

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITA` DI BOLOGNA

---

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

Analisi di un evento eccezionale di  
trasporto di polveri desertiche dal  
lago Aral al Nord Italia

Relatore:  
Dott.ssa Erika Brattich

Presentata da:  
Giacomo Tartari

Anno Accademico 2019/2020



## Abstract

Lo scopo della presente tesi è quello di analizzare un evento eccezionale di trasporto di polveri desertiche che ha interessato la regione Emilia-Romagna alla fine di marzo 2020. Il fenomeno ha avuto origine nel deserto dell'Aralkum, formatosi a seguito del prosciugamento del Lago Aral, e rappresenta un avvenimento anomalo se si considera la distanza che il particolato ha percorso e la sua provenienza orientale. L'analisi ha avuto il fine di comprendere l'intensità e la natura del fenomeno, il tragitto compiuto dalle polveri e le condizioni sinottiche che lo hanno causato.

Dopo aver introdotto i concetti generali, si passa a una descrizione dell'area di studio, del contesto storico in cui è avvenuta l'osservazione dell'evento ed infine all'esposizione dei dati raccolti. Nello studio condotto ci si è avvalsi dei dati relativi alla concentrazione di particolato registrata nel periodo dalle stazioni di monitoraggio della qualità dell'aria dell'ente ARPAE (Agenzia Regionale per la Prevenzione e l'Ambiente dell'Emilia-Romagna), delle osservazioni satellitari compiute dallo spettroradiometro MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), degli output modellistici del modello NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) e dell'ensemble SDS-WAS (Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System) e delle mappe di rianalisi NCEP/NCAR dell'agenzia NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). I risultati mostrano che l'evento è stato caratterizzato da una concentrazione di particolato elevata tanto da fare misurare valori mai registrati prima in una stazione di tipo rurale (stazione di Castelluccio, BO). L'evento è stato ricondotto all'immissione in atmosfera di polveri avvenuta nella regione desertica dell'Aralkum. L'analisi sinottica ha dimostrato la presenza di particolari condizioni atmosferiche che hanno permesso l'instaurarsi di un flusso di venti orientali e di intense correnti ascensionali, fattori che hanno giocato un ruolo fondamentale nel verificarsi dell'evento.

# Indice

<b>INTRODUZIONE</b> .....	<b>4</b>
<b>1.1. AEROSOL ATMOSFERICO</b> .....	<b>4</b>
1.1.1. Classificazione dimensionale .....	5
1.1.2. Processi di formazione e accrescimento.....	10
1.1.3. Sorgenti del particolato .....	11
1.1.3.1. Erosione dei venti .....	11
1.1.3.2. Altre sorgenti naturali .....	12
1.1.3.3. Sorgenti antropiche.....	13
1.1.4. Destino ambientale .....	14
1.1.4.1. Trasporto del particolato.....	14
1.1.4.2. Rimozione del particolato.....	15
1.1.5. Effetti dell'aerosol.....	17
1.1.5.1. Effetti sull'ambiente .....	17
1.1.5.2. Effetti sull'uomo.....	18
<b>1.2. FENOMENO DELLE POLVERI DESERTICHE</b> .....	<b>20</b>
<b>1.3. STRUTTURA VERTICALE DELL'ATMOSFERA</b> .....	<b>22</b>
1.3.1. Pressione.....	22
1.3.2. Temperatura .....	23
<b>1.4. AREA DI STUDIO E CONTESTO STORICO</b> .....	<b>24</b>
1.4.1. Deserto dell'Aralkum .....	25
1.4.2. Emilia-Romagna.....	27
1.4.3. Contesto storico.....	28
<b>MATERIALE E METODI</b> .....	<b>30</b>
<b>2.1 CAMPIONAMENTO E MISURA DELLA CONCENTRAZIONE DI PM10</b> .....	<b>30</b>
2.1.1. Campionatore .....	31
2.1.2. Filtri.....	32
2.1.3. Misura della concentrazione di PM10 .....	32
<b>2.2. OSSERVAZIONI SATELLITARI</b> .....	<b>33</b>
<b>2.3. ELABORAZIONE DEI DATI SATELLITARI (MAPPE DI RIANALISI E SIMULAZIONI DA MODELLI)</b> .....	<b>35</b>

<b>2.4. PROFONDITÀ OTTICA DELL’AEROSOL .....</b>	<b>37</b>
<b>2.5. ALTEZZA DI GEOPOTENZIALE .....</b>	<b>38</b>
<b>RISULTATI E DISCUSSIONE .....</b>	<b>41</b>
<b>3.1. RILEVAZIONI DELLE STAZIONI DI MONITORAGGIO ARPAE .....</b>	<b>41</b>
<b>3.2. TRAGITTO DEL PARTICOLATO .....</b>	<b>46</b>
3.2.1. Osservazioni fornite da MODIS .....	46
3.2.2. Simulazioni SDS-WAS.....	49
<b>3.3. ANALISI METEOROLOGICA .....</b>	<b>53</b>
3.3.1. Altezza di geopotenziale e flusso dei venti.....	53
3.3.2. Diminuzione del livello di tropopausa.....	55
<b>CONCLUSIONI .....</b>	<b>59</b>
<b>APPENDICE.....</b>	<b>61</b>
<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>62</b>

# Capitolo 1

## INTRODUZIONE

### 1.1. AEROSOL ATMOSFERICO

L'aerosol atmosferico, altrimenti detto particolato atmosferico (spesso abbreviato in PM, dall'inglese *particulate matter*), 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 (circa) di micrometri [Seinfeld and Pandis, 2006]. Il materiale particellare consiste in una miscela estremamente variegata e complessa di sostanze solide e/o liquide aventi dimensione, origine, forma, densità e composizione chimica molto variabili. In particolare, tra le proprietà elencate, la dimensione risulta essere tra le più importanti nello studio del particolato.

Una prima classificazione dell'aerosol che può essere fatta è la distinzione tra aerosol primario e aerosol secondario. Viene detto primario l'aerosol che viene immesso direttamente in atmosfera, mentre si definisce aerosol 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.

L'aerosol può avere sia origine naturale, come le polveri provenienti dall'erosione dei venti, il sale marino e il particolato dovuto all'attività vulcanica terrestre, che origine antropica, come ad esempio quello prodotto dalla combustione di combustibili fossili che avviene nei tubi di scappamento dei veicoli a motore o per il riscaldamento domestico.

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 and Pandis, 2006].

Il particolato può venire trasportato anche per lunghe distanze dai venti, e infine viene rimosso dall'atmosfera da due differenti meccanismi: deposizione sulla superficie terrestre per sedimentazione (deposizione secca) e 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 vari comparti della biosfera (idrosfera, litosfera, biosfera) causando effetti anche dannosi [Poschl, 2005].

### 1.1.1. Classificazione dimensionale

L'aerosol atmosferico è un sistema polidisperso composto da particelle con dimensioni che vanno da qualche nanometro a centinaia di micrometri, ricoprendo quindi un range di sei ordini di grandezza, come è possibile apprezzare in Fig. 1.1.

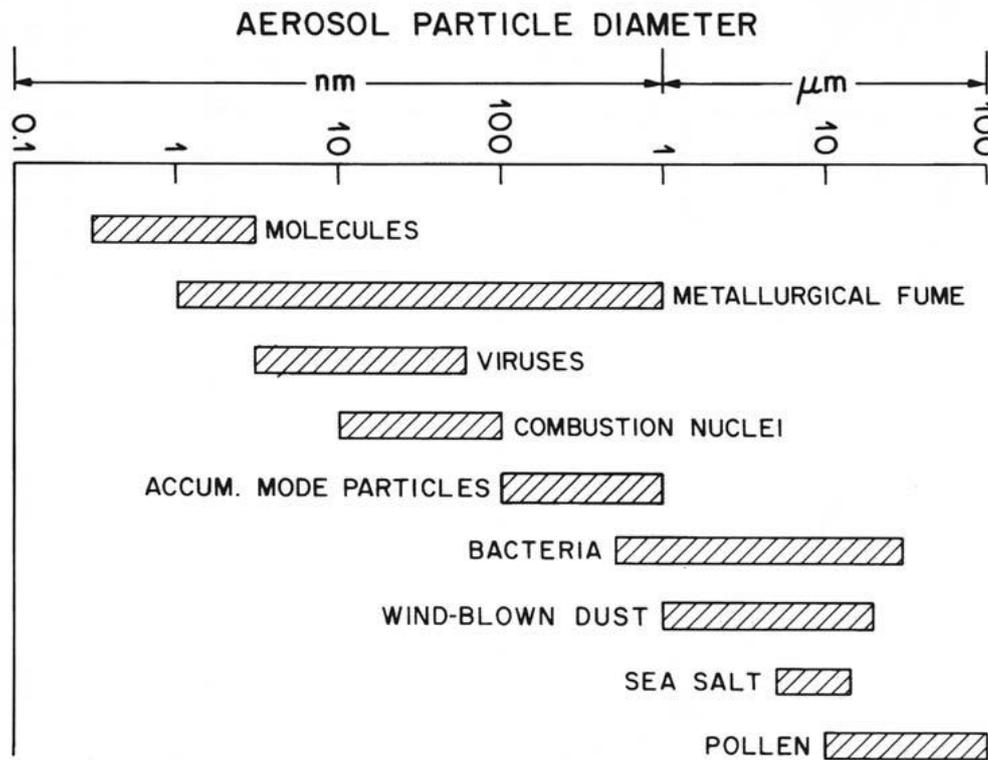


Fig. 1.1: Diametro caratteristico delle principali componenti dell'aerosol atmosferico. [Tiwary and Colls, 2010]

In genere le particelle di aerosol non presentano forma sferica e nella maggior parte dei casi non è possibile effettuare una misura dimensionale diretta, il che rende necessario adottare una classificazione dimensionale efficace sulla base delle proprietà fisiche piuttosto che di quelle geometriche. Un modo per caratterizzare il particolato a livello dimensionale è l'uso del *diametro aerodinamico* che permette di confrontare le proprietà dinamiche di due particelle con forme o densità differenti. Il diametro aerodinamico  $d_a$  di una particella è quindi definito come quello di una particella di forma e densità qualunque che assume lo stesso comportamento aerodinamico della particella, cioè la stessa velocità terminale (di sedimentazione)  $V_{term}$  a quella di una sfera di dimensioni e densità unitarie ( $\rho_0 = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ ).  $V_{term}$  viene espressa della relazione

$$V_{term} = \frac{\rho_{part} a^2 g C_c}{18\eta} \quad (1.1)$$

dove  $\rho_{part}$  è la densità della particella in questione,  $g$  l'accelerazione di gravità,  $\eta$  il coefficiente di viscosità dell'aria,  $d$  è il diametro della particella e  $C_c$  è il fattore correttivo di scivolamento di Cunningham (funzione di  $d$  e del cammino libero medio  $\lambda$ ) [Tiwary and Colls, 2010].

L'Eq. 1.1 si ricava uguagliando l'espressione della forza di trascinamento viscoso  $F_D$  di una particella che si muove in un gas e quella della forza gravitazionale  $F_G$ , definite nel caso di particella sferica come:

$$F_D = 3\pi\eta V d C_c \quad (1.2)$$

$$F_G = \rho_{part} \frac{\pi d^3}{6} g \quad (1.3)$$

in cui  $V$  è la velocità relativa tra il gas e la particella.

Quindi andando a studiare i processi di sedimentazione  $V$  risulterà corrispondere a  $V_{term}$  e come è possibile verificare l'Eq. 1.1 si ricava dall'uguaglianza tra le Eq. 1.2 e 1.3.

Per una particella che non ha forma sferica con diametro equivalente  $d_e$ , cioè il diametro di una sfera con stesso volume e densità, è necessario introdurre un fattore correttivo di forma  $F$  all'interno dell'espressione della forza di trascinamento viscoso:

$$F_D = F \cdot 3\pi\eta V d_e \quad (1.4)$$

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

$$V_{term} = \frac{\rho_{part} d_e^2 g C_c}{18\eta F}. \quad (1.5)$$

L'espressione della velocità terminale per la massa sferica di riferimento assume invece la forma

$$V_{term} = \frac{\rho_0 d_a^2 g C_c}{18\eta} \quad (1.6)$$

e quindi il diametro aerodinamico  $d_a$  può essere calcolato come segue [Tiwary and Colls, 2010]

$$d_a = d \left[ \frac{\rho_{part} C_{part} Re_{part}}{\rho_w C_w Re_w F} \right] \quad (1.7)$$

dove si è tenuto conto che  $\rho_0$  equivale alla densità dell'acqua  $\rho_w$  e si è usata l'espressione del numero di Reynolds  $Re = \rho_g V d / \eta$  ( $\rho_g$  densità del gas in cui avviene il moto,  $V$  velocità relativa del corpo rispetto al gas).  $C_{part}$  e  $C_w$  sono rispettivamente i fattori di scivolamento di Cunningham relativi alla particella e alla massa equivalente di acqua. Per determinare se il regime sia molecolare, viscoso o di transizione si fa riferimento al numero di Knudsen  $K_n$  definito come:

$$K_n = \frac{\lambda}{L} \quad (1.8)$$

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:  $0.01 < K_n < 1$ .

In base al diametro aerodinamico l'aerosol si divide convenzionalmente in **tre classi dimensionali**:

- 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 ( $d_a > 2.5\mu\text{m}$ ).

A volte, la soglia tra particelle grossolane e fini viene posta a  $1\mu\text{m}$  anziché a  $2.5\mu\text{m}$ .

Inoltre, il particolato viene comunemente indicato come  $\text{PM}_x$ , dove  $x$  rappresenta il diametro aerodinamico massimo delle particelle considerate. Gli indicatori più utilizzati sono il  $\text{PM}_{10}$  e il  $\text{PM}_{2.5}$  con il quale si definiscono rispettivamente il materiale particolato con diametro aerodinamico inferiore o uguale a  $10\mu\text{m}$  e  $2.5\mu\text{m}$ .

La dimensione delle particelle di aerosol dipende da fattori come la loro origine e i processi che esse subiscono in atmosfera. Inoltre, ognuna delle tre classi presenta differenze in termini di meccanismi di rimozione, composizione e dunque metodi di misurazione, nonché capacità di penetrazione nell'apparato respiratorio umano. Quindi questa distinzione tra particelle fini e grossolane è fondamentale all'interno di ogni discussione che sia di carattere fisico, chimico o riguardante gli effetti dell'aerosol sulla salute.

I fenomeni che influenzano le dimensioni del particolato sono mostrati in maniera schematica in Fig. 1.2, che descrive una tipica distribuzione superficiale dell'aerosol atmosferico. Inoltre, in Figura 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.

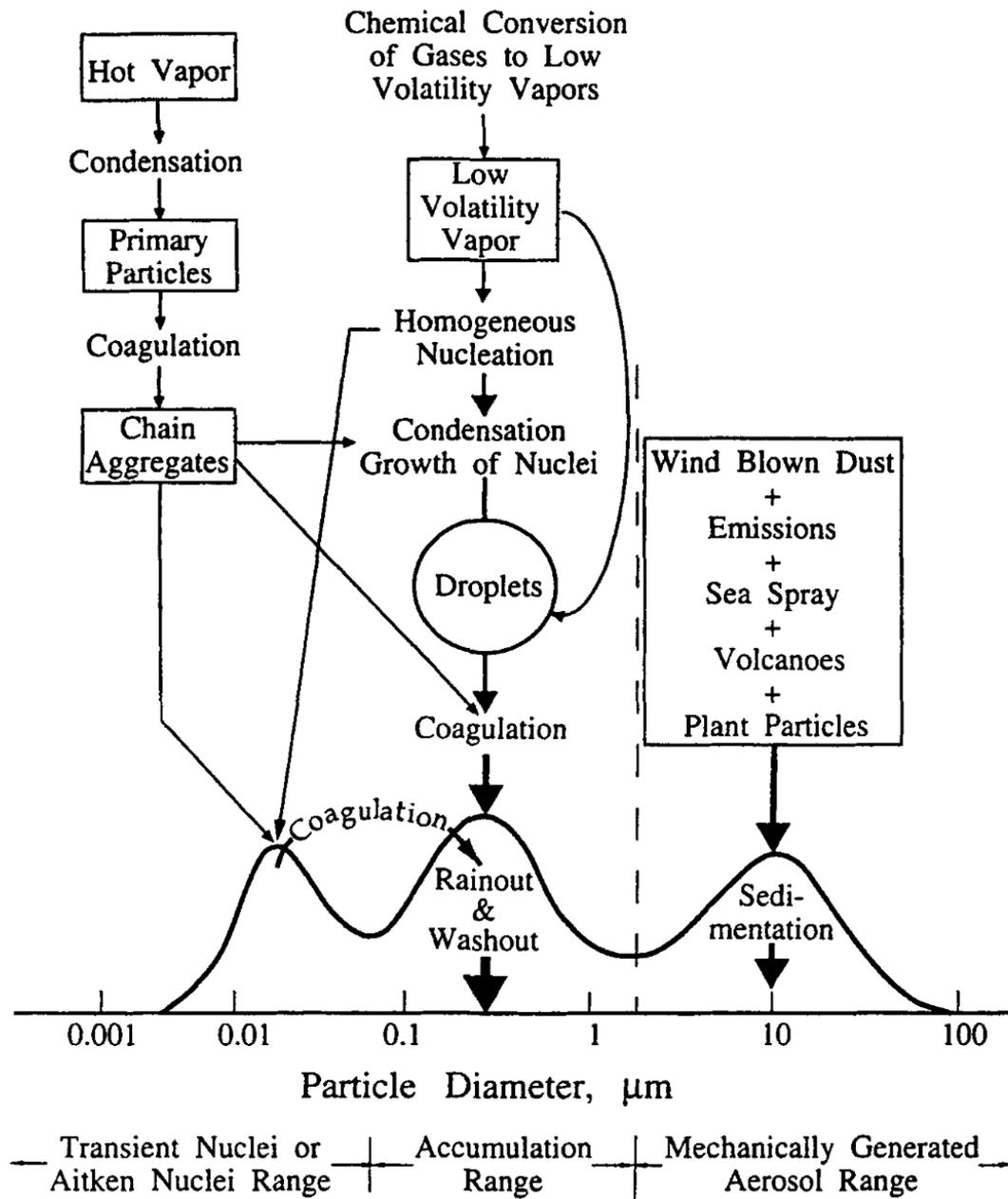


Fig. 1.2: Distribuzione superficiale schematica dell'aerosol atmosferico. Principali sorgenti e meccanismi di formazione e rimozione. [Seinfeld and Pandis, 2006]

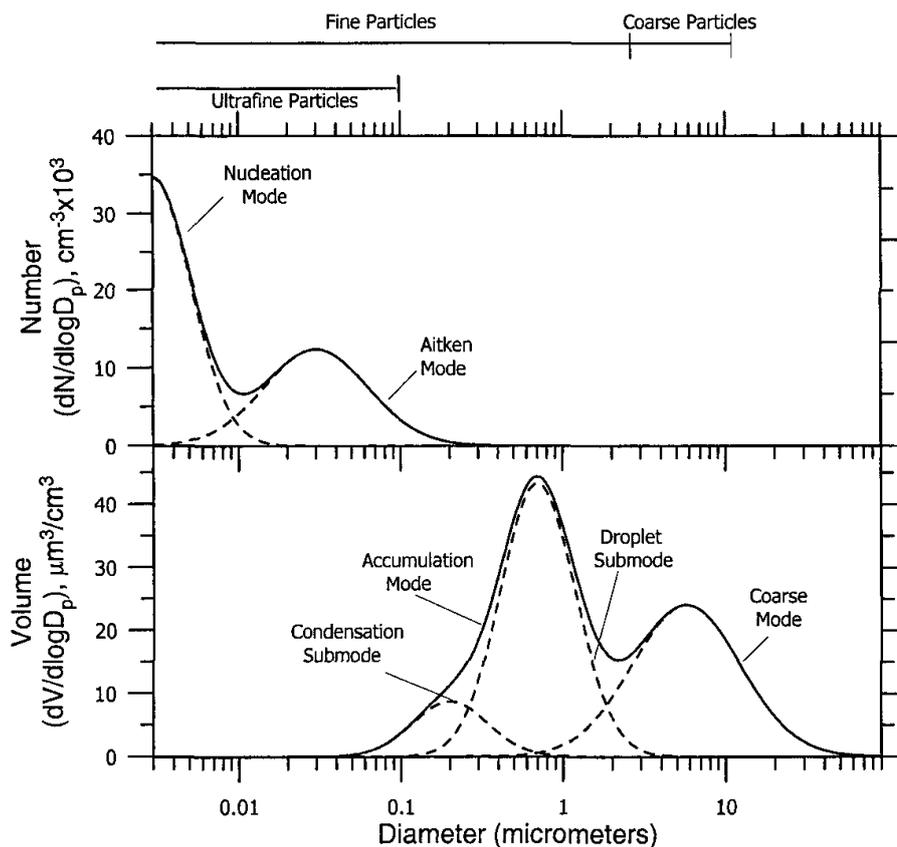


Fig. 1.3: Tipica distribuzione numerica (a) e di volume (b) dell'aerosol atmosferico, nelle quali vengono evidenziati i differenti modi. [Seinfeld and Pandis, 2006]

In Fig. 1.3 vengono riportate la distribuzione numerica e quella volumetrica o di massa (la densità è considerata uniforme) del particolato atmosferico. Dai due grafici si distinguono **quattro modi differenti** in cui viene classificato l'aerosol in base alla dimensione e ai processi di formazione e di trasformazione nei quali sono coinvolte le particelle (*nucleation mode*, *Aitken mode*, *accumulation mode* e *coarse mode*). In figura i grafici vengono rappresentati con in ascissa il diametro aerodinamico espresso in scala logaritmica con lo scopo di riuscire a rappresentare l'ampio intervallo dimensionale di interesse.

