

Scuola di speleologia di Cagliari della CNSS-SSI



Spel^eo Club di Cagliari

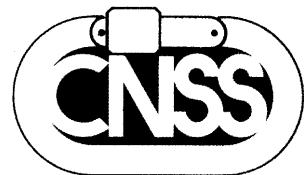
*Nozioni elementari
di Meteorologia ipogea*

Paolo Salimbeni



Comitato
Esecutivo
Regionale
Sardegna

Commissione
Nazionale
Scuole
di Speleologia



Edizione 7 E 903

Testi Tecnici

Prima edizione: 01 / 1997

Ultima edizione 03 / 2025



L'Autore sarà grato a tutti quelli che gli segnaleranno eventuali od *errori* od *imprecisioni* (sono graditi anche e *consigli* e *opinioni*).

via P. Cavarò, 73 09131 Cagliari
cellulare: +39 3493897629
e-mail: p.salimba@gmail.com

Questa ed altre dispense, sempre dello stesso Autore, nel sito di **Paolo Salimbeni** «<http://www.paolosalimbeni.it>»; vedi in: **Dispense**.

Dello stesso Autore, e nel medesimo sito, alcune presentazioni in **PowerPoint**; vedi in: **Presentazioni**.



Paolo Salimbeni

Copyright © Paolo Salimbeni

Tutti i diritti sono riservati, a norma di legge ed a norma delle convenzioni internazionali; nessuna parte dell'opera può essere riprodotta, tradotta o diffusa, in qualsiasi forma o sistema (per fotocopia, microfilm, supporti magnetici, o qualsiasi altro procedimento), o rielaborata o trasmessa, con l'uso di sistemi elettronici, senza l'autorizzazione scritta dell'autore. . . . o no ?!

All rights reserved, no part of this book may be reproduced, who may quote brief passages or reproduce illustrations in un review with appropriate credit; nor ay any part of this book be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means electronic, photo-copying, recording, or other without permission in writing from the Author. . . . or not ?!

Nozioni elementari di meteorologia ipogea

Definizione

La **meteorologia ipogea** può essere definita «*la scienza che studia i fenomeni fisici che si verificano nell'ambiente all'interno delle cavità sotterranee, con particolare riguardo al loro manifestarsi ed al loro evolversi, al fine di comprenderne la dinamica e determinare le leggi*».

Molto spesso l'apparente uniformità del clima all'interno delle grotte è intesa, erroneamente, come staticità ed immutabilità; per contro, in esse, si verificano diversi e complessi fenomeni fisici la cui conoscenza e il cui studio sono indispensabili al fine di una corretta comprensione del microclima sotterraneo.

L'ambiente ipogeo, infatti, lungi dall'essere un sistema *chiuso* ed *isolato*, interagisce termo-dinamicamente con l'ambiente esterno il quale induce, in esso, delle variazioni termo-baro-igrometriche per mezzo di scambi di *massa* e d'*energia*.

Molti sono gli elementi che concorrono a determinare il clima di una grotta:

- ◆ le condizioni *termo-baro-igrometriche* esterne.
- ◆ il numero, l'ampiezza, la posizione, l'orientamento, la quota degli ingressi.
- ◆ la morfologia, il volume, lo sviluppo spaziale, la profondità.
- ◆ la potenza degli strati geologici e sovrastanti ed adiacenti e la loro capacità termica e resistività termica.
- ◆ la presenza di laghi interni e la loro vastità ed il loro volume.
- ◆ la presenza di corsi d'acqua interni e la loro portata e la loro temperatura; i corsi d'acqua possono provocare, oltre l'abbassamento della temperatura dell'ambiente, il noto fenomeno del trascinamento, anche per effetto Venturi, in diversi casi non trascurabile.
- ◆ le eventuali piene stagionali.
- ◆ la portata e la temperatura delle acque d'infiltrazione.
- ◆ la direzione dominante dei venti.
- ◆ la variazione della pressione barometrica esterna.
- ◆ altri elementi come, ad esempio, la presenza di guano che ossidandosi (andando in putrefazione), oltre a generare anidride carbonica (CO_2), sviluppa calore.

L'aria atmosferica

La composizione chimica volumetrica percentuale dell'**aria secca e pulita**, all'interno delle cavità carsiche, è pressoché simile a quella corrispondente esterna; per quest'ultima riportiamo alcuni valori medi, misurati al livello del suolo, pubblicati in *Airconditioning and ventilation of buildings* di D. J. Croome-Gale & B. M. Roberts.

Componenti	Simbolo	% in Vol.
Azoto	N_2	78,084*
Ossigeno	O_2	20,946*
Argon	Ar	0,934*
Anidride carbonica	CO_2	0,033*
Neon	Ne	0,001 80
Elio	He	0,000 53
(CH_4) , (K), (Kr)	—	0,000 10
Idrogeno	H_2	0,000 05
Protossido d'azoto	N_2O	0,000 03
Altri elementi		solo tracce

[tab. 01]

* La precisione raggiungibile, nelle determinazioni, consente di fornire solo le prime tre cifre decimali

L'**aria atmosferica**, sia esterna sia interna (quest'ultima presente nelle grotte), contiene inoltre sempre una certa quantità di *vapor d'acqua* (acqua allo stato di vapore).

La quantità (nell'unità di volume), di vapor d'acqua, associata all'aria atmosferica esterna è molto variabile (in funzione delle mutevoli condizioni ambientali); l'aria atmosferica presente nelle grotte è sempre, per contro, o *satura* o vicinissimo alla saturazione (vedremo meglio in seguito).

L'*aria atmosferica esterna* contiene inoltre particelle di varia natura: polveri d'origine sia terrestre sia vulcanica sia meteorica, gocce, elementi organici come frammenti e di piante e

d'insetti, batteri, spore, tutti in misura oltremodo mutevole e pertanto non riconducibile ad una composizione media della struttura reale dell'aria stessa.

La distinzione, fra aria *secca* e *pulita* (peso volumico «1,293 kg/m³» a «0 °C» e «101 325 Pa») ed *aria atmosferica*, nasce dall'utilità sia di poter trattare separatamente il *vapor d'acqua*, il quale subisce delle variazioni di fase, dall'*aria secca* che invece non subisce tali trasformazioni, sia da poter considerare a parte tutte quelle particelle, o inglobate o in sospensione, sempre presenti nell'*aria atmosferica*.

Nell'*aria atmosferica ipogea*, generalmente più pura di quella esterna, si registrano, di solito, percentuali più elevate di **diossido di carbonio** «CO₂» (o **biossalido di carbonio** od **anidride carbonica**); negli ambienti ipogei è normale una concentrazione, di «CO₂», da «1%» a «3%» (valori dalle «30» alle «100» volte maggiori di quelli presenti all'esterno).

Difficilmente, per contro, la concentrazione del **diossido di carbonio** raggiunge valori tali da poter essere considerata pericolosa per l'organismo umano; caso singolare, fra i pochi, è la **Grotta del cane**, presso Napoli, in cui la concentrazione d'*anidride carbonica* arriva, in alcuni suoi punti, al «40%».

Il **diossido di carbonio** o **biossalido di carbonio** o **anidride carbonica**, è un gas e incolore ed inodoro (d'odore pungente solo se in concentrazioni elevate); è asfissiante e possiede un peso volumico, e alla temperatura di «0 °C» ed alla pressione di «101 325 Pa», pari a «1,9768 kg • m⁻³» (superiore a quello dell'*aria umida* satura nelle stesse condizioni di temperatura e pressione).

Proviene sia dalla respirazione e degli animali e delle piante sia dall'ossidazione (o fermentazione o dalla degradazione), di materia organica; si forma inoltre nella combustione dell'*acetilene* (gas prodotto nella reazione fra l'*acqua* ed il carburo di calcio) un tempo, utilizzato, in speleologia, per l'impianto d'illuminazione.

Forse potrebbe risultare utile sapere che la fiamma dell'*impianto acetilenico* dovrebbe spegnersi quando la percentuale d'*ossigeno* scende sotto il «≈17%»; situazione in cui è ancora possibile la vita.

concentrazione in volume %	effetti della concentrazione di anidride carbonica sull'organismo umano
1 ÷ 1,5	Un'esposizione continua e prolungata provoca scompensi all'equilibrio elettrolitico dell'organismo umano.
2	Dopo diverse ore di esposizione si avverte una leggera alterazione del ritmo respiratorio (compiendo anche solo sforzi moderati)
3	Mal di testa, accentuata sudorazione, alterazione dell'ampiezza e del ritmo respiratorio.
4 ÷ 5	Emicrania, depressione mentale.
6	Indebolimento della vista, malessere generale, brividi.
9 ÷ 10	Perdita di conoscenza.
20	Può risultare letale nell'arco di pochi minuti.

[tab. 02]

Per e rilevare e stabilire la concentrazione del **diossido di carbonio** si usano degli strumenti che analizzano la composizione dell'*aria* individuando la presenza di uno o più gas particolari.

La concentrazione del diossido di carbonio la CO₂

La concentrazione del **diossido di carbonio** o **biossalido di carbonio** o **anidride carbonica**, all'interno delle grotte, è generalmente, come abbiamo già visto, dalle 30 alle 100 volte maggiore della concentrazione presente nell'*aria esterna*.

per conoscere la concentrazione di «CO₂» presente nell'*aria ipogea* (e anche in quella epigea) si utilizzano appositi analizzatori (vedi: **L'aria atmosferica**, pag. 3).

Nella fotografia qui a destra, vediamo l'Autore intendo ad analizzare l'*aria* nella grotta di Su Mannau (Fluminimaggiore) durante il **Campostudio 78**.

Allora si è utilizzato un semplice, ma efficientissimo, rilevatore **Drag** a fiale colorimetriche; oggi, per contro, si può disporre di più sofisticati strumenti elettronici con visualizzatori digitali per i valori registrati.



[foto 01]

I parametri dell'aria secca

mole, massa molecolare, massa volumica, capacità termica

Trattazione

L'**aria secca**, lontana dal proprio punto di liquefazione, può essere considerata un **gas perfetto** (alla pressione atmosferica ed alla temperatura ordinaria si scosta, dal modello ideale, di valori dell'ordine del «0,5%»)

Come tale soddisfa la nota legge di **Boyle-Mariotte**:

$$P \cdot V = \text{costante}$$

In cui: p = pressione del gas - v = volume del gas.

L'equazione di stato dei gas perfetti è:

$$P \cdot V = n \cdot R \cdot T$$

[01]

In cui: P = pressione totale, del gas, espressa in *pascal* «Pa» - V = volume, del gas, espresso in *metri cubi* «m³» - n = numero di moli, della massa del gas, espresso in «kmol» - R = costante dei gas perfetti = 8,314 34 J • mol⁻¹ • K⁻¹ - T = temperatura assoluta in *kelvin* «K».

La **mole** o **grammomolecola** di una sostanza è la massa, espressa in grammi, pari al numero che esprime la **massa molecolare** (o **peso molecolare**) di quella sostanza (una **mole**, od una **grammomolecola**, di Neon «²⁰Ne» equivale ad una massa di «20 g» di quella sostanza poiché venti (20) è la **massa molecolare** del Neon).

Curiosità

Una mole di qualunque sostanza, sia allo stato solido sia allo stato liquido sia allo stato aeriforme, contiene lo stesso numero di molecole per unità di volume detto **numero di Avogadro** ed indicato con «N»; ne deriva che uguali volumi di gas, alle stesse condizioni di temperatura e pressione contengono lo stesso numero di molecole: $N = 6,022\ 52 \cdot 10^{23}$ molecole • mole⁻¹.

Una mole di qualunque gas inoltre, alla **pressione** di «101 235 Pa (1 atm)» ed alla **temperatura** di «273,15 K (0 °C)», occupa un volume di «22,41 litri».

La **massa molecolare** di una sostanza è il rapporto fra la massa di una sua molecola e la massa di un dodicesimo ($1/12$) dell'atomo dell'isotopo del carbonio «¹²C».

Conoscendo la **massa molecolare** « μ_a » dell'**aria secca** « $\mu_a = 28,965$ kg • kmol⁻¹» possiamo ricavare, risolvendo l'equazione [02] presentata appresso, la sua **massa volumica** « ρ_a »; quest'ultima, alla pressione di «101 325 Pa» ed alla temperatura di «273,15 K», risulta: $\rho_a = 1,293$ kg • m⁻³.

La **massa volumica** di un gas, alla pressione « P » ed alla temperatura assoluta « T », è data dalla:

$$\rho = \frac{\mu \cdot P}{R \cdot T} \quad [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}] \quad [02]$$

In cui: ρ = massa volumica, del gas, espressa in «kg • m⁻³» - μ = massa molecolare del gas; noto il significato degli altri simboli

L'equazione [02] può essere posta sotto una forma meno generale, ma più pratica (per l'**aria secca**):

$$\rho_a = \frac{P}{R_a \cdot T} \quad [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}] \quad [03]$$

In cui: ρ_a = massa volumica, dell'**aria secca**, espressa in «kg • m⁻³» - R_a = costante caratteristica, dell'**aria secca**, = $R / \mu_a = 287,05$ J • kg⁻¹ • K⁻¹; noto il significato degli altri simboli.

Il **calore specifico** di una sostanza è definito come la quantità di calore necessaria per innalzare (o diminuire) la temperatura, di un'unità di massa di «1 K» (o parimenti di 1 °C); a **pressione costante**, ed alla temperatura di «273,15 K (0 °C)» ed alla pressione di «101 325 Pa (1 atm)», il **calore specifico**, dell'**aria secca** e pulita, può essere assunto pari a « $c_a = 1,005$ kJ • kg⁻¹ • °C⁻¹»; quello del vapor d'acqua, nelle stesse condizioni termobarometriche, può essere assunto pari a « $c_v = 1,93$ kJ • kg⁻¹ • °C⁻¹» (del vapor d'acqua ne ripareremo in seguito).

La **capacità termica**, a pressione costante, di un corpo è la quantità di calore che gli si deve somministrare, o quella che esso deve cedere, perché la sua temperatura vari di un grado; è equivalente alla **massa** del corpo per il suo **calore specifico**, o calore massico.

La capacità termica, a **volume costante**, è di importanza molto limitata, nei fenomeni ipogeici, e pertanto la trascuriamo.

La temperatura dell'aria

scala: Celsius, Kelvin, Fahrenheit, Rankine, Réaumur

Trattazione

Vi sono alcune scale termometriche che si differenziano sia per diversi valori attribuiti ai *punti fissi* convenzionali sia per la diversa suddivisione dell'intervallo che li separa.

Scala celsius «°C»: introdotta nel «1742» dal fisico ed astronomo svedese **Anders Celsius** (1701 – 1744) è costruita attribuendo il valore *zero* ($\theta = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) alla temperatura del *ghiaccio fondente*, in equilibrio con l'acqua, alla pressione di «101 325 Pa (1 atm)» ed il valore *cento* ($\theta = 100 \text{ } ^\circ\text{C}$) alla temperatura di *ebollizione dell'acqua distillata*, ugualmente alla pressione di «101 325 Pa (1 atm)».

L'intervallo fra tali due punti fissi è diviso in cento (100) parti uguali; le stesse divisioni sono riportate al di sotto di «0 °C» ed al disopra di «100 °C».

CURIOSITÀ

Originariamente nella scala termometrica proposta da **Anders Celsius** lo *zero* corrispondeva al punto d'*ebollizione dell'acqua distillata* (a 101 325 Pa) ed il *cento* al punto di *fusione del ghiaccio* in equilibrio con l'acqua (a 101 325 Pa); il verso della numerazione venne, in seguito, invertito ottenendo quella che è chiamata, a tutt'oggi, «**scala Celsius**» o, con una terminologia forse meno corretta «**scala centigrada**».

Scala kelvin «K»: introdotta nel «1847» dal fisico scozzese **William Thomson** (1824 – 1907), divenuto in seguito **Lord Kelvin**, è costruita attribuendo ai due punti fissi, temperatura del *ghiaccio fondente*, in equilibrio con l'acqua, e temperatura di *ebollizione dell'acqua distillata*, ambedue alla *pressione atmosferica normale* di «101 325 Pa», rispettivamente i valori di « $T = 273,15 \text{ K}$ » e « $T = 373,15 \text{ K}$ ».

