

**UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II**

**FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI**

**Dottorato di Ricerca in Scienze Della Terra**

**Indirizzo Geofisica e Vulcanologia**

**XIX Ciclo**



***“Dispersione e fallout di ash da una colonna eruttiva  
sostenuta: applicazione del modello numerico PUFF per  
la simulazione continua della dispersione di ash in  
atmosfera.”.***

**RELATORE**

Prof. Lucio Lirer

**CANDIDATA**

Dott.ssa Patrizia Daniele

**COORDINATORE DEL DOTTORATO**

Prof. Gennaro Corrado

**ANNO ACCADEMICO 2005-2006**

# INDICE

|  |         |
|--|---------|
| Introduzione   | pag. 4  |
| Capitolo 1   | pag. 10 |
| 1.1 L'Atmosfera e le sue caratteristiche   | pag. 11 |
| 1.2 La Circolazione generale dell'Atmosfera  | pag. 21 |
| 1.3 Venti: tipologia e circolazione  | pag. 29 |
| Capitolo 2   | pag. 39 |
| 2.1 Colonne eruttive esplosive: dinamica e dispersione   | pag. 40 |
| 2.2 Problemi post-eruttivi della deposizione di ash<br>vulcanico                                       | pag. 45 |
| 2.2.1 Danni provocati dall'ash cloud – Esempi storici  | pag. 47 |
| 2.3 Mitigazione e strumenti di previsione  | pag. 59 |
| Capitolo 3   | pag. 67 |
| 3.1 Fase Sperimentale  | pag. 68 |
| 3.1.1 Premessa   | pag. 68 |
| 3.1.2 Modelli numerici   | pag. 69 |
| 3.1.3 Il software PUFF   | pag. 69 |
| 3.2 Prove sperimentali   | pag. 72 |
| 3.2.1 Premessa   | pag. 72 |
| 3.2.2 Impiego di PUFF nella previsione a breve<br>termine  | pag. 73 |
| 3.2.2a simulazioni per la definizione dell'influenza dei<br>campi di vento sulla dispersione del plume | pag. 72 |
| 3.2.2b PUFF come strumento integrativo nell'ambito<br>del monitoraggio vulcanico                       | pag. 81 |

|  |          |
|--|----------|
| 3.2.3 Impiego di PUFF nella previsione a lungo termine   | pag. 88  |
| 3.2.3a Simulazioni di potenziali eventi eruttivi al Somma-Vesuvio  | pag. 89  |
| 3.2.3b Simulazioni di eventi eruttivi realmente accaduti al Somma – Vesuvio con l’andamento dei campi di vento attuali | pag. 104 |
| Conclusioni  | pag. 113 |
| Bibliografia   | pag. 118 |
| Appendice  | pag. 125 |

# **INTRODUZIONE**

***“Dispersione e fallout di ash da una colonna eruttiva sostenuta: applicazione del modello numerico PUFF per la simulazione continua della dispersione di ash in atmosfera.”.***

Dottoranda **Patrizia Daniele**

Ciclo XIX

**Introduzione.**

Lo sviluppo della tesi di dottorato è basato sull'utilizzo del modello numerico PUFF per la dispersione e fallout di ash vulcanico, da applicare nelle aree di vulcanismo attivo del Mediterraneo per la previsione vulcanica a breve e a lungo termine. Tale metodologia di simulazione consente di monitorare dispersioni nell'atmosfera di nubi vulcaniche derivanti da una colonna eruttiva sostenuta e di ipotizzare la conseguente distribuzione dei piroclasti sulla superficie terrestre, tenendo conto dei campi di vento agenti durante l'evento eruttivo.

Le eruzioni di tipo esplosivo sono caratterizzate da un'efficiente trasformazione dell'energia termica del magma in energia meccanica: il magma viene frammentato dai componenti volatili ed emesso sotto forma di frammenti che si trasformano in pomici, scorie, bombe e ceneri cui si associano frammenti litici e cristalli; in queste condizioni la colonna eruttiva, che si sostiene anche per molte ore, può essere associata ad un discontinuo solido disperso in una continua fase gassosa.

Le colonne eruttive sostenute che si sviluppano in quota per decine di km iniettano nell'atmosfera enormi quantità di gas e di particelle di ash che possono essere trasportate dai venti tropo-stratosferici, per periodi anche molto lunghi, fino a grandi distanze dal centro eruttivo.

E' ben noto che alcuni parametri eruttivi dinamici quali l'altezza della colonna, il raggio del vent, etc., possono essere dedotti, per un'eruzione con caratteristiche subpliniane-pliniane, dalla distribuzione dei prodotti emessi (isopache) e dalla litologia dei depositi.

La ricostruzione delle distribuzioni e delle relative isopache delle eruzioni a carattere esplosivo del Somma-Vesuvio avvenute negli ultimi 10ka, ad esempio, ha presentato non poche difficoltà. Infatti, nelle aree prossimali a ridosso del vulcano, gli

affioramenti sono stati quasi completamente ricoperti dai prodotti dell'attività vulcanica più recente e/o mascherati dall'intensa urbanizzazione; nelle aree intermedie, a luoghi pianeggianti, soltanto unicamente attraverso scavi archeologici ovvero a fini edificatori, è possibile dedurre informazioni utili attraverso la stratigrafia di sondaggi spinti fino a profondità non superiore ai 30 m.; infine, nelle aree distali a ridosso dei rilievi carbonatici, i prodotti piroclastici sono ancora ben osservabili ma si presentano ridotti negli spessori e spesso presentano caratteri tessiturali di una giacitura non primaria. Nonostante queste obiettive difficoltà, sono state ricostruite le isopache per tutti gli eventi pliniani – subpliniani del Somma-Vesuvio degli ultimi 10 ka. (vedi schede eruzioni in Appendice). Fra queste, la distribuzione relativa all'eruzione del 79 d.C. (Fig.1) risulta forse la più dettagliata, grazie anche alla presenza, nell'area perivulcanica, di numerosi siti archeologici che hanno permesso la definizione di spessori in un'area prossimale che viceversa sarebbero stati impossibili da determinare.

L'andamento delle isopache costituisce una conoscenza fondamentale in quanto rappresenta la proiezione sul terreno della larghezza, lunghezza ed altezza della nube eruttiva oltre ad indicare il senso dei venti in quota. Nel contempo, risulta evidente che tali distribuzioni rilevate sul terreno, non forniscono informazioni sulle condizioni fisiche dell'atmosfera durante la fase dinamica della colonna eruttiva sostenuta come, ad esempio, le variazioni dei parametri fisici in quota che possono influenzare la dispersione dei piroclasti.

La presente tesi di dottorato si inserisce proprio nel quadro delle ricerche volte a definire il ruolo dei singoli parametri che controllano la dispersione dei piroclasti da caduta, siano essi parametri intrinseci alla nube e/o dipendenti dalle relazioni di questa con e vari strati dell'atmosfera.

La previsione della dispersione dell'ash vulcanico nell'atmosfera, durante e immediatamente dopo un evento eruttivo a carattere esplosivo, rappresenta di fatto un argomento molto importante per la sicurezza pubblica nelle aree di vulcanismo attivo.

Le nubi vulcaniche costituiscono, infatti, un fattore dannoso per le popolazioni che vivono intorno al vulcano a causa delle loro conseguenze nocive: il collasso di tetti, le crisi respiratorie indotte dall'inalazione di ash, le perdite di coltivazioni e di bestiame,

i problemi alla rete di trasporto e rischio per la sicurezza pubblica. Inoltre, è provato che la componente sottile dell'ash vulcanico disperso su vaste aree nell'atmosfera manifesta una rilevante influenza sul bilancio radiativo e sui cambiamenti climatici globali (Shindel et al., 2003; Soden et al., 2002).

Nella regione del Nord Pacifico, ad esempio, le eruzioni vulcaniche a carattere esplosivo rappresentano un serio problema dato che la maggior parte dei vulcani attivi dell'area è localizzata in zone densamente popolate e caratterizzate da un intenso traffico aereo. In questa regione, infatti, si verifica quasi un evento eruttivo al mese con una durata che può variare da alcune ore a qualche anno. L'Osservatorio Vulcanologico dell'Alaska (AVO), il Centro di Avvistamento di Ash vulcanico di Anchorage (AAWUVAAC) ed il Servizio Meteorologico Nazionale (NWS) sono impegnati a monitorare i vulcani attivi presenti nell'area. Tenuto conto della vastità dell'area, risulta alquanto difficile sia monitorare questi vulcani attivi, sia individuare momenti eruttivi e conseguentemente allertare la popolazione della presenza di una nube piroclastica dispersa nell'atmosfera.

Un problema simile a quello del Nord Pacifico, anche se su piccola scala, potrebbe essere riscontrato dal Sud Italia, in cui la quasi costante attività a condotto aperto dell'Etna crea tutt'oggi disagi alla città di Catania, al suo aeroporto e alle rotte aeree che si muovono lungo direzioni nord-sud. L'attività vulcanica dell'Etna, infatti, consiste principalmente in continui degassamenti dai crateri sommitali, con fasi esplosive stromboliane di intensità altamente variabile alternate a frequenti flussi di lava basaltica. Eventi esplosivi di magnitudo piuttosto elevata ai crateri sommitali sono compresi tra manifestazioni eruttive tipiche del vulcano, come testimoniato dall'attività nelle ultime decadi in cui diversi parossismi esplosivi hanno portato alla formazione di colonne eruttive più alte di 10 km (ad esempio, l'eruzione del Luglio – agosto 2001, episodi esplosivi del 25 novembre 2006).

Gli ejecta vulcanici provenienti dalla maggior parte delle fasi esplosive dell'Etna, sono causa di notevoli danni alle coltivazioni locali e costituiscono una fonte di pericolosità notevole per gli aereomobili le cui rotte vanno verso Catania, Palermo, Pantelleria e verso i paesi dell'Africa settentrionale.

A tal proposito, la conoscenza di parametri complessi connessi alla circolazione generale dei venti a varie quote nell'atmosfera rappresenta uno strumento fondamentale per studiare la dispersione dei prodotti da caduta di un'eruzione esplosiva e la loro conseguente distribuzione sul terreno. Contemporaneamente, è fondamentale studiare in

che modo questi parametri influenzino la distribuzione dei piroclasti eruttati in risposta al regime dei campi di vento, quasi mai statisticamente prevedibili e costanti, operanti al momento eruttivo.

Le analisi di campo “a posteriori” dei prodotti piroclastici da caduta derivanti da un eventi eruttivi a carattere esplosivo avvenuti nel passato (mappe delle isopache) indicano un’area di dispersione ben delimitata. A causa dell’influenza dei campi di vento e della variabilità dei principali parametri fisici dell’atmosfera (temperatura e Pressione) a differenti quote, invece, durante un’eruzione esplosiva le particelle vengono disperse in diverse direzioni e una frazione significativa, rappresentata dai prodotti più sottili e, quindi, più leggeri, si disperde in aree talvolta molto lontane dal vent vulcanico.

Attualmente, i plumes eruttivi vengono sorvegliati dagli osservatori con processi di rapida individuazione da immagini satellitari, ma l’affidabilità di questi metodi può essere ostacolata da condizione meteorologiche perturbate. Allo scopo di superare queste difficoltà, è diventato indispensabile elaborare modelli di dispersione capaci di prevedere sia la concentrazione e la dispersione in atmosfera sia la sedimentazione di “ash” sul terreno.

Obiettivo del presente lavoro di tesi è proprio quello di verificare l’applicabilità di un software numerico che consenta simulazioni di colonne eruttive prodotta da alcuni vulcani attivi dell’area mediterranea. La ricerca ipotizza, inoltre, l’utilizzo di tale software sia nella previsione a breve termine, cioè a scopi di sorveglianza di una crisi vulcanica in atto, sia in quella a lungo termine, cioè per meglio definire le carte di hazard da prodotti piroclastici da caduta.

Nella prima fase della presente ricerca si sono approfondite le conoscenze riguardanti l’atmosfera e le fenomenologie che in essa si verificano (campi di vento etc.), nonché le relazioni tra l’atmosfera e la colonna eruttiva.

In seguito, si sono analizzati i modelli di simulazione numerica attualmente a disposizione in letteratura, al fine di selezionare quello che appariva più adatto all’applicazione alle aree di vulcanismo attivo del Mediterraneo. La scelta è caduta sul software PUFF, soprattutto per la sua rapidità di elaborazione dati e basata anche su un input fatto di pochi parametri caratteristici della nube eruttiva. Tale proprietà lo rende un ottimo strumento da utilizzare durante le crisi eruttive, quando è importante simulare



in pochi minuti una distribuzione fedele a quella del reale ash cloud rilevato dalle immagini satellitari e la sua traiettoria futura di dispersione.

Il software PUFF rappresenta, d'altra parte, anche un valido strumento nell'ambito della previsione vulcanica a lungo termine grazie alla facilità con cui è possibile variare i parametri dinamici di un'eruzione e creare scenari eruttivi a diverso indice di esplosività, simulando eventi che potrebbero verificarsi in un prossimo futuro.

Nella parte sperimentale del lavoro di tesi si sono effettuate simulazioni di eventi eruttivi da diversi apparati vulcanici attivi facendo variare di volta in volta i parametri dinamici del plume nonché i campi di vento agenti durante l'eruzione.

Allo scopo di facilitarne la lettura, si riporta di seguito una nota schematica sull'articolazione del lavoro di tesi e sul contenuto delle singole sezioni.

- **Introduzione:** in questa sezione sono illustrati l'obiettivo del lavoro di tesi e i vari step metodologici della ricerca.
- **Capitolo 1:** il capitolo si pone l'obiettivo di descrivere le condizioni fisiche dell'atmosfera e la circolazione generale dei venti:
  - L'atmosfera : caratteristiche fisiche e circolazione generale;
  - Venti : tipologia e circolazione.
- **Capitolo 2:** in questo capitolo vengono affrontate le tematiche riguardanti il dinamismo di una colonna eruttiva esplosiva e le conseguenze della deposizione di ash:
  - Dinamica e dispersione delle colonne eruttive esplosive.
  - Problemi post-eruttivi legati alla dispersione di ash e danni provocati dalla deposizione di ash vulcanico in riferimento a casi storici.
  - Mitigazione e strumenti di previsione.
- **Capitolo 3:**
- **Attività sperimentale:** questa è stata sviluppata secondo due obiettivi:
  - 1) Utilizzo del software PUFF nell'ambito della previsione vulcanica a breve termine:
    - 1) Influenza dei campi di vento;
    - 2) PUFF come strumento integrativo nell'ambito del monitoraggio vulcanico.
  - 2) Utilizzo del software PUFF nell'ambito della previsione a lungo termine:

1) Simulazioni di possibili eventi eruttivi al Somma-Vesuvio utilizzando i parametri dinamici di eruzioni avvenute in tempi protostorici e storici.

- **Conclusioni:** Proposta di utilizzazione di PUFF come nuovo strumento “informatico” per la previsione vulcanica a tempi brevi nelle aree di vulcanismo attivo.

# **CAPITOLO 1**

## 1.1 L'atmosfera e le sue caratteristiche.

L'atmosfera è la massa gassosa che avvolge la terra ed è solidale con i suoi movimenti di rotazione e rivoluzione. La sua massa totale è stata stimata intorno a 1015 tonnellate. All'aumentare della quota la densità diminuisce esponenzialmente, per cui il 95% della massa dell'atmosfera occupa i primi 20 km e il 99,9% si trova nei primi 50 km. Oltre i 1000 km di altezza, la densità dell'aria è così bassa che diventa difficile distinguere l'atmosfera dal vuoto interplanetario che avvolge il Sistema Solare.

*Costituenti dell'atmosfera.*

L'atmosfera terrestre è composta da una miscela di gas chiamata *aria*.

Nella tabella seguente (Tab.1) vengono elencati i componenti principali dell'aria secca:

| Componente         | Simbolo         | % in volume |
|--------------------|-----------------|-------------|
| Azoto              | N <sub>2</sub>  | 78,03       |
| Ossigeno           | O <sub>2</sub>  | 20,99       |
| Argon              | Ar              | 0,94        |
| Anidride carbonica | CO <sub>2</sub> | 0,03        |
| Idrogeno           | H <sub>2</sub>  | 0,01        |
| Neon               | Ne              | 0,0012      |

**Tab.1:** componenti principali dell'aria secca

Il 99% della composizione dell'aria è formata dal 78% di azoto ed il 21% di ossigeno. Nell'atmosfera, in prossimità del suolo, sono pure presenti in tracce (ppb = parti per bilione) di ossido di carbonio CO (190 ppb), ozono O<sub>3</sub> (40 ppb), ammoniaca NH<sub>3</sub> (4 ppb), biossido di azoto NO<sub>2</sub> (1 ppb), anidride solforosa SO<sub>2</sub> (1 ppb), cloro Cl<sub>2</sub> (0,6 ppb), ossido di azoto NO (0,5 ppb), solfuro di idrogeno H<sub>2</sub>S (0,05 ppb), iodio I<sub>2</sub> (0,01 ppb). Le loro concentrazioni al suolo possono subire fortissime variazioni in ragione dell'inquinamento atmosferico.

A tali costituenti atmosferici va aggiunta l'acqua che, sotto forma di vapore e nubi, ne rappresenta circa lo 0.33% della massa totale; la sua presenza determina la cosiddetta umidità atmosferica<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> L'umidità dell'aria rappresenta la quantità di vapore acqueo contenuta in essa; può essere classificata in:

- **umidità assoluta**, corrispondente alla quantità di vapore acqueo in grammi contenuta in un metro cubo d'aria (g/m<sup>3</sup>), esprime la densità del vapore acqueo nell'atmosfera;

Tale percentuale dipende da vari fattori quali l'altitudine e la temperatura. Il vapore acqueo è presente quasi esclusivamente nella troposfera e, sebbene la sua concentrazione sia piuttosto modesta (1-10 g per kg di aria umida), il suo ruolo è fondamentale nella maggior parte dei processi che avvengono nell'atmosfera, in quanto la presenza dell'acqua è l'elemento determinante ai fini dei fenomeni meteorologici. Ciò è vero per i seguenti motivi:

- La condensazione e l'evaporazione del vapore acqueo hanno conseguenze importanti nella stabilità verticale dell'atmosfera;
- *Droplets* e *raindrops* contribuiscono a rimuovere gli inquinanti atmosferici, rispettivamente attraverso i ben noti meccanismi di *rainout* e *washout*, anche se tali processi sono poi responsabili del fenomeno delle piogge acide;
- Il vapore acqueo è quasi sempre coinvolto nelle numerose reazioni chimiche che avvengono nell'atmosfera;
- Il vapore acqueo e le nubi rappresentano la principale causa dell'effetto serra;
- La concentrazione del vapore acqueo controlla, insieme alla temperatura e alla ventilazione, il grado di comfort o di disagio fisiologico ambientale avvertito dall'organismo (per esempio la sensazione di afa che si ha durante le calde giornate estive, quando l'umidità relativa è alta; oppure quando un'umidità relativa molto bassa dà la caratteristica sensazione di aria secca che prosciuga la pelle e rende la gola arida).

Oltre a questi componenti nell'atmosfera si trovano anche particelle liquide o solide chiamate *pulviscolo atmosferico* e presenti soprattutto nei primi chilometri, a contatto con la superficie terrestre. Si tratta di polveri sia di origine naturale, strappate dal vento o dovute alle eruzioni vulcaniche, sia di origine antropica, legate alle attività dell'uomo.

#### *Parametri fisici dell'atmosfera.*

Un simile involucro gassoso, per quanto relativamente poco spesso rispetto al diametro terrestre (circa 12700 km), ha anch'esso un peso ed esercita una **pressione** sulla superficie della Terra.

- 
- **umidità specifica**, espressa in g/kg, corrispondente alla quantità di vapore acqueo contenuta in un chilogrammo di aria umida;
  - **rapporto di mescolanza (mixing ratio)**, espressa in g/kg, che rappresenta il rapporto tra la quantità di vapore acqueo contenuto in una massa d'aria e la parte di aria secca contenuta nella stessa massa;
  - **umidità relativa**, rappresenta il rapporto percentuale **U** tra la quantità di vapore contenuta in un certo volume d'aria e la quantità massima di vapore saturo che, alla stessa temperatura e pressione, potrebbe essere contenuta nel medesimo volume.

Poiché il valore della pressione atmosferica in un punto è legato al peso della colonna d'aria sovrastante, salendo di quota tale valore deve diminuire (Fig.1). Non esiste una relazione precisa tra la quota e la pressione, poiché altri fattori come la temperatura e l'umidità possono influenzare i risultati.

Approssimativamente, si può assumere alle basse quote (fino a 3000 m) un gradiente verticale della pressione (cioè una variazione della pressione con la quota) pari a:

**1 hPa ogni 10 metri.**

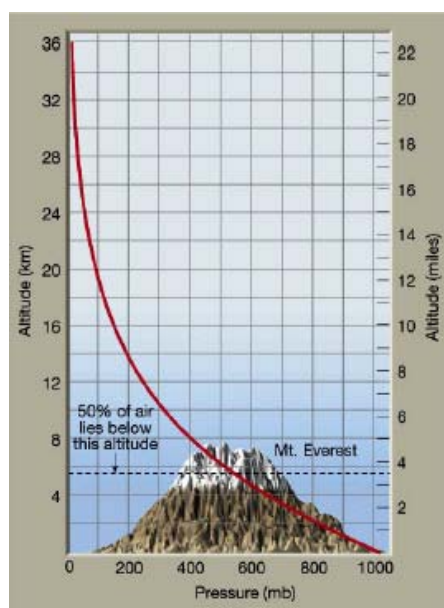
Esiste una formula barometrica che consente di determinare la pressione **p** in un punto a quota **z**, a partire dalla pressione **p0** e dalla quota **z0** di un punto noto e dalla temperatura **T** media tra **z** e **z0** (espressa in K):

$$p=p_0 \exp[-0,034(z-z_0)/T]$$

Il legame tra pressione ed altitudine, inoltre, consente di misurare le altezze tramite i valori di pressione; a grandi linee valgono i seguenti legami tra quote e pressioni (Tab.2):

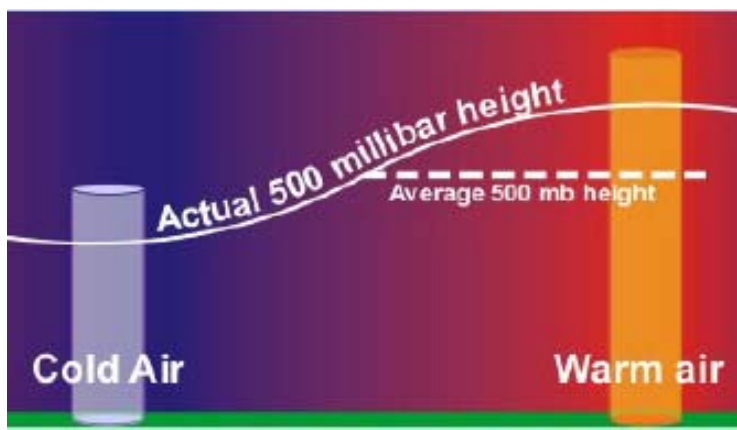
| <b>Pressione (hPa)</b> | <b>Quota (m)</b> | <b>Pressione (hPa)</b> | <b>Quota (m)</b> |
|------------------------|------------------|------------------------|------------------|
| 1000                   | Suolo            | 500                    | 5500             |
| 925                    | 750              | 300                    | 9000             |
| 850                    | 1500             | 200                    | 12.000           |
| 700                    | 3000             | 100                    | 16.000           |

**Tab.2:** valori approssimativi della pressione atmosferica alle varie quote.



**Fig.1:** Andamento verticale della pressione atmosferica con la quota.

Per quanto riguarda l'influenza della Temperatura sulla pressione si definisce che, all'aumentare della temperatura l'aria si dilata, diminuisce la sua densità e si alleggerisce: in generale una colonna d'aria calda pesa meno di un'ugual colonna d'aria fredda. L'aria fredda è "più pesante" dell'aria calda, e quindi una variazione nella temperatura dell'aria porta a una variazione della pressione (Fig.2).



**Fig.2:** Variazione della pressione in base alla variabilità della temperatura

L'andamento della pressione è opposto a quello della temperatura. Nelle ore più calde si hanno i valori minimi di pressione (intorno alle 16 generalmente). L'entità delle oscillazioni diurne della pressione è comunque molto bassa e non supera mai i 2-4 hPa in pianura.

Anche l'umidità influenza l'andamento della pressione; la pressione esercitata da una massa d'aria umida, infatti, è inferiore a quella esercitata da un uguale volume di aria secca. La spiegazione può essere ricercata a livello molecolare, pensando che le molecole di vapore acqueo presenti nella massa umida hanno preso il posto di molecole di azoto o ossigeno più pesanti.

In pratica, quindi, le cause che portano a una variazione della pressione atmosferica possono essere di natura termica o di natura dinamica.

Nel primo caso è il contributo del riscaldamento solare a portare alla variazione: nelle ore più calde l'aria a contatto con il suolo si riscalda, si dilata e, spinta dalla forza di Archimede, sale nell'atmosfera. Questa risalita provoca un accumulo di molecole d'aria nella parte alta dell'atmosfera, con una conseguente divergenza dell'aria verso l'esterno della colonna. In questo caso al suolo si registra una diminuzione della pressione poiché il numero di molecole d'aria che compongono la colonna è diminuito (negli strati alti, invece, si registra un aumento della pressione). Al contrario, un raffreddamento del suolo causa un raffreddamento degli strati più bassi dell'atmosfera che, più pesanti,

cadranno lentamente verso il suolo; il vuoto lasciato negli strati alti richiama aria dalle zone circostanti. Di conseguenza la pressione al suolo aumenta perché cresce il numero di molecole d'aria contenute nella colonna in esame (negli alti strati si registra un calo della pressione).

Per cause dinamiche si intende il contributo legato alla presenza di zone cicloniche o anticicloniche. Nelle cosiddette zone cicloniche, l'aria viene spinta da moti ascensionali verso le parti alte dell'atmosfera, da dove poi viene spinta verso l'esterno della colonna. Il numero di molecole all'interno della colonna quindi diminuisce e la pressione al suolo cala. Al contrario, in una zona anticiclonica l'aria viene spinta dall'alto verso il basso, richiamando molecole d'aria negli alti strati della colonna. Il numero totale di molecole nella colonna aumenta e la pressione al suolo cresce.

Il calore dell'atmosfera è dovuto all'irraggiamento solare. Il 30% della radiazione solare viene riflessa e diffusa nello spazio esterno dalle nubi; il restante viene assorbito dall'aria e dalla superficie terrestre. La trasmissione del calore tra suolo ed atmosfera avviene per moti convettivi verticali.

La **temperatura** dell'aria è fortemente variabile con l'altitudine; fino ad una quota di 10-12 km diminuisce regolarmente di 0,5 -0,7 °C ogni 100 m sino a raggiungere -55 °C circa; dai 12 km essa aumenta fino a 50 km dove raggiunge il valore di circa 0 °C. Da questo punto la temperatura riprende nuovamente a diminuire sino a valori di -70 e -100 °C a 80-90 km di quota. Da qui ha poi un rapido aumento che raggiunge, negli strati atmosferici più alti, i 1000-2000 °C circa. Data però l'estrema rarefazione delle molecole a queste altezze, il concetto di temperatura viene unicamente inteso in senso cinetico, come indicatore dell'energia di agitazione termica delle singole molecole.

Anche l'**umidità** atmosferica varia con la quota. Al livello del suolo ed in prossimità di esso la quantità di vapore acqueo dipende dalle condizioni climatiche e dalla posizione geografica; nelle zone temperate, essa può raggiungere una percentuale in volume pari al 4% (in condizioni di aria umida). Nei primi 8 km di quota atmosferica, l'umidità varia, da 6,8 a 0,1 g/m<sup>3</sup>; la diminuzione continua sino a circa 15 km, dove si trova uno strato molto secco. Da 15 a 30 km si ha un certo aumento del parametro con la presenza di un tipo particolare di nubi, le "nubi madreperlacee", che si formano appunto tra i 25 e i 30 km. Una certa quantità di umidità è presente anche ad una quota di circa 80 km, testimoniata dalla presenza, talvolta, delle cosiddette "nubi nottilucenti".

Al fine di avere per l'atmosfera parametri costanti è stato internazionalmente convenuto di istituire l'**atmosfera standard** i cui valori rappresentano la media delle differenti



condizioni atmosferiche esistenti sulla Terra; essa assume che la temperatura al suolo sia pari a 15°C e la pressione di 1013,2 hPa. Tra tutti i dati caratteristici si registra:

- 1) gradiente termico verticale: costante fino alla tropopausa, pari a circa 6,5° ogni 1000 metri;
- 2) gradiente di pressione: è la legge con la quale il valore della pressione varia con la quota.

#### *Struttura verticale dell'atmosfera.*

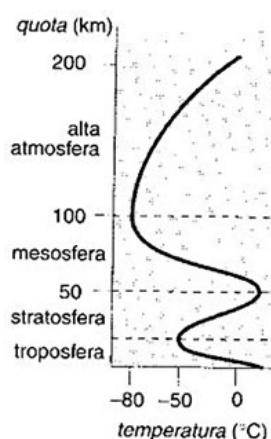
L'atmosfera viene suddivisa verticalmente in base alla composizione chimica, alla temperatura e alle proprietà elettromagnetiche.

Seguendo la composizione chimica, si riconosce una bassa atmosfera (o *ommosfera*) tra il suolo e i 100 km, e un'alta atmosfera (o *eterosfera*) al di sopra dei 100 km. Nell'ommosfera i gas componenti si distribuiscono uniformemente grazie a continui rimescolamenti dovuti soprattutto al riscaldamento solare.

Nell'eterosfera, invece, la quasi totale mancanza di movimenti causa una stratificazione dei gas componenti secondo la loro densità.

Tra i 100 e i 200 km predomina l'azoto molecolare, tra i 200 e i 1000 km vi è soprattutto ossigeno monoatomico creato dalla scissione delle molecole di ossigeno per effetto della radiazione solare, tra i 1000 e i 3500 km si trova principalmente elio, oltre i 3500 km prevale l'idrogeno.

Con le variazioni di quota l'andamento della temperatura, invece, varia secondo quanto riportato in Fig.3.



**Fig.3:** suddivisione degli strati atmosferici in base all'andamento della temperatura con la quota.

Infatti, a partire dal basso verso l'alto, individuiamo la **troposfera** che rappresenta la parte più bassa a contatto con il suolo. In tale zona la temperatura diminuisce con la quota fino a raggiungere un minimo di - 50 °C a circa 12 km d'altezza. I continui

rimescolamenti d'aria che interessano questa zona rendono estremamente irregolare la diminuzione della temperatura: si può comunque definire un gradiente medio di diminuzione di circa 6,5 °C ogni 1000 m. Tale valore è solo una media: si possono presentare diminuzioni anche più marcate, fino a 10 °C ogni 1000 m, in particolare quando si tratta di aria secca. La **tropopausa** costituisce il limite superiore di questa zona. L'altezza della troposfera non è costante intorno a tutta la Terra (Fig.5b): all'equatore essa arriva fino a 18 km, mentre ai poli può misurare anche solo 6 km. Intorno ai 30° e ai 65° di latitudine sia nord che sud, infatti, si verificano due veri e propri gradini nella troposfera, che passa bruscamente da un'altezza di 14 km a una di 12 km e da una di 10 km a una di 8 km. In corrispondenza di queste discontinuità si hanno le correnti a getto, forti correnti d'aria che regolano il tempo meteorologico di tutto il pianeta.

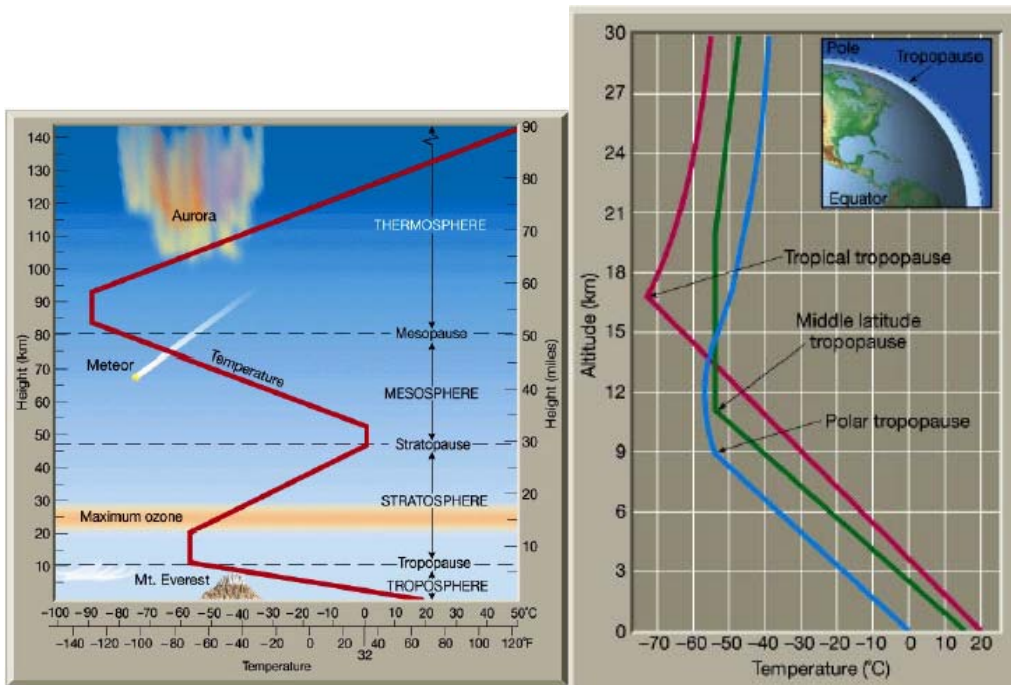
Dopo la tropopausa e fino a circa 50 km d'altezza, il gradiente termico si inverte e la temperatura aumenta con l'altezza dal suolo. Questa zona viene chiamata **stratosfera**, nome dovuto alla parziale stratificazione dell'aria, causata da una diminuzione dei moti verticali. Questa particolarità, unita alla quasi totale mancanza di vapore acqueo, impedisce la formazione di corpi nuvolosi di una certa consistenza. L'aumento della temperatura è dovuto alla presenza di ozono, una molecola formata da tre atomi di ossigeno e ottenuta dalla combinazione di una molecola biatomica di ossigeno con un atomo di ossigeno per assorbimento della radiazione ultravioletta solare. Negli strati superiori, fino a 50 km, è sempre l'ozono a provocare il riscaldamento dell'aria, assorbendo ancora raggi UV e dissociandosi nuovamente. Tra i 20 ed i 30 km d'altezza si registra la massima concentrazione di ozono: tale fascia viene perciò detta **ozonosfera**. Il limite superiore della stratosfera è detto **stratopausa**: qui, a 50 km, la temperatura è pari a circa 17 °C.

Superata la stratopausa, la temperatura ricomincia a diminuire con l'altezza e intorno ai 95 km raggiunge la temperatura minima di -75 °C. Questa zona viene detta **mesosfera**. Deboli rimescolamenti dell'aria, come dimostra la presenza di sottili nubi nottilucenti, garantiscono ancora una distribuzione uniforme dell'aria.

La **mesopausa** divide questa zona dall'alta atmosfera o **eterosfera** dove i gas si distribuiscono a strati in base alla loro densità.

La temperatura sale con la quota e può arrivare a superare i 1500 °C nella parte più esterna, a centinaia di chilometri dal suolo. In questa parte dell'atmosfera, il concetto di temperatura è da intendere in senso cinetico, come indicatore dell'energia cinetica delle

molecole (l'energia cinetica di un corpo è una grandezza legata alla massa del corpo stesso e alla sua velocità; la teoria cinetica dei gas dimostra che l'energia cinetica media di un gas è direttamente proporzionale alla sua temperatura).



**Fig. 4:** a) sopra, variazione della temperatura con la quota, nei vari strati dell'atmosfera;  
b) a destra, variazione della Temperatura nella tropopausa a varie latitudini.

La quota della tropopausa è variabile. Alle nostre latitudini la tropopausa si trova normalmente tra i 10-12 km e la T è tra i -60 e i -50°C. Nelle zone equatoriali tra i 12-16 km Nelle zone polari tra i 7-10 km

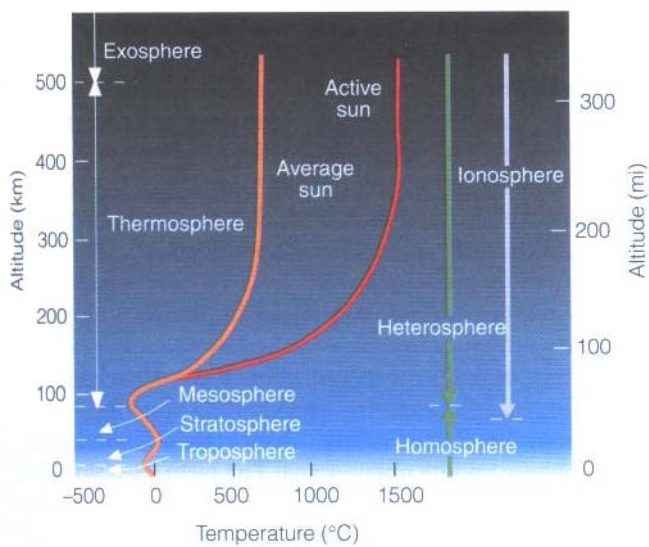
Infine, un'ulteriore suddivisione dell'atmosfera terrestre tiene conto delle sue proprietà elettromagnetiche. Una parte della radiazione solare è formata da raggi ultravioletti che riescono a ionizzare gli atomi dell'atmosfera, strappando loro uno o più elettroni. Negli strati più bassi, la densità dell'aria è così elevata che in una frazione di secondo gli elettroni liberati si ricombinano con gli ioni positivi ricostruendo un atomo neutro. Negli strati più alti, a partire da circa 80 km e fino a 500 km, la probabilità che un elettrone strappato a un atomo dai raggi UV si ricombini con uno ione positivo diminuisce e si registra una concentrazione di ioni positivi, che giustifica il nome **ionosfera** dato a questa parte dell'atmosfera.

Tra gli 80 e i 500 km gli ioni tendono a sistemarsi in 4 fasce distinte, in grado di riflettere le onde radio. La fascia più vicina al suolo riflette le onde lunghe, la seconda fascia le onde medie, la terza e la quarta fascia le onde corte. In questo modo è possibile trasmettere informazioni radio in tutto il pianeta senza bisogno di utilizzare alcun ripetitore. Le onde televisive e le onde in modulazione di frequenza (FM), invece, non

vengono riflesse dalla ionosfera e quindi necessitano di ripetitori “a vista” per le trasmissioni.

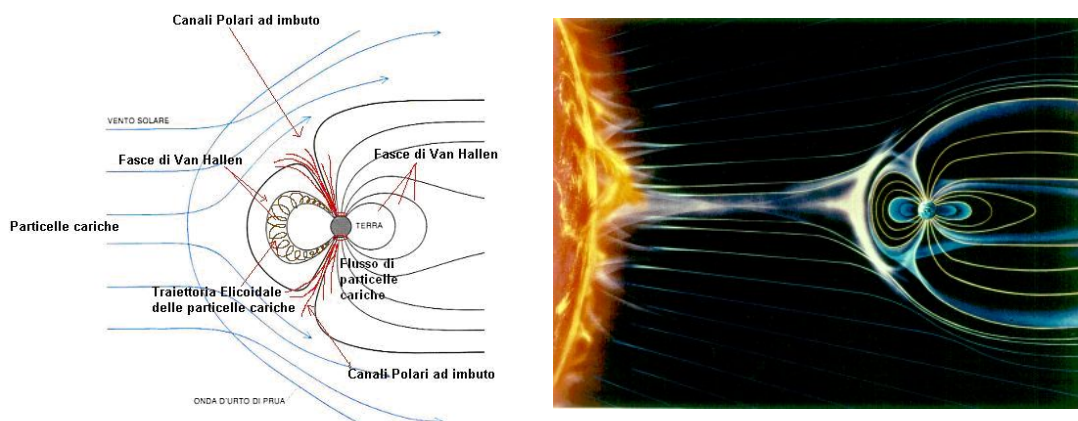
Al di sopra dei 500 km d’altezza, la radiazione UV è così intensa e l’aria così rarefatta che la quasi totalità degli atomi è ionizzata. I lunghi tempi di vita media degli ioni e dei corrispondenti elettroni permettono al campo magnetico terrestre di influenzarne i movimenti. Questa parte dell’atmosfera prende il nome di **magnetosfera**.

La magnetosfera è a sua volta attraversata da un flusso di particelle cariche (elettroni e ioni positivi) provenienti dal Sole (il vento solare) che vengono frenati e assorbiti dalla stessa magnetosfera.



**Fig.5:** Rappresentazione degli strati dell’atmosfera in base alla **temperatura**, **composizione** e **proprietà elettriche**.

All’interno della magnetosfera, a circa 3000 e 20.000 km d’altezza, sono presenti due zone, dette **fasce di Van Allen** (Fig.6), in cui le particelle ionizzate in movimento vengono catturate dalle linee del campo magnetico terrestre.



**Fig.6:** Rappresentazione grafica delle fasce di van allen per effetto del campo magnetico terrestre.

Un fenomeno affascinante che avviene nella magnetosfera è l'**aurora polare**, solitamente si manifesta tra i 100 e i 200 km di altezza, ma a volte raggiunge anche i 1000 km ed appare come una tenda mossa dal vento. In realtà è dovuto al cosiddetto "vento solare", una sorte di corrente proveniente dal Sole, le cui particelle (ioni), arrivando in prossimità della Terra, vengono costrette a deviare verso i poli seguendo le linee di forza del campo magnetico terrestre. Quando penetrano nella ionosfera queste particelle interagiscono con i gas rarefatti e ionizzati presenti, i quali, eccitandosi, emettono i loro spettri caratteristici: l'ossigeno di alta quota (oltre 200 km) emette luce rossa, mentre quello più basso (fino a 100 km) emette luce verde, il colore più comune; l'azoto, invece, è fonte di luce di colore blu-violetto.

## 1.2 La circolazione generale dell'atmosfera.

La distribuzione media dei venti e della pressione atmosferica osservata sul pianeta nel corso di molti decenni prende il nome di *circolazione generale dell'atmosfera*. Con questo termine si comprendono non solo i venti più o meno costanti presenti sulla Terra a scala globale, ma anche le molte perturbazioni transitorie che costituiscono il tempo atmosferico.

La struttura orizzontale della circolazione dell'atmosfera a scala globale, infatti, mostra una gran complessità, poiché i moti osservati sono generati dalla sovrapposizione simultanea di numerosi altri; noti alcuni dei quali a scala planetaria, altri a scala continentale stagionale, altri ancora a scala locale come quelli legati alle brezze, all'influenza deformante dell'orografia, ai temporali, agli ostacoli al suolo e alla turbolenza.

L'origine della circolazione atmosferica è fatta risalire alla non uniforme distribuzione dell'energia solare nel sistema terra-atmosfera. Tale sistema riceve le radiazioni solari, riflettendone e diffondendone una parte ed assorbendone l'altra. Alla sommità dell'atmosfera giungono in media  $2 \text{ cal/cm}^2$  al minuto delle quali circa il 60% è assorbito e il rimanente 40% riflesso e diffuso verso l'alto. Nelle regioni polari la radiazione incidente è sempre inferiore alla radiazione emessa, mentre il contrario avviene nelle regioni equatoriali e subtropicali.

L'energia assorbita non si distribuisce in modo uniforme nel sistema terra-atmosfera essenzialmente per due motivi: la forma geometrica della terra e l'inclinazione del suo asse di rotazione rispetto alla perpendicolare al piano dell'orbita intorno al sole.

La forma geometrica della terra implica che l'angolo d'incidenza della radiazione solare, in altre parole l'angolo tra raggi del sole e la perpendicolare alla terra nel punto d'incidenza, vari con la latitudine e precisamente decresca dai poli verso l'equatore. A causa di ciò la stessa quantità d'energia si distribuisce su aree sempre più grandi, man mano che ci si sposta dall'equatore verso i poli, con il risultato che il riscaldamento risulta più intenso alle basse latitudini anziché alle alte.

L'inclinazione dell'asse di rotazione della terra rispetto alla perpendicolare al piano dell'eclittica, che è di circa  $23,5^\circ$ , fa sì che in uno stesso punto del pianeta l'altezza del sole sull'orizzonte vari nel corso dell'anno. Dunque il sole, nel suo moto apparente annuale, compie un'oscillazione completa intorno all'equatore fra il tropico del Cancro e

il tropico del Capricorno, per cui sulle località della fascia intertropicale i suoi raggi sono quasi sempre perpendicolari alla superficie terrestre, mentre alle latitudini superiori la loro inclinazione diviene sempre più marcata. Ne consegue che il sistema terra - atmosfera riceve molta più energia alle latitudini inferiori che a quelle superiori. Il sistema a sua volta, come si è visto, riemette energia per irraggiamento e la differenza fra quella ricevuta e quella riemessa costituisce il bilancio radiativo globale.

