L'UMIDITÀ ATMOSFERICA

di Marco Tadini

È noto come anche i più intensi tra i fenomeni meteorologici debbano limitare la propria espansione verticale ai primi venti chilometri circa della nostra atmosfera, potendo al massimo interessare una ristretta fascia di altezza variabile, detta *troposfera*[1], solo all'interno della quale risultano concentrati i due elementi essenziali "perché vi sia meteorologia": il **vapore acqueo** e il **pulviscolo atmosferico**.

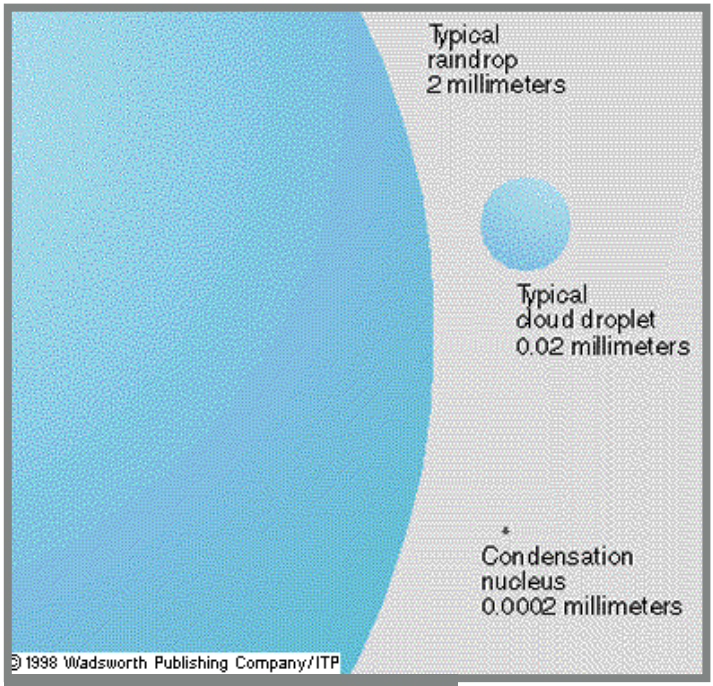


Figura 1.
Dimensioni tipiche di un nucleo di condensazione (0,0002 mm; *in basso a destra*), a confronto con quelle ben più grandi delle goccioline d'acqua che costituiscono le nubi (0,02 mm; in alto a destra) e delle gocce di acqua piovana (2 mm; a sinistra). Nonostante l'enorme differenza, è tuttavia proprio il minuscolo granello di pulviscolo, con la sua azione igroscopica, a rendere possibile l'esistenza delle più grosse gocce d'acqua

Per quest'ultimo abbiamo già avuto occasione di segnalare come il termine "pulviscolo" rappresenti tutta una serie di particelle solide di origine naturale (come il sale marino e le ceneri vulcaniche) o artificiale (lo smog ed i residui della combustione fossile) presenti in sospensione nell'aria e fondamentali quando considerate nella loro funzione di *nuclei di condensazione igroscopici*, cioè capaci di attirare a sé l'acqua e costituire la base per la formazione delle gocce che, a loro volta, costituiranno poi le nubi ***(Figura 1)***.

Cerchiamo, allora, di analizzare più nel dettaglio il significato della presenza di *vapore acqueo* nei bassi strati atmosferici, supponendo di andare a curiosare tra la strumentazione contenuta all'interno della *capannina meteorologica* ***(Figura 2)*** di una stazione di osservazione. Aprendo la capannina, infatti, ci accorgeremmo che, con i termometri di vario tipo, figura anche uno strumento particolare, detto **psicrometro** ***(Figura 3)***, pure composto da due termometri, uno dei quali, però, presenta il proprio bulbo ricoperto da una piccola garza e dotato di un ventilatore azionabile a comando.