L'intervallo è diviso in cento (100) parti uguali ed anche in questo caso le divisioni sono riportate sia sopra sia sotto i due punti fissi.

Lo *zero* di tale scala coincide col così detto **zero assoluto**; la scala Kelvin viene, infatti, anche chiamata **scala assoluta delle temperature**.

Scala fahrenheit «°F»: introdotta nel «1714» dal fisico tedesco **Daniel Gabriel Fahrenheit** (1686 – 1736) è costruita attribuendo, ai due *punti fissi*, rispettivamente i valori di « $\theta = 32 \text{ } ^\circ\text{F}$ » e « $\theta = 212 \text{ } ^\circ\text{F}$ »; l'intervallo è diviso in centottanta (180) parti uguali e le divisioni sono riportate oltre i *punti fissi*.

Scala rankine «°R»: introdotta verso il «1860» dal fisico inglese **William John Macquorn Rankine** (1820 – 1872) è costruita attribuendo, ai due *punti fissi*, rispettivamente i valori di « $\theta = 491,67 \text{ } ^\circ\text{R}$ » e di « $\theta = 671,67 \text{ } ^\circ\text{R}$ »; l'intervallo è diviso, come nella *scala Fahrenheit*, in centottanta (180) parti uguali e le divisioni sono riportate oltre i *punti fissi*.

La scala **Rankine**, parimenti la scala **Kelvin**, è una **scala assoluta delle temperature**; essa è però riferita alla scala *Fahrenheit* anziché alla scala *Celsius*.

Scala réaumur «°r»: introdotta nel «1732» dal fisico francese **René-Antoine Ferchault de Réaumur** (1683 – 1757) è costruita attribuendo, ai due *punti fissi*, rispettivamente i valori di « $\theta = 0 \text{ } ^\circ\text{r}$ » e « $\theta = 80 \text{ } ^\circ\text{r}$ »; l'intervallo è diviso in ottanta (80) parti uguali e le divisioni sono riportate oltre i *punti fissi*.

La scala **giauque** [William Francis Giauque, chimico fisico americano (1895 – 1982)] si differenzia dalle altre per la definizione del punto fisso inferiore; lo stato termico è, infatti, quello relativo all'equilibrio fra le tre fasi: solida, liquida, gassosa.

Questo stato, che non coincide con quello del *ghiaccio fondente*, è riproducibile con una precisione molto superiore ($\pm 0,0001 \text{ K}$) ed è denominato **punto triplo**; si realizza alla pressione di « $\approx 608 \text{ Pa}$ » ed alla temperatura di « $\approx 273,16 \text{ K}$ ».

La scala **Réaumur** è quella **Rankine** sono ormai cadute in disuso, la scala *Fahrenheit* è usata quasi esclusivamente nei paesi anglosassoni, la scala *Celsius* è utilizzata in quasi tutti i paesi europei e in molti altri.

Il **Kelvin** è stato adottato come unità di misura della temperatura nel **Sistema Internazionale mksKcd (SI)**; è universalmente usato in campo scientifico.

Altre scale termometriche, ormai in disuso, sono:

la **scala newton**, elaborata da **Isaac Newton** (1642 - 1727) attorno al 1700; ha lo zero in corrispondenza del punto di scioglimento della neve, mentre al punto dell'acqua bollente è attribuito il valore di «33 gradi».

la **scala Rømer** o **Roemer** «°Rø», proposta dall'astronomo canadese **Ole Christensen Rømer** (1644 - 1710) nel «1701»; lo zero corrisponde al punto di congelamento della salamoia, mentre al punto di ebollizione dell'acqua corrisponde la temperatura di «60 gradi».

la **scala di Delisle** «°D», inventata nel «1732» dall'astronomo francese **Joseph-Nicolas Delesle** (1688 - 1768); ha come zero il punto di ebollizione dell'acqua.

la scala di Delisle ha un solo punto fisso ed il suo valore aumenta al diminuire della temperatura; i termometri avevano, in genere, « $22\ 400 \div 2\ 700$ divisioni».

Nel «1738», il professore tedesco e di medicina e di anatomia **Josias Weitbrecht** (1702-1747) ricalibrò il termometro di Delisle fornendolo di un secondo punto fisso, fissando la temperatura di congelamento dell'acqua in «150 gradi».

Le formule di corrispondenza fra le principali *scale termometriche* sono:

	°C	K	°F	°R	°r
°C	1	K - 273,15	$5 \cdot (\text{°F} - 32) / 9$	$5 \cdot \text{°R} / 9 - 273,15$	$5 \cdot \text{°r} / 4$
K	$\text{°C} + 273.15$	1	$5 \cdot \text{°F} / 9 + 255.37$	$5 \cdot \text{°R} / 9$	$5 \cdot \text{°r} / 4 + 273.15$
°F	$9 \cdot \text{°C} / 5 + 32$	$9 \cdot \text{K} / 5 - 459.67$	1	$\text{°R} - 459.67$	$9 \cdot \text{°r} / 4 + 32$
°R	$9 \cdot \text{°C} / 5 + 491.67$	$9 \cdot \text{K} / 5$	$\text{°F} + 459.67$	1	$9 \cdot \text{°r} / 4 + 491.67$
°r	$4 \cdot \text{°C} / 5$	$4 \cdot \text{K} / 5 - 218.52$	$4 \cdot (\text{°F} - 32) / 9$	$4 \cdot \text{°R} / 9 - 218.52$	1

[tab. 03]

Esempio:

Per sapere a quanti «X °C» (gradi celsius) corrispondono «176 °F» (gradi fahrenheit) possiamo scrivere:

$$X (\text{°C}) = \frac{5 \cdot (176 - 32)}{9} = 80 \text{ °C}$$

Curiosità

Le più basse temperature finora raggiunte sono forse quelle ottenute dal Dott. **Kurti**, nel laboratorio *Clarendon di Oxford*, il quale è riuscito a produrre, sebbene soltanto per « $10 \div 20$ secondi», temperature dell'ordine di « $0.000\ 001$ K».

La **temperatura di Planck**, che prende il nome dal fisico tedesco **Max Planck** (1858 - 1947), è l'unità di misura naturale della temperatura, ed è solitamente indicata con « T_P ».

Come molte delle unità di misura di Planck, rappresenta un limite insuperabile: la temperatura più elevata ammessa dalla meccanica quantistica; questa è la temperatura a cui si pensa evapori un buco nero, e che sia, inoltre, la temperatura iniziale del Big Bang, secondo la cosmologia standard.

L'umidità atmosferica

**umidità assoluta, umidità relativa, umidità specifica,
rapporto di saturazione, rapporto di mescolanza**

Trattazione

Vi sono svariati modi per esprimere l'*umidità atmosferica*; secondo dei parametri presi in esame, e del modo in cui sono posti in correlazione, si ha secondo: **Joe Robert Folks**.

L'Umidità assoluta «Ua», o densità del vapor d'acqua, è la massa di vapor d'acqua « m_v », espressa in grammi, presente in un metro cubo di aria umida « V_u »; non varia al variazione della temperatura se non intervengono fenomeni di *evaporazione* o di *condensazione*.

$$U_a = \frac{m_v}{V_u} \quad [\text{g} \cdot \text{m}^{-3}]$$

L'Umidità relativa «Ur» è il rapporto fra la *tensione parziale* del vapor d'acqua « P_v » e la *tensione di saturazione* del vapor d'acqua « P_s », nelle stesse condizioni di temperatura e pressione; è usata più spesso sotto la forma di: *umidità relativa percentuale*.

$$Ur = \frac{P_v}{P_s} \quad [\text{valore adimensionale}] \qquad U\% = \frac{P_v}{P_s} \cdot 100 \quad [\text{valore adimensionale}]$$

In cui: Ur = umidità relativa - U% = umidità relativa percentuale - P_v = tensione parziale del vapor d'acqua - P_s = tensione di saturazione del vapor d'acqua.

La *tensione parziale* di un gas (nel nostro caso *vapor d'acqua*) « P_v », componente di un miscuglio (nel nostro caso *aria umida*), è quella pressione che il gas avrebbe se occupasse da solo l'intero volume; la *tensione parziale dell'aria secca* (altro componente del miscuglio) « P_{as} » è data dalla differenza fra la pressione barometrica e la *tensione parziale di vapor d'acqua*.

Dalla legge di **Dalton** si ha infatti, per una determinata pressione barometrica « P » (i due gas sono ovviamente, essendo parte di uno stesso miscuglio, alla stessa temperatura), la semplice relazione:

$$P = P_v + P_{as} \quad [\text{Pa}]$$

In cui: P = pressione totale atmosferica, espressa in «Pa» - P_v = tensione parziale del vapor d'acqua, espressa in «Pa» - P_{as} = tensione parziale dell'aria secca, espressa in «Pa»

La *tensione di saturazione* « P_s » è la *tensione parziale*, del vapor d'acqua, quando l'aria è in condizioni di *saturazione*.

L'Umidità specifica è il rapporto fra la massa del vapor d'acqua, espressa in chilogrammi, e la massa di aria umida, espressa in chilogrammi, nella quale essa è presente.

Il Rapporto di saturazione è il rapporto percentuale fra la massa del vapor d'acqua effettivamente presente nell'aria, e la massa del vapor d'acqua saturo, nelle stesse condizioni di temperatura e pressione; è spesso confuso con *l'umidità relativa*.

Il Rapporto di mescolanza è il rapporto fra la massa di vapor d'acqua, espressa in chilogrammi, e la massa di aria secca, espressa in chilogrammi, con cui è mescolata.

Quest'ultima definizione, per contro, è la *definizione* a cui ci si riferisce «sempre» quando, in *termotecnica*, si vuole indicare l'**umidità specifica**; è pertanto questa definizione, attribuita al *rapporto di mescolanza*, che noi, seguendo un uso ormai consolidato, assumeremo come: **umidità specifica**.

Il suo valore può essere ricavato con la semplice:

$$Xv = \frac{M_v}{M_a} \cdot \frac{P_v}{P - P_v} = \frac{M_v}{M_a} \cdot \frac{P_v}{P_a} \quad [\text{kg (vapor d'acqua)} \cdot \text{kg}^{-1} (\text{aria secca})]$$

In cui: Xv = massa del vapor d'acqua, espressa in «kg», contenuta in un chilogrammo (1 kg) d'aria secca, espressa in «kg» - M_v = massa molecolare del vapor d'acqua = $18.0153 \text{ kg} \cdot \text{Kmol}^{-1}$ - M_a = massa molecolare dell'aria secca = $28.9645 \text{ kg} \cdot \text{kmol}^{-1}$ - P_v = tensione parziale del vapor d'acqua, espressa in «Pa» - P = pressione totale atmosferica, espressa in «Pa» - P_a = tensione parziale dell'aria secca, espressa in «Pa».

Da cui si ottiene:

$$Xv = 0,62198 \cdot \frac{P_v}{P - P_v} = 0,62198 \cdot \frac{P_v}{P_a} \quad [\text{valore adimensionale}] \qquad [04]$$

L'aria atmosferica, ad una determinata *pressione* e *temperatura*, può contenere, in un chilogrammo di aria secca, una certa quantità massima di vapor d'acqua; il suo valore si ottiene sostituendo, nella [04], la *tensione di saturazione* « P_s » alla *tensione parziale* « P_v »:

$$Xs = 0,62198 \cdot \frac{P_s}{P - P_s} \quad [\text{valore adimensionale}] \qquad [05]$$

In cui: Xs = massa del vapor d'acqua in condizioni di saturazione.

Considerazioni:

Per maggiore chiarezza esaminiamo le variazioni termoigometriche che si verificherebbero durante un ipotetico esperimento in cui i valori « $\theta = 25^\circ\text{C}$ » ed « $U\% = 70\%$ » sono stati ipotizzati, il valore « P_s » è stato desunto dalla tabella psicrometrica [tab. 03], il valore di « X_s » è stato calcolato con la [05]; si sa inoltre che: $P_v = P_s \cdot U\%$ e $X_v = X_s \cdot U\%$.

Le caratteristiche dell'aria umida, a « $\theta = 25^\circ\text{C}$ e $U\% = 70\%$ », sono pertanto:

parametri aria ambiente					
θ °C	U %	P_s Pa	P_v Pa	X_s g • kg ⁻¹	X_v g • kg ⁻¹
25	70	3 166	2 216	20	14

[tab. 04]

essendo: θ = temperatura esterna (espressa in celsius) - $U\%$ = umidità relativa percentuale esterna - P_s = pressione di saturazione del vapor d'acqua, alla temperatura « θ » (espressa in pascal) - P_v = pressione parziale del vapor d'acqua, alla temperatura « θ » (espressa in pascal) ed umidità relativa percentuale « $U\%$ » - X_s = umidità specifica di saturazione del vapor d'acqua, alla temperatura « θ » - X_v = umidità specifica del vapor d'acqua, alla temperatura « θ » ed umidità relativa percentuale « $U\%$ ».

L'aria ambiente, in queste condizioni termoigometriche, dovrebbe inglobare, per raggiungere la saturazione, soltanto «6 g • kg⁻¹» di vapor d'acqua ($X_s - X_v = 20 - 14 = 6$).

Se adesso aumentassimo la temperatura a « $\theta = 50^\circ\text{C}$ », lasciando invariata l'umidità specifica « $X_v = 14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ », si avrebbe:

parametri aria ambiente					
θ °C	U %	P_s Pa	P_v Pa	X_s g • kg ⁻¹	X_v g • kg ⁻¹
50	16	12 350	1 976	86	14

[tab. 05]

Dal che si deduce che aumentando la temperatura, e mantenendo costante l'umidità specifica, l'aria atmosferica diviene più secca; l'umidità relativa percentuale scende al «16%» e pertanto, in questo particolare caso, per raggiungere lo stato di saturazione, dovrebbe inglobare ben «72 g • kg⁻¹» di vapor d'acqua (86 – 14 = 72).

Se adesso diminuissimo la temperatura a « $\theta = 5^\circ\text{C}$ », cercando di mantenere sempre invariata l'umidità specifica « $X_v = 14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ », si avrebbe:

parametri aria ambiente					
θ °C	U %	P_s Pa	P_v Pa	X_s g • kg ⁻¹	X_v g • kg ⁻¹
5	100	872	872	5,4	5,4

[tab. 06]

Cosa è avvenuto? Al diminuire della temperatura è diminuita anche la capacità dell'aria a contenere vapor d'acqua, infatti, alla temperatura « $\theta = 5^\circ\text{C}$ », l'aria può contenere al massimo «5.4 g • kg⁻¹» di vapor d'acqua (aria satura); l'eccedenza, pari a: la quantità « $X_a = 14 - 5.4 = 7.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ » deve, pertanto, necessariamente condensare in acqua (ne ripareremo più avanti).

Riprendiamo il discorso interrotto

Il punto di rugiada è la temperatura in corrispondenza della quale l'aria, se raffreddata senza aggiunta di vapor d'acqua e senza cambiamento di pressione, diventa satura.

La pressione atmosferica

atmosfera, torr, bar, millibar, pascal,

Trattazione

La **pressione atmosferica** è la pressione esercitata, su una superficie unitaria, dalla massa d'aria atmosferica sovrastante, supposta in quiete rispetto alla superficie.

L'**atmosfera normale** «**atm**» è stata definita, dalla *Commissione internazionale del 1927*, ammettendo unitaria la pressione di «101 325 Pa (760 mmHg)».

Si parla di **atmosfera assoluta** «**ata**», in contrapposizione all'**atmosfera relativa** «**ate**»; quest'ultima indica la *differenza di pressione* rispetto alla *pressione atmosferica* mentre la prima indica che la pressione è misurata indipendentemente dalla *pressione atmosferica* (sott'acqua, ad una profondità di «≈10,33 m»), vi è la pressione pari ad un'*atmosfera relativa*, o «1 ate», ed una pressione pari a due *atmosfere assolute*, o «2 ata».

Il **mH₂O** (*metro di colonna d'acqua*), equivalente sia a «0,1 **at**» (*atmosfera tecnica*) sia a «0,1 **kg_f • cm²**» (*chilogrammo forza su centimetro quadrato, essendo g = 9,806 65 m • s⁻²*), è un'unità usata prevalentemente in ingegneria; meno usato è il **kg_f • m²** o **mmH₂O** (*chilogrammo forza su metro quadrato o millimetro di colonna d'acqua*).

