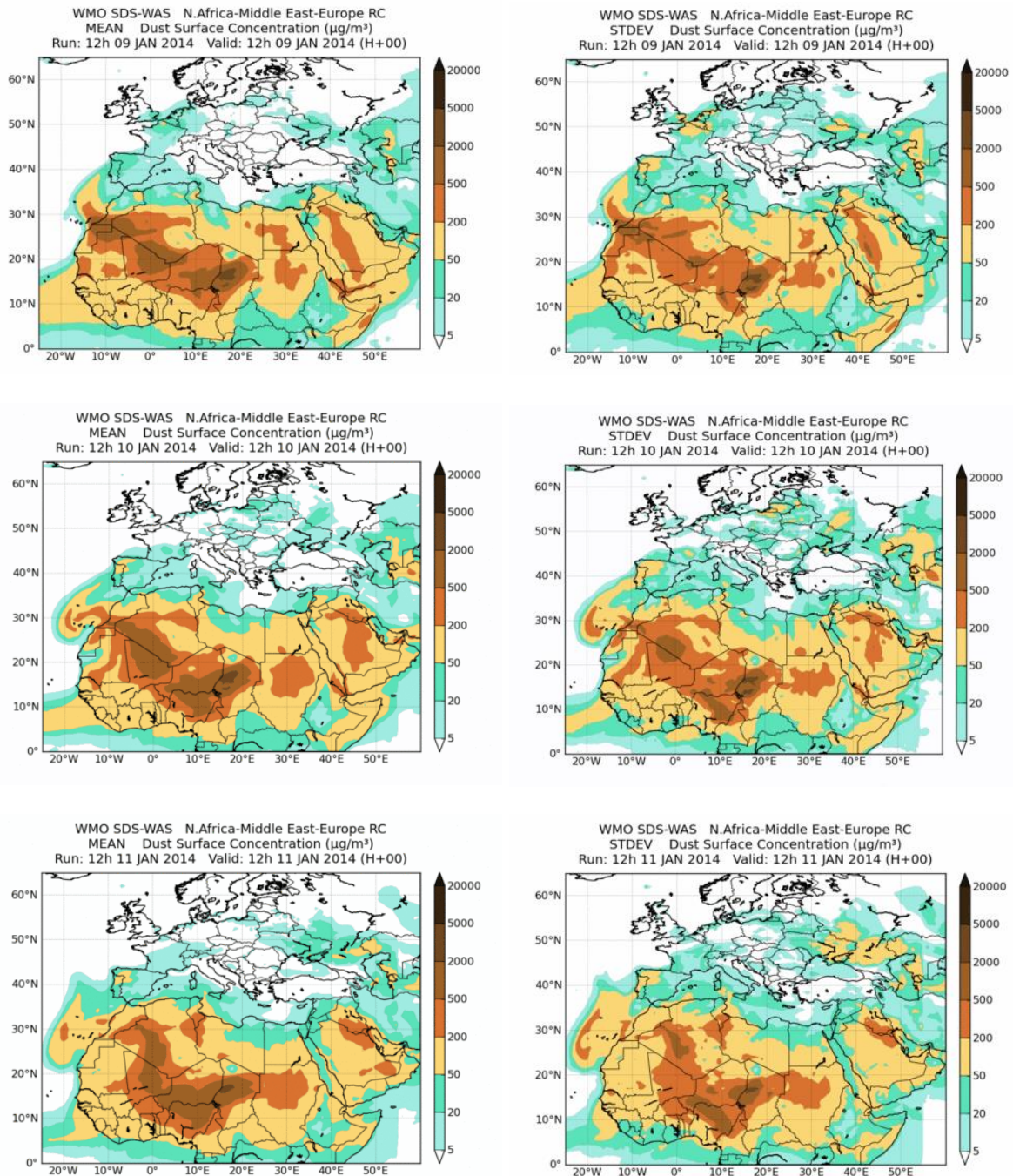


Figura 24: Valori della concentrazione di polveri prevista alla superficie ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ), elaborati tramite l'ensemble di modelli SDS-WAS, relativi al periodo 9-11/01/2014. A sinistra i valori medi e a destra la deviazione standard dell'ensemble (World Meteorological Organization (WMO)).

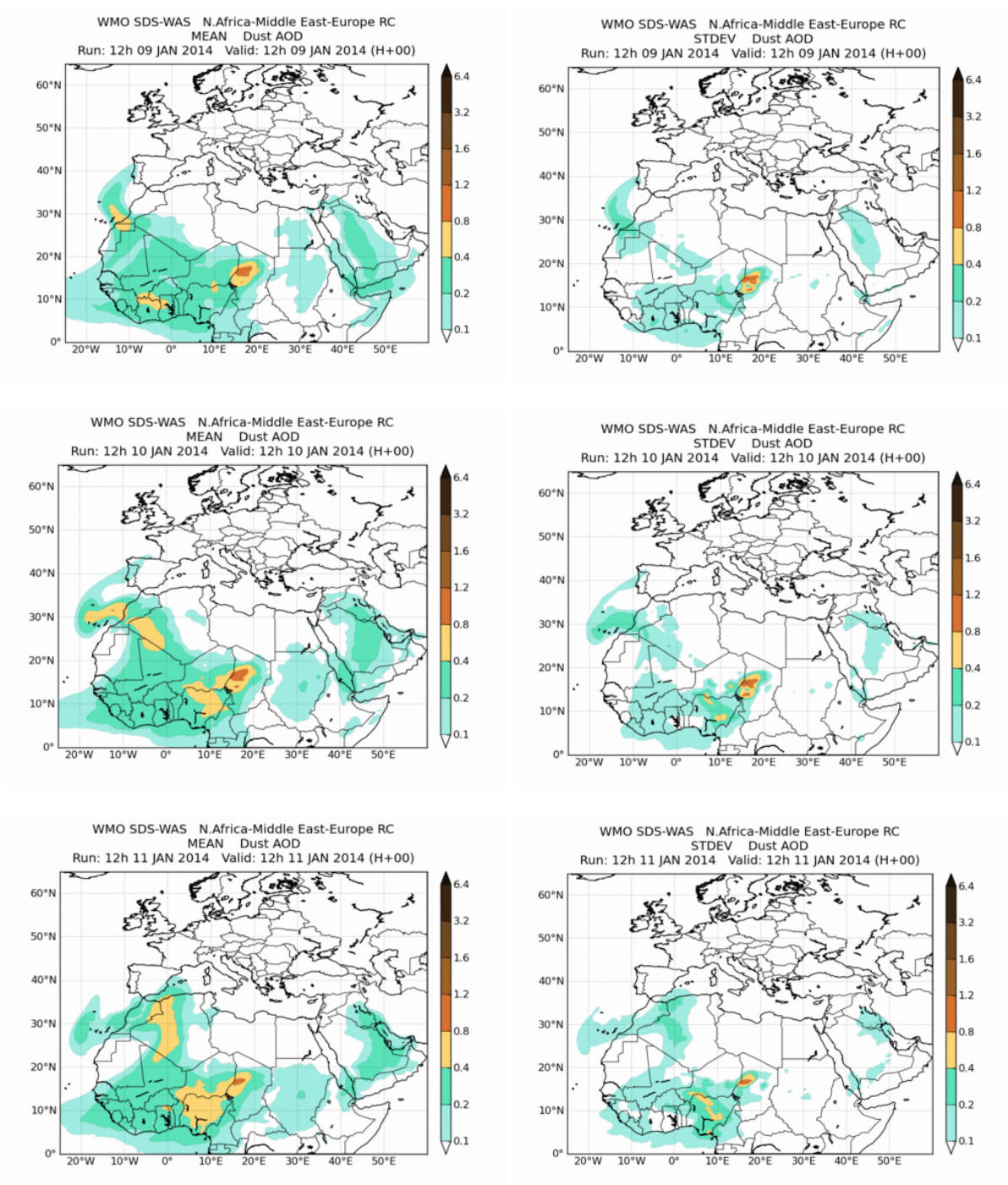
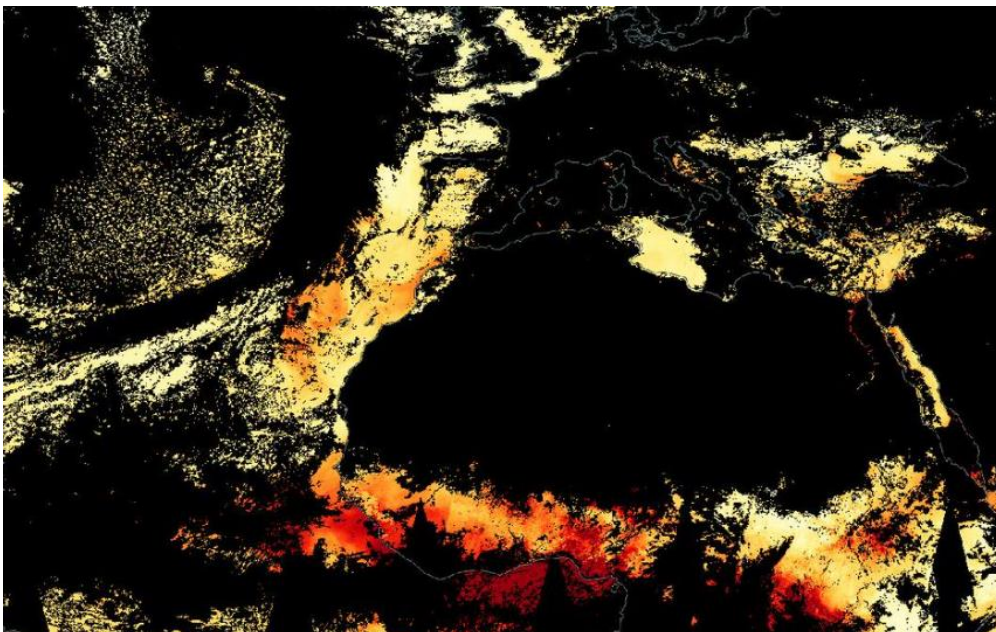
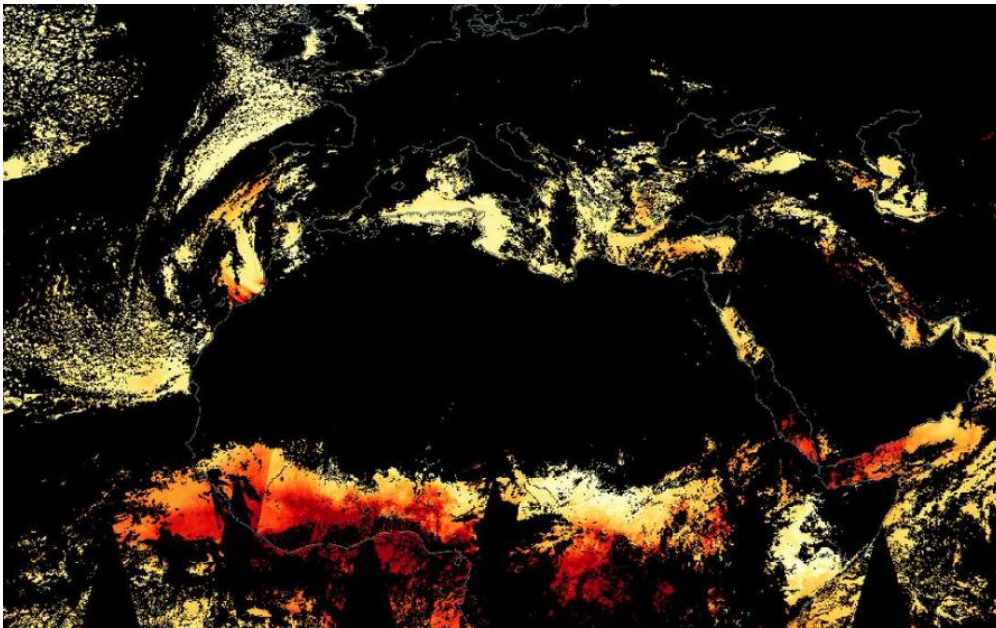


Figura 25: Valori della profondità ottica dell'aerosol elaborati tramite l'ensemble di modelli SDS-WAS, relativi al periodo 9-11/01/2014. A destra valori medi e a sinistra deviazione standard dell'ensemble (World Meteorological Organization (WMO)).

Analizzando gli output dell'ensemble di modelli del Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS) relativi ai valori della concentrazione di polveri alla superficie, Fig. 24, e di AOD, Fig. 25, nelle giornate comprese tra il 9 e l'11 gennaio è possibile verificare che la concentrazione di *dust* al di sopra della Valle del Po non ha un valore rilevante. Difatti, si può notare distintamente che la nube di particolato proveniente dal deserto con direzione verso l'Europa si trova più ad Ovest, cioè sulla penisola Iberica. La nube sembra espandersi verso Francia e Centro Europa, ma non interessa l'Italia: probabilmente ciò è dovuto alle Alpi che hanno esercitato un

effetto barriera impedendo l'avanzamento delle polveri desertiche nella penisola italiana. Nell'intervallo temporale preso in esame, sia per la concentrazione di polveri sia per l'AOD, vengono riportati i valori medi e le deviazioni standard: essi forniscono pressoché la medesima colorazione per le mappe; questo evidenzia come la distribuzione delle previsioni dell'ensemble di modelli sia molto concentrata attorno al valor medio e che quindi le previsioni dei diversi modelli compresi nell'ensemble siano sostanzialmente consistenti tra di loro. Per quanto riguarda la profondità ottica dell'aerosol, che misura l'attenuazione dei raggi solari da parte del particolato, si riscontra durante l'ondata di calore invernale un valore inferiore a 0.01 che corrisponde ad una atmosfera estremamente pulita, mentre i valori di AOD tipici dei fenomeni di trasporto di polveri sono attorno all'unità, come già visto in Introduzione.



*Figura 26: Valori di profondità ottica di aerosol AOD forniti dallo spettroradiometro MODIS a bordo dei satelliti Terra e Aqua, nelle date 9/01 sopra e 11/01 sotto. Scala di colore: dal bianco (0.0) al rosso (5.0) (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometre (MODIS)).*

Analoghi risultati si ottengono analizzando le immagini relative ai valori di AOD raccolte dallo spettroradiometro MODIS a bordo dei satelliti Aqua e Terra (Fig. 26). Esse evidenziano come il trasporto di polvere dal Sahara verso latitudini Nord interessi maggiormente il bacino del Mar Mediterraneo e la Spagna rispetto al Nord Italia. Inoltre, come si può notare i valori più alti di profondità ottica rilevati (colore tendente al rosso) si trovano nell' Africa Sub-Sahariana, ossia in una regione al di fuori dell'oggetto di questa tesi. Come anticipato, il trasporto della *dust* desertica, data la dimensione considerevole, necessita di condizioni meteorologiche adeguate, in particolare riguardo la velocità del vento; perciò, considerando le analisi svolte e i risultati fin qui esposti è ragionevole supporre che l'aumento di concentrazione di PM non sia collegato ad un fenomeno di trasporto a lungo raggio di polveri desertiche.

### 3.1.3.3 Incendi

L'ultima causa presa in considerazione è il trasporto di particelle dette *fly ashes* prodotte da incendi provocati dalle elevate temperature nell'area circostante la città di Bologna. L'analisi svolta sulla presenza di anomalie termiche e la posizione degli incendi è stata effettuata attraverso dati satellitari provenienti da MODIS, e poi elaborati dal *Fire Information for Resource Management System* (FIRMS) della NASA. Questa ipotesi risulta più consistente durante le *heat waves* piuttosto che durante le *warm spells*, poiché nella stagione invernale le temperature sebbene anomale, non raggiungono i valori estremi che si riscontrano nel periodo estivo e quindi in general American Meteorological Society e non sono tali da provocare incendi naturali. La mappa presentata in Fig. 27 conferma l'assenza di incendi attivi durante il periodo analizzato nelle vicinanze della città di Bologna. Questo risultato, quindi, esclude che nel mese di gennaio 2012 l'aumento di PM sia stato provocato da trasporto *fly ashes* prodotte da incendi localizzati nelle vicinanze della città.

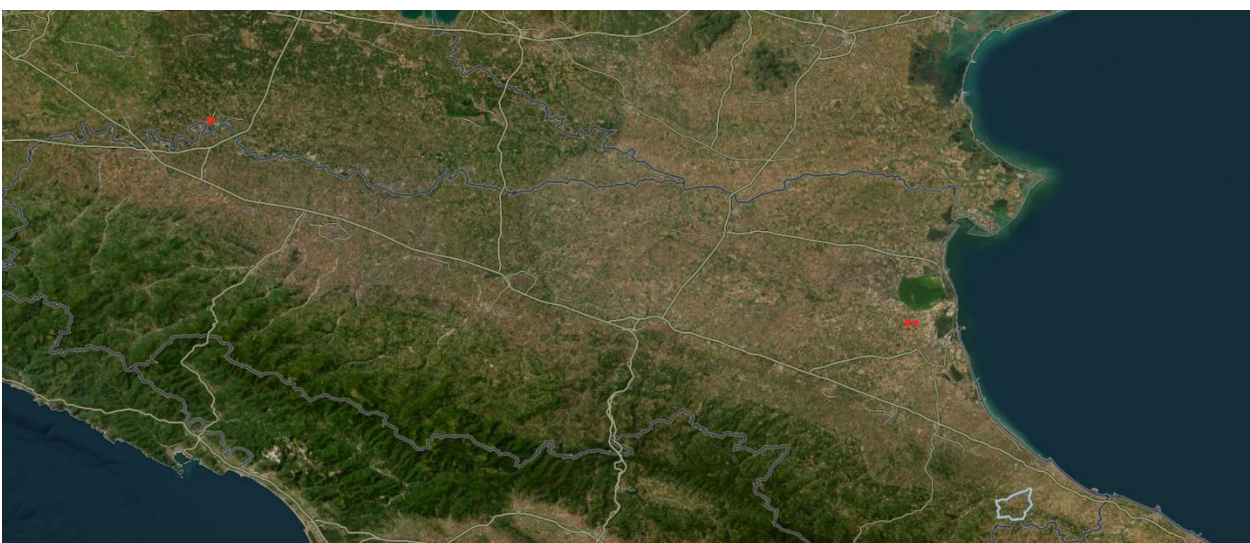


Figura 27: Mappa dell'Emilia-Romagna, relativa al giorno 11/01/2014, in cui le anomalie termiche/incendi attivi sono rappresentati come punti rossi (Fire Information for Resource Management System (FIRMS)).