E' dimostrato che le regioni delle latitudini inferiori ai 30° sono caratterizzate da un bilancio positivo, ovvero si ha guadagno di energia, mentre quelle situate a latitudini più alte accusano un deficit energetico netto in quanto il bilancio tra calore ricevuto e calore perso è negativo.

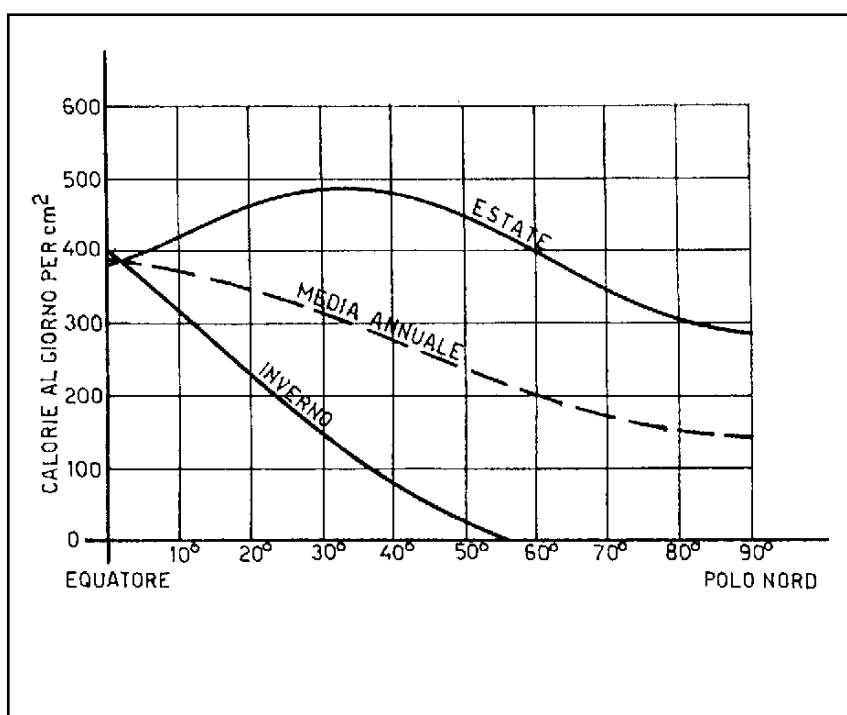


Fig.7: Distribuzione dell'energia solare ricevuta dalla superficie terrestre, nell'emisfero boreale, secondo Hufty.

L'aria, dunque, si dovrebbe scaldare sempre di più alle latitudini intertropicali e raffreddare sempre di più a quelle polari. Ciò in effetti non accade per l'esistenza, nell'atmosfera, di un meccanismo che assicura un trasporto di calore lungo i meridiani dall'equatore verso i poli, rimuovendo il surplus di energia solare equatoriale ed appianando così il deficit energetico polare.

In realtà la redistribuzione del calore a scala planetaria è affidata per quasi l'80% alla circolazione generale dell'atmosfera e per il restante 20% alle correnti oceaniche.

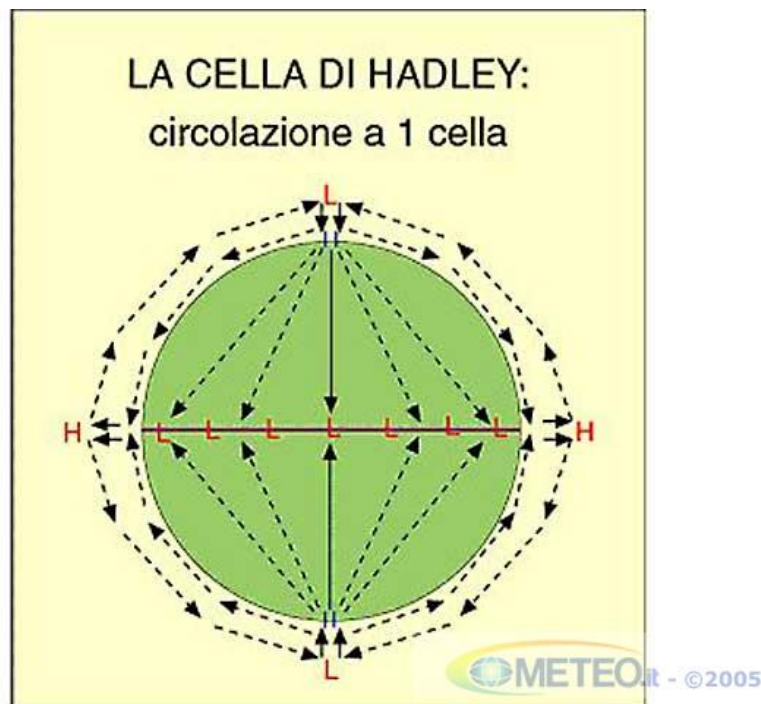
### Modelli di circolazione atmosferica.

Il primo modello che cercò di spiegare come avviene il trasporto del calore a scala planetaria è noto come *circolazione di Hadley*, dal nome del fisico che per primo lo introdusse nel 1735.

Il calore assorbito dalla Terra intorno all'Equatore scalda le masse d'aria soprastanti, le quali, dilatandosi, diventano meno dense, più leggere e provocano un moto ascendente verso le alte quote della troposfera. Questa risalita d'aria genera alle basse quote, una zona di bassa pressione, mentre in quota, l'apporto di aria dagli strati sottostanti, crea una zona di alta pressione rispetto alle zone circostanti.

Ai Poli, invece, il bilancio termico negativo genera un raffreddamento dell'aria che, più densa ed attraverso dei moti discendenti, si porta dagli strati superiori, dove si crea un'area di bassa pressione, verso il suolo, dove, al contrario, si genera una zona di alta pressione, per afflusso di aria equatoriale.

Di conseguenza, al suolo masse d'aria fredda vengono sospinte dall'alta pressione polare verso la bassa pressione equatoriale, mentre in quota aria calda, viene spinta dalle alte pressioni equatoriali verso le basse pressioni polari, e quindi, tra le alte e basse latitudini si instaura una megacella convettiva chiusa, denominata cella di Hadley (Fig.8). Tale cella spiegherebbe gli scambi di calore tra Equatore e Poli.



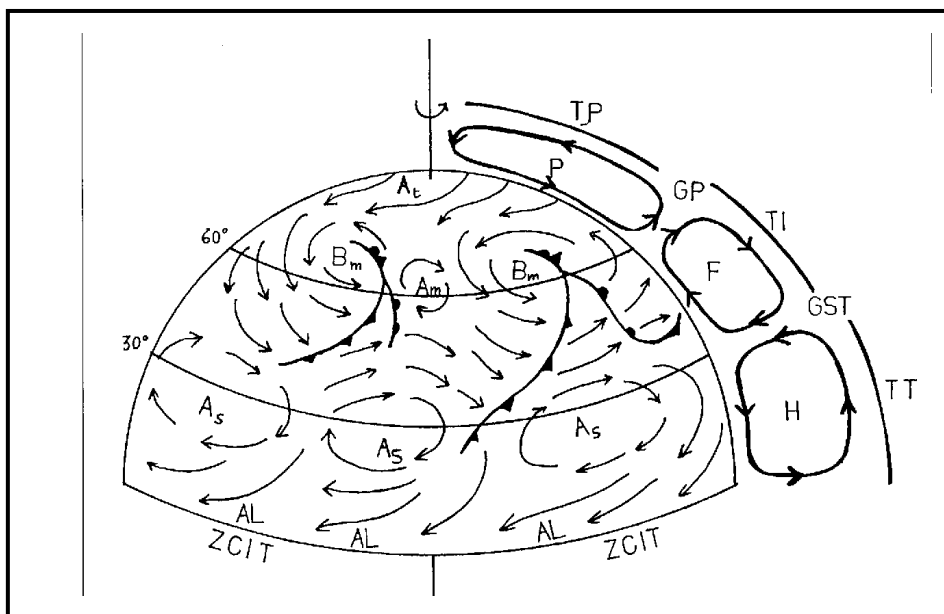
**Fig.8:** rappresentazione grafica della cella di Hadley, primo modello di circolazione atmosferica.



Il modello di Hadley, però, pur rendendo conto della presenza effettiva della fascia di bassa pressione al suolo all'Equatore e dell'alta pressione ai poli, è palesemente inadeguato per descrivere la circolazione atmosferica osservata a scala planetaria. Evidentemente l'ipotesi che la circolazione dell'atmosfera sia regolata solo dallo squilibrio energetico tra poli ed equatore non è pienamente valida. L'incongruenza nasce dalla presenza della forza deviante di Coriolis<sup>2</sup>, che nel modello ad una cella non veniva preso in considerazione.

Introducendo l'effetto di deviazione delle correnti orizzontali da parte della forza di Coriolis, si deduce che, ad esempio nell'emisfero nord, a qualsiasi latitudine, le correnti della medio - alta troposfera, dirette dall'equatore verso il polo, tenderanno ad acquistare una forte componente occidentale, mentre quelle di ritorno nella bassa troposfera dovranno avere una componente orientale.

A livello globale il modello che ne deriva è una struttura a tre celle (Fig.9).



**Fig. 9:** Circolazione generale dell'atmosfera a tre celle: di Hadley (H), di Ferrel (F) e Polare (P). Sono segnalate le posizioni del getto subtropicale (GST) e di quello polare (GP), della tropopausa tropicale (TT), intermedia (TI) e polare (TP), degli anticloni subtropicali (As) e di quelli termici polari (At), delle alte e basse mobile delle medie latitudini (Am e Bm), degli alisei (AL) e della zona di convergenza

<sup>2</sup> La **Legge di Coriolis** è una forza deviante dovuta alla rotazione della Terra, in base alla quale una particella d'aria, che viaggi dall'equatore verso il polo, subisce una deviazione verso destra nell'emisfero settentrionale e verso sinistra in quello meridionale, deviazione che va crescendo con la latitudine.

Sulla verticale dell'equatore esistono, come previsto dal modello di Hadley, le correnti ascendenti di aria calda che, dopo aver raggiunto le alte quote, si dirigono verso Nord; ma la cella di Hadley si interrompe intorno ai  $30^0$  di latitudine poiché, la progressiva deviazione verso destra (nell'emisfero nord), imposta dalla forza di Coriolis, fa sì che già a tali latitudini, le correnti in quota, inizialmente dirette verso Nord, siano ormai in realtà allineate quasi da ovest verso Est, interrompendo così anche il loro viaggio verso il Polo.

Ciò provoca, però, intorno a tale fascia di latitudini, un accumulo delle masse d'aria equatoriali, la cui unica via d'uscita è il deflusso verso il basso fino al suolo, per poi ritornare all'equatore come *Alisei*. Ecco il motivo per cui nella fascia subtropicale l'atmosfera è animata permanentemente da correnti discendenti, le quali provocano, per subsidenza, il riscaldamento e l'essiccamento della colonna d'aria. Questo spiega anche perché in tale fascia si trovino le regioni più aride del pianeta.

In prossimità dell'Equatore vi è una zona, di posizione variabile tra l'inverno e l'estate, nella quale gli Alisei da Nord-Est dell'emisfero nord tendono a convergere con gli Alisei da Sud-Est dell'emisfero sud, questa zona è denominata *Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ)*.

Invece alle latitudini intermedie, tra  $30^0$  e  $60^0$  di latitudine, la circolazione inverte la direzione e si formano le cosiddette *celle di Ferrel*: l'aria che precipita nelle due celle di Hadley conserva una componente della quantità di moto in direzione dei poli e trasmette questa quantità di moto alla cella di Ferrel, cosicché in superficie i venti della cella di Ferrel si dirigono verso i poli mentre nella troposfera superiore i venti della cella di Ferrel si dirigono verso l'equatore. A causa della forza di Coriolis i venti di superficie delle celle di Ferrel hanno anche una componente da ovest verso est: sono i venti occidentali che abbiamo alle nostre latitudini.

Esiste, infine, una terza cella sulle regioni polari, caratterizzata in realtà da una circolazione debole. Tale cella, denominata *cella polare*, è di tipo termico; infatti, l'aria si solleva al di sopra della regione più calda intorno a  $60^0$  di latitudine e ridiscende nella zona più fredda che circonda i poli.

Quindi, la circolazione reale dell'atmosfera osservata a scala planetaria prevede in prossimità dell'Equatore una cintura di basse pressioni, mentre il polo Nord e quello Sud sono sede di alte pressioni.

Intorno a 30° N e 30° S, invece, è presente in maniera permanente la cosiddetta *fascia di alta pressione subtropicale*, della quale fanno parte l'*Anticiclone delle Azzorre* e l'*Anticiclone del Pacifico*<sup>3</sup>.

Sotto l'azione congiunta della bassa pressione equatoriale e dell'alta pressione subtropicale, tra l'Equatore e i 30° di latitudine, soffiano per tutto l'anno venti da nord-est nell'emisfero nord e da sud-est nell'emisfero sud (gli *Alisei*).

Intorno ai 60° di latitudine è invece presente, in entrambi gli emisferi, una fascia permanente di basse pressioni, delle quali fanno parte il *Ciclone d'Islanda* (che, come l'*Anticiclone delle Azzorre*, ha notevole influenza sulle vicende del tempo sull'area euro – mediterranea) e il *Ciclone delle Aleutine*<sup>4</sup>.

Sotto l'azione simultanea di tale fascia di bassa pressione e di quella di alta pressione subtropicale, tra i 30° ed i 60° di latitudine, scorrono le *correnti occidentali*<sup>5</sup> (o *westerly*), le quali ricoprono un ruolo fondamentale sulle condizioni meteorologiche in questa fascia di latitudine.

Sia il Polo Nord che il Polo Sud, invece, sono sede di alta pressione.

La circolazione appena descritta è rappresentativa dell'andamento medio annuale e subisce modifiche sensibili a livello stagionale a causa del diverso riscaldamento dei continenti rispetto alla terraferma.

---

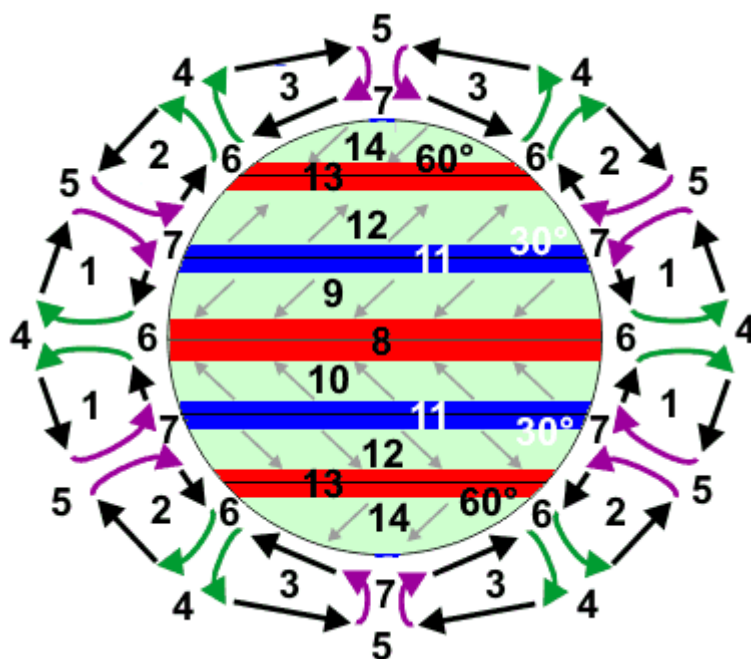
<sup>3</sup> La maggior variabilità stagionale della pressione nelle aree continentali fa sì che la fascia di alta pressione intorno ai 30° di latitudine tenda a stabilizzarsi permanentemente solo in corrispondenza degli oceani. È il caso dell'**Anticiclone del Pacifico settentrionale** e dell'**Anticiclone delle Azzorre**. Le periodiche espansioni dell'Anticiclone delle Azzorre verso il continente europeo e verso il Mar Mediterraneo relegano a latitudini più alte il movimento delle depressioni mobili e delle perturbazioni, apportando lunghi intervalli di bel tempo sulle nostre regioni.

<sup>4</sup> A causa della presenza di terre emerse, la fascia di basse pressioni intorno al 60° nord si riduce, nella realtà, a due sole depressioni permanenti note con i nomi di "**Ciclone d'Islanda**" e di "**Ciclone delle Aleutine**". La loro posizione, anche se fluttuante, è caratterizzata da un minimo depressionario sull'Oceano Atlantico Settentrionale ed un altro sull'Oceano Pacifico Settentrionale, in prossimità del Circolo Polare Artico. Il Ciclone d'Islanda ricopre un ruolo particolare nelle vicende atmosferiche che interessano il continente europeo, perché è il luogo in cui si ha la genesi di tutte le perturbazioni che poi si muovono verso le medie latitudini del continente.

<sup>5</sup> La differenza di temperatura che esiste fra le aree equatoriali e le aree polari determina la formazione di tre grandi blocchi di aria omogenea a carattere quasi permanente:

- due in corrispondenza delle calotte polari, relativamente freddi e poveri di [vapore acqueo](#)
- uno fra i due tropici, relativamente caldo e ricco di vapore acqueo.

Fra questi due blocchi, all'incirca fra i 30° ed i 60° di latitudine, scorre in ciascun emisfero un vasto fiume di aria a temperatura intermedia, con direzione prevalentemente secondo i paralleli ed al quale è stato dato il nome di **corrente occidentale**. L'intensità di questa corrente aumenta man mano che si sale di quota e raggiunge il massimo attorno ai 10-12 chilometri di altezza. All'interno delle correnti occidentali ed ai limiti superiori della [troposfera](#), scorre un fiume aereo velocissimo chiamato **corrente a getto (jet stream)** si sono registrati venti anche a 600 Km/h, ma velocità di 100-200 Km/h sono frequenti).



**Fig.10:** rappresentazione grafica della circolazione atmosferica in superficie a scala planetaria:

- 1) Cella di Hadley; 2) Cella di Ferrel;
- 3) Cella polare di Hadley; 4) Divergenza;
- 5) Convergenza; 6) Ascendenza; 7) Subsidenza
- 8) Zona delle calme equatoriali o Zona della convergenza intertropicale
- 9) Alisei di nord est; 10) Alisei di sud est;
- 11) Anticicloni subtropicali; 12) Correnti occidentali;
- 13) Perturbazioni del Fronte polare; 14) Venti orientali

La *circolazione atmosferica* osservata *in superficie* a scala planetaria non ha l'andamento regolare indicato nella figura precedente poiché la superficie terrestre non è uniformemente liscia.

Questo schema ideale trova riscontro solamente in corrispondenza degli oceani ma non sopra i continenti per due motivi:

- 1) perchè l'acqua degli oceani assorbe ed immagazzina, più della terraferma, l'energia solare;
- 2) perchè l'orografia determina una rilevante azione di disturbo sul libero fluire delle correnti d'aria.

Nello specifico, nella stagione primaverile ed in quella estiva, gli strati superficiali della terraferma si riscaldano più rapidamente e più intensamente di quelli del mare e, per questo motivo, sopra i continenti tendono a formarsi aree di bassa pressione.

Nella stagione autunnale, la terraferma perde più rapidamente del mare il calore immagazzinato nella stagione calda, per cui sui continenti si originano vaste aree fredde

di alta pressione, mentre sopra gli oceani si instaurano condizioni di bassa pressione. Se la più importante ed estesa delle grandi strutture a livello planetario è la *Circolazione di Hadley*, che divide ciascun emisfero in tre grandi fasce (dall'equatore ai 30° di latitudine, dai 30° ai 60° di latitudine, dai 60° di latitudine al Polo), grande importanza ha anche la *Circolazione di Walker*, che divide la fascia equatoriale in tre grandi celle convettive con direttrice ovest-est.

Tali grandi celle convettive sono situate una sull'Oceano Pacifico, una sull'Oceano Atlantico, ed una sull'Oceano Indiano; in ciascuna di queste celle l'aria sale nel ramo occidentale, ove le acque oceaniche sono più calde, per poi ridiscendere lungo il ramo orientale.

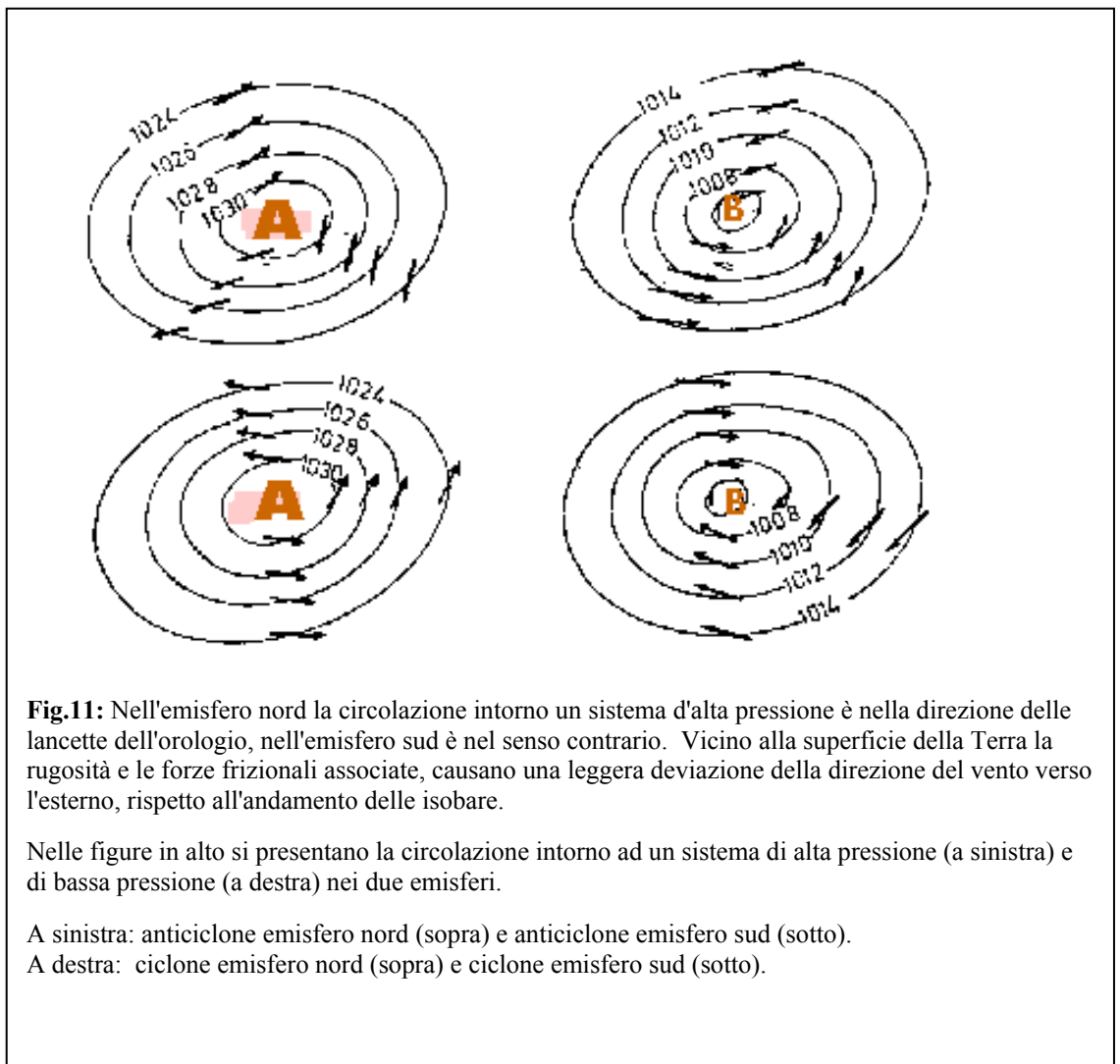
Nell'ascesa sul lato occidentale le masse d'aria raggiungono anche i 12 km di altezza, con conseguente sviluppo di molte nubi temporalesche ed abbondanti precipitazioni; le intense correnti ascensionali si trovano sulla verticale di Indonesia ed Australia, dell'Amazzonia, e dell'Africa Centrale.

L'aria che invece discende sul lato orientale della cella risulta particolarmente secca, anche a causa del fenomeno di subsidenza: è in queste zone, tra l'altro, che si trovano alcune delle maggiori aree desertiche del pianeta. La cella sull'Oceano Pacifico risulta più estesa delle altre due, in quanto è maggiore il gradiente termico tra il suo ramo occidentale e quello orientale. L'enorme quantità di energia, necessaria ad alimentare le tre celle di Walker, è fornita dalle grandi quantità di calore liberate nel processo di condensazione in atto nei rami ascendenti.

Variazioni alla Circolazione di Walker si osservano in concomitanza con episodi di *el Niño*, fenomeno che comporta tra l'altro una diminuzione della differenza di temperatura tra le acque superficiali del Pacifico Occidentale e del Pacifico Orientale. Tra i mutamenti del clima che questo fenomeno crea, sono particolarmente rilevanti quelli che causano l'aumento della piovosità sull'[America](#) Centrale e sul [Perù](#) in cui possono verificarsi alluvioni anche distruttive e i conseguenti periodi di forte aridità nelle regioni del [Pacifico](#) orientale talvolta associate a devastanti incendi in [Australia](#).

### 1.3 Venti: tipologia e circolazione.

Il vento è originato da differenze di pressione atmosferica tra due regioni. Le masse d'aria si spostano in senso orizzontale sempre da una zona di alta pressione (anticiclonica) ad una zona di bassa pressione (ciclonica). Seguendo le condizioni della circolazione generale, nelle aree di bassa pressione, l'aria, maggiormente riscaldata, si dilata e si innalza, richiamando al suo posto quella fredda delle zone anticicloniche circostanti, più pesante e a pressione più elevata; la differenza orizzontale di temperatura provoca una differenza orizzontale di pressione, la quale a sua volta stabilisce una forza chiamata *gradiente di pressione* che provoca il movimento di un flusso d'aria più o meno intenso ed improvviso: il *vento*.



### *Caratteristiche fisiche dei venti*

Il vento può essere considerato come una grandezza vettoriale e, pertanto, viene definito dalla sua velocità e dalla sua direzione.

#### Velocità dei venti.

La velocità è tanto maggiore quanto meno distano fra loro i due nuclei di alta e bassa pressione e quanto maggiore è la differenza di pressione fra di loro.

Tale caratteristica fisica del vento non è costante in senso verticale ma varia con la quota con una certa regolarità: in contatto con il suolo si ha quasi “calma”; negli strati immediatamente superiori il vento segue le asperità del terreno con conseguenti variazioni di velocità; quindi la velocità aumenta rapidamente fino a 500-600 m per decrescere leggermente per altri 200 m (fino a 700-800 m); riprende poi ad aumentare leggermente e irregolarmente fino a ca. 1500 m dal suolo; al di sopra di questa quota cresce con regolarità.

Si individuano, pertanto, due zone principali:

- fino a 1500 m, dove si ha il vento inferiore, che risente più o meno della morfologia della superficie;
- oltre i 1500 m, dove si ha il vento superiore, la cui velocità dipende essenzialmente dalle condizioni barometriche.

La velocità del vento si esprime in km/h, in m/s o in nodi (1 nodo = miglio marino/ora = 1852 m/ora = 0.5 m/sec). In assenza di strumenti, questa può essere individuata con l'osservazione degli effetti che la pressione del vento provoca su oggetti comuni che si trovano all'aperto (fumo, foglie, alberi, ecc.), riferiti a scale empiriche convenzionali; da ciò ha origine la **Scala Beaufort** (vedi Tabella in Appendice), dal nome del suo ideatore, il contrammiraglio e idrografo inglese Francis Beaufort, che individuò una scala di 12 gradi di intensità (0=calma; 7=vento forte; 12=uragano) definiti in base agli effetti del vento sul mare.

Gli strumenti per misurare la velocità del vento sono gli anemometri e gli anemografi (dal greco *anemos* = vento e *metron* = misura o *grapho* = scrittura); la velocità istantanea del vento viene registrata dagli anemografi; negli anemometri a coppe, invece, a un asse verticale sono fissati tre o quattro bracci alle cui estremità vi sono coppe semisferiche orientate nello stesso senso

rotatorio; la velocità di rotazione fornisce una misura della velocità del vento, in ogni caso però, a causa della forza di inerzia, si ottiene solo un valore medio per un determinato intervallo di tempo.

Per la misura di velocità molto basse del vento, negli studi di microclimatologia, si sono costruiti anemometri a filo caldo, molto precisi, basati sulla sottrazione di calore da un filo arroventato da parte del vento.

In campo meteorologico, poiché in prossimità del suolo il vento varia in continuazione, per confrontare i dati anemometrici forniti dalle varie stazioni meteo, si è convenuto che i trasmettitori siano posti su un palo ad un'altezza di 10 m dal suolo, su un terreno pianeggiante e libero da ostacoli.

La misura dei venti d'alta quota avviene, ancora in parte, a mezzo di palloni pilota che salgono con velocità uniforme, i cui angoli azimutale e zenitale (deviazione dalla direzione nord) vengono misurati con un teodolite. Attualmente, nelle stazioni aerologiche, per la determinazione dei venti di alta quota si impiegano radiosonde; il foglio metallico assicurato sotto il pallone della radiosonda viene seguito in continuazione col radar; dagli spostamenti del pallone che sale, trascinato dal vento di alta quota, si ricavano la direzione del vento e la sua velocità tra i punti misurati.

Altri strumenti, i più moderni, oggi utilizzati per la misurazione del vento sono gli anemometri sonici, dispositivi in grado di fornire una misura assoluta della velocità del vento e della temperatura dell'aria.

#### Direzione dei venti.

Anche la direzione dei venti è un fattore che cambia notevolmente in senso verticale. Per determinare in quale direzione il vento soffierà, bisogna identificare ed esaminare tutto riguardo alle forze che entrano in gioco nel movimento orizzontale dell'aria. Queste forze includono:

- la forza di gradiente di pressione, responsabile del moto del vento;
- la forza di Coriolis, apparente, che devia il vento dalla sua direzione originale ;
- la forza centripeta;
- la frizione.



Il vento che soffia al di sopra del livello di frizione (PBL)\*, è approssimativamente geostrofico e si muove parallelamente alle isobare, con un gradiente di pressione (PGF) nettamente bilanciato dalla forza di Coriolis.

Al livello della superficie terrestre, lo stesso gradiente di pressione non produrrà la stessa velocità del vento, e quest'ultimo non soffierà più nella stessa direzione. Vicino alla superficie, infatti, l'attrito frizionale riduce la velocità del vento, che a sua volta riduce la forza di Coriolis. Di conseguenza, l'indebolita forza di Coriolis non bilancia più la forza del gradiente di pressione, ed il vento soffierà attraverso le isobare, verso le zone a pressione più bassa.

La direzione di provenienza del vento è individuata mediante appositi anemoscopi (banderuole, maniche a vento) ed è indicata con il punto della **rosa dei venti** (vedi Tabella in Appendice) da cui il vento proviene, o in gradi, contati in senso orario a partire dal nord; si definiscono così: la *Tramontana* proveniente dal Nord, il *Grecale* da Nord-Est, lo *Scirocco* da Sud-Est, il *Mezzogiorno* che spira da Sud, il *Libeccio* da Sud-Ovest ed infine il *Maestrale* da Nord-Ovest.

#### *Moti del vento.*

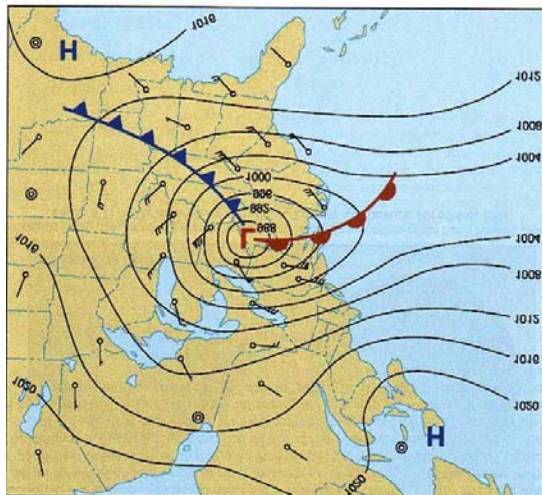
Le particelle d'aria, che nel loro insieme formano il vento, si muovono in virtù di una forza che segue il dislivello della pressione atmosferica, ossia il *gradiente di pressione*, dall'alta alla bassa pressione. Questo gradiente si può ricavare da carte della distribuzione della pressione, ed è espresso mediante curve di livello (*isoipse*) di superficie di uguale pressione atmosferica, se si tratta del campo di pressione nella libera atmosfera, oppure mediante linee (*isobare*) di uguale pressione atmosferica nelle carte meteorologiche (al suolo).

---

\*Lo strato atmosferico influenzato dalla frizione, chiamato strato frizionale (o *planetary boundary layer*), di solito si estende verso l'alto dalla superficie terrestre fino ad un'altitudine di circa 1000 m., ma questo spessore può variare o per forti sistemi di vento o per irregolarità del terreno.

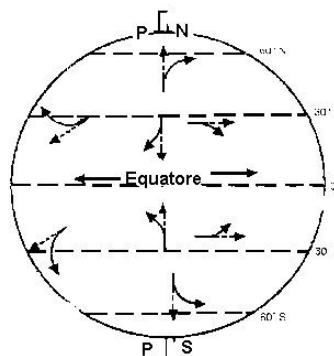
Quanto più fitte risultano le isoipse o le isobare, tanto più intenso è il gradiente di pressione atmosferica perpendicolare a queste isolinee.

La velocità del vento è quindi proporzionale al gradiente barico orizzontale ed è diretta, in assenza di altre forze, lungo il gradiente ovvero normalmente alle isobare.



**Fig.12:** Mappa fisica delle coste atlantiche del Nord America dove vengono riportate le isobare. Ogni linea corrisponde ad un valore della pressione dato in millibar. E' così possibile individuare zone di alta (HIGH) e bassa (LOW) pressione. I venti misurati nelle stazioni disposte sul territorio sono indicate dai segmenti con vertice e con numero di tacche perpendicolari, tanto maggiore quanto più elevata è l'intensità del

In realtà però, le particelle d'aria, come ogni altro corpo in moto sulla Terra, sono sottoposte non solo alla forza di gradiente, ma, subiscono anche una deviazione per effetto della rotazione terrestre (Forza di Coriolis), espressa dalla relazione **Forza di Coriolis =  $2m \ v \ w \ \sin \ j$** , dove **m** è la massa della particella, **v** è la velocità della particella, **w** la velocità angolare terrestre e **j** la latitudine. La forza deviante agisce perpendicolarmente alla direzione istantanea di movimento delle particelle d'aria ed è proporzionale alla loro velocità; essa devia il vento nell'emisfero nord a destra della direzione di gradiente, nell'emisfero sud la deviazione avviene verso sinistra. L'accelerazione (e quindi la deviazione) dipende anche dalla latitudine: risulta, infatti, massima ai poli e nulla all'equatore.



**Fig.13:** Rappresentazione grafica della forza deviante di Coriolis a varie latitudini.

Inoltre, esiste la forza di attrito che frena la velocità delle particelle d'aria con l'effetto massimo in vicinanza del suolo. Rugosità del terreno e ostacoli vari causano moti vorticosi e, nell'insieme, una diminuzione di velocità del vento nei bassi strati dell'atmosfera (dalla superficie terrestre a circa 1 km di quota).

Sull'andamento del vento, in direzione e velocità, esercitano una notevole influenza, i rilievi montuosi i cui effetti iniziano a parecchi chilometri di distanza da rilievi e si estendono verticalmente in altezza a partire dalle vette (fino a 0,3 volte l'altezza per le montagne isolate, fino a 3 volte l'altezza per le catene montuose). Il vento, infatti, urtando contro i fianchi dei monti è costretto a seguirne l'andamento, formando sopravvento una corrente inclinata con una componente verticale in senso ascendente, e sottovento un'analogha corrente con componente verticale in senso discendente; in entrambi i casi si generano moti vorticosi.

E' da notare infine che il vento solo raramente è costituito da una corrente costante in velocità e direzione; di solito la sua velocità passa in brevi intervalli di tempo per massimi e minimi relativi, e così pure la direzione subisce continue oscillazioni.

Sotto questo punto di vista, il vento può essere definito in base alla sua struttura nei seguenti tre tipi:

- vento laminare, regolare per velocità e direzione, con scorrimento secondo linee parallele;
- vento turbolento, caratterizzato da forti e continue variazioni di velocità;
- vento a colpi o intermittente, caratterizzato da correnti deboli intercalate con improvvisi colpi di vento violentissimi.

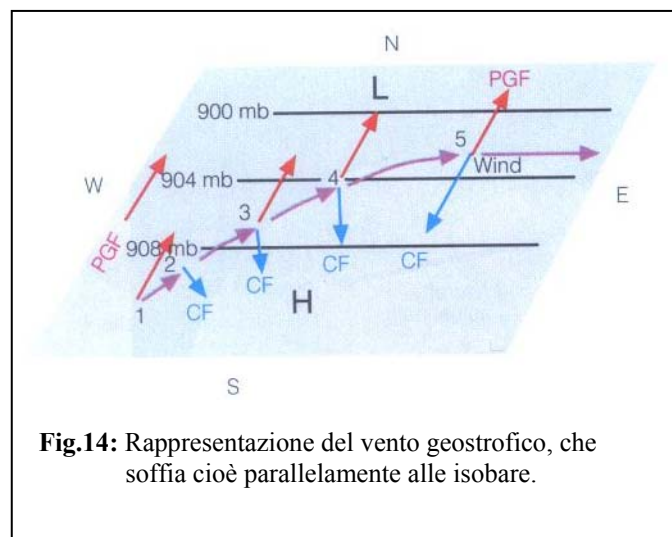
#### *Tipologia di venti.*

I venti possono essere classificati in vari modi (vedi Tabella in Appendice); in funzione della loro regolarità si distinguono: venti costanti o permanenti se spirano con direzione e provenienza pressoché invariabili (p. es. gli alisei, venti occidentali e polari); venti periodici, se spirano con direzione alterna in determinati periodi di tempo (p. es. i monsoni, a lungo periodo; le brezze di mare e di terra, a breve periodo); venti irregolari, se sono caratterizzati da variabilità di direzione e provenienza (*föhn*, scirocco, bora, *mistral*, libeccio), collegati con il susseguirsi delle perturbazioni atmosferiche.

In funzione della distribuzione geografica si distinguono: venti planetari e venti regionali o locali. I primi partecipano alla circolazione generale dell'atmosfera e sono in rapporto con la distribuzione delle vaste aree di alta e bassa pressione alle diverse latitudini. Nella fascia compresa tra 25° di lat. N e S spirano venti costanti e regolari (gli alisei) diretti verso l'area depressionaria equatoriale; tra le alte pressioni subtropicali si generano venti che soffiano verso le basse pressioni circumpolari da SW nel nostro emisfero e da NW nell'emisfero meridionale (venti occidentali); dalle alte pressioni sulle calotte polari verso le depressioni circumpolari spirano venti da NE nell'emisfero boreale e da SE in quello australe (venti polari).

I venti regionali, invece, sono legati a situazioni bariche che si instaurano nel corso dell'anno con una certa regolarità su alcune regioni, spesso determinate da particolari configurazioni topografiche; tra i più caratteristici sono il *föhn*, il *mistral*, la *bora*, la *tramontana*, il *libeccio*, lo *scirocco*.

Quando la velocità del vento, per azione della forza di gradiente, aumenta fino a bilanciare la forza di Coriolis, il vento non accelera più poiché la forza netta è uguale a zero. Qui il vento soffia lungo una traiettoria rettilinea, parallelamente alle isobare, a velocità costante. Questo flusso d'aria così sviluppatosi, prende il nome di vento geostrofico. Quando il vento è puramente geostrofico (Fig.14), le isobare sono rettilinee e uniformemente spaziate, ed il vento risulta costante.

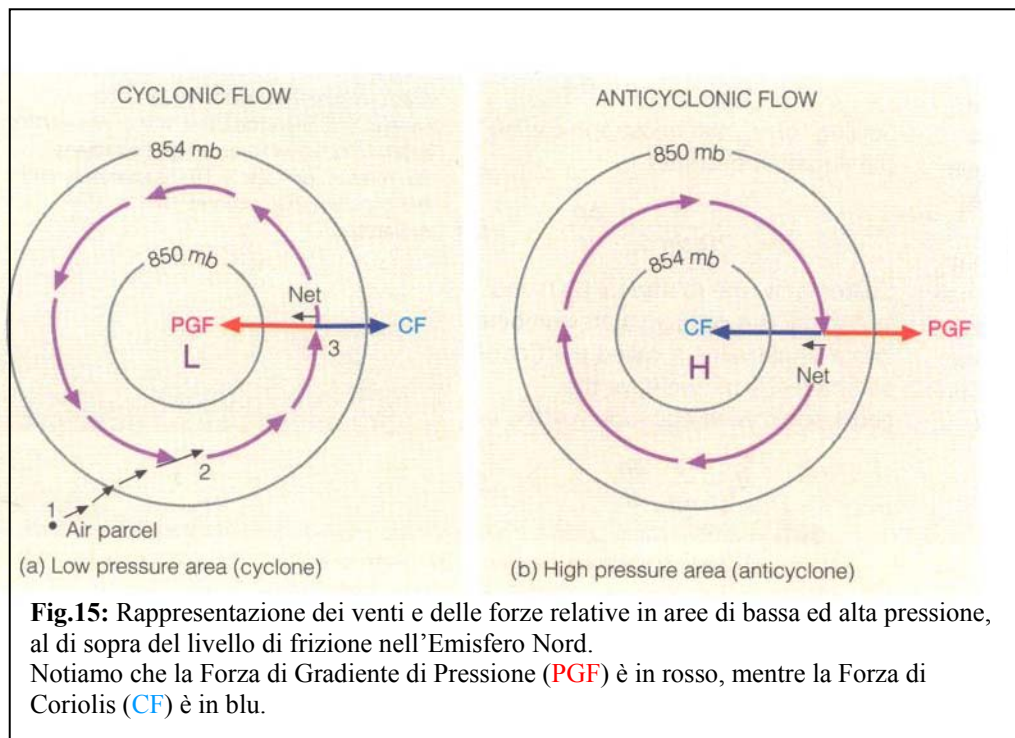


Su una carta isobarica, la direzione e la velocità del vento geostrofico sono relate alle linee di contorno; la direzione, infatti, può essere determinata

dall'orientamento delle isobare, la sua velocità, invece, può essere stimata dallo spazio fra queste. Il vento geostrofico ci fornisce una buona approssimazione del reale vento al di sopra dello strato di frizione, o *planetary boundary layer* (fino a circa 1000m al di sopra della superficie terrestre).

Quando le isobare sono curve, come nel caso dei cicloni e degli anticicloni, alla forza barica ed alla forza deviante di Coriolis si aggiunge la forza centripeta (**Forza Centripeta** =  $v^2/r$ , dove  $v$  è la velocità del vento e  $r$  è il raggio della traiettoria del vento), generata dal moto circolare cui sono sottoposte le particelle d'aria. Dove le velocità del vento sono intense e c'è una piccola curvatura (raggio grande), la forza centripeta è debole e, confrontata con le altre forze agenti, può essere trascurata; mentre dove il vento è forte e spira lungo una traiettoria curva stretta (piccolo raggio), come nel caso dei tornado e degli uragani tropicali, la forza centripeta ha un valore alto e diventa molto più importante.

Il vento (ciclonico e anticiclonico) che sotto l'azione combinata di queste tre forze è tangente in ogni punto alle isobare circolari, si definisce vento di gradiente. Nelle aree cicloniche il moto dei venti di gradiente avviene in senso antiorario, invece, nelle aree anticicloniche in senso orario (Fig.15).



Nei pressi dell'equatore, dove la forza di Coriolis è minima, i venti soffiano intorno ad intensi uragani tropicali con una forza centripeta grande quasi quanto la forza di gradiente. In questo tipo di flusso d'aria, la forza di Coriolis può essere considerata trascurabile, ed il vento viene definito come vento ciclostrofico.

In una regione dove i venti soffiano in direzione Ovest-Est, parallelamente alla latitudine (lungo i paralleli), il flusso d'aria che si sviluppa è definito vento zonale; quando, invece, i venti spirano su vasta scala, seguendo una traiettoria Nord-Sud parallelamente alle linee dei meridiani, il flusso d'aria viene chiamato vento meridionale.

Negli strati atmosferici più prossimi al suolo si riscontra un diverso comportamento del vento rispetto alle quote superiori; questo flusso d'aria va a costituire il vento superficiale. Nei primi 50-150 metri, infatti, l'aria non si può muovere liberamente; l'interazione con svariati tipi di ostacoli genera una forza di attrito che si oppone al moto tanto da rendere poco efficaci le due principali forze motrici dell'atmosfera: la forza dovuta al gradiente di pressione e la forza deviante o di Coriolis. L'attenuazione della prima delle due forze si traduce in una progressiva diminuzione dell'intensità del vento man mano che ci si avvicina al suolo, e questo a causa del sempre maggiore attrito. La variazione verticale della velocità del vento, infatti, non è proporzionale alla quota ma segue una legge logaritmica, ossia il tasso di aumento con la quota tende a dimezzarsi raddoppiando la quota stessa. La rapidità di aumento di velocità con la quota dipende anche dalle dimensioni degli ostacoli al suolo: più il suolo è accidentato più rapida è la variazione verticale della velocità del vento<sup>6</sup>.