Il **nucleation mode** è costituito da particelle con picco numerico a diametri attorno a 10-12 nm. Queste particelle si vengono a formare da vapori che, subendo processi di reazione/condensazione (o meglio reazioni gas-particella) passano dallo stato di molecola libera ad aggregati di particelle (*clusters*) ed infine a particelle con picco numerico in coincidenza del valore precedentemente indicato.

L'**Aitken mode** è riferito alle particelle con diametro compreso tra i 10 nm e 100 nm, ed ha un picco numerico attorno a diametri di 70-80 nm. Queste particelle 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**, che comprende le particelle all'interno del range dimensionale 0.1-2  $\mu\text{m}$  circa, con picco numerico tra 300 e 700 nm, si forma a partire dalle precedenti mode di distribuzione attraverso processi di collisione, coagulazione e coalescenza. I tempi di residenza di questo modo sono compresi tra i 7-10 giorni e durante questo intervallo temporale possono essere trasportati anche per lunghe distanze. Il principale processo di rimozione di questo tipo di particolato sono le deposizioni umide e in loro assenza avviene l'accumulo di particelle in questo regime, da qui il nome del modo.

Il **coarse mode** 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. A causa della rapidità dei processi di coagulazione in cui queste particelle sono coinvolte o a causa dell'impatto con la superficie, il tempo di vita delle particelle ultrafini risulta essere molto breve, dell'ordine dei minuti o ore [Lagzi et al., 2013]. Lo stesso vale per le particelle appartenenti alla moda grossolana che a causa della loro massa elevata hanno tempi di residenza in atmosfera molto ridotti come conseguenza dei tempi rapidi di sedimentazione. [Seinfeld and Pandis, 2006; Lagzi et al., 2013]

Focalizzandosi sulla distribuzione numerica, Fig. 1.3a, si nota come le particelle con diametro superiore ai 0.1  $\mu\text{m}$  portino un contributo trascurabile rispetto a quelle con diametro inferiore. I due modi che tipicamente dominano la distribuzione numerica di aerosol sono il *nucleation mode* e l'*Aitken mode*.

Spostando l'attenzione sulla distribuzione volumetrica (o di massa), Fig. 1.3b, la situazione si inverte, infatti, le particelle ultrafini che presentano una concentrazione numerica molto alta, per quel che riguarda il contributo nella distribuzione volumetrica risultano essere trascurabili. La distribuzione presenta quindi due picchi a cui sono associati due ulteriori modi del particolato, l'*accumulation mode* e il *coarse mode*.

### 1.1.2. Processi di formazione e accrescimento

La formazione e l'accrescimento, per particelle fini e ultrafini, può sostanzialmente avvenire tramite tre processi:

1. 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 sovrasaturazione), questo causa la creazione di nuclei di condensazione che possono presentarsi in stato sia solido che liquido.

2. Nucleazione eterogenea: condensazione di molecole gassose, le quali danno luogo a nuclei di particelle sulla superficie di particelle differenti.
3. Coagulazione: più particelle solide si uniscono tra loro a seguito delle collisioni che avvengono. È tra i principali meccanismi di formazione per le particelle di dimensione maggiore.

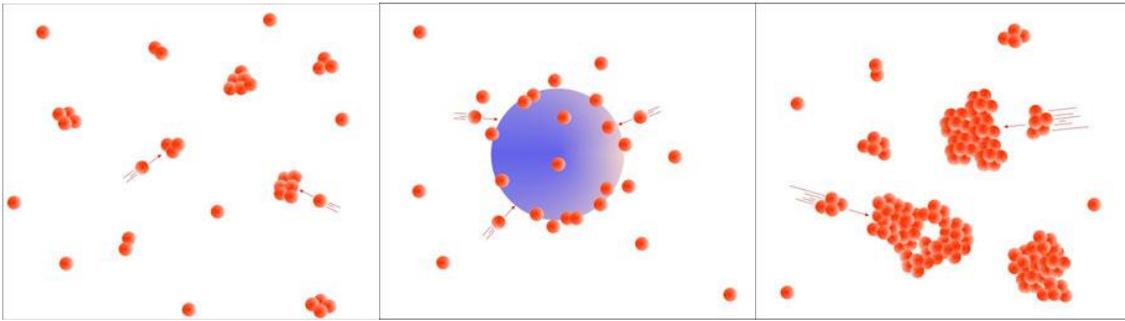


Fig. 1.4: Processi di formazione e accrescimento dell'aerosol atmosferico. Da sinistra, nucleazione omogenea, nucleazione eterogenea e coagulazione. [Lagzi et al., 2013]

### 1.1.3. Sorgenti del particolato

L'aerosol può essere immesso in atmosfera da sorgenti differenti che possono essere di origine naturale o antropica, in questa sezione si vogliono illustrare quelle principali. In Tab. 1.1 è riportata una stima dei contributi annui delle principali sorgenti.

#### 1.1.3.1. Erosione dei venti

La gran parte dell'aerosol primario di origine naturale è generato dalla erosione crostale dei venti e dalla risospensione delle polveri in atmosfera, in questa sezione ci si vuole concentrare su questo tipo di fenomeno in quanto è stato ritenuto la causa del trasporto di polveri oggetto di questa tesi.

L'erosione dei venti è alla base di eventi come tempeste di sabbia, formazione di dune, erosione del suolo ed eventi di "pioggia rossa". L'azione dei venti mette in moto le particelle del terreno, quando queste ultime vanno a collidere con altre particelle può capitare che subiscano delle spinte in verticale che permettono di distaccarsi dal terreno. Siccome il tempo di rilassamento delle particelle è confrontabile con quello che impiegherebbero per tornare al suolo alla loro velocità di sedimentazione, avviene che questi corpuscoli vengano accelerati alla velocità che il vento possiede a quell'altezza (che può essere 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. Da misure effettuate durante un trasporto di sabbia proveniente dal Sahara si è riscontrato che le particelle misurate presentavano una diminuzione del diametro con l'aumentare della distanza di osservazione dalla sorgente: in prossimità del deserto il diametro aerodinamico mediano della distribuzione di massa risultava assumere valori oltre i 50  $\mu\text{m}$ , mentre a 5000 km scendeva a 2-3  $\mu\text{m}$  [Tiwary and Colls, 2010].

Le principali sorgenti di questo tipo di particolato si trovano nell'emisfero boreale e sono la penisola araba, gli Stati Uniti Sud-orientali e i deserti del Gobi e Sahara.

### **1.1.3.2. Altre sorgenti naturali**

Un'altra sorgente naturale che contribuisce sostanzialmente alla generazione di aerosol sono le superfici marine. Ogni volta che un'onda si infrange o una bolla si rompe molte gocce d'acqua fluiscono nell'aria e a seguito dell'evaporazione dell'acqua vi rimangono solo i sali marini. Ogni anno circa 10 miliardi di tonnellate di sali marini vengono generati in questo modo dalla superficie degli oceani e dei mari, come è riportato in Tab. 1.1.

Altre sorgenti naturali di aerosol primario sono i vulcani, gli incendi boschivi, le spore e i pollini. I processi naturali sono responsabili della 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. La formazione di aerosol di acido solforico avviene anche in stratosfera (v. Sez. 1.2) tramite la fotolisi del solfuro di carbonile [Tiwary and Colls, 2010]. La biosfera vegetale è inoltre responsabile del rilascio di piccoli quantitativi di carbonio elementare (dovuto a incendi boschivi naturali), ma soprattutto di notevoli quantità di VOC (*volatile organic compounds*, ossia composti organici volatili), i quali presentano un'elevata probabilità di subire processi di nucleazione [Koch *et al.*, 2000].

Sorgente	Flusso stimato (Tg anno <sup>-1</sup> )	Dimensioni particelle
<b>Naturale</b>		
<b>Primario</b>		
Mineral dust	1490	Princ. grossolana
Seasalt	10100	Grossolana
Polvere vulcanica	30	Grossolana
Detriti organici	50	Grossolana
<b>Secondario</b>		
Solfati da DMS	12,4	Fine
Solfati da SO <sub>2</sub> vulcanica	20	Fine
Aerosol organico da VOC biogenici	11,2	Fine
<b>Totale naturale</b>	<b>11713,6</b>	
<b>Antropico</b>		
<b>Primario</b>		
Industrial dust (no black carbon)	100	Fine e grossolana
Black carbon	12	Princ. fine
Aerosol organico	81	Fine
<b>Secondario</b>		
Solfati da SO <sub>2</sub>	48,6	Fine
Nitrati da NO <sub>x</sub>	21,3	Fine
<b>Totale Antropogenico</b>	<b>262,9</b>	
<b>Totale</b>	<b>11976,5</b>	

Tab. 1.1: Stima dei flussi annui di materiale particolato, suddiviso in base alla sorgente e alle dimensioni. [Seinfeld & Pandis, 2006]

### 1.1.3.3. Sorgenti antropiche

Le sorgenti antropiche di particolato sono molteplici, come ad esempio le attività di combustione, fusione, macinazione, rottura o di nebulizzazione di particelle di aerosol, ma anche l'abrasione degli pneumatici o dei freni dei veicoli a motore. A seconda della distribuzione dimensionale iniziale, una proporzione variabile di queste particelle prodotte risulterà abbastanza fine da rimanere in sospensione nell'aria [Tiwary and Colls, 2010]. Mentre su scala globale l'aerosol primario e secondario di origine antropica risulta essere in minoranza rispetto a quello naturale, nelle aree urbane ed industriali l'aerosol di origine antropogenica risulta il più rilevante.

Dai processi citati trovano origine polveri primarie fini, costituite principalmente da black carbon (carbonio elementare). Durante i processi di combustione vengono rilasciati nell'atmosfera anche idrocarburi volatili incombusti, i quali sono precursori di aerosol secondario organico. Sono presenti anche sorgenti antropiche di particolato, principalmente primario, non legate a processi di combustione, come ad esempio le attività estrattive e edilizie, l'usura delle componenti meccaniche degli autoveicoli (freni, motore, pneumatici) e l'abrasione del manto stradale ad opera del traffico veicolare; queste attività rappresentano principalmente sorgenti di particelle grossolane.

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.

Sebbene il 90% degli 11 miliardi di tonnellate di aerosol prodotte ogni anno sia di origine naturale, il particolato antropico ha effetti profondi nell'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 and Colls, 2010]. La distribuzione dimensionale è abbastanza variabile in aree urbane con un'alta concentrazione di particelle fini ( $d_a < 0.1\mu\text{m}$ ) nelle vicinanze di una sorgente per poi diminuire rapidamente all'aumentare della distanza da essa [Seinfeld and Pandis, 2006].

#### **1.1.4. Destino ambientale**

##### **1.1.4.1. Trasporto del particolato**

A seguito dell'emissione, l'aerosol può venire trasportato per distanze molto lunghe a seconda dei tempi di residenza in atmosfera. In base alla dimensione delle particelle, alla composizione chimica e alle condizioni meteorologiche, quindi ai processi in cui sono coinvolte le diverse particelle, i tempi di residenza in aria possono variare di molto. In particolare, è stato verificato che l'aerosol con diametro aerodinamico maggiori di  $10\mu\text{m}$  presenta tempi di residenza ridotti, mentre le polveri più fini possono rimanere sospese per tempi prolungati (circa una settimana). In condizioni di venti intensi, può capitare che anche il particolato grossolano possa rimanere in sospensione diversi giorni e quindi percorrere migliaia di km [Coude-Gaussen et al., 1987], il che avviene soprattutto a seguito della presenza di forti venti e correnti ascensionali.

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 dovuti al tempo richiesto da questo processo e alle dimensioni relativamente piccole delle particelle prodotte.

#### 1.1.4.2. Rimozione del particolato

L'aerosol può infine venire rimosso tramite deposizione secca (processo di sedimentazione) o umida (tutti i processi precipitativi: pioggia, neve, grandine...).

La **deposizione secca**, anche detta *fall out*, ed è un processo fortemente dipendente dalle dimensioni della particella. Si può quindi verificare deposizione di tipo diffusivo turbolento (coagulazione di particelle) nel caso di particelle fini ( $d_a < 1 \mu\text{m}$ ) o di tipo gravitazionale per diametri maggiori ( $d_a > 1 \mu\text{m}$ ). È stimato che circa il 10-20% della massa di aerosol venga rimosso tramite questo processo [Wallace and Hobbs, 2006].

La deposizione secca può avvenire attraverso differenti processi:

- **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.
- **Diffusione browniana:** particelle soggette a moto casuale possono collidere tra loro (coagulazione termica) o con ostacoli più grandi. È un processo di rimozione particolarmente importante per particelle con  $d_a < 0.2 \mu\text{m}$  e aumenta al diminuire della dimensione. Fa eccezione il caso in cui la diffusione browniana avvenga su strati superficiali dell'ordine del millimetro, in questa situazione la diffusione diventa rilevante anche per particelle più grandi.

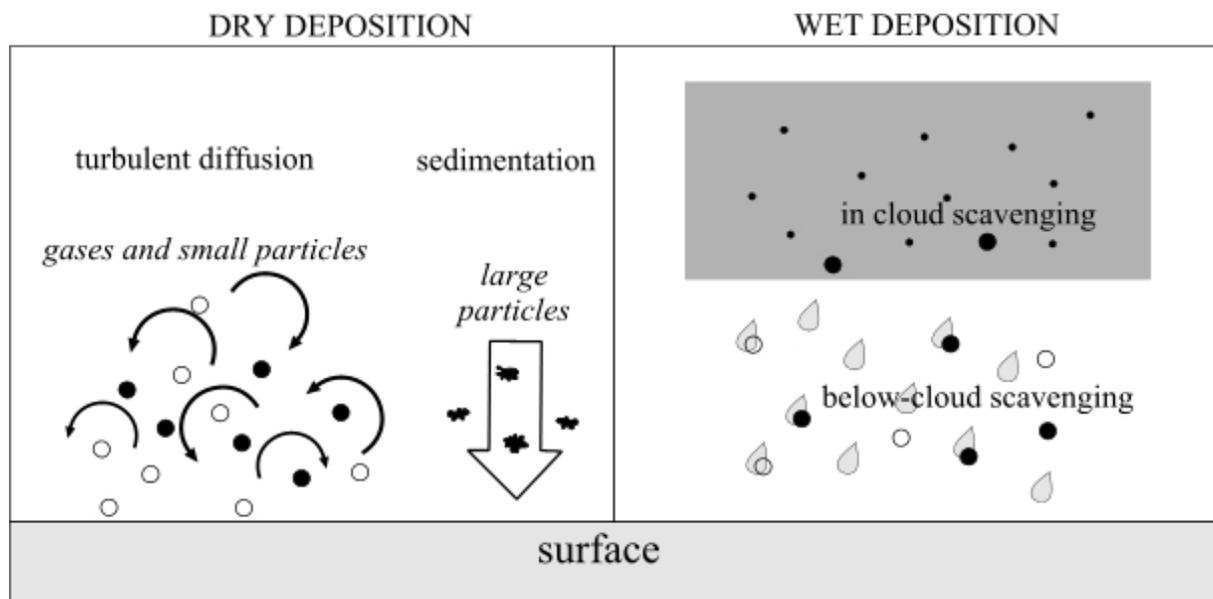


Fig. 1.5: Processi di deposizione secca ed umida. [Lagzi et al., 2013]

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 di circa  $2 \mu\text{m}$ . Si distingue tra fenomeni di *rainout* e *washout*. Con il termine *rainout* si intende l'incorporazione delle particelle di aerosol atmosferico nelle gocce della stessa nube (*scavenging in-cloud*), le quali possono in seguito cadere come pioggia, mentre il fenomeno del *washout* è la rimozione del particolato attraverso l'impatto e l'incorporazione in idrometeore o neve all'interno o all'esterno 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, risultando estremamente efficace. Il secondo meccanismo risulta meno efficace a causa della ridotta probabilità di collisione tra gocce in caduta dalle nubi e particelle di aerosol. Infatti, affinché la collisione possa avvenire, sono necessari tre passaggi: la particella deve essere presente in concomitanza ad acqua condensata, così da essere rimossa dalle idrometeore e raggiungere infine la superficie terrestre. Circa l'80% dell'aerosol atmosferico è rimosso per deposizione umida [Wallace and Hobbs, 2006].

### **1.1.5. Effetti dell'aerosol**

L'aerosol è uno degli elementi di maggiore importanza nella qualità dell'aria della bassa atmosfera e può essere dannoso sia per l'ambiente che per la salute umana.

#### **1.1.5.1. Effetti sull'ambiente**

L'aerosol atmosferico esercita numerosi effetti sull'ambiente, ed in particolare sul clima e sulla visibilità. Infatti, l'aerosol atmosferico gioca un ruolo importante nel bilancio radiativo terrestre tramite i processi di scattering e assorbimento sia delle radiazioni solari a corta lunghezza d'onda che di quelle terrestri a onda lunga. Con bilancio radiativo si intende la differenza tra radiazione entrante, assorbita dalla Terra, e quella riemessa dalla stessa.

Come esposto precedentemente, il particolato è anche coinvolto nella formazione di nubi e precipitazioni svolgendo la funzione di nucleo di condensazione (*Cloud Condensation Nuclei*, CCN) e inoltre influenza l'abbondanza e la distribuzione atmosferica dei gas traccia attraverso reazioni chimiche. Si definiscono gas traccia quelli che presentano una concentrazione minore in atmosfera (rappresentano circa l'1%), ma molti dei quali sono ritenuti responsabili dell'effetto serra.

L'aerosol esercita quindi molti effetti sul bilancio climatico della Terra. L'effetto netto dell'aerosol sul clima non è però monodirezionale ed è ancora piuttosto incerto, infatti le forzanti climatiche dovute all'aerosol possono essere di due tipi, dirette o indirette.

Con effetto diretto dell'aerosol sul clima ci si riferisce agli effetti esercitati dall'aerosol sulla radiazione ad onda corta proveniente dal Sole e sulla radiazione ad onda lunga emessa dalla superficie terrestre. Questo effetto dipende dalle proprietà fisiche e chimiche dell'aerosol quali dimensione, igroscopicità e indice di rifrazione complesso. In particolare, alcune particelle di aerosol sono in grado di riflettere parzialmente la radiazione solare ad onda corta, dando luogo al raffreddamento dell'atmosfera terrestre. Allo stesso tempo, però, altre particelle di aerosol (soprattutto da parte di *black carbon* e *soot*) sono in grado di assorbire la radiazione terrestre ad onda lunga, causando al contrario un riscaldamento dell'atmosfera [Lagzi et al., 2013].