L'operazione di *lettura psicrometrica*, cioè il rilevamento compiuto utilizzando un tale strumento, avviene imbevendo la garza con acqua distillata ed esponendo quindi il bulbo bagnato all'azione del ventilatore[2]. L'evaporazione che ne consegue, avvenendo sempre con assorbimento di calore, provoca la diminuzione della temperatura registrata dal termometro, che sarà tanto più marcata quanto più l'aria sarà in grado di "portarsi via" l'umidità che proviene dalla garza. La lettura della temperatura *di bulbo bagnato* (così chiamata in contrapposizione a quella *di bulbo asciutto* del primo termometro) deve essere fatta nel momento in cui la discesa tende a stabilizzarsi, segno che l'aria non è più in grado di ricevere alcun "contributo" dalla garza. La consistenza della diminuzione di temperatura sul termometro bagnato dipende, quindi, dalla quantità di vapore già contenuto nell'aria inviata sul bulbo: più questa è secca, più divergeranno i valori letti sui due termometri, mentre le letture saranno coincidenti solo nel caso in cui l'aria si trovi già in condizione di **saturazione**, cioè con il massimo contenuto in vapore per le condizioni di temperatura e pressione esistenti al momento del rilevamento.

Con i dati di temperatura dei due termometri e l'uso di tabelle *psicrometriche* è possibile dedurre sia il valore di *umidità relativa* dell'aria sia quello della sua *temperatura di rugiada*; nel caso in cui il valore del termometro bagnato risulti negativo e la garzetta

[1] L'andamento della temperatura atmosferica presenta, all'aumentare della quota, una sequenza di massimi e minimi, che permette di descrivere l'atmosfera stessa come una successione di "strati", ciascuno dei quali caratterizzato da un profilo termico uniforme (cioè, sempre in aumento o sempre in diminuzione), separato da quello successivo da uno strato di transizione, a temperatura praticamente costante. Primo di questi strati è, appunto, la *troposfera*, con un'altezza dal suolo variabile tra gli 8 km ai poli, gli 11-12 km alle nostre latitudini ed i 17 km all'equatore; fenomeni particolarmente violenti possono anche sfondare il limite troposferico superiore ed invadere i primissimi chilometri degli strati successivi (tropopausa e stratosfera), dove però tendono ad esaurirsi non appena viene meno la spinta dal basso che li ha fatti crescere, proprio a causa della mancanza del vapore acqueo, vera "materia prima troposferica".

[2] Esiste anche un secondo tipo di psicrometro, dove il flusso d'aria viene ottenuto impugnando lo strumento per un'apposita maniglia e facendolo roteare in aria a forte velocità.

ghiacciata, verranno utilizzate tabelle diversificate e si preferirà il termine *temperatura di brina* a quello "di rugiada".

Qual è il significato di questo nuovo[3] valore di temperatura? Possiamo definire la **temperatura di rugiada** come **la temperatura alla quale deve essere portata una massa d'aria, a pressione costante, affinché il vapore acqueo in essa contenuto divenga saturo**; la temperatura di rugiada è sempre inferiore od al massimo uguale alla temperatura dell'aria. Supponiamo che una massa d'aria a 30°C contenga 17 grammi per metro cubo di vapore; poiché sappiamo che questa è la massima quantità di vapore che può contenere l'aria a 20°C, una diminuzione di temperatura di 10°C porterebbe la nostra massa originaria in condizione di saturazione, mentre raffreddandola ulteriormente fino al limite di 11°C si creerebbe un eccesso di vapore di 5 grammi per metro cubo, a fronte della capacità massima dell'aria a 11°C di contenere vapore acqueo sino al limite dei 12 grammi per metro cubo. Questi 5 grammi in più devono dunque condensarsi sotto forma di goccioline d'acqua; nel passaggio da *saturazione* a *condensazione*, il vapore acqueo, che è *invisibile*, diventa quindi *visibile*, assumendo di volta in volta le sembianze della nube, della nebbia, della pioggia e di tutti gli altri fenomeni meteorologici classificati nelle idrometeore.