## 3.2 ONDATA ESTIVA

Nella sezione seguente si analizza un'ondata di calore avvenuta nella stagione estiva, precisamente dal 16 al 30 giugno 2012, raggiungendo la fase più acuta intorno al 20-22 giugno. Diversi studi che si sono occupati di questa *heat wave* concordano sulla sua matrice africana (Tognetti D., 2015).

### 3.2.1 Andamento della temperatura media giornaliera

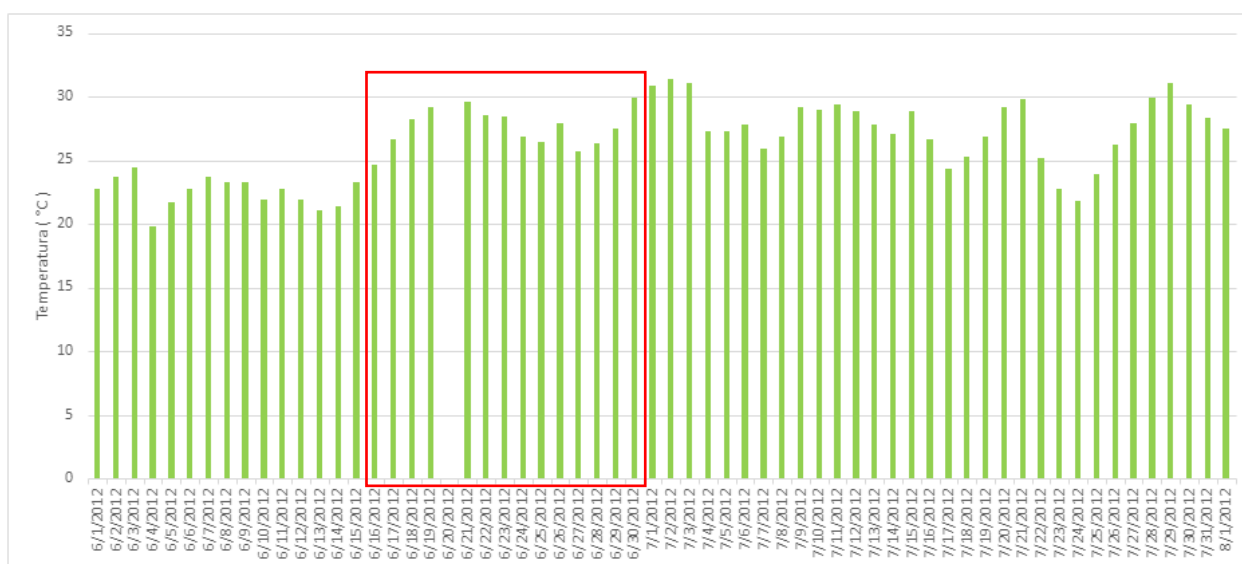


Figura 28: Valori di temperatura media giornaliera relativi al periodo 01-31/01/2014 nella stazione ARPAE Bologna Urbana. Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata estiva.

Dal grafico in Fig. 28 è possibile apprezzare in generale l'innalzamento della temperatura avvenuto a partire dalla seconda metà di giugno, proseguito fino alla fine di luglio con varie oscillazioni. Nell'intervallo di 15 giorni nei quali è stata identificata la *heat wave* è presente il primo massimo relativo che ha superato la soglia dei 25°C raggiungendo la temperatura di 29°C, valore estremamente anomalo rispetto alla media mensile di giugno stabilita attorno ai 20°C (riferita al periodo 1961-2010) (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), 2017).

### 3.2.2 Condizioni sinottiche

Nel corso della seconda metà del mese di giugno, l'approfondimento sull'oceano Atlantico di una vasta figura depressionaria ha favorito lo sviluppo di un promontorio anticiclonico africano che si è espanso progressivamente verso Nord-Est. L'Italia è stata investita dall'aria calda in risalita dal torrido ventre africano con conseguente innalzamento delle temperature che, complice l'elevata umidità, hanno provocato diffuse condizioni d'afa (Tognetti D., 2015). Ciò è ben confermato dalle mappe di rianalisi in Fig. 29 nelle quali si vuole evidenziare che il geopotenziale ha mantenuto valori elevati sulla penisola italiana durante l'intero intervallo 16-30/06. È possibile notare anche che l'aumento di geopotenziale avanza da Sud-Ovest conseguentemente all'anticiclone africano.

Come riportato in precedenza, la persistenza di un tale sistema sinottico stazionario con valori di pressione elevati nella stessa posizione per un periodo di tempo relativamente lungo è proprio una caratteristica comune delle ondate di calore, che si riscontra indipendentemente dalla stagione in cui avvengono.

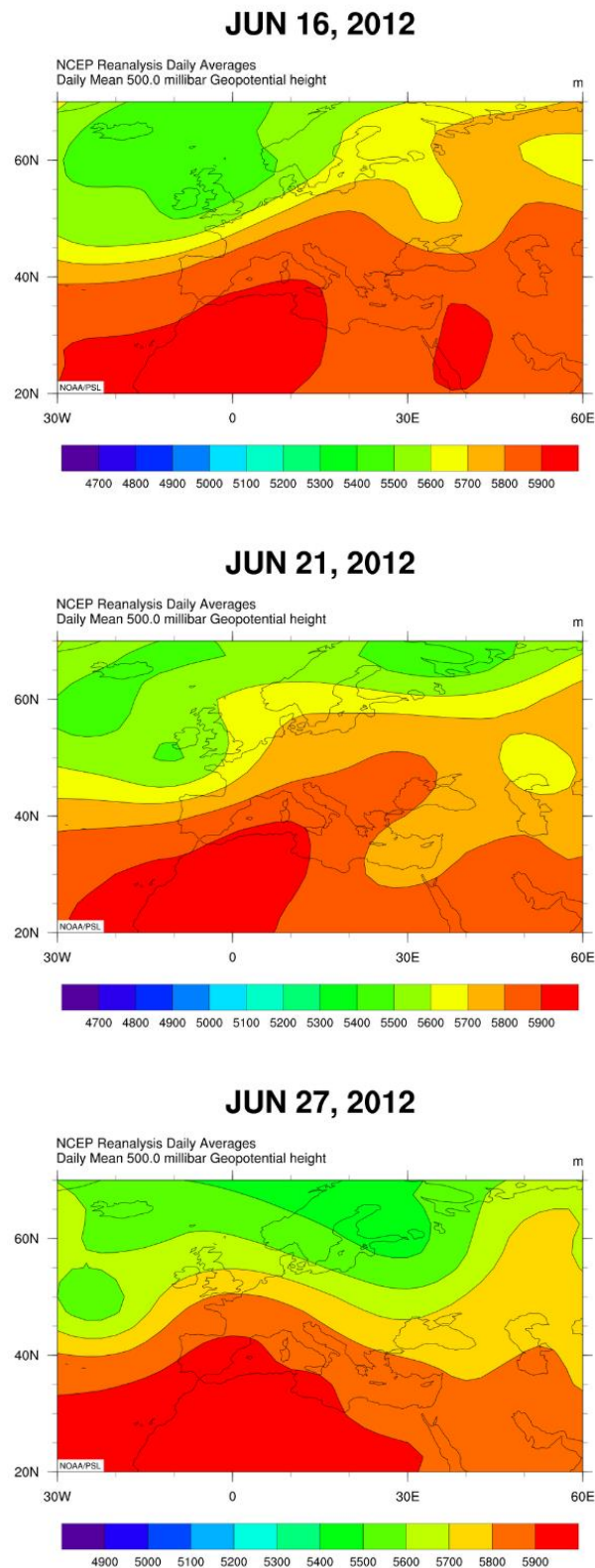


Figura 29: Altezza di geopotenziale media giornaliera al livello di pressione 500mb per I giorni 16, 21 e 27 giugno 2012. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (National Oceanic and Atmospheric Administration).

L'analisi della circolazione del periodo riportata in Fig. 30 suggerisce una generale situazione stagnante sul Nord Italia caratterizzata da intensità del vento molto deboli per entrambe le componenti e soprattutto per la componente zonale. Al contrario, la componente meridionale mostra valori compatibili con un trasporto di polveri dal nord Africa verso l'Italia.

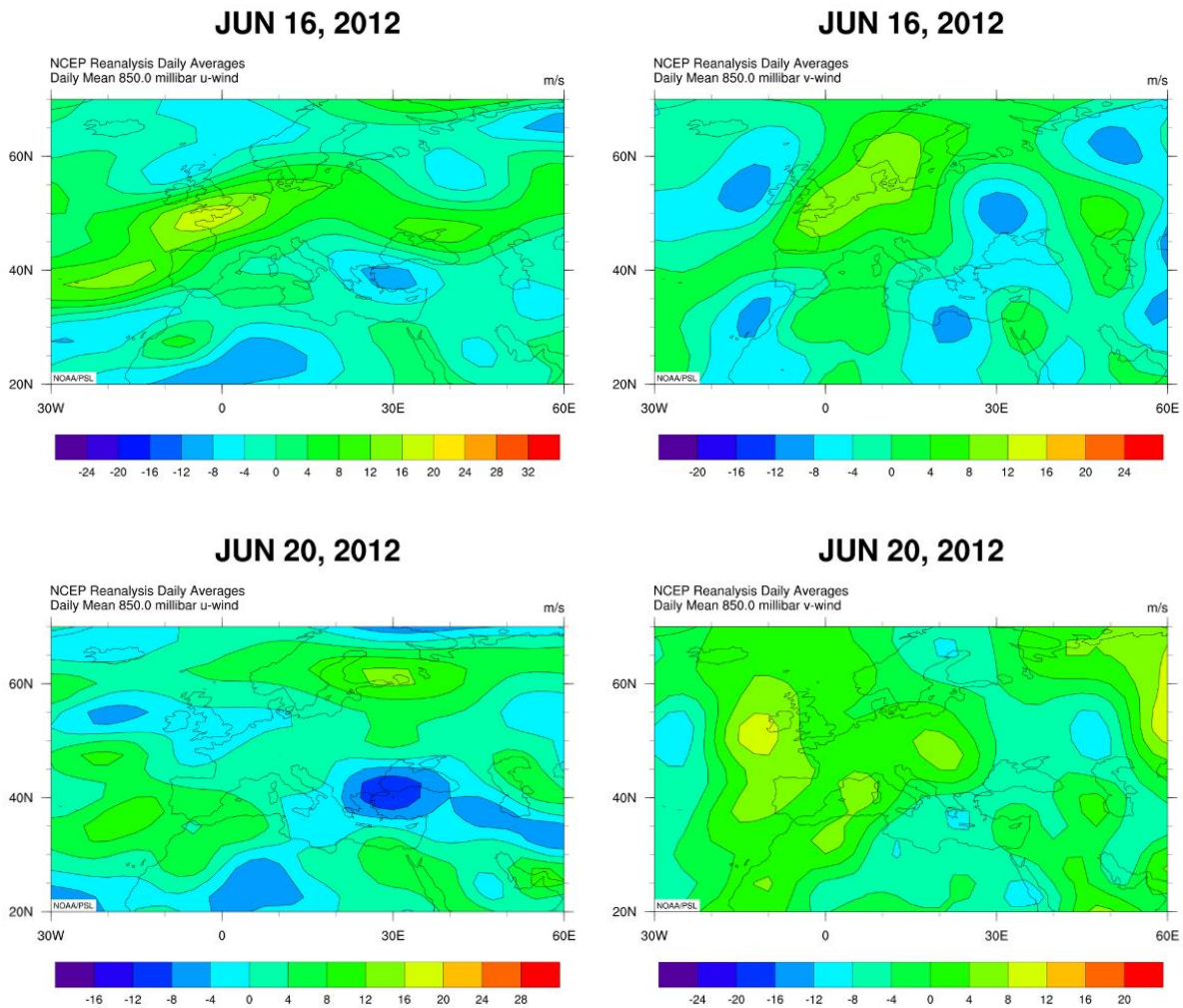


Figura 30: Velocità media giornaliera del vento (m/s), a sinistra per la componente zonale (u) e a destra per la componente meridionale (v) a 850 mbar, per i giorni 16 e 20 giugno 2012 (rispettivamente sopra e sotto). Dati da rianalisi NCEP/NCAR (National Oceanic and Atmospheric Administration).

### 3.2.3 Andamento della concentrazione di particolato

Viene ora analizzato l'andamento della concentrazione di particolato osservato in due stazioni di monitoraggio (Fig. 31) della qualità dell'aria collocate nella città di Bologna; rispetto all'ondata precedente i valori di concentrazione registrati nel periodo estivo sono minori perché le temperature più elevate favoriscono il rimescolamento atmosferico aumentando l'altezza dello strato limite planetario (vedi Introduzione e sezione successiva). In entrambi i grafici vengono riportati gli andamenti sia di  $PM_{10}$  che di  $PM_{2.5}$ . Rispetto alla stagione invernale, la stagione estiva si caratterizza per valori inferiori del rapporto  $PM_{2.5}/PM_{10}$ : questo risultato si può attribuire alla maggiore aridità della stagione estiva, che comporta un maggior accumulo e risollevarsi di aerosol grossolano rispetto a quanto avvenga nella stagione invernale. In entrambe le stazioni, però,

l'andamento del particolato fine risulta sostanzialmente congruente a quello del PM<sub>10</sub>. Questo risulta maggiormente evidente nella stazione di Giardini Margherita di fondo urbano.



Figura 31: Concentrazione media giornaliera di PM<sub>10</sub> (linea blu) e PM<sub>2.5</sub> (linea arancione) (in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , asse y di sinistra), misurati durante i mesi di giugno e luglio 2012 nelle stazioni di qualità dell'aria ARPAE: di tipo fondo urbano collocata nei Giardini Margherita (sopra), di tipo traffico collocata in Porta S. Felice (sotto). Il grafico a barre verdi riporta i valori di temperatura media giornaliera misurati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana (asse y di destra, in  $^{\circ}\text{C}$ ). Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata.

In entrambe le stazioni si può notare un tendenziale aumento di PM durante l'ondata di calore, e particolarmente di quello di tipo PM<sub>10</sub>, con valori del rapporto PM<sub>2.5</sub>/PM<sub>10</sub> pari a 0.51 a Porta San Felice e a 0.63 a Giardini Margherita. In particolare, nella stazione posizionata ai Giardini Margherita i massimi di concentrazione di PM<sub>10</sub> si raggiungono nei giorni 19/06 (27 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) e 30/06 (34  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ).

Nella stazione di Porta S. Felice il valore massimo di  $42 \mu\text{g}/\text{m}^3$  il 22/06, ossia al centro della *heat wave*. Attraverso le considerazioni sulla situazione sinottica e i rapporti  $\text{PM}_{2.5}/\text{PM}_{10}$ , si può supporre fin da ora che l'aumento di particolato sia dovuto in questo caso a trasporto di polvere minerale di dimensione grossolana.

### 3.2.3.1 Strato di rimescolamento

Come per l'ondata precedente, si è studiata dapprima la relazione fra l'aumento di PM e l'altezza dello strato di rimescolamento.

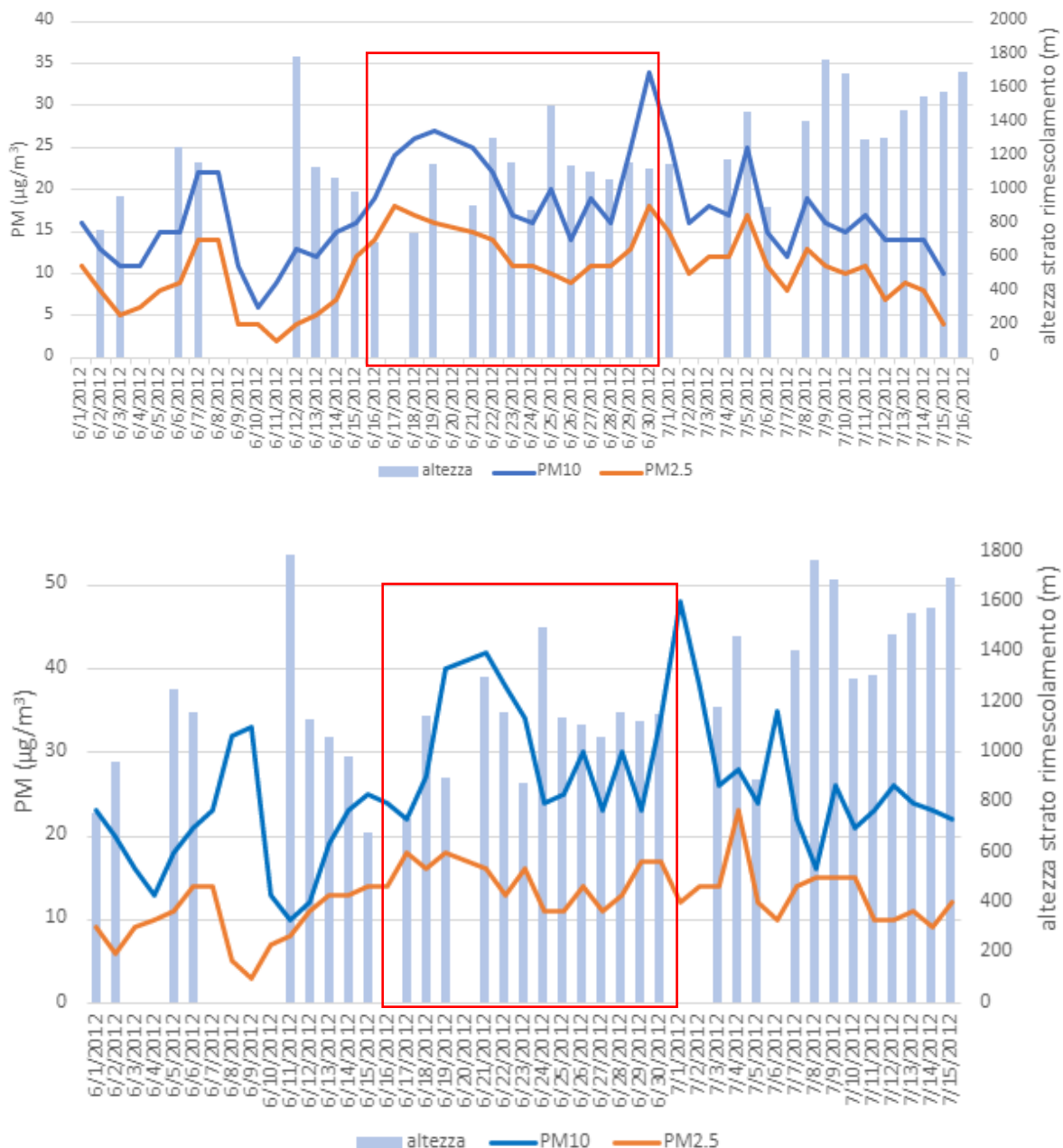


Figura 32: Andamento dell'altezza media giornaliera dello strato di rimescolamento in atmosfera (in m) osservato nei mesi di giugno e luglio 2012 (grafico a barre relativo all'asse y di destra). Le misure sono stimate a partire dai valori misurati nei radiosondaggi eseguiti presso la Base meteorologica operativa "Giorgio Fea" a San Pietro Capofiume (BO).