Nelle forzanti indirette dell'aerosol rientra la formazione delle nubi attraverso i nuclei di condensazione. Questo tipo di fenomeno avviene nella troposfera a seguito della condensazione del vapore acqueo sul particolato in condizioni di sovrasaturazione dell'aria. A seconda delle proprietà e della concentrazione dell'aerosol possono essere influenzate le caratteristiche delle nubi quali il loro tempo di vita e delle precipitazioni. Questo tipo di processo porta ad un aumento dell'effetto albedo dell'atmosfera, cioè alla riflessione di una percentuale maggiore della radiazione solare [Lagzi et al., 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), Fig. 1.6, mitigandone il riscaldamento dovuto all'azione dei gas serra.

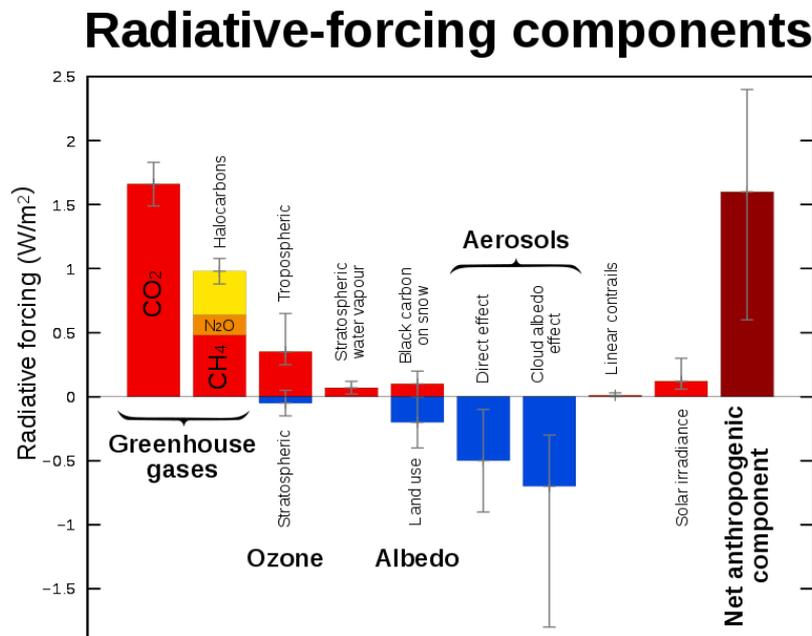


Fig. 1.6: Componenti della forzante radiativa terrestre. [IPCC, 2007]

L'aerosol può essere anche responsabile di fenomeni di riduzione di visibilità, 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 e fa quindi interferenza con la radiazione visibile [Mancoor and Kulshrestha, 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 aumenta la sua sezione d'urto disperdendo maggiormente la luce [Moses et al., 2017].

### 1.1.5.2. Effetti sull'uomo

Diversi studi hanno dimostrato una correlazione tra l'esposizione prolungata al particolato atmosferico e l'insorgenza di alcune patologie, anche mortali, di tipo cardiovascolare e respiratorio [Hoek et al., 2013]. La dimensione dell'aerosol influenza la quantità di particelle inalate

e il livello del sistema respiratorio coinvolto, minore è il diametro e più in profondità il particolato può intaccare le vie respiratorie, Fig. 1.7. Ad oggi le particelle fini e ultrafini sono considerate le più dannose e causa dei maggiori danni sulla salute umana: maggiore è la concentrazione di queste particelle e più alto è il tasso di mortalità della popolazione [Seaton et al., 1995; Schwartz and Neats, 1998]. Donaldson et al. [2005] hanno dato una stima di circa 200 miliardi 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 dà origine a processi infiammatori indipendentemente dalla loro composizione. Il particolato induce una risposta infiammatoria attraverso la modifica della permeabilità delle vie respiratorie legata a fenomeni ossidativi. 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 et al., 2018; Tositti, 2018]. Al PM10 fanno riferimento alcune normative ma, come abbiamo visto, i PM2.5 e PM1 hanno effetti maggiori e 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 PM2.5 come riferimento delle polveri sottili in aria.

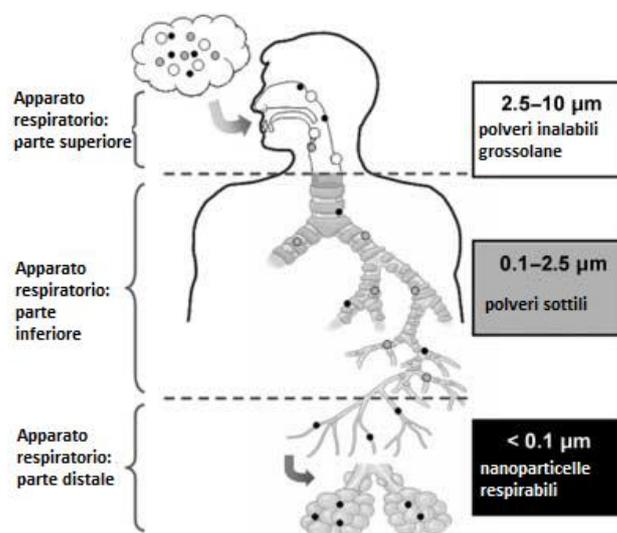


Fig. 1.7: Distribuzione delle particelle all'interno delle vie respiratorie in base alla dimensione dell'aerosol. [[anteritalia.org/inquinamento-atmosferico-quali-effetti-sulla-salute/](http://anteritalia.org/inquinamento-atmosferico-quali-effetti-sulla-salute/)]

## 1.2. FENOMENO DELLE POLVERI DESERTICHE

Nelle zone aride del nostro pianeta, a causa della scarsità delle piogge e dell'erosione del suolo da parte dei venti che ne consegue e che le caratterizza, la formazione di aerosol costituito da polveri e minerali di diversa composizione e dimensione risulta essere particolarmente elevata rispetto a quanto avviene al di sopra delle altre terre emerse. Il particolato che trova origine tramite questi processi è per lo più costituito da polveri grossolane che, non potendo essere trasportate per lunghe distanze data la loro dimensione, sono responsabili della formazione delle dune desertiche [Schütz et al., 1990]. La variabilità climatica locale e su larga scala, le attività di deforestazione, di distruzione della vegetazione e di estinzione di specie ed infine l'effetto serra sono tutti fattori correlati al trasporto di polveri per lunghe distanze. Inoltre, il trasporto di particolato necessita di condizioni meteorologiche adeguate, in particolare riguardo la velocità del vento. La mobilità eolica, infatti, ha luogo quando il vento supera un determinato valore di velocità, chiamato punto critico. Tale valore viene determinato dall'equazione di Bagnold:

$$v_{critica} = A \sqrt{\frac{(\rho_p - \rho_a)}{\rho_a} g d} \quad (1.9)$$

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.

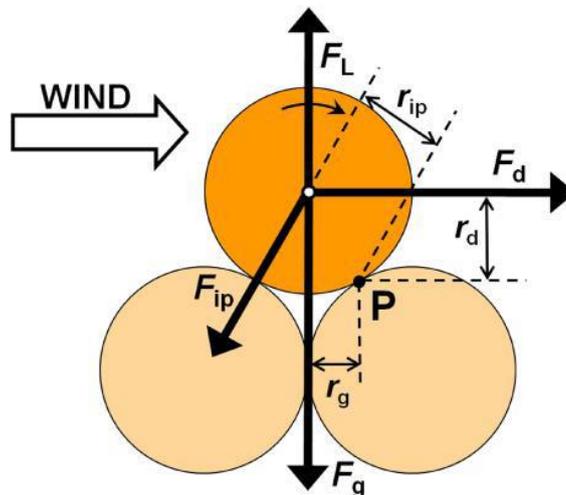


Fig. 1.8: Schema delle forze agenti su una particella sferica sotto l'azione del vento. [Kok et al., 2012]

In Fig. 1.8. 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,  $F_g$  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, 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 particelle con  $d_a < 20 \mu\text{m}$  possono ricoprire grandi distanze [Molinaroli and Masiol, 2006].

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 [Brattich et al., 2015].

### 1.3. STRUTTURA VERTICALE DELL'ATMOSFERA

La struttura verticale dell'atmosfera terrestre viene definita principalmente dalle variabili pressione e temperatura. All'interno di questa sezione si vuole fornire una breve descrizione con lo scopo di rendere più comprensibile l'analisi meteorologica esposta nel Cap. 3.

#### 1.3.1. Pressione

La pressione atmosferica decresce esponenzialmente all'aumentare dell'altezza  $z$  secondo la legge

$$p \cong p_0 e^{-z/H} \quad (1.9)$$

dove  $H$  è il fattore di scala e determina la decrescita esponenziale della pressione con l'altezza, mentre  $p_0$  è la pressione di un determinato livello di riferimento, di solito viene preso il livello del mare ( $z = 0$ ). Entro i 100 km di altitudine l'atmosfera presenta un fattore di scala pari a circa 7-8 km.

Dividendo per  $p_0$  l'Eq. 1.9 e prendendo la forma logaritmica naturale dell'equazione si ottiene la relazione

$$\ln \frac{p}{p_0} \cong -\frac{z}{H} \quad (1.10)$$

che fornisce una stima dell'altezza dei vari livelli di pressione nell'atmosfera terrestre (v. Altezza di geopotenziale, Sez. 2.5).

La densità dell'aria atmosferica presenta una decrescita con l'altezza del tutto analoga a quella della pressione (Fig. 1.9). Questa variazione verticale della pressione e della densità risulta essere, in genere, molto più intensa rispetto alle variazioni orizzontali e temporali. Quindi è utile definire una atmosfera standard che rappresenta la struttura media orizzontale e temporale dell'atmosfera come sola funzione dell'altezza [Wallace and Hobbs, 2006].

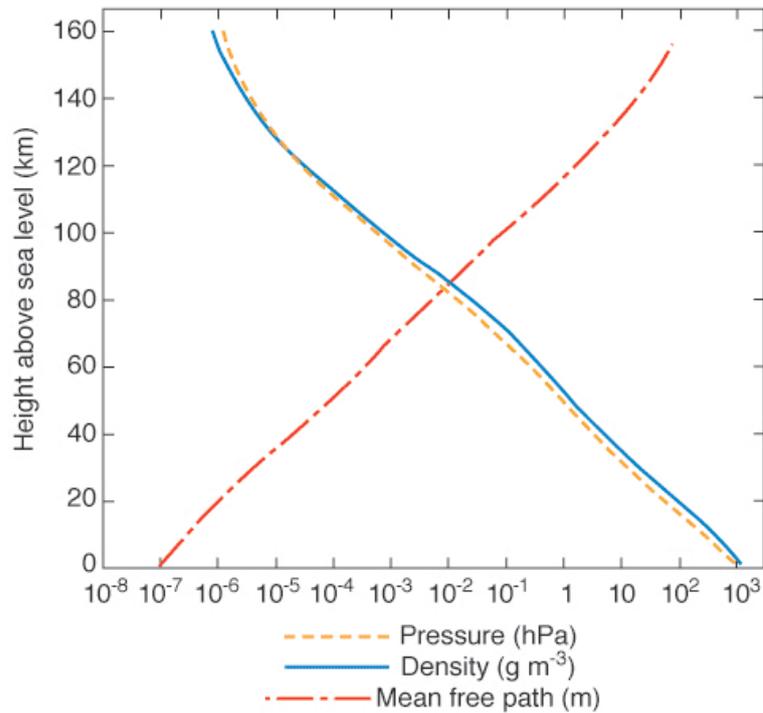


Fig. 1.9: Profilo verticale della pressione (hPa) e della densità (g m<sup>-3</sup>). [Wallace and Hobbs, 2006]

### 1.3.2. Temperatura

La struttura verticale della temperatura in atmosfera in condizioni normali, mostrata in Fig. 1.10, prevede la divisione della stessa in quattro livelli (*troposfera*, *stratosfera*, *mesosfera* e *termosfera*), il limite superiore di ogni strato è denotato con il suffisso pausa (*tropopausa*, *stratopausa* e *mesopausa*).

La *troposfera* (dal greco cambiamento) è caratterizzata da una decrescita del valore di temperatura con l'altezza, con un gradiente termico verticale  $\Gamma \sim 6.5 \text{ }^\circ\text{C/km}$ . L'aria della troposfera rappresenta l'80% della massa dell'atmosfera e contiene la quasi totalità del vapore acqueo presente nell'aria. Inoltre, subisce un continuo rimescolamento attraverso i moti convettivi d'aria e viene ciclicamente ripulita dall'aerosol a seguito dei fenomeni precipitativi che vi avvengono. L'estremo superiore della troposfera è denominato *tropopausa* e l'altezza in cui avviene l'inversione del gradiente di temperatura.

La *stratosfera* è caratterizzata quindi da un aumento della temperatura con l'altezza, il gradiente termico verticale ha segno negativo, e da una forte inibizione dei moti d'aria verticali. Il processo di formazione delle nubi in stratosfera gioca un ruolo molto limitato nei processi di rimozione di particelle a seguito di eruzioni vulcaniche e attività umane rispetto alla troposfera. Di conseguenza i tempi di residenza del particolato in questo livello dell'atmosfera sono molto più estesi.

L'aria stratosferica è estremamente secca e ricca di ozono. L'assorbimento delle radiazioni ultraviolette da parte dello strato d'ozono stratosferico è di fondamentale importanza per l'abitabilità della Terra. Il riscaldamento dovuto a questo assorbimento è responsabile delle temperature di picco  $\sim 50\text{ }^{\circ}\text{C}$  che definiscono il livello della *stratopausa*.

Nella *mesosfera* avviene un'ulteriore inversione del gradiente di temperatura, la quale ritorna a diminuire con l'altezza fino al raggiungimento di un minimo definente la *mesopausa*.

In *termosfera* la temperatura ritorna a crescere, questo fenomeno si deve all'assorbimento delle radiazioni solari a seguito dei processi di fotolisi e fotoionizzazione che coinvolgono le molecole diatomiche di azoto e ossigeno in questo strato.

La temperatura negli strati più esterni dell'atmosfera, invece, varia in funzione delle emissioni di radiazioni ultraviolette e di raggi X da parte della atmosfera solare [Wallace and Hobbs, 2006].

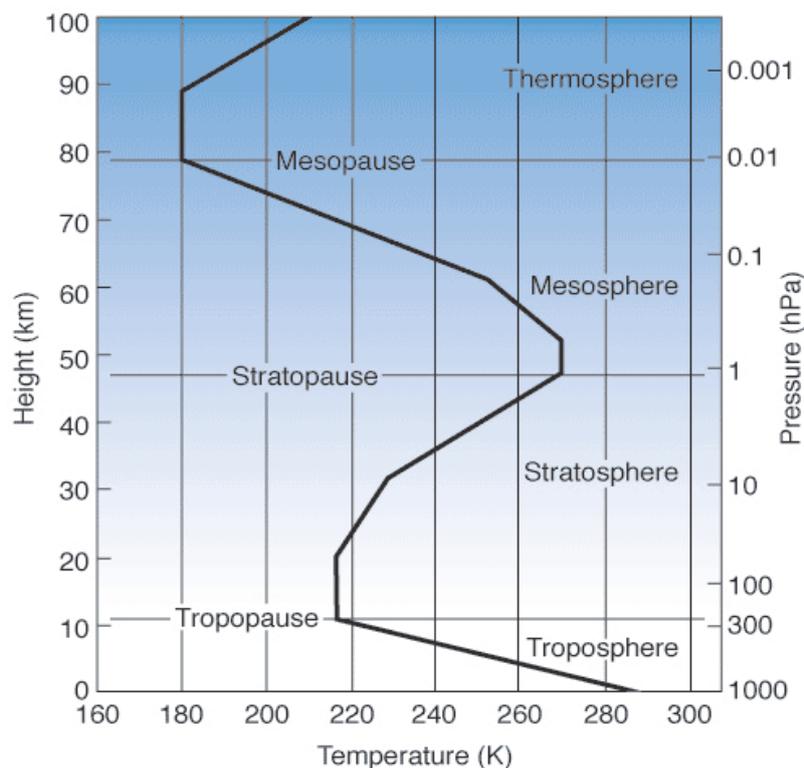


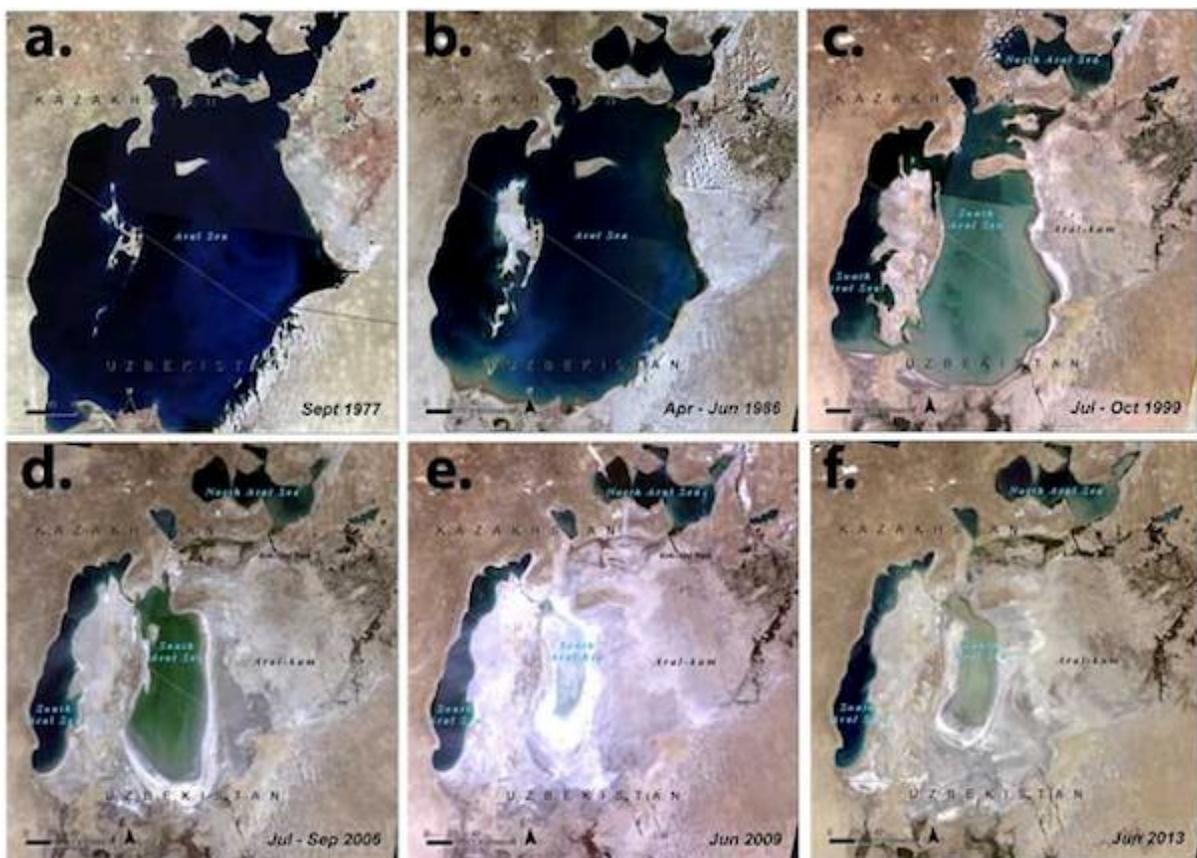
Fig. 1.10: Profilo verticale della temperatura (K) in atmosfera. [Wallace and Hobbs, 2006]

#### 1.4. AREA DI STUDIO E CONTESTO STORICO

L'evento di trasporto di polveri analizzato all'interno di questo lavoro tesi ha interessato principalmente due aree geografiche, il deserto dell'Aralkum, dal quale proviene il particolato osservato, e l'Emilia-Romagna, la regione dove sono stati rilevati i dati presi in esame relativi alla concentrazione di PM10.

È importante anche specificare il contesto storico in cui è avvenuta l'osservazione di queste alte concentrazioni di aerosol, infatti nei mesi di gennaio-febbraio del 2020 in Italia ha avuto inizio l'emergenza sanitaria dovuta alla pandemia del virus SARS-COV2. Le misure di contenimento dell'epidemia in Italia hanno previsto, a partire dal 22 marzo, l'imposizione di un lockdown totale che tra i vari effetti di carattere sanitario, sociale ed economico ha avuto anche quello dell'abbattimento delle emissioni di aerosol associate al traffico, anche se la reale diminuzione dei livelli di aerosol in atmosfera nel periodo risulta ancora controversa e dibattuta, a causa dei numerosi processi sorgenti in cui è coinvolto l'aerosol, esposti in precedenza.