Da questo esempio si evince che ad ogni temperatura, a pressione costante, corrisponde una quantità massima di vapore acqueo che l'aria può contenere; inoltre, più la massa d'aria è calda più aumenta la

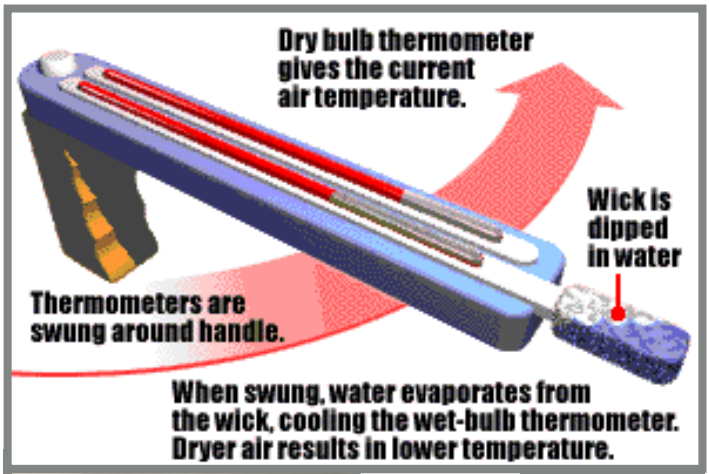


Figura 3.
Il principio alla base del funzionamento di uno psicrometro; il flusso d'aria sul bulbo bagnato può essere originato da un apposito ventilatore o dalla veloce rotazione di tutto lo strumento, impugnato per il tramite di un'apposita maniglia

Figura 2.
La capannina meteorologica

La costruzione ed il posizionamento delle capannine meteorologiche devono avvenire secondo i rigidi dettami dell'Organizzazione Meteorologica Mondiale, in modo tale che i dati rilevati siano tra di loro omogenei e, quindi, confrontabili, indipendentemente dal posizionamento geografico delle capannine stesse.

Una capannina dovrà perciò essere composta da una struttura in legno di forma cubica, di 1 metro circa di lato, con sottili feritoie che permettano una buona ventilazione interna; dovrà altresì essere sollevata, tramite appositi sostegni, a circa 1,5 metri dal suolo, che dovrà essere a prato con taglio corto dell'erba. Altro importante particolare, l'apertura della capannina dovrà essere rivolta sempre verso nord, affinché, all'atto dell'apertura per il rilevamento dei dati, gli strumenti interni non vengano influenzati dai raggi solari. La lettura degli strumenti dovrà inoltre avvenire in tempi rapidi, perché gli stessi non siano influenzati dalla presenza dell'operatore.

La capannina dovrà, infine, essere verniciata di bianco, cosicché il riscaldamento diretto dei raggi solare risulti meno efficace, e posizionata a non meno di 30 m dalla relativa Stazione Meteorologica, che dovrà, a sua volta, consistere in una costruzione di altezza non troppo elevata.

Oggigiorno, almeno nell'ambito professionale, le tradizionali capannine "analogiche" sono state sostituite da sistemi computerizzati dotati di sensoristica elettronica (AWOS: Automatic Weather Observing Stations), ma sopravvivono spesso nell'ambito amatoriale e scolastico, anche se non sempre dislocate secondo norma e con le crescenti difficoltà legate ai costi di manutenzione ed al reperimento sul mercato della strumentazione di ricambio

[3] A dire la verità, già analizzando il messaggio METAR abbiamo avuto la possibilità di incontrare e definire questo nuovo importante parametro.