Gli andamenti sono messi in relazione ai dati di concentrazione media giornaliera di PM (grafico a linee, asse y di sinistra) misurati nelle stazioni di Giardini Margherita (sopra) e di Porta S. Felice (sotto). Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata.

Come detto in precedenza, i valori della stagione estiva sono significativamente maggiori rispetto a quelli della stagione invernale (media del periodo giugno-luglio 2012 pari 1225 m, contro i 281m medi di gennaio 2012). Questi valori elevati durante la stagione estiva favoriscono la dispersione verticale di inquinanti ed il conseguente ridotto livello di PM osservato in precedenza. L'andamento dei valori di altezza dello strato di rimescolamento del periodo evidenziano oscillazioni ma nessuno sostanziale abbassamento significativo tale da giustificare l'accumulo di inquinanti nel periodo.

#### 3.2.3.2 Trasporto di dust dal deserto

Vengono ora riportati i risultati relativi al trasporto a lungo raggio di polveri minerali provenienti dal deserto del Sahara. Il tragitto compiuto dalla *dust* desertica è stato studiato attraverso mappe di rianalisi fornite dal SDS-WAS. In particolare, si analizzano i risultati modellistici relativi alla concentrazione superficiale di polveri e alla profondità ottica di aerosol.

Per i valori di concentrazione di polveri alla superficie, si è scelto di riportare in Fig. 33 le giornate in cui si sono registrati i valori di PM più alti. Ciò che emerge dalle mappe è una "lingua" di *dust* che ha origine dalla costa marocchina per poi estendersi verso il Mar Mediterraneo, raggiungendo le coste Sud spagnole e francesi, e infine il Nord Italia. I dati forniti, tuttavia, non concordano pienamente sul valore di concentrazione di polveri, questo può essere compreso nell'intervallo 0-200 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ .

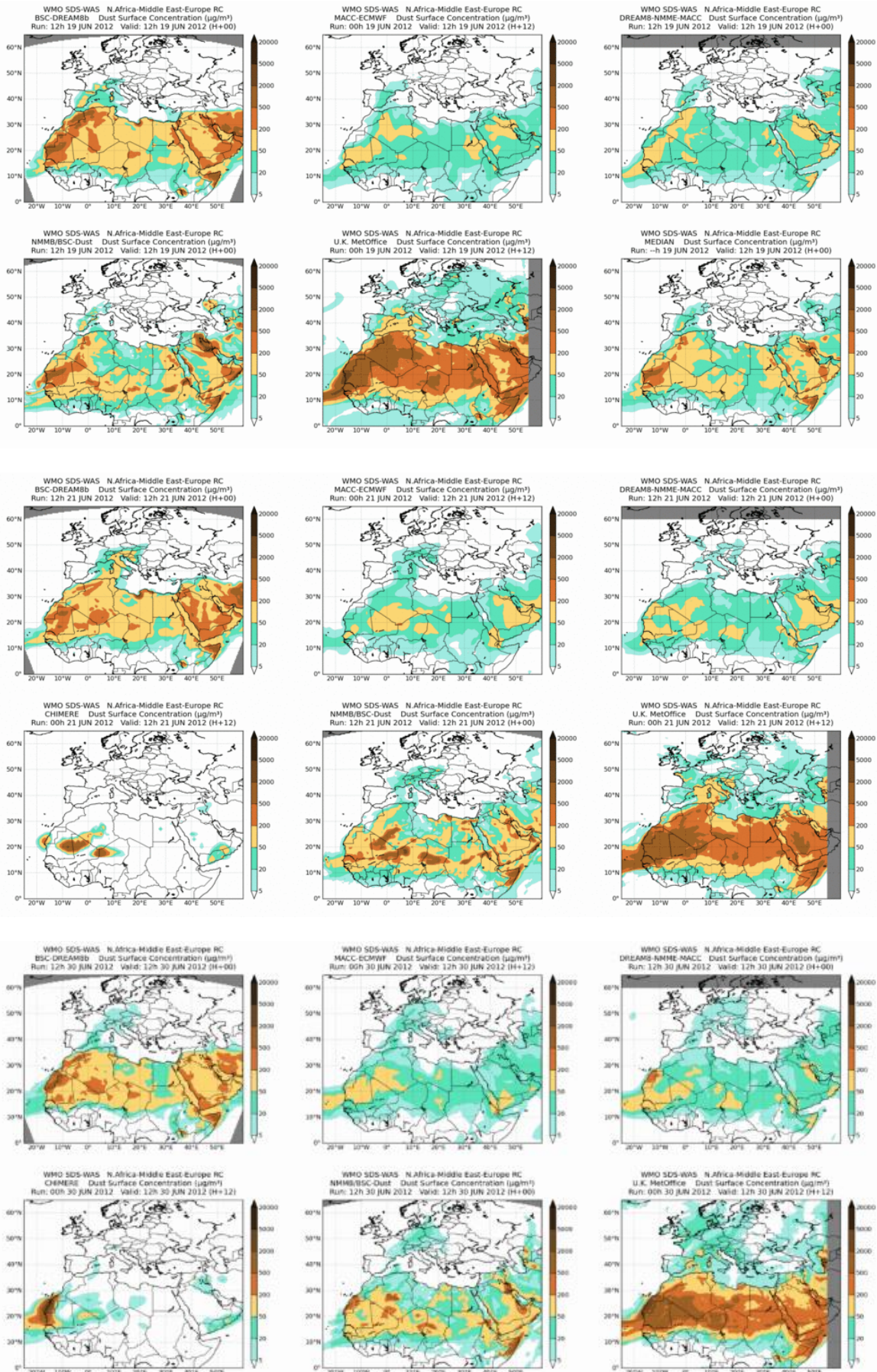


Figura 33: Valori della concentrazione di polveri prevista alla superficie ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ), confronto fra modelli fornito dal SDS-WAS, relativi alle giornate 19, 21 e 30 giugno 2012 (World Meteorological Organization (WMO)).

Le mappe che mostrano l'AOD confermano il tragitto di polveri sahariane da Sud-Ovest verso la penisola italiana, con valori di profondità ottica fino a 0.4.

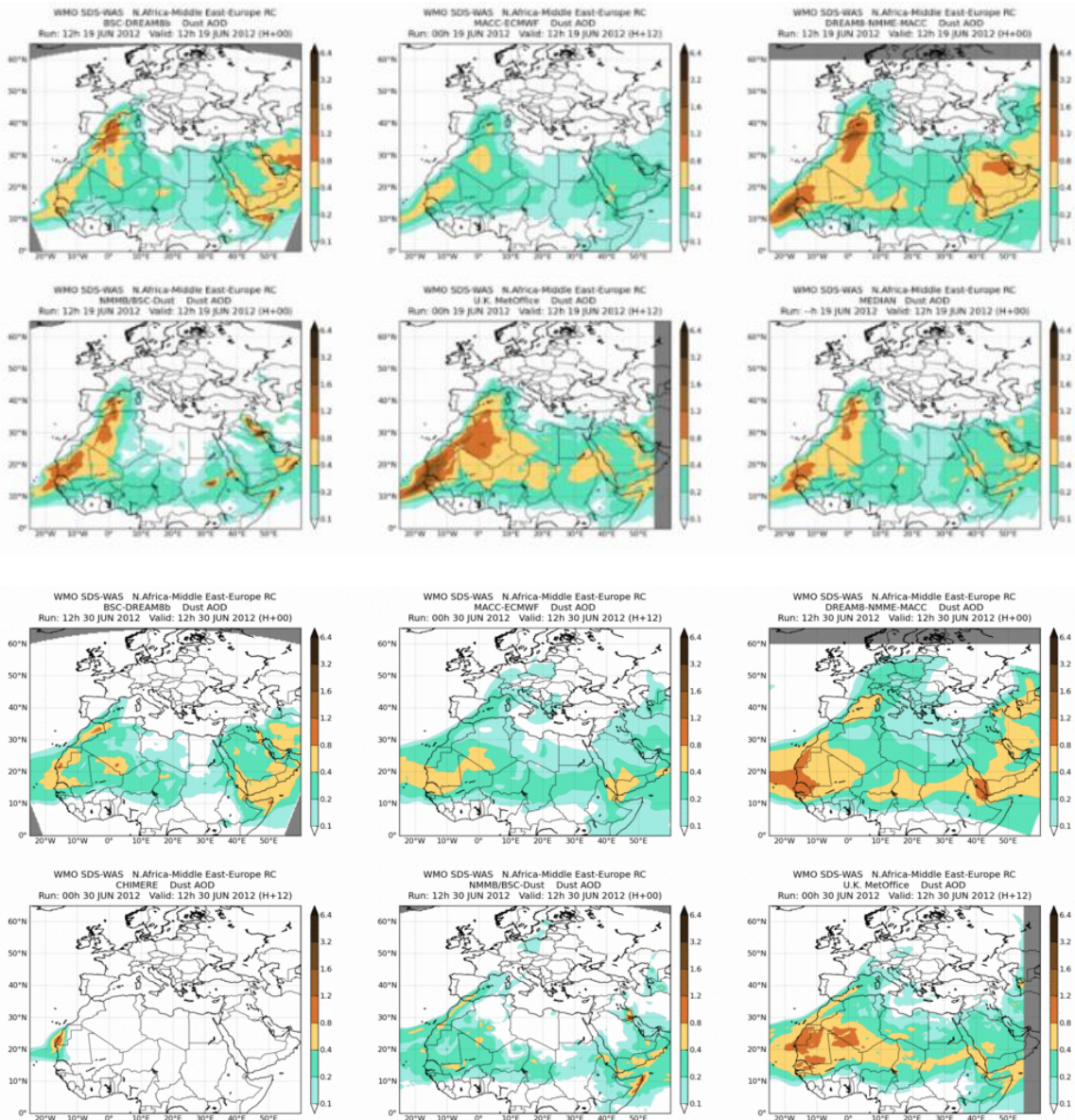


Figura 34: Valori di profondità ottica dell'aerosol (AOD), confronto fra modelli fornito dal SDS-WAS, relativi alle giornate 19 (sopra) e 30 (sotto) giugno 2012 (World Meteorological Organization (WMO)).

Le immagini fornite dallo spettroradiometro MODIS a bordo dei satelliti Aqua e Terra confermano ulteriormente i valori elevati di profondità ottica di aerosol sul nord Italia, assieme alla tipologia principale di aerosol su questa area.

Prendendo in considerazione l'AOD in Fig. 35, si può evidenziare un valore alto in tutte le immagini e, perciò, comune alle tre giornate riportate; in particolare nel giorno 21 giugno si nota maggiormente l'origine africana del particolato.



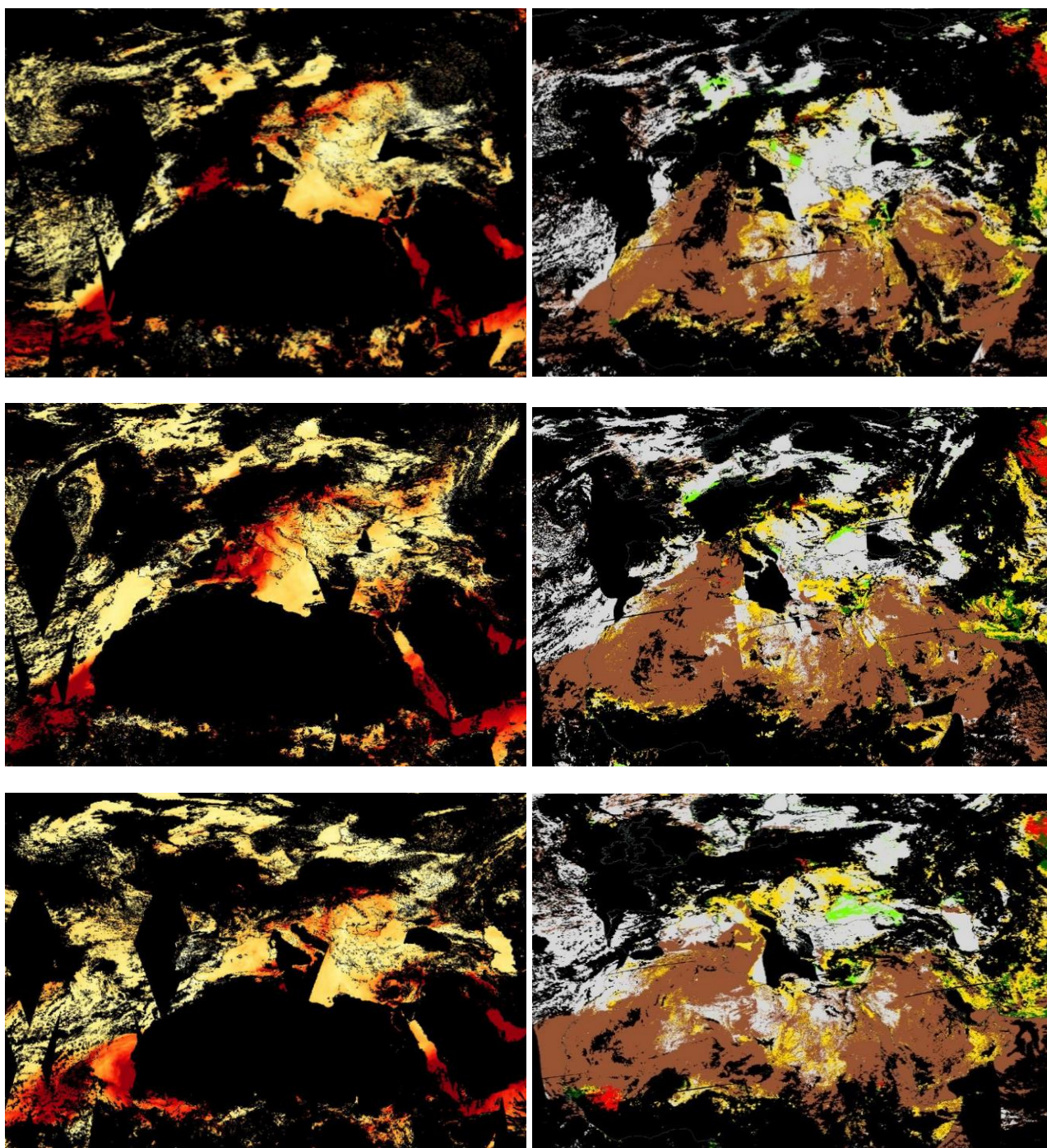
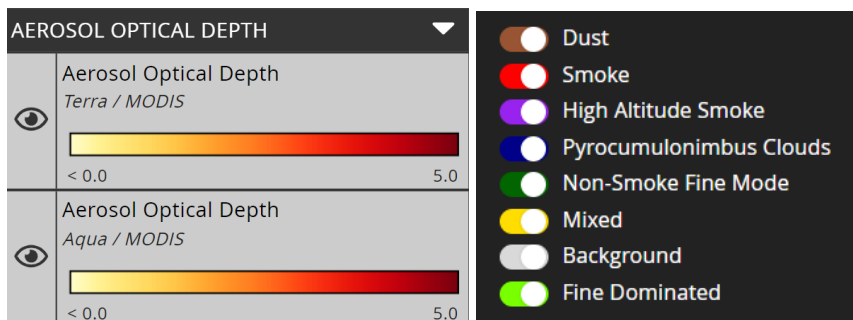


Figura 35: Immagini fornite dallo spettroradiometro MODIS a bordo dei satelliti Terra e Aqua, nelle date 19, 20, 21/06 (dall'alto al basso). Le immagini sulla sinistra mostrano la profondità ottica dell'aerosol (scala di colore: dal bianco (0.0) al rosso (5.0), come in legenda). Le immagini sulla destra mostrano invece la tipologia di aerosol, dove la dust desertica è rappresentata dal colore marrone (come il legenda) (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometre (MODIS)).