#### 1.4.1. Deserto dell'Aralkum



*Fig. 1.11: Progressiva desertificazione del lago Aral dal 1977 al 2013. [Riprodotta da WMO, /public.wmo.int/en/resources/bulletin/future-of-aral-sea-lies-transboundary-co%E2%80%93operation]*

La regione desertica dell'Aralkum è situata al confine tra Uzbekistan e Kazakistan e si tratta di un deserto di recente formazione a seguito della quasi totale essiccazione del Lago Aral, per ragioni di tipo antropico.

Il lago Aral, che inizialmente rappresentava il quarto lago al mondo per estensione, oggi ricopre una superficie pari al 10% e possiede un volume minore del 10% rispetto ai valori iniziali. Il progressivo abbassamento del livello delle acque è stato causato dall'intensivo sfruttamento dei

due principali corsi d'acqua che vi sfociano, i fiumi Amu Darya e Syr Darya. L'acqua deviata dai fiumi venne utilizzata per l'irrigazione delle coltivazioni di cotone e riso a seguito dell'intensificazione dell'area coltivata voluta dall'Unione Sovietica a partire dagli anni '60.



*Fig. 1.12: Pescherecci spiaggiati nell'area una volta ricoperta dalle acque del Lago Aral. [www.ststworld.com/aral-sea/ e nypost.com/2018/09/05/satellite-photos-capture-fishing-boats-stranded-in-the-desert/]*

Il processo di desertificazione del Lago Aral è proseguito nel corso degli anni causando una continua riduzione della sua superficie. Dagli anni 2000, sebbene si sia continuato a registrare una intensa diminuzione dell'estensione superficiale (se nel 2000 l'area coperta era pari a 32000 km<sup>2</sup>, nel 2015 si era ridotta a 10000 km<sup>2</sup> [Jin et al., 2017]), sono state messe in atto misure per contrastare il disastro ambientale che stava prendendo forma. Tra queste c'è la costruzione di

una diga sul lato meridionale del Nord Aral Sea (la porzione settentrionale del lago Aral) avvenuta nel 2005 a seguito di un progetto congiunto tra la Banca Mondiale e il governo del Kazakistan. Quest'opera ha ottenuto come risultato la stabilizzazione del livello del Nord Aral Sea, ma non ha risolto il progressivo prosciugamento della zona meridionale, South Aral Sea, come è osservabile in Fig. 1.11 e in Fig. 1.13. La riduzione della superficie della porzione meridionale del Lago Aral ha causato un incremento della salinità che ha raggiunto valori pari a 100 g/L, dieci volte superiori a quello iniziale [Harriman, 2014].

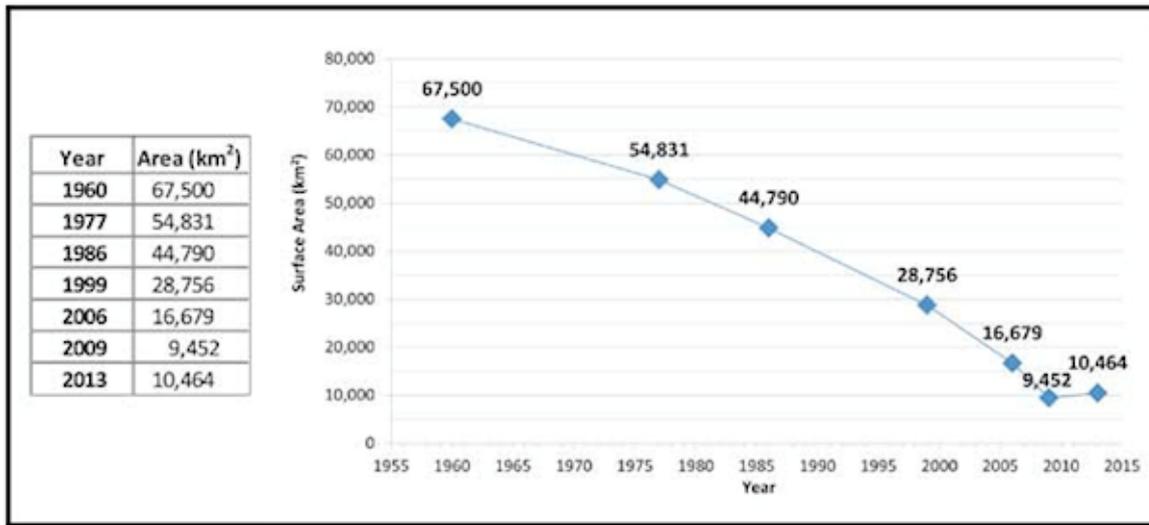


Fig. 1.13: Variazione della superficie ricoperta dal lago Aral dal 1960 al 2013. [Riprodotta da WMO, [public.wmo.int/en/resources/bulletin/future-of-aral-sea-lies-transboundary-co%E2%80%93operation](http://public.wmo.int/en/resources/bulletin/future-of-aral-sea-lies-transboundary-co%E2%80%93operation)]

#### 1.4.2. Emilia-Romagna

A causa della sua elevata densità di popolazione la valle del Po è una delle zone più inquinate d'Europa [EEA, 2017] nella quale i valori limite di concentrazione di PM, NO<sub>2</sub> (diossido d'azoto) e ozono fissati a livello europeo vengono superati molte volte nel corso dell'anno. Questa zona ricopre diverse regioni del Nord Italia (Emilia-Romagna, Piemonte, Lombardia e Veneto) e include estesi centri urbani come Milano, Torino, Bologna e Venezia. Inoltre, presenta aree fortemente industrializzate. La maggior parte delle emissioni di agenti inquinanti (NO<sub>x</sub>, PM, NH<sub>3</sub> e SO<sub>2</sub>) sono imputabili al traffico veicolare, al riscaldamento domestico, all'attività industriale, alla produzione di energia e all'agricoltura. Nella valle del Po le condizioni meteorologiche che determinano il trasporto e la dispersione degli inquinanti sono fortemente influenzate dalle caratteristiche morfologiche della regione. Infatti, il ricambio d'aria dovuto alla circolazione atmosferica è fortemente limitato dalla presenza delle Alpi, degli Appennini e dalle 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 [Raffaelli et al., 2020].

### 1.4.3. Contesto storico

A partire dalla fine di febbraio 2020, il contenimento dell'epidemia di Covid-19 in Italia ha previsto via via misure sempre più stringenti per limitarne la diffusione. A seguito dei primi casi individuati in Nord Italia il 23 febbraio 2020 i comuni di Codogno e Vo' Euganeo sono state classificate come zona rossa (chiusura di tutte le attività non essenziali e stringenti limitazioni alla mobilità) e in Veneto, Lombardia ed Emilia-Romagna sono state chiuse le scuole e le università. Dal 9 marzo l'Italia intera diventa zona rossa con le stesse limitazioni precedentemente adottate nei comuni di Codogno e Vo' Euganeo. Le misure di contenimento raggiungono l'apice il 22 marzo, data in cui viene imposto il lockdown su tutto il territorio nazionale con la chiusura di tutte le attività produttive non ritenute strategiche.

Queste misure restrittive hanno avuto un forte impatto sui settori responsabili delle emissioni di inquinanti atmosferici nella valle del Po, soprattutto per quelli collegati alla concentrazione atmosferica di PM10 e NOx, come viene riportato in Fig. 1.14 [Deserti et al., 2020]. Questo evento storico ha reso l'atmosfera una sorta di "laboratorio a cielo aperto" permettendo di analizzare in maggior dettaglio fenomeni come il trasporto di polveri oggetto di questa tesi.

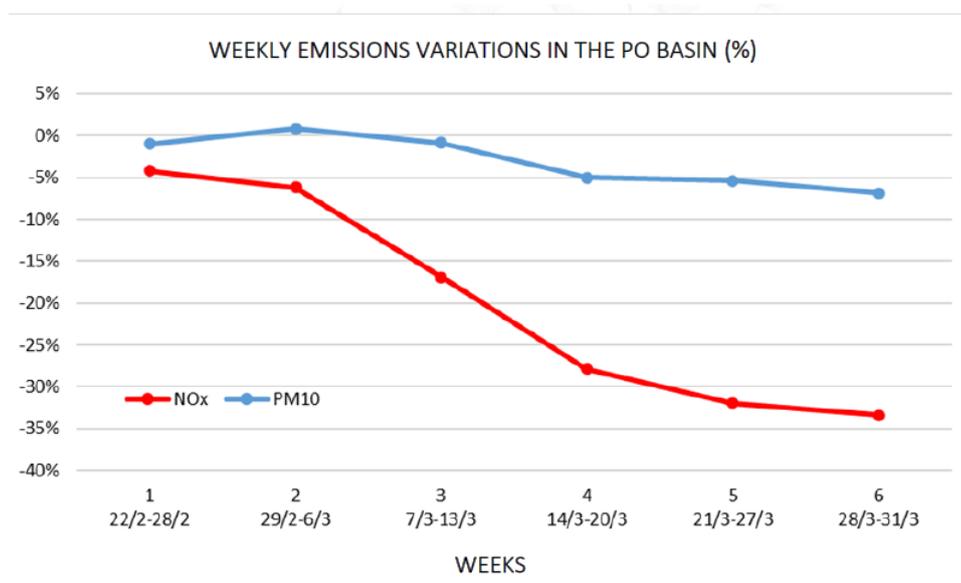


Fig. 1.14: Variazione delle emissioni settimanali nel bacino del Po. [Deserti et al., 2020]



## Capitolo 2

### MATERIALE E METODI

#### 2.1 CAMPIONAMENTO E MISURA DELLA CONCENTRAZIONE DI PM10

La rete di monitoraggio della qualità aria dell'ente regionale Agenzia Regionale per la Prevenzione, l'Ambiente e l'Energia dell'Emilia-Romagna (ARPAE) è attualmente costituita da 47 stazioni di monitoraggio fisse dislocate su tutto il territorio regionale e da diversi laboratori mobili.

Le stazioni fisse vengono classificate in quattro tipologie a seconda delle sorgenti di inquinanti situate nelle vicinanze. Vengono perciò suddivise come in Fig. 2.1.



Fig. 2.1: Classificazione delle stazioni fisse di monitoraggio dell'aria in base all'area di locazione e alle sorgenti di inquinamento presenti. [Riprodotta da ARPAE, [www.arpae.it/it/temi-ambientali/aria/dati-qualita-aria/rete-monitoraggio](http://www.arpae.it/it/temi-ambientali/aria/dati-qualita-aria/rete-monitoraggio)]

Il metodo di misura della concentrazione di particolato utilizzato nelle stazioni di monitoraggio dei diversi enti regionali e in generale di tutti i centri europei è basato sulle stesse norme europee (per i PM10 si fa riferimento alla norma UNI EN 12341) [DM 5 maggio 2015, MATTM].

Le stazioni di monitoraggio ARPAE adoperano campionatori dotati di una testa di prelievo in grado di selezionare il particolato con diametro inferiore ai  $10\mu\text{m}$  o ai  $2,5\mu\text{m}$  e quindi concentrarlo e raccogliarlo su filtri appositi tramite una pompa.

Successivamente, la quantità di polveri sottili depositatesi sui filtri può essere misurata tramite due metodi differenti: uno manuale basato su gravimetria o 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.

### 2.1.1. Campionatore

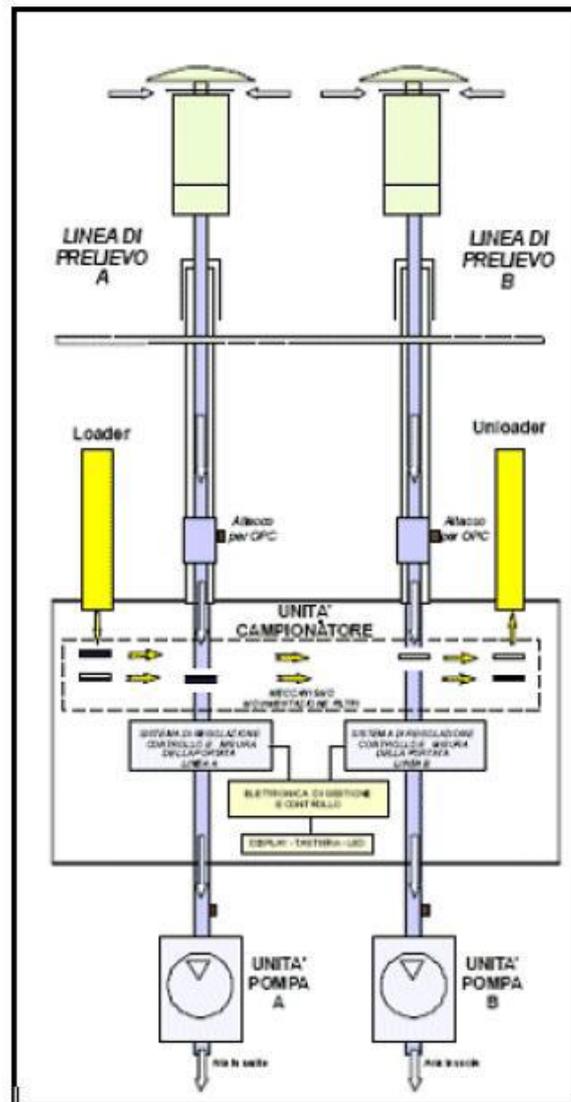


Fig. 2.2: schema di funzionamento di un campionatore di polveri sottili.

I campionatori generalmente utilizzati all'interno delle stazioni di monitoraggio sono costituiti principalmente da tre unità fondamentali:

- Le linee di prelievo, che in genere possono essere due o una, permettono il campionamento del particolato atmosferico sospeso nell'aria. Ogni linea di prelievo è munita di un condotto di prelievo dell'aria 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, dove è situato il filtro; 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. 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.

### 2.1.2. Filtri

La tipologia di substrato di campionamento è di fondamentale importanza in quanto, almeno idealmente, il filtro deve essere inerte e quindi non dovrebbe introdurre significative impurezze negli analiti da rivelare, né deve interferire chimicamente con essi. Esistono diversi tipi di filtro ideale per le varie classi di analiti. In genere vengono utilizzate membrane in Teflon nell'analisi di specie inorganiche sia di tipo metallico sia non metallico, mentre sono preferiti filtri in fibra di quarzo nelle analisi di specie organiche e ioniche. Tuttavia, l'idoneità delle membrane utilizzate va sempre verificata sperimentalmente, poiché numerosi fattori possono compromettere l'affidabilità dell'una o dell'altra membrana.

### 2.1.3. Misura della concentrazione di PM10

I metodi di misura per la concentrazione di PM10 che vengono utilizzati sono due, uno manuale ed uno automatico.

Il metodo manuale consiste in una **misura gravimetrica**, in cui il filtro viene pesato prima e dopo il campionamento tramite bilance ultraprecise ed a seguito di un condizionamento a condizioni di temperatura e umidità controllate ( $20 \pm 1^\circ\text{C}$ ;  $50 \pm 5\%$ ) volto ad evitare di pesare l'acqua raccolta sul filtro dal particolato che risulta essere igroscopico; 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 PM10 sul filtro e quindi di poter effettuare un'analisi chimica in laboratorio, ma anche gli svantaggi di non riuscire a fornire misure in tempo reale, ma solo di valori medi per il tempo

che il filtro rimane esposto, e alti costi operativi che quindi ne limitano l'utilizzo. Il DM 25 novembre 1994 indica come metodo ufficiale per la misura del PM10 il metodo gravimetrico.

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 PM10 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 [sito web ARPA Valle d'Aosta [www.arpa.vda.it](http://www.arpa.vda.it), sito web ARPA Lombardia [www.arpalombardia.it](http://www.arpalombardia.it), sito web ARPA Veneto [www.arpa.veneto.it](http://www.arpa.veneto.it)].

## **2.2. OSSERVAZIONI SATELLITARI**

Lo studio del trasporto di polveri e dei fenomeni atmosferici che ne sono alla base è stato condotto servendosi principalmente di dati provenienti da satellite.

La maggior parte dei dati deriva da osservazioni compiute dallo spettrometro MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) installato sui satelliti Aqua (2002) e Terra (1999). Insieme ad AURA (2004), questi due satelliti costituiscono l'Earth Observing System (EOS).

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. I dati raccolti dallo spettrometro MODIS durante le

osservazioni sono di grande utilità per la comprensione della dinamica dei processi fisici che avvengono sulla terra, negli oceani e nella bassa atmosfera.

Lo spettroradiometro è uno strumento di 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.

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:

$$B_\lambda(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left( e^{\frac{hc}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad (2.1)$$

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  $F$ . Si ottiene così la legge di Stefan-Boltzmann:

$$F = \sigma^4 T \quad (2.2)$$

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 and Hobbs, 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.

Per completezza, in Tab. 2.1 vengono riportate le ampiezze delle bande spettrali utilizzate da MODIS per osservare i differenti costituenti atmosferici presi in esame nell'analisi condotta all'interno di questa tesi.

Usò primario	Ampiezza di banda (nm)	Radianza Spettrale (W/m <sup>2</sup> )
<b>Terra/Nuvole/confini dell'Aerosol</b>	620 – 670	21.8
	841 – 876	24.7
<b>Terra/Nuvole/proprietà dell'Aerosol</b>	459 – 479	35.3
	545 – 565	29.0
	1230 – 1250	5.4
	1628 – 1652	7.3
	2105 – 2155	1.0
<b>Vapore acqueo atmosferico</b>	890 – 920	10.0
	931 – 941	3.6
	915 – 965	15.0
<b>Temperatura atmosferica</b>	4.433 – 4.498 (µm)	0.17(250K)
	4.482 – 4.549 (µm)	0.59(275K)

Tab. 2.1: Specifiche tecniche dello spettroradiometro MODIS relative all'ampiezza di banda e radianza spettrale riferite ai diversi costituenti atmosferici osservati. [Fonte: NASA, modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php]

### 2.3. ELABORAZIONE DEI DATI SATELLITARI (MAPPE DI RIANALISI E SIMULAZIONI DA MODELLI)

I dati provenienti dalle osservazioni satellitari vengono resi disponibili da diverse agenzie ed enti. Nello svolgere l'analisi oggetto di questa tesi ci si è avvalsi delle mappe di rianalisi dell'agenzia statunitense National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), delle elaborazioni dei dati compiute dal modello NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) del Naval Research Laboratory (NRL) della Marina statunitense e dall'ensemble di modelli SDS-WAS (Sand and Dust Storm-Warning Advisory and Assessment) dell'organizzazione meteorologica intergovernativa World Meteorological Organization (WMO).

Le rianalisi climatiche sono una descrizione numerica del clima recente, ottenuta dalla combinazione degli output modellistici con le osservazioni. Contengono stime del valore di diversi parametri atmosferici come la temperatura dell'aria, la pressione e i venti a differenti altitudini,

e di parametri superficiali come le precipitazioni, l'umidità del suolo, l'altezza delle onde oceaniche e la temperatura superficiale dei mari. Le stime sono prodotte per tutti i luoghi sulla terra, e coprono un periodo di tempo piuttosto lungo che può estendersi nel passato anche per diversi decenni o più. Le rianalisi sono fondamentali nello studio dei fenomeni atmosferici perché interpolando le simulazioni dei modelli e le osservazioni degli strumenti si è in grado di migliorare la capacità predittiva dei modelli adoperati. In particolare, in questo lavoro sono stati elaborati i dati provenienti dalla rianalisi NCEP/NCAR del Physics Science Laboratory (PSL) del NOAA [Kalnay et al., 1996]. Questa rianalisi utilizza un'analisi allo stato-dell'arte/sistema di previsione per effettuare l'assimilazione dei dati passati dal 1948 al presente, con risoluzione spaziale di  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  e 25 livelli di pressione.

Un esempio di modello per le previsioni relative alla qualità dell'aria è il Navy Aerosol Analysis and Prediction System (NAAPS) che è usato operativamente dalla Marina americana per prevedere situazioni di ridotta visibilità.

NAAPS è un modello offline che produce 4 volte al giorno 144 ore di previsione, e ha come oggetto di analisi le polveri, i fumi, il sale marino e le particelle di tipo fine. La combinazione di questi fattori fornisce una simulazione completa sulla situazione dell'aerosol che sarà presente in atmosfera, in particolar modo permette di confrontare la massa totale e la profondità ottica di queste sostanze con le osservazioni dirette. Il modello NAAPS non include alcuna specie chimica ad eccezione dell'anidride solforosa  $\text{SO}_2$  [NAAPS Resources Instructions, 2018].