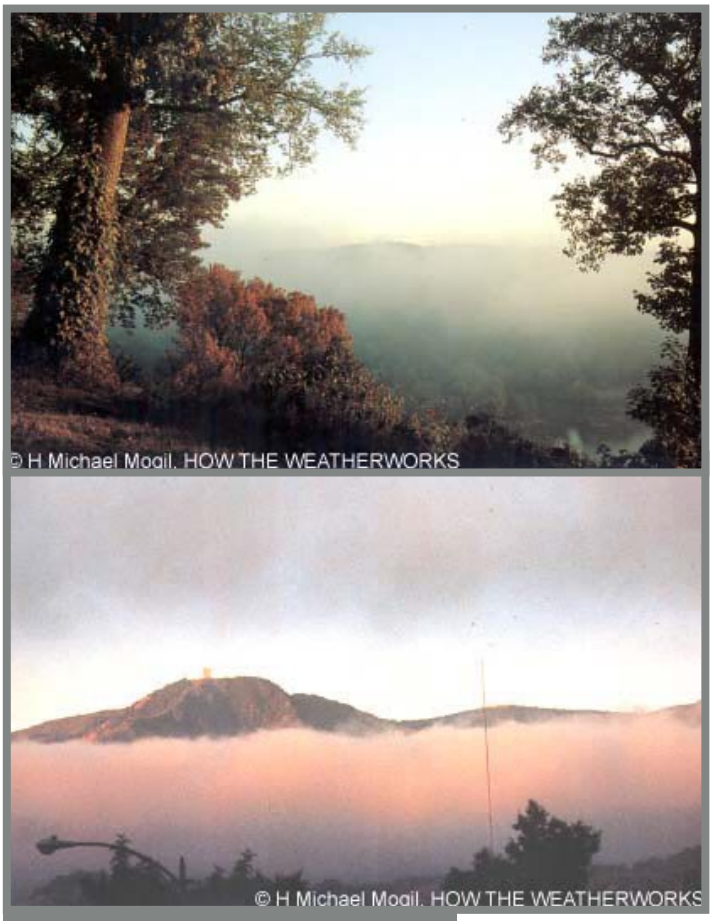


Figura 4.
La suggestione della nebbia che sale da un fondo valle, un'immagine assai lontana dalla sensazione di profondo disagio che lo stesso fenomeno è, invece, in grado di provocare negli ambienti cittadini o industriali

sua capacità di contenere vapore, contrariamente a quanto avviene per l'aria fredda, che, se già molto umida, giungerà a saturazione con estrema facilità. Non è strettamente necessario ricorrere ad un'operazione di "raffreddamento" per giungere alle condizioni di saturazione e/o condensazione; in certi casi è possibile anche "arricchire" in vapore la nostra massa d'aria (sia con un apporto diretto in vapore, sia tramite la fusione con altra aria a maggior tasso di umidità) per giungere alle medesime condizioni finali. In definitiva, la saturazione è un risultato che può essere raggiunto tramite *raffreddamento*, *evaporazione* o *mescolanza*.

L'umidità dell'aria rappresenta dunque la quantità di vapore acqueo contenuto nell'atmosfera, potendo variare da un valore basso per l'aria secca fino ad un massimo per quella satura. Può essere resa come **umidità specifica**, in grammi per chilogrammo di aria, o come **umidità assoluta**, in grammi per metro cubo d'aria, oppure ancora espressa in termini di **umidità relativa**, secondo la prassi dei servizi meteorologici. **L'umidità relativa UR**, espressa in percentuale, è il **rapporto tra la quantità reale di vapore d'acqua che contiene una massa d'aria e la quantità di vapore d'acqua che conterrebbe se fosse satura, a parità di temperatura e pressione**; quando questo rapporto è uguale ad uno, l'UR è pari al 100% e la massa d'aria si dice, per l'appunto, **satura**.

La presenza, nei bassi strati atmosferici, di aria satura e di abbondanti nuclei di condensazione può risolversi nella formazione di **nebbia *(Figura 4)***, un fenomeno che viene spesso descritto, utilizzando un'immagine efficace ed immediata, come una *nube al suolo*. Da un punto d'osservazione elevato rispetto al livello del suolo, quale una stazione di montagna o anche un aeromobile in volo, la nebbia si presenta come un "mare" composto da una bambagia bianca, simile in tutto e per tutto ad una nube stratificata. Avremo così nebbia in banchi, con cielo visibile od invisibile, associata a nubi basse che la sovrastano, a precipitazioni o ghiacciata, quando in condizioni di temperatura negativa. Ognuna di queste forme viene identificata, all'interno dei bollettini METAR/TAF, con un'adeguata voce di tempo significativo, combinazione del codice di fenomeno FG e dei descrittori MI, PR, BC, FZ ed SH, secondo le regole riportate nella tabella di ***Figura 5***. Per convenzione internazionale, si riporta la presenza di "nebbia" quando la visibilità orizzontale scende al di sotto del limite di 1000 m., valore al di sopra del quale gli eventuali impedimenti alla visibilità vengono ascritti alla presenza di **fo-**

Figura 5.
La cifratura della nebbia nei messaggi METAR/TAF

All'interno dei bollettini METAR/TAF, il riporto o la previsione di "nebbia" vengono trascritti utilizzando la sigla FG, eventualmente accompagnata dai descrittori MI, VC, BC e PR, il tutto secondo le necessità del caso. In particolare, ci si deve attenere alle seguenti regole:

FG
Fog (***nebbia***)
- *indica diminuzione di visibilità causata da gocce d'acqua e cristalli di ghiaccio*
- *la visibilità deve essere inferiore a 1000 metri*

MIFG
Shallow fog (*nebbia sottile*)
- *la visibilità a 2 metri dal suolo deve essere reputata maggiore o uguale a 1000 metri*
- *la visibilità apparente negli strati di nebbia deve essere ritenuta minore di 1000 metri*

VCFG
Vicinity fog (nebbia nelle vicinanze)
- *indica ogni tipo di nebbia nelle vicinanze dell'aerodromo*

BCFG
Fog patches (*banchi di nebbia*)
- *indica banchi di nebbia che variamente coprono l'aeroporto*

PRFG
Partial fog (*nebbia parziale*)
- *indica nebbia che copre una parte sostanziale dell'aeroporto, mentre la restante parte non è interessata*

FZFG
Freezing fog (*nebbia congelantesi*)
- *qualsiasi nebbia composta di gocce d'acqua a temperature inferiori a 0°C (cioè in condizione di sopraffusione) viene riportata come FZFG*

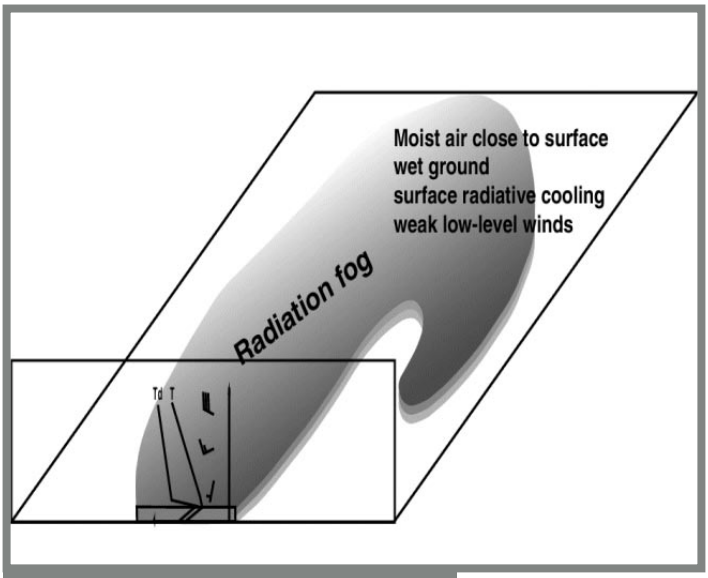


Figura 6.
Il grafico tridimensionale riassume gli elementi necessari alla formazione delle nebbie da irraggiamento: umidità nei bassi strati, venti superficiali scarsi o assenti e raffreddamento del suolo per irraggiamento .
In queste condizioni, eseguendo un sondaggio termodinamico della massa d'aria e tracciandone il relativo diagramma, le due curve della temperatura T e della temperatura di rugiada Td assumono l'andamento a "dente di sega", caratteristico della presenza di una inversione termica (*in basso a sinistra in figura*)

schia (UR superiore al 60%) o **caligine** (UR inferiore al 60%) e cifrati, rispettivamente, come BR o HZ[4].

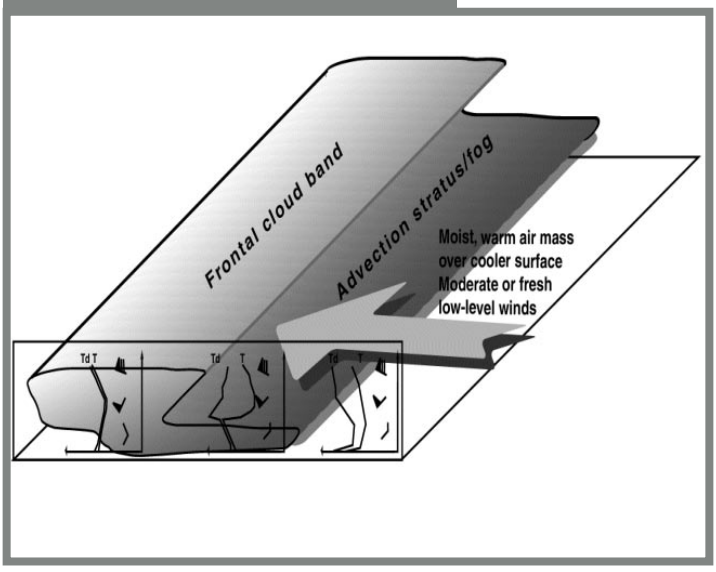
Poiché diverse sono le vie per giungere alla saturazione dell'aria, altrettante saranno le tipologie di nebbie che ne deriveranno; avremo così **nebbie da raffreddamento**, **da evaporazione** o **da mescolanza**.