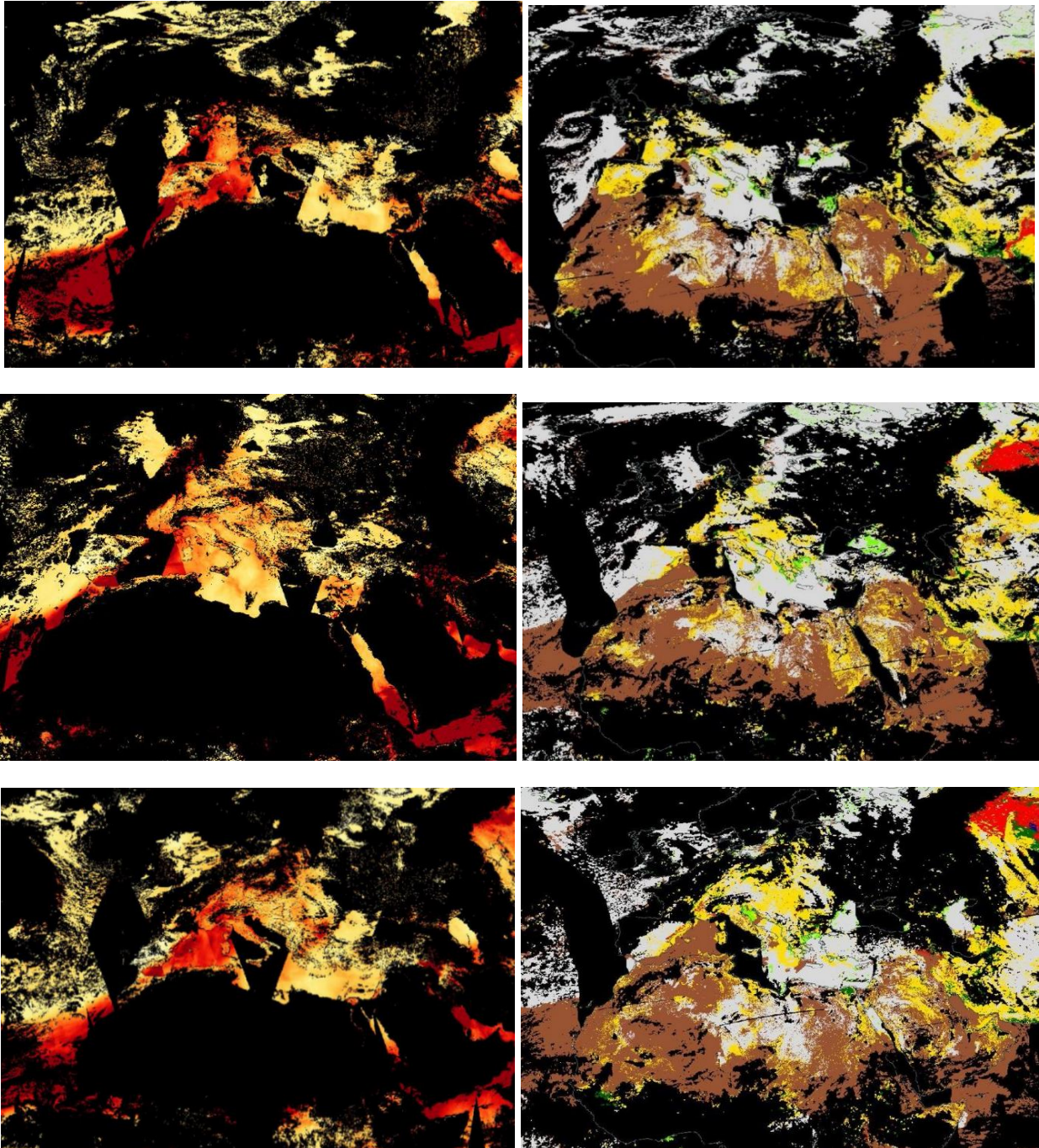


Figura 36: Immagini fornite dallo spettroradiometro MODIS a bordo dei satelliti Terra e Aqua, nelle date 28, 29, 30/06 (dall'alto al basso). Le immagini sulla sinistra mostrano la profondità ottica dell'aerosol (scala di colore: dal bianco (0.0) al rosso (5.0)), come in legenda in Fig. 35). Le immagini sulla destra mostrano invece la tipologia di aerosol, la dust desertica è rappresentata dal colore marrone (come in legenda in Fig. 35) (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometre (MODIS)).

L'analisi della tipologia di aerosol risulta invece maggiormente complessa, non mostrando una chiara colorazione riferita unicamente alla *dust* al di sopra dell'area di interesse. Questa osservazione si può attribuire probabilmente all'entrainment di inquinamento antropogenico durante il trasporto della polvere minerale e anche alla presenza di fly ashes prodotte da incendi estivi. Per questo motivo, la massa d'aria sul continente italiano risulta di colorazione gialla, ossia di tipologia mista, al contrario di quella sul Mar Tirreno, associata unicamente a dust desertica.

La stessa situazione si riscontra anche durante il secondo picco di concentrazione, riconosciuto precedentemente, avvenuto negli ultimi giorni della *heat wave*; in Fig.36 è possibile evidenziare un alto valore di AOD che persiste al di sopra della Pianura Padana ed in generale sull'Italia e il Sud Europa. Anche in questo caso la tipologia di aerosol che impatta sul Nord Italia è di colore giallo, ossia una miscela di aerosol con possibile presenza di polvere minerale mista ad aerosol di origine antropogenica e polveri da combustione.

### 3.2.3.3 Incendi

Vengono ora presentati i risultati relativi all'analisi della presenza di incendi nella penisola italiana e nell'area circostante la città di Bologna. L'analisi svolta sulla presenza di anomalie termiche e la posizione degli incendi è stata effettuata attraverso dati satellitari provenienti da MODIS, e poi elaborati dal *Fire Information for Resource Management System* (FIRMS) della NASA.

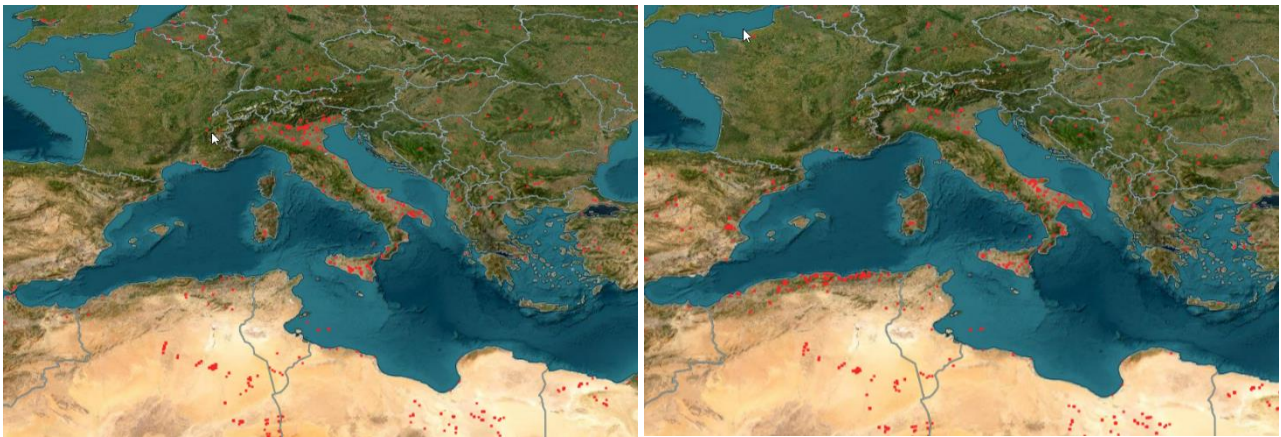


Figura 37: Mappe relative ai giorni 19 (sinistra) e 29 (destra) giugno 2012, in cui le anomalie termiche/incendi attivi sono rappresentati come punti rossi (Fire Information for Resource Management System (FIRMS))



Figura 38: Mappa dell'Emilia-Romagna relativa al giorno 19/06/2012, in cui le anomalie termiche/incendi attivi sono rappresentati come punti rossi (Fire Information for Resource Management System (FIRMS)).

In Fig. 37 sono riportati gli incendi avvenuti il 19 e il 29 giugno, ovvero all'inizio e alla fine dell'ondata analizzata. Il giorno 19 sono presenti un discreto numero di punti rossi, che segnalano la presenza di incendi in tutta la penisola italiana, in particolare all'interno della Valle del Po e nella provincia di Bologna (Fig. 38). Ciò che si nota invece durante il 29/06 è un'elevata concentrazione di anomalie termiche nel sud Italia e sulla costa del nord Africa; data l'espansione dell'anticiclone africano a nord ed il contestuale trasporto di polveri dal deserto, è possibile in questo caso che le *fly ashes* provenienti da latitudini più meridionali siano state trasportate assieme alla *dust* desertica.

Perciò, come anticipato, l'aumento di concentrazione di PM potrebbe in questo caso essere stato influenzato anche dalle particelle prodotte dalla combustione durante gli incendi; esse una volta immesse in atmosfera possono rimanere sospese per lunghi periodi ed essere trasportate anche per lunghe distanze, grazie alla loro dimensione ridotta e all'altezza dello strato di rimescolamento (la cui media giornaliera supera 1000m).

Nonostante non si riscontri un numero molto elevato di anomalie termiche negli altri giorni corrispondenti al periodo della *heat wave* estiva analizzata, gli incendi osservati possono aver contribuito all'osservazione della miscela di aerosol di diverse tipologie, e non unicamente minerale, osservata dal satellite MODIS e illustrata nella precedente sezione.

### 3.3 ONDATE RECENTI

Allo scopo di confermare i risultati ottenuti circa i meccanismi responsabili degli aumenti delle concentrazioni di particolato nelle stagioni invernale ed estiva, si è scelto a questo punto di estendere e ripetere l'analisi su eventi avvenuti nelle medesime stagioni in periodo più recente, e precisamente lo scorso anno (2022). Dall'analisi delle serie temporali di temperatura e dal confronto con i valori climatologici di riferimento, l'ondata invernale è stata identificata fra il 23 e il 31 dicembre, mentre durante la stagione estiva si sono verificate due *heat waves*, la prima nel periodo 11 giugno-05 luglio e la seconda in quello 14-26 luglio. L'identificazione degli eventi estremi di temperatura nei due periodi è stata inoltre supportata e confermata da numerosi articoli pubblicati in diversi quotidiani e blogs scientifici.

#### 3.3.1 Ondata invernale

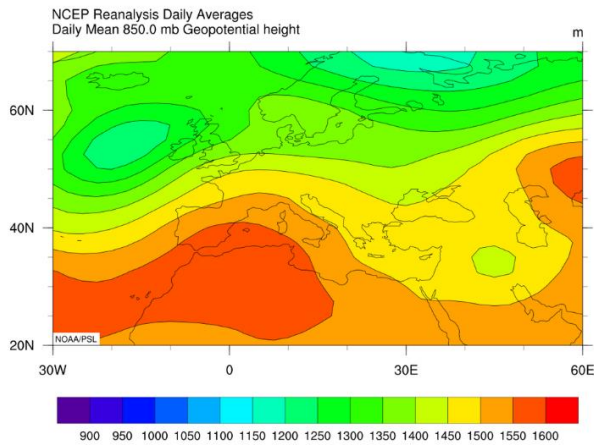
Tra la fine del 2022 e l'inizio del 2023, un'ondata di calore invernale eccezionalmente intensa si è abbattuta su gran parte dell'Europa, portando a registrare valori di temperatura senza precedenti e molto al di sopra dei valori normali, con valori di temperatura che si osservano normalmente nella stagione primaverile, in varie località tra la Francia e la Russia. Questo evento è stato uno dei più eccezionali per intensità ed estensione geografica fra quelli avvenuti recentemente in Europa (Korosec M., 2022).

Questa *warm spell* ha investito soprattutto l'Europa centrale e orientale. Nel giorno di Capodanno 2023 si è registrata un'anomalia termica positiva pari a 12-16°C su una regione vastissima che va dalla Francia occidentale, ingloba gran parte dei Balcani, la Germania, la Polonia, l'intera Ucraina, i Baltici e si spinge fino a lambire le città russe di San Pietroburgo e Mosca (www.rinnovabili.it, 2023).

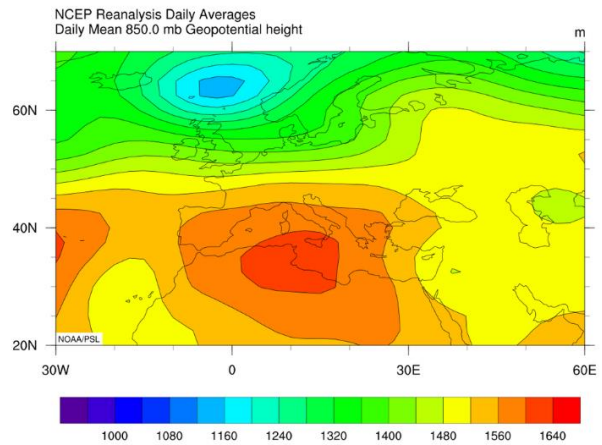
Durante i primi giorni dell'ondata (23-27/12), la situazione sinottica sull'Italia era caratterizzata da una condizione di alta pressione connessa ad un'elevata altezza di geopotenziale, come è possibile verificare dalle mappe di rianalisi (Fig. 39). La persistenza di questa situazione, collegata a cielo sereno, venti deboli ed assenza di precipitazioni (grafico riportato in Appendice), corrisponde alla cosiddetta situazione di blocco di alta pressione (*blocking high*), centrato sull'Europa centro-meridionale.

Nei giorni seguenti fino ai primi giorni del 2023, l'anticiclone si è ulteriormente rafforzato su tutta l'Europa centrale, nella penisola balcanica e più a est (Fig. 40) (Korosec M., 2022). La persistenza della situazione di blocco anticiclonico e delle condizioni meteorologiche ad esso associate (28-31/12) hanno provocato un aumento significativo delle temperature negli ultimi giorni del mese, su tutta Europa e anche nella città di Bologna; ciò si osserva in Fig. 41, in cui è possibile apprezzare l'aumento considerevole di temperatura media giornaliera a Bologna, stabile sopra 8°C durante la *warm spell* (rettangolo rosso).

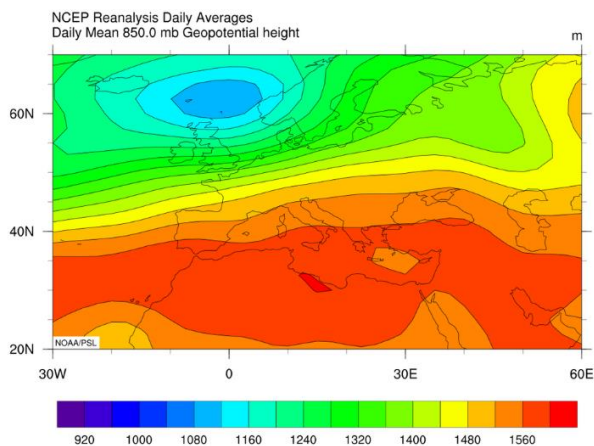
**DEC 24, 2022**



**DEC 26, 2022**



**DEC 29, 2022**



**DEC 31, 2022**

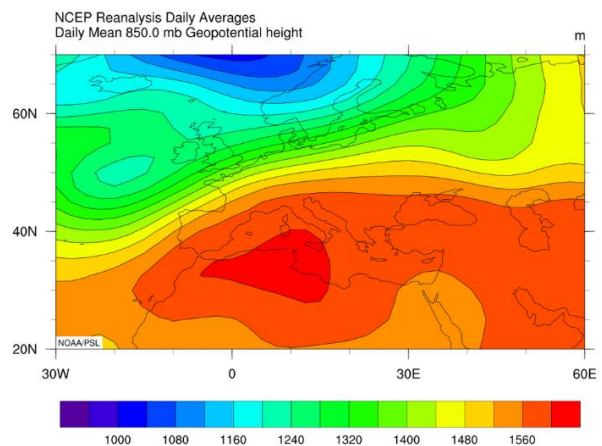


Figura 39: Altezza di geopotenziale media giornaliera al livello di pressione 850mb. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (National Oceanic and Atmospheric Administration).

**JAN 01, 2023**

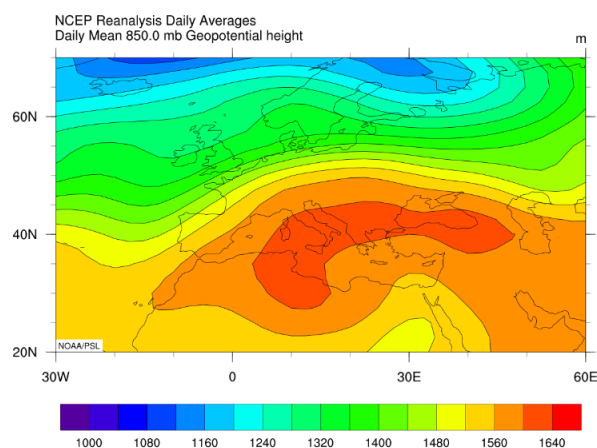


Figura 40: Altezza di geopotenziale media giornaliera al livello di pressione 850mb. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (National Oceanic and Atmospheric Administration).

L'analisi dell'andamento della concentrazione di particolato osservato nelle stazioni di monitoraggio della qualità dell'aria di Giardini Margherita e Porta San Felice (Fig.41 e 42, rispettivamente) evidenzia un tendenziale aumento di PM prima e durante l'ondata di calore, con diverse giornate in

cui il valore di PM<sub>10</sub> risulta superiore a 50µg/m<sup>3</sup>, limite di legge secondo il D. Lgs. 155/2010. In particolare, nelle stazioni posizionate ai Giardini Margherita (grafico in Fig. 41) e in Porta S. Felice (grafico in Fig. 42) il massimo di concentrazione di PM<sub>10</sub> si raggiunge il giorno 24/12 in cui la concentrazione risulta pari a 76µg/m<sup>3</sup> in entrambe le stazioni.