Con lo scopo di ottenere previsioni più affidabili sui lunghi periodi si può fare ricorso a sovrapposizioni di modelli, detti ensemble. L'ensemble di modelli utilizzato durante questo lavoro di tesi è il Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS), un progetto della 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. 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 (AOD) (descritta in modo più esteso nella Sezione 2.4) 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 (latitudine  $25^{\circ}\text{W}$ - $60^{\circ}\text{E}$  e longitudine  $0^{\circ}$ - $60^{\circ}\text{N}$ ) 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 et al., 2020].

## 2.4. PROFONDITÀ OTTICA DELL'AEROSOL

Nel corso dello studio del trasporto di PM10 si è fatto frequentemente l'utilizzo dei dati relativi alla profondità ottica dell'aerosol (Aerosol Optical Depth, ossia AOD). In questa sezione si vuole fornire una descrizione fisica della variabile.

L'assorbimento e il fenomeno di scattering delle radiazioni da parte delle molecole dei gas e da parte delle particelle di aerosol presenti in atmosfera sono i fenomeni fisici alla base dell'attenuazione delle radiazioni solari e non che attraversano l'atmosfera terrestre.

Si consideri un fascio di radiazioni che passa attraverso un sottile strato dell'atmosfera, la riduzione infinitesima della sua intensità monocromatica è pari a

$$dI_\lambda = -I_\lambda \rho r k_\lambda ds \quad (2.3)$$

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 lo spostamento differenziale lungo la traiettoria del raggio di radiazione incidente.

Integrando l'Eq. 2.3 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:

$$I_\lambda = I_{\lambda\infty} T_\lambda \quad (2.4)$$

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

$$T_\lambda = e^{-\tau_\lambda \sec\theta}. \quad (2.5)$$

La Legge di Beer stabilisce che all'interno dello strato di atmosfera  $ds$  l'intensità monocromatica  $I_\lambda$  decresce in modo uniforme lungo il cammino del raggio della radiazione incidente.

La quantità adimensionale  $\tau_\lambda$  che appare in Eq. 2.5 è definita come profondità ottica ed è espressa come:

$$\tau_\lambda = \int_z^\infty \rho r k_\lambda dz. \quad (2.6)$$

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) [Wallace and Hobbs, 2006].

La profondità ottica dell'aerosol misura quindi l'attenuazione dei raggi solari da parte del particolato presente nella colonna verticale di atmosfera considerata. È una variabile adimensionale e, come è possibile notare dall'Eq. 2.6, è una 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 [www.esrl.noaa.gov]. Valori di profondità ottica dell'aerosol attorno a 1 sono tipici dei fenomeni di trasporto di polveri [Torreggiani et al., 2020].

## 2.5. ALTEZZA DI GEOPOTENZIALE

Una variabile che ricopre un ruolo importante all'interno delle analisi sinottiche dei fenomeni atmosferici è l'altezza di geopotenziale. All'interno di questa sezione se ne vuole fornire una descrizione.

Si consideri l'equazione idrostatica

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (2.7)$$

valida per un'atmosfera in equilibrio idrostatico. Si definisce il geopotenziale per un punto dell'atmosfera terrestre 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

$$d\phi = g dz \quad (2.8)$$

ed è espresso in  $\text{Jkg}^{-1}$  o  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ . Il geopotenziale riferito ad una altezza  $z$  è ottenuto dalla relazione

$$\phi(z) = \int_0^z g dz \quad (2.9)$$

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. 2.9, viene definita l'altezza di geopotenziale  $Z$  come

$$Z \equiv \frac{\phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz \quad (2.10)$$

dove  $g_0$  è l'accelerazione gravitazionale media al livello della superficie terrestre (presa con il valore di  $9.81 \text{ m s}^{-2}$ ). L'altezza di geopotenziale 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 dove i valori di  $g$  e  $g_0$  si discostano di poco  $Z \cong z$  (per  $z = 10\text{km}$  si ha  $Z = 9.99\text{km}$ , per  $z = 100\text{km}$  si ha  $Z = 98.47\text{km}$ ).

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

$$\rho = \frac{p}{R_d T_v}, \quad (2.11)$$

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

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{p}{R_d T_v} g \quad (2.12)$$

$$d\phi = g dz = -R_d T_v \frac{dp}{p}. \quad (2.13)$$

Integrando l'Eq. 2.13 tra due livelli di pressione  $p_1$  e  $p_2$  si ottiene

$$\phi_2 - \phi_1 = -R_d \int_{p_1}^{p_2} T_v \frac{dp}{p}, \quad (2.14)$$

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:

$$Z_2 - Z_1 = -\frac{R_d}{g_0} \int_{p_1}^{p_2} T_v \frac{dp}{p}. \quad (2.15)$$

Si è quindi mostrato come l'altezza di geopotenziale sia fortemente legata al valore della pressione. Nelle carte sinottiche analizzate viene quindi riportato il valore di altezza di geopotenziale riferito ad una determinata pressione, ne segue che per una data pressione le zone in cui l'altezza di geopotenziale assume valori maggiori indicano situazioni di alta pressione mentre invece dove l'altezza di geopotenziale assume valori minori si è in presenza di una bassa pressione.



# Capitolo 3

## RISULTATI E DISCUSSIONE

All'interno di questo capitolo vengono descritti i risultati ottenuti dall'analisi dell'evento di trasporto di particolato oggetto di questa tesi. Sono stati in primo luogo studiati i dati relativi alla concentrazione di PM10 registrati dalle stazioni ARPAE nel periodo di interesse, in seguito si è cercato di comprendere l'origine e il tragitto compiuto da queste polveri per giungere in Nord Italia ed infine si è proceduto all'analisi della situazione sinottica che ha causato questo evento eccezionale.

### 3.1. RILEVAZIONI DELLE STAZIONI DI MONITORAGGIO ARPAE

La mappa di Figura 3.1 evidenzia come sull'intero territorio dell'Emilia-Romagna siano state osservate concentrazioni di PM10 particolarmente elevate nelle giornate del 28 e 29 marzo 2020. Infatti, come è possibile riscontrare dalla Fig. 3.1, nella quale vengono riportati i valori registrati dalle stazioni nella giornata del 28 marzo, la concentrazione di PM10 varia tra gli 80-100  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  registrati nella pianura dell'Emilia fino ai valori più alti compresi tra i 100-140  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  rilevati sulle coste romagnole e nell'alto Appennino tosco-emiliano: le stazioni di rilevamento di Febbio (comune di Villa Minozzo, RE) e di Castelluccio (comune di Porretta Terme, BO)



Fig. 3.1: Concentrazioni di PM10 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) rilevate dalle stazioni fisse di monitoraggio dell'aria ARPAE il 28 marzo 2020 (immagine fornita da ARPAE, sito web [www.ARPAE.it](http://www.ARPAE.it)).

hanno infatti registrato una concentrazione media giornaliera di PM10 superiore ai  $130\mu\text{g}/\text{m}^3$ , valori mai rilevati prima in queste stazioni in quota [Torreggiani et al., 2020].

Per rendere ulteriormente evidente la portata dell'evento, tramite il portale dell'ente regionale sono stati raccolti i valori di concentrazione di PM10 rilevati da diverse stazioni dislocate su tutta la regione nel periodo compreso tra il 24 marzo e il 1 aprile 2020. Nel grafico in Fig. 3.2 è ben visibile l'aumento della concentrazione di PM10 rispetto alle giornate precedenti, durante le quali i valori di concentrazione si sono mantenuti ben al di sotto dei  $40\mu\text{g}/\text{m}^3$ , con l'eccezione della stazione di Rimini. Quest'ultimo fatto è imputabile al lockdown generale imposto su tutto il territorio italiano a partire dal 22 marzo 2020 a seguito dell'incremento di contagi dovuti al virus COVID-19, in questo periodo, infatti, si era fatto divieto a qualsiasi tipo di spostamento dalla propria abitazione che non fosse considerato essenziale con una conseguente riduzione notevole del traffico e quindi delle emissioni di particolato da questo tipo di sorgente.

Si osserva anche come già dal 27 marzo sia stato registrato un aumento della concentrazione di PM10, fenomeno imputabile ad un ulteriore trasporto di polveri proveniente dal deserto del Sahara che si è verificato tra il 26 e 27 marzo come si vedrà nel seguito (v. Sez. 3.2.2).

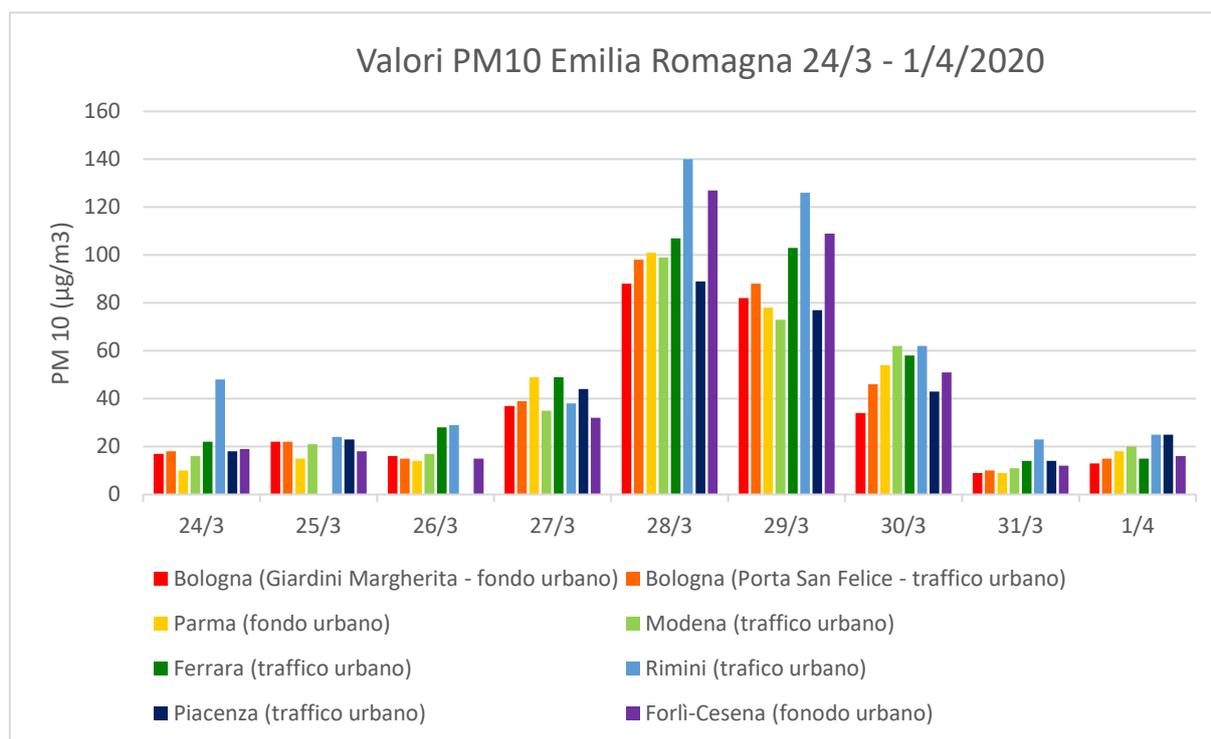


Fig. 3.2: grafico dei valori di concentrazione di PM10 relativo ai dati raccolti da diverse stazioni di monitoraggio fisse ARPAE nel periodo compreso tra il 24 marzo e il 1 aprile 2020 una rurale.

In Fig. 3.3 i dati raccolti sono stati divisi in due grafici distinti, in particolare le provincie sono state classificate a seconda della loro collocazione geografica, come appartenenti alla zona Ovest o Est dell'Emilia-Romagna. Inoltre, per ogni provincia presa in esame sono stati graficati

i valori rilevati sia da una stazione di tipo traffico urbano o fondo urbano che da una di tipo rurale. Questa scelta è stata compiuta per mostrare come sia stato registrato un aumento di PM10 anche in zone dove l'influenza antropica sia minore. Dai due grafici in figura risulta evidente l'assenza di una correlazione tra aumento di particolato e inquinamento urbano, fatto che suggerisce un'origine naturale delle polveri. Infatti, la natura dei PM10 rilevati dalle stazioni ARPAE è risultata essere crostale. Tale teoria è supportata dalla colorazione giallo bruna delle membrane dei filtri raccolti dalle centraline ARPAE (in caso di inquinamento dovuto a fattori antropici si rilevano invece colorazioni principalmente grigiastre) e infine verificata dall'analisi della composizione chimica del particolato compiuta in laboratorio [Torreggiani et al., 2020].

Un'ulteriore riprova di come l'aumento di particolato non sia legato ad attività umane è fornita dal grafico dei valori di concentrazione di PM2.5 (Fig. 3.4) relativo al periodo compreso tra il 24 marzo e il 1 aprile, si ricorda infatti che l'aerosol con diametro aerodinamico inferiore a  $2.5\mu\text{m}$  abbia come principali sorgenti attività antropiche (v. Introduzione). In figura sono stati riportati i dati registrati da due stazioni ARPAE della città di Bologna e di una stazione di tipo fondo urbano della provincia di Forlì-Cesena dai quali è evidente come l'aumento di particolato non interessi i PM2.5 che nel periodo temporale analizzato si mantengono al di sotto della concentrazione limite imposta dalla legge (pari a  $25\mu\text{g}/\text{m}^3$ ).

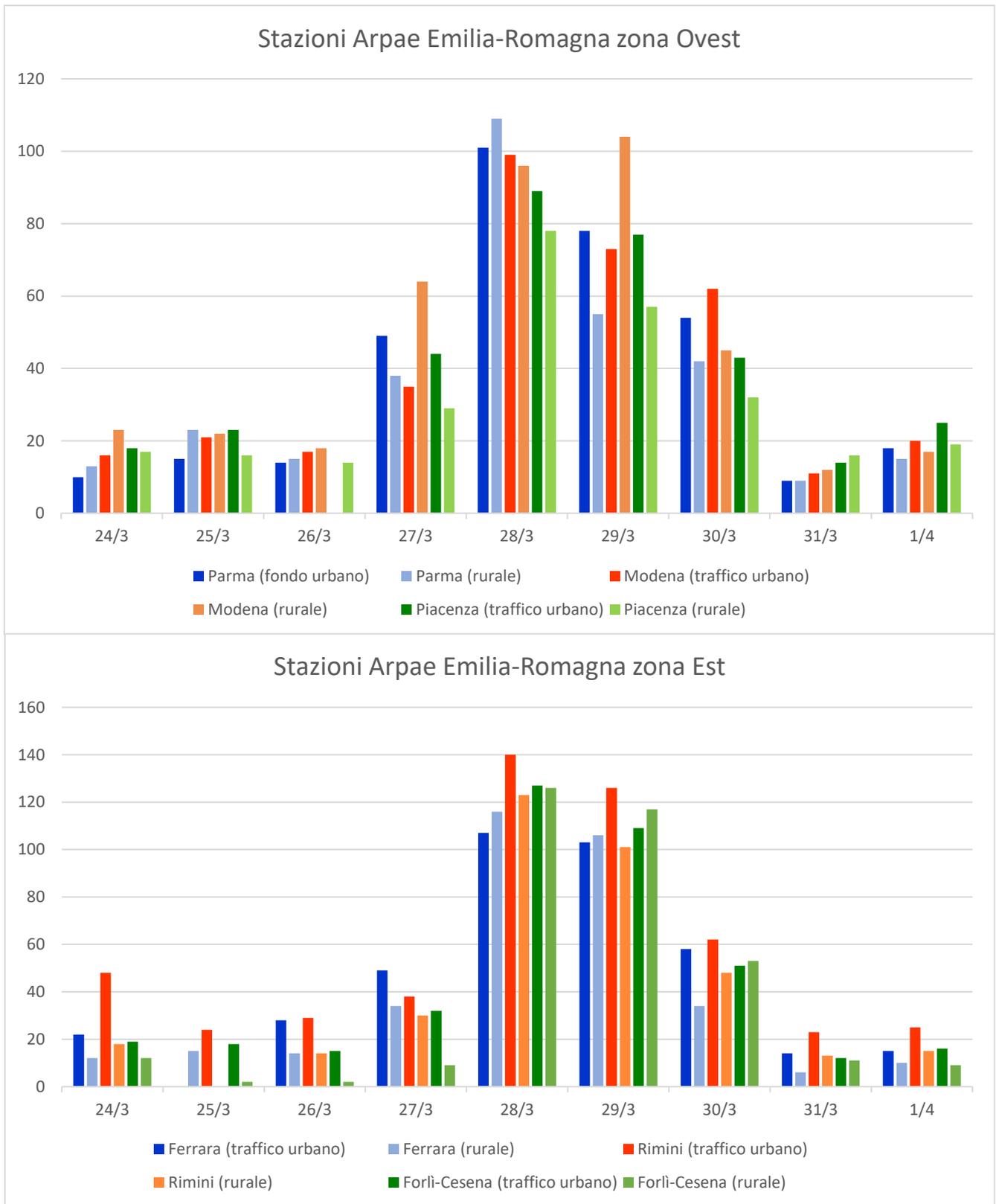


Fig. 3.3: grafico dei valori di concentrazione di PM10 relativo ai dati raccolti da diverse stazioni di monitoraggio fisse ARPAE situate nella zona Ovest (grafico sopra) e nella zona Est (grafico sotto) dell'Emilia-Romagna. Per ogni provincia viene fornito il valore sia di una stazione di tipo urbano che di una rurale.

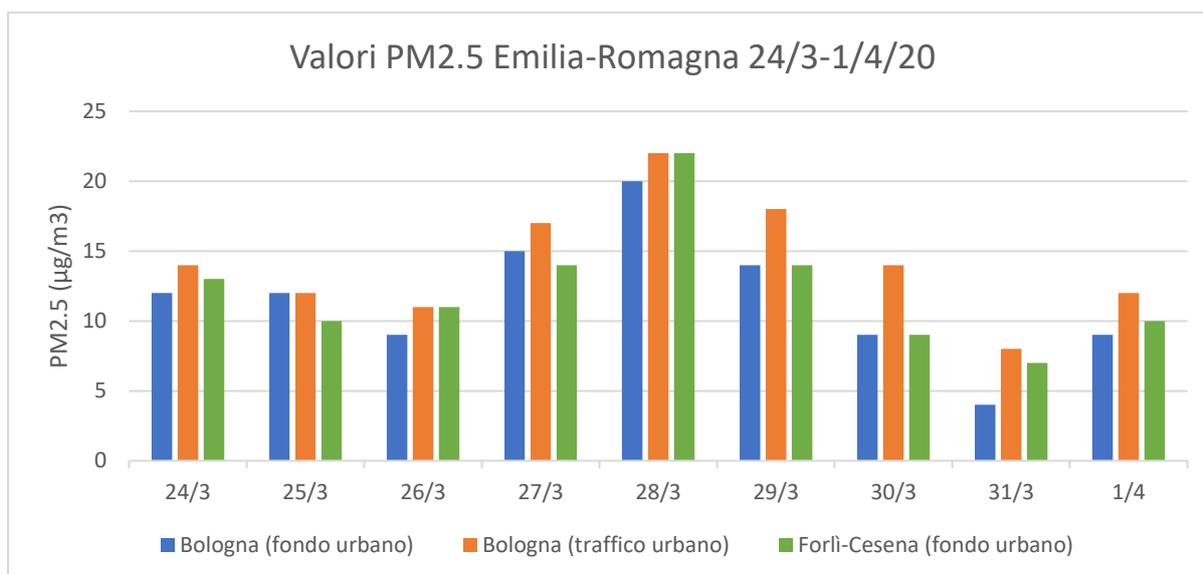


Fig. 3.4: grafico dei valori di concentrazione di PM2.5 relativo ai dati raccolti da tre stazioni di monitoraggio fisse ARPAE situate nelle provincie di Bologna e Forlì-Cesena, nel periodo compreso tra il 24 marzo e il 1 aprile 2020.