L'attenuazione della seconda forza si evidenzia nel fatto che la direzione del vento risulta non più parallela alle isobare ma deviata in senso antiorario rispetto al vento nella libera atmosfera. Con venti deboli o moderati la deviazione è di 10-15° sul mare e 30-45° sulla terraferma ma con venti forti o atmosfera instabile l'angolo di deviazione si riduce notevolmente. La direzione

---

<sup>6</sup> A tale scopo, nei calcoli, si utilizza un parametro chiamato "rugosità del suolo" che tiene conto proprio del tipo di ostacoli presenti a terra e assume un valore pari a circa 1/30 dell'altezza media degli ostacoli vicini: da 0,1 millimetri del mare aperto e calmo a 1 metro del centro di grandi città o foreste.

che il vento assume in questi primi 50-150 metri di troposfera, a differenza dell'intensità, non subisce variazioni verticali, cosa che invece succede all'interno dello strato atmosferico immediatamente sovrastante (la stratosfera).

# **CAPITOLO 2**



## 2.1 Colonne eruttive esplosive: dinamica e dispersione.

Le colonne eruttive che si sviluppano durante le eruzioni vulcaniche esplosive sono capaci di iniettare enormi quantità di gas e di particelle di ash, per decine di km nell'atmosfera.

Tali nubi vulcaniche sostenute comprendono 3 distinte regioni caratterizzate da differenti regimi del flusso gas-particelle. Immediatamente sopra il punto di emissione, infatti, la colonna consiste in un una **zona** basale di **getto turbolento** (*gas-thrust* o *jet region*) dove le particelle non si muovono in linea retta, ma seguono dei vortici e dove gli effetti legati alla spinta di galleggiamento sono trascurabili. Tale moto vorticoso favorisce l'inglobamento dell'aria circostante e ciò provoca, da un lato, una rapida decelerazione ed un raffreddamento della miscela eruttiva e, nello stesso tempo, l'*entrainment* dell'aria fa diminuire la densità complessiva della colonna.

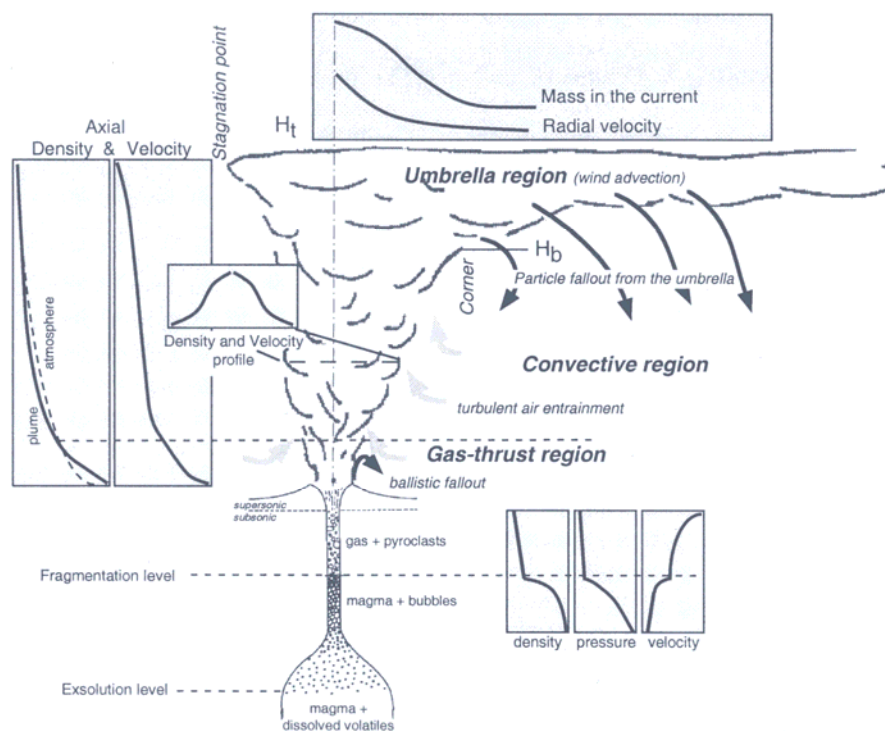
All'interno del condotto ed in corrispondenza della bocca eruttiva, l'espansione dei volatili accelera la miscela gas-particelle fino ad una velocità massima di uscita, che può essere considerata come condizione di velocità iniziale alla base della colonna. Analisi teoriche ed osservazioni effettuate indicano che il suo valore varia da circa 100m/sec nelle deboli eruzioni stromboliane (Blackburn et al., 1976) a più di 600 m/sec nelle grandi eruzioni pliniane (Wilson 1976; Wilson et al., 1980).

Quando la spinta dei gas si è esaurita, la miscela eruttiva potrà avere densità superiore o inferiore a quella dell'atmosfera circostante. Nel primo caso, la colonna non può alzarsi ulteriormente e collassare mentre, fino a che la miscela ha una densità inferiore a quella atmosferica, essa si innalza e sostiene la sua risalita con un moto convettivo; questa parte di colonna dà luogo ad una regione intermedia chiamata **zona convettiva**. Da questo momento la colonna è meno densa dell'atmosfera, turbolenta e vorticoso, e sale per semplice contrasto di densità con velocità che variano da poche decine a oltre 200 m/sec. Nella parte più alta della colonna eruttiva, infine, quando ormai gran parte del materiale grossolano è stato abbandonato, la densità della miscela raggiunge quella atmosferica, eguagliandola e definendo così il livello di densità neutra (**Neutral Buoyancy Level**) ad un'altezza  $H_b$ .

Al di sopra di questa altezza, la nube si allarga e forma la zona superiore detta ad **ombrello**, dove la colonna risale per inerzia fino alla sua altezza massima ( $H_t$ ). Tra  $H_b$  e  $H_t$  la colonna, in assenza di vento, si espande radialmente in tutte le direzioni; in presenza, invece, di venti dominanti divergerà secondo la loro direzione. Questa porzione della colonna riveste grande importanza dal momento che essa controlla, in modo determinante, il trasporto delle particelle. Riassumendo, la colonna eruttiva pliniana che si forma nelle eruzioni esplosive è costituita da tre zone con caratteristiche differenti (Fig.1):

1. inferiore: è il getto turbolento della miscela di magma e gas, con densità superiore a quella atmosferica;
2. intermedia: è quella convettiva, con densità inferiore a quella atmosferica, dove l'aria inglobata e riscaldata trasporta ceneri e pomici;
3. superiore: è quella di allargamento ad ombrello, con densità uguale a quella atmosferica;

di queste, la regione gas-thrust si estende solo fino ad una piccola frazione dell'altezza totale della colonna ed è caratterizzata da un ripido decremento della velocità della miscela gas-particelle dovuto alla diminuzione della quantità di moto per effetto della forza di gravità. In contrasto, la regione convettiva è dominata da forze di galleggiamento che agiscono sia sui gas caldi eruttati che sull'aria intrappolata riscaldata. Infine, al di sopra del livello di galleggiamento neutrale (Neutral Buoyancy Level), il materiale eruttato si espande in base all'effetto dei venti dominanti e alla turbolenza atmosferica per formare la regione ad ombrello.



**Fig.1:** Diagramma mostrante le principali parti di una colonna eruttiva sostenuta: 1) una zona inferiore di getto turbolento, una intermedia galleggiante o convettiva ed, infine, una superiore ad “ombrello” dove la nube è controllata dai campi di vento dominanti regionali (Sparks, 1986).

Quando una miscela di gas e piroclasti viene eruttata da un vulcano, per formare una colonna eruttiva sostenuta, la distribuzione delle particelle di ash durante il “fallout” è controllata dalle dinamiche della nube vulcanica stessa e dal regime dei venti agenti al momento dell’evento (Self e Walker, 1991; Sparks et al., 1991). Il primo controlla la dispersione prossimale delle particelle, mentre la direzione e la velocità del vento determinano la distribuzione intermedia e distale dell’ash prodotto.

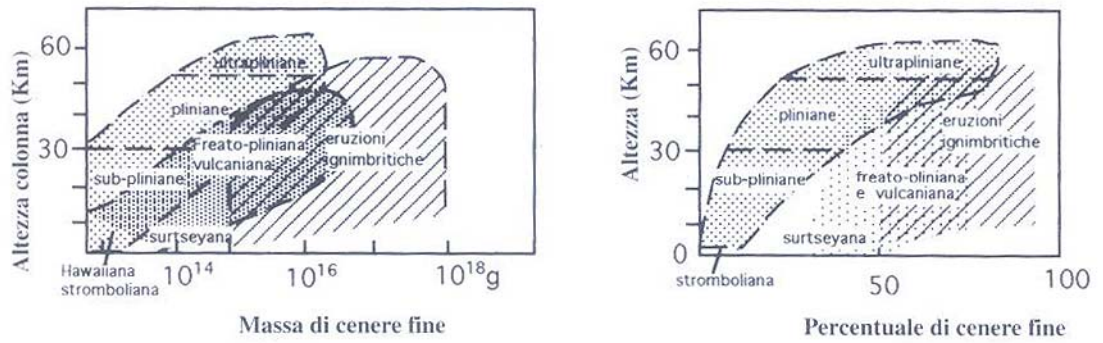
Le ceneri che si depositano con meccanismi da caduta possono essere generate, in quantità molto variabili, da ogni tipo di eruzione. Durante le eruzioni hawaiane, per esempio, viene emessa poca cenere che si disperde sopra un’area limitata, essendo la fontana lavica generalmente dell’ordine delle centinaia di metri di altezza. Le eruzioni stromboliane hanno colonne eruttive più alte (anche superiori al km) ma, come nel caso precedente, producono piccole quantità di ceneri. Le eruzioni vulcaniane, tipiche dei vulcani andesitici, possono avere episodi esplosivi molto violenti e produrre discrete quantità di ceneri prevalentemente litiche o coriacee. Nelle eruzioni pliniane il magma

raggiunge alti gradi di frammentazione e la produzione di cenere è pertanto abbondante. In tempi meno recenti, si riteneva che negli eventi pliniani il grado di frammentazione fosse moderato e si sottostimava la quantità di cenere prodotta. Le ceneri, quando sono contenute in colonne eruttive alte 30 e più chilometri, possono essere trasportate dai venti per periodi molto lunghi e la loro sedimentazione avviene su aree molto ampie, fino a grandi distanze dal centro eruttivo.

Un esempio è rappresentato dall'ultima eruzione del Tambora, nell'isola di Sumbawa, nell'anno 1815, in cui vennero proiettati in aria circa 45.000 metri cubi di roccia, cenere e altri materiali. L'eruzione, o meglio l'esplosione, creò disastri di proporzioni bibliche, con una stima di 50.000 morti e una lingua, il Tambora, completamente estinta. Inoltre l'eruzione del Tambora (come del resto tutte le eruzioni di questo tipo) ebbe delle serie ripercussioni in tutto il globo terrestre. La più importante fu il "filtro solare" creato dai materiali più leggeri scagliati dal Tambora, che vagarono nell'atmosfera terrestre per diversi anni. Il pianeta conobbe un'epoca di estati mancate ed inverni freddissimi a seguito dell'abbassamento delle temperature, quindi seguirono scarsissimi raccolti e un impoverimento importante di vaste aree del pianeta (<http://it.wikipedia.org/wiki/Tambora>).

In molti casi, oltre il 20% del volume dei depositi pliniani si trova all'esterno dell'isopaca di 1 cm (Fierstein e Natherson, 1992).

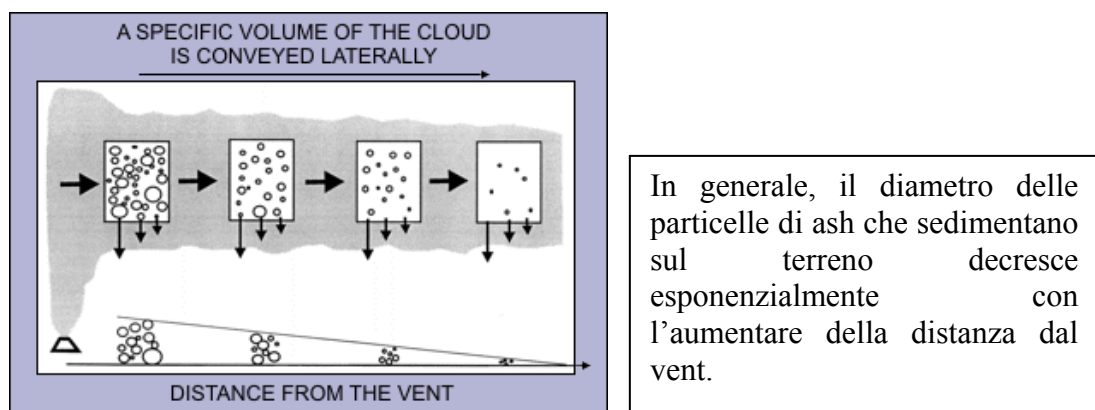
Grandi quantità di ceneri da caduta sono associate, infine, alle eruzioni ultrapliniane nelle quali la frammentazione del magma raggiunge livelli molto elevati. Nell'eruzione di Taupo (Nuova Zelanda), ad esempio, l'85% dei prodotti erano sub-millimetrici e circa il 60% di questi avevano dimensioni della cenere (Walker, 1981). Le eruzioni freato-magmatiche basaltiche (surtseyane) possono dare oltre il 90% dei prodotti con dimensioni sub-millimetriche e, di questi, circa il 50% sono ceneri che ricadono in un raggio di pochi km dal cratere. Anche gli eventi freato-magmatici che coinvolgono magmi di tipo più acido, spesso coincidenti con eruzioni freato-pliniane, producono grandi quantità di ceneri che possono raggiungere la tropopausa e disperdersi su aree più ampie rispetto alle surtseyane (Walker, 1981).



**Fig.2:** Diagramma semi-quantitativo che pone in relazione la quantità di cenere fine emessa con l’altezza della colonna eruttiva, per differenti tipi di eruzione. Nel diagramma a sinistra, la quantità è espressa in massa; in quello a destra, come percentuale del totale di prodotti. (da Walker, 1981).

La granulometria delle piroclastiti eiettate varia di parecchi ordini di grandezza, oscillando da ash molto sottile sub-micrometrico a clasti più grandi di un metro in diametro. Le piroclastiti più grossolane e più pesanti lasciano la colonna a livelli più bassi e seguono complicate traiettorie balistiche e non, mentre quelle più sottili rimangono intrappolate dai venti geostrofici, anche fino a parecchi anni, influenzando il clima globale. Particelle di ash con dimensioni intermedie, invece, vengono trasportate per avvezione dal vento, diffuse (propagate) dalla turbolenza, selezionate dalla forza di gravità ed infine depositate sul terreno a distanze da intermedie a distali (Fig.3).

Questo ultimo gruppo è il più significativo dal punto di vista dell’azard.



**Fig.3:** distribuzione dei piroclasti secondo la distanza dal vent, in base al diametro medio.

Le piroclastici da caduta, dunque, possono essere trasportate lungo traiettorie balistiche o in sospensione turbolenta, essendo l’energia necessaria al trasporto fornita inizialmente dall’eruzione e successivamente dal vento.

In ogni eruzione esplosiva possono essere distinte tre soglie di velocità di ricaduta (variabili da eruzione a eruzione in funzione dell'energia dell'esplosione) che condizionano la distribuzione ed il grado di selezione (“sorting”) delle particelle eruttate:

- 1) i frammenti la cui velocità terminale è troppo elevata perché essi possano essere sostenuti nella nube eruttiva o trasportati dal vento ricadono seguendo traiettorie balistiche;
- 2) le particelle la cui velocità terminale consente la sospensione per turbolenza nella nube eruttiva ma che sono troppo pesanti per essere trasportate dal vento al di fuori della colonna;
- 3) le particelle più sottili che possono essere trasportate in sospensione dal vento indipendentemente dalla nube eruttiva.

La dispersione areale, le variazioni di spessore e di granulometria dei depositi piroclastici da caduta (fatta eccezione per i balistici) sono principalmente controllate dall'altezza della colonna eruttiva ma anche dalla direzione e dall'intensità dei venti alle diverse quote.

Attualmente, sono disponibili per molte eruzioni dati dettagliati relativi alla distribuzione ed alle variazioni di spessore e di caratteristiche granulometriche dei depositi da caduta (isopache ed isoplete), ma il problema fondamentale, per la loro interpretazione in termini di dinamica eruttiva, è quello di riconoscere gli effetti che sulla loro dispersione hanno avuto l'altezza della colonna eruttiva e, soprattutto il campo dei venti. Un dato spessore ed una data distribuzione granulometrica in un punto possono, infatti, essere il risultato sia di una colonna bassa ed un vento forte che di una colonna alta e di un vento debole.

## **2.2 Problemi post eruttivi della deposizione di ash vulcanico.**

L'ash vulcanico è costituito da particelle sottili, con una granulometria generalmente compresa tra sabbia e silt (cioè  $\leq 2$  mm fino a grandezze micrometriche), presenti in proporzioni variabili di:

- vetro vulcanico;
- minerali o cristalli;
- frammenti litici.

Le *shards* di vetro vulcanico sono dei frammenti di magma fuso che si è raffreddato e solidificato durante l'evento eruttivo tanto rapidamente da non consentire la formazione di una struttura molecolare organizzata; costituiscono residui minuscoli di bolle di gas, sviluppate e accresciute durante la fase finale di ascesa del magma verso la superficie. La loro forma e granulometria dipende dal tipo di eruzione da cui si sono generate e dall'intensità esplosiva dell'evento.

I minerali che costituiscono parte dell'ash vulcanico derivano dal magma originario; essi, infatti, cristallizzano e si accrescono all'interno del fuso magmatico quando si trova ancora sotto la superficie terrestre. La tipologia del minerale all'interno di un deposito dipende dalle caratteristiche chimiche del magma eruttato.

I litici, infine, sono particelle solide non vescicolate che derivano da magma solidificato durante eruzioni precedenti e coinvolto in un'eruzione successiva; tali frammenti di diversi tipi di roccia, provenienti dal condotto vulcanico o da rocce incassanti, vengono incorporati dal magma durante la sua risalita verso la superficie terrestre.

Le colonne eruttive sostenute, sviluppate durante un evento esplosivo, che distruggono la vegetazione depositando i prodotti piroclastici su ampie distese di terreno e disperdendo quantità di ash in atmosfera, possono creare condizioni disagiate in cui:

1. viene promosso l'aumento di superfici di *runoff* durante i temporali;
2. aumenta drasticamente la facilità di produzione di detriti sciolti che vengono poi erosi e trasportati nelle valli;
3. l'ambiente risulta in persistenti condizioni di ash aviotrasportato a causa del vento e delle attività dell'uomo.

La distruzione della vegetazione combinata con la sedimentazione di ash sui pendii riduce la quantità di acqua che normalmente penetra nel terreno e che viene coinvolta nell'evapotraspirazione. L'incremento del flusso d'acqua superficiale erode detriti rocciosi dai declivi e li trasporta nelle valli fluviali; lì i sedimenti possono accumularsi e cambiare l'assetto idrogeologico delle vallate. Quando l'ash dry si deposita su aree senza copertura vegetale o su superfici lisce esso viene facilmente rimosso dal vento e dalle attività umane (ad esempio, veicoli in moto e pratiche agricole) creando situazioni di disagio per

la presenza di ash aviotrasportato. L'ash wet, invece, abitualmente presenta proprietà coesive che possono drasticamente diminuire tale rimozione e disturbo; la resistenza all'erosione da parte del vento dell'ash compattato, infatti, aumenterà man mano che i granuli si cementeranno saldamente.

Tali situazioni rappresentano solo una piccola parte dei disagi apportati dalla sedimentazione di ash vulcanico durante e successivamente all'evento eruttivo. In seguito, abbiamo analizzato in dettaglio problemi specifici derivanti dalla deposizione di ash e riportato gli esempi storici più significativi.

### **2.2.1 Danni provocati dall'ash cloud– Esempi storici.**

Le nubi di ash vulcanico sviluppatesi da colonne eruttive esplosive rappresentano un elevato rischio per le popolazioni che abitano intorno al vulcano a causa di diversi effetti dannosi che comportano quali collasso dei tetti, malesseri respiratori indotti dall'inalazione di ash, perdite di raccolti e bestiame, difficoltà per la rete di trasporto e rischio per la sicurezza del traffico aereo.

#### ***Edilizia.***

I danni provocati ai fabbricati ed ai sistemi edilizi dalla deposizione di ash vulcanico, variano dal completo al parziale collasso dei tetti fino a danni, molto meno catastrofici, dei materiali esterni e stanze interne, incluse apparecchiature, computer, solai, sistemi elettrici e meccanici. Questi effetti dipendono da parecchi fattori quali lo spessore dell'ash sedimentato, che esso si presenti *dry* o *wet*, progettazione del tetto e dell'edificio, e pressione con cui l'ash impatta sul fabbricato.

In primo luogo, quindi, gli effetti della deposizione di ash vulcanico sui tetti dipende:

- dalla densità, dry e/o wet, dell'ash e dallo spessore del deposito;
- dalle tecniche di progettazione e costruzione edilizia.

Il peso specifico dell'ash dry può variare da 400 a 700 kg/m<sup>3</sup>, e l'acqua piovana può incrementare questo valore del 50-100% o anche più se, più raramente, l'ash diventa saturo di pioggia e raggiunge anche valori superiori a 2000 kg/m<sup>3</sup>.



I problemi legati alla pressione da carico dell'ash vulcanico sono simili a quelli del carico da neve, solo che gli effetti dell'accumulo di ash sono molto più intensi, essendo quest'ultimo più pesante, inoltre, non fondendo come la neve, l'ash può generare intasamenti dei condotti dove va a sedimentare e causarne il collasso, soprattutto dopo intense piogge.

Gli effetti del carico di ash sull'edilizia variano molto in base alla progettazione e costruzione dei fabbricati, includendo anche inclinazione e larghezza dei tetti, materiali da costruzione, sistemi di supporto ed età e manutenzione dell'edificio. In generale, tetti piani risultano più suscettibili al danno ed al collasso che non quelli ripidamente inclinati, ed inoltre, tetti costruiti con materiali lisci, come le lamiere ed il vetro, vengono probabilmente più cosparsi di ash vulcanico rispetto a quelli costruiti con materiali rudimentali, come la paglia e l'asfalto o le coperture in legno.

L'ash ha la proprietà di corrodere e può essere buon conduttore elettrico; in situazioni di emergenza, per minimizzare tali effetti, sulle apparecchiature elettroniche (per esempio, sistemi di sicurezza, allarmi, pannelli elettrici) e su superfici metalliche è opportuno apporre esternamente delle coperture di plastica.

Inoltre, la natura abrasiva e moderatamente corrosiva dell'ash può danneggiare anche sistemi elettrici e meccanici; sistemi di areazione e condizionatori d'aria, infatti, sono suscettibili al danno apportato dall'ash per il blocco dei filtri dell'aria. Per lo stesso motivo possono essere danneggiati sistemi elettronici e computer; la migliore strategia di prevenzione e di primo intervento consiste nell'arrestare tutte le apparecchiature elettroniche e motori elettrici fino a che l'ash non venga completamente rimosso dall'impianto e dall'aria circostante.

Poiché i condotti ed i tombini vengono progettati per raccogliere l'acqua dai tetti, essi diventano delle vere e proprie "trappole per ash" e, quindi, una delle maggior parti dell'edilizia suscettibili al danno durante la deposizione di ash. Un condotto, infatti, si colma di ash e, specialmente se questo è wet, può facilmente intasarsi, rompersi e collassare. Questo discorso vale anche per molti tubi di scolo e tombini collegati ai condotti che possono intasarsi, soprattutto quando piove o quando l'acqua viene usata per rimuovere l'ash dai tetti, rendendoli altrettanto inoperativi.

*Pinatubo, Filippine, 15 Giugno 1991.* (Spence et al., 1996)

E' stata condotta un'indagine su 51 edifici danneggiati a Castillejos, una città con una popolazione inferiore ai 50000 abitanti, localizzata a 27 km SO del Monte Pinatubo. Durante la violenta eruzione del giugno 1991, lo spessore di ash che si sedimentò sulla città, è stato calcolato di 20 cm. Per l'analisi di indagine, i fabbricati presi in considerazione includevano l'identificazione di:

1. principali materiali da costruzione usati;
2. numero di storie;
3. struttura, forma ed inclinazione del tetto;
4. utilizzo degli edifici (residenziali e non).

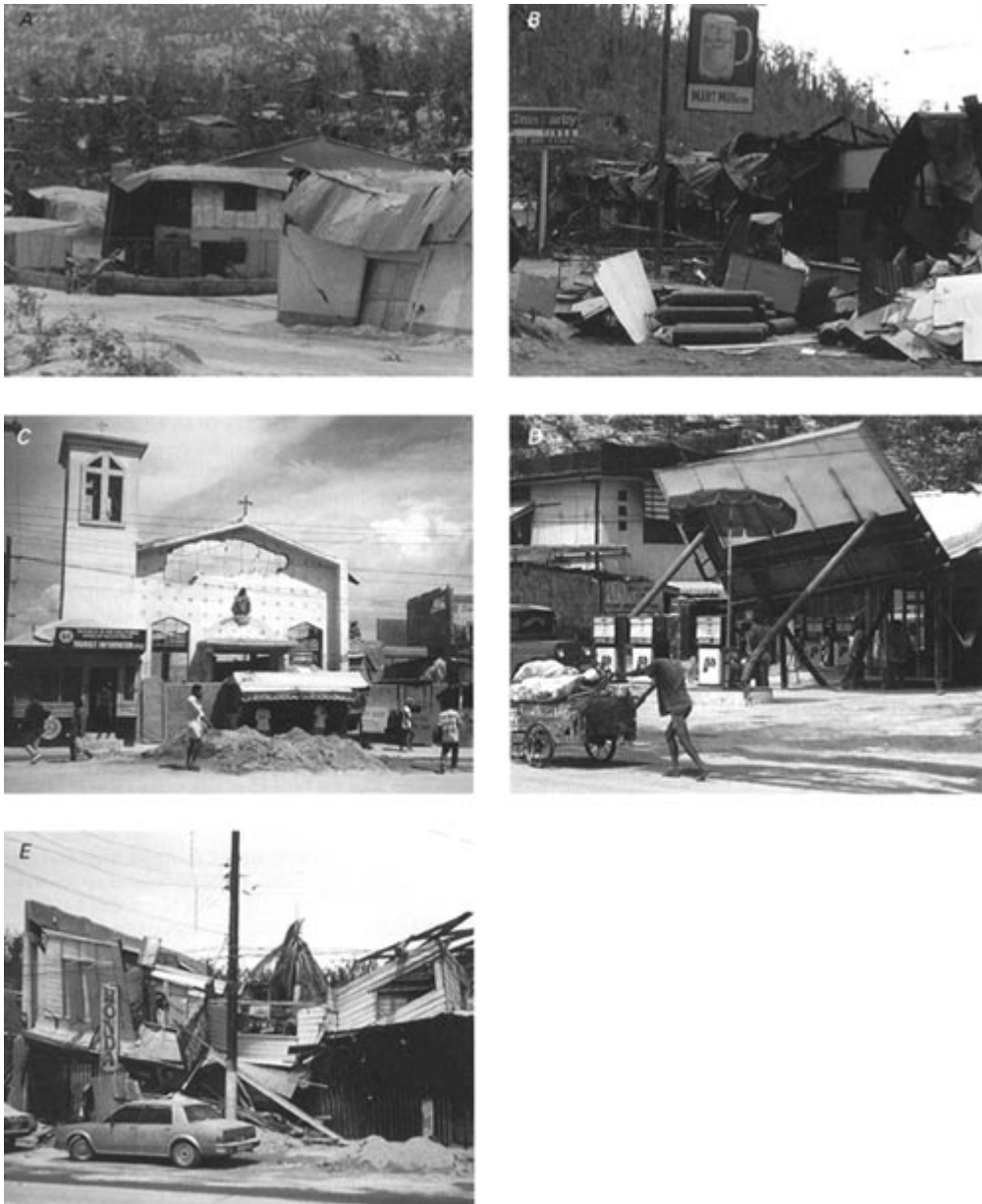
La principale causa del danno all'edilizia campione è stata la pressione da carico esercitata dall'ash depositatosi sui tetti, che ha ecceduto la potenziale resistenza, della lamiera del tetto o della struttura di supporto, oppure di entrambe. Il carico di 15-20 cm di ash wet sui tetti dovrebbe esercitare una forza pari a  $3 \text{ kN/m}^2$ .

I danni complessivi risultano i seguenti:

- sebbene molti tetti erano stati ripuliti al tempo dell'indagine, c'era evidenza di tetti non crollati dove l'ash wet si era accumulato fino a 15 cm sulle lamiere di metallo di inclinazione non superiore ai  $25^\circ$ , senza scivolare .
- Al di fuori del campionamento totale dei 51 edifici in Castillejos, 17 edifici subirono parziale o totale crollo dei tetti, mentre 18 non subirono danni o furono solo lievemente danneggiati.
- Gli edifici subirono maggiori danni a seconda che erano stati costruiti:
  - a) con tetti a grande larghezza (più di 5 m), piuttosto che con tetti a piccola scala domestica, meno ampi (figura sotto, a sinistra e a destra, rispettivamente);



- b) strutture di legname piuttosto che costruzioni con strutture in cemento armato;
  - c) con inclinazione maggiore rispetto ai tetti con minore pendenza;
  - d) per strutture non residenziali piuttosto che quelle residenziali.
- Alcuni altri fattori che sembrano aver contribuito ai danni, sebbene l'evidenza statistica è inadeguata a dimostrare il loro significato sono:
    - a) muri o colonne con supporti indeboliti;
    - b) sporgenze dei tetti non saldamente supportate.



**Fig.4:** Effetti dannosi della deposizione di ash sulle strutture edilizie della città di Castillejos (Filippine) durante l'eruzione del Pinatubo del 1991.

### ***Agricoltura.***

La sedimentazione dell'ash può comportare dei seri effetti dannosi ai raccolti agricoli e al bestiame, in base principalmente al suo spessore, al tipo ed alle condizioni di crescita di un raccolto, alla presenza di fluoruro sull'ash, alla durata ed intensità delle piogge successive all'evento. Se l'ash si deposita con spessori superiori ai 10-15 cm avremo un ricoprimento completo dei pascoli e del suolo vegetativo. In questi luoghi il suolo diventerà sterile e, per mancanza di ossigeno, le specie vegetali, i raccolti e la maggior parte dei microrganismi del terreno moriranno. Dove, invece, l'ash caduto raggiunge spessori inferiori a circa 5 cm, la sopravvivenza delle piante e la loro ricrescita dipenderà da diversi fattori quali la natura chimica dell'ash, la compattazione dell'ash in seguito all'eruzione, il grado di continuo disturbo (sia esso aggiunta o rimozione dell'ash caduto), la quantità e la regolarità delle piogge e la lunghezza degli steli delle piante al momento della sedimentazione dell'ash. L'acidità e la natura chimica dell'ash varia in base ai vulcani ed ai tipi di eruzione. La deposizione dell'ash prevede un aumento dei livelli di zolfo ed un abbassamento del PH del suolo; questi cambiamenti nella composizione del suolo possono ridurre la disponibilità di fosfato ed altri minerali essenziali ed alterano consistentemente le caratteristiche del suolo tanto da rendere sterili campi arabili e piante.

La deposizione dell'ash può avere effetti dannosi anche sulle foreste. Le foreste "giovani" (con età inferiore a 2 anni) possono essere facilmente distrutte da uno spessore di ash che supera i 10 cm (Neild et al., 1998); la stessa quantità di ash, invece, non può danneggiare gli alberi più "vecchi" ma, un peso maggiore di ash accumulato, con spessore di circa 50 cm, potrebbe romperne i rami. Inoltre, può avvenire anche la defoliazione degli alberi, nel caso in cui la granulometria dell'ash caduto sia più grossolana o la quantità più consistente.



**Fig.5:** Piantagione di selvicoltura sulle pendici del Monte Etna durante l'eruzione del 2002, non alterato da parecchi millimetri di ash caduto. Foto cortesemente concessa da S. Bernard.

Se è presente il fluoruro sui campi ricoperti da ash dove pascola il bestiame, questo può essere colpito da avvelenamento da fluoro, fino a raggiungere la morte; sarebbe quindi opportuno campionare ed analizzare l'ash, o la vegetazione ricoperta da quest'ultimo, per determinare se esiste tale pericolosità per i casi di bestiame in aree ricoperte da uno spessore di almeno 1 mm. Altra causa di morte del bestiame è anche rappresentata dalla carenza di cibo dovuta al seppellimento da parte dell'ash caduto, magari rimaneggiato dall'attività agricola, e alla peggiorata qualità dell'acqua dopo la sua deposizione.

Il potere abrasivo dell'ash può anche danneggiare le attrezzature e l'equipaggiamento della fattoria arrecando onerosi danni economici.

### *Etna, Italia, 2002.*

I campi coltivati delle aree orientali della Sicilia consistono in gran parte di agrumi, verdure e grappoli d'uva. Tutti questi prodotti, durante il corso di 3 mesi dall'eruzione del 2002, erano pronti per essere raccolti; potevano essere tranquillamente venduti nei supermercati ma dovevano essere esteriormente ripuliti da una copertura di ash caduto. Ciò non si è rivelato un compito semplice poiché l'ash risultò talmente attaccato al frutto che neanche un getto d'acqua intenso riusciva a rimuoverlo! L'uva aveva bisogno di essere sciacquata individualmente, acino per acino prima del consumo, per evitare di ingerire ash sottile; questo inconveniente, ovviamente, danneggiò

economicamente il raccolto di uva anche se il frutto stesso non fu rovinato, cosa che, invece, si verificò per i limoni. In alcuni casi la buccia dell'agrume, da quanto storicamente riportato, si presentava bucherellata, per quanto la rovina economica del frutto fosse l'aderenza della cenere vulcanica alla buccia. Inoltre, gli usuali processi meccanici di trattamento degli agrumi furono stoppati a causa della natura abrasiva dell'ash che aveva rotto i macchinari. Ancora, le arance destinate alla produzione del succo di frutta non furono utilizzate poiché l'inclusione delle scorze nella produzione del succo non era possibile per il rivestimento dell'ash, oneroso economicamente da rimuovere. La maggior parte delle arance risultavano, infatti, ricoperte da almeno 3 mm di ash. La federazione italiana dei coltivatori stimò circa l'80% di perdita delle verdure sia nelle immediate vicinanze all'Etna (in provincia di Catania) che nella vicina Siracusa. Il 75% della produzione non fu raccolto ed il costo complessivo stimato dalla regione ammontò a circa 140 milioni di euro!



**Fig.6:** Agrume ricoperto dall'ash depositatosi durante l'eruzione del 2002 dell'Etna, Italia.  
Foto cortesemente concessa dal quotidiano *La Sicilia*.

### ***Trasporto.***

La caduta di ash può gravemente danneggiare i sistemi di trasporto su scala estremamente vasta da ore a giorni, inclusi danni a strade e auto, aeroporti ed aerei, rete ferroviaria. Una pioggia di ash di 1-3 mm può seriamente ridurre la visibilità sulle autostrade, rendere le strade sdruciolevoli per le auto, bloccare i viaggiatori, apportare danni ai veicoli e agli aerei che operano in condizioni di cielo coperto di cenere vulcanica comportando, quindi, un arresto temporaneo degli aeroporti e delle autostrade. La visibilità sulle strade, in condizioni di caduta di ash vulcanico e subito dopo, è estremamente ridotta fino, talvolta, ad oscurarsi completamente in caso di intensificazione del fenomeno. In tali

situazioni le luci anteriori e quelle dei freni sono spesso inefficaci ed appena visibili agli altri conducenti, rendendo la guida difficoltosa, se non impossibile. Successivamente alla caduta di ash i guidatori si muoveranno velocemente nelle loro auto, smuovendo l'ash appena depositato al suolo e creando delle nubi polverose che fluttueranno fino a qualche decina di metri di altezza.

Altre difficoltà si possono creare per l'assorbimento, da parte dell'ash sedimentato, di acqua piovana che crea una specie di fanghiglia, con conseguente scivolamento dei veicoli per perdita di trazione e dei conducenti per calo del controllo di guida.

Poiché l'ash vulcanico consiste di frammenti rocciosi e vetro vulcanico, esso può, inoltre, corrodere e graffiare le superfici esterne dei veicoli, può infiltrarsi nei componenti idraulici e nell'assemblaggio dei freni consumandoli per abrasione e intasamento; l'ash potrebbe ostruire anche i sistemi di filtraggio dell'aria, comportando il surriscaldamento del motore e la sua successiva avaria.

Il trasporto ferroviario è meno suscettibile ai danni apportati dalla caduta di ash vulcanico rispetto alle strade e autostrade, ed i problemi sono legati soprattutto alla scarsa visibilità ed all'inalazione nociva della cenere da parte dell'equipaggio dei treni. Ciò può comportare un arresto temporaneo del servizio ferroviario o ritardi sul programma ordinario; per esempio, i treni nel Montana occidentale (USA) cessarono l'attività per quasi un giorno a causa della caduta di 1-2 mm di ash proveniente dall'eruzione del vulcano St. Helens, localizzato a 625 km Ovest dalla regione colpita (Blong, 1984); i servizi ferroviari ritornarono alle operazioni normali entro 3 giorni dall'accaduto.

### Aeroporti.

In tutto il mondo, circa 500 aeroporti sono localizzati nelle vicinanze (entro 100 km) di vulcani attivi che eruttano abitualmente dal 1900. Dal 1944 sino ad oggi, la deposizione di ash vulcanico ha provocato la chiusura temporanea di 40 aeroporti per periodi variabili da poche ore fino a 3 settimane; la maggior parte delle chiusure si sono verificate dal 1980.

| Nation/Territory | Eruptions at volcanoes which caused airport disruption |
|------------------|--|
|------------------|--|

|                                  |   |
|----------------------------------|---|
| Chile                            | Hudson, Llaima, Lascar  |
| Colombia                         | Galeras   |
| Democratic Republic of the Congo | Nyiragongo  |
| Ecuador                          | Guagua Pinchincha, Reventador, Tungurahua                         |
| Guatemala                        | Fuego, Pacaya   |
| Indonesia                        | Agung, Galunggung, Gamalama, Lokon, Sopotan                       |
| Italy                            | Etna, Vesuvius  |
| Japan                            | Miyake-jima, Sakura-jima  |
| Mexico                           | El Chichon, Colima, Popocatepetl                                  |
| New Zealand                      | Ruapehu, White Island   |
| Papua New Guinea                 | Lamington, Pago, Rabaul   |
| Philippines                      | Pinatubo  |
| United Kingdom                   | Soufriere Hills (Montserrat)                                      |
| USA and Territories              | Augustine, Redoubt, Spurr, St. Helens, Anatahan (Mariana Islands) |

**Tab.1:** Lista di vulcani le cui eruzioni sono conosciute per aver causato disturbi operazionali agli aeroporti vicini, dal 1944 a metà del 2003 (Guffanti et al., 2003)

Un importante fattore, per determinare se durante un evento eruttivo un aeroporto specifico sarà colpito o meno è il campo di vento, inclusi anche l'andamento dei venti stagionali, agente al tempo dell'eruzione. Per esempio, i venti prevalenti nel Sud del Pacifico sulle isole Marianne spirano da Est verso Ovest, cosicché la maggior parte dell'ash vulcanico proveniente dall'eruzione del vulcano Anatahan, durante il periodo Maggio – Luglio 2003, veniva disperso lontano dai centri abitati situati a Sud del vulcano. Ma il 23 Maggio 2003, venti provenienti dal Typhoon Chan-Hom, spinsero il plume eruttivo verso Sud, “incenerendo” Saipan e causando la cancellazione dei voli lì e a Guam, situata a 320 km Sud dal vulcano.

L'ash che sedimenta sugli aeroporti reca danni alle piste di decollo, corsie dei taxi, nastri trasportatori, edifici, servizi elettrici, alla capacità di comunicazione



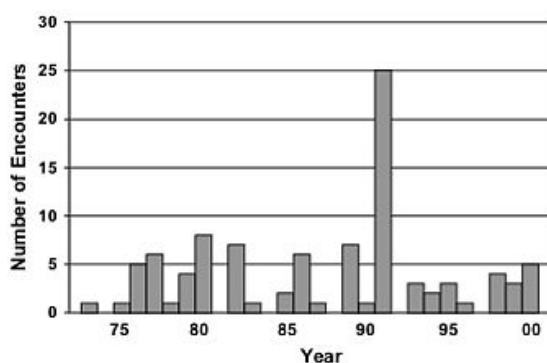
ed agli aerei parcheggiati a terra. Prima che queste strutture ed aeroplani possano tornare in perfetto uso al servizio ordinario, bisogna rimuovere completamente l'ash caduto e ripulire tutte le superfici, impianti e aeroplani.

I problemi riscontrabili agli aeroporti per effetto della deposizione di ash vulcanico possono essere:

1. difficoltà nelle condizioni di sbarco per diminuzione del coefficiente di frizione della pista di decollo, specialmente quando l'ash è wet;
2. perdita di visibilità locale quando l'ash sul terreno viene smosso dallo scarico del motore, durante le operazioni di decollo e atterraggio;
3. deposizione dell'ash sugli hangars e gli aerei parcheggiati, con un carico strutturale considerevolmente maggiorato dal peso dell'ash, ulteriormente se è wet per precipitazioni assorbite;
4. sistemi di assistenza sul terreno contaminati.

### Aerei.

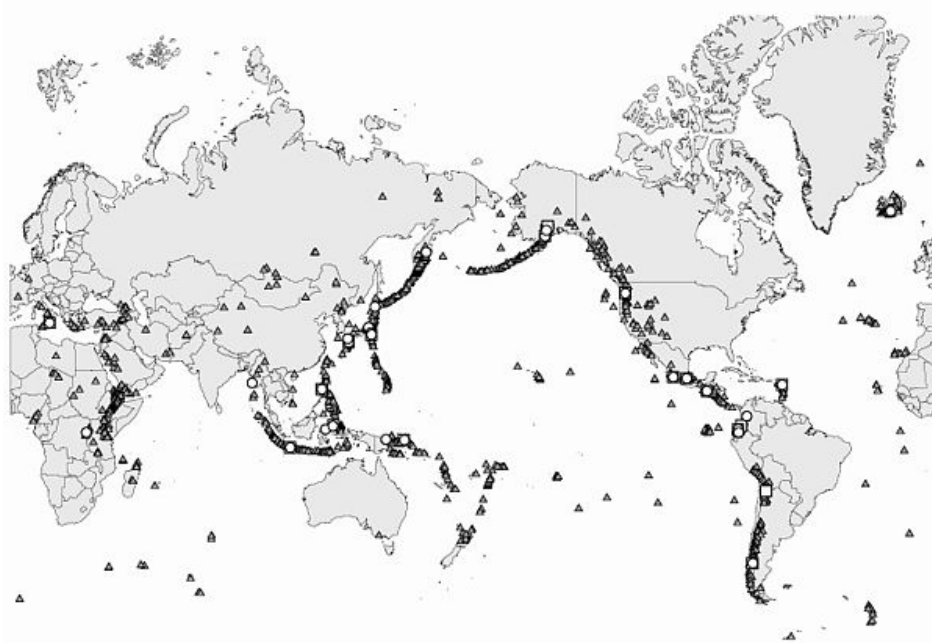
Dal 1973 fino al 2000, sono stati documentati circa 100 incontri di aerei con ash vulcanico aviotrasportato (Guffanti e Miller, 2002). Tale numero può essere considerato come valore minimo, poiché non tutti gli incidenti avvenuti vengono pubblicamente riportati. Gli aerei possono essere danneggiati da brevi episodi eruttivi poco intensi (ad esempio, Etna, Italia, 2000) a episodi rari di grande energia (ad esempio, Pinatubo, Filippine, 1991). La violenza degli incidenti varia da piccoli disturbi (odore acre nella cabina di pilotaggio e scarica elettrostatica sul parabrezza) a danni più seri (guasto del motore e, talvolta, riavvio del motore in volo). I guasti al motore sono sempre avvenuti da distanze che variano da 150 a 600 miglia dai vulcani ma, fortunatamente, la loro rottura non ha mai portato al definitivo schianto dell'aereo.



**Fig.7:** Grafico mostrante i numeri di incontri, pubblicamente riportati, di aerei con ash cloud durante il periodo 1973-2000.

Dati modificati da ICAO, 2001.

Il picco del 1991 è relativo all'eruzione del pinatubo, filippine, che è stata la seconda eruzione più violenta del 20esimo secolo.