Il **torr** (dal nome del fisico italiano **E. Torricelli**) o **millimetri di mercurio** «**mmHg**» è definito dalla pressione esercitata da una colonna di mercurio (Hg) alta un millimetro.

Il **bar** «**bar**» è stato introdotto nel corso del *Congresso di fisica di Parigi*, nel 1890; molto più diffuso è il suo sottomultiplo il **millibar** «**mb**» il quale è ancora *oltremodo* utilizzato in *meteorologia* nonostante il **World Meteorological Organization (WMO)** abbia stabilito che, dal «1 gennaio del 1985», l'unica unità di pressione, ammessa in *meteorologia*, è l'*ettopascal* «**hPa**» equivalente al «**mb**».

Il **pascal** «**Pa**», dal nome del fisico italiano **Blaise Pascal** (1623 – 1662), è equivalente al «**N • m⁻²**».

Le formule di conversione, fra le più importanti *unità di pressione*, sono:

	atm	mH₂O	torr	mb	Pa
atm	1	1.,033 23 • 10 ⁺¹	7,600 00 • 10 ⁺²	1,013 25 • 10 ⁺³	1,013 25 • 10 ⁺⁵
mH₂O	9,678 41 • 10 ⁻²	1	7,355 61 • 10 ⁺¹	9,806 65 • 10 ⁺¹	9,806 65 • 10 ⁺³
torr	1,315 79 • 10 ⁻³	1,359 51 • 10 ⁻²	1	1,333 22	1,333 22 • 10 ⁺²
mb	9,869 23 • 10 ⁻⁴	1,019 72 • 10 ⁻²	7,500 64 • 10 ⁻¹	1	1,000 00 • 10 ⁺²
Pa	9,869 23 • 10 ⁻⁶	1,019 72 • 10 ⁻⁴	7,500 64 • 10 ⁻³	1,000 00 • 10 ⁻²	1

[tab. 07]

Alcune delle unità di misura conosciute, come la *baria* (non esaminata) ed il *torr*, possono essere ormai definite «storiche», altre, come il *metro di colonna d'acqua* (mH₂O), sono ormai utilizzate solo in ben determinati campi ingegneristici; altre ancora, come il *millibar* «mb», sono più restie ad essere dimenticate.

Nel **Sistema Internazionale (SI)** si utilizza, quale unità di misura per le pressioni, il **pascal**, con i suoi e multipli e sottomultipli: **Pa** (N • m⁻²).

I parametri dall'aria umida

massa volumica, costante caratteristica, entalpia,

Trattazione

L'aria atmosferica esterna non è mai completamente secca ma contiene sempre una seppur minima, quantità di *vapor d'acqua*.

L'aria di grotta per contro è sempre o satura di vapor d'acqua o molto prossima ad esserlo; noi la considereremo sempre satura.

Consideriamo una situazione termoigometrica verosimile (per le grotte sarde) ammettendo che resti invariata nel tempo; ciò non è ovviamente vero ma, per gli scopi a cui servirà (esempi di massima), il tener conto anche delle minime variazioni che avvengono all'interno delle grotte porterebbe solo complicazioni inutili.

Possiamo ipotizzare, come situazione:

parametri aria interna media annua											
θ_g	°C	U_g	%	Ps	Pa	Pv	Pa	Xs	$g \cdot kg^{-1}$	Xv	$g \cdot kg^{-1}$
15		100		1 703,9		1 703,9		10,64		10,64	

[tab. 08]

essendo: θ_g = temperatura, interna (espressa in celsius) - $U_g\%$ = umidità relativa percentuale, interna - Ps = pressione di saturazione del vapor d'acqua, alla temperatura « θ_g » (espressa in pascal) - Pv = pressione parziale del vapor d'acqua, alla temperatura « θ_g » con un'umidità « $U_g\%$ » (espressa in pascal) - Xs = umidità specifica, di saturazione, del vapor d'acqua, alla temperatura « θ_g » - Xv = umidità specifica del vapor d'acqua, alla temperatura « θ_g » con un'umidità « $U_g\%$ ».

E' conoscenza comune che l'aria, a parità d'ogni altra condizione, è tanto più leggera quanto più è calda; meno intuitivo, e spesso erroneamente valutato, è che l'aria, a parità d'ogni altra condizione, è tanto più pesante quanto più è secca.

Il valore della *massa volumica*, del vapor d'acqua, può essere ricavato sia con la già esaminata equazione [02], tenendo presente che la *massa molecolare del vapor d'acqua* è « $\mu_v = 18.015 \text{ kg} \cdot \text{kmol}^{-1}$ », sia con l'equazione [03], tenendo presente che la costante dei gas per il *vapor d'acqua* è: $R_v = 0.4615 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

La **massa volumica** del vapor d'acqua, alla pressione parziale «Pv», è dato da:

$$\rho_v = \frac{P_v}{R_v \cdot T} \text{ kg} \cdot m^{-3} \quad [06]$$

In cui: ρ_v = massa volumica, del vapor d'acqua, in « $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ » - R_v = costante caratteristica, del vapor d'acqua, = $461.52 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ - T = temperatura assoluta in «K».

La **massa volumica** del vapor d'acqua, alla temperatura di «273.15 K» ed alla pressione di «101325 Pa», risulta pertanto: $\rho_v = 804 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$.

La **massa volumica**, o *peso specifico*, dell'aria umida, è fornito dalla:

$$\rho_{au} = \frac{P_v}{R_v \cdot T} + \frac{P - P_v}{R_a \cdot T} \text{ kg} \cdot m^{-3} \quad [07]$$

In cui: ρ_{au} = peso volumico, dell'aria umida, espresso in « $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ » - P = Pressione atmosferica ambiente, espressa in «Pa»; noto il significato degli altri simboli.

Possiamo inoltre ricavare il valore della *costante caratteristica* dell'aria umida:

$$Rau = \frac{R_a}{1 - 0,378 \cdot U_r \cdot \frac{P_s}{P}} \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \quad [08]$$

In cui: Rau = costante caratteristica dell'aria umida (variabile in funzione dell'umidità relativa); noto il significato degli altri simboli.

La costante caratteristica «Rau» può essere utilizzata, per ricavare la *massa volumica* dell'aria umida; è sufficiente, infatti, sostituire, nell'equazione [03], la costante «Ra» con la costante «Rau».

$$\rho_{au} = \frac{P}{Rau \cdot T} \text{ kg} \cdot m^{-3} \quad [09]$$

Dall'equazione [08] si ricava che la costante caratteristica dell'aria atmosferica satura, alla temperatura assoluta di « $T = 288.15 \text{ K}$ ($\theta = 15^\circ \text{C}$)» ed alla pressione di « $P = 101325 \text{ Pa}$ », è « $Rau = 288.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ »; dall'equazione [07], o dalla [09], si ricava che la sua massa volumica è: $\rho_{au} = 1218 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$.

L'**entalpia** (il contenuto termico) della mescolanza, aria e vapor d'acqua, può essere ri-

cavata, con buona approssimazione, con la:

$$h = Ca \cdot \theta + g \cdot (Cs \cdot t + Cv) \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \quad [10]$$

In cui: h = entalpia dell'aria umida, alla temperatura « θ », espressa in « $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ » - Ca = calore specifico dell'aria secca, a pressione costante e a 0°C - θ = temperatura della mescolanza, espressa in « $^\circ\text{C}$ » - g = contenuto di vapor d'acqua, associato ad un chilogrammo d'aria secca, espresso in « kg » - Cv = calore latente di vaporizzazione, del vapor d'acqua, a 0°C - Cs = calore massico, del vapor d'acqua, a pressione costante e a $<0^\circ\text{C}$.

Sostituendo nella [10], i rispettivi valori, si ha infine:

$$h = 1,005 \cdot \theta + g \cdot (1,89 \cdot t + 2501) \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$$

con noto significato dei simboli.

L'umidità relativa di una massa d'aria, in certe condizioni iniziali di temperatura e pressione, muta a causa di una qualunque variazione di stato, ferma restando l'umidità assoluta, secondo la relazione:

$$Ur = \frac{Ps}{P} = Ur_1 \cdot \frac{Ps_1}{P_1} \quad \text{da cui: } Ur = Ur_1 \cdot \frac{Ps_1 \cdot P}{P_1 \cdot Ps}$$

In cui: Ur = umidità relativa nelle condizioni finali - Ps = tensione parziale, del vapor d'acqua, alla temperatura finale - P = pressione barometrica finale - Ur_1 = umidità relativa nelle condizioni iniziali - Ps_1 = tensione parziale, del vapor d'acqua, alla temperatura iniziale - P_1 = pressione barometrica iniziale.

Se diviene « $Ur > 1$ » significa che nella trasformazione, a meno di fenomeni di sovrassaturazione, si è condensata una certa quantità di vapor d'acqua; l'umidità relativa è arrivata ad « $Ur = 1$ » (umidità relativa percentuale: $U\% = 100\%$) e l'umidità assoluta è diminuita di « W ».

Si ha, infatti:

$$W = \frac{Ur \cdot \frac{P}{Ps} - \frac{P_1}{Ps_1}}{\frac{P}{Ps} - 1} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$$

In cui: W = quantità di vapor d'acqua, espressa in « $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ » - Us = umidità assoluta di saturazione espressa in « $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ »; noto il significato dei restanti simboli.

Se diviene « $Ur = 1$ » l'aria è in condizioni di saturazione (non è in grado né di condensare né di assorbire altro vapor d'acqua).

Se diviene « $Ur < 1$ » allora « W » rappresenta quella quantità, di vapor d'acqua, che l'aria, dopo la variazione di stato, è ancora in grado di assorbire.

È noto inoltre che le masse d'aria in movimento variano di temperatura, in funzione delle condizioni fisiche dell'ambiente in cui vengono a trovarsi, tendendo verso una nuova condizione d'equilibrio con quest'ultimo.

La regola di **Richmann** fornisce la *temperatura media* di un miscuglio di due masse d'aria umida, a differenti condizioni termo-igrometriche, nel caso che nella mescolanza non avvengano processi chimici od altri fenomeni fisici:

$$\theta_m = \frac{(\theta_1 \cdot P_1 \cdot V_1 \cdot c_1) + (\theta_2 \cdot P_2 \cdot V_2 \cdot c_2)}{(P_1 \cdot V_1 \cdot c_1) + (P_2 \cdot V_2 \cdot c_2)}$$

In cui: θ_m = temperatura finale, del miscuglio, espressa o in $^\circ\text{C}$ o in K - c_1 e c_2 = calori specifici espressi o in $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}$ o in $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}$ - P_1 e P_2 pesi volumici espressi in $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ - V_1 e V_2 = volumi espressi in m^3 - θ_1 e θ_2 = temperature espresse o in $^\circ\text{C}$ od in K .

Nel caso però di cavità «chiuse», o «quasi chiuse», le condizioni termiche sono condizionate unicamente, od in maniera prevalente, dalla temperatura della roccia circostante; in questo caso gli scambi termici attraverso gli strati rocciosi assumono importanza primaria.

Da quanto detto risulta chiaro che lo studio della circolazione dell'aria, nelle cavità, è uno degli aspetti più importanti ed interessanti della climatologia ipogea sì da potersi considerare, a ben ragione, una specifica disciplina.

Le misurazioni

Premessa

Dalla constatazione che l'intervallo (il range, in inglese) di variazione dei parametri climatici ipogei, secondo i casi e le grandezze prese in esame, è dalle «20» volte alle «100» volte inferiore, al range di variazione dei corrispondenti parametri esterni, ne deriva che la sensibilità degli strumenti, utilizzati per eseguire le misurazioni all'interno delle grotte, dovrebbe essere dalle «50» volte alle «100» volte superiore alla sensibilità degli strumenti utilizzati per eseguire le misurazioni esterne.

Nel contempo dovrebbero aumentare sia gli accorgimenti da adottare sia l'accuratezza nell'eseguire le letture; ciò se si vuole che l'*errore percentuale* dei valori, sia dei parametri interni sia dei parametri esterni, rimanga dello stesso ordine di grandezza.

Aumentare in tale misura, oserei dire *«in tale dismisura»*, la sensibilità degli strumenti è, per contro, affatto sconsigliabile: per questo si cerca di supplire ponendo in atto tutti quegli espedienti, ed artifici vari, atti ad eliminare ogni fonte d'indeterminazione, sì da permettere l'uso di quegli strumenti la cui sensibilità sia nei limiti del ragionevole.

La temperatura dell'aria

Gli strumenti ancora più comunemente usati sono i *termometri a liquido* (inizialmente a *mercurio*), inventati da **Daniel Fahrenheit** (1686 – 1736) nel «1714»; questi, come tutti i termometri a liquido, basano il loro principio sulla dilatazione termica di una sostanza che, opportunamente misurata, permette di risalire alla temperatura che ha prodotto la dilatazione stessa.



[foto 02]

Sono alquanto delicati e mancavano di prontezza, ma protetti da una robusta custodia e con un poco di pazienza si rivelano utilissimi; sono normalmente utilizzabili in un intervallo di temperatura compreso fra circa i «-35 °C» e circa i «+300 °C».

I vantaggi dei termometri a mercurio (però ora vietati a causa della loro tossicità) sono notevoli ed evidenti: la sua legge di *dilatazione termica apparente* $\alpha = 0,000\ 156\ ^\circ\text{C}^{-1}$ (il coefficiente di *dilatazione termica reale* è: $\alpha = 0,000\ 181\ ^\circ\text{C}^{-1}$) si approssima notevolmente a quella dei gas, si ottiene facilmente molto puro (anche piccole impurità ne modificherebbero sensibilmente la sua legge di dilatazione), è scorrevole e non bagna le pareti interne del cannetto.

Un inconveniente purtroppo non eliminabile di questi termometri, che può comunque essere calcolato e pertanto corretto, è lo *spostamento dei punti fissi* (spostamento, rispetto alle temperature reali, sia dell'indicazione del punto 0 °C sia dell'indicazione del punto 100 °C) causato da lente deformazioni, del vetro, che non si annullano mai a causa di susseguenti fenomeni d'*isteresi meccanica* (dovute alle dilatazione ed alle successive contrazione causate dalle variazioni termiche); vetri speciali, come il vetro **normale di Jena** o il vetro **al quarzo**, riducono al minimo tale inconveniente.

Per misurazioni particolarmente accurate, ove si richiede la massima precisione raggiungibile, si deve pertanto tenere debito conto di tale fenomeno, procedendo a verifiche periodiche per conoscere le eventuali correzioni da apportare alle letture eseguite sui termometri.

La temperatura vera θ_V corrispondente ad un'indicazione «x» del termometro, è fornita dalla equazione:

$$\theta_V = 100 \cdot \frac{x - a}{b - a}$$

In cui: θ_V = temperatura corretta espressa in «°C» - x = temperatura ambiente, letta sul termometro, espressa in «°C» - b = temperatura, letta sul termometro, alla quale corrisponde una temperatura vera di 100 °C - a = temperatura, letta sul termometro, alla quale corrisponde una temperatura vera di 0 °C.

Altre possibili cause d'imprecisione, nelle letture, sono dovute: all'errore di parallasse, all'errore dovuto ad una non perfetta calibrazione del cannetto, all'errore dovuto alla sporgenza, di parte del cannetto, dall'ambiente di cui si vuole determinare la temperatura.

Si dovrebbero inoltre usare, a rigore, sempre gli stessi strumenti (intendendo stesso tipo); le indicazioni di due termometri a mercurio, costruiti con vetro di differente qualità, possono infatti scostarsi fra loro anche di «0,1 °C» (per temperature intorno ai «50 °C»).

Curiosità

Forse sembrerà strano constatare che la temperatura, indicata dai termometri a liquido, dipende dalla sostanza termometrica utilizzata; due termometri, l'uno a *mercurio* e l'altro a *toluolo*, indicano temperature che possono differire anche di «≈3 °C».

Le indicazioni della temperatura dell'aria, fornite dallo strumento, possono essere facilmente perturbate da fonti di calore quali la fiamma acetilenica, la presenza dell'operatore (la differenza fra la temperatura del corpo umano e quella dell'aria ipogea, nelle grotte sarde, si aggira sui « $20^{\circ}\text{C} \div 23^{\circ}\text{C}$ ») ed ogni altra sorgente radiante, anche se apparentemente di lieve intensità; il limitato spazio entro cui, gli speleologi, spesso sono costretti ad operare, accentua l'influenza di tali perturbazioni.