Dai grafici in Fig. 3.3 si può osservare inoltre che nella zona Est dell'Emilia-Romagna sono stati misurati valori più alti di concentrazione di particolato, risultato che suggerisce una provenienza orientale del trasporto di polveri. Questa teoria trova conferma nei dati forniti dall'European Environment Agency (EEA) (Fig. 3.5) relativi alla giornata del 27 marzo, dove si può notare come la nube di polveri venisse rilevata dalle stazioni nella penisola balcanica il giorno precedente al suo arrivo in Pianura Padana.

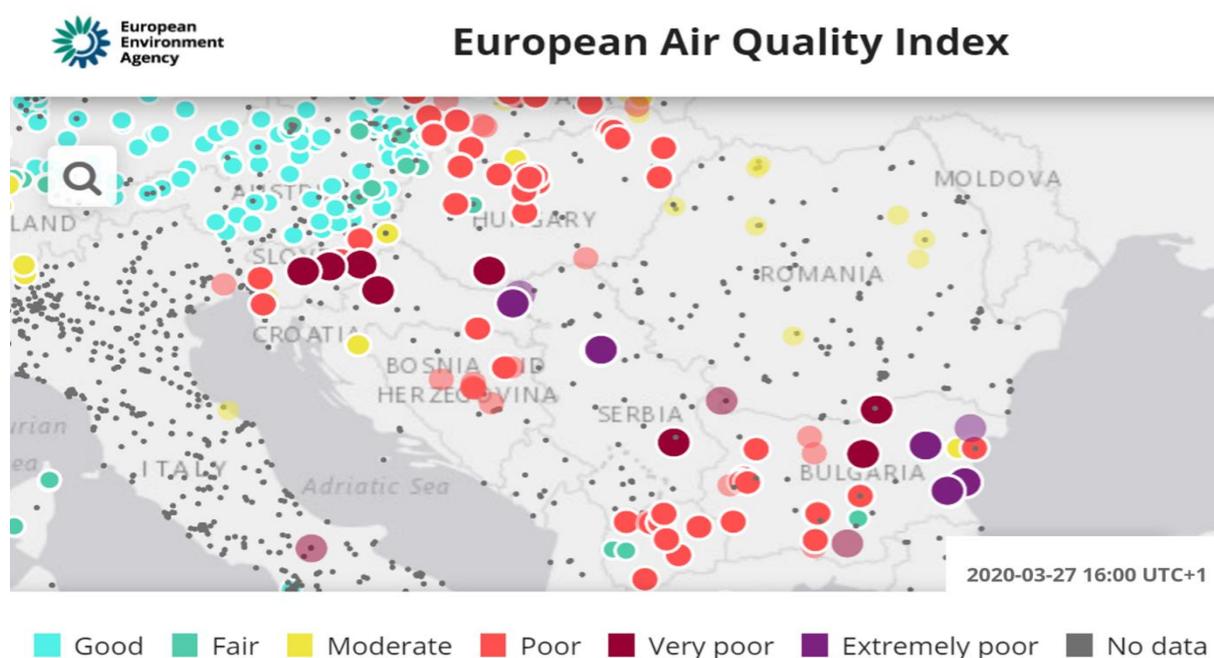


Fig. 3.5: qualità dell'aria registrata dalle stazioni dell'EEA situate nella penisola balcanica. (Immagine fornita da EEA, sito [www.eumetsat.int](http://www.eumetsat.int))

## **3.2. TRAGITTO DEL PARTICOLATO**

Per comprendere e studiare il tragitto che ha compiuto il particolato per giungere in Nord Italia è stato analizzato principalmente il valore della profondità ottica dell'aerosol (Aerosol Optical Depth, AOD). In particolar modo sono stati presi in esame i dati e le immagini satellitari dello spettroradiometro MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) e le elaborazioni compiute dall'ensemble di modelli SDS-WAS del WMO, descritti nel capitolo precedente.

### **3.2.1. Osservazioni fornite da MODIS**

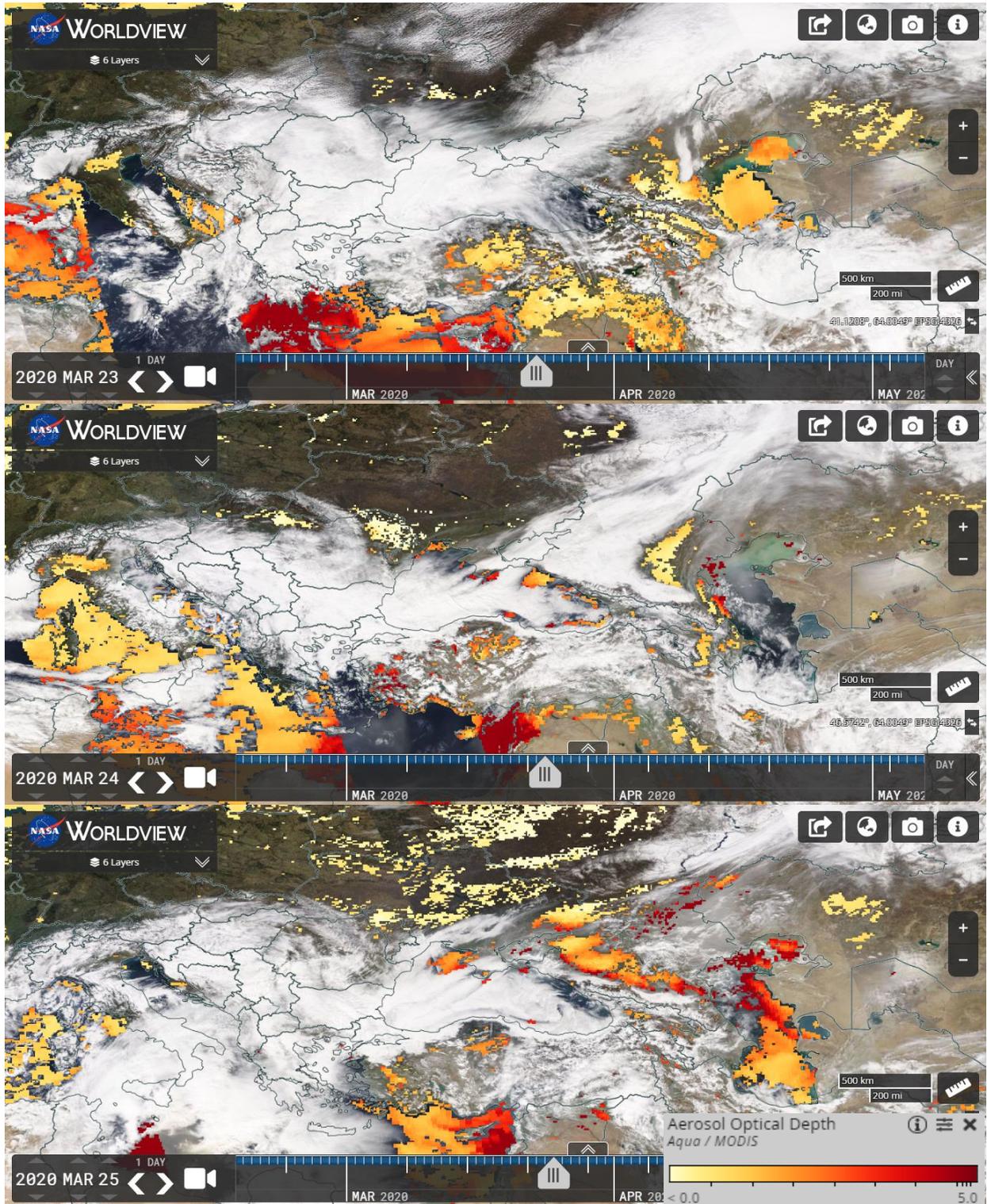
I valori di AOD raccolti dallo spettroradiometro MODIS a bordo del satellite Aqua (Fig. 3.6) evidenziano come il trasporto di polvere sia avvenuto tra le giornate del 24 e 28 marzo.

Come si può notare dalle immagini, il trasporto di polvere ha origine nell'Arabia Saudita nelle giornate del 23 e 24 marzo durante le quali si distingue molto bene la nuvola di particolato che si innalza dal deserto, sebbene lo strumento MODIS non ne rilevi la profondità ottica (probabilmente a causa della bassa quota iniziale).

Nei tre giorni successivi (25-27 marzo) le polveri, dopo essere state trasportate oltre il Mar Caspio e il Mar Nero, superano la penisola balcanica per poi collocarsi il 28 e 29 marzo principalmente sulla Pianura Padana.

La presenza di nubi sopra l'Italia il 26 marzo non permette allo spettroradiometro di osservare la lingua di aerosol proveniente dal Nord Africa che ha investito la penisola italiana in questa giornata e in quella successiva. Questo trasporto di polveri è invece ben visibile dagli output modellistici dell'ensemble SDS-WAS, come verrà discusso in seguito (Sez.3.2.2.).

Per completezza si riportano in Appendice A.1 le concentrazioni di altri composti chimici atmosferici quali solfati e fumo rilevate da MODIS per la giornata del 28 marzo ma non trattati specificatamente in questo lavoro di tesi.



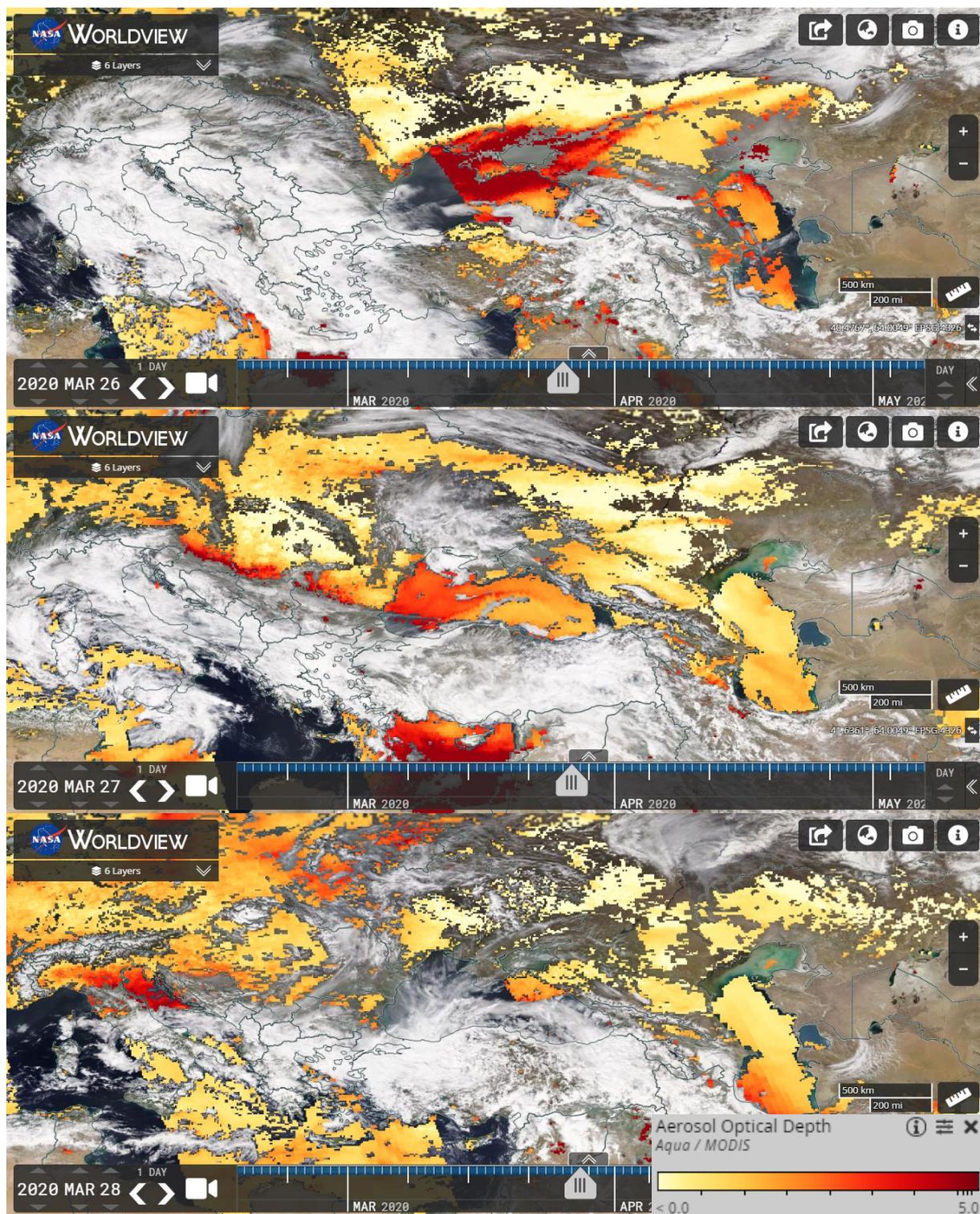


Fig. 3.6: Valori di profondità ottica di aerosol AOD forniti dallo spettroradiometro MODIS a bordo del satellite Aqua, relativi al periodo 23-27 marzo 2020. (Immagini fornite da NASA, sito web [worldview.earthdata.nasa.gov](http://worldview.earthdata.nasa.gov))

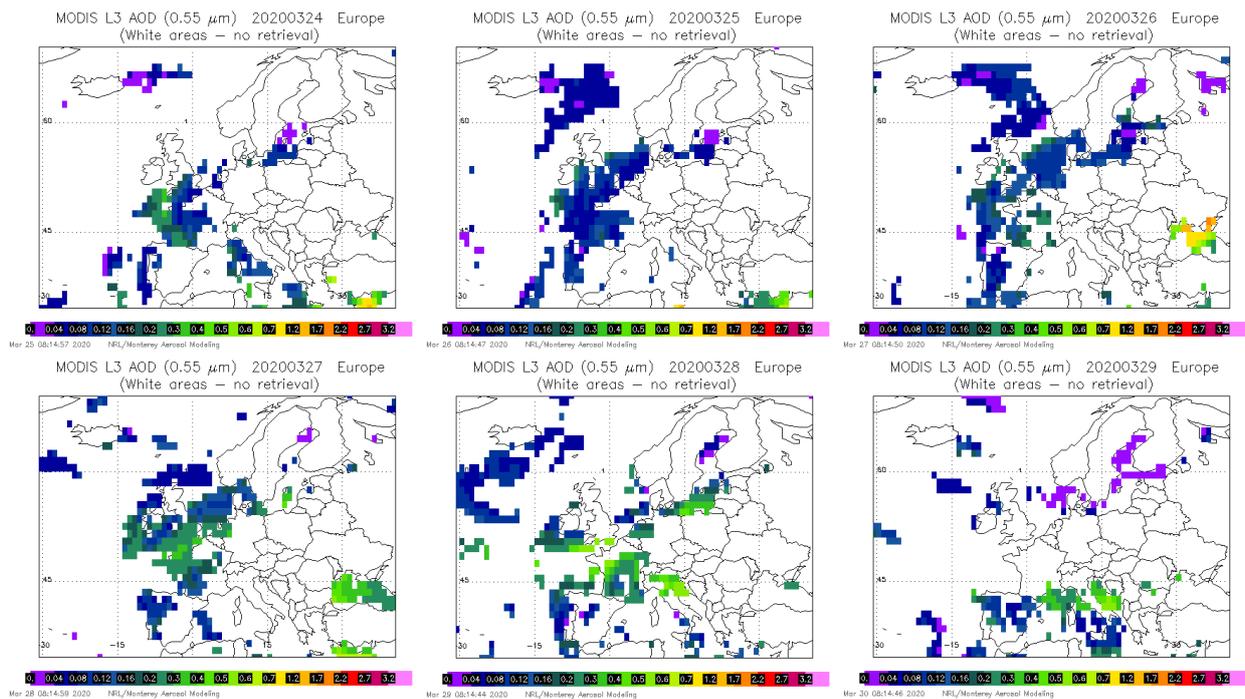


Fig. 3.7: Valori AOD ( $a\ 0.55\ \mu\text{m}$ ) forniti dallo spettroradiometro MODIS ed elaborati tramite il modello NAAPS, relativi al periodo 23-29 marzo 2020. (Immagine fornite da NRL, sito web [www.nrlmry.navy.mil](http://www.nrlmry.navy.mil))

Lo stesso fenomeno di trasporto a lungo raggio di polveri dal deserto Aralkum viene descritto dalle immagini elaborate tramite il modello NAAPS, Fig. 3.7, utilizzando i dati provenienti dallo strumento MODIS L3, che, misurando l’AOD su una griglia più larga rispetto alle immagini precedenti, fornisce una ulteriore conferma sul tragitto compiuto dal particolato.

### 3.2.2. Simulazioni SDS-WAS

Analizzando, invece, gli output modellistici del Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS) relativi ai valori della concentrazione di polveri alla superficie, Fig. 3.8, e di AOD, Fig. 3.9, per le giornate comprese tra il 25 e il 28 marzo si riceve un’ulteriore riprova del tragitto compiuto dalle sabbie dell’Aralkum. Difatti, si può notare distintamente una densa nube di particolato proveniente da Est sorvolare il Mar Nero e i Balcani per giungere fino al Nord Italia il 28 marzo.

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. Focalizzandosi sul trasporto di polveri dall’Aralkum oggetto di questo studio si osserva che valori medi e deviazioni standard 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.

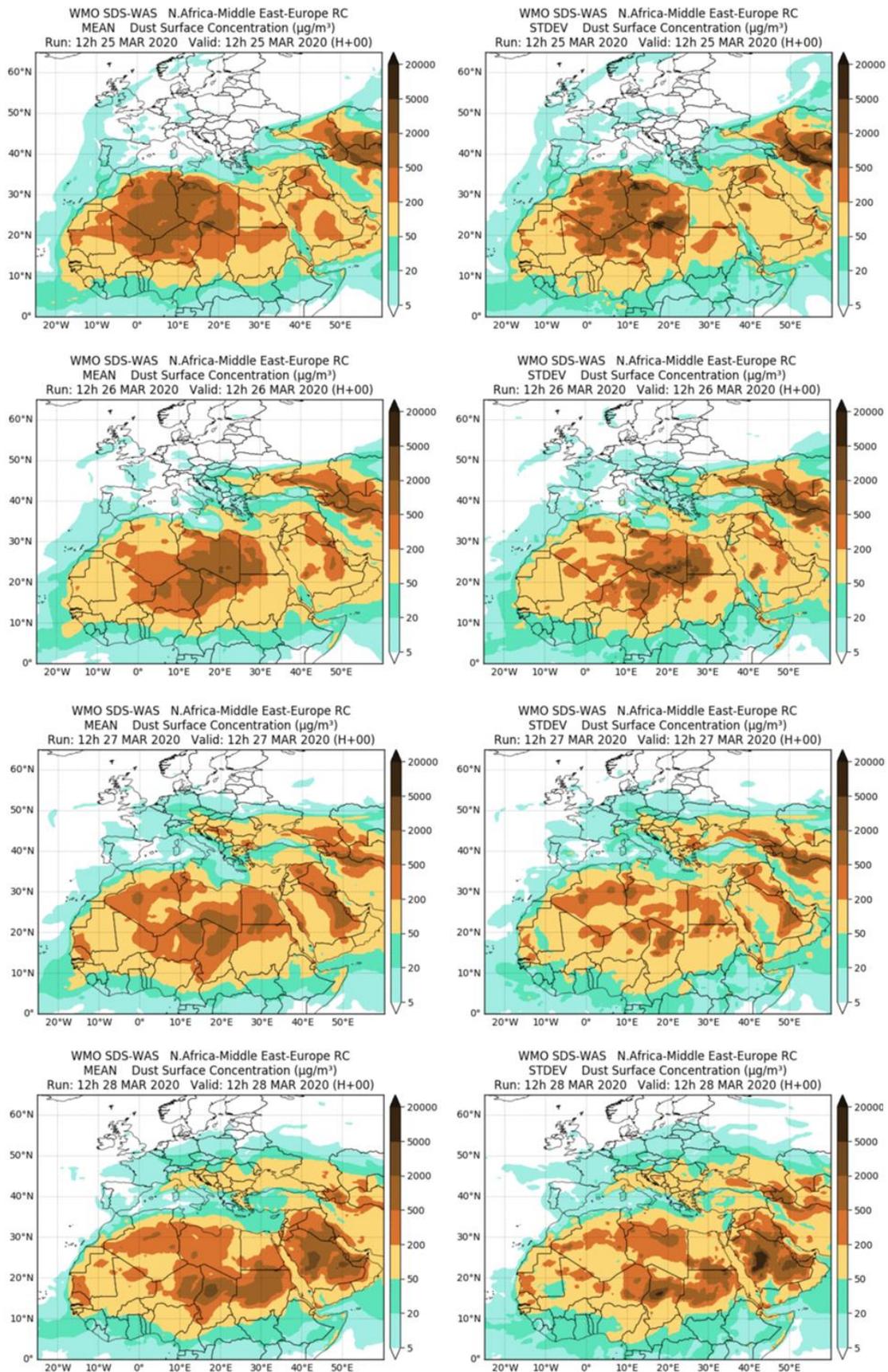


Fig. 3.8: Valori della concentrazione di polveri prevista alla superficie ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) elaborati tramite l'ensemble di modelli SDS-WAS, relativi al periodo 25-28 marzo 2020. A destra valori medi e a sinistra deviazione standard dell'ensemble. (Immagini fornite da WMO, divisione NA-ME-E, sito web [sds-was.aemet.es](http://sds-was.aemet.es))