**Fig.8:** Localizzazione dei vulcani responsabili degli “incontri” aereo/ash, periodo 1973-2000 (cerchio), e chiusura degli aeroporti, periodo 1971-2000 (quadrato). I triangoli mostrano vulcani giovani attivi e potenzialmente pericolosi.

Gli aerei che volano attraverso una nube eruttiva possono subire costosi danni e rappresentare una reale minaccia alle vite umane coinvolte. Sulla base dei danni riportati degli incidenti per la presenza di ash vulcanici, la pericolosità posta agli aerei va estesa fino a 2000 km dal vulcano in eruzione.

Gli attuali effetti dell’ash sugli aeromobili dipendono da diversi fattori quali la concentrazione di ash e degli aerosol presenti nella nube eruttiva, il periodo di tempo in cui l’aereo viene a trovarsi all’interno della nube e le operazioni di emergenza dei piloti durante tali fasi.

Numerosi esempi di aerei jet che viaggiano attraverso ash clouds vulcaniche hanno dimostrato i gravi danni che possono verificarsi. Alla fine del secolo scorso tra gli esempi che hanno provocato parecchi disastri si includono l’eruzione del 24 giugno 1982 del vulcano Galunggung a Java, Indonesia, e l’eruzione del 15 Dicembre del 1989 del vulcano Redoubt in Alaska. In entrambi i casi, un Boeing 747 passeggeri incontrò una nube di ash vulcanico prodotta durante l’eruzione avvenuta diverse ore prima. L’ingestione di ash causò l’arresto totale di 4 motori e l’avvio di un altro motore non fu possibile fino a quando l’aereo non discese ed oltrepassò l’ash cloud. Entrambi gli aerei subirono ingenti danni ai loro motori ed alle superfici esterne (Przedpelski e Casadevall, 1994).

Anche per eruzioni di altri vulcani si sono registrati impatti durante operazioni di volo come il St. Augustine (Alaska), Etna (Italia), St. Helens (USA), parecchi vulcani giapponesi quali Onodera e Kamo; Pinatubo (Filippine) e diversi vulcani in Indonesia.

Le particelle di ash sono frammenti angolari con una durezza simile alla lama di un coltellino e, quando questi impattano contro aerei che viaggiano a velocità di parecchie centinaia di nodi, causano danni di abrasione alle superfici anteriori, inclusi i parabrezza, le superfici della fusoliera, le lame della ventola del compressore. Oltre a ciò, la temperatura di fusione dei frammenti silicatici vetrosi che costituiscono un ash cloud, sono più basse delle temperature dei motori dei moderni jet; di conseguenza, le particelle di ash eventualmente “ingerite”, possono in un primo momento fondere e poi risolidificarsi accumulandosi come depositi nel motore.

Il risultato complessivo del volo di un aereo in un ash cloud può configurarsi in calo di rendimento del motore (incluso l’incendiarsi), perdita di visibilità e rottura di strumenti operazionali.

Prove sperimentali (Dunn e Wade, 1994) determinarono i seguenti meccanismi che possono colpire il rendimento di un aereo esposto all’incontro con un ash cloud:

- a) deposizione dell’ash sui componenti della strumentazione ad alta temperatura;
- b) erosione delle lame dei compressori e dei componenti del motore;
- c) blocco degli effusori di combustibile e dei passaggi di raffreddamento;
- d) contaminazione del sistema dell’olio e dei rifornimenti di aria;
- e) opacità dei parabrezza e delle luci di atterraggio;
- f) contaminazione dell’apparecchiatura elettronica;
- g) erosione delle superfici dell’aereo;
- h) intasamento del sistema del tubo di impatto statico indicatore della velocità d’aria dell’aereo.

### **2.3 Mitigazione e strumenti di previsione.**

E' ben noto da sempre che le eruzioni vulcaniche generano nubi piroclastiche che possono rimanere nell'atmosfera per molto tempo e, pertanto, costituire un hazard per le abitazioni, le colture (vedi eruzione del Krakatoa del 1883), i trasporti e soprattutto per gli aeromobili che sono costretti a seguire rotte in cui spesso si registra la presenza di particelle di ash, fino a determinare il blocco delle turbine.

Una nube eruttiva si dissipa in atmosfera e le concentrazioni di ash vulcanico cadono, poi, sulla superficie terrestre. Inoltre, non è ancora conosciuto il valore limite di concentrazione di ash che può arrecare danno agli aereomobili e, probabilmente, non potrà mai essere unico e caratteristico per ogni tipo di situazione aerea.

Dunque, l'accordo unanime della comunità dell'aviazione è che se un ash cloud può essere distinto, allora può essere schivato (Guffanti e Miller, 2002). Ciò vuol dire adottare una strategia di mitigazione principalmente mirata a coinvolgere il personale operativo in volo mettendolo a immediata conoscenza di eruzioni esplosive in corso e dei luoghi di dispersione delle pericolose nubi di ash.

Di conseguenza, la mitigazione includerebbe i seguenti fattori:

- a) Monitoraggio del vulcano e relazioni riguardo all'eruzione;
- b) Intercettazione della direzione di movimento della nube col trascorrere del tempo; da cui
- c) Previsione della traiettoria della nube;
- d) Comunicazione tra le diverse parti coinvolte per rispondere efficacemente all'hazard;
- e) Non ultimo, addestramento del personale operativo quali piloti e controllori del traffico aereo, per affrontare con competenze adeguate situazioni di emergenza.

Denunciare in tempo un'eruzione, cominciando dall'avvertimento dei fenomeni precursori, diventa importante sia per permettere di avere più tempo a disposizione per le pianificazioni di volo, sia poiché un rilevamento immediato della posizione e direzione dell'ash cloud, può essere migliorato e dettagliato se si conoscono il luogo e la natura della possibile ripresa vulcanica prima dell'evento eruttivo vero e proprio.

I precursori di un'eruzione si presentano su periodi che vanno da settimane ad anni, con varie segnalazioni chimiche e fisiche relative alla risalita del magma dal profondo fino alla superficie terrestre. Le moderne strumentazioni, combinate con la conoscenza della storia eruttiva del vulcano, costituiscono un mezzo per monitorare ed interpretare i terremoti precursori, le deformazioni del terreno, le emissioni di gas ed altri segnali di "irrequietezza" del vulcano.

Alcuni dei vulcani più pericolosi del mondo vengono sistematicamente monitorati da gruppi scientifici (osservatori vulcanici), che integrano una varietà di dati correnti e provvedono a rendere quotidianamente pubblica, attraverso dei comunicati, l'attività del vulcano sotto osservazione.

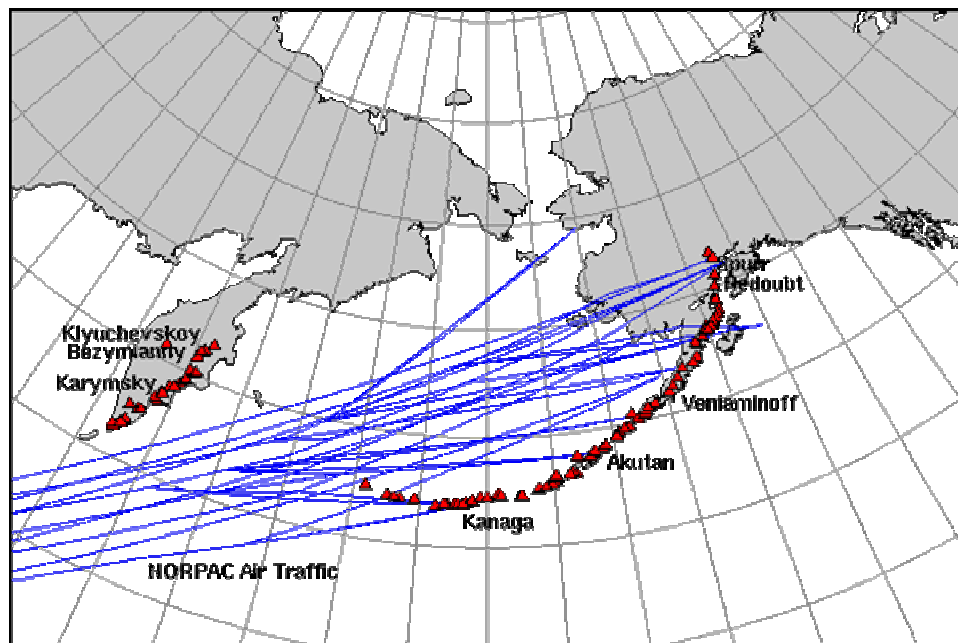
Gli osservatori vulcanici provano sia a predire che a mitigare le conseguenze di un evento eruttivo; comunque, è bene precisare che la previsione di un'eruzione è lontano da una scienza esatta! I vulcani non eruttano secondo uno stile costante o preceduti necessariamente da numerosi e costanti precursori, e non tutti gli episodi di "avvertimento" portano inevitabilmente ad un'attività eruttiva esplosiva.

Una volta avvenuta l'eruzione, gli osservatori vulcanici possono dare importanti informazioni alla comunità di aviazione riguardo all'attuale stile eruttivo, il probabile corso dell'eruzione e ipotizzare quando il vulcano potrebbe ritornare allo stato di quiescenza.

I bollettini riportati dai piloti, in base alle osservazioni visive di inusuali fenomeni avvenuti al vulcano, risultano molto costosi agli osservatori vulcanici, specialmente quando riguardano vulcani lontani e/o non monitorati. Un osservatorio vulcanologico spesso cerca di avvalorare le osservazioni dell'attività eruttiva riportate dai piloti con altri dati, così come l'aumento di evaporazione o l'eventuale concomitanza di particolari effetti di nubi locali non relative all'attuale attività eruttiva.

Un esempio di monitoraggio vulcanico e di reportage sull'eruzione che si svolge con successo, con un obiettivo preciso sulla pericolosità dell'ash per l'aviazione, è rappresentato dall'Osservatorio Vulcanologico dell'Alaska (Alaska Volcano Observatory). Questo ente governativo - scientifico opera sotto l'egida del USGS Volcano Hazard Program.

L'Alaska presenta, infatti, numerosi vulcani attivi che influiscono sull'intenso traffico aereo, di passeggeri e carico merci tra gli Stati Uniti e l'Asia e la Russia e il Nord Pacifico.



**Fig.9:** La regione mostrata in figura rappresenta le rotte aeree NORPAC (Anchorage North Pacific Ocean) e la maggior parte dei vulcani recentemente attivi. (Searcy.C., 1998)

Dal Luglio 2002, l'AVO opera su 23 reti sismiche dei 41 vulcani attivi presenti e già ha pronti dei piani per telemetrare anche altre sedi di vulcani nei prossimi anni. Le reti sismiche forniscono, in maniera continua, flussi di dati processati automaticamente, per individuare e tracciare evidenze di sismi precursori o altri fenomeni eruttivi in tempo reale. L'AVO, inoltre, esamina immagini satellitari almeno due volte al giorno ed integra tali dati con i reportage ricevuti dai piloti e dagli osservatori sul terreno. Combinando queste tecniche di monitoraggio e le sorgenti di informazione, l'AVO è tipicamente abile ad intuire, da ore a settimane, il sopravvenire di fenomeni eruttivi e di avvertire in anticipo i controllori del traffico aereo, i gruppi meteorologici dell'aviazione e l'industria dell'aviazione in modo tale che i voli vengano dirottati per non incontrare le pericolose ash cloud; questo ente sviluppa così un Concern Color Code, specificamente designato per comunicare informazioni sulla pericolosità (hazard) agli utenti dell'aviazione.

Le tecniche di monitoraggio dell'attività vulcanica attualmente in uso, includono quindi, l'utilizzo di strumentazioni geofisiche sul terreno, come i

sismometri, e meccanismi di individuazione veloce, come le immagini satellitari, le video-immagini e reportage di campo o di piloti.

Queste tecniche forniscono delle informazioni importantissime ma purtroppo limitate.

I sismometri, infatti, indicano l'attività sismica associata ad un'eruzione ma non danno informazioni sulle le particelle di ash aviotrasportate.

Parecchi paesi, invece, operano con strumentazioni satellitari che hanno dei sensori utili per l'individuazione di nubi di ash vulcanico. I sensori satellitari rivelano fenomeni vulcanici a differenti lunghezze d'onda dello spettro magnetico, includendo quelle ultraviolette per l'individuazione di ash vulcanico e biossido di zolfo (gas rilasciato durante eventi eruttivi), lo spettro visibile per individuare la presenza di aerosol vulcanici, basse lunghezze d'onda infrarosse per rivelare i segnali termici e nel campo dell'infrarosso termico per l'ash vulcanico. Gli attuali sensori non erano, inizialmente, predisposti specificamente per l'individuazione di ash vulcanico, ma i dati forniti sono stati processati con nuove tecniche sviluppate nel tempo da parte di vari ricercatori di ambito vulcanologico e fisici dell'atmosfera.

L'acquisizione di queste informazioni visive però, possono essere severamente limitate dalle condizioni meteorologiche e dalla barometria operante nel sito di interesse e quindi, non sempre riescono a definire una netta distinzione tra l'ash aviotrasportato e le nubi di natura meteorologica. Le nubi di ash, infatti, quando si disperdono nell'atmosfera vanno a "mescolarsi" alle nubi meteorologiche; questi due tipi di "nuvolosità" appaiono molto simili con osservazioni nel campo dell'infrarosso e del visibile. Il miglior metodo per distinguerle utilizza due bande spettrali all'interno del range dell'infrarosso (una a circa 11 micron di lunghezza d'onda e l'altra a circa 12 micron), anche se la loro acquisizione comporta non poche difficoltà.

Oltre ai dati satellitari ed alle immagini termali infrarosse, fornite da GOES (Geostationary Environmental Satellite) e da AVHRR( Advanced Very High Resolution Radiometer), sono stati applicati modelli di dispersione di inquinanti atmosferici modificati ed adattati all'individuazione delle ash cloud e al successivo movimento in quota. Questi modelli presentano parametri input come il luogo e la data dell'eruzione, l'altezza della colonna eruttiva, la concentrazione di ash eruttato ed i campi di vento correnti e di previsione. Il

modello output rappresenta la dispersione attesa e la futura posizione dell'ash cloud ad un tempo determinato. PUFF (Searcy et al., 1998) è uno di questi software che modella la dispersione dei piroclasti e, come tale, è usato insieme ad altri programmi quali, HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) (Draxler, 2003), VAFDAT (Volcanic Ash Forecast Transport And Dispersion) (Heffter e Stunder, 1993) e CANERM (CANadian Emergency Response Model) (Pudykiewicz, 1989) dagli Enti di Sorveglianza nella regione NOPAC.

Le relazioni dei piloti riguardo all'altezza del plume eruttivo costituiscono delle informazioni molto utili per una migliore applicazione di questi programmi.

Nella regione del Nord Pacifico appunto, le eruzioni vulcaniche rappresentano un serio problema poiché la maggior parte dei vulcani attivi ivi presente, è localizzata in centri densamente abitati e caratterizzati da un intenso traffico aereo (Fig.9).

L'alta frequenza di eruzioni in quest'area (circa un evento al mese), con durata variabile da alcune ore ad alcuni anni, interessa costantemente la regione dell'America settentrionale. Tenuto conto della vastità dell'area, risulta alquanto difficile da lontano sia monitorare questi vulcani attivi, sia individuare momenti eruttivi e conseguentemente allertare la popolazione e gli Enti preposti al controllo del territorio del pericolo rappresentato dalla presenza di prodotti piroclastici dispersi nell'atmosfera.

L'Osservatorio Vulcanologico dell'Alaska (AVO), l'Anchorage Volcanic Ash Advisory Center (AAWUVAAC) ed il Servizio Nazionale di Meteorologia (National Weather Service, NWS) hanno il compito di monitorare i vulcani attivi presenti nell'area attivamente, raccogliendo in tempo reale ed in modo continuato dati che individuano e misurano l'attività corrente del vulcano attraverso l'ausilio integrato di strumentazioni satellitari, sismiche, geodetiche e modelli di dispersione.

Anche in Italia l'Etna, con la sua attività eruttiva a condotto aperto, può creare disagi alla vicinissima città di Catania, al suo aeroporto ed anche alle rotte degli aerei che si muovono lungo direzioni nord-sud.

L'attività vulcanica dell'Etna consiste principalmente in continui degassamenti dai crateri sommitali, con fasi stromboliane di intensità altamente variabile e



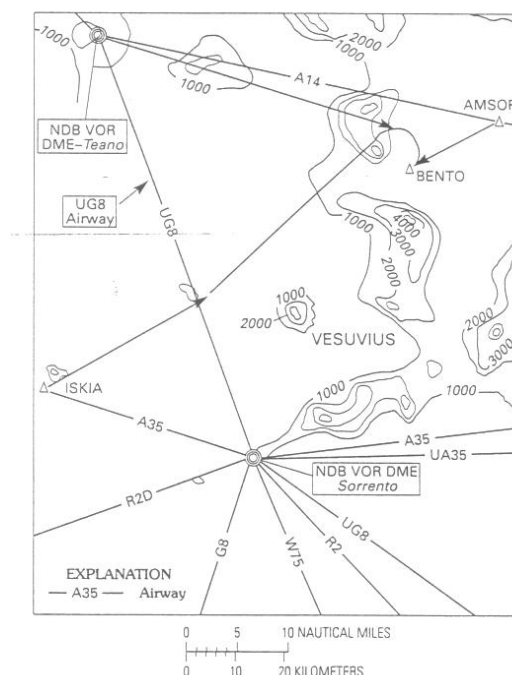
frequenti flussi di lava basaltica che rappresentano la primaria sorgente di pericolosità vulcanica nell'area. Gli eventi esplosivi a più alto indice di esplosività (VEI) a questi vent, sono comprese tra tipici scenari eruttivi del vulcano, come testimoniato dall'attività nelle ultime decadi, in cui si sono verificati diversi parossismi esplosivi con formazione di colonne sostenute più alte di 10 km (ad esempio, eruzione Luglio – Agosto 2001). Gli ejecta vulcanici provenienti dalla maggior parte delle fasi esplosive dell'Etna, sono causa di notevoli danni alle coltivazioni locali e costituiscono una pericolosità notevole per gli aereomobili le cui rotte sono verso Catania, Palermo, Pantelleria e verso i paesi dell'Africa settentrionale.

Uno degli esempi più recenti di hazard vulcanico è rappresentato dallo “scontro” tra un aereo e una nube eruttiva sviluppatasi in seguito dell'eruzione etnea del 26 Aprile del 2000:

.....in seguito alla conclusione della prima fase parossistica, un jet dell'Air Europe, che era partito dall'Aeroporto Nazionale di Catania “Fontana Rossa” in direzione di Milano, incontrò il plume ad una quota di circa 1000m. L'aereo si danneggiò per il violento impatto con lapilli scoriacei e fu costretto a tornare immediatamente indietro all'aeroporto di Catania (Aloisi et al., 2002).

Le istituzioni di ricerca italiane stanno studiando l'applicazione di tecnologie satellitari per monitorare plumes vulcanici e nubi eruttive nell'area etnea. Oltre ai dati satellitari ed alle immagini termali infrarosse, fornite da GOES (Geostationary Environmental Satellite) e da AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), sono stati applicati modelli di dispersione atmosferica, come il modello PUFF (Searcy et al., 1998), per studiare il movimento dell'ash cloud al fine di mitigare il rischio associato all'ash aviotrasportato.

Anche il Vesuvio, con il suo trascorso intensamente esplosivo, potrebbe essere scelto come caso-test grazie alla buona conoscenza delle caratteristiche generali delle sue passate eruzioni. In una probabile ripresa dell'attività del Vesuvio bisogna considerare che l'aeroporto di Napoli – Capodichino è localizzato a soli circa 10 km dal cratere ed il segnale radio della Penisola Sorrentina è a soli circa 25 km dal vulcano (Fig. 10).



**Fig. 10:** Traffico aereo nell'area intorno al Vesuvio. Le isoipse rappresentano linee di contorno ad intervalli di 1000 m.. Le linee rette indicano le rotte aeree. VOR DME, un nodo di assistenza al traffico aereo (Macedonio, G. et al., 1994).

Dal 1944 ad oggi, il Vesuvio si trova in uno stato di quiescenza caratterizzato da attività fumarolica e sciame sismici di moderata energia, ma potrebbe riprendere l'attività eruttiva in un prossimo futuro.

Dall'analisi del comportamento nel passato si ipotizza che al Vesuvio, qualora l'attività dovesse riprendere, la prossima eruzione potrebbe essere di tipo esplosivo. Lo scenario dei fenomeni attesi potrebbe prevedere, in tal caso, la formazione di una colonna eruttiva sostenuta alta diversi chilometri, la caduta di bombe vulcaniche e blocchi nell'immediato intorno del cratere e di particelle di dimensioni minori (ceneri e lapilli) anche a diverse decine di chilometri di distanza, nonché la formazione di flussi piroclastici che scorrerebbero lungo le pendici del vulcano per alcuni chilometri.

Alla luce di queste considerazioni, anche nelle aree di vulcanismo attivo della Campania sarebbe vantaggiosa una rivisitazione delle aree a rischio e la possibilità di prevedere, in tempo reale in caso di un futuro evento eruttivo o anche in una fase di simulazione, la distribuzione dell'ash utilizzando

strumentazioni atte a pronosticare un quadro di pericolosità e quantificarne l'hazard correlato.

# CAPITOLO 3

## **3.1 Fase Sperimentale.**

### ***3.1.1 Premessa.***

Per affrontare lo studio della pericolosità vulcanica legata alla dispersione di ash derivante da una colonna eruttiva sostenuta, si sono contattati fisici esperti di meteorologia, i quali hanno proposto, evidenziando problematiche inerenti alla circolazione generale dei venti a varie quote da noi inizialmente trascurate, l'utilizzo di modelli numerici di dispersione che tenessero conto di tale parametro per lo studio della distribuzione areale dei piroclasti in quota ed il conseguente fallout sul terreno.

Questa parte del progetto, si è svolta in stretta collaborazione sia con il Prof. Spinelli del Dipartimento di Fisica dell'Università di Napoli, in qualità di esperto di Fisica dell'Atmosfera, sia con l'equipe del Prof. Corrado Ratto del Dipartimento di Fisica dell'Università di Genova, in qualità di meteorologo in particolare modo esperto del settore atmosferico al confine troposfera-stratosfera, zona questa di particolare interesse per le distribuzioni di prodotti piroclastici da nubi eruttive.

La collaborazione scientifica tra questi gruppi di lavoro, ha messo in evidenza che, per definire la previsione della dispersione dei prodotti derivanti da un'eruzione esplosiva e la loro conseguente distribuzione sulla superficie terrestre, è fondamentale la conoscenza di altri parametri più complessi che riguardano la circolazione dei venti alle varie quote (vedi Capitolo 1) ed, in particolare, nella zona dell'atmosfera al confine tra troposfera e stratosfera.

Considerando, quindi, la circolazione generale dei venti e la variazione con la quota dei principali parametri fisici dell'atmosfera si è dedotto che, non tutte le classi granulometriche dei prodotti emessi durante un'eruzione a carattere esplosivo vengono disperse secondo le ricostruzioni fatte sulla base di affioramenti presenti sul territorio (isopache). Infatti, una percentuale, talvolta anche consistente, (spesso si tratta della frazione più sottile e meno densa dell'intero range granulometrico) viene ridistribuita sul terreno, in base all'azione dei campi di vento operanti alle alte quote nell'atmosfera al momento dell'eruzione, in aree anche molto distanti e talvolta opposte a quelle secondo le quali si sono sedimentate le frazioni più grossolane.

### **3.1.2 Modelli numerici.**

Sulla base di queste valutazioni è stato possibile procedere con la realizzazione di simulazioni di eventi eruttivi, attraverso l'utilizzo di modelli numerici, le cui dispersioni sono state controllate dai campi di vento operanti attualmente nelle aree di vulcanismo attivo dell'Italia meridionale.

I modelli numerici sviluppati negli ultimi decenni focalizzano l'attenzione: 1) sulla sedimentazione (*settling*) dei prodotti piroclastici eruttati secondo l'azione del campo di vento agente (S.Carey e H.Sigurðsson, 1982; S.Carey e R.Sparks, 1986; M.Bursik et al., 1992; C.Bonadonna et al., 1998); 2) sull'effetto della diffusione turbolenta dell'atmosfera e avvezione da parte del vento (T.Suzuki, 1983; P.Armienti et al., 1988; G.Macedonio et al., 1988; L.Glaze et al., 1991; C.Connor et al., 2001; C.Bonadonna et al., 2002; A.Folch et al., 2005); 3) sulla dispersione delle particelle di ash dalla regione ad ombrello della nube eruttiva che si espande come corrente gravitativa (T.Koyaguchi, 1994; T.Koyaguchi et al., 2001); 4) su percorsi dell'ash come particella lagrangiana (J.Heffter et al., 1993; R.D'Amours, 1998; C.Searcy et al., 1998).

A quest'ultima categoria di modelli numerici appartiene il software "PUFF" che è stato ritenuto lo strumento più adatto per lo studio della dispersione di plumes vulcanici nella troposfera e parte della stratosfera.

La scelta del modello da utilizzare si è avvalsa del contributo dei gruppi di ricerca che hanno collaborato in questa fase del progetto. Il software "PUFF" è stato preferito in quanto questo programma simula la dispersione di plumes vulcanici nella troposfera e parte della stratosfera, in base ai venti operanti in quel momento alle differenti quote nell'atmosfera e, contemporaneamente, progetta le future traiettorie dell'ash alle varie quote.

### **3.1.3 Il software PUFF**

Il software PUFF (in Appendice vengono riportate le caratteristiche e l'utilizzo del software) è attualmente di frequente uso nelle aree di vulcanismo attivo della regione del Nord Pacifico (NOPAC), che include i vulcani situati nelle Isole Aleutine, nella penisola dell'Alaska, nella Penisola Kamchatka e nelle

Isole Kurile in Russia. Il suo utilizzo mira a prevenire disagi, soprattutto, causati da prodotti piroclastici aviotrasportati durante un evento eruttivo sull'intenso traffico aereo che caratterizza l'area.

La collaborazione scientifica tra l'Osservatorio Vulcanologico dell'Alaska (AVO), l'Istituto di Geofisica dell'Università dell'Alaska, Fairbanks ((UAFGI) ed il Servizio Meteorologico Nazionale (NWS) di Fairbanks permette di monitorare attivamente la regione del Nord Pacifico (NOPAC) in modo "operativo", cioè raccogliendo in tempo reale in modo continuato dati che individuano e misurano l'attività del vulcano attraverso l'ausilio integrato di osservazioni satellitari, sismiche, geodetiche e con i modelli numerici di dispersione di ash.

PUFF (Searcy et al., 1998) è un software che modella la dispersione dei piroclasti e, come tale, viene usato insieme ad altri programmi quali, HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) (Draxler, 2003), VAFDAT (Volcanic Ash Forecast Transport And Dispersion) (Heffter e Stunder, 1993) e CANERM (CANadian Emergency Response Model) (Pudykiewicz, 1989) dagli Enti di Sorveglianza nella regione NOPAC.

PUFF viene più frequentemente usato grazie alla sua più alta risoluzione spaziale, accessibilità e disponibilità del codice di sorgente per l'elaborazione sperimentale dei dati. Questo software è stato disegnato per elaborare in maniera tempestiva e rapida la dispersione attesa e la futura posizione dell'ash cloud, ad un tempo determinato, con un minimo di parametri input, quali il luogo e la data dell'eruzione ed i campi di vento correnti. PUFF si dimostra, inoltre, efficacemente veloce; pertanto, nell'ambito di una fase di previsione a breve termine, necessita di pochissimi dati per essere operativo nella previsione dell'ash cloud a tempi brevi.

Le simulazioni elaborate dal modello numerico PUFF vengono poi confrontate con le immagini satellitari per convalidare la loro accuratezza, per adattare le opzioni del modello a quella particolare eruzione e per procurare informazioni dinamiche riguardanti la struttura verticale della nube eruttiva in funzione dei vettori dei campi di vento agenti durante l'evento.

Per quanto concerne lo sviluppo del progetto di tesi si è resa indispensabile l'acquisizione razionale dei campi di vento operanti nell'area del Mediterraneo.

Inoltre, per l'attuazione del progetto di ricerca, si è reso necessario un potenziamento strumentale più adeguato con l'acquisto di un server ben configurato<sup>7</sup> sia per acquisire quotidianamente in maniera automatica i campi di vento che per elaborare simulazioni di ash vulcanico aviotrasportato usando la tecnica di "random walk" di una particella lagrangiana.

I campi di vento si sono acquisiti grazie alla connessione quotidiana al Centro di Modellistica Ambientale statunitense NCEP (National Centers for Environmental Prediction), dal quale è stato ed è possibile scaricare i campi di vento dal modello di analisi e previsioni GFS<sup>8</sup>.

Durante il periodo 2005-2006 stati raccolti in modo continuo circa 4500 campi di vento. Da una prima analisi dei dati scaricati è stata osservata la loro estrema variabilità sia durante il giorno, durante le settimane, tra il giorno e la notte. Si ritiene pertanto che, in una fase di simulazione di un'eruzione esplosiva, risulti indispensabile una conoscenza costante e continua dei campi di vento presenti nelle aree di vulcanismo attivo.

E' stata, infine, elaborata anche una statistica annuale dell'andamento dei venti alle varie quote dell'atmosfera; ciò al fine di individuare un'eventuale direzione preferenziale della circolazione dei venti rispetto alle differenti stagioni.

---

<sup>7</sup> Il server è caratterizzato da un doppio processore, 2 GB di RAM, per scaricare un totale di 350MB al giorno di campi di vento; corredato da un Hard Disk di circa 750 Gb capace, in una prima fase di accumulare momentaneamente i dati giornalieri che successivamente andranno scaricati su altre memorie (Masterizzatore dvd da 4.7 Gb 30/50 cents), da una Scheda Grafica con 256 MB di RAM e da un Monitor 19" ad alta risoluzione.

<sup>8</sup> Il GFS (Global Forecast System), che rappresenta la nuova versione del modello AVN/MRF (AVN = Aviation; MRF = Medium Range Forecast Model), è un modello globale non idrostatico, a circa 100 km di risoluzione, inizializzato ogni 6 ore dal NCEP; attualmente da questo servizio gratuito noi scarichiamo ogni giorno, mediante un sistema automatizzato, campi di vento ogni 3 ore (8 campi per lo spazio temporale di 24 ore).



## **3.2 Prove sperimentali.**

### ***3.2.1 Premessa***

Durante la fase sperimentale del progetto si è inteso sottolineare, attraverso l'applicazione del software PUFF a diversi casi reali e simulati, l'importanza dell'impiego del modello di dispersione nell'ambito della pericolosità vulcanica sia per la previsione a breve termine, in quanto si inserisce bene nell'individuazione istantanea della posizione e successiva traiettoria dell'ash cloud durante una crisi eruttiva, sia per quella a lungo termine in cui rappresenta un valido metodo per pronosticare un range di pericolosità di scenari eruttivi attesi.

Inizialmente, per riuscire anche solo a comprendere le potenzialità del modello, si sono eseguite simulazioni in cui venivano sostituite alcune opzioni del programma con i parametri dinamici di un reale evento eruttivo; si sono così ottenute differenti simulazioni di dispersioni di ash a seconda dell'influenza dei campi di vento agenti al momento dell'eruzione.

Una volta compresa la variabilità delle simulazioni, in base al differente andamento dei campi di vento agenti alle varie quote, si è proceduto a confrontare lo stesso evento eruttivo, simulato da PUFF, con altri modelli di dispersione e tecniche di monitoraggio, per testarne la veridicità e per far comprendere l'importanza dell'integrazione di più tecniche di sorveglianza per un'informazione più dettagliata nell'ambito della previsione vulcanica.

Inoltre, evidenziata la variabilità dei campi di vento anche in sole 24 ore, sono state eseguite simulazioni di un evento eruttivo con caratteristiche identiche a quelle di uno realmente avvenuto in passato, utilizzando campi di vento attuali. Il confronto delle distribuzioni risultanti dalle simulazioni con quelle reali dell'evento eruttivo, permette di evidenziare quanto i fattori meteorologici influenzino la dispersione dei prodotti e l'importanza di utilizzare queste nuove tecniche di simulazione nell'ambito del monitoraggio vulcanico di aree a rischio.

E' risultato utile, e quanto mai interessante, studiare la variabilità dei campi di vento con il tempo per quanto concerne la direzione e la variazione di velocità con la quota. Disponendo dei campi di vento quotidiani per la durata di un anno, si è eseguita una statistica sulla direzione preferenziale del plume

eruttivo, rispetto all'apparato vulcanico in esame, condizionata dai venti. Sarebbe significativo ampliare tale statistica a più anni, magari decenni, per comprendere se l'andamento riscontrato è casuale o se, invece, esiste un comportamento stagionale costante nel tempo, nonostante la variabilità generale accertata.

La fase sperimentale del lavoro di tesi viene dettagliatamente commentata nei paragrafi che seguono, in cui vengono specificatamente descritte le simulazioni effettuate, i risultati ottenuti e gli scopi applicativi di queste prove.

### ***3.2.2 Impiego di PUFF nella previsione a breve termine.***

L'impiego del software PUFF nell'ambito della previsione a breve termine risulterebbe vantaggioso per la capacità del programma di elaborare simulazioni di dispersioni di nubi eruttive in atmosfera in tempi rapidi dall'inizio dell'evento eruttivo. Tale software potrebbe essere dunque adoperato come risposta di emergenza durante un'eruzione, per prevedere quasi in tempo reale l'istantanea posizione dell'ash cloud e quelle ad intervalli di tempo successivi, richiedendo soltanto valori riguardanti la posizione del vulcano, la data dell'eruzione ed i dati meteorologici dei campi di vento agenti in tempo reale.

Il modello di dispersione PUFF è veloce, richiede pochi minuti per cominciare a “girare” su computer abilitati al suo utilizzo e genera manifestazioni grafiche facilmente interpretabili; dal suo impiego si ottiene un'informazione con alta risoluzione spaziale e temporale alta durante le prime 24 ore di un'eruzione, ma possono anche essere effettuate previsioni per periodi più lunghi.

L'intento di PUFF è di mostrare la posizione di nubi eruttive quando le informazioni provenienti dalle immagini satellitari non sono sufficientemente valide. Nel caso si disponga di una buona copertura di immagini satellitari, esse sono usate per convalidare l'affidabilità delle simulazioni sviluppate attraverso l'utilizzo di PUFF. Viene effettuato, inoltre, un procedimento di tipo inverso che consente di dedurre i parametri dinamici di un'eruzione. Si simula con PUFF l'evento eruttivo facendo variare alcuni parametri di input e si confrontano i risultati con le immagini da satellite. Con un processo tipo best fit, si verifica quale simulazione ripete di più le dispersioni ottenute dalle

immagini satellitari. I parametri utilizzati per questa simulazione sono quelli caratteristici dell'eruzione.

Nella seconda parte vengono riportate simulazioni elaborate con diverse tecniche di monitoraggio, quali dati satellitari ed altri modelli di dispersione, per testare l'affidabilità di PUFF e per comprendere l'importanza della complementarità di diversi metodi di sorveglianza durante una crisi eruttiva.

### 3.2.2a Simulazioni per la definizione dell'influenza dei campi di vento sulla dispersione del plume.

Sono state eseguite simulazioni dello stesso evento eruttivo in date successive. In particolare, è stata elaborata una simulazione di un'eruzione dell'Etna avvenuta il 22 Luglio 1998 ma considerando i campi di vento agenti nel mese di settembre 2005. I parametri necessari da input sono quelli riportati in Aloisi et al. (2002) (Tab 2)

|  |                  |
|--|------------------|
| Nome vulcano (-vole)                                 | ETNA             |
| Data eruzione (-eruptDate)                           | 2005 09 01 00:00 |
| Durata eruzione (-eruptHours)                        | 0.50 h           |
| Durata simulazione (-runHours)                       | 24 h             |
| Intervallo salvataggio dati simulazione (-saveHours) | 1 h              |
| Deviazione Standard (-ashLogSdev)                    | 1.5              |
| Diametro medio particelle (-ashLogMean)              | -3               |
| Distribuzione plume (-plumeShape)                    | POISSON          |
| Diffusività orizzontale (-diffuseH)                  | 5000             |
| Diffusività Verticale (-diffuseZ)                    | 10               |
| Max Altezza plume (-plumeMax)                        | 13000 m          |
| Numero di particelle ash (-nAsh)                     | 5000             |

**Tab. 2:** parametri utilizzati dal software PUFF per simulare l'evento eruttivo all'Etna del 22 Luglio 1998 (Aloisi et al., 2002).

Questa équipe simulò attraverso l'utilizzo del software PUFF l'eruzione dell'Etna del 22 Luglio 1998, adoperando parametri descrittivi del plume tali da sviluppare una nube eruttiva molto simile a quella realmente catturata dalle immagini satellitari durante l'evento; in questo modo è stato possibile risalire alle caratteristiche dinamiche e fisiche dell'eruzione. Nella nostra prova simulata sono stati presi in considerazione tali parametri input per PUFF in quanto rappresentano reali caratteri dinamici di un'ash cloud già sviluppatasi in passato e che potenzialmente potrebbe ripetersi in un prossimo futuro.

L'analisi delle simulazioni ha messo in evidenza che il plume eruttivo non presenta la stessa dispersione in atmosfera (Fig.1); i risultati ottenuti, infatti, dimostrano che le particelle di ash (diversamente colorate a seconda della quota a cui si disperdono), all'interno del plume eruttivo da cui provengono, a parte quelle che si sviluppano nei primi km della nube eruttiva che investono sempre l'area più prossimale al vulcano, vengono disperse in regioni diverse, anche ben più lontane dall'apparato vulcanico da cui derivano.

Inoltre, come si evince anche dalle simulazioni elaborate, le dispersioni del plume eruttivo in queste condizioni risultano tutte diversamente direzionate alle varie quote e, quando in qualche caso simulano la stessa direzione preferenziale dei prodotti eruttati alle basse quote (01/09/2005 e 30/09/2005), si mostrano, invece, differentemente orientate alle altitudini più elevate.

Questo comportamento è coerente con la variabilità dei venti alle varie quote in atmosfera e riflette congruentemente l'effetto della circolazione regionale dei venti sulla dinamica della nube eruttiva a varie altitudini e le eventuali differenti aree a rischio di sedimentazione dei prodotti piroclastici proiettati sul terreno.

#### *Night & Day.*

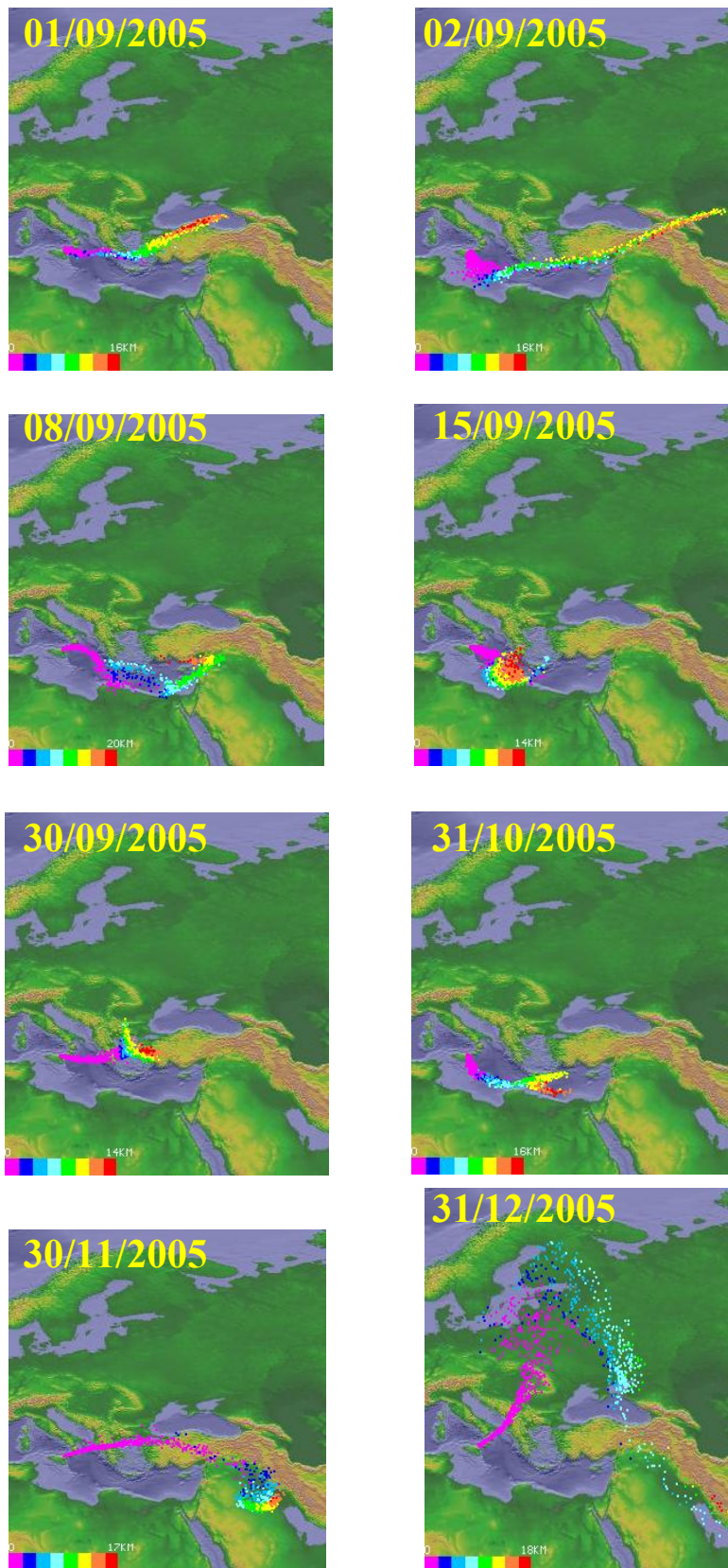
Un'altra interessante caratteristica da testare è la variabilità dei venti nell'arco della giornata e la loro influenza su eventuali plumes sviluppatasi durante le ore del giorno o, diversamente, della notte. Sulla base di alcune caratteristiche meteorologiche e sulla dimostrazione della variabilità del regime dei venti anche a distanza di sole 24 ore, si è ritenuto di elaborare simulazioni adoperando campi di vento "giornalieri" e "notturni" di una stessa giornata, più precisamente utilizzando, per la stessa data (nel primo esempio riportato il

01/09/2005), quelli operanti nelle ore centrali del giorno (4 campi di vento dalle 9:00 alle 21:00 del 01/09/2005) e quelli agenti durante le ore serali - notturne di quello stesso giorno e le prime del giorno successivo (4 campi di vento dalle 21:00 del 01/09/2005 alle 9:00 del 02/09/2005).

I parametri dinamici input dell'evento eruttivo elaborati col software PUFF sono stati ancora una volta ripresi dal lavoro di Aloisi et al, 2002 per l'eruzione del 22 Luglio 1998 dell'Etna (Tab.2).

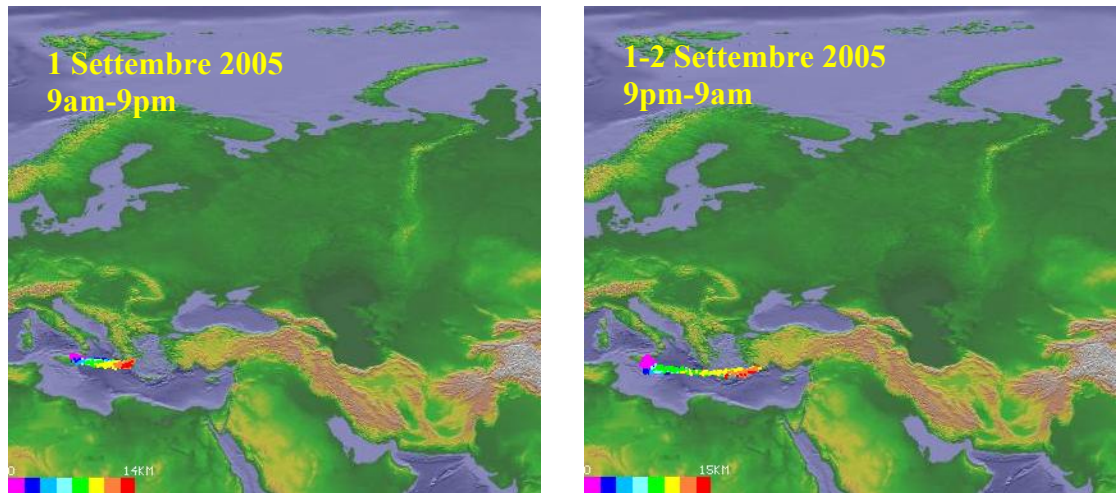
Le simulazioni ottenute dimostrano differenti dispersioni del plume in atmosfera (Fig.2), e di conseguenza una potenziale areale di distribuzione dei prodotti piroclastici differente, riflettendo l'influenza dell'effetto del variabile andamento verticale dei venti anche nell'arco di una stessa giornata. La responsabilità di questo tipico comportamento è dovuto alla presenza nella bassa atmosfera del Planetary Boundary Layer (PBL), uno strato atmosferico di spessore variabile (dalla superficie terrestre sino a circa 1 km di altezza) in cui, a causa dell'attrito superficiale dovuto alla vegetazione e alla topografia, si sviluppano vortici turbolenti e venti caotici. All'interno del PBL, inoltre, sono presenti variazioni di temperatura tra il giorno e la notte che instaurano diverse condizioni di umidità e riscaldamento comportando un'atmosfera dalle caratteristiche più instabili rispetto agli strati sovrastanti. Soprattutto le particelle disperse a quote basse risultano interessate ad una diversa direzione preferenziale del plume tra il giorno e la notte (Fig.2a), ciò probabilmente avviene in quanto il PBL si trova, seppure in spessore variabile alle varie latitudini, ad altitudini basse e quindi influenzerebbe in particolar modo quella sezione della colonna dispersa.