Le misure devono pertanto essere eseguite preferibilmente da una squadra di due, massimo tre persone, che precedendo il resto del gruppo operi il più celermente possibile.

E' buona abitudine usare termometri col bulbo perfettamente pulito, asciutto e schermato contro le radiazioni termiche.

In considerazione dell'elevato valore dell'*inerzia termica* del mercurio bisogna attendere, prima di eseguire ogni lettura, che lo strumento si ponga in equilibrio termico con l'ambiente; a tal uopo sono in genere sufficienti una decina di minuti.

È buona norma inoltre, a causa di possibili stratificazioni delle masse d'aria, eseguire le misure a diverse altezze dal pavimento; la stabilità dell'aria infatti facilita l'insorgere di tali fenomeni.

Ottimi risultati sono forniti dai termometri a mercurio graduati al « $1/_{10}^{\circ}\text{C}$ », o al massimo al « $1/_{5}^{\circ}\text{C}$ », con il bulbo grosso e le divisioni sufficientemente distanziate sì da permettere di stimare il « $1/_{20}^{\circ}\text{C}$ »; particolarmente diffusa la scala da « -10°C a $+40^{\circ}\text{C}$ ».

Curiosità

Dal «3 aprile 2009» i termometri a mercurio, per la misurazione della temperatura corporea, sono stati messi *al bando*; in tale data è entrato in vigore, infatti, il decreto ministeriale del 30 luglio 2008, emanato in attuazione di una Direttiva **CE** per evitare che i termometri finiscano tra i rifiuti e così pure il mercurio, che danneggia l'ambiente e, a lungo termine, la salute umana.

I termometri **elettrici** (o a *termocoppia*, o a *termoresistenza*, o a *termistori*) sono più pratici, meno delicati, più sensibili, dei *termometri a mercurio*; la misura della resistenza elettrica di un filo metallico (molto adatto è il platino) si esegue facilmente, e con elevata precisione (in particolari situazioni può arrivare anche ad approssimazioni dell'ordine di 10^{-6}°C), utilizzando un ponte di **Wheatstone**.

I termometri a **lama-bimetallica**, utilizzati spesso nei termografi, in grotta si rivelano assolutamente inaffidabili.

Possono inoltre essere utilizzati, senza alcun problema, per la realizzazione di strumenti registratori (termografi), specie se i dati devono essere acquisiti a distanza; sono peraltro decisamente più costosi ed il loro utilizzo in grotta, a causa dell'elevato grado d'umidità dell'aria ipogea, richiede qualche accorgimento.

Utili dati complementari sono forniti dai termometri a *massima e minima* [Fig.02] che possono essere lasciati sul posto e letti ad intervalli, anche non regolari.

Sconsigliabili risultano per contro i termometri a *lama bimetallica* (es. argento e platino o, decisamente meno costosi, ferro e rame) generalmente utilizzati nei termografi; anche se sufficientemente precisi, e dotati di una grande prontezza, si rivelano poco affidabili in ambienti ipogei, sempre caratterizzati da elevata umidità.

La temperatura dell'acqua

La misura può essere eseguite con gli stessi termometri a mercurio utilizzati per misurare la temperatura dell'aria (meglio se graduati al « $1/_{20}^{\circ}\text{C}$ »); il termometro non deve comunque, in alcun caso, venire posto a contatto con la roccia.

La temperatura dell'acqua calma delle vaschette è, di norma, inferiore di qualche decimo di grado a quella dell'aria circostante, specie se la profondità è scarsa e l'ambiente è poco umido; il motivo è da addebitarsi alla, seppur lieve, continua evaporazione.

Fra la superficie libera di un lago e l'ambiente sovrastante avvengono infatti degli scambi termici principalmente per: *evaporazione, convezione, radiazione*.

$$Q = [(0,0915 + 0,0776 \cdot v) \cdot (Ps - Pv)] + [3,18 \cdot v^{0,8} \cdot (T_l - T_a)] + \epsilon \cdot R \cdot (T_l^4 - T_a^4)$$

In cui: Q = dispersioni totali, di calore, espresse in « $\text{W} \cdot \text{m}^2$ » - v = velocità dell'aria espresa in « $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ » - Ps = pressione di saturazione alla temperatura T_l in «Pa» - Pv = pressione parziale, del vapor d'acqua, nell'ambiente in «Pa» - T_l = temperatura del lago in «K» - T_a = temperatura ambiente in «K» - ϵ = emissività dell'acqua del lago (stimata in 0,9) - R = costante di Stephan-Boltzmann ($5,6696 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$).

Negli ambienti ipogei, per contro, gli scambi per convezione sono quasi sempre trascurabili e quelli per irraggiamento sono sostanzialmente nulli.

Nei corsi d'acqua interni, per contro, la temperatura può scostarsi, da quella dell'ambiente circostante, in modo del tutto imprevedibile; i siti da cui proviene l'acqua possono infatti trovarsi anche a notevole distanza, e a quote sensibilmente più elevate, dal luogo delle misurazioni, e possono pertanto registrare temperature alquanto più fredde di quelle

esistenti nella zona in cui si apre la cavità.

Non sempre inoltre può essere considerato trascurabile il leggero aumento della temperatura dell'acqua per effetto della trasformazione dell'energia cinetica in calore.

L'equivalente termico dell'energia (la quantità di calore equivalente all'energia unitaria) è « $k = 2,238 \cdot 10^{-4}$ kcal • J⁻¹ ($k = 0,002\ 34$ kcal • kg⁻¹ • m⁻¹)»; la temperatura dell'acqua aumenta pertanto, teoricamente, di «2,34 °C» ogni «1000 metri» di caduta.

A rigore inoltre le letture dovrebbero essere eseguite col termometro completamente immerso, in caso contrario si incorrerebbe nell'errore, in verità estremamente piccolo, derivante dalla sporgenza del cannello dall'acqua, il cui valore è fornito dall'equazione:

$$\varepsilon = Cd \cdot Lg \cdot (\theta_i - \theta_c)$$

In cui: ε = correzione, espressa in gradi Celsius, da apportare alla lettura eseguita sul termometro - Cd = coefficiente di dilatazione termica apparente del mercurio ($Cd = 1.56 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) - Lg = lunghezza, letta in gradi, della colonna sporgente - θ_i = temperatura indicata dal termometro - θ_c = temperatura media della colonna sporgente.

In pratica, per contro, risulta sufficiente utilizzare termometri a bulbo grosso (maggiore inerzia termica) ed immergerli per cinque o sei centimetri al di sotto della superficie libera dell'acqua (senza però mai toccare la roccia immersa); con ciò l'errore derivante dall'ignorare la correzione, dovuta alla parziale immersione dello strumento, è in genere trascurabile e si può non tenerne conto.

Una volta estratto lo strumento dall'acqua, le misure devono essere eseguite il più rapidamente possibile al fine di evitare l'influenza d'eventuali fonti di calore perturbatrici quali per esempio: la fiamma acetilenica, la temperatura corporea dello stesso speleologo, la temperatura dell'aria circostante, ecc..

Valido si è rivelato il sistema di porre il termometro all'interno di un piccolo contenitore, assicurato ad un cordino, e di immergerlo in modo che, una volta estratto il tutto, l'acqua stessa, ancora presente nel contenitore, funga quale isolante termico ed impedisca al termometro di subire, troppo velocemente, l'influenza dell'ambiente.

Parimenti valido mi sembra l'ingegnoso sistema di avvolgere, attorno al bulbo, un ciuffo di filaccia il quale, una volta estratto dall'acqua, si richiude a mo' di pennello isolando, il bulbo, dall'ambiente.

La temperatura della roccia

E' importante al fine di una corretta valutazione del bilancio energetico della cavità, specie nelle grotte o «quasi chiuse» (se fossero chiuse non vi potremmo accedere), o particolarmente vaste, (con scarsa circolazione d'aria).

Le variazioni termiche esterne, propagandosi per conduzione attraverso la roccia, si ammortizzano velocemente subendo inoltre uno sfasamento temporale.

Si può considerare, per le rocce calcaree, che le variazioni giornaliere siano di ≈1 °C alla profondità di 60 cm e di ≈0,1 °C alla profondità di «1 m».

I valori geotermici, registrabili all'interno della roccia, oscillano, generalmente, in un range limitato a pochi decimi di grado; a tal uopo si dovrebbero usare particolari termometri (geotermometri) con le divisioni al $1/20$ °C o addirittura al $1/50$ °C».

Le misurazioni devono essere eseguite praticando, nella roccia asciutta, dei fori perpendicolari alla superficie della parete, e profondi più di trenta centimetri, nei quali è inserito il termometro; la sigillatura del foro deve essere eseguita con molta cura utilizzando materiale termicamente isolante.

Sotto la superficie terrestre, ad una quota mutevole secondo la latitudine, l'altitudine e le caratteristiche del terreno, s'incontra una zona, che prende il nome di *strato termoinvariabile*, la quale non risente delle variazioni termiche, né diurne né annue.

In essa la temperatura si mantiene praticamente costante nel tempo ed aumenta, con l'aumentare della profondità, secondo quello che è chiamato **gradiente geotermico** (dovuto essenzialmente al calore sviluppato dalla massa semifluida presente al centro della terra e, anche se in misura minore, dai processi di decadimento radioattivo) il cui valore, sebbene variabile secondo il tipo di terreno, può essere stimato con la:

$$Tr = Ts + 0,033 \cdot Z$$

In cui: Tr = temperatura, del terreno, alla profondità «Z»; Ts = temperatura, del terreno, in superficie; Z = profondità, espressa in metri.

La misura dell'umidità atmosferica

Psicrometro, igrometro a capello

Gli psicrometri

La misura dell'**umidità relativa** dell'aria, all'interno delle cavità, deve essere necessariamente molto accurata (la sua variazione massima è di pochi gradi igrometrici); è pertanto vincolante, al fine di eseguire misurazioni sufficientemente rigorose, l'uso di **psicrometri ad aspirazione forzata** con i bulbi schermati contro l'*energia radiente*, tipo **Assman** [foto 03].

Lo strumento è composto di due *termometri identici* (per i quali si rimanda a quanto già affermato nel paragrafo «**La temperatura dell'aria**»); uno col bulbo perfettamente asciutto (**bulbo secco** o asciutto) l'altro col bulbo avvolto da un *batuffolo di garza*, (**mussola**), impregnata d'acqua distillata (**bulbo bagnato**).

Un aspiratore elettrico, girante a velocità determinata, provoca una corrente d'aria (di almeno « $3 \div 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ») che, senza influenzare la temperatura del termometro a bulbo asciutto, accelera l'evaporazione dell'acqua distillata della *mussola*; la temperatura del termometro a *bulbo bagnato* risulta pertanto inferiore, di quella segnata dal termometro a *bulbo asciutto*, in ragione del raffreddamento indotto dall'evaporazione.

Dalla lettura della temperatura ambiente, e dalla differenza fra le temperature segnate dai due termometri (*depressione termometrica*), si può risalire all'**umidità relativa** dell'aria; è infatti intuitivo che, a parità di temperatura ambiente, la differenza di temperatura registrata dai due termometri sia tanto minore quanto più umido è l'ambiente, e pertanto inefficace l'azione della corrente d'aria a produrre evaporatione.

Un accorgimento importante è quello di tenere sia il bulbo asciutto sia il bulbo bagnato, avvolto dalla muffola, perfettamente pulito e privo d'incrostazioni.

La *psicrometro di Assmann* è, evidentemente, uno strumento molto delicato che abbisogna di particolari cure sia nel trasporto sia nell'utilizzazione.

Il valore dell'umidità relativa può essere ricavato con facilità sia servendosi delle apposite *tavole psicrometriche* a corredo di ogni strumento, o comunque facilmente reperibili [tab. 01], sia dai vari diagrammi psicrometrici come quelli o di **Mollier**, o della **Carrier**, o dell'**Ashrae** [tab. 02] sia dall'equazione ottenuta rielaborando leggermente la nota formula di **Regnault**:

$$U\% = 100 \cdot \frac{\left(P_f - c \cdot P \cdot \frac{t-f}{a} \right)}{P_s} \quad [11]$$

In cui: $U\%$ = umidità relativa percentuale dell'aria atmosferica; P_f = tensione parziale di saturazione, del vapor d'acqua, alla temperatura « f »; c = costante psicrometrica ($0,000\ 66\ K^{-1}$); P = pressione barometrica effettiva; t = temperatura del termometro a bulbo asciutto; f = temperatura del termometro a bulbo bagnato; a = coefficiente adimensionale dipendente dalla bontà del sistema (per ottimi psicrometri $a = 0,98$); P_s = tensione di saturazione, del vapor d'acqua, alla temperatura « t ».

Da cui, ponendo:

$$P_v = P_f - c \cdot P \cdot \frac{t-f}{a} \quad \text{si ottiene: } U\% = 100 \cdot \frac{P_v}{P_s}$$

In cui: P_v = tensione parziale, del vapor d'acqua, alla temperatura « t »; noto il significato degli altri simboli.

Per utilizzare la formula è necessario conoscere la *tensione di saturazione* « P_s », del vapor d'acqua, alla temperatura del termometro a bulbo asciutto « t »; anche in questo caso ci si può avvalere sia d'apposite tabelle, riguardanti le caratteristiche del vapor d'acqua saturo, sia di particolari formule psicrometriche.

In [tab. 03] sono stati riportati i valori della *tensione di saturazione del vapor d'acqua*, nel range da « $0\ ^\circ\text{C}$ » a « $100\ ^\circ\text{C}$ », basati sui dati presenti in: **A Formulation on Thermodynamic Properties of Ordinary Water Substance** ed elaborati da **P. Gregorio dell'Istituto di Fisica Tecnica e Impianti Nucleari** del Politecnico di Torino.

L'**Ashrae** ha sviluppato un'equazione la cui soluzione fornisce la tensione di saturazione, del vapor d'acqua, espressa in kPa:

$$\ln P_s = \frac{-5\ 800,220\ 6}{T} + 1,391\ 499\ 3 - 0,048\ 602\ 39 \cdot T + 0,417\ 547\ 68 \cdot 10^{-4} \cdot T^2 + \\ - 0,144\ 520\ 93 \cdot 10^{-7} \cdot T^3 + 6,545\ 967\ 3 \cdot \ln T \quad [12]$$

In cui: P_s = tensione di saturazione, espressa in kPa, del vapor d'acqua alla temperatura « T »; T = temperatura ambiente espressa in (K).

L'ampio range abbracciato non permette, per contro, di raggiungere approssimazioni



sufficienti, almeno per nostri scopi.

Esempio: per una temperatura di « $\theta = 24^\circ\text{C}$ » si ottiene « $\text{Ps} = 3\,016 \text{ Pa}$ » mentre dalla [tab. 03] risulta « $\text{Ps} = 2\,982 \text{ Pa}$ » con una differenza di « 34 Pa »; per una temperatura di « $\theta = 32^\circ\text{C}$ » si ottiene, dalla formula, « $\text{Ps} = 4\,809 \text{ Pa}$ » mentre dalla [tab. 03] risulta « $\text{Ps} = 4\,753 \text{ Pa}$ » con una differenza di « 56 Pa ».

Nel range da « -15°C » a « $+365^\circ\text{C}$ » è relativamente fedele l'equazione risultante dalle ricerche di **Scheel, Heuse, Holborn, Henning, Baumann**:

$$\lg \text{Ps} = 20,211\,32 - 4,5 \cdot \lg T - \frac{2\,980,46}{T} - 0,002\,78 \cdot T + 2,825 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 \quad [13]$$

In cui: Ps = tensione di saturazione del vapor d'acqua, espressa in «bar», alla temperatura assoluta « T »; T = temperatura ambiente espressa in «K».

Esempio: per una temperatura di « $\theta = 24^\circ\text{C}$ » si ottiene, dalla formula, « $\text{Ps} = 2\,993 \text{ Pa}$ » con una differenza, rispetto alla tabella [tab. 03], di « 11 Pa »; per una temperatura di « $\theta = 32^\circ\text{C}$ » si ottiene, dalla formula, « $\text{Ps} = 4\,770 \text{ Pa}$ » con una differenza di « 16 Pa ».