Le **nebbie da raffreddamento** possono, a loro volta, essere il risultato di tre distinti processi: l'*irraggiamento*, l'*avvezione* o il *sollevamento*. La causa per la formazione delle **nebbie da irraggiamento** va, il più delle volte, ricercata in un forte raffreddamento del suolo, tipico, ad esempio, delle notte invernali più serene. Al calare del sole ed in assenza di nubi, il calore, accumulatosi durante il giorno, viene rapidamente disperso nello spazio sotto forma di radiazione infrarossa, provocando un veloce abbassamento della temperatura del suolo. Anche gli strati di aria più prossimi al terreno, subendo l'influenza di questo raffreddamento, diventano più freddi di quelli immediatamente sovrastanti; si crea così la cosiddetta **inversione termica**, cioè un particolare andamento della temperatura troposferica che, invece di mostrare una diminuzione continua dal livello zero fino al limite della tropopausa, presenta un'iniziale aumento, seguito poi da una brusca discontinuità, che segna il ristabilirsi del naturale andamento decrescente (***Figura 6***).

L'aria intrappolata in questa inversione viene raffreddata fino al raggiungimento del suo punto di rugiada. In alcune località, come nelle zone urbane ed industriali del nord Italia, il processo può venire favorito dall'abbondante presenza di particelle solide igroscopiche (smog), attorno alle quali "si attacca" la goccia in formazione.

Figura 8.
Una bella immagine di nebbia di vapore: l'effetto del fumo è dovuto all'umidità che, salendo da una superficie d'acqua relativamente calda, condensa nella più fredda aria soprastante

Figura 7.
L'afflusso di aria calda e umida su una superficie fredda, favorito dalla presenza di una moderata ventilazione nei bassi strati, porta alla formazione delle cosiddette nebbie da avvezione



Lo strato di nebbia persiste finché dura l'inversione termica, che, di fatto, impedisce il rimescolamento degli strati atmosferici alle varie altezze. Solo in presenza di un sufficiente irraggiamento solare (o di un riscaldamento dovuto all'effetto serra conseguente a un'aumentante copertura nuvolosa), l'inversione viene distrutta ed il vapore comincia lentamente ad alzarsi, dando vita a nubi stratiformi di altezza crescente, fino alla completa dispersione

[4] La *caligine* viene infatti definita come una sospensione in aria di particelle solide secche (sabbia, fumo, cristalli di sale, ecc) in concentrazione tale da ridurre la visibilità ed attenuare i caratteri del paesaggio; le particelle vengono trasportate dall'azione del vento, restando in sospensione per effetto della turbolenza meccanica e termica.

Figura 9.
L'effetto dei primi raggi solari su un terreno carico di umidità notturna: è la cosiddetta nebbia da effetto alba

nell'atmosfera.
La nebbia da irraggiamento, che, per com'è stata descritta viene anche chiamata **da effetto tramonto**, risulta soprattutto associata alle fredde giornate di bel tempo (alta pressione, quindi assenza di nubi), facilmente riscontrabili durante la stagione invernale.

Le **nebbie da avvezione** (***Figura 7***) si producono quando aria calda e umida, spostandosi orizzontalmente[5], giunge a contatto di una superficie fredda; la sua temperatura inizia quindi a diminuire e, se diviene inferiore al punto di rugiada, si forma della nebbia. Vengono ulteriormente distinte in **nebbie marittime** (è il caso di una massa d'aria che si sposta da una zona calda verso una zona fredda oceanica) e **nebbie costiere** (quando aria marittima relativamente calda viene a contatto della superficie fredda della terraferma); anche distese d'acqua di poca importanza, come i nostri laghi, possono dare luogo a nebbie costiere.