I risultati di questa fase sperimentale hanno portato a dimostrare l'incostanza dei campi di vento agenti, già nell'arco di un solo mese, e la loro influenza su una potenziale eruzione caratterizzata da parametri analoghi a quelli di un evento realmente accaduto in passato. E' possibile, inoltre, notare la variabilità delle dispersioni ottenute, anche a distanza di 24 ore, persino nell'ambito di una stessa giornata, e di conseguenza postulare la necessità, in caso di attività vulcanica intensa, di monitorare la dispersione dei prodotti in atmosfera momento per momento, al fine di valutare in maniera precisa le aree esposte al rischio.

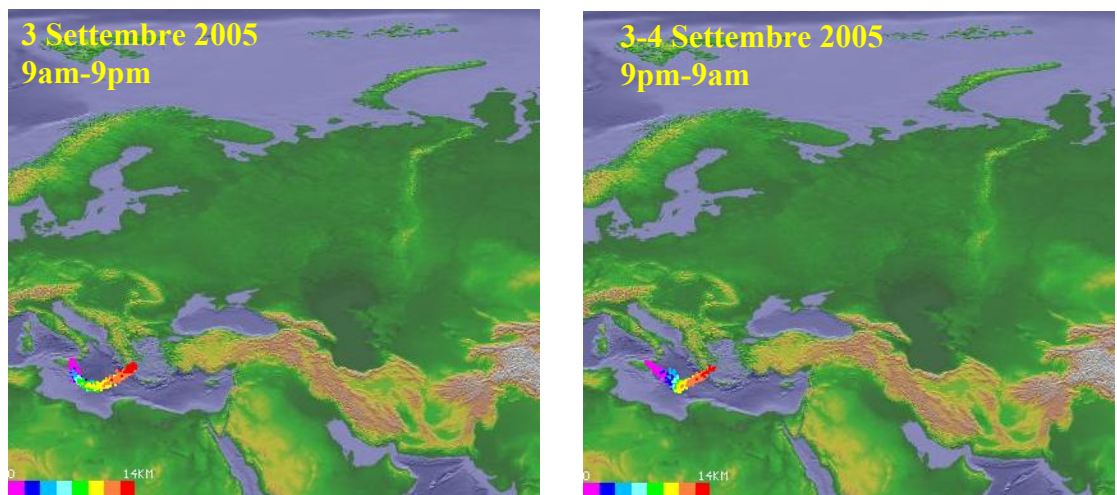


**Fig. 1:** Rappresentazioni grafiche delle simulazioni elaborate con PUFF, con parametri dinamici dell'eruzione dell'Etna del 22 Luglio 2002, ripetuta a distanza di 24 ore, di una settimana, di 15 giorni, di 1 mese e per mesi successivi.

a)



b)



**Fig. 2:** Rappresentazioni grafiche delle simulazioni elaborate con PUFF, con parametri dinamici dell'eruzione dell'Etna del 22 Luglio 2002, ma con campi di vento "giornalieri" (4 campi di vento dalle 9:00 alle 21:00 del 01/09/2005) a sinistra, e campi di vento "notturni" (4 campi di vento dalle 21:00 del 01/09/2005 alle 9:00 del 02/09/2005) a destra, rispettivamente per il 1-2 Settembre 2005 (a) e per il 3-4 Settembre 2005 (b).

*Analisi statistica annuale dei campi di vento Luglio 2005 / Giugno 2006.*

Sulla base dell'incostanza del regime dei venti in quota e della loro variabilità temporale, si è pensato di effettuare un'analisi statistica annuale delle direzioni preferenziali del plume eruttivo nell'atmosfera rispetto all'apparato vulcanico di origine. In tal modo è possibile definire, durante il periodo di tempo in esame, un'analisi semi-quantitativa dell'estensione delle aree interessate alla

dispersione dei prodotti piroclastici eruttati a varie quote e delle potenziali regioni a rischio di deposizione dei prodotti eruttati.

A questo scopo si sono elaborate simulazioni, attraverso l'utilizzo del software PUFF, con i parametri dinamici eruttivi corrispondenti ai valori dell'eruzione del 79d.C., riportati in Lirer et al. (2001) (Tab.3, 4 e 5) e con i dati meteorologici dei campi di vento scaricati durante il periodo Luglio 2005 / Giugno 2006. Le simulazioni, eseguite quotidianamente durante questo periodo, hanno manifestato svariate dispersioni dei prodotti eruttati a seconda dell'influenza dei campi di vento operanti al momento dell'evento simulato. Non si è potuta stabilire una vera e propria direzione preferenziale del plume eruttivo visto che quest'ultimo, riflettendo il variabile andamento verticale dei venti con la quota, si disperde secondo differenti orientazioni nei vari tagli dell'atmosfera. Si è, però, tentato di stabilire i settori interessati alla distribuzione dei prodotti eruttati, definiti rispetto all'apparato vulcanico di provenienza, nel periodo di tempo considerato e vedere se c'è un'eventuale compatibilità con l'andamento stagionale – annuale delle masse d'aria in quota durante la stessa fase temporale.

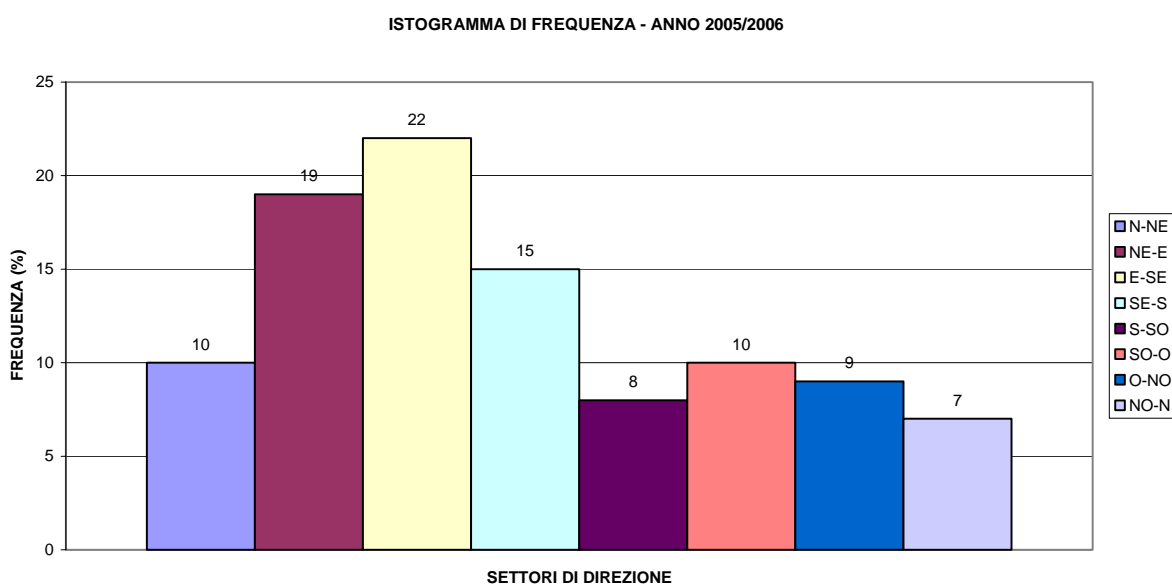
I settori di direzione in questione sono stati determinati attraverso un goniometro, artigianalmente costruito, il quale è stato suddiviso in otto porzioni direzionali, ciascuna con angolo al centro di 45°, incentrato in corrispondenza della bocca eruttiva in esame. In tal modo, si sono originati in senso orario otto settori di direzione in base ai quattro punti cardinali: N-NE, NE-E, E-SE, SE-S, S-SO, SO-O, O-NO, NO-N. Tale goniometro è stato sistematicamente utilizzato per ogni singola eruzione simulata “misurando” la direzione preferenziale del plume sviluppato, intesa come l'area interessata dalla dispersione dei prodotti eruttati.

Dalla nostra sperimentazione si evince che la distribuzione dell'ash cloud, variando anche nell'arco di sole 24 ore, riguarda aree talvolta completamente diverse, seppure in generale prevalga la direzione orientale che va da NE a SE e si spinge al massimo verso Sud (Fig. 3). Gli altri settori vengono interessati in maniera ridotta dalla distribuzione dell'ash vulcanico prodotto sempre in coerenza con l'andamento dei venti a quella quota operanti al momento della simulazione.



Questa analisi statistica rappresenta solo un primo approccio ad un'analisi quantitativa delle aree interessate da un eventuale dispersione in quota e distribuzione in superficie di prodotti vulcanici eiettati durante una crisi eruttiva. I suoi limiti sono rappresentati dalla scarsa accuratezza degli strumenti qui utilizzati per definire qualitativamente le aree a rischio.

Nonostante questi limiti, che potrebbero essere by-passati con una tecnica più sofisticata di campionatura del dato, si può ritenere che, in una fase di simulazione di un'eruzione esplosiva, nell'ambito della previsione vulcanica a breve termine, risulti indispensabile tener conto di un eventuale andamento stagionale - annuale dei campi di vento, qualora qualora esso emergesse da una statistica pluriennale più accurata e, soprattutto, come questo possa più o meno influenzare la dispersione in atmosfera e la distribuzione areale in superficie dei piroclasti eruttati.



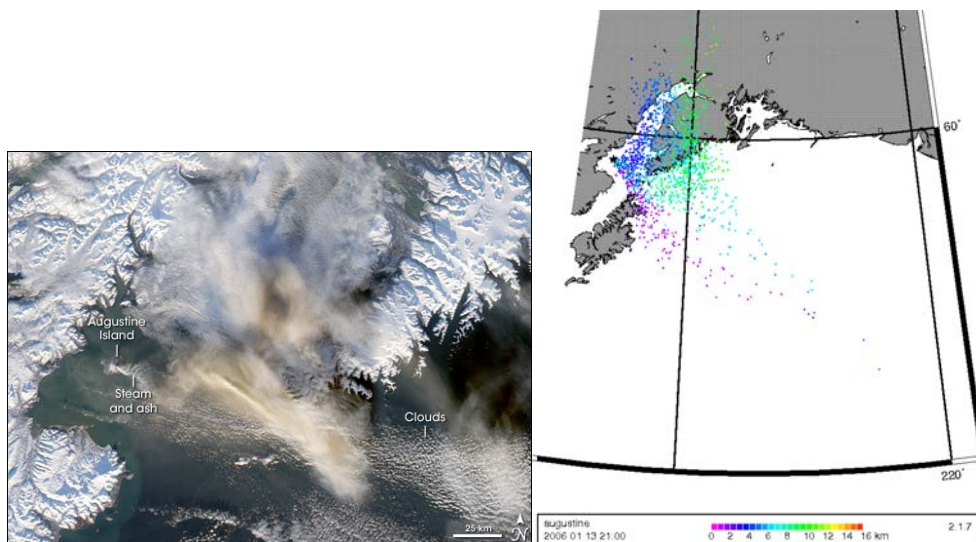
**Fig. 3:** Istogramma di frequenza riferito al periodo di tempo Luglio 2005/Giugno 2006, che rappresenta i settori preferenziali di distribuzione di prodotti vulcanici emessi durante le simulazioni dell'evento del 79 d.C. al Vesuvio, per lo stesso periodo di tempo in esame.

### 3.2.2b PUFF come strumento integrativo nell'ambito del monitoraggio vulcanico.

#### *Confronto tra le simulazioni ottenute con PUFF e le immagini satellitari*

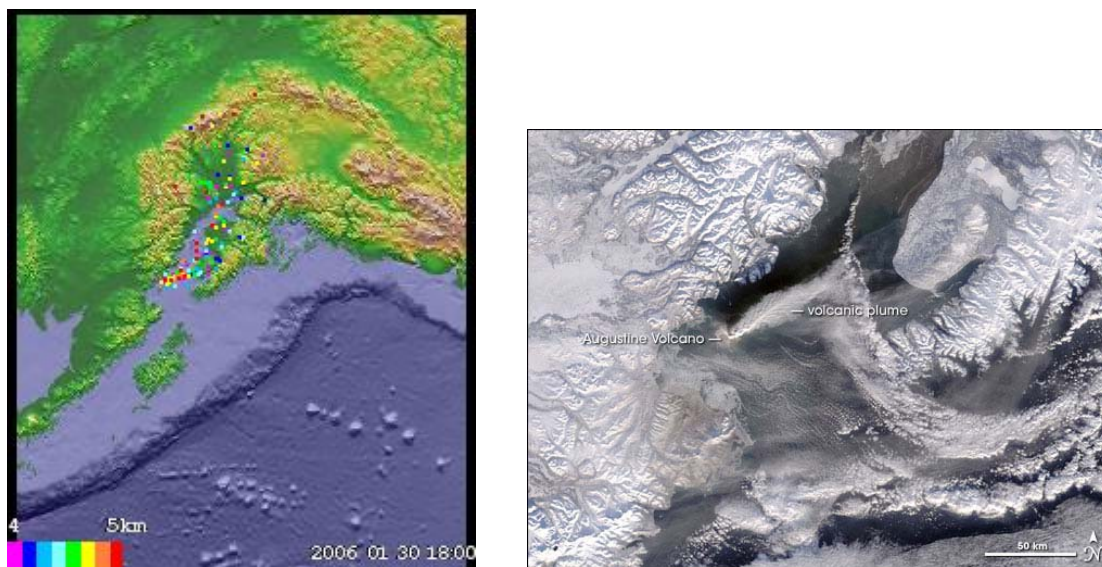
Nella seconda fase della sperimentazione si è proceduto alla comparazione di plume eruttivi riferiti allo stesso evento, derivati da diversi metodi di rilevamento: uno relativo all'individuazione tramite strumentazioni satellitari, l'altro elaborato attraverso simulazioni con il software PUFF. L'evento eruttivo cui si è fatto riferimento rientra nell'ambito della recente attività del vulcano Augustine, Alaska, iniziata ai primi di Gennaio 2006 e perdurata, in uno stato di allerta talvolta anche moderatamente alto, per un paio di mesi. Le immagini satellitari sono state fornite dalla tecnica di telerilevamento MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), mentre le simulazioni di PUFF da noi effettuate restituiscono la rappresentazione grafica di un ash cloud con caratteristiche dinamiche (parametri input) derivate direttamente dai comunicati dell'Osservatorio Vulcanologico dell'Alaska (AVO), poi adattate per renderle sempre più confrontabili con il plume originale catturato dal satellite.

Il primo caso si riferisce al 13 Gennaio 2006, quando, dall'immagine satellitare, si distingue un piccolo plume di circa 10 km che si innalza dal vulcano Augustine e migra verso Est sull'oceano. Questa immagine, confrontata con la simulazione ottenuta attraverso l'utilizzo del software PUFF, rivela un plume eruttivo di circa 10 km diretto verso Est, disperdendosi nella stessa direzione evidenziata dall'immagine da satellite. Il tutto ha trovato anche conferma nei comunicati rilasciati quotidianamente dall'AVO.



**Fig. 4:** Confronto tra immagini mostranti il plume eruttivo sviluppato durante l'eruzione dell'Augustine, Alaska, riferite alla fase eruttiva del 13 Gennaio 2006; a destra, immagine catturata dal satellite MODIS; a sinistra, plume elaborato con software PUFF.

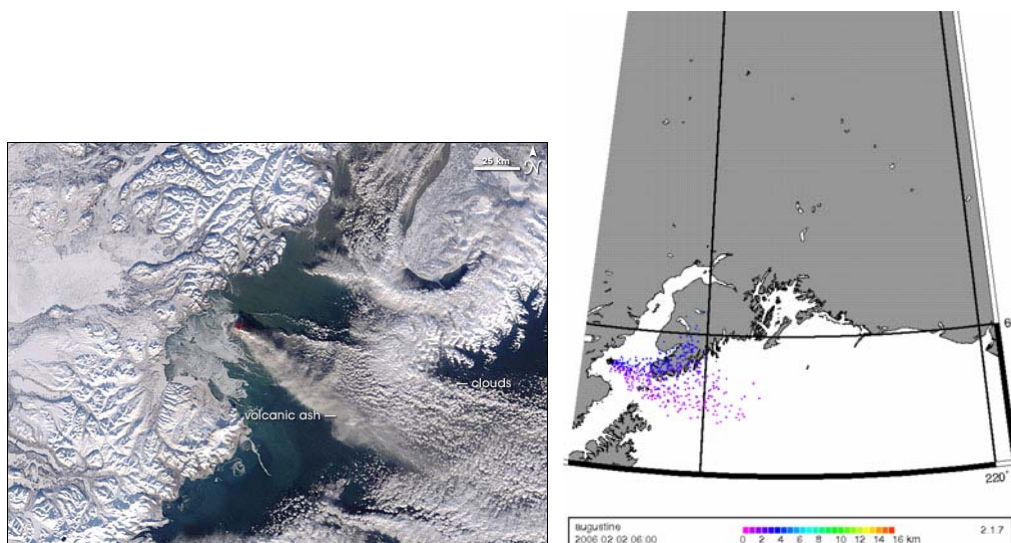
L'altro confronto effettuato riguarda la fase eruttiva sviluppatasi il 30 Gennaio 2006, quando il plume derivante, di circa 5 km al di sopra del livello del mare, risulta estendersi a 150 km verso Nord, come testato anche dalla simulazione PUFF riferita al medesimo momento eruttivo e confermata dalle indagini di volo dei piloti riportate dai comunicati AVO.



**Fig. 5:** Confronto tra immagini mostranti il plume eruttivo sviluppato durante l'eruzione dell'Augustine, Alaska, riferite alla fase eruttiva del 30 Gennaio 2006; a sinistra, immagine catturata dal satellite MODIS; a destra, plume elaborato con software PUFF.

Infine, un altro confronto significativo è rappresentato dalle immagini riferite all'attività vulcanica del 2 Febbraio 2006, in cui dall'immagine satellitare si

nota un evidente plume diretto E-SE confermato dalla simulazione PUFF, orientata proprio nella stessa direzione.



**Fig. 6:** Confronto tra immagini mostranti il plume eruttivo sviluppato durante l'eruzione dell'Augustine, Alaska, riferite alla fase eruttiva del 2 Febbraio 2006; a destra, immagine catturata dal satellite MODIS; a sinistra, plume elaborato con software PUFF.

*Confronto tra le simulazioni ottenute con PUFF e quelle ottenute con HYSPLIT.*

Un altro aspetto caratteristico da considerare nell'ambito della nostra sperimentazione è l'uso integrato di diversi, ma complementari, modelli di dispersione di ash vulcanico. La fase di elaborazione empirica consiste nel confrontare simulazioni di uno stesso momento eruttivo ottenute trattando i dati con due diversi software di rilevamento di plumes eruttivi in atmosfera. I due programmi informatici in esame sono PUFF, quello qui utilizzato in tutta la sperimentazione, e HYSPLIT, anch'esso frequentemente utilizzato dall'AVO come integrazione alle tecniche di monitoraggio vulcanico.

Il modello di dispersione HYSPLIT è la nuova versione di un sistema di calcolo che consente dalle semplici ricostruzioni di traiettorie della singola particella di ash a complesse simulazioni di dispersioni e sedimentazioni del materiale eiettato, sempre in base ai campi di vento regionali operanti al momento eruttivo.

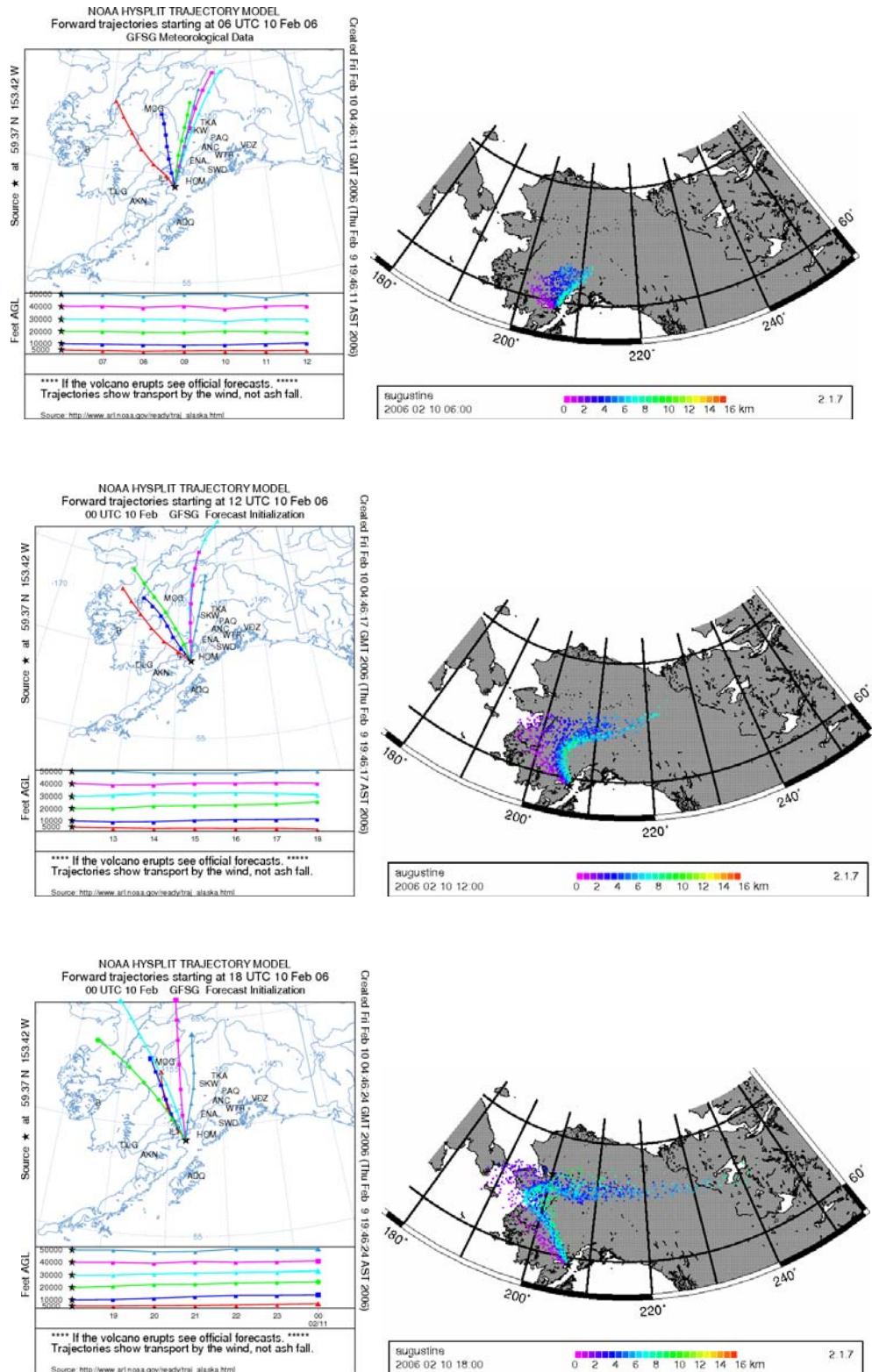
Le traiettorie simulate con l'utilizzo del software HYSPLIT vengono fornite in rete dalla sezione di previsione dell'Osservatorio vulcanologico dell'Alaska (AVO), attiva durante la fase eruttiva critica, definendo i futuri movimenti

dell'ash cloud, quotidianamente a distanza di 6 ore, secondo l'azione dei campi di vento presenti nella regione vulcanica attiva interessata.

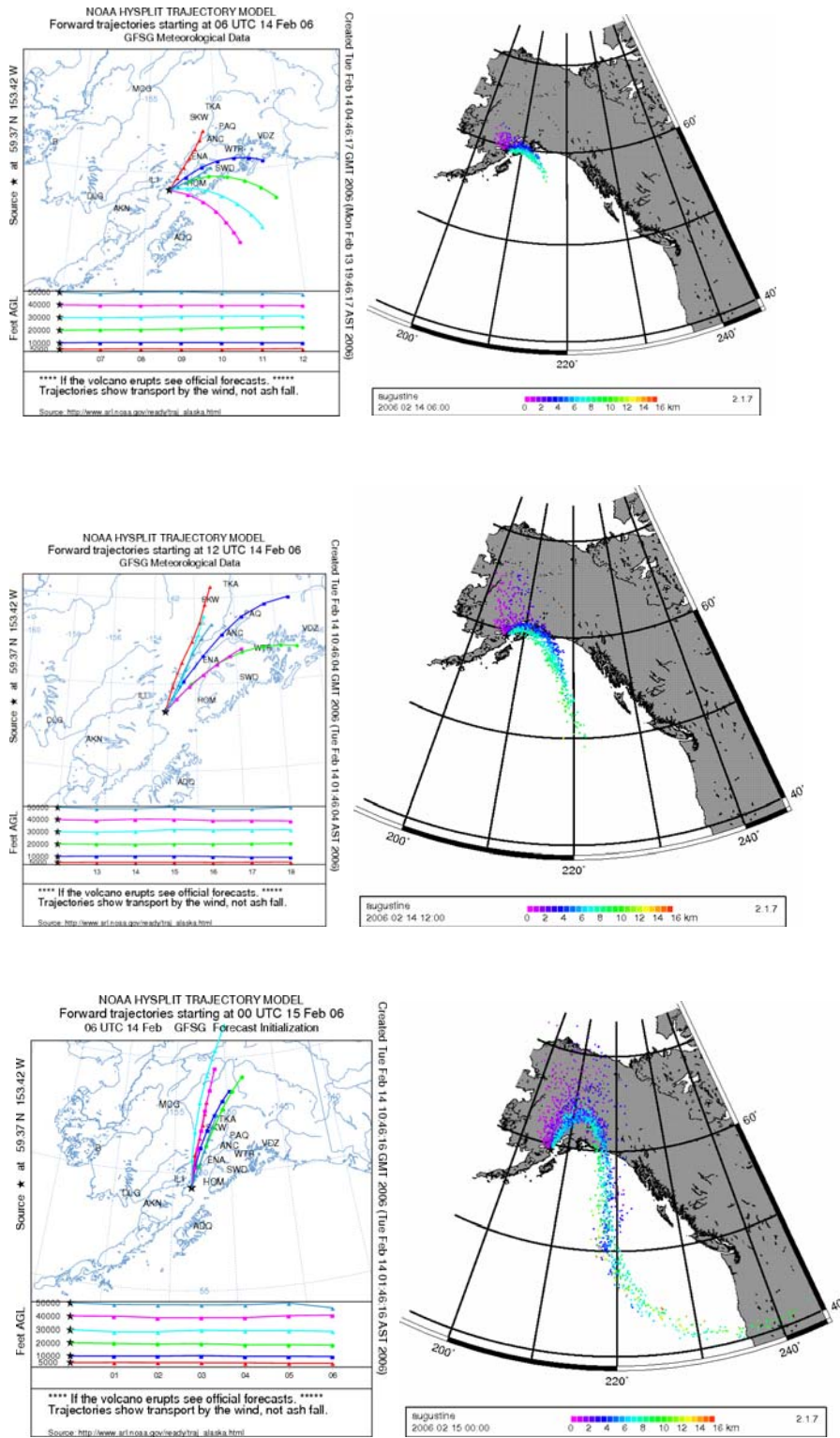
Le simulazioni di confronto sono state da noi ottenute con l'impiego del software PUFF dall'elaborazione dei parametri caratteristici della nube eruttiva derivati, ad intervalli di tempo ben definiti, dai comunicati giornalieri dell'AVO, sulla base di dati satellitari, rilevamenti di campo e reportage di piloti che sorvolano l'area in piena fase eruttiva.

Qui di seguito riportiamo alcuni esempi di confronto tra le simulazioni, riferite allo stesso momento eruttivo, elaborate attraverso l'utilizzo di due differenti modelli di dispersione, rispettivamente HYSPLIT e PUFF. Gli episodi eruttivi rappresentati fanno riferimento, anch'essi, ad alcune fasi dell'attività vulcanica del vulcano Augustine, Alaska, cominciata in Gennaio 2006, rispettivamente riferite al 10, 14 e 23 febbraio 2006 (Fig.7, 8 e 9).

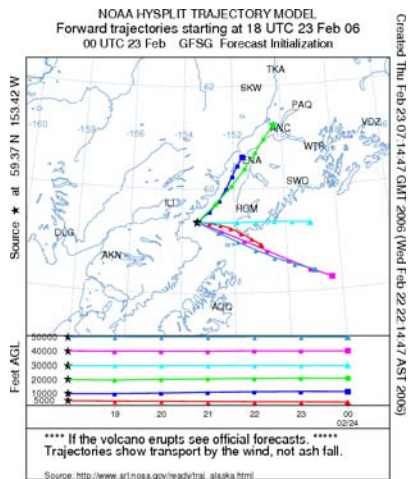
Confrontando le simulazioni ottenute dai due differenti software, notiamo una corrispondenza delle dispersioni delle particelle di ash alle diverse quote (identificate dai diversi colori), in vari momenti eruttivi. In particolare, si può notare dalle simulazioni riferite alla fase eruttiva del 10 febbraio 2006 (Fig. 5), una simile direzione delle traiettorie elaborate con HYSPLIT e delle dispersioni con PUFF per le basse quote verso NO, inizialmente, poi sempre più orientate verso Nord. Per le particelle a quote più elevate, notiamo lo stesso orientamento, inizialmente tendente verso NE poi sempre più verso Nord, in entrambe le simulazioni.



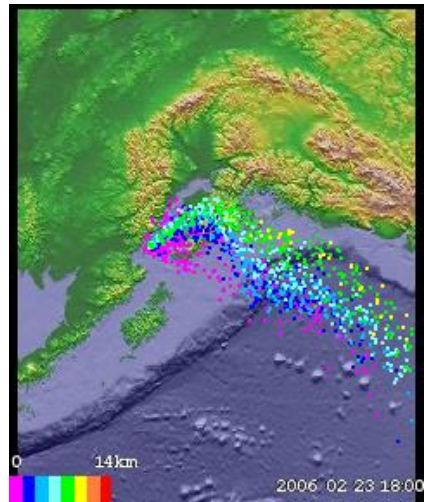
**Fig. 7:** Confronto tra simulazioni mostranti il plume eruttivo sviluppato durante l'eruzione dell'Augustine, Alaska, riferite alla fase eruttiva del 10 Febbraio 2006, ogni 6 ore; a sinistra, immagine simulata dal modello HYSPLIT; a destra, plume elaborato con software PUFF.



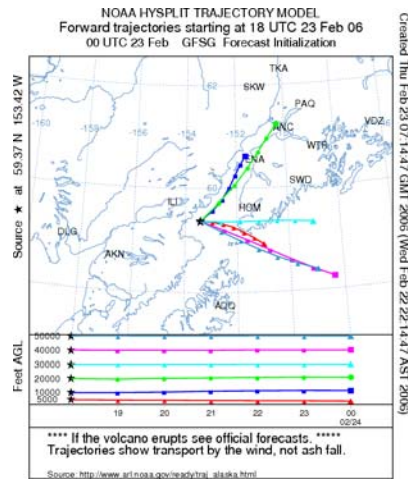
**Fig. 8:** Confronto tra simulazioni mostranti il plume eruttivo sviluppato durante l'eruzione dell'Augustine, Alaska, riferite alla fase eruttiva del 14 Febbraio 2006, ogni 6 ore; a sinistra, immagine simulata dal modello HYSPLIT; a destra, plume elaborato con software PUFF.



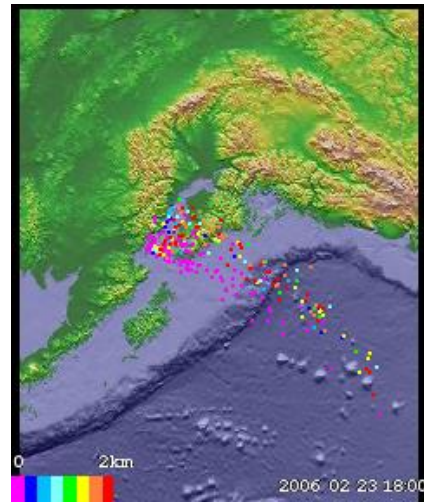
Created Thu Feb 23 07:14:47 GMT 2006 (Wed Feb 22 22:14:47 AST 2006)



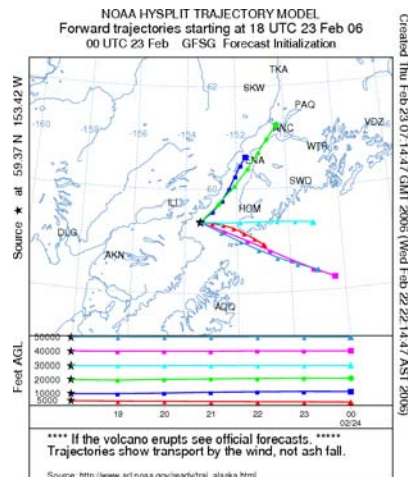
a)



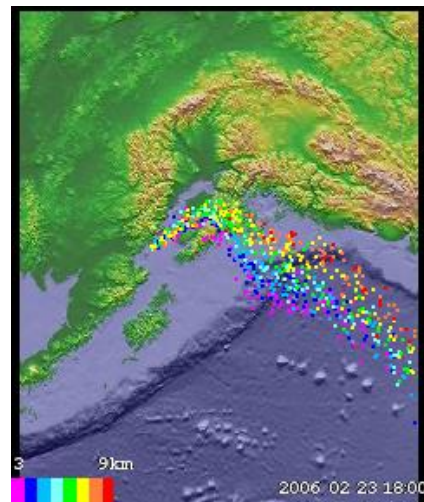
Created Thu Feb 23 07:14:47 GMT 2006 (Wed Feb 22 22:14:47 AST 2006)



b)



Created Thu Feb 23 07:14:47 GMT 2006 (Wed Feb 22 22:14:47 AST 2006)



**Fig. 9:** Confronto tra simulazioni mostranti il plume eruttivo sviluppato durante l'eruzione dell'Augustine, Alaska, riferite alla fase eruttiva del 23 Febbraio 2006; a sinistra, immagine simulata dal modello HYSPLIT; a destra, plume elaborato con software PUFF.

- a) Dispersione del plume eruttivo a quote basse (fino a 2 km);
- b) Dispersione del plume a quote più elevate (fino a 9 km).



Questo stadio della fase sperimentale ha consentito di constatare la validità di PUFF attraverso i confronti con altri metodi di indagine e sorveglianza attualmente in uso. I risultati ottenuti con PUFF si sono presentati, infatti, ben confrontabili sia con le immagini satellitari che con le simulazioni ottenute avvalendosi di un modello numerico più sofisticato.

Tali prove sperimentali testimoniano l'efficienza, nell'ambito della previsione a breve termine, dell'uso integrativo di diversi modelli di rilevamento di nubi eruttive secondo le condizioni di circolazione generale dei venti, alle diverse quote dell'atmosfera. Esse, inoltre, corroborano l'ipotesi qui suggerita di utilizzare il software PUFF come strumento di monitoraggio vulcanico nell'area mediterranea.

### ***3.2.3 Impiego di PUFF nella previsione a lungo termine.***

Per quanto riguarda l'impiego di PUFF nell'ambito della previsione a lungo termine, questo strumento risulta significativamente utile in quanto permette di simulare, variando i parametri input del programma (che sono rappresentativi delle caratteristiche dinamiche dell'evento eruttivo), diversi stili vulcanici e valutarne l'hazard associato.

Come già sottolineato più volte, questo software viene anche adoperato per individuare il movimento e la posizione dei plumes eruttivi anche dopo decine di ore dall'inizio dell'eruzione; tale applicazione potrebbe risultare utile successivamente alla primissima fase critica dell'eruzione, per prevedere quali aree saranno interessate dalla dispersione di ash in atmosfera e dove si depositeranno in superficie.

Dato che PUFF è stato disegnato per risposte di emergenza, esso fa delle semplici assunzioni per i valori di default di molti dei suoi parametri ma prevede un meccanismo per sostituirli, se necessario; tale aspetto rappresenta un vantaggio per l'applicazione, in quanto consente facilmente di variare i parametri dinamici di un evento e di simulare scenari eruttivi con un diverso grado di pericolosità.

### 3.2.3a Simulazioni di potenziali eventi eruttivi al Somma-Vesuvio.

Nelle simulazioni elaborate durante tale fase sperimentale sono stati modificati, di volta in volta, alcuni parametri entro il range di valori delle opzioni consentito dal programma, lasciando invariati gli altri.

Si è proceduto alla simulazione di un'eruzione, caratterizzata da parametri dinamici riferiti ai valori riportati per la prima fase da caduta dell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. (Fase di Inizio delle Pomice Bianche – Lirer et al., 2001), ma sotto l'azione dei campi di vento, agenti nel mese di Agosto 2005.

I parametri che di volta in volta sono stati modificati, in quanto significativi delle variazioni della dispersione del plume eruttivo, risultano essere:

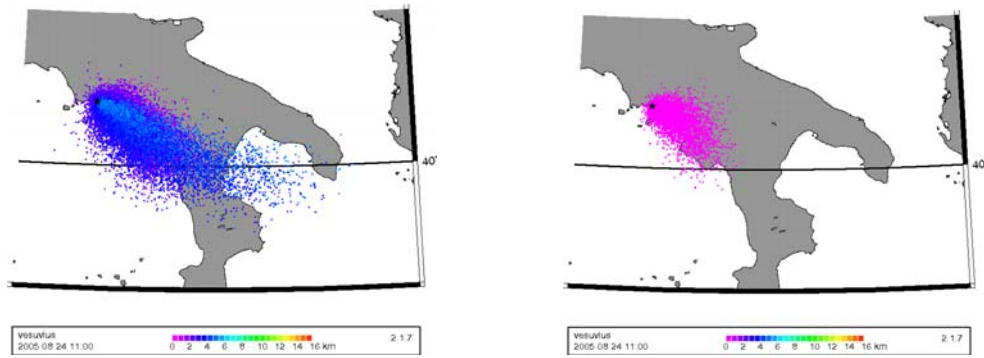
- altezza massima del plume eruttivo (-plumeMax);
- durata dell'eruzione (-eruptHours);
- durata della simulazione (-saveHours);
- forma del plume eruttivo (-plumeShape);
- range granulometrico (-phiDist).

#### *Altezza massima del plume eruttivo.*

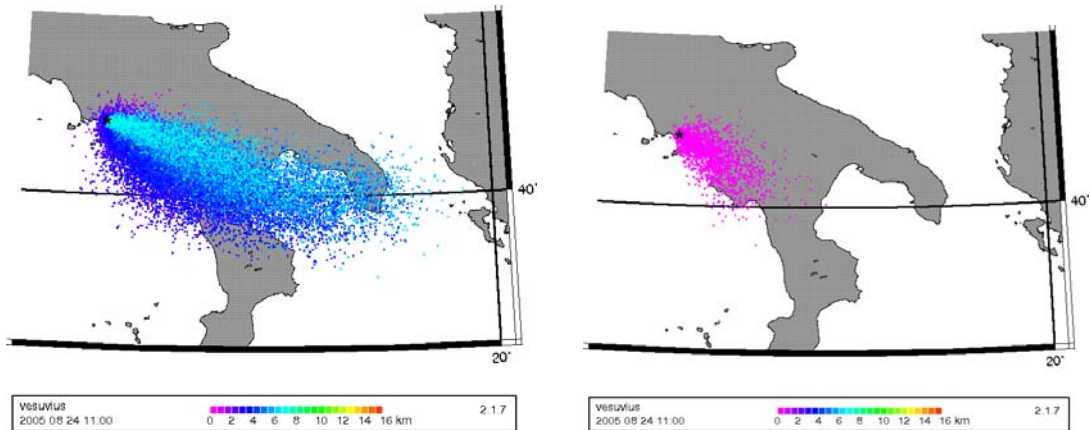
Per quanto riguarda le variazioni del parametro dell'altezza massima del plume, per le simulazioni si sono mantenute invariate le altre opzioni e modificato, nelle prove successive, il solo parametro dell'altezza massima della colonna eruttiva, facendolo variare da 2 a 30 km, a seconda del VEI (Volcanic Explosivity Index) (simkin et al., 1994) dell'evento atteso. Le seguenti immagini costituiscono le rappresentazioni grafiche delle simulazioni elaborate con PUFF per i differenti valori del parametro altezza massima della nube eruttiva.



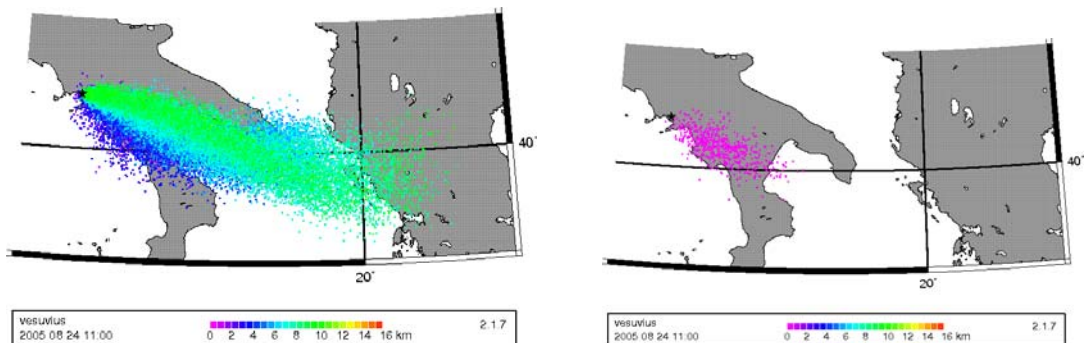
**Fig. 10:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con altezza massima di 2 km.



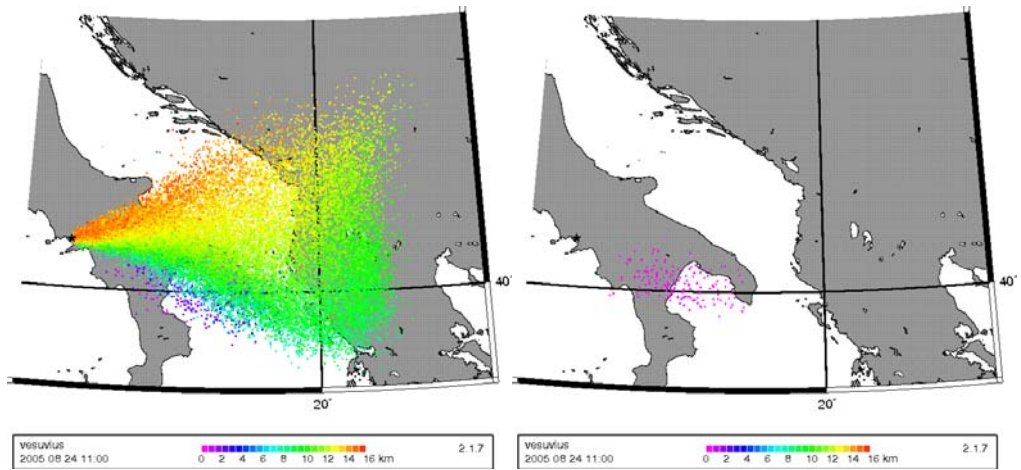
**Fig. 11:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con altezza massima di 5 km.



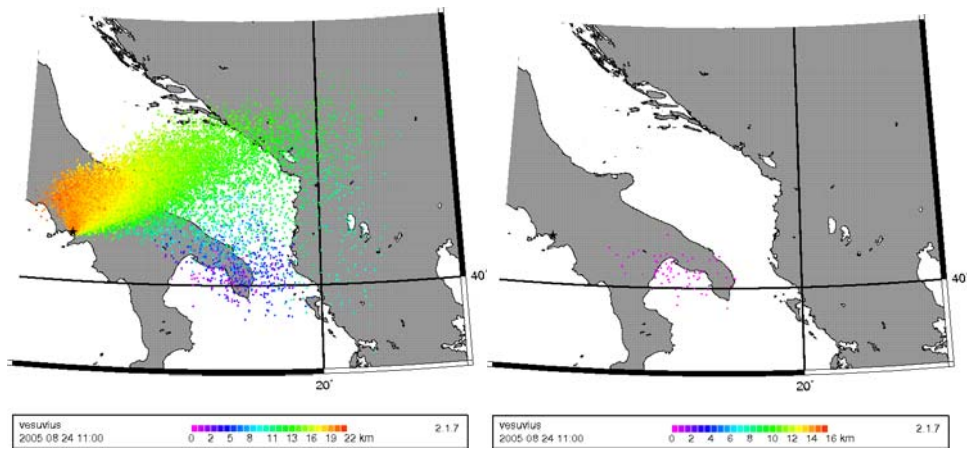
**Fig. 12:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con altezza massima di 7 km.