L'Autore propone, per contro, nel range di temperature comprese fra « 0°C » e « 50°C », un'equazione che approssima particolarmente i valori della tabella [tab. 03]:

$$\ln \text{Ps} = 28,786\,9 - \frac{5\,965}{T} + 0,007\,226\,66 \cdot T - 4,761\,37 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 + 5,123\,95 \cdot 10^{-8} \cdot T^3 \quad [14]$$

In cui: \ln = logaritmi neperiani; Ps = tensione di saturazione del vapor d'acqua, espressa in «Pa» alla temperatura assoluta « T »; T = temperatura ambiente espressa in «K».

Esempio: per una temperatura « $\theta = 24^\circ\text{C}$ » si ottiene « $\text{Ps} = 2\,982 \text{ Pa}$ » con una differenza di « 0 Pa »; per una temperatura di « $\theta = 32^\circ\text{C}$ » si ottiene « $\text{Ps} = 4\,754 \text{ Pa}$ » con una differenza limitata ad « 1 Pa ».

Ma non facciamoci ingannare dalle apparenze! L'Autore ha potuto raggiungere un'approssimazione così elevata solo grazie all'aver ristretto in modo quasi «*indecente*» il range di validità dell'equazione proposta; a sua discolpa il poter affermare che solo in poche grotte, in Italia, si registrano temperature inferiori a « 0°C » e che in pochissime grotte, al mondo, si registrano temperature superiori a 50°C (tutte le *grotte sarde* rientrano nel range considerato).

Gli igrometri

Gli **igrometri a capello** basano il loro principio sulla proprietà dei capelli, preferibilmente biondi (in passato è stato spesso usato anche il *budello di bue*), perfettamente sgrassati, di assorbire o cedere umidità (sono igroscopici) ed a variare di conseguenza la propria lunghezza; si starano con molta facilità e pertanto devono essere *ri-tarati* frequentemente [foto 04].

Sono, per contro, molto più robusti degli strumenti precedenti e necessitano di meno attenzioni, soprattutto nel trasporto; anche se meno sensibili, e pertanto meno precisi degli psicrometri, in grotta sono sicuramente più pratici di questi ultimi.

Curiosità

Un metodo pratico, ed in verità corretto, per tarare un igrometro a capello consiste nel chiuderlo entro un sacchetto di plastica assieme ad un panno bagnato.

L'atmosfera all'interno del sacchetto, per effetto dell'evaporazione dell'acqua contenuta nel panno, diviene ben presto satura o, il che è lo stesso, la sua umidità relativa percentuale arriva al 100%: è sufficiente quindi, agendo sulla vite di rettifica di cui è dotato lo strumento, posizionare l'indice di lettura nel punto in cui, sulla scala graduata, è indicato il valore «100%».

Sono senz'altro i più usati dagli speleologi poiché, nonostante la loro minore precisione, risultano più pratici, più robusti e notevolmente più economici degli psicrometri [Fig.04].

Lascati ininterrottamente, per lunghi periodi, all'interno delle grotte, come avviene per le determinazioni continue con gli **igrografi**, perdono alquanto in affidabilità a causa d'inevitabili fenomeni di condensazione ed evaporazione.

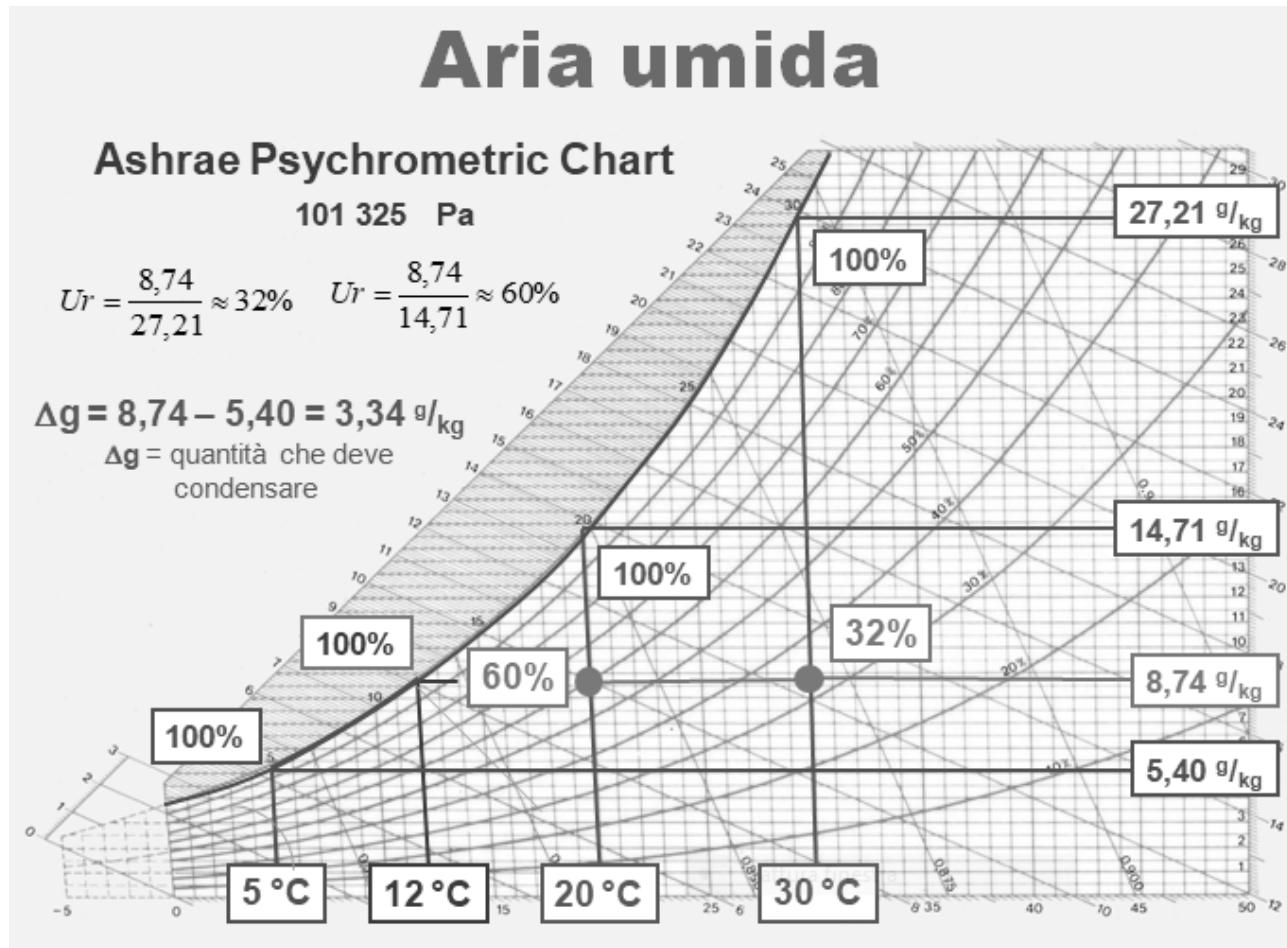


[foto 04]

Prima digressione

L'umidità atmosferica ed il diagramma psicrometrico

Abbiamo detto, almeno mi sembra, che l'aria, ad una certa temperatura e ed una certa pressione, può contenere al massimo una certa quantità di vapor d'acqua, pertanto, a parità di grammi di vapor d'acqua contenuti in un chilogrammo d'aria secca, l'umidità relativa percentuale aumenta al diminuire della temperatura, ferma restando la pressione.



L'aria, alla temperatura di «20 °C» ed alla pressione di un'atmosfera o di «101 325 Pa» (in seguito si considererà sempre la pressione costante pari ad un'atmosfera), può contenere al massimo un'umidità specifica pari a « $14,71 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ » (grammi di vapor d'acqua su chilogrammo d'aria secca); alla temperatura di «30 °C» ne può contenere al massimo « $27,21 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ».

Nel caso l'aria contenga « $8,74 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ », alla temperatura di «30 °C» avrà un'umidità relativa percentuale pari a « $Ur\% = 32\%$ »:

$$Ur\%_{(30^\circ\text{C})} = \frac{8,74}{27,21} \cdot 100 \approx 32\%$$

Se abbassiamo la temperatura a «20 °C», l'umidità relativa percentuale aumenta al « $Ur\% = 60\%$ »:

$$Ur\%_{(20^\circ\text{C})} = \frac{8,74}{14,71} \cdot 100 \approx 60\%$$

Se abbassiamo ancora la temperatura, portandola a 12 °C, l'umidità relativa percentuale arriverà al «100%»:

$$Ur\%_{(12^\circ\text{C})} = \frac{8,74}{8,74} \cdot 100 = 100\%$$

Se abbassiamo ulteriormente la temperatura, portandola a 5 °C, l'umidità relativa percentuale non può aumentare poiché l'aria è ormai satura (contiene già la quantità massima di vapor d'acqua che può inglobare) e, pertanto, al diminuire della temperatura, dovendo rimanere costante « $Ur\% = 100\%$ » e potendo contenere meno vapor d'acqua, parte di

quest'ultimo dovrà necessariamente condensare in acqua.

Alla temperatura di «5 °C» l'aria può contenere al massimo «5,40 g • kg⁻¹» di vapor d'acqua (alla temperatura di «12 °C», in stato di saturazione, ne conteneva «8,74 g • kg⁻¹»); la quantità di vapor d'acqua che deve condensare in acqua, passando dalla temperatura di «12 °C» a quella di «5 °C», è data, quindi, da:

$$H_2O = 8,74 - 5,4 = 3,34$$

Precisazioni

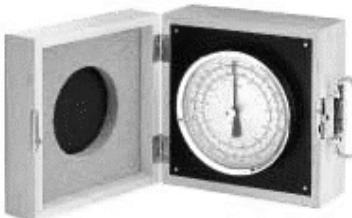
In verità, l'umidità relativa percentuale può superare, in certe particolari condizioni (mancanza di nuclei di condensazione) la fatidica soglia del 100% contenendo più vapor d'acqua di quanto ne possa disciogliere in condizioni di equilibrio termodinamico e trovarsi, pertanto, in uno stato di soprasaturazione (o, meno comune, soprassaturazione).

La misura della pressione atmosferica

barometri aneroidi, barometri olosterici

Trattazione

Gli strumenti atti alla misurazione della pressione atmosferica sono i **barometri**: quello a mercurio, o di **Fortin**, discendente diretto delle esperienze di **Torricelli**, e quelli *metallici* che a loro volta possono essere distinti in e **aneroidi** ed **olosterici**; nella pratica speleologica è comunque da escludere, se non in casi molto particolari, l'uso di *barometri a mercurio*, troppo delicati e complessi.



[foto 05]

Barometri aneroidi: sono formati da un tubo metallico a sezione lenticolare, curvato ad arco, in cui è stato praticato il vuoto; ogni variazione di pressione modifica la posizione delle due estremità «A» e «B»; tale movimento è amplificato e, tramite levismi «C», trasmesso all'indice «I» il quale indica, sulla scala «S» (chiamata più propriamente *mostra*) opportunamente graduata, il valore della pressione [foto 05].

Barometri olosterici: sono formati da una o più camere metalliche «a», in cui è stato praticato il vuoto, le cui basi sono sostenute da una molla equilibrante «m» che ne evita lo schiacciamento (su di esse agisce, ovviamente, la pressione atmosferica).

Ogni variazione di pressione modifica la posizione d'equilibrio delle pareti, ondulate per offrire una maggiore elasticità alle deformazioni «A» e «B»; tale movimento è amplificato e, tramite levismi, trasmesso all'indice «I» il quale indica, sulla scala «S» (*mostra*) opportunamente graduata, il valore della pressione [Fig.06].

La pressione «vera», esistente in un determinato punto, si ricava con la formula conosciuta come: *equazione dell'aneroide*:

$$P = Ps + t \cdot x + y \cdot [W \cdot (Ps + t \cdot x) + Z]$$

[foto 06]



In cui: P = pressione atmosferica corretta - Ps = pressione letta sulla scala graduata dello strumento - t = temperatura interna dello strumento - x = coefficiente correttivo per la temperatura - y = coefficiente relativo alla divisione della scala graduata - W = valore, equivalente ad un'atmosfera, dipendente dall'unità di misura adottata per le pressioni (101 325 Pa, 1 013.25 mbar, 760 mmHg) - Z = correzione d'indice.

Mentre la «x» e la «y» rimangono per lungo tempo invariabili la Z , per contro, varia comunemente a causa di scosse o di rapidi ed irregolari cambiamenti di senso della pressione; situazioni che si verificano abitualmente all'interno delle grotte.

In considerazione pertanto dell'elevato valore dell'errore temibile, imputabile alla facilità con cui tali strumenti perdono la costante di correzione d'indice, possiamo affermare che la livellazione barometrica ipogea in condizioni d'impiego normali, deve essere impiegata esclusivamente per ricavare dei dati approssimati da utilizzare in rilievi di massima.

Curiosità

Vi è un altro strumento, forse più preciso (l'approssimazione può arrivare a ± 10 Pa), che permette di determinare il valore della pressione atmosferica basandosi sulla misura della temperatura d'ebollizione di un liquido (generalmente acqua distillata): l'**ipsometro**.

Apposite formule, o particolari tabelle (tavole ipsometriche), forniscono la corrispondenza fra la temperatura, misurata con un normale termometro, e la pressione atmosferica.

Prima di eseguire ogni lettura bisogna porre lo strumento in piano e, dopo aver atteso alcuni minuti, si deve battere leggermente sul vetro sì da far vincere, all'equipaggio mobile, le resistenze interne dovute agli attriti non eliminabili.

La sensibilità dei barometri utilizzati per le *livellazioni aneroidiche* ipogee non dovrebbe essere inferiore a «20 Pa ÷ 25 Pa».

La differenza di quota, fra due misurazioni, può essere calcolata sia con la formula semplificata di **Laplace**, corretta per tener conto dalla elevata umidità relativa dell'ambiente ipogeo sia con la formula ridotta di **Babinet**, sempre corretta per l'umidità, che ha il vantaggio d'essere razionale:

$$h = 16\ 000 \cdot \frac{P_b - P_a}{P_b + P_a} \cdot (1 + Af \cdot T_m) \cdot \frac{1 + 0,377 \cdot P_t}{P_m}$$

In cui: h = dislivello, espresso in metri, compreso fra le due stazioni (essendo S_a = stazione superiore e S_b = stazione inferiore) - P_b = pressione atmosferica, ridotta a zero gradi, misurata nella stazione inferiore « S_b » - P_a = pressione atmosferica, ridotta a zero gradi, misurata nella stazione superiore « S_a » - Af = coefficiente di dilatazione cubica (per l'aria umida può essere assunto $Af = 3,665 \cdot 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) - T_m = temperatura media ponderata, espressa in gradi Celsius, della

colonna d'aria compresa fra le due stazioni - P_t = tensione di saturazione, del vapor d'acqua, alla temperatura «tm» - P_m = media delle pressioni, ridotte a zero gradi, misurate nelle due stazioni
 $P_m = (P_b + P_a) / 2$.

Con ciò si dovrebbe poter considerare ogni singola livellazione, per dislivelli fino a qualche centinaio di metri, affetta da un errore temibile di circa quattro metri; in pratica per contro, a causa delle caratteristiche peculiari dell'ambiente ipogeo, l'errore potrebbe rivelarsi anche alquanto superiore.

Potendo disporre di almeno due barometri, uno dei quali (eventualmente un *barografo*) lasciato all'esterno, ed eseguendo nel contempo, lungo il percorso, accurate misure dei principali parametri termo-igrometrici (prendendo nota dell'ora in cui sono eseguite le letture) si potrebbero raggiungere invero risultati più approssimati.

Si avrebbe la possibilità infatti sia di eliminare quasi completamente l'indeterminazione dovuta alle variazioni della pressione esterna (monitoraggio sterno) sia di acquisire tutte le informazioni indispensabili per calcolare le correzioni da apportare ai risultati, forniti dallo strumento, per ottenere i risultati corretti.

Se i barometri sono ben compensati, e non si registrano forti escursioni termiche, le correzioni per la temperatura (riduzione allo zero) si possono considerare nulle; le correnti *anemoscopiche* agiscono da elemento perturbante difficilmente valutabile.