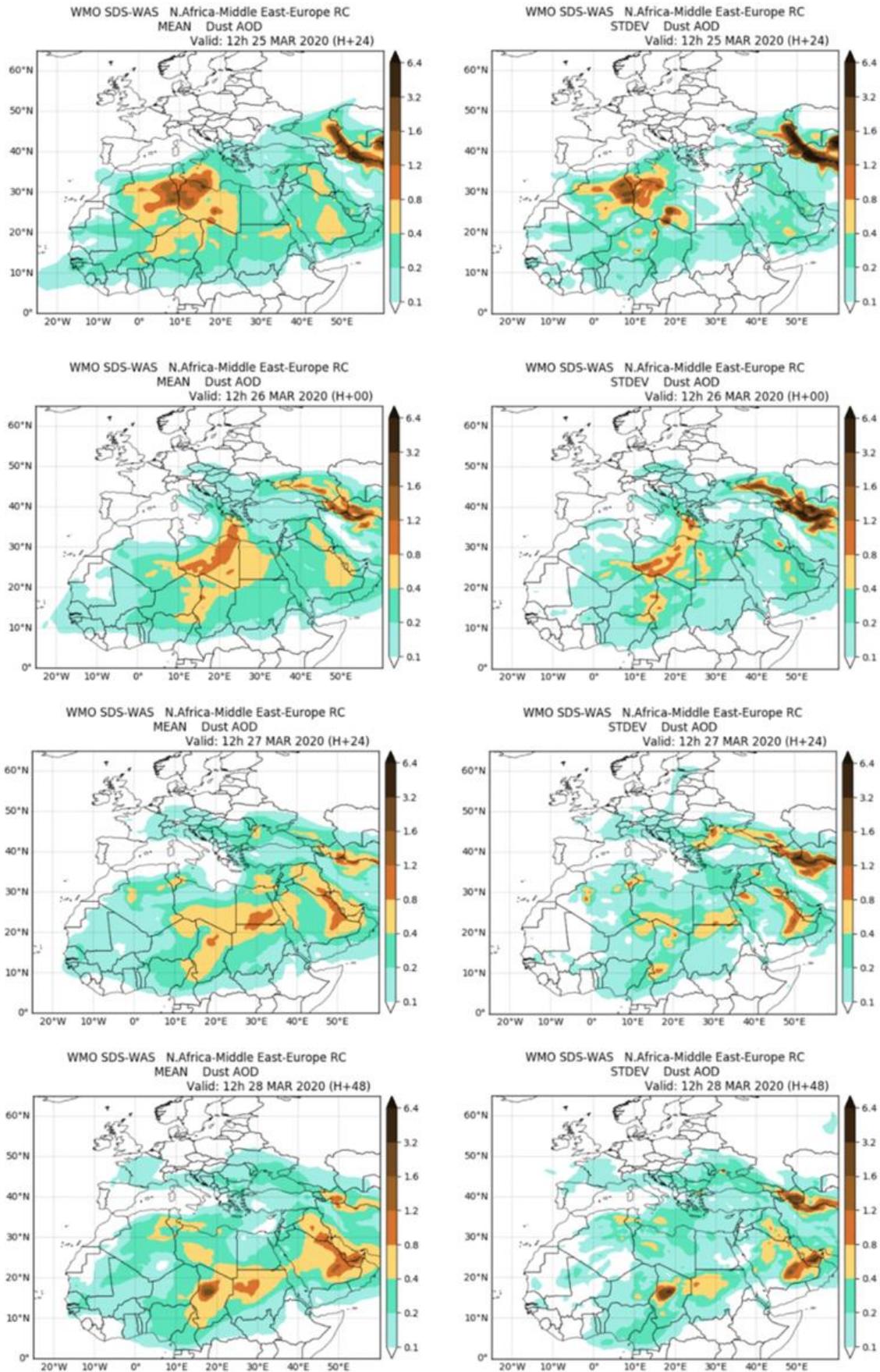


Fig. 3.9: Valori della profondità ottica dell'aerosol elaborati tramite l'ensemble di modelli SDS-WAS, relativi al periodo 25-28 marzo 2020. A destra valori medi e a sinistra deviazione standard dell'ensemble. (Immagine fornite da WMO, divisione NA-ME-E, sito web [sds-was.aemet.es](http://sds-was.aemet.es))

È interessante notare come, oltre al trasporto di particolato proveniente da Est ed in particolare dalla regione del deserto Aralkum, se ne osservi anche uno aggiuntivo con origine nel deserto del Sahara. In data 26 marzo i dati relativi alla media della concentrazione superficiale di particolato e alla media di AOD mostrano all'altezza della costa libica una "lingua" di polveri dirigersi verso Nord per poi risalire la penisola italiana fino alla Pianura Padana il giorno successivo. Questo conferma come l'aumento della concentrazione di PM10 registrata nelle centraline ARPAE nella giornata del 26 marzo sia stato originato dal trasporto di polvere minerale dal deserto del Sahara.

### 3.3. ANALISI METEOROLOGICA

In questa sezione, viene condotta l'analisi sinottica volta a comprendere l'origine del trasporto di polveri oggetto di questo studio. L'analisi è stata condotta concentrando l'attenzione inizialmente sui valori di altezza di geopotenziale e vento zonale per diversi livelli di pressione in atmosfera. In seguito, allo scopo di descrivere e valutare i processi alla base della tempesta di sabbia originatasi sulla regione dell'Aralkum, viene condotta l'analisi dell'andamento dell'altezza della tropopausa e dei moti verticali in atmosfera.

Le mappe di rianalisi prese in considerazione in questa sezione provengono dall'agenzia statunitense NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e dall'elaborazione eseguita dal modello NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) dell'NRL (Naval Research Laboratory).

#### 3.3.1. Altezza di geopotenziale e flusso dei venti

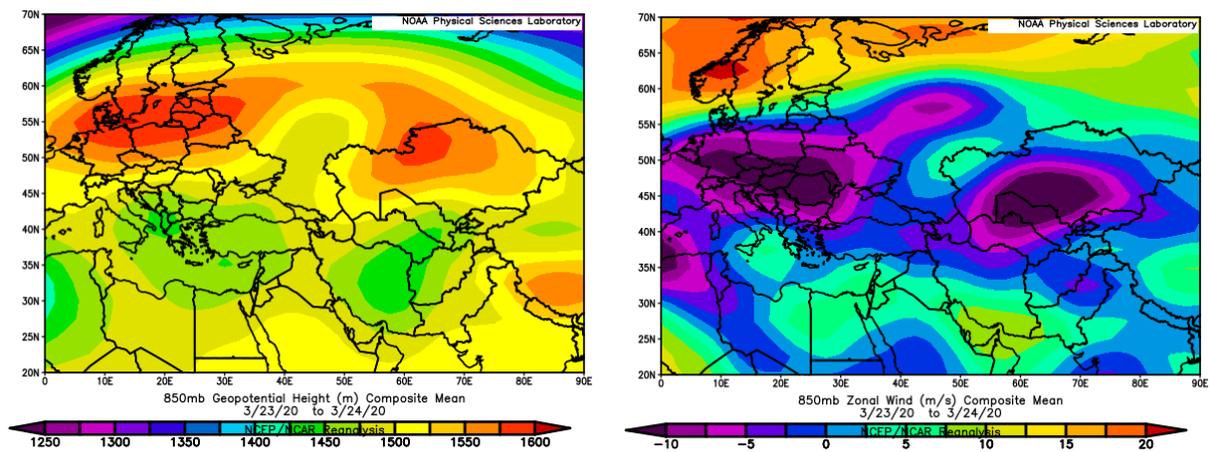


Fig. 3.10: A sinistra (a) il valore dell'altezza di geopotenziale (m) e a destra (b) quello della componente zonale del vento (m/s) entrambi riferiti al livello di pressione pari a 850mb nelle giornate del 23e 24 marzo 2020. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (immagini fornita da NOAA, divisione Physics Science Laboratory (PSL), sito web [psl.noaa.gov](http://psl.noaa.gov)).

La Fig. 3.10a illustra i valori di altezza di geopotenziale, alla quota di 850 mb per le giornate del 23 e 24 marzo, durante le quali è iniziato il trasporto di particolato dalla regione dell'Aralkum. Le immagini evidenziano la presenza di una alta pressione e una bassa pressione rispettivamente a Nord e a Sud della regione desertica. Questo comporta che nell'area compresa tra il massimo e il minimo di pressione si riscontri la presenza di un flusso di venti con una componente zonale molto intensa in direzione Ovest, come è possibile verificare dal valore negativo assunto da questa componente in Fig. 3.10b. È noto, infatti, che nell'emisfero boreale la direzione dei venti sia anticiclonica (oraria) attorno ad un'alta pressione e ciclonica

(antioraria) attorno ad una bassa pressione. La sovrapposizione di queste correnti d'aria con verso concorde genera il picco negativo della componente zonale.

Inoltre, è importante sottolineare la presenza di una situazione analoga in Europa con la presenza di un'alta pressione centrata tra la Danimarca ed i paesi baltici e una bassa pressione situata sopra la Grecia.

Questa situazione barica ha quindi determinato un flusso continuo di venti orientali che presenta due picchi di intensità uno sulla regione dell'Aralkum ed uno sull'Europa continentale.

La circolazione di venti proveniente da Est descritta sopra persiste anche per le giornate seguenti, come è possibile notare dalla Fig. 3.11 nella quale vengono riportate le medie dei valori di vento zonale dal 24 al 27 marzo per altitudini pari a 850mb e 500mb. Si tratta di una situazione anomala per le medie latitudini, nelle quali in genere si riscontra una presenza prevalente di venti occidentali.

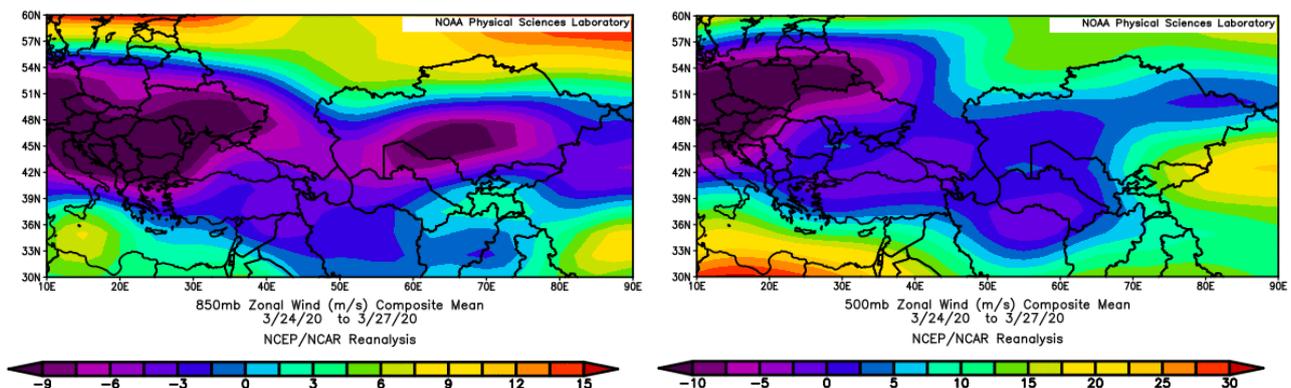


Fig. 3.11: Nelle due immagini è riportato il valore della componente zonale del vento (m/s), quella di sinistra è riferita al livello di pressione 850mb mentre quella di destra a quello pari a 500mb. I dati sono relativi al periodo 24-27 marzo 2020. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (immagini fornita da NOAA, divisione Physics Science Laboratory (PSL), sito web [psl.noaa.gov](http://psl.noaa.gov)).

Inoltre, un fattore determinante per l'arrivo delle polveri in Pianura Padana è stata la formazione di una zona di bassa pressione molto pronunciata sopra la Sardegna e di un'alta pressione nei pressi dell'Ucraina. Questa situazione ha generato un flusso di venti direzionato direttamente sull'Emilia-Romagna come è possibile vedere dall'immagine relativa al 27 marzo, ottenuta grazie ai dati elaborati dal modello NAAPS (Fig. 3.12). Facendo un confronto con i dati del NOAA relativi all'altezza di geopotenziale a 850mb per la stessa giornata si può vedere come la situazione descritta sia la medesima.

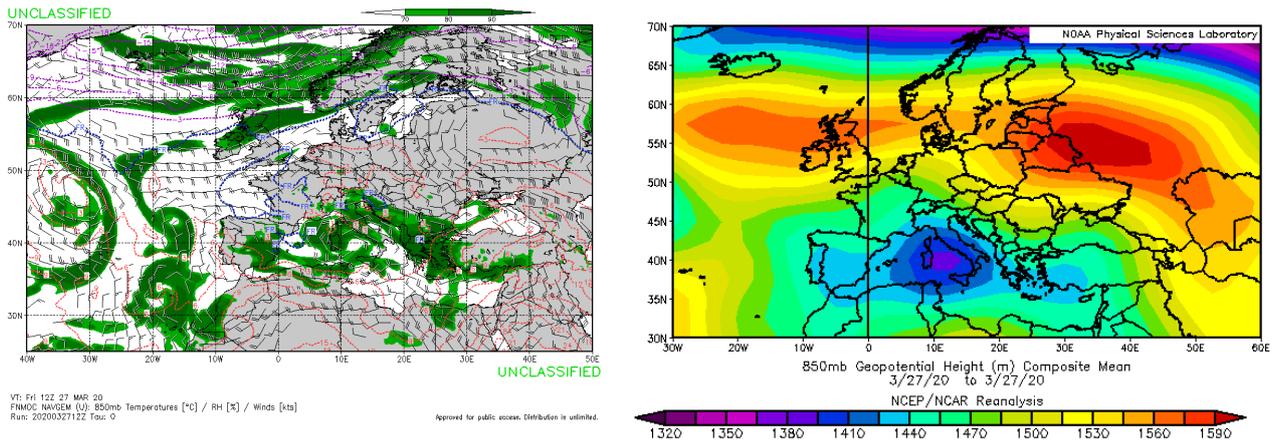


Fig. 3.12: Nell'immagine a sinistra è riportato il valore del vettore vento (kts) e della temperatura (°C), la mappa di rianalisi è stata elaborata dal modello NAAPS. A destra, invece, il valore dell'altezza di geopotenziale (m) a 850mb, dalla rianalisi fornita dall'agenzia NOAA. I dati sono relativi alla giornata del 27 marzo 2020. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (immagini fornite da NOAA, divisione Physics Science Laboratory (PSL), sito web [psl.noaa.gov](http://psl.noaa.gov)).

Dalle carte elaborate dal modello NAAPS per le giornate del 28 e 29 marzo (Fig. 3.13), si può osservare l'assenza di venti sulla Pianura Padana, fatto che ha permesso alle stazioni dell'ARPAE di registrare alti valori di PM10 per entrambi i giorni.

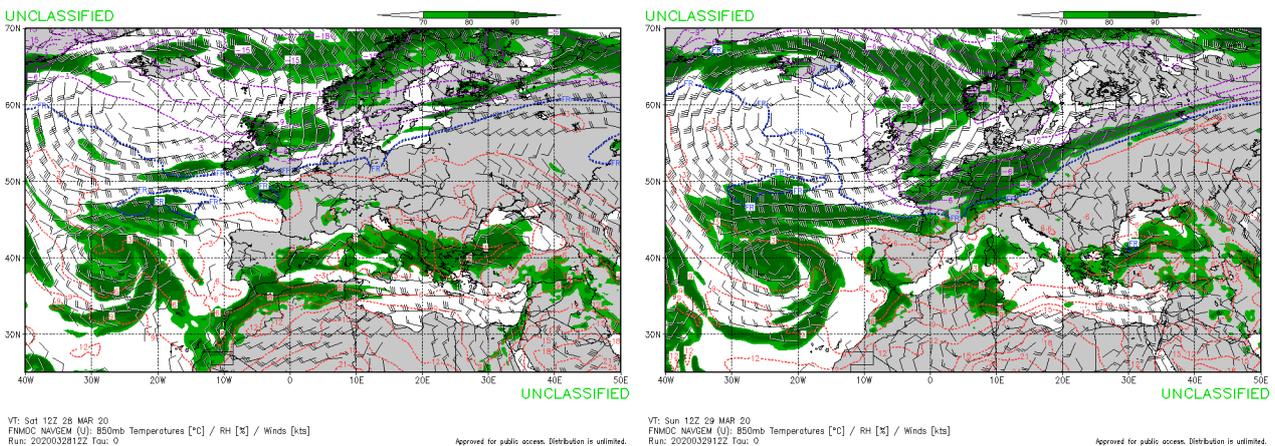


Fig. 3.13: Nelle immagini è riportato il valore del vettore vento (kts) e della temperatura (°C) riferiti al livello di pressione pari a 850mb, i dati sono relativi alla giornata del 28 marzo (a sinistra) e 29 marzo 2020 (a destra). Le mappe di rianalisi sono state elaborate dal modello NAAPS. (Immagini fornite da NRL, sito web [www.nrlmry.navy.mil](http://www.nrlmry.navy.mil))

### 3.3.2. Diminuzione del livello di tropopausa

Una volta descritti i processi alla base del trasporto dalla regione dell'Aralkum alla Pianura Padana nella sezione precedente, in questa sezione vengono descritti i processi alla base della formazione della tempesta di sabbia sulla regione dell'Aralkum. Come emerge chiaramente dalle immagini riportate successivamente (Fig. 3.14), alla fine di marzo si è verificato infatti un abbassamento della tropopausa, *tropopause folding*, ed un contemporaneo abbassamento del contenuto di vapore acqueo delle masse d'aria in alta troposfera. In particolare, viene riportato

in Fig. 3.14a la media della pressione della tropopausa e dell'umidità specifica per i giorni compresi tra il 24 e il 27 marzo.

Dalle mappe di rianalisi si può apprezzare la diminuzione del livello di pressione della tropopausa avvenuta principalmente sull'Europa orientale con epicentro sulla ex Jugoslavia. Questo fenomeno ha comportato la subsidenza di aria più secca con valori di umidità specifica molto bassi come rappresentato nella mappa relativa al livello di pressione di 300mb, Fig. 3.14b. L'osservazione di questi fenomeni suggerisce come la tempesta di sabbia avvenuta nella regione dell'Aralkum possa essersi originata a partire da un intenso moto verticale ed un'instabilità negli strati più alti dell'atmosfera.