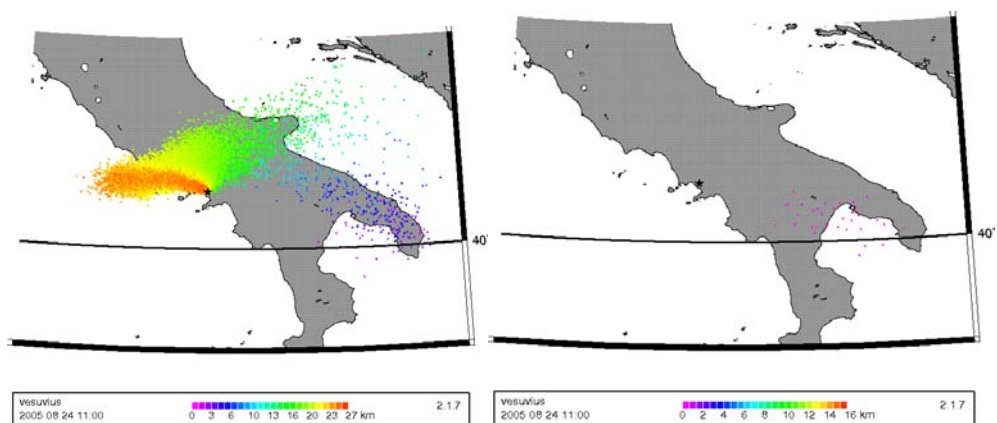
**Fig. 13:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con altezza massima di 10 km.



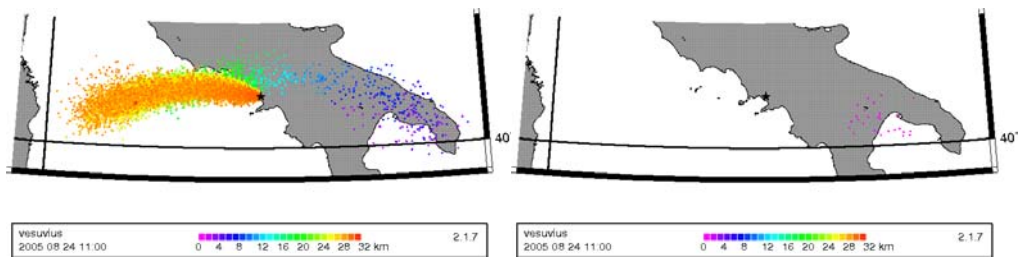
**Fig. 14:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con altezza massima di 15 km.



**Fig. 15:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con altezza massima di 20 km.



**Fig. 16:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con altezza massima di 25 km.



**Fig. 17:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con altezza massima di 30 km.

Emergono evidenti differenze nella dispersione degli ash cloud in atmosfera, man mano che il valore dell'altezza della nube aumenta. Dalle simulazioni elaborate si nota infatti che, per valori dell'altezza massima del plume inferiori ai 10 km, tipici dello stile eruttivo stromboliano di bassa intensità, l'ash cloud si disperde in maniera piuttosto simmetrica e concentrata. Negli esempi riportati in figura (Fig. 10, 11, 12 e 13) il plume eruttivo si dirige verso SE, interessando, man mano che aumenta il valore dell'altezza del plume, aree più lontane dal centro eruttivo. Per valori dell'altezza massima superiori ai 10 km, invece, la diffusione del plume appare più disorganizzata e con direzioni preferenziali che cambiano all'interno della nube a distanze verticali anche di soli 5 km. Nel caso riportato con valori dell'altezza del plume intorno ai 15-20 km (Fig. 14 e 15), infatti, la dispersione risulta più disomogenea: alle quote più basse il plume si orienta verso NE ma cambia verso Nord per le particelle ad altitudini più elevate. Per altezze della colonna di 25-30 km (Fig. 16 e 17), infine, tipiche dello stile pliniano, abbiamo dispersioni delle particelle di ash diversamente direzionate con la quota; si hanno addirittura casi in cui ritroviamo i prodotti emessi alle basse e alle alte quote lungo la stessa direzione ma in verso diametralmente opposto (verso NO-O).

La distribuzione dei prodotti piroclastici risulta, quindi, variare in base all'estensione verticale del plume eruttivo poiché influenzata dall'andamento in quota dei campi di vento presenti nell'area in esame al momento dell'evento eruttivo; conoscendo la loro velocità non costante e il trend verticale diversificato, è comprensibile come anche l'ash cloud risenta di questo comportamento e si disperda in risposta ad essi.

Tale parametro risulta influenzare fortemente la dispersione del plume eruttivo ed è importante considerarlo nella previsione delle aree a rischio durante una fase di simulazione, definendo un range di pericolosità vulcanica a seconda

delle altezze massime che il plume eruttivo potrebbe raggiungere durante l'evento.

#### Fallout.

Per quanto riguarda le rappresentazioni del fallout, corrispondente alle proiezioni in superficie delle dispersioni del plume in atmosfera per le diverse altezze massime della colonna, vediamo come l'area investita va diminuendo man mano che aumenta il valore dell'altezza del plume, tenuto conto che, per il software PUFF, l'opzione di fallout viene calcolato solo per le particelle che si trovano a 1-2 km in quota.

Probabilmente, questo comportamento si può spiegare col fatto che, quanto più è elevata la colonna eruttiva, tanto più in alto viene eiettato il materiale trasportato dal plume e lì si disperde secondo i venti d'alta quota, magari anche in luoghi estremamente lontani rispetto al centro eruttivo, sedimentando in quantità minori in aree relativamente prossimali al vent (fino a 100 km) e cominciando a cadere a distanze sempre maggiori.

#### Durata dell'eruzione.

Durante queste prove sono state mantenute invariate le altre opzioni del programma ai valori di default ed è stato modificato, di volta in volta, il parametro riguardante la durata dell'eruzione allungandola progressivamente di 5 ore nella prima giornata e di 24 ore nei 4 giorni successivi.

Nelle simulazioni è stata fatta una notevole semplificazione mantenendo i parametri caratteristici dell'evento costanti durante tutto il tempo dell'eruzione. L'eruzione, in genere, si sviluppa invece in varie fasi di intensità più o meno elevata e di ciò può risentire, quindi, anche il volume del materiale emesso e la sua distribuzione spaziale.

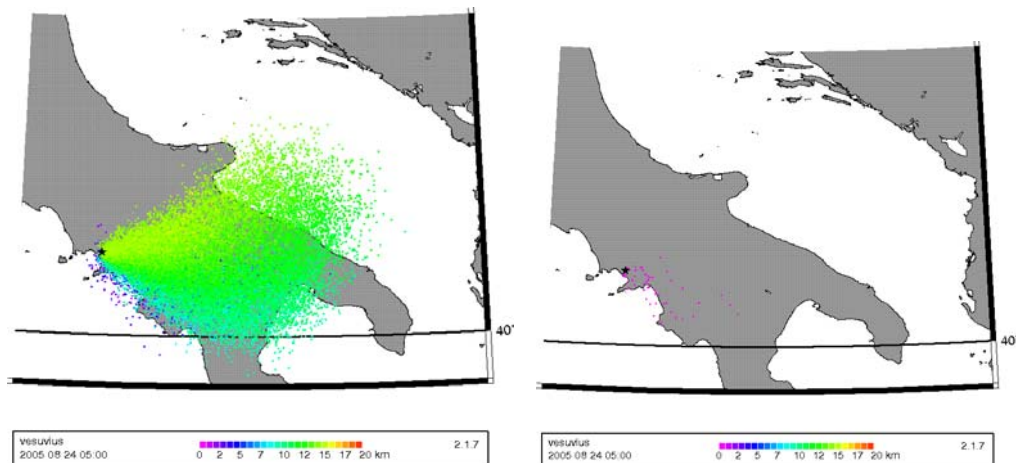
Dall'osservazione dei risultati delle simulazioni effettuate si può dedurre che, già entro le 24 ore (Fig. 18, 19, 20, 21 e 22), la dispersione dei piroclasti può ampliarsi molto ed interessare aree lontane dall'apparato vulcanico. Lo stesso andamento si verifica nei giorni susseguenti (Fig. 23, 24 e 25) in cui cambia persino la direzione del plume, non più orientato verso NE-SE ma disperso lungo la direzione NO-SE.

Questa variazione nella direzione delle dispersioni di ash in atmosfera può essere correlata alla variabilità dei venti in quota, nell'ambito di una stessa giornata ma anche a distanza di 1 o 2 giorni.

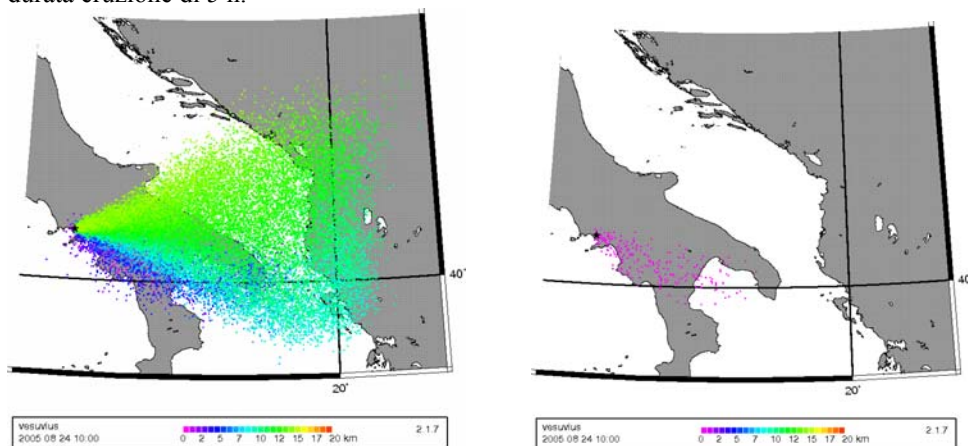
Le simulazioni effettuate, inoltre, mostrano distribuzioni diverse al variare della durata dell'evento; più precisamente, le prove mostrano dispersioni più estese all'aumentare della durata dell'eruzione. Questo risultato può essere evidentemente atteso dato che, man mano che aumenta la durata dell'eruzione, aumentano anche i piroclasti eiettati e la loro distribuzione areale, ma soprattutto la dispersione in atmosfera della frazione granulometrica più sottile.

Fallout.

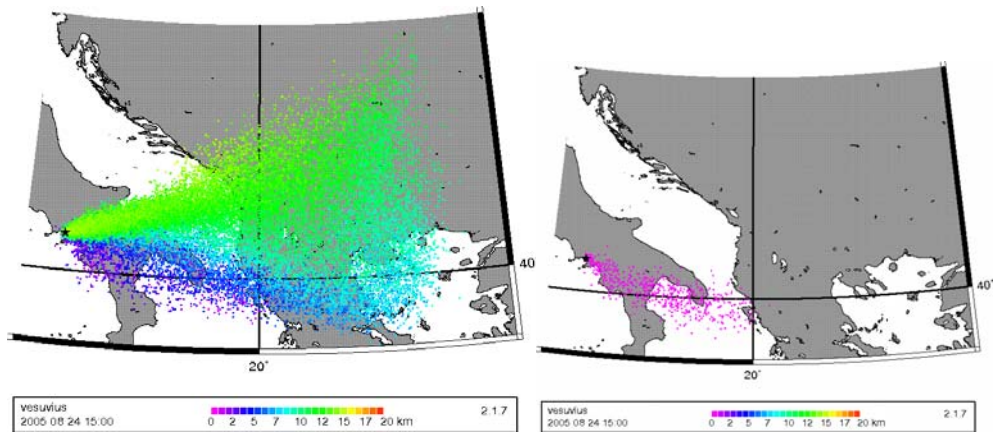
Dal punto di vista dell'hazard per la popolazione, ciò che merita maggiore attenzione è il fallout corrispondente ad ogni tempo definito. La distribuzione in superficie del materiale eiettato in quota aumenta all'aumentare della durata dell'eruzione, in virtù del fatto che cresce la dispersione dei piroclasti costantemente emessi e, quindi, prevedibilmente sedimentati secondo la loro proiezione verticale sul terreno.



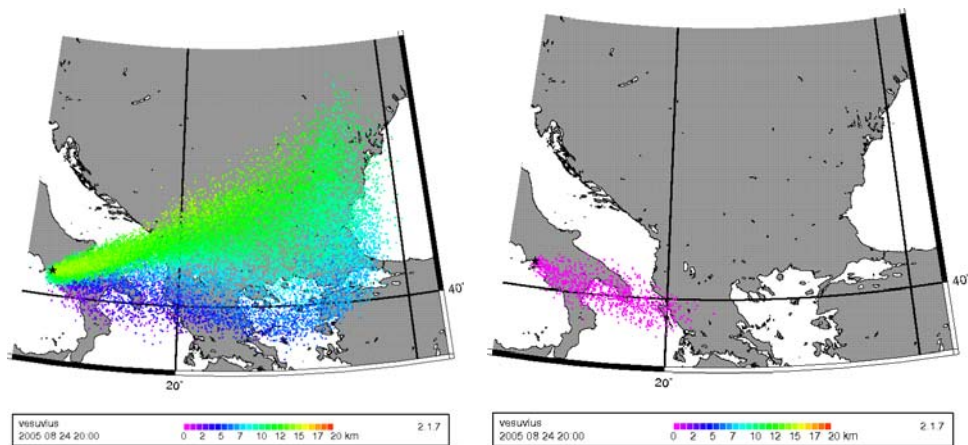
**Fig. 18:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata eruzione di 5 h.



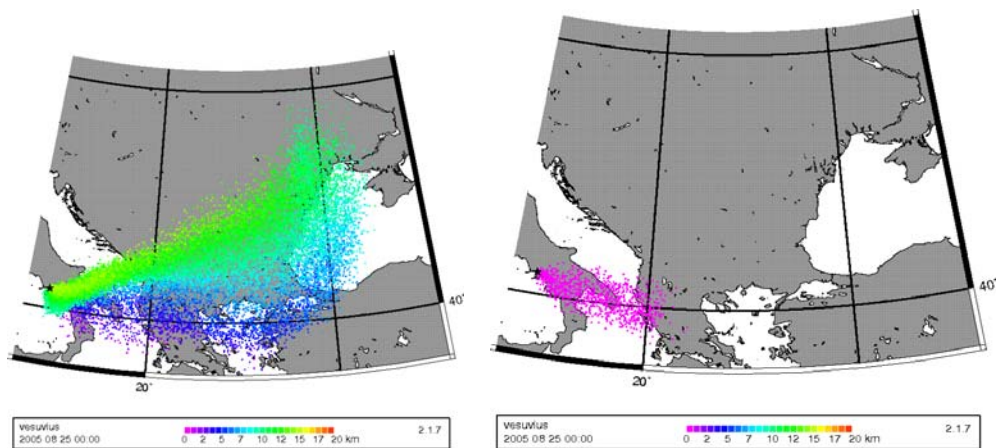
**Fig. 19:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata eruzione di 10 h.



**Fig. 20:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata eruzione di 15 h.

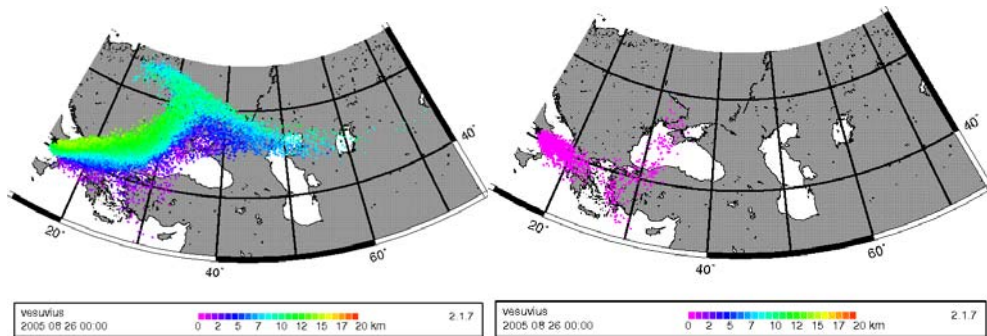


**Fig. 21:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata eruzione di 20 h.

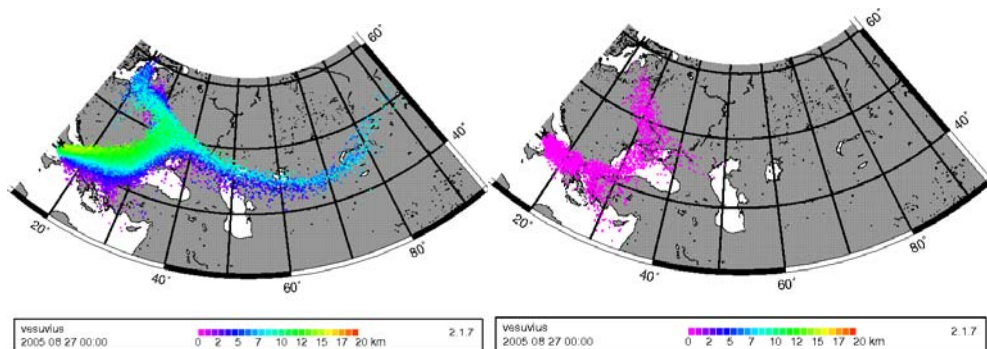


**Fig. 22:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata eruzione di 24 h.

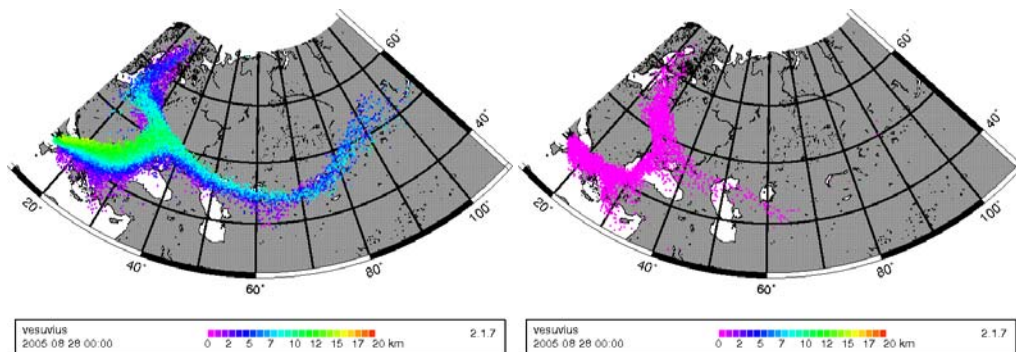




**Fig. 23:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata eruzione di 48 h.



**Fig. 24:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata eruzione di 72 h.

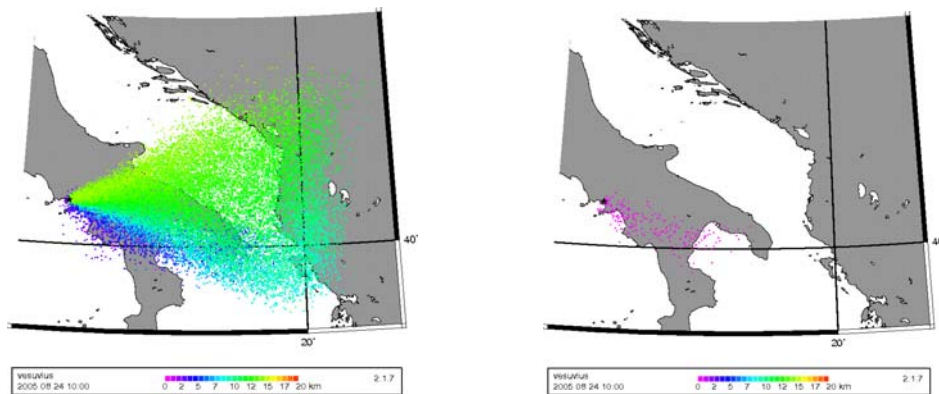


**Fig. 25:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata eruzione di 96 h.

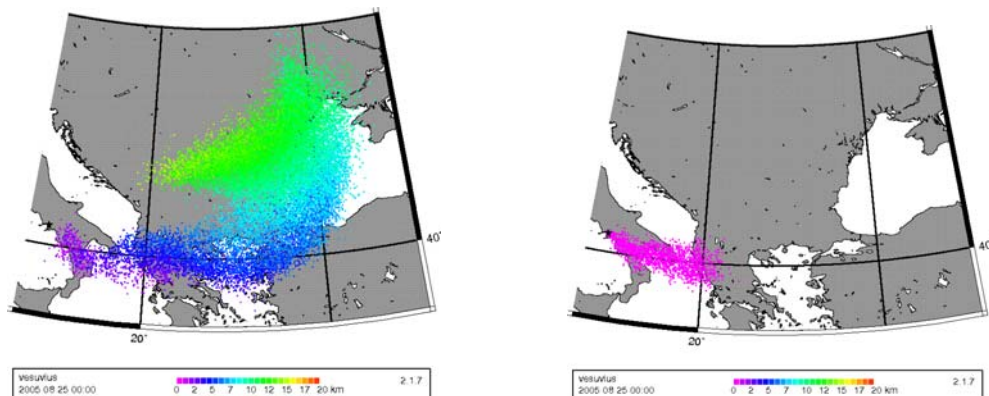
### **Durata della simulazione.**

In questo caso, la simulazione è stata elaborata fissando un costante valore di durata dell'eruzione ed il tempo di simulazione, inizialmente uguale a quello dell'evento, è stato progressivamente accresciuto, per vedere nelle ore e nei giorni successivi all'evento, come si sviluppa la dispersione dell'ash prodotto. L'elaborazione è stata, infatti, eseguita lasciando costante, per ogni prova simulata, la durata dell'eruzione al valore di 11 ore, ma cambiando, di volta in volta, la durata della simulazione entro un range di valori compreso tra 10, 24,

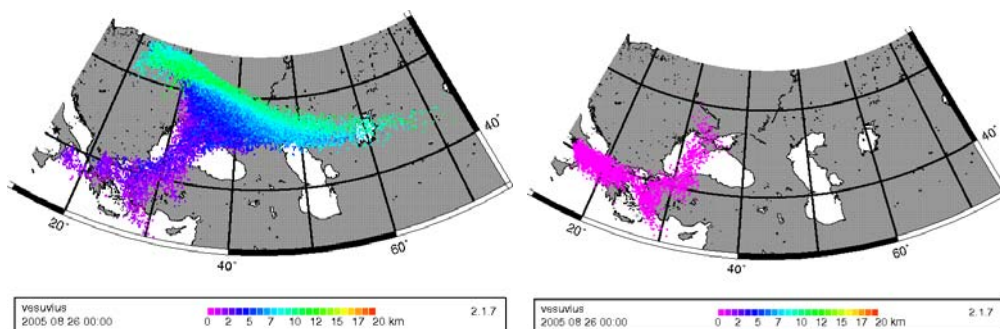
48 fino a 96 ore (cioè 4 giorni successivi all'evento) per vedere dopo 2-3-4 giorni la variazione delle dispersioni dei prodotti eiettati. Dalle prove simulate si evince come i piroclasti eiettati si disperdano, col passare delle ore e poi dei giorni, in aree sempre più distanti dal centro di emissione e come la frazione più sottile dell'intero range granulometrico, permanga in atmosfera per tempi molto lunghi.



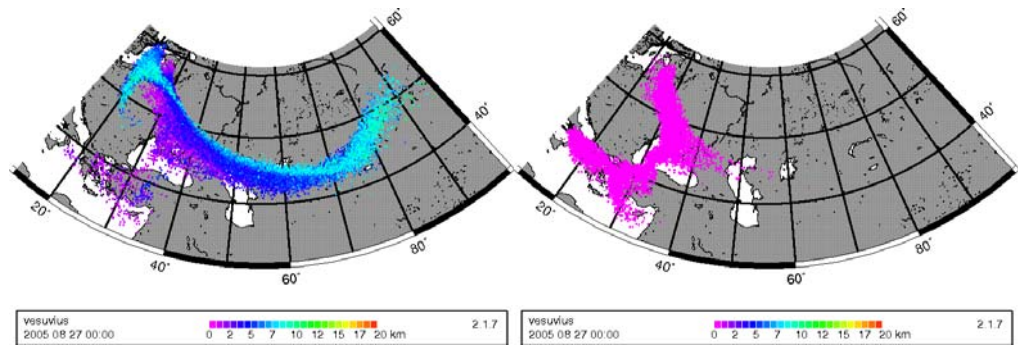
**Fig. 26:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata simulazione di 10 h.



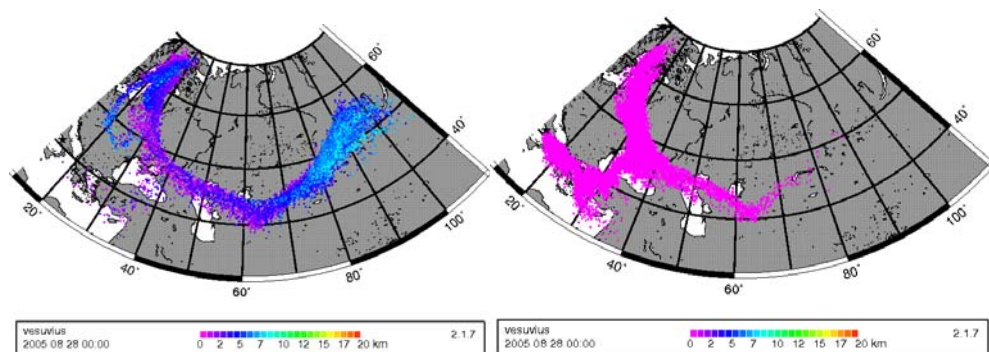
**Fig. 27:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata simulazione di 24 h.



**Fig. 28:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata simulazione di 48 h.



**Fig. 29:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata simulazione di 72 h.



**Fig. 30:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con durata simulazione di 96 h.

L'aspetto interessante di queste prove sta nel fatto che, constatato che i prodotti emessi vengono dispersi in atmosfera anche a quote molto elevate e lì possono permanere per diverso tempo, è curioso conoscere, una volta terminata l'eruzione, verso quale direzione sarà disperso il materiale eruttato (ovviamente la sua frazione più sottile) nel contesto di variabilità dei campi meteorologici delle ore successive all'evento, ed in superficie quali aree potrebbero essere successivamente interessate dalla sua deposizione.

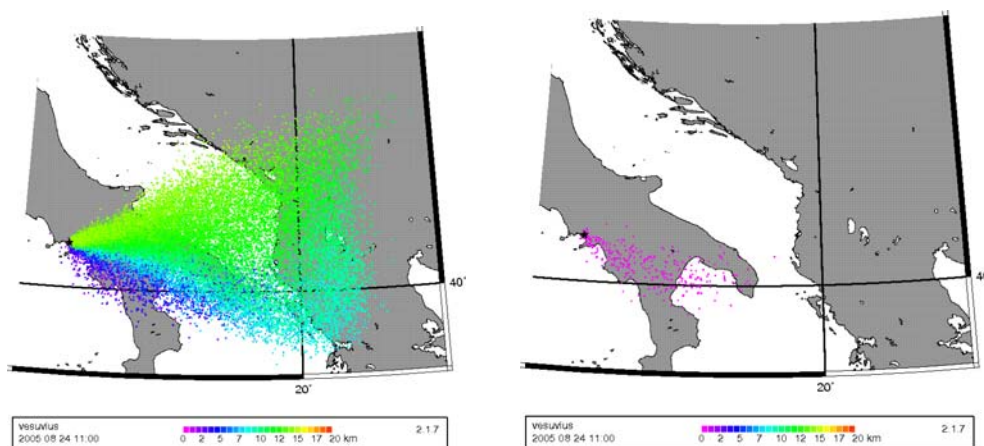
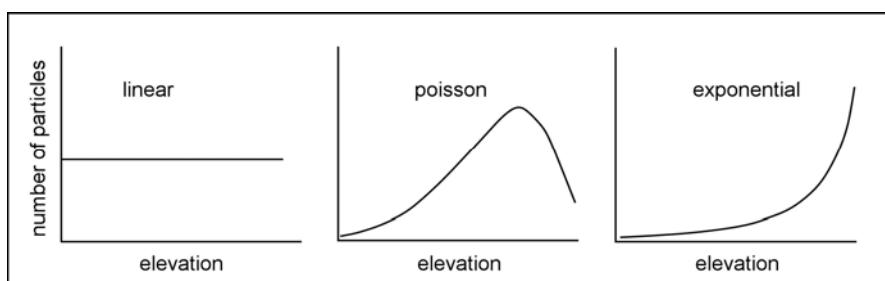
### Fallout.

Anche in queste prove di simulazioni notiamo come le aree interessate alla ricaduta dei piroclasti emessi aumentino all'aumentare delle ore successive all'eruzione. Ciò risulta interessante poiché mette in luce il bisogno di tener conto della ricaduta dei prodotti non solo durante la fase di colonna sostenuta ma anche in un successivo stadio eruttivo, quando cioè, l'eruzione è terminata ma gran parte del materiale più sottile è ancora in circolo e potenzialmente potrebbe ricadere in tempi più o meno brevi.

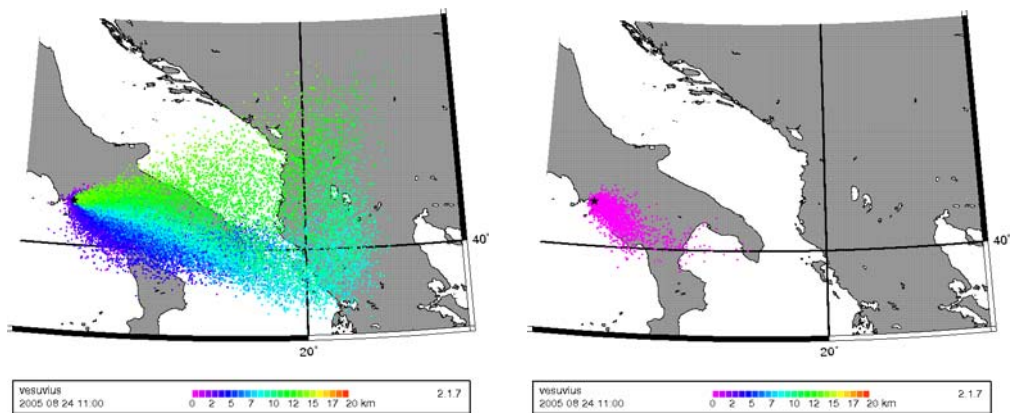
### Forma del plume eruttivo.

Si è valutato l'effetto che il cambiamento dell'opzione riguardante la forma del plume eruttivo (“*plumeshape*”) potesse avere sulle dispersioni e successive distribuzioni dei prodotti vulcanici emessi.

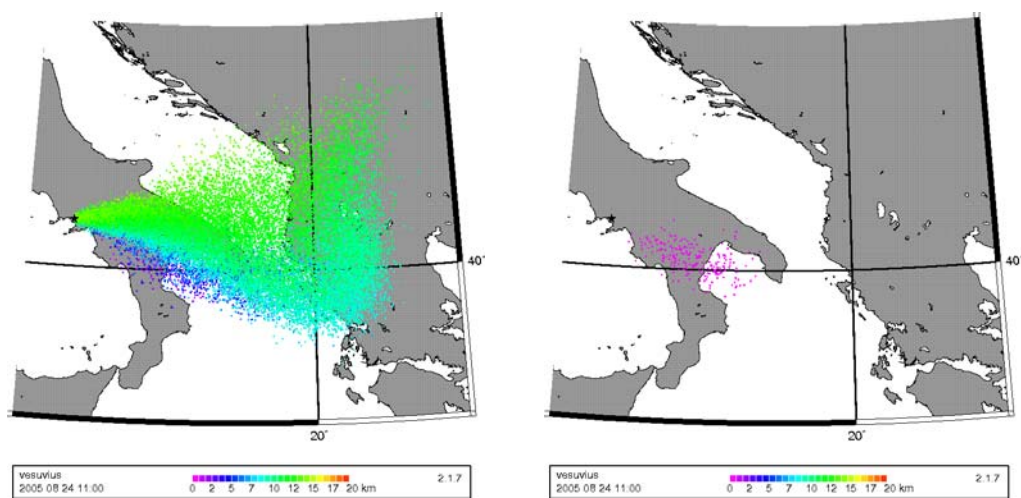
A tal proposito, sono state eseguite diverse simulazioni in cui rimanevano costanti tutti gli altri valori e cambiava, di volta in volta, solo l'opzione riguardante la forma dell'ash cloud, intesa come la distribuzione quantitativa delle particelle vulcaniche emesse secondo l'andamento verticale in quota. Le opzioni da poter modificare sono di tre tipi e considerano le particelle eiettate a diverse concentrazioni secondo l'altitudine:



**Fig. 31:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con opzione “*plumeShape*” esponenziale.



**Fig. 32:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con opzione “plumeShape” lineare.



**Fig. 33:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con opzione “plumeShape” poisson.

La variabilità di tale carattere eruttivo può comportare modifiche nella dispersione in atmosfera dei prodotti eruttati e sulla loro ricaduta sul terreno, come mostrano le immagini di Fig. 31, 32 e 33. Dalle simulazioni ottenute, infatti, si osserva che la dispersione del plume vulcanico in atmosfera rimane piuttosto costante in direzione, per tutte e tre le forme considerate, ma appare più o meno denso a seconda della variabile quantità numerica delle particelle in senso verticale.

#### Fallout.

Dalle corrispondenti rappresentazioni dei fallout, invece, si evince che le aree investite, seppure dirette tutte lungo lo stesso asse di dispersione, risultano diversamente interessate dalla deposizione dei prodotti eruttati. La dispersione “poisson”, per esempio, sembra sedimentare uno spessore notevole di particelle principalmente sull’area corrispondente alla proiezione verticale della zona di

massima concentrazione delle particelle a quella quota; la distribuzione areale “lineare”, invece, presenta un’isopaca centrata nel centro di emissione diretta più verso Sud rispetto alle altre e le particelle sedimentate, in maniera molto concentrata, soprattutto nelle aree prossimali al vulcano.

### **Range granulometrico.**

La dispersione dell’ash cloud varia anche con il range granulometrico medio dei prodotti eruttati.

I parametri utilizzati vengono tratti da una curva granulometrica simmetrica, con moda

-3 phi, riferita ad uno strato da caduta dell’eruzione del 79 d.C. al Vesuvio rilevato a Pompei. Tale strato di prodotti da caduta consiste principalmente di lapilli con una struttura supportata da clasti e senza una stratificazione su piccola scala. La tipica distribuzione granulometrica di questa parte del deposito mostra una singola moda simmetrica con un valore medio da circa -4 a -2 phi (Lirer et al., 1996).

Il range granulometrico originario è compreso tra i valori di -5 e 0 phi, poi traslato, di volta in volta nelle prove simulate, di uno e due step, ora verso le granulometrie più grossolane ora più sottili, andando a costituire i 4 gruppi granulometrici utilizzati nelle simulazioni con range compresi tra 0 e -5 phi (fig. 34); -6 e -1 phi (Fig. 35), quelli più grossolani; e -4 e +1 phi (Fig. 36); -3 e +2 phi (Fig. 37), quelli rappresentante la frazione più sottile.

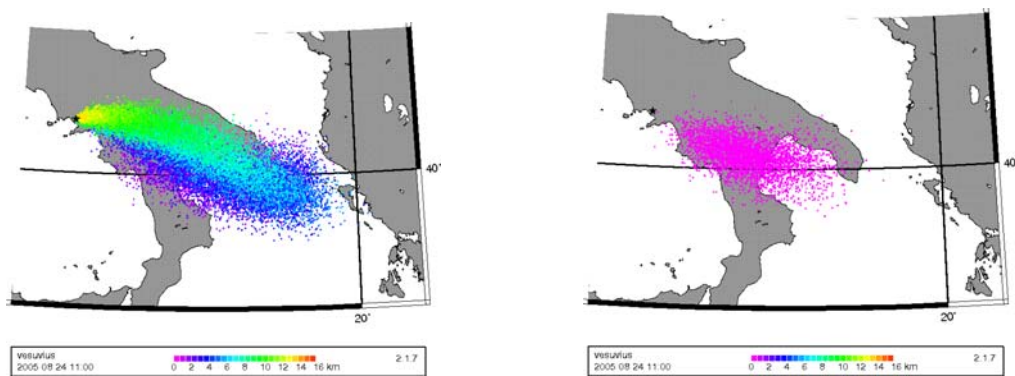
Le simulazioni eseguite modificando, per ogni prova, la granulometria delle particelle costituenti il plume vulcanico, dimostrano che esistono evidenti cambiamenti nella dispersione e distribuzione areale della colonna eruttiva sviluppata. Dalle prove elaborate, infatti, si denota una dispersione che si sviluppa in maniera più estesa e si spinge fino a quote più elevate (fino anche a 12-13 km), per le particelle del plume eruttivo con range granulometrico dei materiali emessi che si sposta verso una percentuale più consistente di frazione sottile (Fig. 36 e 37). Per quanto riguarda le dispersioni costituite da range granulometrici più grossolani, queste si distribuiscono a quote non superiori ai 10 km, quindi a quote più basse, e presentano una distribuzione spaziale dei prodotti quasi unidirezionale e molto concentrata (Fig. 34 e 35).

Ciò è chiaramente comprensibile visto che una nube eruttiva costituita da una percentuale più elevata di piroclasti a granulometria più sottile, comporta che le

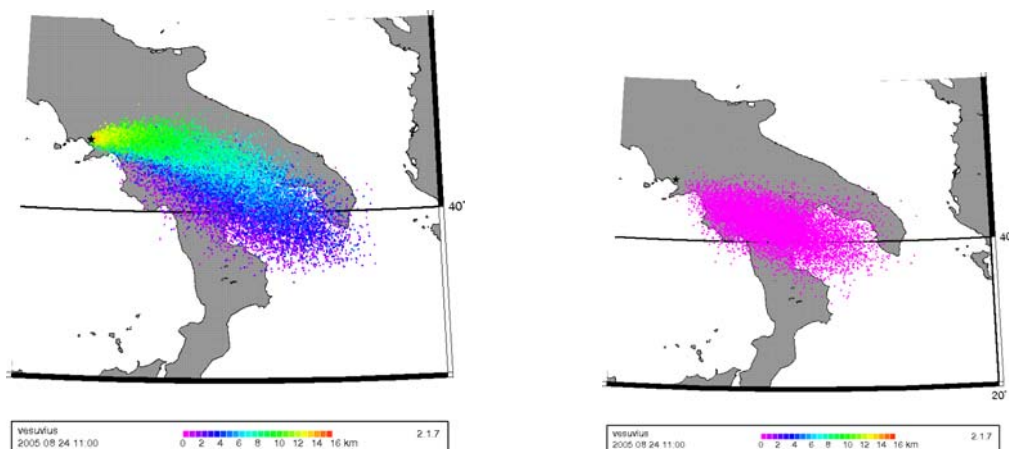
particelle di ash siano più leggere, quindi trasportabili dal vento in atmosfera in una quantità più consistente, rispetto alle particelle grossolane più pesanti, ed a quote più elevate.

### Fallout.

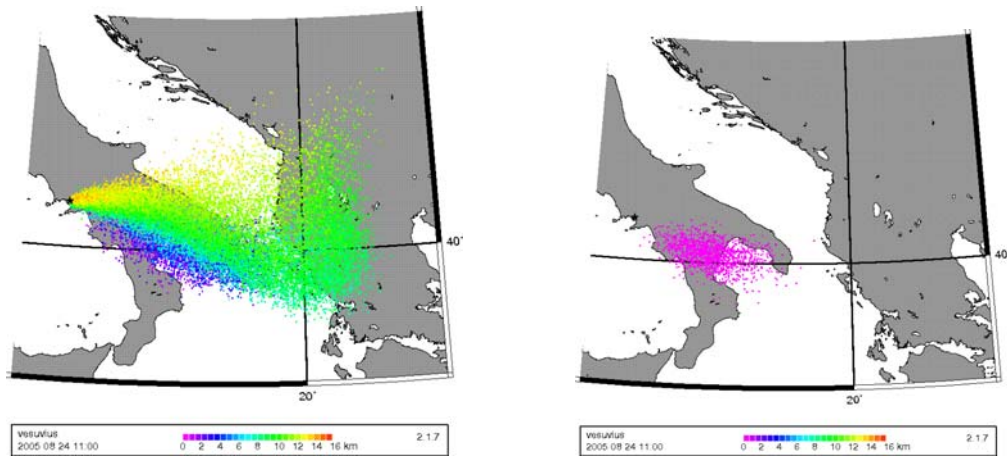
Anche le rappresentazioni dei corrispondenti fallout sono coerenti a quanto detto sopra; infatti, risulteranno più dense le distribuzioni areali delle prove simulate con granulometrie più grossolane che non quelle più sottili; ciò accade poiché il range granulometrico più grossolano è caratterizzato da una maggiore quantità di clasti pesanti che ricadono quasi subito in prossimità del vent (Fig. 32 e 33), le simulazioni, invece, caratterizzate da un range più sottile presenteranno un maggior numero di particelle fini che risalgono in quota e, magari, vi permangono per periodi più o meno lunghi e potranno comunque sedimentare ma in aree più lontane con tempi diversi (Fig. 34 e 35).



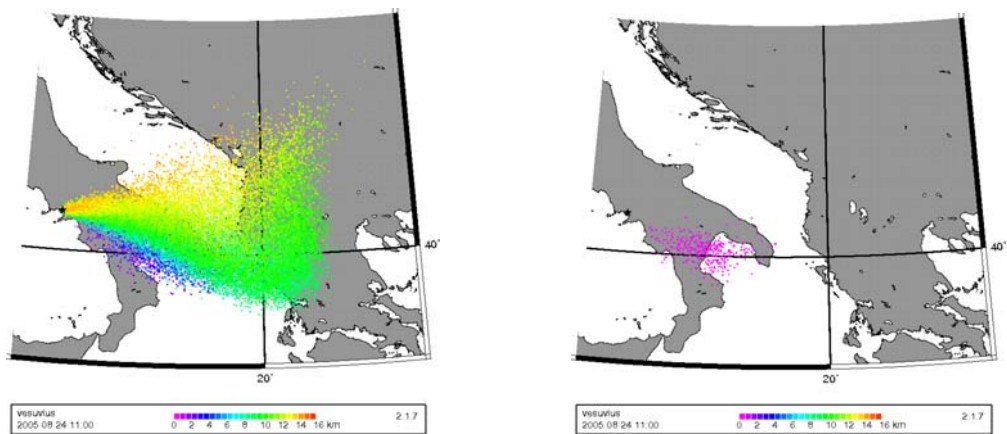
**Fig. 34:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con range granulometrico simmetrico compreso tra -5 e 0 phi.



**Fig. 35:** Dispersione del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con range granulometrico simmetrico compreso tra -6 e -1 phi.



**Fig. 36:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con range granulometrico simmetrico compreso tra -4 e +1 phi.



**Fig. 37:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) con range granulometrico simmetrico compreso tra -3 e +2 phi.

I due contesti dinamici possibili che spiegano la variazione della granulometria media dei prodotti vulcanici generati da una colonna eruttiva di tipo esplosivo sono legati al dinamismo eruttivo che può generarsi in due differenti situazioni:

- a condotto aperto;
- a condotto ostruito.

Nel primo caso, quando un magma diviene sovrassaturo in volatili, può sopravvenire la nucleazione di bolle la cui crescita è controllata dalla dissoluzione dei volatili e dalla diminuzione delle pressioni confinanti (decompressione) che diminuiscono col procedere del magma verso la superficie. Quindi in superficie sarà maggiore la crescita delle bolle per decompressione fino alla frantumazione delle stesse. Questo meccanismo dinamico determina un'attività esplosiva a condotto aperto di bassa energia (attività stromboliana), in cui si alternano effusioni di lava e fontane di lava che



si innalzano fino a 1 o 2 km; la susseguente distribuzione dei prodotti è di norma di tipo circolare.

Nel caso del condotto ostruito, invece, la pressione esercitata dai componenti volatili al suo interno può eguagliare o superare quella litostatica esercitata dalle rocce innescando in tal senso una conseguente dinamica eruttiva che assume un carattere esplosivo da subpliniano a pliniano, comportando l'ulteriore frammentazione dei prodotti emessi a causa dell'alta energia meccanica che si sprigiona.

### 3.2.3b Simulazioni di eventi eruttivi realmente accaduti al Somma-Vesuvio con l'andamento dei campi di vento attuali.

In una successiva fase di sperimentazione, infine, si è considerata l'opportunità di riproporre un'eruzione già avvenuta simulandola con l'utilizzo del software PUFF e di sviluppare la distribuzione del plume eruttivo secondo i campi di vento agenti attualmente.