Ottimi si sono dimostrati i barometri aneroidi tipo **Paulin** che, comparativamente agli ordinari barometri olosterici, comunemente utilizzati nei barografi, presentano un notevole miglioramento in quanto l'isteresi meccanica delle scatole di Vadi è in pratica eliminata.

Gli altimetri non sono altro che dei barometri forniti peraltro di una seconda scala, girevole coassialmente alla prima, detta **scala altimetrica**; su quest'ultima è possibile, con alcuni accorgimenti, eseguire le letture dirette dell'altezza.

La *scala altimetrica* è infatti graduata secondo l'**aria tipo internazionale**, (adottata dall'**Organizzazione Aviazione Civile Internazionale**) definita, alla quota «Z = 0», dai seguenti parametri e pressione atmosferica normale «101 325 Pa» ed umidità relativa «65% ÷ 70%» e temperatura «15 °C (288.15 K)» e peso volumico «1,225 kg/m³»; fornisce pertanto risultati che tanto più si discostano dai valori reali quanto più differenti sono i parametri dell'*aria atmosferica* rispetto a quelli dell'*aria internazionale*.

Curiosità

Fra la quota «Z = 0 m» e «Z = 11 000 m» (troposfera) sono considerate valide, per l'aria atmosferica standard, le seguenti leggi di variazione:

la temperatura diminuisce secondo la: $t_z = t_0 - 0,0065 \cdot Z$.

la pressione diminuisce secondo la: $P_h = P_0 \cdot e^{-0,127 \cdot h}$ od anche $P_z = P_0 \cdot (t_z / t_0)^{5,256}$

(t_0 e P_0 sono rispettivamente la temperatura e la pressione al livello marino medio - t_z e P_z sono rispettivamente la temperatura e la pressione alla generica quota «Z», con «Z» espressa in «m» - P_h è la pressione alla generica quota «h», con «h» espressa in chilometri.).

In alcuni altimetri, oltre la scala delle altezze, è costruita, irrazionalmente, uniforme anche la scala delle pressioni; le due scale non possono per contro essere entrambe uniformi senza indurre errori di lettura su cui si devono necessariamente operare delle correzioni.

La misura della velocità dell'aria

Anemometri

Trattazione

Il primo anemometro fu inventato da **Leon Battista Alberti** (1404 -1472) nel 1450; era costituito da una tavoletta mobile, la cui inclinazione forniva una misura dell'intensità del vento.

Intorno al «1500», **Leonardo da Vinci** (1452 – 1519) costruì un anemoscopio per rilevare la direzione del vento e progettò un anemometro a lamina meccanica per misurarne la velocità; nel «1926» **John Patterson** (1872 – 1956) costruì l'anemometro a tre coppette attualmente in uso.

La misura della **velocità** dell'aria all'interno delle cavità, data la loro esigua intensità, deve essere necessariamente molto accurata.

Le curve di taratura tipiche di un anemometro a filo caldo [foto 07] denotano un calo di sensibilità a bassa velocità; il fenomeno è dovuto allo scambio termico per convezione naturale che produce un raffreddamento del filamento anche in aria calma, mascherando le basse velocità.

Come regola pratica **Jorgensen** (1979) trovò che mediamente il limite inferiore, misurabile in aria, varia da « $0,15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a $0,20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ».

[foto 07]



[foto 08]



[foto 08]

Gli anemometri elettronici, generalmente e più compatti e più leggeri e più pratici di quelli a filo caldo, difficilmente possono comunque registrare velocità inferiori a « $0,15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ » [foto 08].

In verità il parametro che interessa maggiormente è la portata d'aria che si sposta è, pertanto, quella influenzata dalle condizioni esistenti sia all'esterno sia all'interno.

Per conoscere la portata d'aria dobbiamo conoscere sia la sezione (l'area) del tratto di grotta in cui l'aria si muove sia la sua velocità media eseguendo misurazioni in diversi punti della sezione.

Le formule di conversione, fra le più importanti *unità di velocità*, sono:

	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$	$\text{mi} \cdot \text{h}^{-1}$	kn	$\text{ft} \cdot \text{s}^{-1}$
$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	1	3,60	2,236 9	1,942 6	3,280 8
$\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$	0,277 78	1	0,621 37	0,539 61	0,911 35
$\text{mi} \cdot \text{h}^{-1}$	0,447 04	1,609 3	1	8,688 42	1,466 66
kn	0,514 77	1,853 2	1,151 51	1	1,688 88
$\text{ft} \cdot \text{s}^{-1}$	0,304 80	1,097 3	0,681 81	0,592 10	1

[tab. 09]

In cui: m = metri - s = secondi - km = chilometri - h = ore - mi = miglia terrestri - kn = nodi (miglia marine all'ora) - ft = piedi.



[foto 09]

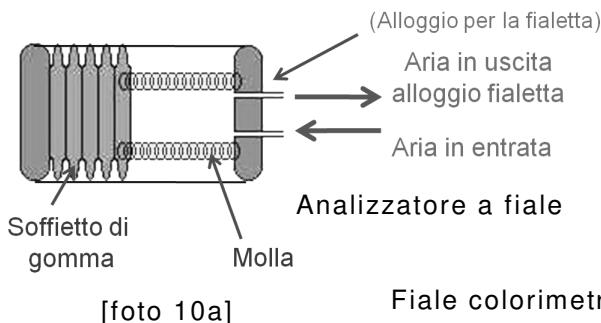
Le misure del diossido di carbonio

Analizzatori di gas

Trattazione

Alcune volte, anche se di rado, potrebbe essere necessario eseguire delle misure, in particolari cavità ipogee, sulla concentrazione di **diossido di carbonio «CO₂»** (o anidride carbonica) per prevenire spiacevoli conseguenze.

Gli analizzatori a fiale colorimetriche tipo **Drag** [foto 10a] [foto 10b] sono e più delicati e meno pratici e meno precisi, anche meno costosi, degli analizzatori digitali [foto 11].



[foto 11]



La circolazione dell'aria

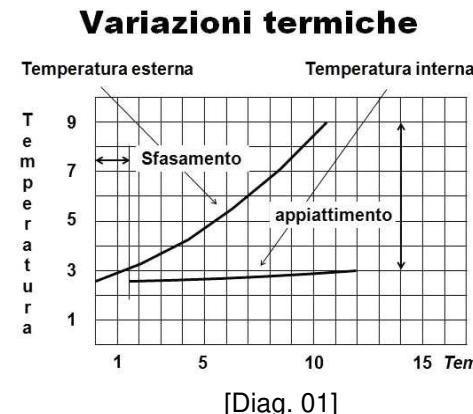
Trattazione

Tralasciando gli scambi termici attraverso i diversi strati rocciosi, poiché in genere d'entità praticamente irrilevante, le uniche vie d'interscambio, fra l'esterno e l'interno della grotta, restano gli ingressi attraverso i quali quest'ultima quasi «respira» immettendo ed emettendo masse d'aria a differenti condizioni *termoigrometriche*.

Il termine «*ingressi*» è ovviamente usato nel suo significato più generale intendendo per tali qualsiasi comunicazione con l'esterno, anche se non percorribile da alcuno speleologo, quali o stretti cunicoli o semplici fratture o esigui interstizi fra le pietraie.

Dall'analisi e dall'interpretazione dei dati raccolti risulta che le variazioni climatiche, dell'ambiente ipogeo, sono condizionate, in maniera prevalente, dagli spostamenti delle masse atmosferiche dovuti ai moti convettivi che si instaurano, per effetto della diversa densità dell'aria, all'esterno ed all'interno della grotta.

Durante il *periodo estivo* l'aria esterna, generalmente più calda di quella interna, penetra nella cavità e progressivamente, lambendo le pareti della grotta e miscelandosi con l'aria ambiente, si raffredda modificando il suo equilibrio igrometrico fino a raggiungere, non di rado, lo stato di saturazione nel quale parte del vapor d'acqua, contenuto nell'aria, condensa in acqua.



[Diag. 01]

Nel [diag. 01], si può notare, come a fronte di una variazione termica esterna di una certa entità, si ha una variazione termica interna e dopo un certo periodo (sfasamento) e di un'entità molto inferiore (appiattimento).

Osservazioni

I numeri associati sia alla *temperatura* sia al *tempo* sono espressi in unità generiche; hanno, pertanto, solo valore qualitativo generico.

Non esprimono né valori di temperatura né valori di tempo trascorso, ma vogliono soltanto significare che sia la temperatura sia il tempo trascorso aumentano andando dai valori inferiori ai valori maggiori.

Smorza inoltre le oscillazioni sia *termiche* sia *barometriche* interne, riducendo le massime ampiezze e appiattendo la curva dei valori; conferisce inoltre al clima delle grotte una notevole stabilità ed un'apparente invariabilità.

Questa è la ragione per cui si afferma, non di rado, che la temperatura interna delle cavità oscilla intorno ad un valore d'equilibrio prossimo alla *temperatura media annua esterna*; naturalmente vi sono moltissime eccezioni a questo principio, che non può pertanto essere elevato a regola, dovute essenzialmente al sistema di circolazione dell'aria, alla presenza di acque sotterranee, o ad altre influenze specifiche delle singole grotte.

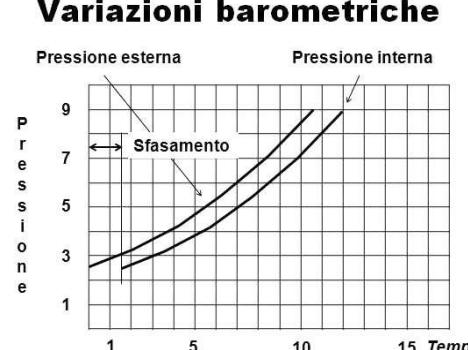
Curiosità

Alcune volte capita che, in una galleria, dopo il nostro passaggio si formi una fitta «nebbia»; significa che abbiamo rotto un equilibrio termoigrometrico forse precario.

Con la nostra presenza abbiamo apportato sia altro vapor d'acqua sia, non di rado, i nuclei di condensazione di cui l'atmosfera era priva.

Durante il *periodo invernale*, per contro, l'aria esterna, generalmente più fredda di quella interna, penetra nella cavità e progressivamente, sempre per lo stesso fenomeno di laminazione e rimescolamento, si riscalda fino a raggiungere, non di rado, uno stato di marcata sottosaturazione nel quale si può verificare facilmente un aumento locale del tasso di evaporazione, delle acque interne, fino a farle raggiungere lo stato di saturazione.

Un discorso simile, a quello delle temperature, può essere svolto per le variazioni baro-



[Diag. 02]

metriche interne, indotte sia dalle variazioni termiche interne sia dalle variazioni barometriche esterne, tendono a raggiungere una condizione di equilibrio con l'ambiente esterno; nel [diag. 02], si può notare come a fronte di una variazione barometrica esterna di una certa entità si ha una variazione barometrica interna dopo un certo periodo (sfasamento).

Osservazioni

Anche in questo caso, i numeri associati sia alla *pressione* sia al *tempo* sono espressi in unità generiche; hanno, pertanto, solo valore qualitativo generico.

Non esprimono né valori di pressione né valori di *tempo trascorso*, ma vogliono soltanto significare che sia la *temperatura* sia il *tempo trascorso* aumentano andando dai valori inferiori ai valori maggiori.

Le condizioni d'equilibrio dell'aria

equilibrio statico, equilibrio dinamico, regime di transizione.

Trattazione

L'aria atmosferica, presente all'interno delle cavità carsiche, può trovarsi in due distinte condizioni di equilibrio:

Le condizioni di equilibrio statico:

Si verificano allorquando le masse d'aria si stabilizzano in una situazione in cui le rispettive densità sono progressivamente decrescenti con l'aumentare della quota; si instaurano più frequentemente nelle cavità verticali, o sub verticali, (fenomeno di stratificazione) sia ascendenti sia discendenti, o in rami secondari, di complessi carsici più vasti, che presentano comunque caratteristiche simili od a pozzi od a camini.

Le condizioni di equilibrio dinamico:

Si verificano quando il gradiente barico (differenza di pressione fra due sistemi interconnessi), che caratterizza il sistema, si mantiene costante nel tempo; tale fenomeno si presenta come una circolazione d'aria che, per direzione, verso ed intensità, può essere considerata costante ed è tanto più stabile quanto maggiore è il gradiente barico misurabile fra le condizioni climatiche dei poli estremi.

Nel caso, per contro, che le masse d'aria in movimento non presentino un'apprezzabile costanza, nel tempo, ma tendano a modificare le proprie condizioni di moto, a causa di variazioni dei parametri climatici, ci si trova in una condizione di **regime transitorio**.

Questa situazione si verifica di regola o nella stagione primaverile o in quella autunnale; quando cioè il gradiente barico presenta, in genere, valori alquanto bassi e pertanto variazioni anche di modesta entità e di breve periodo, come quelle diurne, possono capovolgere il verso del gradiente barico provocando l'inversione dei poli di movimento.

Per la determinazione delle correnti d'aria si possono eseguire sia misure qualitative, con le quali si può conoscere solo il verso in cui si spostano le masse d'aria, sia misure quantitative, con le quali si può determinare anche la velocità media di traslazione delle suddette masse e inoltre, misurando la sezione trasversale interessata, risalire alla loro portata media.

Mentre per le osservazioni qualitative si sfruttano semplici strumenti (anemoscopi) ed elementari sistemi d'indagine, talvolta fantasiosi (il fumo di sigaretta o il filo di lana sospeso ad un punto sono, ritengo, i più usati), per le misure quantitative, di una qualche importanza, è necessario servirsi di strumenti più sofisticati, in grado di registrare anche le più deboli correnti d'aria, e di metodologie più rigorose.

A tal uopo è norma servirsi di **anemometri totalizzatori**, progettati per evidenziare correnti d'aria debolissime, la cui sensibilità non dovrebbe essere inferiore ad $0.01 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

In tali strumenti l'elemento sensibile alle correnti d'aria è costituito da un sistema rotante, accuratamente equilibrato, la cui velocità di rotazione è proporzionale alla velocità della massa d'aria che lo investe.

Dai dati rilevati dallo strumento si può calcolare la velocità media, della corrente d'aria, in un certo intervallo di tempo; alcuni anemometri peraltro forniscono direttamente, su un apposito quadrante, tale valore.

In molti casi è indispensabile integrare queste misure con accurati rilievi termoigrometrici eseguiti in diversi punti della cavità.

Attualmente si sta diffondendo l'uso degli **anemometri elettronici** a filo caldo costituiti essenzialmente da un sottile conduttore, o di tungsteno o di platino, percorso da una corrente continua.

Il passaggio della corrente elettrica provoca il riscaldamento del filo il quale assumerebbe, nell'aria in quiete, una temperatura di regime costante e conosciuta; per contro in presenza di una corrente di aria, capace di dissipare una maggiore quantità di calore, la temperatura del filo si abbassa in funzione della velocità della corrente d'aria che l'investe.

L'**anemometro a filo caldo** basa il suo principio per l'appunto sulla misura della variazione di resistenza elettrica del conduttore al variare della sua temperatura.

Occorre infine tener presente che i migliori anemometri sono sensibili anche alle correnti convettive generate dal calore del corpo umano e pertanto devono essere tenuti lontano dalle persone, come ovviamente da qualsiasi altra fonte di calore, in special modo durante la misura delle correnti verticali.

In base al numero degli ingressi (e pertanto al diverso comportamento delle correnti d'aria interne) le cavità si possono distinguere in due tipi: con circolazione detta **a sacco d'aria**, con circolazione detta **a tubo di vento**.

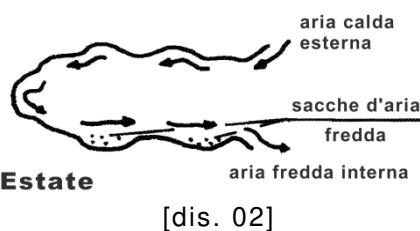
La circolazione «a sacco d'aria»

cavità orizzontali, cavità verticali o sub verticali (ascendenti),
cavità verticali o sub verticali (descendenti),

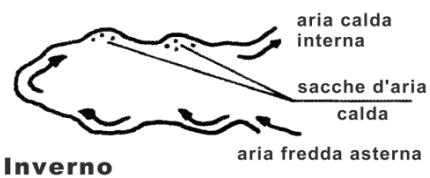
La circolazione **a sacco d'aria** (o, detto alla francese, **a cul de sac**), si verifica nelle cavità che presentano un solo ingresso, senza altra comunicazione con l'esterno; escludendo, pertanto, anche solo fessurazioni percorribili esclusivamente dall'aria.