Ultimo caso di raffreddamento, le **nebbie da sollevamento**, vengono generate da un particolare movimento verticale dell'aria, detto anche di *scorrimento ascendente*: se le masse d'aria in movimento risalgono un pendio, si raffreddano adiabaticamente, raggiungendo, ad un certo livello, il punto di rugiada. Si forma così una distesa di nubi stratiformi, che incontra il suolo in un punto, oltre il quale il terreno si trova coperto di nebbia; se la pendenza è poco accentuata, la zona interessata dalla nebbia può essere anche molto estesa.

Anche le **nebbie da evaporazione** (o **nebbie di vapore**) possono derivare da un fenomeno di avvezione di aria fredda su una superficie d'acqua relativamente calda; salendo nell'aria fredda, il vapore sottostante si condensa e, generalmente, si ha l'impressione di vedere l'acqua "fumare" (*Figura 8*). Pure le precipitazioni di un fronte caldo, evaporando nella sottostante aria fredda, ne possono determinare una soprassaturazione abbastanza rapida e formare, quindi, della nebbia che, trovandosi davanti al fronte, verrà per l'appunto detta **nebbia frontale**. Temporanee, ma repentine, diminuzioni della visibilità sono invece quelle riconducibili ad una sorta di **effetto alba**: i primi raggi del sole nascente, provocando l'evaporazione dell'umidità depositatasi nella notte, arricchiscono in vapore i freddi, bassi strati atmosferici, fino al raggiungimento della condizione di saturazione. All'occhio di un osservatore, "colonne" di vapore sembrano dunque innalzarsi verso il cielo, con l'effetto di un consistente abbassamento della visibilità (*Figura 9*).

Quando, infine, aria fredda si mescola con aria calda ad elevata umidità relativa, se la temperatura del miscuglio risulta inferiore a quella del punto di rugiada, e se ciò si verifica nelle immediate vicinanze del suolo, si ha formazione della cosiddetta **nebbia da mescolanza**.

Due parole, in ultimo, sulla previsione meteorologica per la formazione ed il dissolvimento delle nebbie. Pur non essendo di per sé facile cercare di anticipare un fenomeno nel quale molti e diversi sono i fattori che intervengono, tuttavia un aiuto può venire, nel caso ad esempio delle nebbie da irraggiamento, dall'analisi di alcune caratteristiche locali, quali la presenza di aria umida nei bassi strati, il cielo sereno o poco nuvoloso, la temperatura del suolo e la natura del terreno stesso, o l'assenza del vento. Le nebbie dovute all'irraggiamento si formano durante la notte; in generale l'insolazione le fa scomparire nel corso della mattinata, a meno che il loro spessore ed il ristagno di aria fredda nei bassi strati non siano tali da far risultare insufficiente l'azione del riscaldamento solare.

Nel caso, invece, delle nebbie da avvezione, la previsione si basa sull'accoppiamento tra la situazione sinottica (l'analisi di carte a grande scala, da cui si possa evincere un afflusso di aria calda e ricca di umidità) e le caratteristiche locali, in particolare la presenza di basse temperature superficiali. Le nebbie da avvezione risultano solitamente più persistenti di quelle da irraggiamento, potendo permanere anche per lunghi periodi senza che si abbiano schiarite. Deve essere qui notato come l'esistenza delle nebbie da avvezione sia legata alla presenza del vento, che, al contrario, è invece solitamente in grado di provocare il rapido dissolvimento delle nebbie da irraggiamento. Tuttavia, in caso di venti molto forti, la turbolenza ed i rimescolamenti, che si determinano in uno strato di grande spessore, sono molto spesso in grado di impedire la formazione di nebbia al suolo, qualsiasi essa sia.

Si ringrazia il meteorologo Paolo Mossini, per la collaborazione prestata alla stesura di questo articolo

[5] Il termine *avvezione* identifica proprio lo spostamento orizzontale di masse d'aria.