Tali eventi eruttivi sono stati riprodotti applicando un'interessante opzione del software PUFF, che è rappresentata dal "restartfile"; con questo comando è possibile distinguere, nello stesso episodio vulcanico, diverse fasi eruttive dal carattere più o meno intenso, proprio come avviene realmente per alcune eruzioni, e vedere come si sviluppa ed evolve la dispersione del plume durante e dopo l'intero evento. Specificando e variando, infatti, per ogni fase aggiuntiva, alcuni parametri dinamici dell'eruzione, come ad esempio l'altezza della colonna, il range granulometrico o anche il numero di particelle (che, in questo caso, rappresenta il volume dei prodotti eruttati), si ottengono simulazioni di episodi a diversa magnitudo, nel quadro globale di uno stesso evento eruttivo.

Sono state eseguite alcune simulazioni delle principali eruzioni vesuviane avvenute al Somma - Vesuvio negli ultimi 10000 anni (Lirer et al., 2001), con attuali campi di vento (quelli scaricati durante il 2005), essendo queste esempio di scenari eruttivi anche di lunga durata, fino a 30 ore di eruzione (eruzione del 79 d.C.), e sviluppatasi in più fasi di intensità variabile durante l'intero processo eruttivo (due o tre fasi).

Inizialmente, è stata simulata l'eruzione pliniana del 79 d.C. ed i valori assunti vengono riportati, per le tre rispettive fasi eruttive da caduta, nelle tabelle che seguono:

### Parametri Prima Fase (Inizio Pomici Bianche)

|  |  |
|--|--|
| Nome vulcano (-volc)                                 | Vesuvio                                      |
| Data eruzione (-eruptDate)                           | 2005 08 24 00:00                             |
| Durata eruzione (-eruptHours)                        | 11 h   |
| Durata simulazione (-runHours)                       | 11 h   |
| Intervallo salvataggio dati simulazione (-saveHours) | 1 h  |
| Distribuzione plume (-plumeShape)                    | poisson                                      |
| Diffusività orizzontale (-diffuseH)                  | turbulent                                    |
| Max Altezza plume (-plumeMax)                        | 14000 m                                      |
| Range granulometrico particelle (-phiDist)           | “-4.5=6;-4=10;-3=39;-2=25;-1=12 ;0=4 ;+1=3 ” |
| Numero di particelle ash(-nAsh)                      | 25000  |

**Tab.3:** Parametri dinamici della Prima fase da caduta (Fase di Inizio delle Pomici Bianche) dell'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio.

### Parametri Seconda Fase (Fine Pomici Bianche)

|  |  |
|--|--|
| Nome vulcano (-volc)                                 | Vesuvio  |
| Data eruzione (-eruptDate)                           | 2005 08 24 11:00                                 |
| Durata eruzione (-eruptHours)                        | 7 h  |
| Durata simulazione (-runHours)                       | 7 h  |
| Intervallo salvataggio dati simulazione (-saveHours) | 1 h  |
| Distribuzione plume (-plumeShape)                    | poisson  |
| Diffusività orizzontale (-diffuseH)                  | turbulent  |
| Max Altezza plume (-plumeMax)                        | 26000 m  |
| Range granulometrico particelle (-phiDist)           | “-4.5=6;-4=10;-3=39;<br>-2=25;-1=12 ;0=4 ;+1=3 ” |
| Numero di particelle ash(-nAsh)                      | 250000   |

**Tab.4:** Parametri dinamici della Seconda fase da caduta (Fase di Fine delle Pomici Bianche) dell'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio.

### Parametri Terza Fase (Pomici Grigie)

|  |   |
|--|---|
| Nome vulcano (-volc)                                 | Vesuvio   |
| Data eruzione (-eruptDate)                           | 2005 08 24 18:00                                  |
| Durata eruzione (-eruptHours)                        | 12 h  |
| Durata simulazione (-runHours)                       | 12 h  |
| Intervallo salvataggio dati simulazione (-saveHours) | 1 h   |
| Distribuzione plume (-plumeShape)                    | poisson   |
| Diffusività orizzontale (-diffuseH)                  | turbulent   |
| Max Altezza plume (-plumeMax)                        | 32000 m   |
| Range granulometrico particelle (-phiDist)           | “-4.5=10;-4=12;-3=31;<br>-2=26;-1=14 ;0=5 ;+1=2 ” |
| Numero di particelle ash(-nAsh)                      | 250000  |

**Tab.5:** Parametri dinamici della Terza fase da caduta (Fase delle Pomici Grigie) dell'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio.

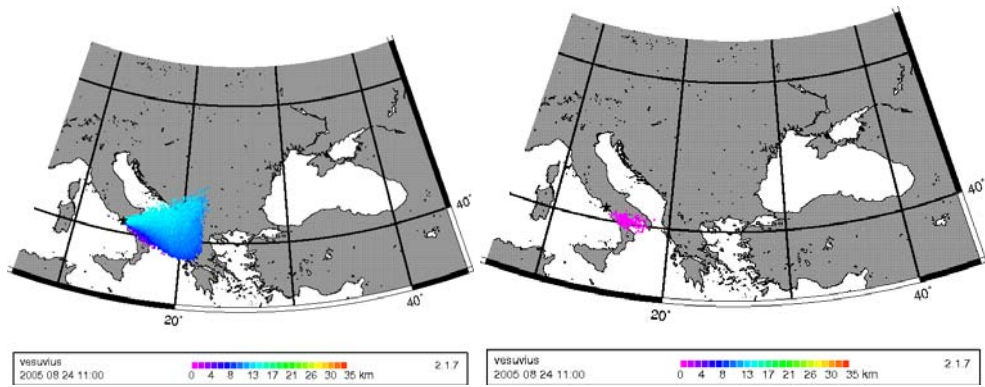
I valori dinamici riportati in queste tabelle fanno comprendere che lo stile eruttivo di questo evento è decisamente pliniano con cambiamenti di alcuni particolari parametri (altezza del plume, durata dell'eruzione e volume di materiale emesso) dalla prima all'ultima fase, denotando un aumento in esplosività col passare delle ore dall'inizio dell'eruzione.

Nell'ultima fase eruttiva, in cui la colonna raggiunge i valori massimi, noi abbiamo ancora a quote intermedie particelle che rimandano alle fasi precedenti. In questo caso è possibile notare che a circa 15 km di quota, il plume si dirige verso Est-SE (Fig.38); poi si amplia verso Nord per un range di altitudini di 15-25 km (Fig.39); nell'ultima fase eruttiva, infine, per i prodotti eiettati a quote più elevate di 25 km la dispersione si orienta verso Ovest, in direzione quasi opposta alle particelle disperse alle quote più basse (Fig.40).

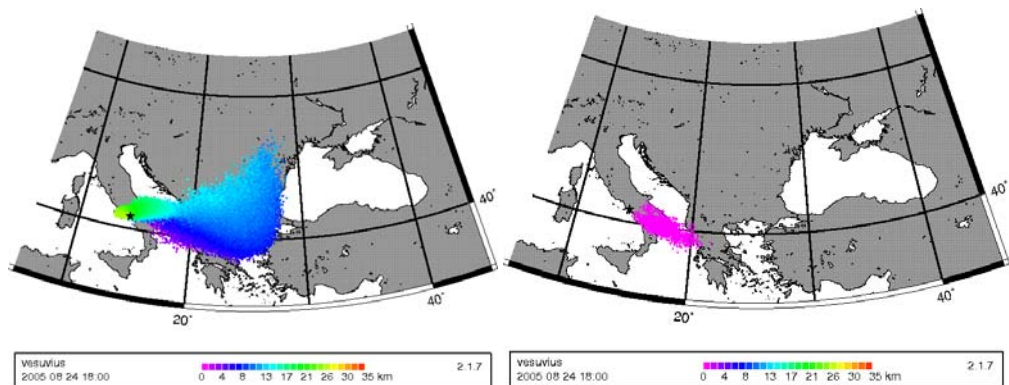
#### Fallout.

Dalle distribuzioni areali in superficie di questi eventi simulati si evince che le regioni interessate alla deposizione dei piroclasti si ampliano col passare delle ore e, ovviamente, del materiale emesso e sono ubicate lungo un asse di dispersione diretto SE. In una primissima fase da caduta, notiamo che l'area interessata è quella più prossimale e la sedimentazione si spinge verso SE investendo parte della Puglia e della Calabria (Fig. 38); ma già dopo circa 20 ore, alla fine della seconda fase da caduta, notiamo che la deposizione dei piroclasti raggiunge anche le coste della Grecia in maniera piuttosto consistente (Fig. 39); dopo le 30 ore di eruzione, infine, la distribuzione areale è ancora più estesa verso l'Europa orientale e la direzione muta leggermente orientandosi Est-SE ed investendo tutto lo Ionio e il basso Adriatico (Fig. 40).

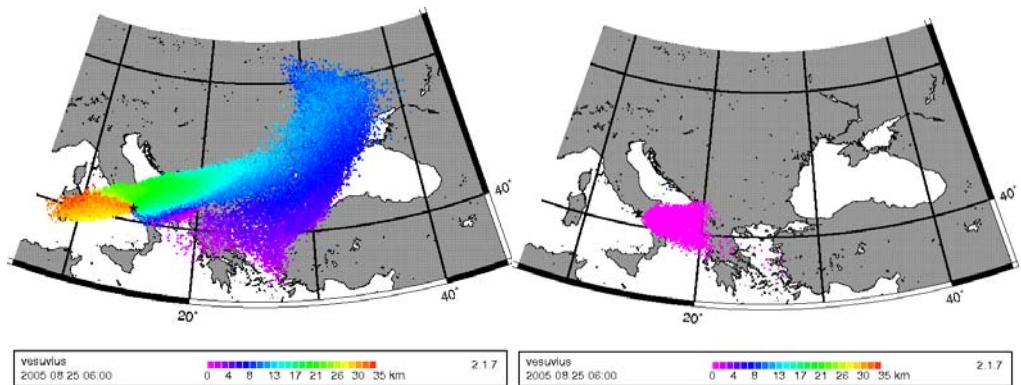
La possibilità di sezionare la nube eruttiva, ad un determinato istante dall'inizio dell'eruzione, consente di conoscere e gestire contemporaneamente le traiettorie dei clasti che interessano le quote più basse, che sono quelli destinati a sedimentare al suolo in breve tempo e dei prodotti a granulometria più fine, che raggiungono quote più elevate e possono perciò risultare potenzialmente dannosi per il traffico aereo locale.



**Fig. 38:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) dopo la Prima fase da caduta (Fase di Inizio delle Pomici Bianche) dell'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio.



**Fig. 39:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) dopo la Seconda fase da caduta (Fase di Fine delle Pomici Bianche) dell'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio.



**Fig. 40:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) dopo la Terza fase da caduta (Fase delle Pomici Grigie) dell'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio.

Tale sezionamento del plume risulta utile per nubi eruttive molto elevate, che raggiungono, appunto, anche 30 km di altezza, testimoniando un'attività vulcanica intensamente esplosiva, diversamente da quelle sviluppatesi durante eruzioni vulcaniche a carattere moderatamente esplosivo, come le stromboliane.

A tal proposito, in uno stadio successivo, si è proceduto alla simulazione delle tre eruzioni protostoriche del Vesuvio utilizzando i valori riportati nelle tabelle che seguono:

### **Prima Eruzione Protostorica**

|   |  |
|---|--|
| <b>Nome vulcano (-volc)</b>                                 | <b>Vesuvio</b>                               |
| <b>Data eruzione (-eruptDate)</b>                           | <b>2005 08 24 00:00</b>                      |
| <b>Durata eruzione (-eruptHours)</b>                        | <b>6 h</b>                                   |
| <b>Durata simulazione (-runHours)</b>                       | <b>6 h</b>                                   |
| <b>Intervallo salvataggio dati simulazione (-saveHours)</b> | <b>1 h</b>                                   |
| <b>Distribuzione plume (-plumeShape)</b>                    | <b>poisson</b>                               |
| <b>Diffusività orizzontale (-diffuseH)</b>                  | <b>turbulent</b>                             |
| <b>Max Altezza plume (-plumeMax)</b>                        | <b>8000 m</b>                                |
| <b>Range granulometrico particelle (-phiDist)</b>           | <b>“-2=10;-1=25;0=27 ;+1=20 ;+2=8 ;+3=4”</b> |
| <b>Numero di particelle ash(-nAsh)</b>                      | <b>10000</b>                                 |

**Tab.6:** Parametri dinamici della prima eruzione protostorica del Vesuvio.

## Seconda Eruzione Protostorica

|  |  |
|--|--|
| Nome vulcano (-volc)                                 | Vesuvio                                    |
| Data eruzione (-eruptDate)                           | 2005 08 24 00:00                           |
| Durata eruzione (-eruptHours)                        | 6 h  |
| Durata simulazione (-runHours)                       | 6 h  |
| Intervallo salvataggio dati simulazione (-saveHours) | 1 h  |
| Distribuzione plume (-plumeShape)                    | poisson                                    |
| Diffusività orizzontale (-diffuseH)                  | turbulent                                  |
| Max Altezza plume (-plumeMax)                        | 8000 m                                     |
| Range granulometrico particelle (-phiDist)           | “3=5;2=8;1=20 ;0=30 ;+1=26 ;<br>+2=8 ;3=3” |
| Numero di particelle ash(-nAsh)                      | 11000                                      |

Tab.7: Parametri dinamici della seconda eruzione protostorica del Vesuvio.

## Terza Eruzione Protostorica

|  |  |
|--|--|
| Nome vulcano (-volc)                                 | Vesuvio                                  |
| Data eruzione (-eruptDate)                           | 2005 08 24 00:00                         |
| Durata eruzione (-eruptHours)                        | 6 h                                      |
| Durata simulazione (-runHours)                       | 6 h                                      |
| Intervallo salvataggio dati simulazione (-saveHours) | 1 h                                      |
| Distribuzione plume (-plumeShape)                    | poisson                                  |
| Diffusività orizzontale (-diffuseH)                  | turbulent                                |
| Max Altezza plume (-plumeMax)                        | 10000 m                                  |
| Range granulometrico particelle (-phiDist)           | “-2=3;-<br>1=8 ;0=24 ;+1=38;+2=13;+3=4 ” |
| Numero di particelle ash(-nAsh)                      | 15000                                    |

Tab.8: Parametri dinamici della terza eruzione protostorica del Vesuvio.

Dalle tabelle sopra (Tab.6, 7 e 8) si evince che i parametri dinamici caratteristici di questi eventi eruttivi, quali altezze della colonna inferiori ai 10 km e volumi emessi non eccessivi (dell'ordine di 11000-15000 particelle) risultano tipici di un'attività moderatamente esplosiva, di tipo stromboliano, rappresentandone un particolare esempio.

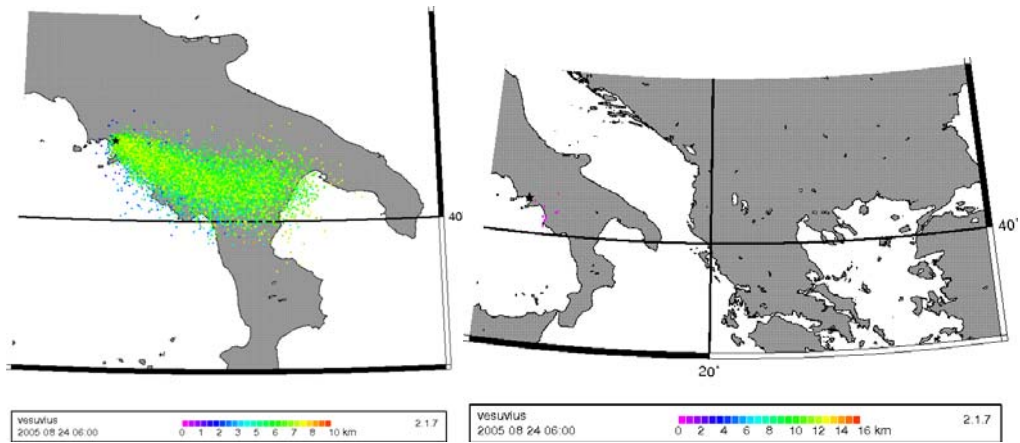
Le simulazioni elaborate dimostrano una direzione preferenziale della nube eruttiva verso E-SE (Fig.43), più o meno coerente con le isopache riportate in letteratura (Rolandi et al., 1998), tranne che per la distribuzione della prima eruzione protostorica che viene raffigurata con una direzione preferenziale NE, mentre la simulazione da noi processata mostra una evidente dispersione verso SE.

Il periodo di tempo in cui si sono verificate le tre eruzioni protostoriche non è conosciuto, però noi abbiamo simulato gli eventi durante la stessa data in cui è avvenuta l'eruzione del 79 d.C., per tentare un confronto tra due stili diversamente esplosivi, provenienti dallo stesso apparato vulcanico, e con l'azione dei medesimi campi di vento.

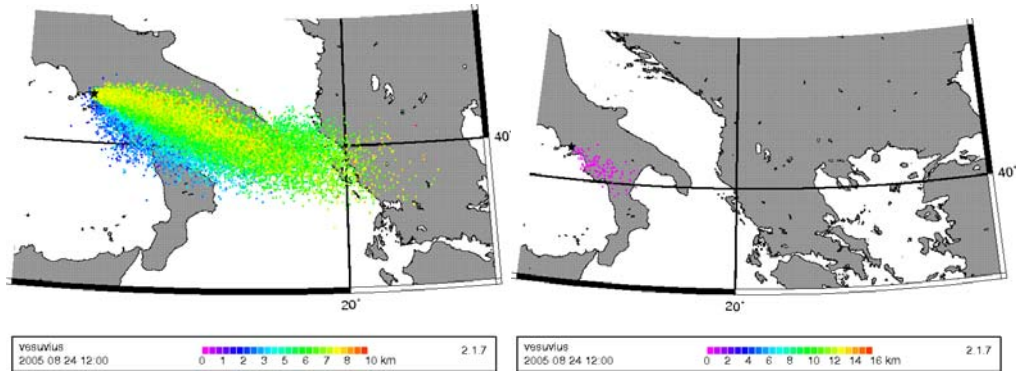
I due esempi citati e simulati rappresentano, infatti, condizioni del dinamismo eruttivo di tipo esplosivo, caratterizzato dalla frammentazione del magma per essoluzione di volatili che si genera in situazioni di condotto aperto e di condotto ostruito, rispettivamente compatibili con le eruzioni protostoriche e con la disastrosa eruzione del 79 d.C..

Tali simulazioni rappresentano significativi esempi di stili eruttivi, diversamente esplosivi, ma potenzialmente verificabili, anche nel prossimo futuro nelle nostre aree di vulcanismo attivo. Per questo motivo PUFF va inserito in uno scenario di previsione vulcanica, per ipotizzare contesti dinamici attesi dai nostri complessi vulcanici attivi, secondo le tipologie di esplosività già attualmente conosciute e, magari, poi diventare uno strumento per pronosticare un range di pericolosità vulcanica, caratterizzato da parametri dinamici che variano tra queste due situazioni-limite.

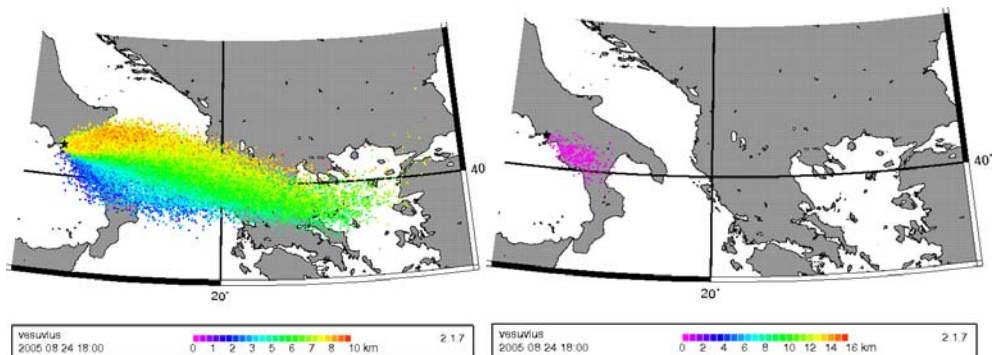




**Fig. 41:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) dopo la simulazione della prima eruzione protostorica del Vesuvio.



**Fig. 42:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) dopo la simulazione della seconda eruzione protostorica del Vesuvio.



**Fig. 43:** Dispersion del plume eruttivo (a sinistra) e corrispondente fallout (a destra) dopo la simulazione della terza eruzione protostorica del Vesuvio.

# CONCLUSIONI

L'elaborato di tesi ha sviluppato un aspetto della pericolosità vulcanica connessa alla dispersione di ash da una colonna eruttiva avvalendosi della possibilità di simulare eventi eruttivi a carattere esplosivo in aree di vulcanismo attivo.

A tal fine, si è scelto di utilizzare un modello numerico di dispersione per gli studi sperimentali di previsione e, fra i numerosi modelli esistenti, si è preferito adoperare il software PUFF. Il modello numerico su cui esso è basato consente di simulare in maniera rapida e tempestiva, durante un'eruzione vulcanica, la dispersione atmosferica di ash vulcanico, in risposta ai campi di vento operanti al momento eruttivo. Esso consente, inoltre, di prevedere la distribuzione areale sul terreno dei piroclasti.

L'impiego del modello numerico di previsione PUFF è già di frequente uso nelle aree di vulcanismo attivo della regione del Nord Pacifico (NOPAC) (Fig.9, Cap.2), insieme ad altri strumenti di monitoraggio. Obiettivo ultimo di questa tesi era quello di stabilire se esso potesse diventare un prezioso strumento anche nelle aree di vulcanismo attivo del Mediterraneo per la **previsione a breve** e **a lungo termine**. In tali aree, infatti, si trovano sia vulcani la cui attività è pressoché continua, quali l'Etna e lo Stromboli, che vulcani quiescenti quali i Campi Flegrei, il Vesuvio e Ischia, la cui presenza postula la necessità sia di un continuo monitoraggio che di un costante affinamento delle mappe di hazard.

Partendo da approfondimenti teorici riguardanti la circolazione generale dei venti, la dinamica di dispersione in atmosfera di una colonna eruttiva sostenuta e gli effetti, storici e potenziali, della deposizione dell'ash vulcanico prodotto da passate eruzioni in varie aree del pianeta, si sono eseguite molteplici prove sperimentali atte a mettere in relazione l'andamento dei campi di vento con le aree potenzialmente esposte alla deposizione di prodotti da caduta in caso di una futura eruzione. Scopo di questa fase della ricerca era quello di investigare il ruolo della variabilità dei campi di vento e valutare se questa andasse considerata un ulteriore parametro da monitorare per la sorveglianza di aree vulcaniche attive.

I primi risultati sperimentali conseguiti testimoniano quanto sia valido utilizzare PUFF in una fase di simulazione di un'eruzione esplosiva, in quanto mettono in evidenza la variabilità giornaliera dei campi di vento con la quota e

la loro influenza sulla dispersione in atmosfera della nube eruttiva ed, infine, sul fallout sul terreno dei piroclasti emessi. Si sono ottenute, infatti, simulazioni di plume eruttivi, sviluppati lasciando invariati i parametri dinamici, le cui dispersioni sono risultate alquanto differenti per giorni e mesi successivi e, addirittura, nell'arco di una stessa giornata (Fig.1 e 2, Cap.3).

Queste evidenze, legate essenzialmente alla variabilità della circolazione generale dei venti atmosferici, mostrano la significatività di tale aspetto meteorologico e, forse per la prima volta, si postula qui la necessità di considerarlo come un parametro di cui tenere conto negli studi di pericolosità **a breve termine**. L'Etna e lo Stromboli, infatti, costituiscono i sistemi vulcanici a condotto aperto quasi costantemente in attività che potrebbero essere monitorati, attraverso modelli di simulazione numerica, alla stessa stregua di quanto viene fatto nell'area di vulcanismo attivo del Nord Pacifico.

Sono state, inoltre, eseguite, con il software PUFF, simulazioni di eventi eruttivi recentemente avvenuti (Augustine, Alaska, Febbraio 2006) confrontandole con immagini di dati satellitari e con i risultati di simulazioni effettuate con altri modelli numerici (Fig. 4 - 9, Cap.3). Tali prove sono servite ad attestare la validità di PUFF come complementare strumento di previsione nell'ambito del monitoraggio vulcanico nelle nostre regioni vulcaniche attive.

Ulteriori prove sperimentali sono state effettuate anche per comprendere l'utilizzo di PUFF nell'ambito della previsione **a lungo termine**, come strumento valido per pronosticare le traiettorie dell'ash aviotrasportato in caso di future eruzioni. In tal senso, questo modello numerico permette con efficacia di variare i parametri dinamici caratteristici di un'eruzione (altezza massima del plume, durata dell'eruzione, range granulometrico, concentrazione delle particelle nel plume, etc), entro un range di valori, in modo da creare tipologie di simulazioni classificabili come probabili situazioni-tipo di un futuro evento eruttivo. Dalle numerose prove simulate è risultato che i parametri dinamici da cui viene maggiormente influenzata la variabilità delle dispersioni di ash prodotto e la conseguente pericolosità, sono la durata dell'eruzione e l'altezza massima della colonna sostenuta. Il ruolo della durata dell'eruzione, pur essendo importante, è probabilmente amplificato dal limite del software di eiettare costantemente, per tutta la durata temporale dell'evento, la stessa quantità di materiale piroclastico; è noto, infatti, che questa è una condizione

ideale del sistema, difficilmente verificabile nella realtà. I risultati testimoniano, tuttavia, per quanto riguarda le dispersioni in quota, che esistono diverse direzioni delle particelle di ash a seconda dell'andamento dei venti regionali (Fig.18 – 25, Cap.3).

Anche la modifica del valore input dell'altezza massima del plume risulta efficace nel comportare differenziate dispersioni che possono essere riassunte in tre situazioni tipo identificabili con stili eruttivi a diverso indice di esplosività. L'altezza massima del plume di circa 10 km è, infatti, corrispondente allo stile stromboliano mentre quella di 20 km può essere rappresentativa di uno stile subpliniano ed, infine, un valore di 30 km è correlabile ad un'eruzione tipicamente pliniana. Le variabili dispersioni dei plumes riflettono la diversa quota raggiunta dalle diverse frazioni della colonna sostenuta e la conseguente influenza del regime dei venti dominanti a quella quota sui prodotti emessi (Fig.13, 15 e 17, Cap.3). Anche i fallout simulati si diversificano molto tra di loro coerentemente con tale comportamento riflettendo, per ogni tipo di situazione, un diverso grado di pericolosità associata in conseguenza dell'ampliamento delle reali distribuzioni.

Infine, sono state eseguite simulazioni utilizzando i parametri dinamici di eruzioni avvenute al Somma – Vesuvio in tempi storici e protostorici e i campi di vento attuali. I risultati testimoniano una variabile dispersione del plume ed un andamento del fallout non completamente coerente con quello riscontrato attraverso la ricostruzione delle isopache, testimoniando, ancora una volta, il ruolo dei campi di vento che probabilmente nell'epoca dell'eruzione differivano da quelli utilizzati per la simulazione (fig.40 e 43, Cap.3).

In conclusione di questo progetto di ricerca, per la prima volta viene utilizzato il modello numerico PUFF non esclusivamente per la previsione a breve termine, ma allo scopo di verificare se le simulazioni con esso effettuate possano fornire strumenti per raffinare le carte di hazard da fallout in aree attualmente quiescenti. Si postula qui la possibilità di costruire le carte di hazard integrando i dati di dispersione dei prodotti di eruzioni accadute in passato con quelli derivati dalle simulazioni. Si può concludere che i risultati delle simulazioni, ad esempio per il Somma-Vesuvio, fanno variare di molto quelli che sono gli areali di distribuzione attesi, rendendo necessaria una revisione delle carte di hazard che tenga conto anche della variazione del regime dei

venti con la quota. Pertanto, si può ipotizzare una realizzazione futura di carte di hazard che tengano conto della dispersione dell'ash nei vari tagli dell'atmosfera.

A conclusione di questa tesi si ritiene, infine, necessario sottolineare quanto questo lavoro si sia giovato di strumentazioni informatiche innovative, operanti su piattaforma Linux, sempre aggiornate grazie alla loro peculiarità di essere "software free", cioè sempre arricchiti on line di nuove opzioni da parte dei vari utenti di tutto il mondo. Tale caratteristica apre anche ad una intercomunicatività tra ambienti di ricerca nazionali ed internazionali e permette contatti utili per affrontare sotto svariati aspetti un comune problema. Durante il lavoro di tesi, a testimonianza di ciò, proprio grazie alla possibilità di dividere le informazioni ed implementare il software, è nata un'interessante collaborazione con i ricercatori dell'Università di Fairbanks in Alaska.

Le simulazioni effettuate con il modello numerico PUFF rendono conto del frequente reperimento di livelli di ash in siti molto lontani dalla sorgente e, talora, apparentemente incompatibili con le ricostruzioni di distribuzione dedotte dall'analisi di campo (mappe delle isopache). Valgano per tutti l'esempio del recente ritrovamento di ash (tephra layer Y-5) dell'Ignimbrite Campana in un lago della Kamchakta (Pyle et al., 2006), oppure la testimonianza della presenza di livelli cineritici di eruzioni flegree di relativamente basso VEI in Adriatico (Siani et al., 2004). Il software numerico PUFF potrebbe, pertanto, trovare applicazione valida nella stima di volumi eruttati che, proprio per quanto finora affermato, appaiono generalmente sottostimati con metodo che prevedono il solo utilizzo degli spessori evinti dalle isopache.

## **Bibliografia**

Ahrens, C.D., 2003. *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, Seventh Edition. Books/Cole-Thomson Learning, Pacific Grove CA USA.

Aloisi, M., D'Agostino, M., Dean, K.G., Mostaccio, A., Neri, G., 2002. Satellite analysis and PUFF simulation of the eruptive cloud generated by the Mount Etna paroxysm of 22 July 1998. *Journal of Geophysical Research* 107(B12), 2373.

Behncke, B., Neri, M., 2003. The July-August eruption of Mt. Etna (Sicily). *Bulletin of Volcanology* 65, 461-476.

Blackburn, E.A., Wilson, L., Sparks, R.S.J., 1976. Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. *J. Geol. Soc. (London)* 132, 429-440.

Bonadonna, C., Ernst, G.G.J., Sparks, R.S.J., 1998. Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81, 173-187.

Bursik, M.I., Sparks, R.S.J., Gilbert, J.S., Carey, S.N., 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bulletin of Volcanology* 54, 329-344.

Carey, S.N., Sigurdsson, H., 1982. Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St-Helens volcano. *Journal of Geophysical Research* 87(B8), 7061-7072.

Carey, S.N., Sparks, R.S.J., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology* 48, 109-125.

Costa, A., Macedonio, G., Folch, A., 2006. A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 634-647.

Draxler, R.R., Hess, G.D., 1998. An overview of the HYSPLIT 4 modelling system of trajectories, dispersion and deposition. *Australian Meteorological Magazine* 47, 295-308.

Draxler, R.R., 2003. Evaluation of an ensemble dispersion calculation. *Journal of Applied Meteorology* 42, 308-317.

Dunn, M. G., Wade, D. P., 1994. Influence of Volcanic Ash Clouds on Gas Turbine Engines. In Casadevall, T. J. (ed.). "Volcanic Ash and Aviation Safety - Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety" U.S. Geological Survey Bulletin 2047, 107-118.

Fierstein, J., Nathanson, M., 1992. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology* 54, 156-167.

Folch, A., Felpeto, A., 2005. A coupled model for dispersal of tephra during sustained explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 337-349.

Guffanti, M., Miller, E.K., 2002. [Reducing the threat to aviation from airborne volcanic ash](#). Presentation at the 55th Annual International Air Safety Seminar, Dublin, Ireland.

Guffanti, M., Mayberry, G.C., and Miller, T.P., 2003. [Impact of volcanic activity on airports](#). Presentation at the 3rd International Workshop on Volcanic Ash, Toulouse, France.

Heffter, J.L., Stunder, J.B.J., 1993. Volcanic and forecast transport and dispersion (VAFDAT) model. *Weather Forecasting* 8, 533-541.



Hurst, A.W., 1994: ASHFALL - a computer program for estimating volcanic ash fallout. Report and users guide. Institute of Geological & Nuclear Sciences Science Report 94/23, 22pp.

Lirer, I., Sheridan, M., Vinci, A., 1996. Deconvolution of pyroclastic grain-size spectra for interpretation of transport mechanisms: an application to the AD 79 Vesuvio deposits. *Sedimentology* 43, 913-926.

L. Lirer, P. Petrosino, I. Alberico, I. Postiglione, 2001. Long-term volcanic hazard forecast based on Somma-Vesuvio past eruptive activity. *Bull Volcanology* 63 , 45-59.

Koyaguchi, T., Ohno, M., 2001. Reconstruction of eruption column dynamics on the basis of grain size of tephra fall deposits. 1. Methods. *Journal of Geophysical Research* 106(B4), 6499-6512.

Macedonio, G., Pareschi, M.T., Santacroce, R., 1988. A numerical simulation of the Plinian fall phase of 79 AD eruption of Vesuvius. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 93(B12), 14817-14827.

Macedonio, G., Papale, P., Pareschi, M.T., Rosi, M., Santacroce, R., 1994. [A statistical approach in the assessment of volcanic hazard for air traffic: application to Vesuvius, Italy](#). U.S.Geological Survey Bulletin, 2047, 245-252.

Neild, J., O'Flaherty, P., Hedley, P., Underwood, R., Johnston, D., Christenson, B., and Brown, P., 1998. Agriculture recovery from a volcanic eruption. MAF Technical paper 99/2. (Valido anche online al sito <http://www.maf.govt.nz/mafnet/publications/volcano-eruption-impact/htoc.htm>).

Peterson, R.A., Dean, K., 2003. Sensitivity of PUFF: a Volcanic Ash Particle Tracking Model. Technical Report.

Peterson, R.A., 2003. Puff UAF User's Manual. Technical Manual.

Pyle, D.M., Ricketts, G.D., Margari, V., van Andel, T.H., Sinitsyn, A.A., Praslov, N.D., Lisitsyn, S., 2006. Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene 'Campanian Ignimbrite/Y5' eruption, Italy. *Quaternary Science Reviews* 25 (21-22), 2713-2728.

Przedpelski, Z.J., Casadevall, T.J., 1994. Impact from volcanic ash from 15 December 1989 Redoubt Volcano eruption of GE CF6-80C2 turbofan engines. In: Casadevall, T.J., ed., *Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety: U.S. Geological Survey Bulletin 2047*, 129-135.

Pudykiewicz, J., 1989. Simulation of the Chernobyl dispersion with a 3-D hemispheric tracer model. *Tellus* 41B, 391– 412.

Rolandi, G., Petrosino, P., Mc Geehin, J., 1998. The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 82, 19-25.

Scandone, S., Giacomelli, L., 1998. *Vulcanologia: principi fisici e metodi d'indagine*. Ed. Liguori, Napoli.

Scandone, R., 1996. Le eruzioni vulcaniche esplosive. *Le Scienze*, quaderni 93, 3-8.

Searcy, C., Dean, K., Stringer, W., 1998. PUFF: A high-resolution volcanic ash tracking model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80, 1-16.

Self, S., Walker, G.P.L., 1991. Ash Clouds: Characteristics of eruption columns. *First International Symposium On Volcanic Ash and Aviation Safety, U.S. Geological Survey Bull. 2047*, 81-86.

Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Miller, R.L., 2003. Volcanic and solar forcing of climate change during the perindustrial Era. *Journal of Climate* 16, 24, 4049-4107.

Siani, G., Sulpizio, R., Paterne, M., Sbrana, A., 2004. Tefrostratigraphy study for the last 18000 <sup>14</sup>C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quaternary Science Reviews* 23, num. 1, 2485-2500.

Simkin, T., Siebert, L., 1994. *Volcanoes of the World -- A regional directory, gazetteer, and chronology of Volcanism during the last 10,000 years*. Tuscon, Geoscience Press, Inc., p. 349.

Soden, B.J., Wetherald, R.T., Stenchikov, G.L., Robock, A., 2002. Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: a test of climate feedback by water vapour. *Science* 296, 727-730.

Sparks, R.S.J., Bursik, M. I., Carey S. N., Woods, A. W., Gilbert, J. S., 1991. The Controls of Eruption-Column Dynamics on the Injection and Mass Loading of Ash into the Atmosphere. *U.S. Geological Survey Bull.* 2047, 81-86.

Spence, R. J. S., Pomonis, A., Baxter, P. J., Coburn, A. W., White, M., Dayrit, M., and Field Epidemiology Training Program Team, 1996. Building Damage Caused by the Mount Pinatubo Eruption of 15 June 1991. In: *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, edited by: Newhall, C. G. and Punongbayan, R. S., University of Washington Press, London, UK, 1055–1061.

Tanaka, H.L. (Ed.), 1991. Development of a prediction scheme for the volcanic ash fall from Redoubt Volcano. *First International Symposium On Volcanic Ash and Aviation Safety*, U.S. Geological Survey Bull. 2047, pp. 44-45.

Walker, G.P.L., 1981. The Waimihia and Hatepe plinian deposits from the rhyolitic Taupo volcanic centre. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 24, 305–324.

Walker, G.P.L., 1981. Characteristics of two phreatoplinian ashes and their water-flushed origin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9, 395–407.

Walko, R.L., Tremback, C.J., 1995. HYPACT: The Hybrid Particle and Concentration Transport Model. User's guide. Mission Research Corporation, Fort Collins, CO, 13pp.

Wilson, L., 1976. Explosive volcanic eruptions. 3. Plinian eruption columns. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 45 (3), 543-556.

Wilson, L., Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L., 1980. Explosive volcanic eruptions – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 63, 117-148.

<http://puff.images.alaska.edu/doc.shtml>

<http://volcanoes.usgs.gov/ash/>

<http://www.avo.alaska.edu/>

<http://www.meteo.it/mediateca/glossario>

<http://it.wikipedia.org/wiki/>

<http://meteo.ansa.it/Glossario>

[http://www.meteoostia.it/Articoli/articolo\\_el\\_nino.htm](http://www.meteoostia.it/Articoli/articolo_el_nino.htm)

[http://www.nautica.it/meteo/docs/el\\_nino.htm](http://www.nautica.it/meteo/docs/el_nino.htm)

<http://www.meteo.it/mediateca/meteopillole>

<http://digilander.libero.it/meteocastelverde/circolazione.htm>

<http://www.meteorologia.it/didattica/avanzato/circolazione%20generale.htm>

<http://www.vialattea.net/>

<http://www.manualedivololibero.com/meteo/meteo08.asp>

# APPENDICE

# ERUZIONI

## IL VESUVIO

Il Vesuvio è l'unico vulcano attivo del continente europeo (escluso le isole) che si eleva maestoso a ESE della città, dominando il golfo di Napoli. Tipico esempio di vulcano a recinto, è costituito da un cono esterno tronco (Monte Somma), con grande cinta craterica in parte demolita, entro la quale si trova, in posizione eccentrica, un cono più piccolo (Gran Cono o Vesuvio) ma più elevato della cinta suddetta.

Il Vesuvio, caratteristico vulcano poligenico e misto, è formato sia da colate di lava che da depositi piroclastici, pervenendo alla configurazione attuale in seguito a diversi fenomeni eruttivi.

Fin dai primordi infatti, il Somma costruì il suo edificio attraverso un'attività a bassa energia di tipo effusivo e debolmente esplosivo, l'unica in grado di originare quell'imponente struttura vulcanica, dall'altezza stimata a quasi 3000 metri, che circa 25000 anni fa dette inizio ad un nuovo tipo di attività a prevalente componente esplosiva.

E' proprio durante questa nuova fase eruttiva che al Somma si è aggiunto il Vesuvio, dando luogo al caratteristico complesso vulcanico a due cime del Somma – Vesuvio, ed in cui si sono verificate almeno 8 eruzioni esplosive di grande energia, che possiamo inquadrare genericamente in un'attività di tipo pliniano, intervallate da fenomeni eruttivi a più bassa energia, esplosivi ed effusivi, che identifichiamo come attività di tipo interpliniano. L'eruzione del 1944 rappresenta, probabilmente, l'epilogo dell'ultima fase interpliniana verificatasi dopo la potente eruzione del 1631.

La ricostruzione di tutte le più grosse eruzioni succedutesi è stata effettuata grazie agli studi sul terreno nelle aree circostanti il Somma – Vesuvio, attraverso i quali è stato possibile comporre il complicato mosaico delle sue varie fasi eruttive.

Nella Tabella 1 viene riportata la successione cronologica di tutte le maggiori eruzioni pliniane riconosciute del Somma e del Vesuvio degli ultimi 25000 anni.



| <b>ERUZIONI</b>              | <b>TIPOLOGIA<br/>ERUTTIVA</b> | <b>ETA'<br/>(APPROSSIMATIVA) DAL PRESENTE</b> |
|------------------------------|-------------------------------|---|
| <i>1631</i>                  | <i>PLINIANA</i>               |   |
| <i>472 d.C.</i>              | <i>PLINIANA</i>               |   |
| <i>79 d.C.</i>               | <i>PLINIANA</i>               |   |
| <i>AVELLINO</i>              | <i>PLINIANA</i>               | <i>3500</i>                                   |
| <i>OTTAVIANO</i>             | <i>PLINIANA</i>               | <i>8400</i>                                   |
| <i>NOVELLE-<br/>SEGGIARI</i> | <i>PLINIANA</i>               | <i>15000</i>                                  |
| <i>SARNO</i>                 | <i>PLINIANA</i>               | <i>17000</i>                                  |
| <i>CODOLA</i>                | <i>PLINIANA</i>               | <i>25000</i>                                  |

**Tab. 1:** successione cronologica delle maggiori eruzioni vesuviane degli ultimi 25000 anni.

## ERUZIONE DI OTTAVIANO

L'eruzione di Ottaviano avvenne 8000 anni fa. E' durata 19 ore e mise in posto 2.40 km<sup>3</sup> di materiale piroclastico sottoforma di fall, depositi da flusso e surge.

I depositi da fall consistono in tre potenti livelli di pomici principalmente dispersi lungo il lato orientale del M. Somma, coprenti un'area di 1150 km<sup>2</sup> e mostranti un cattivo sorting (1.5) che migliora con la distanza dal vent.

La più piccola tra le quattro unità dei depositi massivi del flusso piroclastico affiora principalmente sul lato N-NE del M. Somma (Lagno Amendolare) coprente un'area di 147 km<sup>2</sup> e con un valore di sorting compreso tra 1.6 e 3.3.

Inoltre, sia nella parte mediana dei depositi da flusso che nella terza unità di quelli da caduta, si osserva un arricchimento della frazione litica.

Nella ristretta area tra S. Giuseppe Vesuviano e Ottaviano sono presenti due depositi da surge a grana fine e laminati; questi sono generalmente interstratificati a depositi da fall.

Complessivamente, i prodotti dell'eruzione sono soprattutto costituiti da pomici e frammenti litici lavici (mai eccedenti il 40% in peso) mentre quelli non lavici sono assenti. I clasti di pomici mostrano un alto grado di vescicolazione (81-83%).

La presenza delle fasi idrate (anfibioli e biotite) suggerisce la presenza di abbondante acqua nella colata nelle condizioni pre - eruttive.

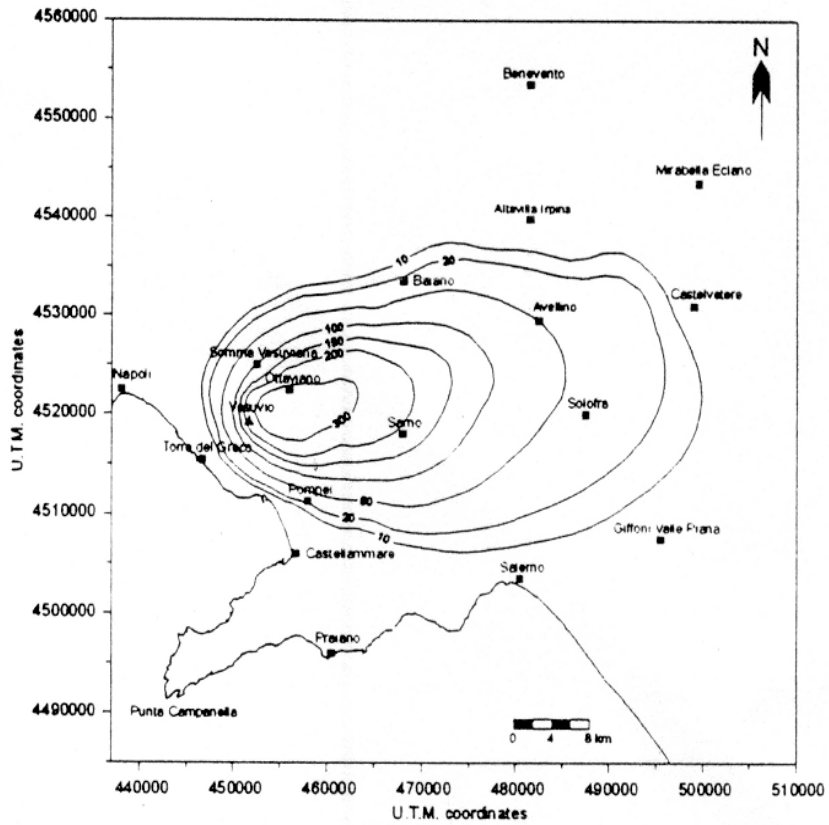
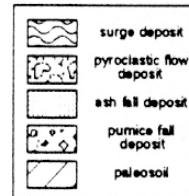


FIG. 1

FIG. 1: Distribuzione areale dei depositi dell'eruzione di Ottaviano.