Le cavità orizzontali

Nel periodo **invernale** [dis. 01] l'aria interna, normalmente più calda di quella esterna, fuoriesce, lambendo il soffitto, dalla parte alta dell'apertura mentre l'aria esterna, più pesante, penetra dalla parte bassa; si può pertanto osservare l'instaurarsi di un *regime dinamico* e il formarsi di sacche d'aria calda imprigionata nelle concavità o anfratti del soffitto».



dinamico e il formarsi di sacche d'aria calda imprigionata nelle concavità o anfratti del soffitto».



[dis. 01]

Nel periodo **estivo** [dis. 02], per contro l'aria interna, normalmente più fredda di quella esterna fuoriesce, «galleggiando» sopra l'aria fredda imprigionata nelle concavità o anfratti nel pavimento, dalla parte bassa dell'ingresso mentre l'aria esterna, più leggera, penetra dalla parte alta; si può parimenti osservare l'instaurarsi di un *regime dinamico* e il formarsi di sacche d'aria immobile, non interessate dal fenomeno, in cui non è raro rilevare concentrazioni più elevate di anidride carbonica.

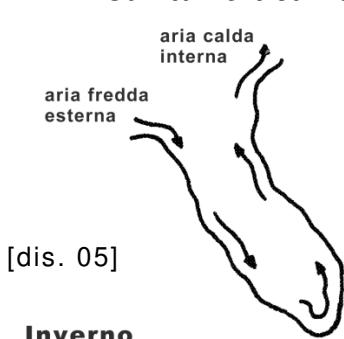
Le cavità verticali o sub verticali (ascendenti)

Nel periodo **invernale** [dis. 03] l'aria interna, normalmente più calda e quindi più leggera di quella esterna, occupa la parte superiore della cavità impedendo a quella fredda, e quindi più pesante, di penetrare all'interno; gli scambi termici sono ristretti al solo fenomeno della conduzione attraverso l'aria la quale, essendo un buon isolante, riduce drasticamente la propagazione del calore.

Si ha pertanto l'instaurarsi di un *regime statico* caratterizzato da un brusco cambiamento di temperatura in una ristretta zona, generalmente vicina all'ingresso, denominata **soglia termica**.

Nel periodo **estivo**, per contro, l'aria interna, normalmente più fredda e quindi più pesante di quella esterna, fuoriesce dalla parte inferiore dell'apertura mentre l'aria esterna, più calda, penetra dalla parte superiore; si ha pertanto l'instaurarsi di un *regime dinamico* in cui la circolazione dell'aria interessa o l'intera cavità o nel caso di complessi molto vasti, una sua parte.

Cavità verticali o sub verticali (descendenti)

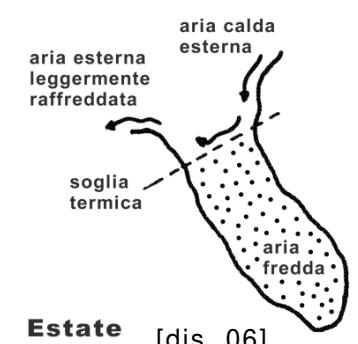
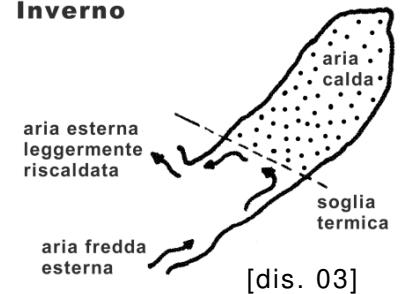


Nel periodo **invernale** [dis. 05] l'aria esterna, normalmente più fredda di quella interna, penetra all'interno tendendo ad occupare le zone inferiori della cavità mentre l'aria interna, più leggera, risale la cavità e si disperde all'esterno; si ha pertanto l'instaurarsi di un *regime dinamico* in cui la circolazione dell'aria interessa l'intera cavità o, parimenti alle cavità ascendenti, una sua parte.

In questa situazione, presso l'apertura della cavità, si può generalmente osservare il formarsi di una più o meno intensa colonna di condensazione, di vapor d'acqua, dovuta essenzialmente alla brusca riduzione di temperatura che subisce l'aria interna nel fuoriuscire dall'ambiente ipogeo (ci ritorneremo fra poco).

Nel periodo **estivo** [dis. 06], per contro, l'aria interna, nor-

Inverno



malmente più fredda di quella esterna, occupa la parte inferiore nella cavità impedendo a quella esterna, più calda, di penetrare all'interno: anche in questo caso gli scambi termici sono ristretti al solo fenomeno della conduzione attraverso l'aria.

Si ha pertanto l'instaurarsi di un *regime statico*, con formazione di sacche d'aria fredda sul fondo, in cui non è raro rilevare concentrazioni più elevate di anidride carbonica.

Anche questa situazione è caratterizzata da una ristretta zona, situata generalmente presso l'ingresso, in cui avviene una brusca variazione di temperatura e che prende il nome di **soglia termica**.

La circolazione «a tubo di vento» periodo invernale, periodo estivo

Sono così indicate le cavità aventi due o più ingressi; nella forma più semplice si possono schematicizzare composte da un'unica galleria obliqua che pone in comunicazione due soli ingressi, situati sia a quote differenti sia su versanti opposti.

La circolazione a tubo di vento si innesca infatti quando ai due (o più) ingressi si hanno condizioni termo-barometriche differenti.

Nel *periodo invernale* [dis. 07] l'aria interna, generalmente più calda di quella esterna, risale la cavità e fuoriesce dall'apertura superiore mentre, l'aria esterna, più fredda, penetra all'interno dell'apertura inferiore.

In questa situazione si può registrare sia una maggiore evaporazione, delle acque interne, presso l'apertura inferiore, dovuta essenzialmente al riscaldamento subito dalla massa d'aria esterna entrante nella cavità, sia il formarsi di una, più o meno, vistosa *colonna di condensazione*, di vapor d'acqua, dovuta essenzialmente alla brusca riduzione di temperatura che subisce l'aria interna uscente dalla cavità.

Considerazioni

Esaminiamo una situazione verosimile, nel periodo **invernale**, in cui i valori della *temperatura esterna* «Te» e dell'*umidità esterna* «Ue%», sono stati ipotizzati dall'Autore, il valore «Pse» è stato desunto dalla tabella psicrometrica [tab. 03], il valore «Xse» è stato calcolato con la [05]; si è infine tenuto presente che: $Pve = Pse \cdot Ue\%$, $Xe = Xse \cdot Ue\%$.

Per un'aria umida a «Te = 3 °C» e «Ue% = 70%» si ha:

parametri aria esterna inverno						
Te °C	Ue %	Pse Pa	Pve Pa	Xse $g \cdot kg^{-1}$	Xe $g \cdot kg^{-1}$	
3	80	757,5	606,0	4,68	3,75	

[tab. 09]

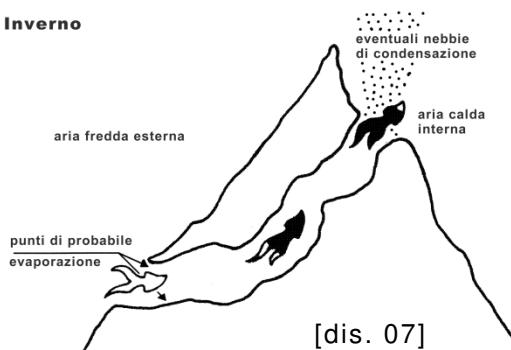
essendo: Te = temperatura esterna (espressa in gradi Celsius - Ue = umidità relativa percentuale esterna - Pse = pressione di saturazione, del vapor d'acqua, alla temperatura «Te» (espressa in pascal) - Pve = pressione parziale del vapor d'acqua, alla temperatura «Te» ed un'umidità «Ue», (espressa in pascal) - Xse = umidità specifica, di saturazione, del vapor d'acqua, alla temperatura «Te» - Xe = umidità specifica del vapor d'acqua, alla temperatura «Te» ed un'umidità «Ue».

L'*aria esterna*, alla temperatura di «3 °C» e con un'*umidità specifica* di « $3.75 g \cdot kg^{-1}$ », penetra nella cavità e tende subito a porsi in equilibrio termoigrometrico con l'*aria interna* satura ($Ui\% = 100\%$) alla temperatura di «15 °C» (vedi: **Parametri dell'aria umida**).

Alla temperatura di «15 °C» l'aria può tuttavia contenere fino a « $10,64 g \cdot kg^{-1}$ » per cui quella entrante, per raggiungere l'equilibrio, non solo deve elevare la propria temperatura di « $12^{\circ}C$ », ma deve anche aumentare la propria *umidità specifica* di « $6,89 g \cdot kg^{-1}$ » di vapor d'acqua; è pertanto lecito attendersi l'evaporazione di una parte dell'acqua, lambita dalla corrente d'aria, a causa dell'aumentata capacità di quest'ultima di inglobare vapor d'acqua.

L'*aria interna*, alla temperatura di «15 °C» e con un'*umidità specifica* di « $10,96 g \cdot kg^{-1}$ », fuoriesce, dalla cavità, e tende subito a porsi in equilibrio termoigrometrico con quella esterna umida ($Ui\% = 80\%$) alla temperatura di « $3^{\circ}C$ ».

Alla temperatura di $3^{\circ}C$ (e un'*umidità Ue%* = 80%) l'aria può contenere, per contro, al massimo « $3,75 g \cdot kg^{-1}$ », di vapor d'acqua, per cui, l'aria uscente, non solo deve ridurre la propria temperatura di « $12^{\circ}C$ » ma deve anche liberarsi del vapor d'acqua in eccesso; è

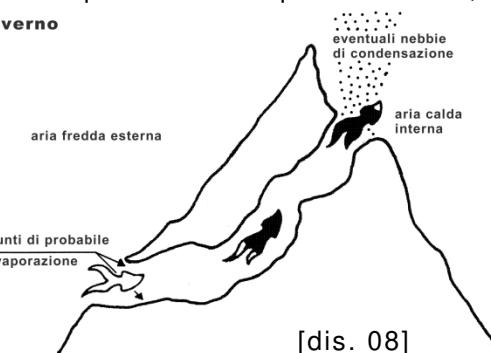


pertanto lecito attendersi che la quantità di « $6,89 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ », di vapor d'acqua, condensi in una miriade di goccioline.

riprendiamo il discorso interrotto

Nel periodo **estivo** [dis. 08] l'aria interna, generalmente più fredda di quella esterna, discende la cavità fino a fuoriuscire dall'apertura inferiore richiamando, per compensazione, aria esterna più calda dell'apertura superiore.

In questa situazione, a causa della brusca riduzione di temperatura cui è soggetta l'aria esterna entrante, parte del vapor d'acqua, in essa contenuto, condensa sulle pareti interne della cavità presso l'apertura superiore; l'aria interna, per contro, uscendo dall'apertura inferiore si mescola all'aria esterna raggiungendo il medesimo stato termoigrometrico.



considerazioni

Esaminiamo una situazione verosimile, nel periodo **estivo**, in cui i valori della *temperatura esterna* « T_e » e dell'*umidità esterna* « $U_e\%$ », sono stati ipotizzati dall'Autore, il valore « P_{se} » è stato desunto dalla tabella psicrometrica di [tab. 03], il valore « X_{se} » è stato calcolato con la [05]; si è infine tenuto presente che: $P_{ve} = P_{se} \cdot 70\%$, $X_{ve} = X_{se} \cdot 70\%$.

Per un'aria umida a « $T_e = 32^\circ\text{C}$ » e « $U_e\% = 50\%$ »:

parametri aria esterna estate					
T_e °C	U_e %	P_{se} Pa	P_{ve} Pa	X_{se} $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$	X_{ve} $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$
32	50	4 753	2 376,5	30,60	15,30

[tab. 10]

con noto significato dei termini.

L'aria esterna, ed alla temperatura di « 32°C » e con un'umidità specifica di « $15,30 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ », penetra nella cavità e tende subito a porsi in equilibrio termoigrometrico con l'aria interna satura ($Ui\% = 100\%$) alla temperatura di « 15°C ».

Alla temperatura di « 15°C » l'aria interna può, per contro, contenere, come abbiamo già visto, solo « $10,64 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ », di vapor d'acqua, per cui, l'aria entrante, per raggiungere l'equilibrio, non solo deve diminuire la propria temperatura di « 17°C », ma deve anche liberarsi (condensazione) di « $4,66 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ » di vapor d'acqua in eccesso.

L'aria interna fuoriesce, dalla cavità, e tende subito a porsi in equilibrio termoigrometrico con quella esterna senza che si verifichino fenomeni particolari.

riprendiamo il discorso interrotto

In ambedue i casi possiamo osservare il manifestarsi di una corrente d'aria (regime dinamico), fra i poli estremi (i due ingressi), la quale interessa tutta la cavità, o una sua parte significativa, e la cui direzione si inverte stagionalmente.

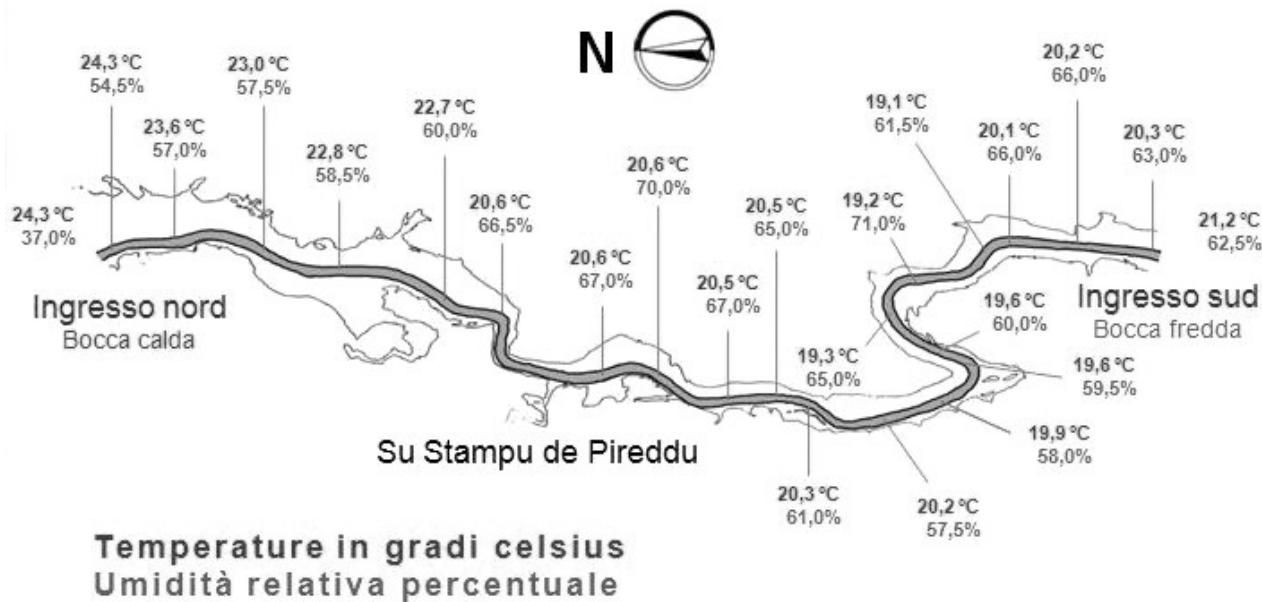
Si può costatare inoltre che l'aria che attraversa l'apertura posta a quota superiore, sia in periodo *invernale* sia in periodo *estivo*, presenta sempre una temperatura maggiore dell'aria che attraversa l'apertura posta a quota inferiore (gradiente barico positivo); per questa ragione la prima prende il nome di **bocca calda** (o ingresso **meteoalto**), mentre la seconda prende il nome di **bocca fredda** (o ingresso **meteobasso**).

Curiosità

La grotta di **S. Giovanni** (Sardegna, CA, Domusnovas), il cui ramo principale è lungo « 850 m », è un classico esponente di *cavità a tubo di vento* in cui l'ingresso *nord* costituisce la **bocca calda** mentre l'ingresso *sud*, situato ad una quota inferiore (il dislivello fra i due ingressi è di « $\approx 32 \text{ m}$ ») costituisce la **bocca fredda**; la grotta di **Su stampo de Pireddu** (che si apre al suo interno) non è, invece, interessata dal fenomeno.