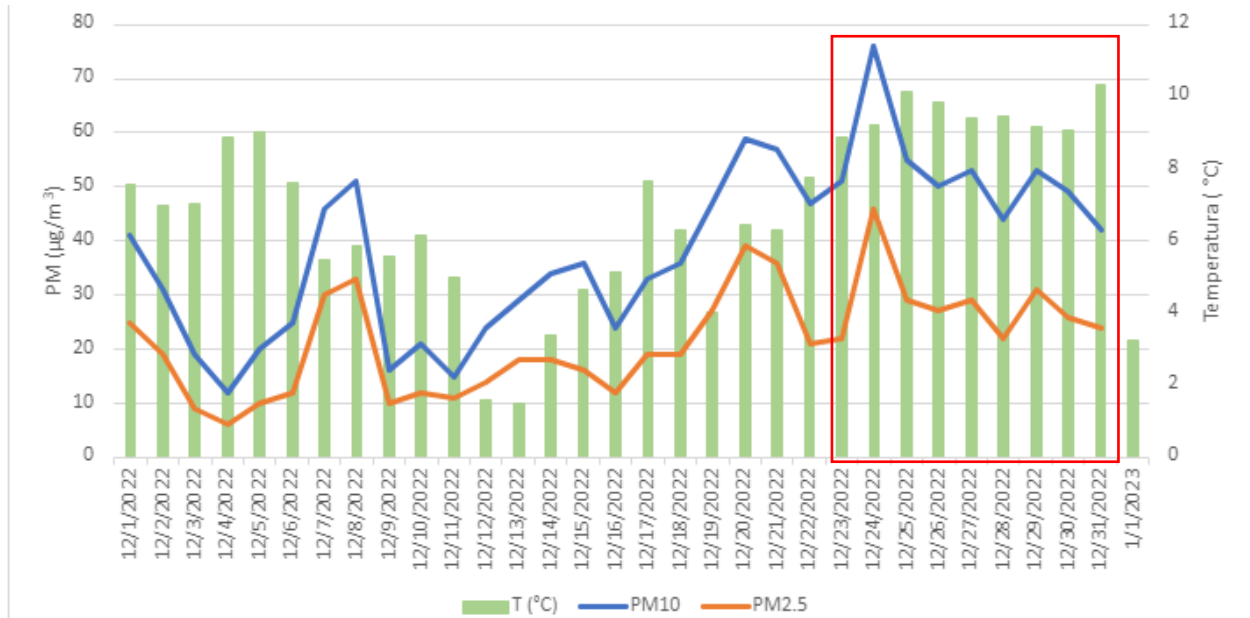


Figura 41: Valori di temperatura media giornaliera misurati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana (asse y di destra, in °C) nel mese di dicembre 2022. Il grafico riporta anche la concentrazione media giornaliera di PM (in µg/m<sup>3</sup>, asse y di sinistra) misurati durante il mese di dicembre 2022 nella stazione di qualità dell'aria ARPAE di tipo fondo urbano collocata a Bologna Giardini Margherita: PM<sub>10</sub> (linea blu) e PM<sub>2.5</sub> (linea arancione). Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata.

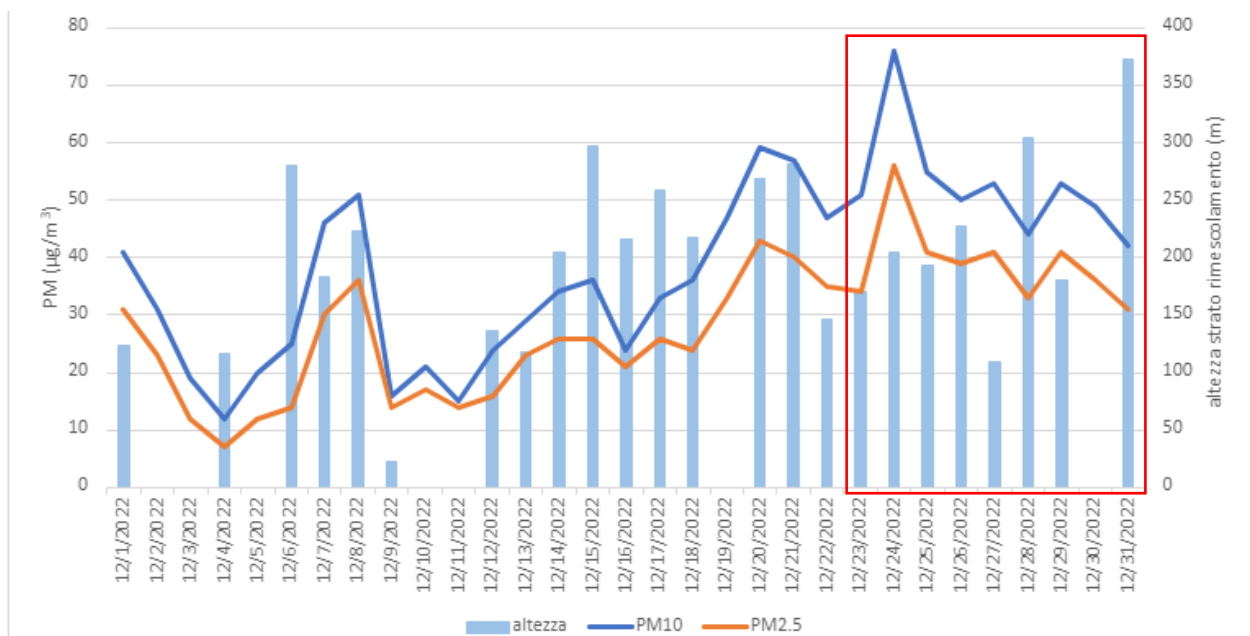


Figura 42: Andamento dell'altezza media giornaliera dello strato di rimescolamento in atmosfera (in m) osservato nel mese di dicembre 2022 (grafico a barre relativo all'asse y di destra). Le misure sono stimate a partire dai valori misurati nei radiosondaggi eseguiti presso la Base meteorologica operativa "Giorgio Fea" a San Pietro Capofiume (BO). Gli andamenti sono messi in relazione ai dati di concentrazione media giornaliera di PM<sub>10</sub> (linea blu) e PM<sub>2.5</sub> (linea arancione) (in µg/m<sup>3</sup>, asse y di sinistra), misurati durante il mese di dicembre 2022 nella stazione di qualità dell'aria ARPAE di tipo traffico collocata a Bologna Porta S. Felice. Il rettangolo rosso identifica il periodo dell'ondata.

Soprattutto per la stazione di Porta San Felice si può osservare come l'andamento della frazione fine  $PM_{2.5}$  risulti sostanzialmente sovrapponibile a quello del  $PM_{10}$ . Infatti, il rapporto  $PM_{2.5}/PM_{10}$  nel giorno di picco (24/12) ed in media durante l'ondata di calore assume il valore di 0.74 a Porta San Felice, ad indicare come in questo periodo il particolato sia prevalentemente di tipo fine.

Questo risultato suggerisce come l'aumento di particolato durante questa ondata sia causato principalmente da accumulo di particolato di origine antropogenica da processi di combustione, che come riportato nell'introduzione risulta prevalentemente di tipo submicronico.

Analizzando l'andamento della concentrazione di particolato assieme a quello dell'altezza dello strato di rimescolamento (Fig.42), si può notare che il periodo dell'ondata di calore invernale corrisponde ad un abbassamento dello strato di rimescolamento. I valori molto bassi soprattutto del primo periodo suggeriscono che l'aumento del PM del periodo possa essere legato all'accumulo del particolato prodotto localmente soprattutto di origine antropogenica, in assenza sostanziale di sua rimozione e deposizione per via umida (assenza di precipitazioni, grafico riportato in Appendice), e ridotta dispersione verticale provocata dall'abbassamento dello strato limite.

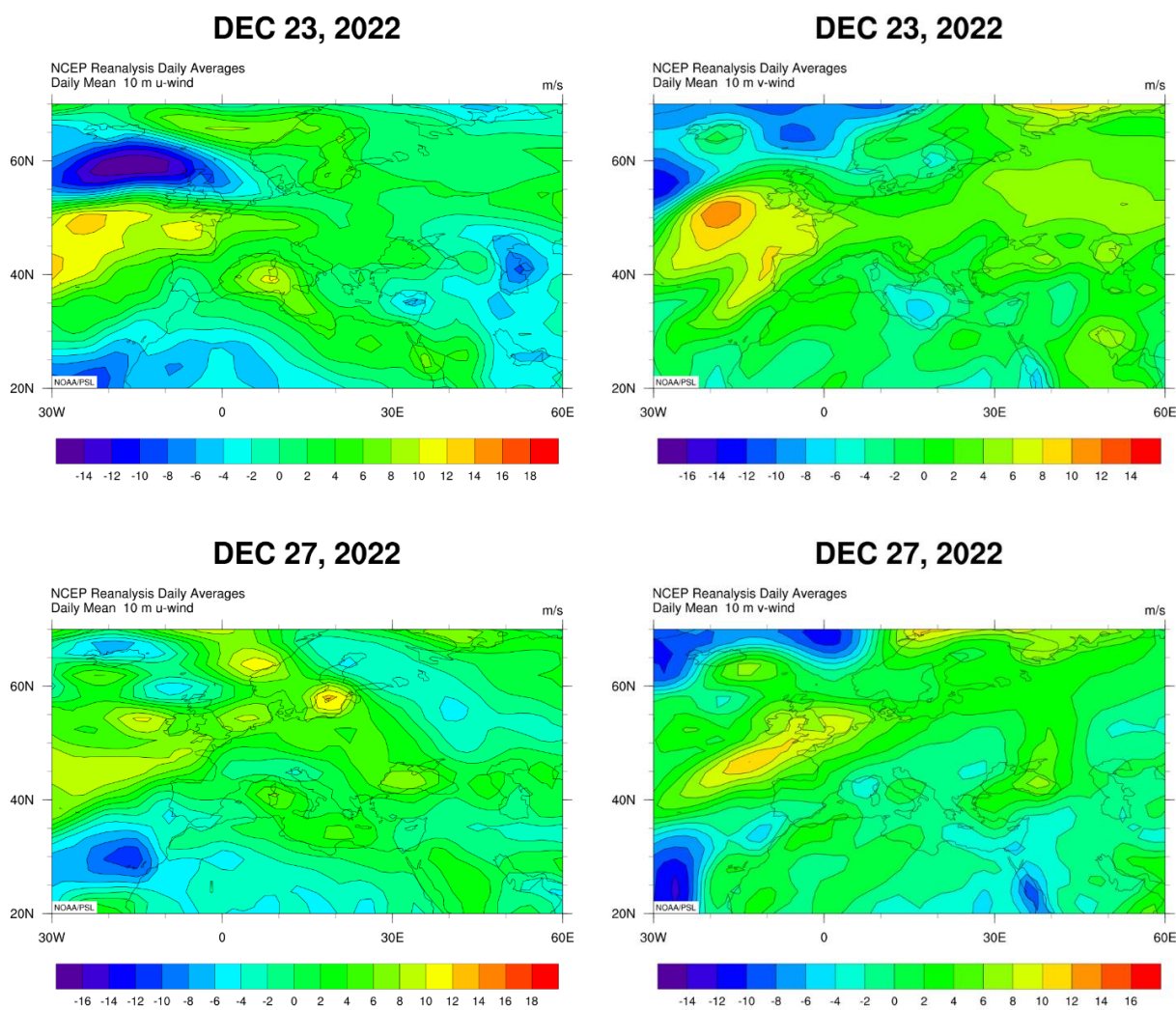


Figura 43: Velocità media giornaliera del vento (m/s), a sinistra per la componente zonale (u) e a destra per la componente meridionale (v) a 10m. Dati da ri-analisi NCEP/NCAR (National Oceanic and Atmospheric Administration).



La contemporanea ridotta ventilazione del periodo in entrambe le componenti sia zonale che meridionale (Fig. 43) suggerisce inoltre ridotta dispersione orizzontale, con valori che si attestano nel range 2-4 m s<sup>-1</sup> o anche inferiori (ricordiamo che valori entro 2 m s<sup>-1</sup> corrispondono alla cosiddetta calma di vento) per entrambe le componenti.

Infine, l'analisi sulla tipologia di aerosol rilevata da satellite non mostra una colorazione riferita alla *dust* al di sopra dell'area di interesse. Come si osserva in Fig. 44 relativa al primo giorno di ondata, i colori predominanti sono giallo e verde scuro: il primo indica una tipologia di aerosol mista, mentre il secondo è associato a particelle di tipologia fine (non *fly ashes*). Si può supporre quindi, che durante l'ondata di calore la massa d'aria sopra la valle del Po sia caratterizzata da una prevalenza di aerosol antropogenico, di diametro molto ridotto (*fine mode*) rispetto alle polveri minerali.

In conclusione, le analisi condotte sull'ondata di calore invernale avvenuta nel 2022 confermano e supportano i risultati ottenuti nell'analisi dell'ondata di calore del 2014, ossia che l'aumento di particolato osservato durante le ondate invernali sia collegato a successivo accumulo di particolato fine di origine antropogenica, facilitato dalle condizioni meteorologiche di stabilità atmosferica, assenza di precipitazioni e bassa altezza di rimescolamento.

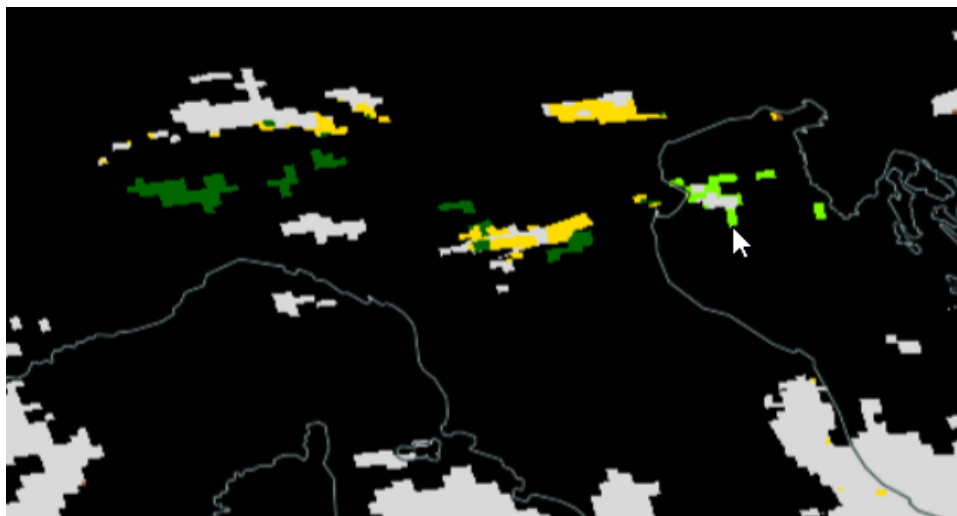


Figura 44: Immagine fornite dallo spettroradiometro MODIS a bordo dei satelliti Terra e Aqua, il 23/12/2022, che mostra la tipologia di aerosol, come in legenda in Fig.35 (Fire Information for Resource Management System (FIRMS)).

### 3.3.2 Ondata estiva

L'estate del 2022 è stata caratterizzata da una moltitudine di ondate di calore successive in Europa. La prima si è verificata a metà giugno 2022 in tutta Europa, colpendo soprattutto l'Europa Sud-Occidentale, ma anche altre parti d'Europa. Il mese più anomalo è stato giugno che ha fatto registrare mediamente valori di +3.0°C rispetto al 1991-2020, tanto che il giugno 2022 si attesta come secondo mese di giugno più caldo dal 1995 dopo il giugno 2003 ([www.lamma.rete.toscana.it](http://www.lamma.rete.toscana.it), 2022).

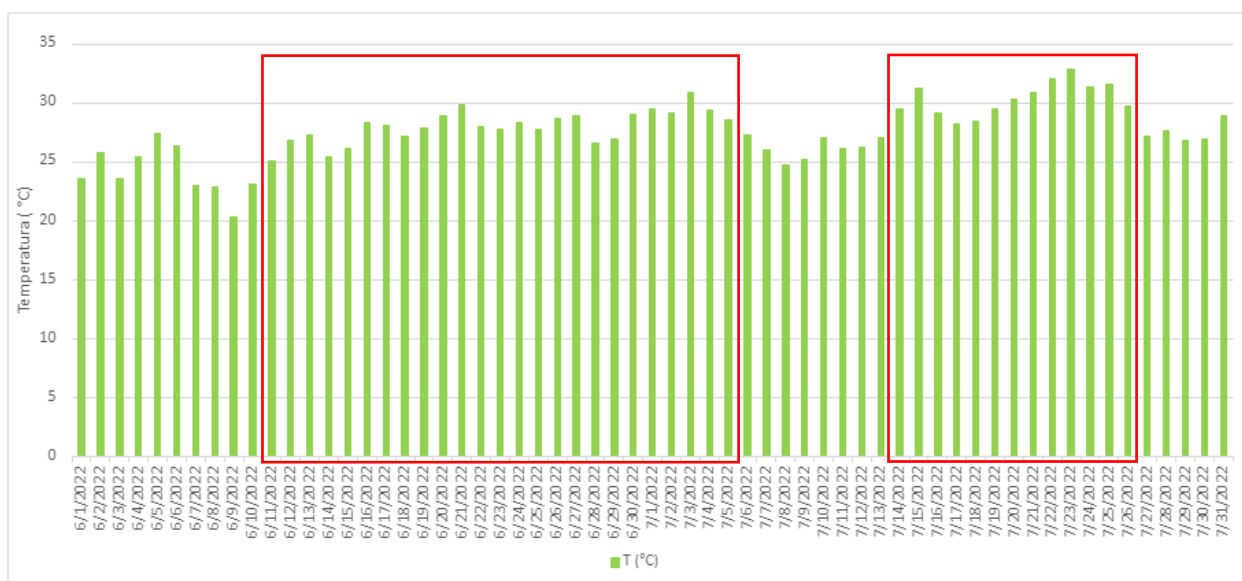


Figura 45: Valori di temperatura media giornaliera relativi al periodo 01/06-31/07 dell'anno 2022 nella stazione ARPAE Bologna Urbana. Il rettangolo rosso identifica il periodo delle ondate estive.