FIG. 2: sequenze stratigrafiche dei prodotti dell'eruzione di Ottaviano

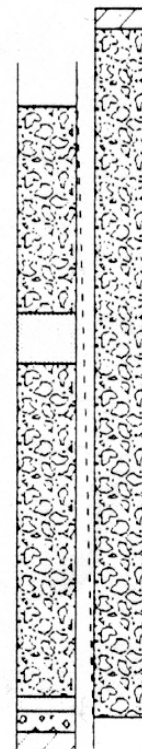
FIG. 3: tabella rappresentativa dei principali dati dell'eruzione di Ottaviano



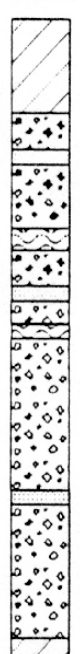
Alveo di Pollena  
Pollena Trocchia



Lagno Amendolare  
Somma Vesuviana



Vallone S. Severino  
Ottaviano



| phase          | magma discharge rate (Kg/sec) | column height (km) | duration (hours) | erupted volume (km <sup>3</sup> DRE) |
|----------------|-------------------------------|--------------------|------------------|--------------------------------------|
| 1st fall phase | $7.94 \times 10^4$            | 14                 | 6                | 0.10                                 |
| 2nd fall phase | $3.25 \times 10^7$            | 20                 | 8                | 0.32                                 |
| 3rd fall phase | $2.81 \times 10^7$            | 22                 | 5                | 0.21                                 |

data from Rolandi et al., 1993

FIG. 3

## ERUZIONE DI AVELLINO

L'eruzione di Avellino avvenne 3550 anni fa e furono messi in posto principalmente depositi da fall e surge.

L'evento è rappresentato nella prima fase, da una complessa alternanza di depositi freatomagmatici ed esclusivamente magmatici e, dopo un'enorme fase di fall magmatici si è chiusa con un'impressionante sequenza di episodi idromagmatici.

I depositi da fall mostrano una notevole analogia con i prodotti del 79 d.C. poichè sono costituiti da un livello da fall basale di pomici bianche coperte da uno grigio. Il primo è ben disperso verso E-NE, mentre i fall grigi mostrano un asse di dispersione locale orientato N-NE.

Le distribuzioni delle dimensioni dei clasti sono unimodali ed indicano un buon sorting ed un'asimmetria negativa.

La frazione dei litici lavici è ben rappresentata, principalmente nel livello da fall delle pomici grigie, dove anche i limestones sono abbondanti.

I depositi da surge idromagmatici sono intercalati ai prodotti da pioggia pliniani lungo l'intera sequenza; i livelli più spessi sono a grana fine, laminati ed ondulati negli affioramenti prossimali (Ercolano – S. Anastasia) mentre diventano planari e monotoni nelle sequenze distali (Casoria e Casalnuovo).

Nell'area di Ercolano (Cava Novelle) si è riscontrato uno spesso deposito da flusso piroclastico rappresentato da un'unità massiva di lapilli a grana grossa e blocchi, probabilmente dovuta al collasso della colonna sostenuta solo da gas magmatici.

In generale, i prodotti dell'eruzione sono principalmente costituiti da pomici, frammenti litici lavici, limestones e frammenti di marmo (spesso eccedenti il 60% in peso).

Clasti di pomici bianche mostrano un elevato grado di vescicolazione (80%) mentre quelli grigi dei livelli più alti sono meno vescicolati (20-50%).

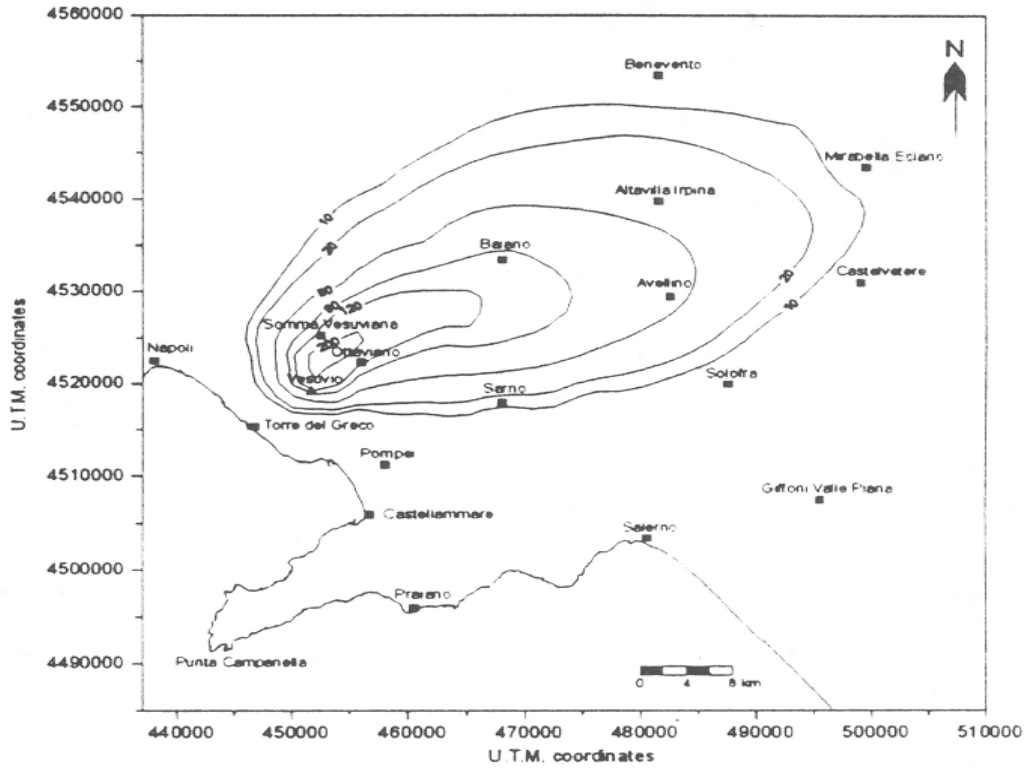
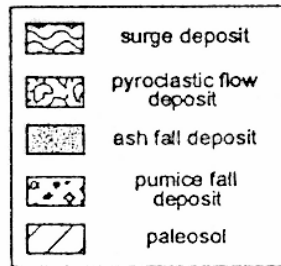


FIG. 1

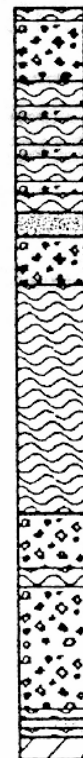
**FIG. 1:** *distribuzione dei prodotti dell'eruzione di Avellino*

**FIG. 2:** *sequenze stratigrafiche dei depositi dell'eruzione di Avellino*

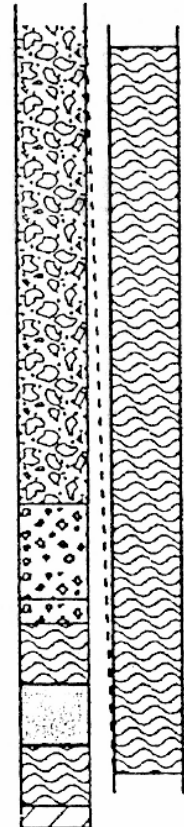
**FIG. 3:** *tabella rappresentativa dei principali dati dell'eruzione di Avellino*



**Lagno Trocchia**  
S. Anastasia



**Novelle**  
Ercolano



50  
0 cm

100  
0 cm

| phase          | magma discharge rate (Kg/sec) | column height (km) | total erupted volume (km <sup>3</sup> DRE) |
|----------------|-------------------------------|--------------------|--|
| 1st fall phase | 15x10 <sup>6</sup>            | 15                 |  |
| 2nd fall phase | 50x10 <sup>6</sup>            | 25                 |  |
| 3rd fall phase | 80x10 <sup>6</sup>            | 36                 |  |
| all phases     |                               |                    | 2.9  |

data from Rolandi et al. 1993

FIG. 3

FIG. 2

## ERUZIONE DEL 79 D.C.

L'eruzione del 79d.C., ben descritta da Plinio il Giovane, è la più conosciuta tra le eruzioni del Somma Vesuvio; tuttora è disponibile una grande quantità di buone esposizioni dei suoi prodotti negli scavi archeologici di Ercolano e Pompei.

L'eruzione durò 30 ore, dal 24 /08 al 25/08 e si sviluppò da una colonna sostenuta da una fase magmatica, depositando prodotti da caduta, talvolta interrotta da collassi minori con la messa in posto sia di depositi da surge intercalati a depositi da fall, sia di flussi piroclastici di pomice verso Ercolano. La fase finale invece si manifestò con il collasso della colonna guidata dall'interazione acqua - magma, mettendo in posto flussi piroclastici arricchiti in litici e depositi da surge.

I depositi da caduta sono costituiti da uno strato di pomice bianche ricoperto da uno grigio. Durante la fase di deposizione del fall, l'asse di dispersione è migrato dalla direzione ESE (prima fase di deposizione delle pomice bianche da fall) a SSE (prima fase di deposizione delle pomice grigie da fall).

I valori del  $Md\phi$  dei prodotti da caduta variano tra  $-3.5$  e  $-2$ , con  $1 < \sigma < 2$ . I clasti di pomice bianche sono completamente afirici e mostrano un alto grado di vescicolazione (80%) mentre quelli grigi presentano un range di vescicolazione più ampio anche se, nel complesso, sono meno vescicolati (30-70%).

La frazione litica, principalmente rappresentata da clasti lavici, e la frazione dei cristalli aumentano nel passaggio da pomice bianche a quelle grigie.

I prodotti del flusso piroclastico di pomice si estendono verso l'area di Ercolano, mentre quelli arricchiti in litici chiudono, con spessori enormi, tutte le sequenze nelle aree perivulcaniche. Generalmente, i primi sono arricchiti in cristalli, gli ultimi in litici: essi sono tutti caratterizzati da valori di  $3 < \sigma < 3.5$ , testimoniando un cattivo sorting..

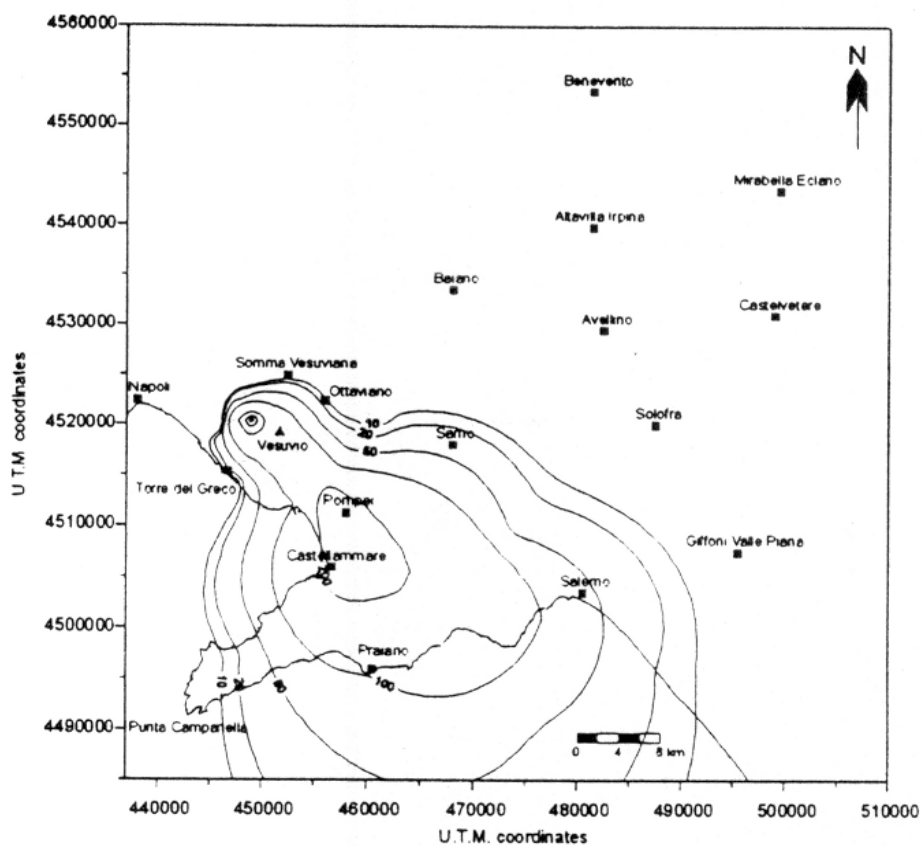
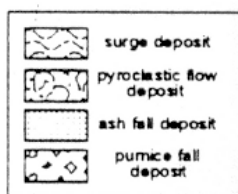


FIG. 1

FIG. 1: distribuzione areale dei prodotti dell'eruzione del 79 d.C..

FIG. 2: sequenze stratigrafiche dei depositi dell'eruzione del 79 d.C..

FIG. 3: tabella rappresentativa dei principali dati dell'eruzione del 79 d.C..



Roman beach  
Ercolano excavations



Villa Regina  
Boscotrecase



| phase                                | magma discharge rate (Kg/sec) | column height (km) | duration (hours) | erupted volume (km <sup>3</sup> DRE) |
|--------------------------------------|-------------------------------|--------------------|------------------|--------------------------------------|
| beginning of white pumice fall phase | $7.2 \times 10^6$             | 14                 |                  |                                      |
| ending of white pumice fall phase    | $7.7 \times 10^7$             | 26                 | 7                | 1.0                                  |
| grey pumice fall phase               | $1.5 \times 10^8$             | 32                 | 12               | 2.6                                  |

Data from Carey & Sigurdsson, 1987

FIG. 3

FIG. 2

## ERUZIONE DEL 1944

L'eruzione ebbe inizio il 18 Marzo 1944 allorchè l'innalzamento della colonna di magma, nella zona superiore del condotto, provocò un aumento dell'esplosività che in breve tempo, liberò la parte alta ostruita del camino eruttivo.

L'evento durò circa tre settimane e proseguì attraverso quattro principali stadi di attività:

1. flusso di lava;
2. fontanamenti di lava dal cratere principale;
3. eiezione di scorie e frammenti di lava, indicanti un significativo aumento dell'esplosività;
4. emissione di ash.

Il primo stadio è rappresentativo dell'iniziale fase effusiva dove lingue di lava si riversarono sul pendio, tra le quali le più consistenti e veloci furono quelle dirette verso Nord e verso Sud. Il flusso di lava settentrionale, particolarmente fluido, raggiunse in brevissimo tempo le pareti del Somma, per poi spingersi verso Ovest; il ramo meridionale, intanto, diede origine ad una lingua principale che, con velocità dapprima molto elevata e poi più ridotta, si riversò lungo il fianco del cono arrestandosi, nei giorni successivi, alla quota di 300 metri.

In contemporanea, numerose colate laviche fluirono in diverse direzioni sulle pendici del Gran Cono, accumulandosi nelle maggiori depressioni del bordo craterico.

La prima parte della successiva fase esplosiva, invece, si manifestò attraverso tipiche fontane di lava, dove brandelli lavici lanciati in aria, ricadevano sulla parte superiore del vulcano e, essendo ancora caldi e plastici, originavano delle pseudo-colate, cioè accumuli di materiale incandescente che scorreva lungo il pendio.

Verso la fine di questa fase, iniziano a notarsi delle emissioni cineree scure dove sono presenti frammenti, non provenienti più direttamente dal magma, ma estranei ad esso, talvolta ricoperti però da una guaina dello stesso. Inoltre, si



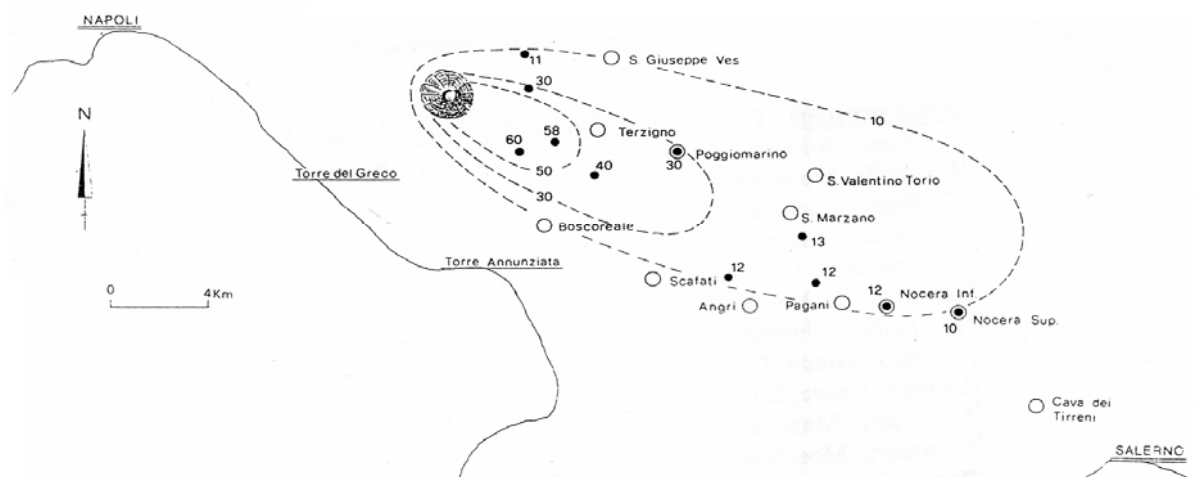
formarono colonne eruttive che raggiunsero altezze di circa 5 km dalla sommità dell'edificio vulcanico.

Questo secondo momento dell'attività esplosiva fu accompagnato da altri fenomeni quali: proiezione di bombe esplodenti, costituite da una massa magmatica ad elevato contenuto di gas, ricoperta da uno strato rigido raffreddato, che si liberavano esplosivamente; formazioni di nubi ardenti in miniatura, per collasso della colonna eruttiva dato il consistente incremento della portata magmatica; ed infine la formazione di scariche elettriche, sempre accompagnate da una sequenza di tuoni continui.

L'ultima fase esplosiva fu caratterizzata dall'emissione di ceneri di colore più chiaro fino a quote di massimo 2 km, fortemente condizionate da venti a bassa quota, accompagnata da un contemporaneo incremento dell'attività sismica.

Successivamente, la continuità di questi terremoti, provocò franamenti di materiale sciolto all'interno del cratere portando, a poco a poco, alla completa ostruzione del condotto eruttivo, lasciando sul fondo del cratere esalazioni fumaroliche protrattesi per tutto l'anno corrente.

La distribuzione dei prodotti della fase esplosiva avvenne secondo l'influenza dei venti ad alta qu



**Fig. 1:** area di distribuzione dei prodotti dell'ultima eruzione vesuviana, avvenuta nel 1944.

## scala BEAUFORT

(velocità del vento ad una altezza di 10 m su terreno piatto)

| grado | velocità (km/h) | tipo di vento     | velocità (nodi) | caratteri  | velocità (m/s) |
|-------|-----------------|-------------------|-----------------|--|----------------|
| 0     | 0 - 1           | calma             | 0 - 1           | il fumo ascende verticalmente; il mare è uno specchio.   | < 0.3          |
| 1     | 1 - 5           | bava di vento     | 1 - 3           | il vento devia il fumo; increspature dell'acqua.   | 0.3 - 1.5      |
| 2     | 6 - 11          | brezza leggera    | 4 - 6           | le foglie si muovono; onde piccole ma evidenti.  | 1.6 - 3.3      |
| 3     | 12 - 19         | brezza            | 7 - 10          | foglie e rametti costantemente agitati; piccole onde, creste che cominciano ad infrangersi.  | 3.4 - 5.4      |
| 4     | 20 - 28         | brezza vivace     | 11 - 16         | il vento solleva polvere, foglie secche, i rami sono agitati; piccole onde che diventano più lunghe.   | 5.5 - 7.9      |
| 5     | 29 - 38         | brezza tesa       | 17 - 21         | oscillano gli arbusti con foglie; si formano piccole onde nelle acque interne; onde moderate allungate.                                      | 8 - 10.7       |
| 6     | 39 - 49         | vento fresco      | 22 - 27         | grandi rami agitati, sibili tra i fili telegrafici; si formano marosi con creste di schiuma bianca, e spruzzi.                               | 10.8 - 13.8    |
| 7     | 50 - 61         | vento forte       | 28 - 33         | interi alberi agitati, difficoltà a camminare contro vento; il mare è grosso, la schiuma comincia ad essere sfilacciata in scie.             | 13.9 - 17.1    |
| 8     | 62 - 74         | burrasca moderata | 34 - 40         | rami spezzati, camminare contro vento è impossibile; marosi di altezza media e più allungati, dalle creste si distaccano turbini di spruzzi. | 17.2 - 20.7    |
| 9     | 75 - 88         | burrasca forte    | 41 - 47         | camini e tegole asportati; grosse ondate, spesse scie di schiuma e spruzzi, sollevate dal vento, riducono la visibilità.                     | 20.8 - 24.4    |
| 10    | 89 - 102        | tempesta          | 48 - 55         | rara in terraferma, alberi sradicati, gravi danni alle abitazioni; enormi ondate con lunghe creste a pennacchio.                             | 24.5 - 28.4    |
| 11    | 103 - 117       | fortunale         | 56 - 63         | raro, gravissime devastazioni; onde enormi ed alte, che possono nascondere navi di media stazza; ridotta visibilità.                         | 28.5 - 32.6    |
| 12    | oltre 118       | uragano           | 64 +            | distruzione di edifici, manufatti, ecc.; in mare la schiuma e gli spruzzi riducono assai la visibilità.                                      | 32.7 +         |

## Rosa dei venti

| <b>direzione</b>  | <b>vento</b>        | <b>simbolo internazionale</b> |
|-------------------|---------------------|-------------------------------|
| <b>NORD</b>       | tramontana          | N                             |
| <b>NORD-EST</b>   | greco o grecale     | NE                            |
| <b>EST</b>        | levante             | E                             |
| <b>SUD-EST</b>    | scirocco            | SE                            |
| <b>SUD</b>        | mezzogiorno o ostro | S                             |
| <b>SUD-OVEST</b>  | libeccio o garbin   | SW                            |
| <b>OVEST</b>      | ponente o esero     | W                             |
| <b>NORD-OVEST</b> | maestro o maestrale | NW                            |

## Classificazione dei Venti

| Classe  | Nome   | Caratteristiche  |
|---|--|--|
| <b>costanti</b><br>(venti che soffiano tutto l'anno, sempre nella stessa direzione e nello stesso senso)  | <b>alisei</b>  | spirano nelle zone fra l'equatore e i tropici: da nord est a sud-ovest nell'emisfero boreale, da sud-est a nord-ovest nell'emisfero australe; si generano nelle zone anticicloniche tropicale, e convergono verso le zone equatoriali.   |
|   | <b>extratropicali</b>  | spirano nelle fasce equatoriali dove, per effetto del riscaldamento, si formano masse di aria calda e umida ascendenti.  |
|   | <b>venti occidentali</b>   | spirano fra i 35° e i 60°, in corrispondenza delle zone temperate: da sud-ovest a nord-est nell'emisfero boreale, da nord-ovest a sud-est nell'emisfero  |
| <b>periodici</b><br>(venti che invertono periodicamente il senso; possono essere a periodo stagionale, come i monsoni o gli etesi, o a periodo diurno, come le brezze). | <b>monsoni</b><br>(dall'arabo mausim, stagione)                        | sono sistemi di venti caratteristici dell'oceano Indiano e dei mari della Cina; soffiano, durante il semestre estivo (aprile-ottobre), dall'oceano (anticiclone) verso terra (India e Asia nordorientale. aree cicloniche); durante i mesi invernali (novembre-aprile), dall'India verso l'oceano (Africa orientale)   |
|   | <b>etesi</b><br>(dal greco étos, anno)                                 | spirano, durante l'estate, dal Mare Egeo all'Egitto, e in senso opposto durante l'inverno  |
|   | <b>brezze</b>  | venti moderati a periodo diurno; si distinguono in: <i>brezze di mare e di terra</i> : soffiano, durante il dì, dal mare alla costa, durante la notte dalla costa al mare; <i>brezze di monte e di valle</i> : soffiano, durante il dì dalla valle alla montagna, durante la notte, dalla montagna alla valle; <i>brezze di lago e di riva</i> : si comportano come le brezze di mare e di terra |
| <b>variabili o locali</b><br>(venti che soffiano irregolarmente nelle zone temperate tutte le volte che si vengono a formare aree cicloniche o anticicloniche).         | <b>scirocco</b><br>(dall'arabo <i>shulùq</i> , vento di mezzogiorno)   | vento caldo che nasce nel deserto del Sahara; procedendo da sud-ovest verso nord, si carica di umidità sul Mediterraneo, e raggiunge, umido e violento, l'Europa   |
|   | <b>mistral</b><br>(dall'antico provenzale maestral)                    | vento assai freddo che spira dal Massiccio Centrale francese e raggiunge la massima violenza nella Vallata del Rodano  |
|   | <b>fohn o favonio</b><br>(dal latino favonius da favere, far crescere) | vento caldo e secco che soffia prevalentemente in primavera e in autunno nelle vallate alpine verso l'Austria e la Svizzera e, talvolta, raggiunge la Pianura Padana   |
|   | <b>ghibli</b><br>(dall'arabo qibli, meridionale)                       | vento del deserto, molto caldo e carico di sabbia, che soffia per una trentina di giorni l'anno soprattutto sui territori della Tunisia, della Libia e dell'Egitto   |
|   | <b>khamsin</b><br>(dall'arabo <i>khamasin</i> ,                        | vento caldo e secco che spira da sud, da aprile a giugno, sul delta del Nilo; dura da 3 a 5 giorni   |

| <i>Classe</i>                 | <i>Nome</i>   | <i>Caratteristiche</i>   |
|-------------------------------|---|--|
|                               | <b>harmattan</b><br>(dal sudanese haamet'n)                                   | vento caldo, secco e molto violento, che spira da nord-est, in inverno e in primavera, nell'Africa occidentale   |
|                               | <b>bora</b><br>(dal greco boréas, nord)                                       | vento freddo e violento che spira dai Monti Illirici, nell'ex Jugoslavia, verso le coste dell'Istria e della Dalmazia, in inverno  |
|                               | <b>austro</b><br>(dal latino auster, vento da sud, ostro)                     | vento caldo che spira da sud   |
|                               | <b>grecale</b><br>(dal tardo latino Graecalis, dei Greci)                     | vento che soffia da nord-est a sud-ovest sul Mediterraneo centrale e meridionale nelle stagioni fredde   |
|                               | <b>maestrale</b><br>(da maestro, inteso come principale)                      | vento da nord-ovest; è uno dei venti predominanti sul Mediterraneo   |
|                               | <b>tramontana</b><br>(dal latino trans montanus, al di là dei monti)          | vento freddo, spesso violento, che spira da nord, in inverno, e può investire tutta la penisola italiana   |
|                               | <b>libeccio</b><br>(da Libycos, proveniente dalla Libia)                      | vento da ovest o da sud-ovest, violento in tutte le stagioni; soffia sulla Corsica e sull'Italia tirrenica   |
|                               | <b>chinook</b><br>(dal nome di una tribù pellerossa del nord-ovest degli USA) | vento caldo e asciutto che soffia da nord-ovest, sulle Montagne Rocciose (USA), prevalentemente in primavera e in autunno  |
|                               | <b>Pampero</b>  | vento freddo e umido che spira da ovest, tra luglio e settembre, soprattutto sul Rio de la Plata (Argentina)   |
| <b>irregolari o ciclonici</b> | <b>cicloni</b>  | vengono così genericamente definiti i venti irregolari, violentissimi e distruttivi, dotati di movimento vorticoso; essi prendono nomi diversi secondo le località: <i>uragani</i> (dall'amerindio <i>huracanes</i> ), nelle Antille e sulle coste americane dell'Atlantico; <i>tifoni</i> (dal cinese t'ai fung, vento violento), nel Mar Giallo e nelle Filippine; <i>tornados</i> (dallo spagnolo tornado, derivato da torno, giro, vortice), nelle grandi pianure degli USA e nell'Australia |

## **Software PUFF: caratteristiche e utilizzo.**

Puff è un modello numerico di dispersione di ash vulcanico ed è stato sviluppato per simulare la distribuzione di plumes vulcanici, tenendo conto dei campi di vento agenti durante l'evento eruttivo.

Inizialmente concepito come strumento di ricerca, il modello è stato poi sviluppato in un pacchetto software interattivo attendibile che offre un notevole numero di opzioni e incita all'utilizzo potenziale da parte dei suoi utenti. Tale software viene utilizzato come risposta di emergenza durante un'eruzione, per prevedere rapidamente la posizione

e dell'ash cloud dopo un determinato intervallo di tempo dall'inizio dell'evento. Per questo tipo di applicazione il modello richiede dati meteorologici dei campi di vento agenti in tempo reale per predire il movimento e la dispersione dell'ash cloud nell'atmosfera ed eventuale distribuzione sulla superficie terrestre.

Il modello, originariamente sviluppato da H.L. Tanaka (Tanaka, 1991), è basato su una formula Lagrangiana tridimensionale di dispersione di inquinanti. Puff inizializza un discreto numero di particelle di ash vulcanico che rappresentano un campione di una nube eruttiva e calcola il trasporto, la dispersione turbolenta e la ricaduta ("fallout") di ciascuna particella.

Nella formula Lagrangiana, dato un intervallo di tempo  $\Delta t$ , il vettore posizione per ogni particella viene aggiornato dal tempo  $t$  al tempo  $(t + \Delta t)$  dall'equazione:

$$\mathbf{R}_i(t + \Delta t) = \mathbf{R}_i(t) + \mathbf{W}(t) + \mathbf{Z}(t) \Delta t + \mathbf{S}_i(t) \Delta t$$

dove:  $\mathbf{R}_i(t)$  è il vettore posizione dell'*i*esima particella di ash al tempo  $t$ ;

$\mathbf{W}$  è la velocità del vento locale;

$\mathbf{Z}$  è il vettore che rappresenta la dispersione turbolenta;

$\mathbf{S}_i$  è il vettore di caduta terminale gravitazionale, dipendente dal diametro

dell'*i*esima particella di ash.

Le particelle sono guidate campionando un vento dal modello mesoscala 4D ed includendo una formula random-walk per il comportamento di simulazione turbolenta.

L'interpolazione dei dati dei campi di vento in una formula Lagrangiana, così come avviene nel modello Puff, comporta una risoluzione più alta per tracciare l'ash cloud durante le primissime ore critiche. Il metodo Lagrangiano, inoltre, non richiede il valore della distribuzione della massa delle particelle che non sarebbe valido in tempo reale durante l'emergenza di un'eruzione.

I dati essenziali dei campi di vento, utilizzati dal software PUFF, si acquisiscono grazie alla connessione in rete quotidiana con il centro di modellistica ambientale statunitense NCEP (National Centers for Environmental Prediction), tramite il quale è possibile scaricare i campi di vento dal modello di analisi e previsioni GFS.

Il GFS (Global Forecast System), che rappresenta la nuova versione del modello AVN/MRF (AVN = Aviation; MRF = Medium Range Forecast Model), è un modello globale non idrostatico, a circa 100 km di risoluzione, inizializzato ogni 6 ore dal NCEP; attualmente da questo servizio gratuito noi scarichiamo ogni giorno, mediante un sistema automatizzato, campi di vento a distanza di 3 ore (8 campi per lo spazio temporale di 24 ore).

Il programma utilizzato per scaricare automaticamente i campi meteorologici quotidianamente è uno script Linux, che comporta una serie di comandi che lanciano un FTP automatico al sito del GFS dell'NCEP.

Tali dati devono essere in formato netCDF e sono contenuti in un unico o in differenti files.

Essi vengono dapprima mappati su una griglia longitudine/latitudine e poi raccolti in quattro dimensioni (longitudine/latitudine/quota/tempo) come nel formato Unidata; questa conversione viene effettuata mantenendo inalterata la loro risoluzione spaziale e temporale.

### ***Descrizione del modello.***

Puff è stato sviluppato come un rapido modello che riesca a prevedere, quasi in tempo reale, la posizione dell'ash cloud e le sue dimensioni spaziali in un tempo dato, a partire dall'inizio dell'evento eruttivo. Nel suo livello di base PUFF

calcola le traiettorie in 4D, integrando il moto di un gruppo di particelle di ash su un intervallo di tempo di simulazione.

Utilizzando quale dato di input un sufficiente numero di particelle rappresentative che forniscano delle distribuzioni spaziali molto realistiche, PUFF rappresenta uno strumento di previsione attendibile per la migrazione e dispersione di ash cloud. Il dato di risposta all'elaborazione con PUFF è un file binario che rappresenta la posizione 3D, il diametro e l'età di ogni particella simulata, per ogni intervallo di previsione richiesta oltre la data dell'eruzione.

Dato che PUFF è stato disegnato per risposte di emergenza, esso fa delle semplici assunzioni per i valori di default di molti dei suoi parametri, concedendo l'opportunità di procurare, magari, anche dei valori di dati input che per la maggior parte non sono validi nei primi momenti di un'eruzione.

PUFF suggerisce come parametri di base input la posizione della particella di ash e la data dell'eruzione e prevede un meccanismo per sostituire i valori di default se necessario. Un altro gruppo di opzioni comuni includono la durata della simulazione, la durata dell'eruzione, il numero di particelle di ash, l'altezza del plume. Esistono ancora altre opzioni incluse nel modello (Tab.1) utili per analisi più dettagliate di un'eruzione e che sono utili qualora si abbia bisogno di una risposta di emergenza, ma che magari possono essere utilizzati in studi di previsione e rischio.

| <b>OPZIONE</b> | <b>DESCRIZIONE</b>   | <b>DEFAULT</b> |
|----------------|--|----------------|
| “ashLogMean”   | Logaritmo in base 10 del diametro medio della particella di ash (m)          | -5             |
| “ashLogSdev”   | Deviazione standard nella distribuzione del diametro della particella di ash | 1              |
| “phiDist”      | distribuzione delle particelle di ash in                                     | nessun valore  |



|               |  |                  |
|---------------|--|------------------|
|               | base al $\log_2 d$   |                  |
| “lonlat”      | Longitudine e<br>Latitudine del<br>vulcano                         | nessun<br>valore |
| “nAsh”        | Numero di particelle<br>di ash                                     | 3000             |
| “no Fallout”  | Particelle non cadono<br>per effetto della<br>gravità              | Falso            |
| “plumeMax”    | Massima altezza del<br>plume eruttivo                              | 16000            |
| “plumeMin”    | Minima altezza del<br>plume eruttivo                               | 0                |
| “plumeHwidth” | Iniziale ampiezza<br>orizzontale del plume                         | 0                |
| “plumeZwidth” | Iniziale ampiezza<br>verticale del plume                           | 3                |
| “plumeShape”  | Distribuzione<br>verticale delle<br>particelle di ash nel<br>plume | lineare          |
| “volc”        | Nome del vulcano   | nessun<br>valore |
| “eruptHours”  | durata dell’eruzione<br>(h)  | nessun<br>valore |
| “runHours”    | durata della<br>simulazione (h)                                    | nessun<br>valore |
| “diffuseH”    | diffusività<br>orizzontale (m <sup>2</sup> /s)                     | 10000            |
| “diffuseZ”    | diffusività verticale<br>(m <sup>2</sup> /s)                       | 10               |
| “saveHours”   | interv salvataggio   | nessun           |

|                          | dati (h)  | valore                     |
|--------------------------|---|----------------------------|
| “eruptDate”              | data e ora di inizio dell'eruzione                      | nessun valore              |
| “sedimentation Reynolds” | variabile di velocità di caduta della particella di ash | laminare (legge di Stokes) |

**Tab.1:** Opzioni utilizzate dal modello di dispersione PUFF, con rispettivi valori di default modificabili dall'operatore.

PUFF usa le unità del Sistema Internazionale includendo Universal Time Coordinates (UTC). I dati di vento meteorologici tipicamente vengono rappresentati su livelli di altezze standard in millibar e, per prima cosa, devono essere convertiti in livelli di altezza in metri. Quindi, il primo stop di PUFF consiste nel pre-processare i dati dei campi di vento; questa conversione viene eseguita interpolando in un set di dati l'Altezza Geopotenziale in 4D; se questi dati mancano o non sono validi, per la conversione vengono utilizzati i valori di un'atmosfera standard. La conversione viene eseguita permettendo alle particelle di attraversare lo spazio 3D interamente in metri esprimendo le quote delle particelle in metri invece che in millibar.

Per cominciare una simulazione, PUFF inizializza un gruppo di particelle di ash, ognuna delle quali ha tre caratteristiche di base: la posizione (espressa in longitudine/latitudine e quota), il diametro e l'età (intesa come il tempo trascorso dal momento in cui la particella di ash viene eiettata). Il numero giusto di particelle da utilizzare deve essere un bilancio tra un numero di particelle tale da consentire una distribuzione spaziale rappresentativa, ed il tempo di calcolo. Un numero basso di particelle richiede un minore tempo di simulazione (risposta più rapida), ma produce un numero di densità ideale per la definizione della distribuzione spaziale dell'ash cloud (non è una densità consistente). In pratica, un numero di particelle di ash compreso tra 2000 e 5000 rappresenta un'adeguata informazione statistica e richiede un minimo di tempo di elaborazione dati per far girare la simulazione.

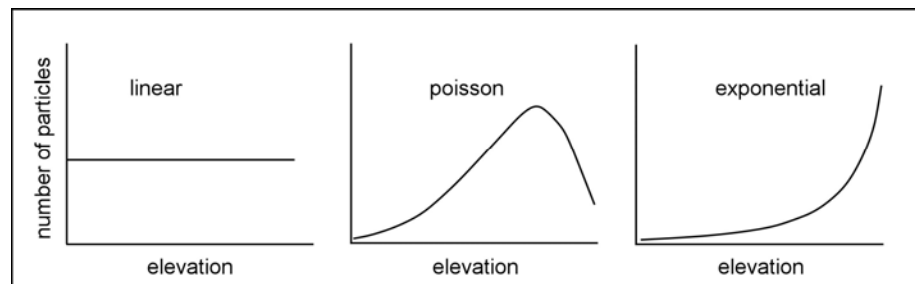
PUFF usa quale parametro di input la posizione di ciascuna particella sopra al vulcano. La quota di ogni particella viene determinata secondo una distribuzione specificata dalla superficie (1000 mbar = 0 m) al top del plume

eruttivo, quest'ultima è un'opzione che deve essere inserita dall'utente. Il comportamento di default è quello di inizializzare una colonna di particelle di ash dalla quota della superficie alla quota massima dei dati dei campi di vento. Si sceglie questa soluzione in quanto, nelle situazioni di emergenza, l'altezza del plume diventa difficile da misurare o anche solo stimare. Dato che la velocità e la direzione dei venti possono variare rapidamente con la quota, un errore nella valutazione dell'altezza iniziale del plume eruttivo può comportare una rappresentazione falsata della traiettoria dell'ash cloud includendo (o non includendo) il moto di particelle a certe quote. Per scopi di allerta, diventa più sicuro includere e quindi integrare il moto delle particelle su tutte le quote.

Un'altra opzione da inizializzare è la forma verticale della colonna, cioè come varia la distribuzione delle particelle di ash che la costituiscono con la quota.

PUFF propone tre possibilità:

1. una distribuzione lineare di particelle distribuite dalla superficie all'altezza massima del plume;
2. una distribuzione di Poisson che concentra preferibilmente le particelle ad una data quota;
3. una distribuzione esponenziale delle particelle fino a quota massima, corrispondente all'altezza massima del plume eruttivo.



Durante una simulazione, le particelle di ash sono indipendentemente rilasciate su una lunghezza di tempo rappresentata dalla durata dell'eruzione. Il metodo per fare ciò è un rilascio random (a caso), linearmente distribuito, delle particelle per tutta la durata dell'eruzione. La durata dell'eruzione è un'opzione nel modello che può coincidere con l'intera durata della simulazione, simulando un'eruzione continua. Se però le immagini da satellite non coincidono e suggeriscono che nel corso dell'eruzione qualche parametro è

variato, viene simulato uno “scoppio” di eruzione inserendo una durata dell'eruzione inferiore alla durata dell'evento eruttivo.

La distribuzione del diametro delle particelle di ash viene inizializzata usando una forma gaussiana su una scala logaritmica. Il modello utilizza a tal proposito due parametri che possono essere modificati dall'utente:

1. il logaritmo in base 10 del diametro medio espresso in metri,
2. la deviazione standard logaritmica o propagazione (ampiezza) anch'essa espressa in metri;

se, ad esempio, impostiamo dei valori di “-ashLogMean = -5” e “-ashLogSdev = 2”, risulterà una distribuzione con raggio medio di  $10^{-5}$  m = 10 micron. Una deviazione standard del numero di particelle (circa il 73.5%) avverrà tra  $10^{-3}$  e  $10^{-7}$  metri, cioè 1 mm e 0.1 micron.

In alternativa, la granulometria della particella può essere specificata utilizzando il parametro *phi*, attraverso l'opzione “-phiDist”, che rappresenta il  $\log_2 d$ , dove *d* è il diametro della particella in millimetri. L'opzione “-phiDist” prende in considerazione le percentuali in peso delle particelle, con una determinata granulometria, rispetto alla totalità della massa del deposito; per esempio, se diamo l'opzione “-phiDist=-1=25;0=50;+1=25”, vuol dire che il plume è costituito dal 25% delle particelle con una granulometria pari a 2 mm, il 50% di 1 mm ed il restante 25% di 0.5 mm.

Il diametro della particella regola la velocità di sedimentazione. La legge di sedimentazione di default è una costante legge di Stokes secondo cui:

$$V = (2/9)r^2 \Delta \rho \mu^{-1} = r^2 G$$

dove  $G = 1.08 \times 10^9$  è una costante. L'opzione “noFallout” comporta che  $G=0$ , cosicché il moto verticale delle particelle, alle varie quote, sia causato solo dalla diffusione e dalla velocità del vento.

Il diametro di ogni particella di ash determina la velocità di caduta della particella e PUFF traccia solo particelle per valori di quota positivi. Le particelle più grandi tipicamente cadono sulla superficie terrestre in tempi brevissimi rispetto all'inizio dell'eruzione e la distribuzione del diametro delle particelle rimanenti in quota slitta verso le particelle più piccole.

Poiché la maggior parte delle applicazioni del modello sono finalizzate a ricostruire le traiettorie di particelle che possono viaggiare per parecchie ore, i valori di default del diametro iniziale della particella è  $10^{-5}$  m ed una deviazione standard logaritmica di 1.5 m. Per molte delle particelle più piccole, quelle cioè che sopravvivono più a lungo, il moto verticale può quasi impedire la loro ricaduta sulla superficie terrestre e quindi queste particelle essenzialmente restano sospese in atmosfera dal principio fino alla fine della durata della simulazione.

Il modello attualmente non considera la topografia del suolo quando traccia il percorso dell'ash cloud, in quanto i campi di vento che la guidano ignorano le leggi fisiche del planetary boundary layer. Tale assunzione, al momento, non viene considerata un limite dato che l'intento del modello è quello di definire la dispersione del plume nei livelli più alti dell'atmosfera, ben lontano quindi dagli effetti del boundary layer in strati più superficiali.

In conclusione, il modello di dispersione PUFF prevede accuratamente la posizione delle nubi vulcaniche eruttive, e genera manifestazioni grafiche facilmente interpretabili. Il modello è veloce, richiede pochi minuti per cominciare a "girare" su computer abilitati al suo utilizzo, ma ha bisogno di dati di campi di vento agenti in tempo reale per l'uso operativo. Il software genera un'informazione con risoluzione spaziale e temporale alta durante le prime 24 ore di un'eruzione; inoltre, può effettuare previsioni per periodi più lunghi.

L'intento di PUFF è di mostrare la posizione di clouds eruttive quando le informazioni provenienti dalle immagini satellitari non sono sufficientemente valide, e nel caso queste ultime risultassero valide, il confronto tra queste e le simulazioni sviluppate attraverso l'utilizzo di PUFF viene utilizzato per confortare l'applicabilità di PUFF.

Nella maggior parte dei casi, i risultati iniziali testati con PUFF coincidono ragionevolmente bene con le osservazioni fatte dalle immagini satellitari, ma spesso accade che la nube simulata risulta più larga di quella realmente osservata; in questo caso è però possibile modificare alcuni dei parametri di input del programma, come l'altezza del plume e la diffusività, per adattare sempre meglio la nube simulata a quella osservata dalle immagini satellitari ed

ottenere un risultato compatibile e realmente rappresentativo dell'evento eruttivo e del suo sviluppo.