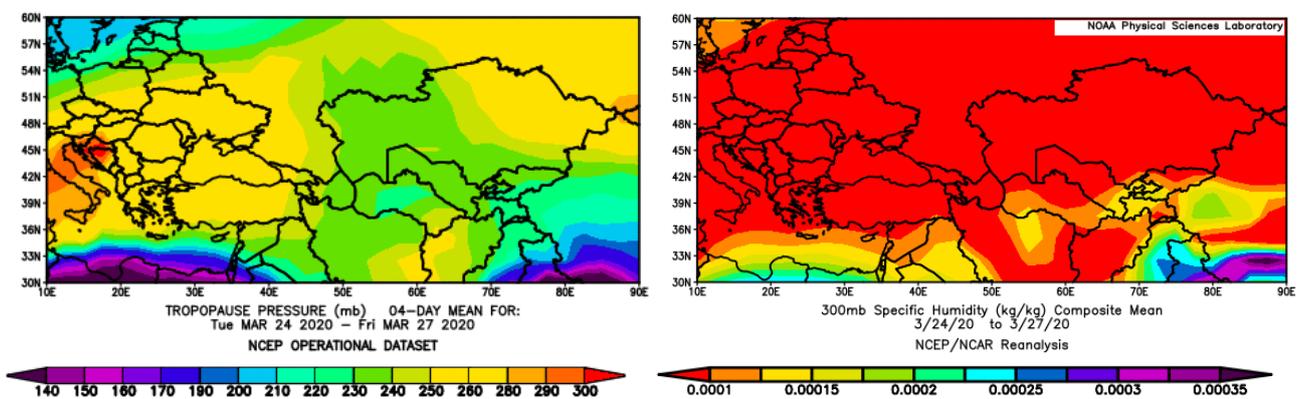


Fig. 3.14: Nell'immagine a sinistra (a) è riportato il valore della pressione della tropopausa (mb) mentre in quella di destra (b) è esposto il valore dell'umidità specifica (kg/kg) a 300mb. I dati sono relativi al periodo temporale 24-27 marzo. Dati da rianalisi NCEP (a) e da NCEP/NCAR (b) (immagini fornita da NOAA, divisione Physics Science Laboratory (PSL), sito web [psl.noaa.gov](http://psl.noaa.gov)).

Infatti, generalmente le “incursioni” di aria stratosferica nell'alta troposfera tendono a rendere notevolmente instabile l'intera colonna troposferica, favorendo la formazione di forti moti convettivi, quindi correnti ascensionali.

Per quantificare qualitativamente la componente verticale dei venti troposferici sono stati analizzati anche i valori della variabile omega ai livelli pari a 850mb e 500mb per le giornate del 24 e 25 marzo (giorni nei quali è avvenuto il sollevamento delle polveri) (Fig. 3.15).

Omega rappresenta la variazione di pressione per unità di tempo che riguarda una particella d'aria, se la pressione viene utilizzata come coordinata verticale, come nel caso presente, questa variabile fornisce una informazione riguardante la componente verticale della velocità. Siccome il gradiente di pressione in funzione della quota è negativo, un valore negativo di omega è collegato a moti d'aria ascensionali, mentre un valore positivo di questa variabile può essere messo in relazione a moti d'aria discendenti.

Come si può vedere dalle immagini da satellite, a Ovest dell'Aralkum è presente una zona caratterizzata da una componente verticale della velocità positiva (omega negativa). In particolar modo sono interessanti i dati relativi al livello di pressione pari a 850mb, difatti, come è stato discusso nella precedente sezione, nelle stesse giornate si è avuta la presenza di un persistente flusso di venti orientali, i quali, sommati alle correnti ascensionali evidenziate in questa sezione, possono aver favorito l'innalzamento delle polveri ai livelli più alti della troposfera, da dove sono stati successivamente trasportati verso l'Italia settentrionale ed in particolare la Pianura Padana. Il sollevamento agli strati più alti dell'atmosfera può aver contribuito alla sospensione del materiale particolato per un tempo considerevolmente più lungo di quello tipico della frazione grossolana (v. Introduzione), e di conseguenza aver consentito il suo trasporto a lungo raggio per migliaia di chilometri fino al Nord Italia.

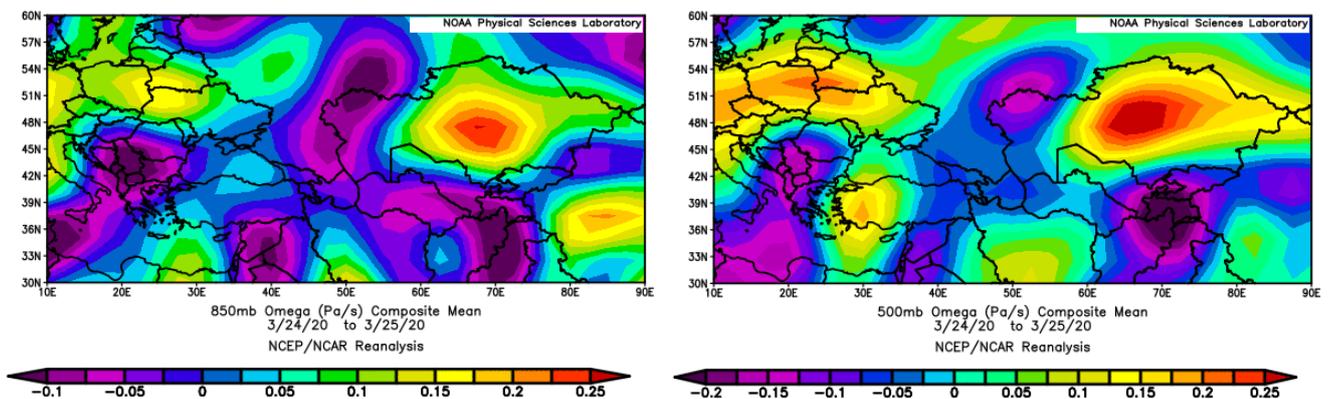


Fig. 3.15: Nelle due immagini è riportato il valore della variabile omega (Pa/s), quella di sinistra è riferita al livello di pressione 850mb mentre quella di destra a quello pari a 500mb. I dati sono relativi alle giornate del 24 e 25 marzo 2020. Dati da rianalisi NCEP/NCAR (immagini fornita da NOAA, divisione Physics Science Laboratory (PSL), sito web [psl.noaa.gov](http://psl.noaa.gov)).



# Capitolo 4

## Conclusioni

Questo lavoro di tesi ha avuto come oggetto l'analisi di un evento di trasporto di polveri desertiche che ha interessato l'Emilia-Romagna nelle giornate del 28 e 29 marzo 2020. L'importanza dello studio delle proprietà e dei processi che coinvolgono il particolato atmosferico è connessa in particolare ai molteplici effetti che esso riveste sia sull'ambiente che sull'uomo. Infatti, il particolato svolge numerosi effetti dal punto di vista climatico, riguardanti soprattutto la riflessione delle radiazioni solari e l'assorbimento delle radiazioni terrestri. La polvere minerale che viene trasportata dalle regioni aride, oltre a degradare la qualità dell'aria, può accelerare la fusione della copertura nevosa, assorbire e riflettere radiazione solare, e fertilizzare gli ecosistemi oceanici con ferro ed altri minerali necessari alla crescita di piante e fitoplancton. Infine, è noto che la polvere minerale ha numerose proprietà tossicologiche, come e più di altri tipi di aerosol. In questo senso, l'evento oggetto di questo studio è risultato particolarmente notevole data la sua provenienza orientale, le concentrazioni particolarmente elevate di particolato che esso ha causato in molte aree compresa la Pianura Padana, ed il periodo in cui si è verificato, considerato una sorta di laboratorio a cielo aperto in ragione delle ridotte emissioni da traffico veicolare. L'episodio, osservato dal satellite Aqua, ha avuto origine dal deserto dell'Arabia ed è avvenuto nell'intervallo temporale compreso tra il 23 e il 29 marzo, periodo nel quale l'Italia era in stato di lockdown come misura preventiva volta a contenere il diffondersi della pandemia di virus Covid-19. Le misure restrittive emanate dal governo italiano hanno avuto tra le varie conseguenze l'intensa riduzione delle emissioni di particolato in atmosfera, soprattutto quelle legate al traffico veicolare. Infatti, i dati dell'ente ARPAE relativi alle concentrazioni di PM<sub>2.5</sub> nelle città di Bologna e Rimini mostrano come nel periodo di interesse non siano state rilevate importanti variazioni di concentrazione. La bassa concentrazione di particolato di origine antropica ha quindi evidenziato ulteriormente i picchi di PM<sub>10</sub> registrati da tutta la rete di monitoraggio della qualità dell'aria dell'ente regionale ARPAE (fino a 140 µg m<sup>-3</sup> rilevati a Rimini).

Dai dati raccolti dal 24 marzo all'1 aprile dalle stazioni ARPAE situate in diverse provincie dell'Emilia-Romagna si è riscontrato un importante aumento della concentrazione di PM<sub>10</sub> nelle giornate del 28 e 29 marzo. I valori misurati mostrano come l'evento abbia interessato più

intensamente le province costiere. Un fatto che, insieme alle alte concentrazioni di particolato rilevate nella penisola balcanica dall'agenzia EEA il 27 marzo, fornisce una prima conferma sull'origine orientale del trasporto di polveri.

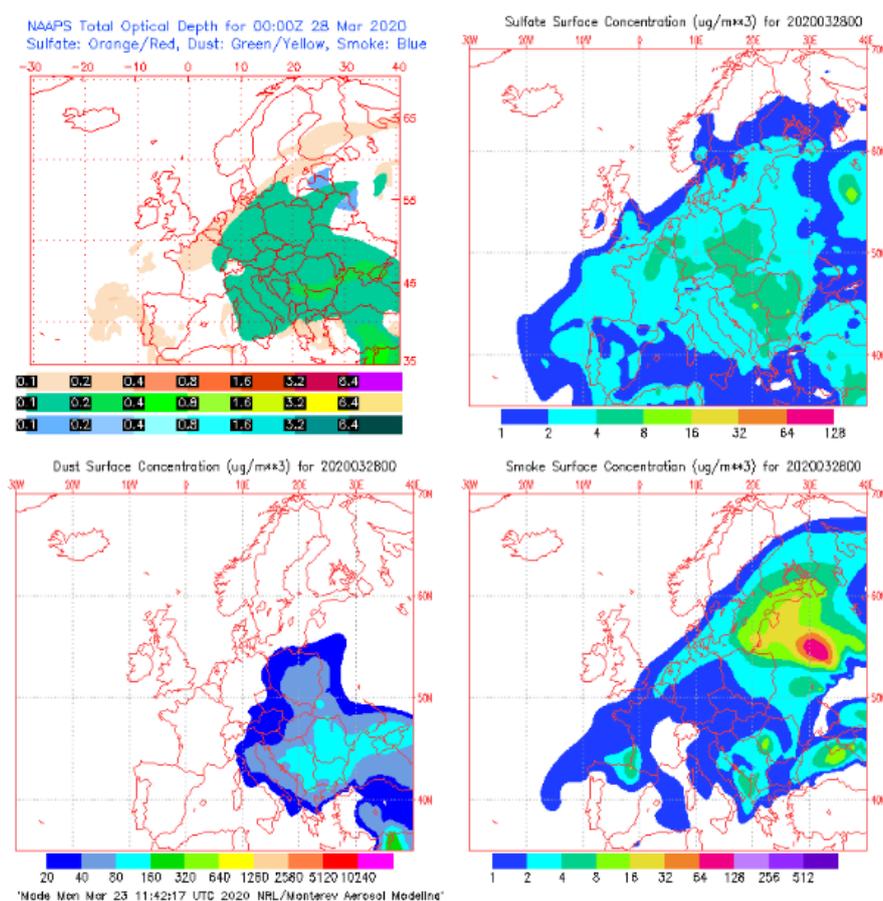
Dalle osservazioni compiute dallo spettroradiometro MODIS a bordo del satellite Aqua e dagli output modellistici del Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS) si è potuto constatare che la nube di polveri sia stata generata nel deserto dell'Aralkum nelle giornate del 23 e 24 marzo. Seguendo il flusso dei venti il particolato è stato trasportato oltre il Mar Nero e la penisola balcanica fino a giungere nella Pianura Padana il 28 marzo. Dai dati analizzati risulta possibile che si sia verificato in contemporanea un ulteriore trasporto di polveri desertiche di origine sahariane, ma questa tesi necessita di ulteriori verifiche non oggetto dell'elaborato.

Infine, l'analisi meteorologica condotta ha dimostrato che questo evento eccezionale possa essere stato causato da condizioni atmosferiche particolari che hanno permesso l'instaurarsi di un intenso flusso di venti orientali. La presenza di un persistente flusso di venti proveniente da Est insieme alle correnti ascensionali riportate nelle mappe di rianalisi dell'agenzia NOAA rappresentano fattori determinanti per il sollevamento delle polveri desertiche in atmosfera. Dallo studio dell'altezza di geopotenziale per i livelli di pressione di 850mb e 500mb è stato osservato che alla base delle correnti d'aria orientali ci sia la formazione di una zona di bassa pressione e una di alta pressione rispettivamente a Sud e Nord del deserto dell'Aralkum. Inoltre, i dati relativi alla pressione della tropopausa e al valore di umidità specifica a 300mb nelle giornate comprese tra il 24 e 27 marzo mostrano che si è verificato un abbassamento della tropopausa, *tropopause folding*, un fenomeno atmosferico che favorisce l'instaurarsi di correnti ascensionali e lo scambio d'aria tra troposfera e stratosfera e che molto probabilmente ha giocato un ruolo fondamentale nel trasporto di polveri analizzato.

## APPENDICE

A.1.

Per completezza, vengono riportati ulteriori risultati ed elaborazioni circa l'evento oggetto di questo studio. Ad esempio, nel seguito viene evidenziato come l'evento in questione abbia trasportato, oltre alla polvere, anche solfati, e fumo, di cui vengono riportate le concentrazioni alla superficie (elaborate dal modello NAAPS) nella giornata del 28 marzo (Fig. A.1). Questo dimostra come eventi di questo tipo possano comportare cambiamenti atmosferici molto rilevanti dal punto di vista chimico-fisico.



*Fig. A.1: Nelle immagini viene riportata (in alto a sinistra) l'AOD relativa a tre diverse componenti atmosferiche, quali i solfati, le polveri e il fumo, e la concentrazione superficiale in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  riferita alla presenza di solfati (in alto a destra), polveri (in basso a sinistra) e fumo (in basso a destra). I dati sono stati elaborati dal modello NAAPS.*

*(Immagini fornite da NRL, sito web [www.nrlmry.navy.mil](http://www.nrlmry.navy.mil))*

## **BIBLIOGRAFIA**

Brattich, E., Riccio, A., Tositti, L., Cristofanelli, P., Bonasoni, P., 2015. "An outstanding Saharan dust event at Mt. Cimone (2165 m a.s.l., Italy) in March 2004. Atmospheric Environment, 113, 223-235,

Coude-Gaussen, G., P. Rognon, G. Bergametti, L. Gomes, B. Strauss, J. M. Gros, and M. N. Le Coustumer. 1987. "Saharan dust on Fuerteventura Island (Canaries): Chemical and mineralogical characteristics, air mass trajectories, and probable sources". Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 92 (D8): 9753-9771.

DECRETO 5 maggio 2015, Metodi di valutazione delle stazioni di misurazione della qualità dell'aria di cui all'articolo 6 del decreto legislativo 13 agosto 2010, n. 155. (15A04273). Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, MATTM.

Deserti M., Raffaelli K., Ramponi L., Carbonara C., Agostini C., Amorati R., Arvani B., Giovannini G., Maccaferri S., Poluzzi V., Stortini M., Trentini A., Tugnoli S., Vasconi, M.. PrepAir, Covid-19 and air quality in the Po Valley. 2020

EEA 2017, Air quality in Europe — 2017 report

Emetere M. and Akinyemi, M.L., 2017. A short review on the effects of aerosols on visibility impairment, J. Phys.: Conf. Ser.852 012006,

Harrimann, L., 2014, The Future of the Aral Sea Lies in Transboundary Co-operation, public.wmo.int/en/resources/bulletin/future-of-aral-sea-lies-transboundary-co%20%80%93operation

Hoek, G., Krishnan, R. M, Beelen, R., Peters, A., Ostro, B., Brunekreef, B., and Kaufman, J. D. 2013. Long-term air pollution exposure and cardio-respiratory mortality: a review. BioMed Central Ltd. BioMed Central Ltd.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.

Jin Q., Wei J., Yang Z.-L., Lin P., 2017 Irrigation-Induced Environmental Changes around the Aral Sea: An Integrated View from Multiple Satellite Observations, *Remote Sensing* (ISSN 2072-4292)

Kalnay et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470.

Koch S., Wintehalter R., Uherek E., Kolloff A., Neeb P., Moortgat G.K., 2000. Formation of new particles in the gas-phase ozonolysis of monoterpenes. *Atmospheric Environment* 34, 4031-4042.

Manzoor, S., and Umesh K., 2015. "Atmospheric Aerosols: Air Quality and Climate Change Perspectives". *Current World Environment*. 10 (3): 738-746.

Molinaroli E., and Masiol M., 2006. "Particolato atmosferico e ambiente mediterraneo - Il caso delle polveri sahariane". Ed. Aracne, pp 35-48.

NAAPS Resources Instructions, September 25, 2018

Poschl U., 2005. Atmospheric aerosol: composition, transformation, climate and health effects. *Angew. Chem. Int. Ed.* 44, 7520-7540

Raffaelli, K., Deserti M., Stortini M., Amorati R., Vasconi M., and Giovannini G., 2020. Improving Air Quality in the Po Valley, Italy: Some Results by the LIFE-IP-PREPAIR Project.

Schütz L., Baut-Ménard P., Carvalho R.A.C., Cruzado A., Prospero J.M., Harriss R., Heidam Z., Jaenicke R., 1990. The long-range transport of mineral aerosols: group report. In: Long Range Atmospheric Transport of Natural, Contaminant Substances. Kaiser M.S., Knap A.H. (ed.), Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 197 –229.

Schwartz, J.; Dockery, D. W.; Neas, L. M., 1996. J. Air Waste Manage. Assoc. 145,927-939, Is Daily Mortality Associated Specifically with Fine Particles?

Seaton, A., D. Godden, W. MacNee, and K. Donaldson. 1995. "Particulate air pollution and acute health effects". The Lancet. 345 (8943): 176-178.

Terradellas E., Werner E., Basart, S., Benincasa F., 2020, Model inter-comparison and evaluation of dust forecasts; WMO, <https://sds-was.aemet.es/models>

Torreggiani, L., Trentini, A., Stortini, M., Poluzzi, V., Ballabeni, M., Arvani, Bacci, T., 2020. Un episodio di dust storm dal Caspio al Nord Italia; Ecoscienza, 2020

Tositti L., Brattich E., Parmeggiani S., Bolelli L., Ferri E., Girotti S., 2018. Airborne particulate matter biotoxicity estimated by chemometric analysis on bacterial luminescence data. "Science of the Total Environment", 640-641, pp. 1512 – 1520.

Tositti, Laura, 2018. Chapter 3. "The relationship between health effects and airborne particulate constituents", in: Clinical Handbook of Air Pollution-Related Diseases, Berlino, Springer International Publishing, pp. 33 – 54.

VanLoon G.W., Duffy S.J., 2000. Environmental chemistry. A global perspective. Ed. Oxford.

Wallace, J.M., Hobbs, P.V., 2006. Atmospheric Science; ELSEVIER, 2006

Whalley J., and Zandi S., 2016, Particulate Matter Sampling Techniques and Data Modelling Methods, Air Quality - Measurement and Modeling, Philip Sallis, IntechOpen, DOI: 10.5772/65054

[www.arpa.vda.it/images/stories/ARPA/aria/lavalutazioneQA/retemonitoraggio/principi di misura inquinanti.pdf](http://www.arpa.vda.it/images/stories/ARPA/aria/lavalutazioneQA/retemonitoraggio/principi_di_misura_inquinanti.pdf)

[www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/aria/qualita-dellaria/approfondimenti/metodi-di-misura-inquinanti-atmosferici](http://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/aria/qualita-dellaria/approfondimenti/metodi-di-misura-inquinanti-atmosferici)

[www.arpalombardia.it/Pages/Aria/Rete-di-rilevamento/Criteri-di-rilevamento.aspx](http://www.arpalombardia.it/Pages/Aria/Rete-di-rilevamento/Criteri-di-rilevamento.aspx)

[www.esrl.noaa.gov](http://www.esrl.noaa.gov)

## **Ringraziamenti**

Un ringraziamento sincero alla Dott.ssa Erika Brattich per avermi guidato durante lo svolgimento di questo lavoro di tesi, nonostante la distanza dovuta alla situazione sanitaria si è sempre dimostrata disponibile nel fornirmi chiarimenti e indicazioni fondamentali.

Ringrazio con tutto il cuore i miei genitori e mio fratello per il supporto e la vicinanza che non mi hanno mai fatto mancare, e insieme a loro ringrazio tutti gli amici e le amiche con cui sono cresciuto e con cui ho condiviso questi anni della mia vita.

Infine, il pensiero va a Filippo e Roger, due amici che nell'arco della loro breve vita sono stati e sono tuttora un esempio prezioso e motivante.