Dopo appena una settimana è stata identificata una seconda *heat wave*, durante la quale si sono registrati valori di temperatura sopra la soglia dei 30°C per più giorni consecutivi. Le due ondate di calore di giugno e luglio 2022 sono ben visibili anche nella città di Bologna (Fig. 45).

Nel corso dei mesi di giugno e luglio, le mappe di rianalisi in Fig. 46 evidenziano i valori elevati di altezza di geopotenziale (maggiori o uguali a 5800m) sulla penisola italiana durante gli intervalli 11/06-05/07 e 14-26/07. È possibile notare anche che l'aumento di geopotenziale avanza da Sud-Ovest, in connessione con l'espansione verso nord dell'anticiclone africano; perciò, queste ondate di calore estivo hanno avuto origine dalla regione sahariana, fluendo poi verso Nord. Gli estesi sistemi di alta pressione si sono estesi verso Nord-Est, portando a temperature estreme dall'Italia meridionale fino a ben oltre le Alpi.

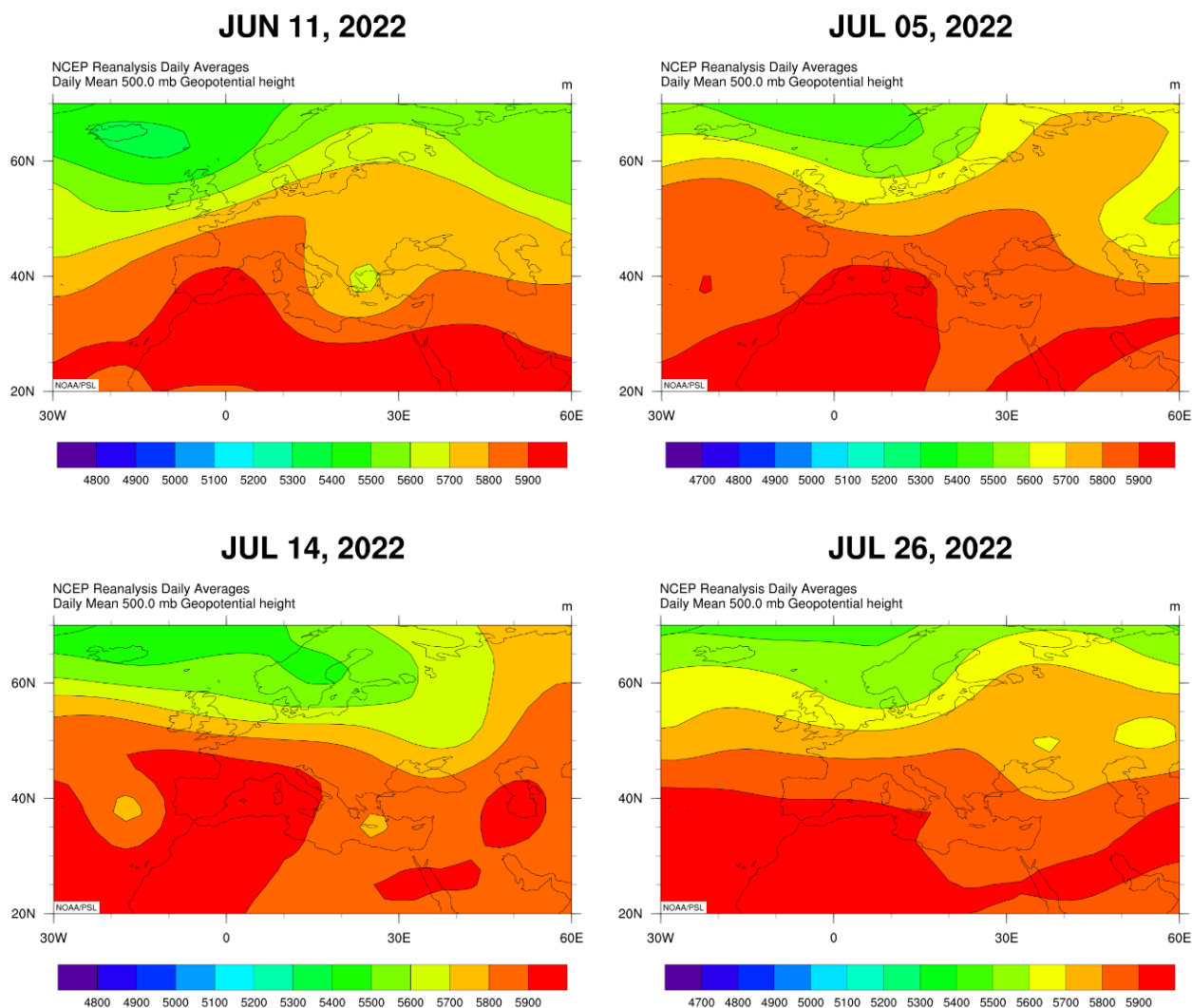


Figura 46: Altezza di geopotenziale media giornaliera al livello di pressione 500mb. Dati da ri-analisi NCEP/NCAR (National Oceanic and Atmospheric Administration).

L'andamento della concentrazione di particolato osservato nella stazione di monitoraggio della qualità dell'aria collocata ai Giardini Margherita (Fig. 47) mostra un tendenziale aumento di PM durante le ondate di calore e particolarmente di quello di tipo PM<sub>10</sub>, con valori del rapporto PM<sub>2.5</sub>/PM<sub>10</sub> che raggiungono il valore di 0.2 il 21/06 ed in media pari a 0.4-0.5 nelle due ondate. Se da un lato questi valori bassi risultano abbastanza tipici della stagione estiva a causa della minore frequenza delle piogge durante questa stagione e del conseguente aumento della frazione di polvere grossolana risospesa, le due ondate di calore risultano correlate a una tendenziale ulteriore diminuzione di questo rapporto. In particolare, i massimi di concentrazione di PM<sub>10</sub> si raggiungono nei giorni 27/06 (39µg/m<sup>3</sup>) e 28/06 (37 µg/m<sup>3</sup>) durante la prima ondata, mentre il valore massimo di 26 µg/m<sup>3</sup> è stato raggiunto il 25/07 nella seconda *heat wave*.

Come per la precedente ondata estiva osservata in sezione 3.2 l'aumento soprattutto della frazione PM<sub>10</sub> suggerisce una potenziale connessione dell'aumento di particolato con trasporto di polveri di dimensione grossolana.

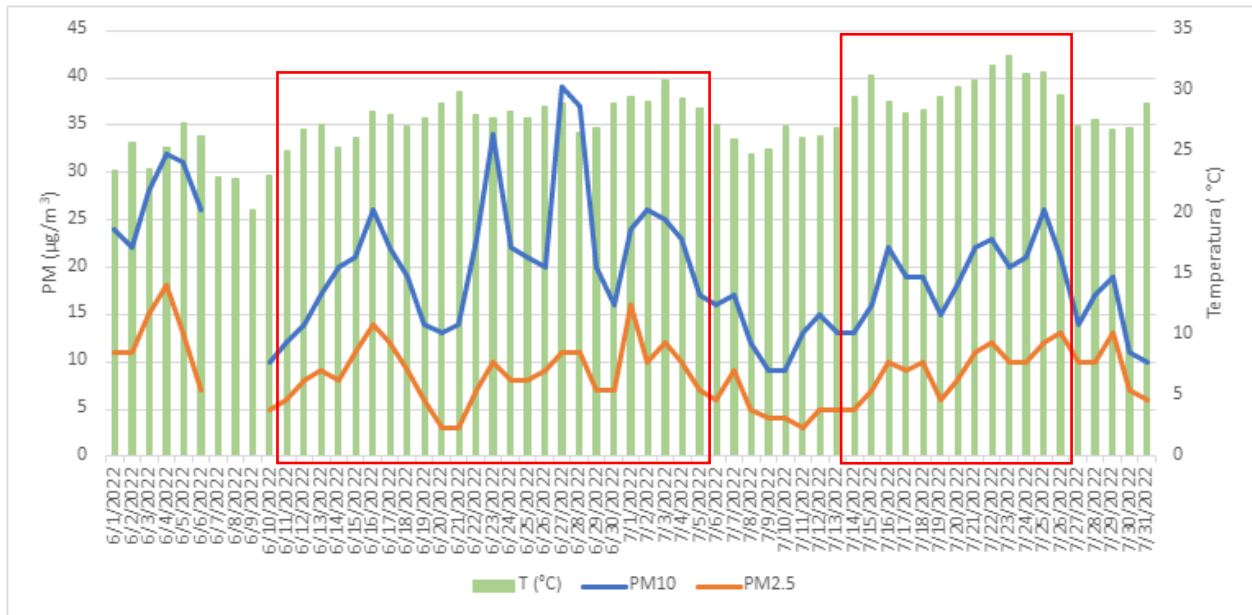


Figura 47: Valori di temperatura media giornaliera misurati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana (grafico a barre verdi; asse y di destra, in  $^{\circ}\text{C}$ ) nel periodo giugno-luglio 2022. Viene riportata inoltre la concentrazione media giornaliera di PM (asse y di sinistra, in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) (in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , asse y di sinistra), misurata nello stesso periodo nella stazione di qualità dell'aria ARPAE di tipo fondo urbano collocata a Bologna Giardini Margherita:  $\text{PM}_{10}$  (linea blu) e  $\text{PM}_{2.5}$  (linea arancione). I rettangoli rossi identificano i periodi delle ondate di calore.

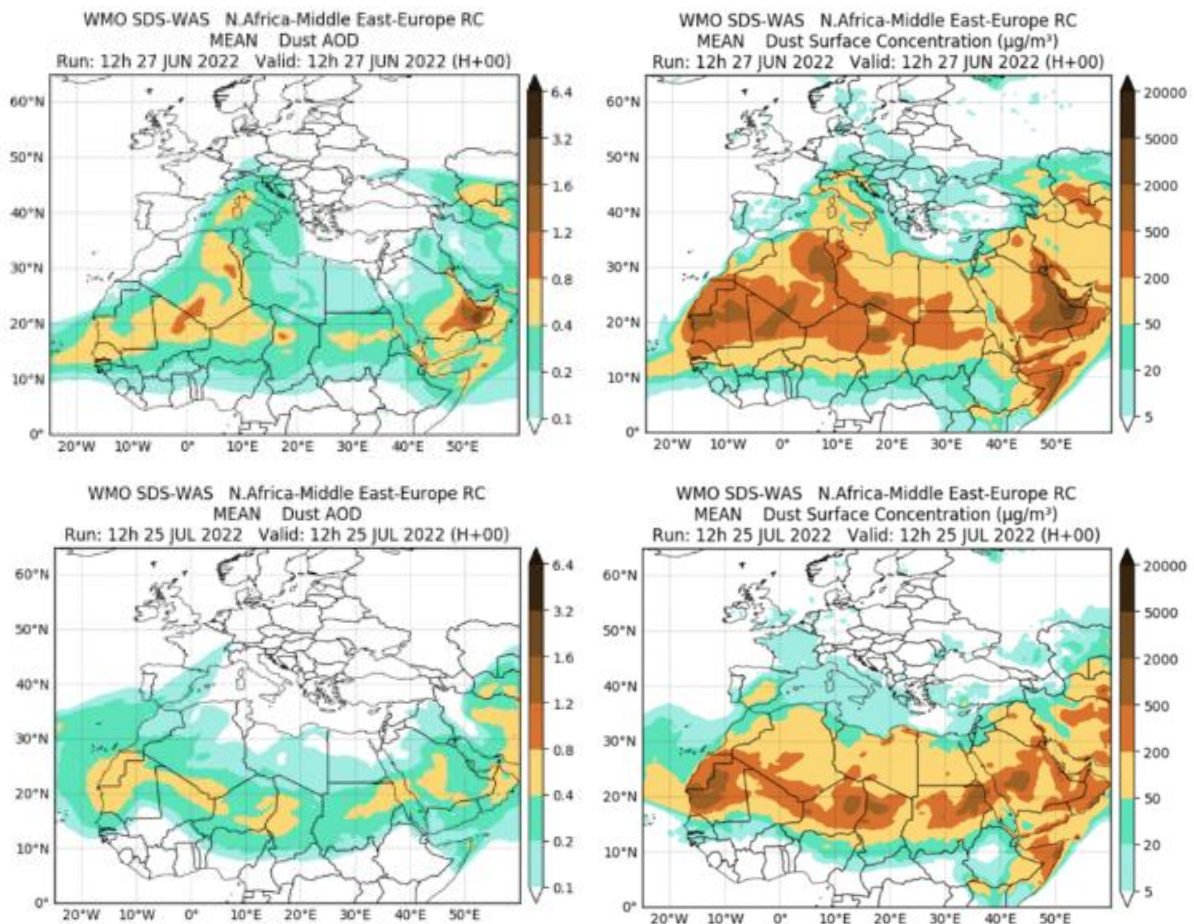


Figura 48: Valori della profondità ottica dell'aerosol (sinistra) e della concentrazione di polveri prevista alla superficie ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) (destra) nella regione Nord Africa-Medio Oriente-Europa per il giorno 27/06/2022 (sopra) e 25/07/2022 (sotto), elaborati tramite l'ensemble di modelli SDS-WAS (World Meteorological Organization (WMO)).

Il trasporto a lungo raggio di polveri minerali provenienti dal deserto del Sahara è stato studiato attraverso mappe di previsione provenienti da ensemble di modelli di trasporto di polvere, fornite dal SDS-WAS.

In Fig. 48 vengono riportate in particolare e mappe di AOD e concentrazione superficiale di dust relative alle giornate in cui si sono registrati i valori di PM più alti a Bologna (27/06 e 25/07). Le mappe identificano un trasporto di polvere minerale dal deserto del Sahara, ed in particolare da Algeria e Tunisia, verso nord, al di sopra del Mar Mediterraneo e fino alla penisola italiana.

I valori elevati dello spessore ottico di aerosol forniti dallo spettrometro MODIS per le due giornate (Fig.49) risultano sostanzialmente consistenti con le elaborazioni fornite dall'ensemble SDS-WAS, supportando quindi ulteriormente l'ipotesi che l'aumento di PM durante le due ondate sia avvenuto a causa del trasporto di polvere minerale dal deserto in associazione con l'espansione a nord dell'anticiclone africano. Anche in questo caso le analisi condotte sulle ondate di calore estive avvenute nel 2022 confermano i risultati ottenuti per la *heat wave* avvenuta nel giugno 2012, ossia che in questo caso l'aumento di particolato a Bologna sia sostanzialmente attribuibile a trasporto di polveri minerali dal deserto del Sahara in relazione all'espansione verso nord dell'anticiclone africano responsabile dell'ondata di calore stessa.

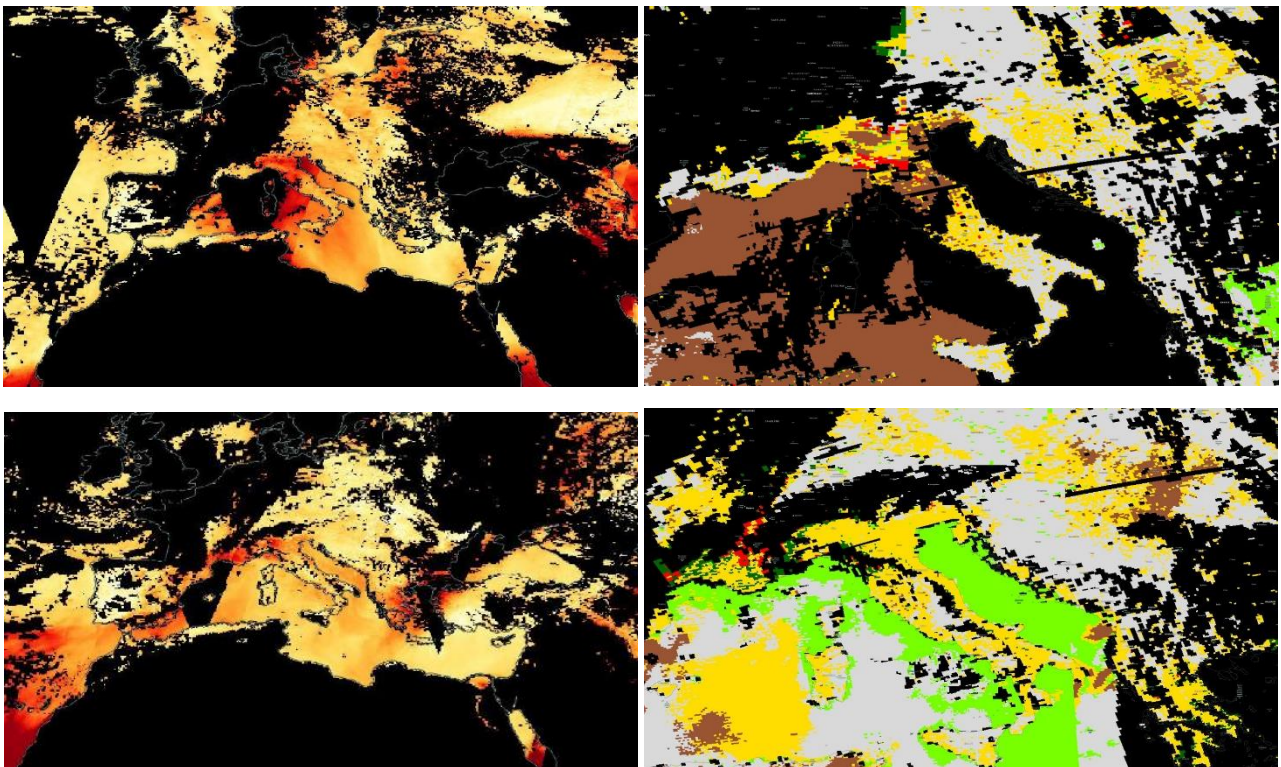


Figura 49: Immagini fornite dallo spettrometro MODIS a bordo dei satelliti Terra e Aqua, nelle date 27/06 e 25/07 (dall'alto al basso). Le immagini sulla sinistra mostrano la profondità ottica dell'aerosol (scala di colore: dal bianco (0.0) al rosso (5.0)), come in legenda in Fig. 35). Le immagini sulla destra mostrano invece la tipologia di aerosol, dove la dust desertica è rappresentata dal colore marrone (come in legenda in Fig. 35) (World Meteorological Organization (WMO)).

L'analisi della tipologia di aerosol (Fig. 49 a destra) non mostra una colorazione univoca riferita alla *dust* al di sopra del Nord Italia. Questa osservazione si può attribuire al fatto che durante il suo trasporto, la polvere di origine desertica si sia mescolata con inquinamento antropogenico prodotto localmente.

In particolare, a giugno durante la prima *heat wave*, la massa d'aria sulla regione italiana, ed in particolare sul Nord Italia, risulta associata a multiple colorazioni (fra le quali il colore rosso indica lo "smoke"), al contrario di quella sul Mar Tirreno contraddistinta unicamente dal colore marrone associato alla polvere desertica.

La stessa situazione si riscontra anche durante l'ondata della seconda metà di luglio: in questo caso la tipologia di aerosol che impatta sul Nord Italia è prevalentemente di colore giallo, ossia corrispondente ad una miscela di aerosol con possibile presenza di polvere minerale mista ad aerosol di origine antropogenica.

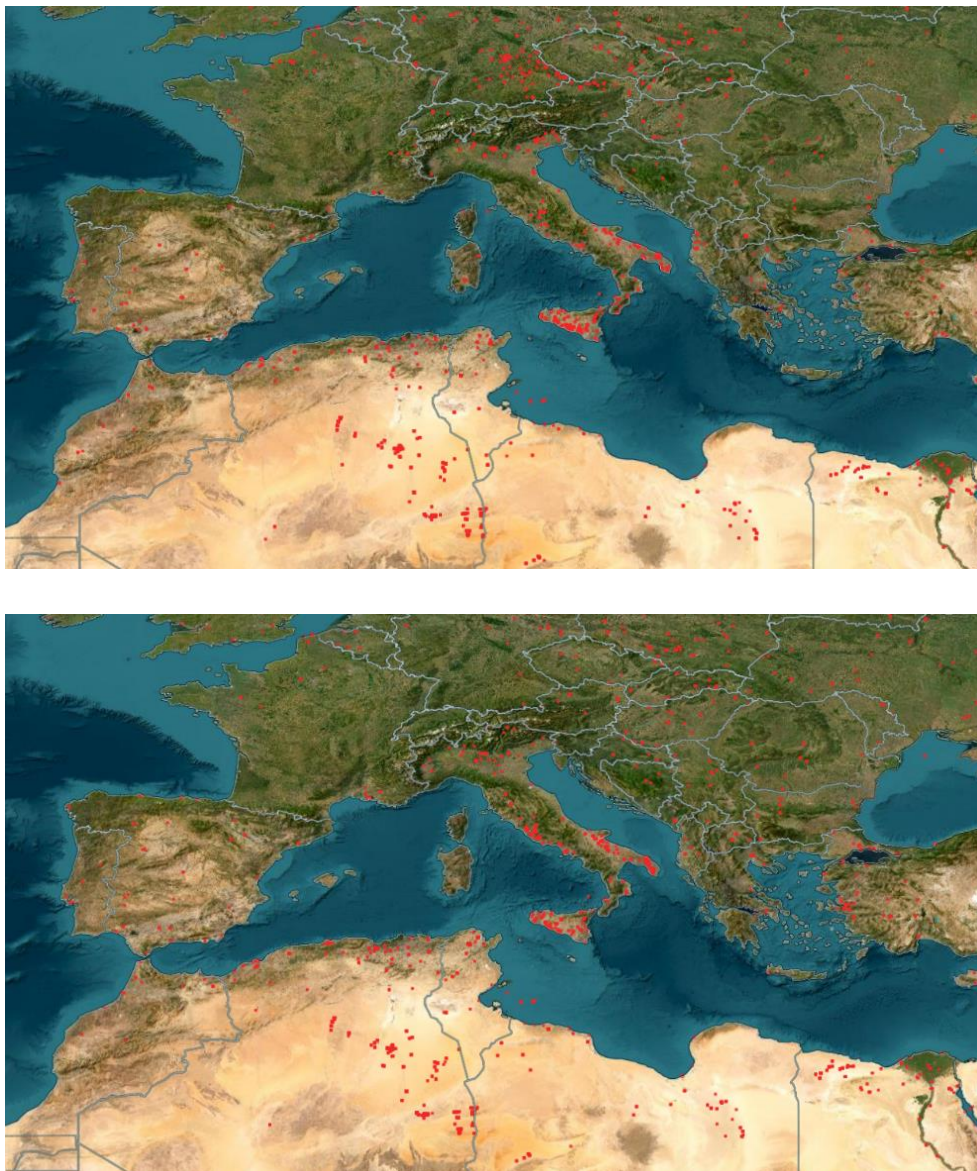


Figura 50: Mappe relative ai giorni 26-27/06/2022, in cui le anomalie termiche/incendi attivi sono rappresentati come punti rossi (World Meteorological Organization (WMO)).

Attraverso i dati satellitari provenienti da MODIS è stata infine analizzata la presenza di anomalie termiche e la posizione degli incendi. In Fig. 50 sono riportati gli incendi avvenuti il 26 e 27/06, giornate nella quali è stata rilevata presenza di particelle prodotte da combustione; nonostante non siano presenti un elevato numero di incendi all'interno della provincia di Bologna, la mappa mostra un'elevata concentrazione di anomalie termiche nel sud Italia e sulla costa del nord Africa. Perciò, data la situazione sinottica (espansione dell'anticiclone africano a nord), è possibile, come riscontrato nell'ondata estiva 2012, che l'aumento di concentrazione di PM sia anche influenzato dalle particelle *fly ashes* provenienti da latitudini più meridionali e trasportate assieme alla polvere minerale di origine desertica.





## 4 CONCLUSIONI

---

Questo lavoro di tesi si è posto l'obiettivo di indagare i meccanismi responsabili dell'aumento di particolato atmosferico osservato nella città di Bologna durante gli eventi estremi di temperatura nelle stagioni sia invernale che estiva. A causa del cambiamento climatico, tali eventi stanno diventando sempre più frequenti ed intensi. Dal punto di vista sanitario, inoltre, sia gli eventi estremi di temperatura che il peggioramento della qualità dell'aria, hanno numerose ripercussioni negative sull'apparato cardiocircolatorio e respiratorio, specialmente sulla popolazione vulnerabile (persone anziane e bambini). L'associazione contemporanea tra questi due fenomeni può provocare importanti effetti sinergici sulla loro morbilità e mortalità. Pertanto, la comprensione dei meccanismi responsabili degli aumenti di particolato durante le ondate di calore può risultare fondamentale per approntare opportuni sistemi di allerta o per cercare di mitigarne l'impatto.

Tutte le ondate di calore selezionate ed analizzate, due invernali e due estive, sono state caratterizzate da un aumento significativo di particolato atmosferico; tuttavia, i meccanismi che hanno causato tale aumento sono risultati sostanzialmente differenti fra le *warm spell* e le *heat wave*. In tutti i casi, le ondate sia invernali che estive sono caratterizzate dalla persistenza di una situazione di blocco anticiclonico, associata a cielo sereno con assenza di precipitazioni e ventilazione modesta. Queste condizioni sinottiche sono già di per sé favorevoli all'accumulo di inquinanti e specialmente di particolato, a causa della assenza di due fra i principali meccanismi di rimozione quali la deposizione umida e la dispersione.

Gli eventi invernali, meno problematici dal punto di vista sanitario ma potenzialmente più pericolosi ed impattanti su ecosistemi, agricoltura ed economia, sono risultati in generale caratterizzati da aumenti contemporanei di  $PM_{10}$  e  $PM_{2.5}$ , e da valori elevati del rapporto  $PM_{2.5}/PM_{10}$  (ossia della frazione fine di  $PM_{10}$ ). Questa osservazione è consistente con l'ipotesi di accumulo di particolato locale di origine antropogenica ed in particolare da processi di tipo combustivo, che è associato a valori di diametro ridotti rispetto all'aerosol prodotto da sorgenti naturali. Inoltre, le temperature invernali più rigide, sebbene al di sopra della media stagionale, non favoriscono il rimescolamento verticale delle masse d'aria in atmosfera. In particolare, durante gli eventi invernali si è osservato anzi un abbassamento dello strato di rimescolamento, a causa della situazione sinottica stagnante di alta pressione. Assieme alle intensità del vento molto deboli, questo provoca una sostanziale assenza di dispersione sia verticale che orizzontale degli inquinanti.

Al contrario, le condizioni meteorologiche tipiche della stagione estiva, ed in particolare le elevate temperature di questa stagione, sono responsabili di valori molto elevati dell'altezza di rimescolamento, sostanzialmente non compatibili con l'ipotesi di accumulo di aerosol locale. In particolare, l'analisi delle condizioni sinottiche ha evidenziato come in questi casi l'ondata di calore si sia verificata in corrispondenza all'espansione dell'anticiclone nord-africano verso latitudini euro-

mediterranee. Il movimento della massa d'aria calda e umida verso la penisola italiana e sull'Europa ha contemporaneamente provocato il trasporto a lungo raggio di *dust* proveniente dal deserto del Sahara, come verificato dalle analisi modellistiche e dai dati da satellite. Ciò è peraltro consistente con l'andamento dei valori di particolato osservati a Bologna, dove durante le *heat waves* si registrano valori del rapporto  $PM_{2.5}/PM_{10}$  in diminuzione ed in generale inferiori a 0.5, corrispondenti ad aerosol principalmente di tipo grossolano quale quello di origine desertica.

Infine, il trasporto di *fly ashes* prodotte dalla combustione è certamente un fattore da considerare durante le ondate estive in quanto le temperature estremamente elevate aumentano il rischio che si sviluppino incendi durante questi eventi. È emerso infatti, un impatto considerevole sull'aumento di PM causato sia da fly ashes di origine locale (provincia Bolognese), sia da particelle prodotte in territori più meridionali e trasportate grazie all'espansione anticiclonica assieme alle particelle di origine minerale.



## 5 BIBLIOGRAFIA

---

- Agenzia Prevenzione Ambiente ed Energia - ARPA Valle d'Aosta. (s.d.). ARPA Valle d'Aosta. [www.arpa.vda.it](http://www.arpa.vda.it).
- Agenzia Prevenzione Ambiente Energia Emilia-Romagna (ARPAE). (s.d.). [www.arpae.it](http://www.arpae.it).
- Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto. (s.d.). [arpa.veneto.it](http://arpa.veneto.it).
- Black E., e. a. (2004). Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*.
- Brattich E., R. A. (2015). *An outstanding Sahara dust event at Mt. Cimone (2165 m a.s.l., Italy) in March 2004*. Atmospheric Environment.
- Chapman S.C., e. a. (2020). Trends in winter warm spells in the central England temperature record. *Applied Meteorology and Climatology*.
- Desert M., R. K. (2020). *Improving Air Quality in the Po Valley, Italy: Some Results by the LIFE-IP-PREPAIR Project*. Regional Agency for Prevention, Environment and Energy of Emilia-Romagna (ARPAE).
- Dipartimento di epidemiologia del servizio sanitario regionale - Regione Lazio. (2022). [www.deplazio.net](http://www.deplazio.net).
- European Environment Agency (EEA). (2017). *Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2016*.
- EXHAUSTION. (s.d.). [www.exhaustion.eu](http://www.exhaustion.eu).
- Field. (2014). *Climate change 2014 - Impacts, adaptation and vulnerability: Regional aspects*. Cambridge University Press.
- Finardi S., e. a. (1998). *COST Action 710: Final report: Harmonisation of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models*. Directorate-General for Research and Innovation (European Commission), European Commission.
- Fiore A.M., e. a. (2015). Air quality and climate connections. *Journal of the Air & Waste Management Association*.
- Fire Information for Resource Management System (FIRMS). (s.d.). [firms.modaps.eosdis.nasa.gov](http://firms.modaps.eosdis.nasa.gov).
- Guarnieri F., e. a. (2011). *Mineral dust aerosol from Saharan desert by means of atmospheric, emission, dispersion modelling*.
- Heyder J., P. J. (1974). Comparison of optical and centrifugal aerosol spectrometry: liquid and non-spherical particles. *Journal of Aerosol Science*.
- Hoek G., e. a. (2013). *Long-term air pollution exposure and cardio-respiratory mortality: a review*. BioMed Central Ltd.
- Hu W., W. Z. (2020). *Biological aerosol particles in polluted regions*. Springer.
- Integrated Research on Disaster Risk (IRDR). (2014). *Peril Classification and Hazard Glossary*.

- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2021). *Climate Change 2021, The Physical Science Basis, Summary for Policymakers*.
- Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA). (2017). *Annuario dei dati ambientali*.
- Jacob D., W. A. (2009). Effect of climate change on air quality. *Atmospheric Environment*.
- Jacob D.J., W. D. (2009). *Effect of climate change on air quality*. Atmospheric Environment.
- Kaufman Y.J., e. a. (2003). *An Enhanced Contextual Fire Detection Algorithm for MODIS*. Remote Sensing of Environment.
- Koch S., e. a. (2000). *Formation of new particles in the gas phase ozonolysis of monoterpenes*. Atmospheric.
- Korosec M. (2022). *Significant warming develops over Europe for the Christmas holidays and continues next week, right as Winter Season officially starts*. [www.severe-weather.eu](http://www.severe-weather.eu).
- Lagzi I., e. a. (2013). *Atmospheric Chemistry*. Eotvos Lorand University.
- Liu C., C. R. (2019). *Ambient Particulate Air Pollution and Daily Mortality in 652 Cities*. Massachusetts Medical Society.
- Manzoor S., K. U. (2015). *Atmospheric Aerosol: Air Quality and Climate Change Perspectives*. World Environment.
- Ministero della Salute. (2021). *Ondate di calore - I rischi per la salute*. sito web: [www.salute.gov.it](http://www.salute.gov.it).
- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometre (MODIS). (s.d.). NASA.
- Molinaroli E., M. M. (2006). *Particolato atmosferico e ambiente mediterraneo - Il caso delle polveri sahariane*. Aracne.
- NASA, [modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php](http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php). (s.d.). [worldview.earthdata.nasa.gov](http://worldview.earthdata.nasa.gov).
- National Oceanic and Atmospheric Administration, N. (s.d.). [www.ncei.noaa.gov/products/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive](http://www.ncei.noaa.gov/products/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive). noaa.gov.
- NCEP-NCAR Reanalysis 1, NOAA PSL. (s.d.). [www.psl.noaa.gov](http://www.psl.noaa.gov).
- Perkins S.E., A. L. (2012). Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells.
- Perkins, S. (2015). A review on the scientific understanding of heatwaves. *Atmospheric Research: www.elsevier.com/locate/atmos*, Volumi 164–165, Pagine 242-267.
- Poschl U. (2005). *Atmospheric Aerosols: Composition, Transformation, Climate and Health Effects*. Angewandte Chemie International Edition.

- Project Automation S.p.A. (s.d.). *INGEGNERIA DEI SISTEMI*.
- Roelle P.A., B. B. (2011). Nitric oxide emission from biosolid amended soils. *Hydrological Science and Technology Journal*.
- Schnell J.L., P. M. (2017). *Co-occurrence of extremes in surface ozone, particulate matter, and temperature over eastern North America*. California Institute of Technology.
- Schutz L., e. a. (1990). The long-range transport of mineral aerosol. *Long Range Atmospheric Transport of Natural, Contaminant Substances*.
- Seaton A., G. D. (1995). *Particulate air pollution and acute health effects*. The Lancet.
- Seinfeld J.H., P. S. (2006). *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. New York: John Wiley & Sons.
- Solomon S., e. a. (2007). Climate change 2007 - the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC. *Cambridge University Press*.
- Stackpole M.D., e. a. (2020). *Physical Climate Risks and the Financial Sector - Synthesis of Investor's Climate Information Needs*. Wageningen University & Research.
- Terradellas E., e. a. (2022). *Sand and Dust Storms Compendium: Information and Guidance on Assessing and Addressing the Risks*. Agencia Estatal de Meteorología.
- Tiwary A., C. J. (2010). *Air pollution measurement modelling and mitigation*. London, New York: Routledge.
- Tognetti D., L. S. (2015). *Ci risiamo. A marzo 2012 ancora poche piogge e temperature elevate*. Centro Operativo Agrometeorologia (ASSAM).
- Tomasi C., F. S. (s.d.). *Atmospheric Aerosol: Life Cycles and Effects on Air Quality and Climate*. New York: John Wiley & Sons.
- Torreggiani L., e. a. (2020). *Un episodio di dust storm dal Caspio al Nord Italia*. Ecoscienza.
- Tositti L. (2018). The relationship between health effects and airborne particulate constituents. *Clinical Handbook of Air Pollution-Related Diseases*.
- Wallace J.M., H. P. (2006). *Atmospheric Science: an introductory survey*. Academic Press University of Washington.
- WHO, Summary of Risk Assessment. (2017). *Information and Public Health Advice: Heat and Health*.
- Wilmot T.Y., M. D. (2022). *Wildfire activity is driving summertime air quality degradation across the western US: a model-based attribution to smoke source regions*. Environmental Research Letters.
- World meteorological Organization (WMO). (2017). *WMO Statement on the State of the Global Climate in 2016*.

World Meteorological Organization (WMO). (s.d.). Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS). [sds-was.aemet.es](https://sds-was.aemet.es).

[www.lamma.rete.toscana.it](http://www.lamma.rete.toscana.it). (2022).

[www.rinnovabili.it](http://www.rinnovabili.it). (2023). *L'Europa festeggia Capodanno con un'ondata di calore invernale* .

Zhang Y., e. a. (2019). *Aircraft observed diurnal variations of the planetary boundary layer under heat waves*. Atmospheric Research.

## 6 APPENDICE

Per completezza, nel seguito vengono riportati i grafici degli andamenti della precipitazione cumulata giornaliera nei periodi analizzati in questo studio, a conferma che tutte le ondate di calore analizzate si sono verificate in connessione anche a periodi prolungati di assenza di precipitazioni o al più precipitazioni molto modeste (come avvenuto a dicembre 2022). Come si vede nei grafici riportati nel seguito, il periodo centrale delle ondate di calore è sempre caratterizzato da assenza di precipitazioni, che si sono verificate solo all'inizio (ondata di gennaio 2014) o alla fine dell'evento (ondate di dicembre 2022 e soprattutto giugno 2022), contribuendo quindi alla fine del fenomeno stesso.

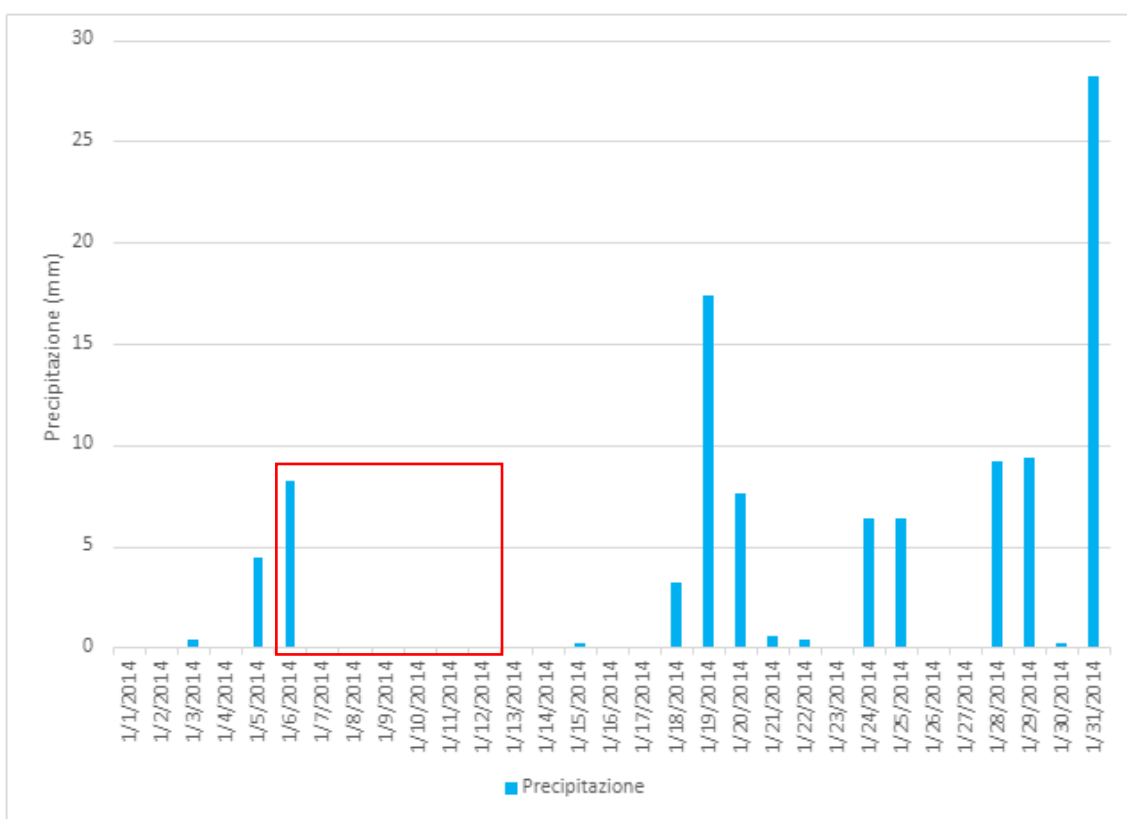


Figura A1: Valori di precipitazione cumulata giornaliera registrati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana nel periodo gennaio 2014. Il rettangolo rosso identifica il periodo delle ondate di calore.



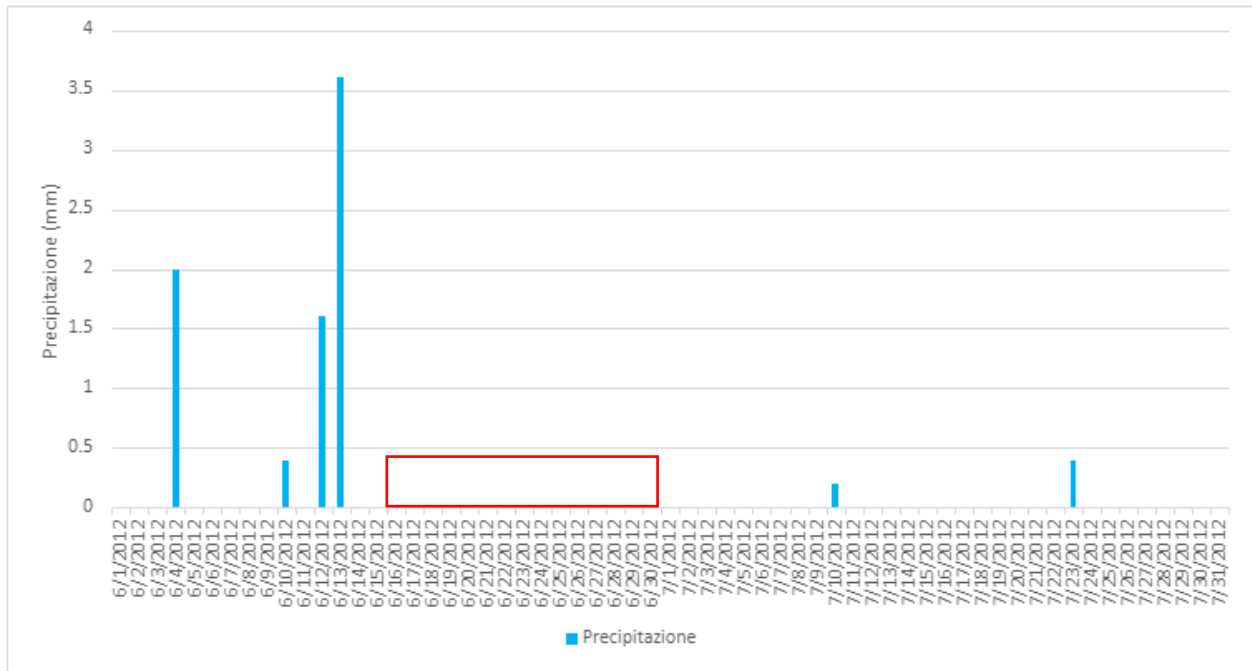


Figura A2: Valori di precipitazione cumulata giornaliera registrati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana nel periodo giugno-luglio 2012. Il rettangolo rosso identifica il periodo delle ondate di calore.

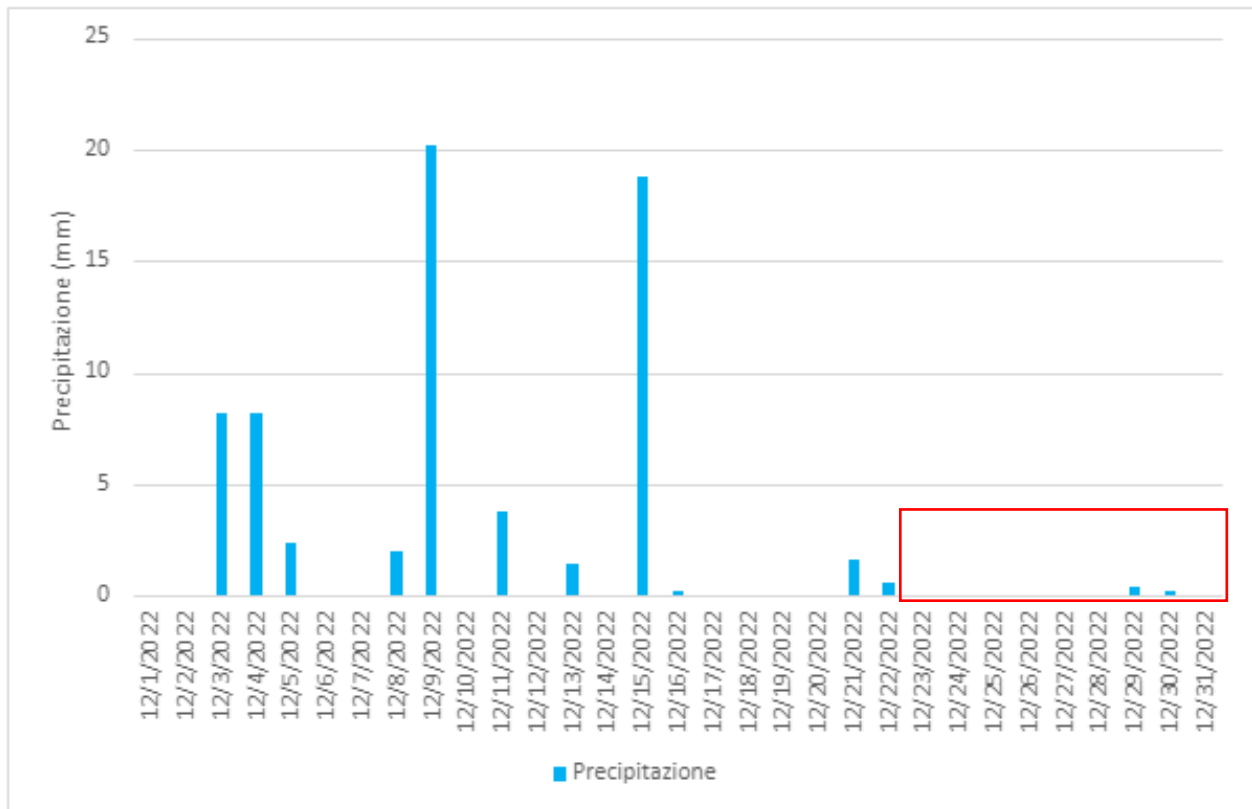


Figura A3: Valori di precipitazione cumulata giornaliera registrati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana nel periodo dicembre 2022. Il rettangolo rosso identifica il periodo delle ondate di calore.

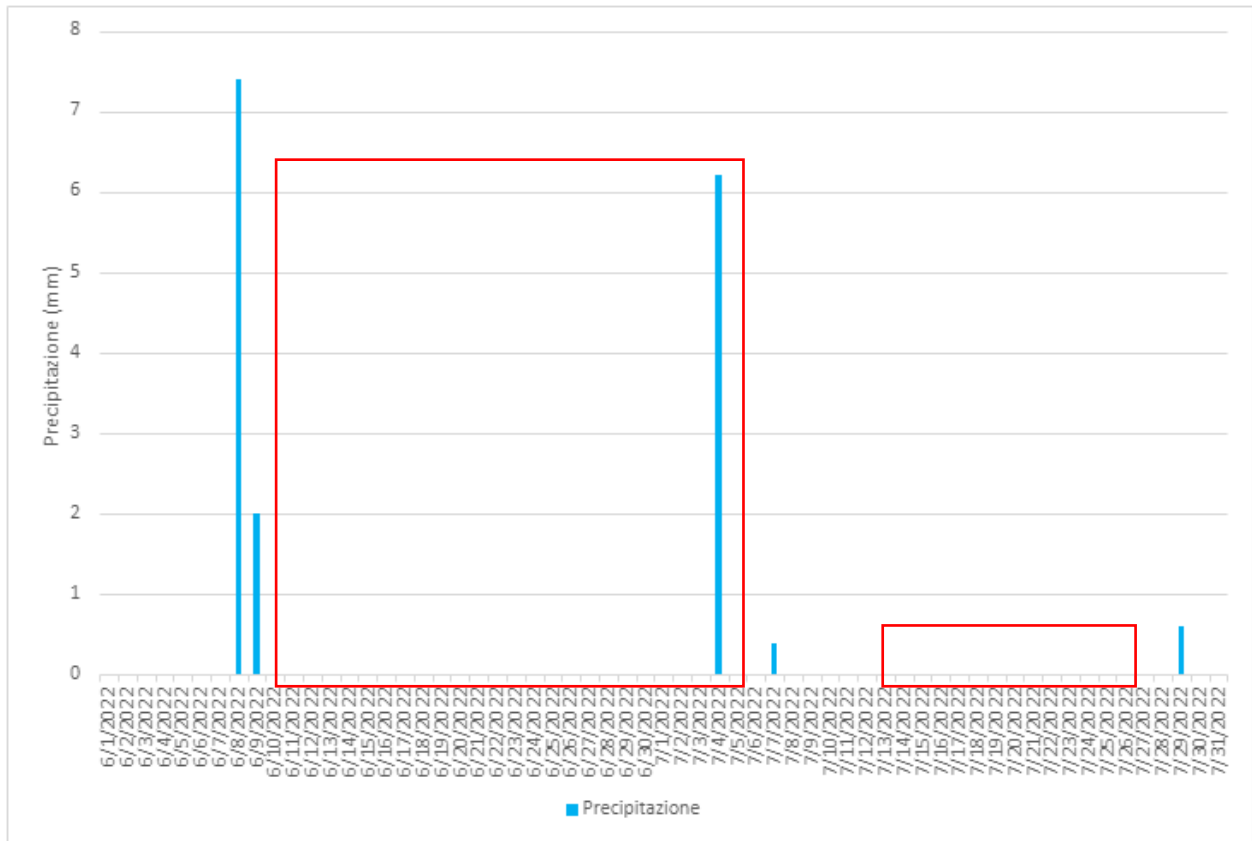


Figura A4: Valori di precipitazione cumulata giornaliera registrati nella stazione meteo ARPAE di Bologna Urbana nel periodo giugno-luglio 2022. I rettangoli rossi identificano il periodo delle ondate di calore.



## RINGRAZIAMENTI

---

Un pensiero importante alla dott.ssa Erika Brattich, guida che mi ha accompagnato in questi mesi. Vorrei ringraziarla principalmente per due motivi: il primo è la sua disponibilità, quindi il tempo e l'impegno che ha speso per me e per questa tesi. Il secondo motivo sono le *chiacchiere*, dal semplice "come stai" fino ai suggerimenti sul futuro e la condivisione dei suoi progetti svolti all'Università.

Poi vorrei abbracciare la mia famiglia: Babbo, Mamma, Giachi, Filo, Samu e Mia; senza dimenticare i nonni Luisa, Nevia e Domenico, lo zio Mede e infine Kira e Skye. Non credo di poter esprimere l'amore che provo, ognuno nella sua diversità, è una parte fondamentale di me.

TADS (+Cilla) vi ringrazio perché siete sempre un porto sicuro a cui tornare.

Le persone della Società Ginnastica, nella quale sono cresciuta, grazie per farmi sentire una piccola parte di un grande progetto (Mari credo tu sia la persona più genuina che abbia mai incontrato).

Ringrazio Bologna, la Facoltà e le persone che mi hanno regalato.

Annina, coinquilina perfetta, senza di te questo percorso non sarebbe neanche mai iniziato, quindi per tutta la vita e oltre, grazie. Via Torleone 22 sarà indelebile.

Poi ringrazio Via della Braina 7 e le cene rigorosamente cinesi, impossibili senza Rosticceria Felice.

I compagni di corso e i ragazzi dell'aula studio con cui in questi anni ho condiviso gioie, sofferenze, birrette e pagliette.

Ora arriva la parte difficile, in ordine alfabetico (un po' paraculo) sennò il mio cuore impazzisce: Asia, Cami, Ele, Franci, Gaia, Libera, Marti. Già sapete, bacini <3.

*-A Pechino fu il pubblico a dare il nome a un nuovo colore, nel novembre del 2014. Lo chiamarono "azzurro APEC". Era il risultato di una missione iniziata mesi prima, quando il governo centrale della Cina aveva inviato un corpo di 434.000 persone nelle regioni di Pechino, Shandong, Tianjin, Shanxi, Hebei, Mongolia Interna e Henan, con l'ordine di portare a esecuzione un grande piano. Le varie squadre di quella massa avevano uno scopo molto ambizioso: mutare il colore del cielo.*

*Nei giorni in cui si completava la preparazione per l'arrivo delle delegazioni internazionali al summit che i membri della Cooperazione Economica Asia-Pacifico (APEC) avrebbero tenuto in quell'anno, a 11,4 milioni di veicoli fu dato ordine di non muoversi sulle strade e più di diecimila impianti industriali furono costretti a sospendere la produzione. Sotto uno stretto controllo molte altre fabbriche, ossia poco meno di quarantamila, furono obbligate ad attenersi a uno schema di turnazioni che ne limitava gli orari di lavoro e, di conseguenza, anche le normali emissioni di vapori e fumi esausti.*

*Il risultato del piano fu spettacolare. A novembre, per due settimane, la nebbia di Pechino, ben nota per essere densa e grigio scura, si diradò e l'inquinamento dell'aria ebbe un calo stupefacente del 80%. Al loro posto, pronti ad accogliere amichevolmente gli ospiti internazionali, dignitari, leader e la stampa di tutto il mondo, c'erano tenere nuvole bianche e un cielo brillante, di colore azzurro APEC. Subito dopo, con la fine del meeting anche il cielo azzurro se ne andò. – Ziya Tong, 2019, "The Reality Bubble" (Quando guardi il mondo e non lo vedi).*