Questa grotta era, fino al «1999», la cavità naturale transitabile su strada, fra le uniche tre grotte (dopo quelle della Francia e dell'Australia), con questa caratteristica; oggi, riconosciuta monumento naturale dalla Regione Autonoma della Sardegna, quindi sottoposta a vincolo. La cavità è percorribile comunque a piedi, grazie ad un moderno impianto di illuminazione.

SA/CA 81 Grotta di S. Giovanni



Rilievo: C. Mosetti del GTS Gruppo Triestino Speleologi

Quote d'inversione

In alcuni casi, specie nei vasti complessi sotterranei, la sola rappresentazione a due ingressi non può tener conto di alcuni interessanti fenomeni, che si verificano in presenza di una complessa rete di gallerie intercomunicanti a diverse quote e in comunicazione con l'esterno tramite più aperture, come ad esempio: l'inversione della direzione delle correnti d'aria in gallerie ove la direzione del flusso dovrebbe, ad una prima analisi semplicistica, seguire la direzione *sicuramente* opposta.

Tali cavità possono essere assimilate ad un circuito chiuso (la rete di gallerie) a circolazione naturale e nel quale il movimento delle masse d'aria è regolato, per ogni ramo della maglia, sia dal proprio peso specifico (forze ascensionali) sia dalla resistenza al moto (attriti), incontrata lungo ogni ramo [dis. 09].

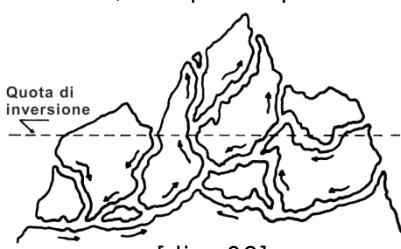
Nella zona in cui la *forza motrice* uguaglia la *forza resistente*, siamo in presenza di quella che potremo chiamare **quota di inversione**.

La circolazione dell'aria all'interno dei vari condotti, presenti nel sistema, è regolata per l'appunto dalla *quota di inversione* e dalla *posizione altimetrica* delle confluenze dei vari condotti con quello principale.

In verità anche questo modello non è altro che una semplificazione, delle molte situazioni reali, poiché i meccanismi che regolano la circolazione d'aria, in questi particolari sistemi ipogei, possono essere anche notevolmente più complessi; in realtà possono infatti sussistere contemporaneamente sia diverse quote di inversione sia differenti circuiti i quali possono funzionare anche in modo indipendente gli uni dagli altri.

Non di rado alcuni circuiti che sono «accoppiati» durante il periodo *invernale* (o in quello *estivo*) risultano «disaccoppiati» in quello *estivo* (o in quello *invernale*).

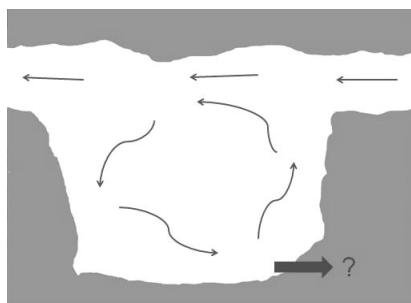
In tutti tipi di cavità, durante l'inversione tra il ciclo estivo e quello invernale, vi è un periodo, più o meno lungo, durante il quale la circolazione dell'aria, al loro interno, non è ben definita, ma fluttua alternativamente fra le condizioni di equilibrio; la grotta si trova, in questa situazione, nella fase detta *di transizione*.



Inversioni di flussi d'aria

Senza diffluenze

Alcune volte, in vasti ambienti, si può osservare un'inversione della direzione dell'aria, o meglio, si osserva che la direzione dell'aria, in alcuni punti dell'ambiente, non è quella che ci si aspetterebbe; siamo in presenza di quella che chiameremo *aria sbagliata*.



[dis. 10]

Cerchiamo di visualizzare due esempi, rappresentativi di molte situazioni.

a₁) In una vasta sala situata sotto una galleria percorsa da una corrente d'aria [fig. 10], si potrebbe verificare la situazione, che l'aria presente in essa non venga trasportata dal flusso che sta troppo in alto e noi potremmo accorgerci di aver perso l'aria, trovandoci in un punto in cui l'aria è relativamente immobile.

a₂) In una vasta sala situata sotto una galleria percorsa da una significativa corrente d'aria (sempre in [fig. 10]), si potrebbe verificare la situazione, che l'aria presente in essa venga messa in moto con un movimento circolare (si innesci un rotore) che potrebbe trarre in inganno anche gli esploratori più *scafati*.

Alla base della sala, infatti, si potrebbe registrare un flusso d'inversione d'aria (*aria sbagliata*) poiché il suo moto è contrario a quello che ci si aspetterebbe.

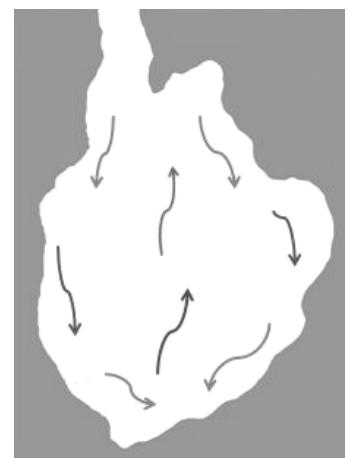
Questa situazione potrebbe indurre qualche speleologo ad ipotizzare diffluenza (una prosecuzione) non ancora individuata; prosecuzione che in effetti potrebbe non esistere.

b) In un ambiente circoscritto [dis. 11a] è possibile che si instaurino dei moti convettivi che si manifestano come circolazioni del tipo a rullo simili a quelle che si generano in una pentola d'acqua posta sul fuoco [dis. 11b].

Anche in questo caso i flussi discendenti potrebbero far ritenere di essere in prossimità di una diffluenza che, in effetti, potrebbe non esistere.



[dis. 11b]



[dis. 11a]

Altri tipi di cavità

cavità sempre soffianti, cavità sempre aspiranti

Trattazione

Cavità sempre soffianti

Sono chiamate **cavità sempre soffianti** quelle cavità in cui il senso della corrente d'aria, o in uno o in più dei suoi ingressi, è sempre rivolto verso l'esterno.

Importanti esponenti sono l'**abisso dei Cristalli** e l'**Abisso Giovanni Cesca** in cui l'intensità della corrente d'aria non sembra influenzata dalle variazioni bariche.

Sembrerebbe che il fenomeno debba essere attribuiti alla notevole profondità di questi complessi carsici, ma le molte altre cavità, anche più profonde, che si comportano, sotto questo aspetto, in modo «normale» costituirebbero forse troppe eccezioni.

L'ipotesi più probabile ritengo resti quella di ipotizzare una probabile occlusione, o un'ostruzione parziale, in periodo invernale, degli ingressi posti a quota maggiore (meteoalti), causata dalla neve.

Come si può osservare, in [fig. 12], nell'ingresso «b», l'aria tende sempre ad uscire dalla cavità poiché «b» si trova: d'estate sotto la quota neutra e, pertanto, si comporta da ingresso **meteobasso**, mentre d'inverno si trova sopra la quota neutra e, pertanto, si comporta da ingresso **meteoalto**.

Cavità sempre aspiranti

Sono chiamate cavità sempre aspiranti quelle cavità in cui il senso della corrente d'aria, o in uno o in più dei suoi ingressi, è sempre diretto verso l'interno [fig. 13].

Per quanto mi è dato di sapere l'unico esponente, accertato fino ad ora, è **la Grotta di Padriciano** in cui il volume dell'aria assorbita è tanto grande da proporre, come unica soluzio-

nne a questo dilemma, lo sbocco in un fiume profondo.

Si può anche pensare, con un ragionamento simile a quello avanzato per le **cavità sempre soffianti**, all'ostruzione (totale o parziale) degli ingressi posti a quota inferiore (meteobassi) a causa o dell'aumento di portata di eventuali fiumi o dell'innalzamento del livello di eventuali bacini idrici.

Come si può osservare, in [fig. 13], nell'ingresso «b», l'aria tende sempre ad entrare nella cavità poiché «b» si trova: d'inverno sotto la quota neutra, e, pertanto, si comporta da ingresso **meteobasso**, mentre d'estate si trova sopra la quota neutra e, pertanto, si comporta da ingresso **meteoalto**.

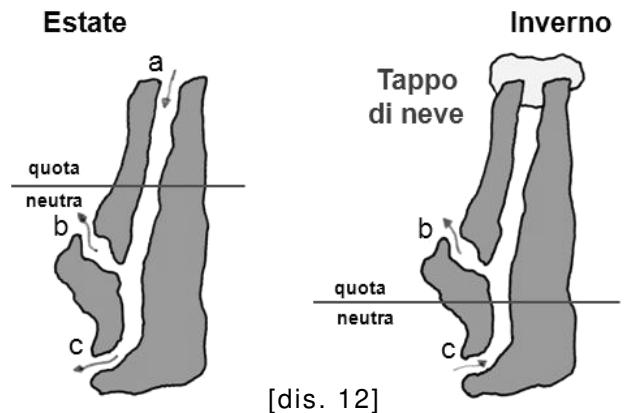
Le cavità a bocche soffianti interne

Questo tipo di «**vento endogeno**», rilevato in numerose grotte, si manifesta con una corrente d'aria interna, spesso anche di notevole intensità, mentre presso l'imboccatura si registra, per contro, una relativa calma [dis. 14a].

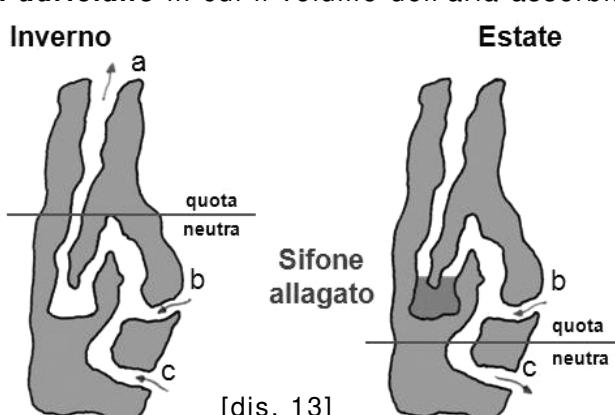
Il fenomeno sembra si instauri in sistemi o di pozzi o di camini paralleli, aventi un notevole sviluppo verticale, comunicanti fra loro a diverse altezze [dis. 14b].

Si ritiene che, in queste situazioni, possa avvenire una sorta di cortocircuito che innesta correnti convettive le quali, proprio per la vena-
menza con cui a volte si manifestano, sono fonte di speranze molto spesso disattese.

Noto è l'**Abisso Marte** per il quale si era rite-
nuta probabile, anche a causa di questo fenome-

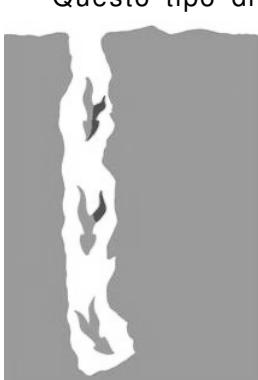


[dis. 12]

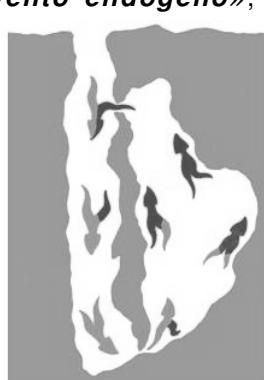


[dis. 13]

tre d'estate si trova sopra la quota neutra e, pertanto, si comporta da ingresso **meteoalto**.



[dis. 14a]



[dis. 14b]

no, una sua congiunzione con il ***Timavo ipogeo***; ulteriori e più approfondite indagini ne hanno escluso purtroppo la possibilità.

Le cavità barometriche

Sono così chiamate le cavità costituite, in pratica, da un unico vasto ambiente comunicante, con l'esterno, attraverso una o più aperture di dimensioni modeste.

Tali cavità possono essere schematizzate, nella loro forma più semplice, considerando, come abbiamo detto, un unico vasto ambiente, comunicante, con l'esterno, attraverso un solo cunicolo, verticale, cilindrico [dis. 15].

Costituite dalla combinazione di elementi acustici, che si comportano in parte come reattanze di massa (inertanze) e in parte come reattanze elastiche (cedevolezze acustiche), possono essere considerate come giganteschi risonatori meccanici accordati su una frequenza particolare (frequenza di risonanza) in corrispondenza della quale le reattanze di segno contrario si compensano.

Le variazioni *micro-barometriche* della stessa frequenza sono pertanto amplificate si dà caratterizzare la cavità con un fenomeno pulsante, simile ad un «respiro», il quale si sovrappone all'influenza delle variazioni barometriche esterne.

In alcuni casi si possono generare correnti d'aria talmente forti sì da far ritenere, erroneamente, di essere in presenza di **cavità a tubo di vento**.

Dall'equazione:

$$f = (2 \cdot \pi)^{-1} \cdot \sqrt{\frac{c^2 \cdot S}{L_e}}$$

In cui: f = frequenza di risonanza; c = velocità del suono in aria, satura di vapor d'acqua, alla temperatura di $T = 15^\circ\text{C}$; S = area della sezione del cunicolo (nel caso di sezione circolare sarà: $S = \pi \cdot r^2$); L_e = lunghezza equivalente del cunicolo.

Con facili passaggi si perviene alla:

$$V_c = \frac{c^2}{4 \cdot \pi^2} \cdot \frac{t^2 \cdot S}{L_e}$$

$$\text{in cui: } L_e = L + m \cdot r = L + m \cdot \sqrt{\frac{S}{\pi}}$$

In cui: V_c = volume della cavità in m^3 ; t = periodo delle oscillazioni *micro-barometriche* meccaniche; m = coefficiente adimensionale, funzione della forma della bocca ($0,61 > m < 0,85$); L = lunghezza del cunicolo; π = raggio, della sezione « S », nel caso di cunicolo circolare; noto il significato dei restanti simboli.

Misurando il periodo delle *oscillazioni microbarometriche* si può pertanto stimare il volume della cavità il quale, con larga approssimazione, può essere considerato pari a:

$$V_c = 2930 \cdot t^2 \cdot \frac{S}{L_e} \text{ m}^3$$

noto il significato dei simboli.

La **Grotta gigante**, localizzata nel Carso triestino, è un importante esponente di questa categoria; composta in pratica da un unico vasto ambiente, con un volume di *mezzo milione di metri cubi*, comunica con l'esterno attraverso due aperture, situate a 274 m (slmm), le quali possiedono una sezione minima complessiva di 8 m^2 .

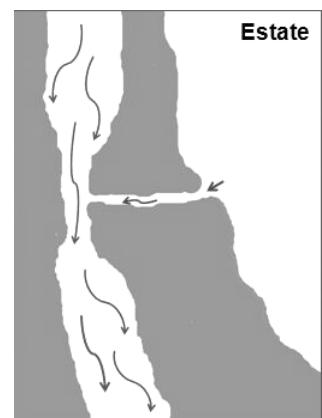
Cavità ad effetto venturi

Le cavità ad **effetto venturi** sono più un'ipotesi teorica che una realtà e ci si domanda, senza, peraltro, aspettarsi una risposta: possono veramente esistere?

Forse, da qualche parte, sì; immaginatevi una galleria percorsa da impetuosi correnti d'aria come in [dis. 16] e un breve cunicolo, caratterizzato da bassa resistenza (o impedenza), che mette in comunicazione l'esterno con la questa galleria.

Nel punto di innesto fra il cunicolo e la galleria, la corrente d'aria, ad alta velocità, creerebbe una depressione che aspirerebbe aria dall'esterno.

La corrente d'aria all'ingresso del cunicolo potrebbe rivelarsi scarsa e, pertanto, non degna di particolari attenzioni, ma chi avesse il fiuto di avventurarsi al suo interno si troverebbe al cospetto di uno spettacolo unico e sicuramente inatteso.



[dis. 16]

Ed ancora

Le cavità Timaviche

Queste cavità sono una peculiarità del **Carso Triestino**, ma il fenomeno, molto interessante, è ugualmente meritevole di attenzione.

Quando le acque sotterranee, che scorrono all'interno di una cavità, innalzano il loro *livello piezometrico* l'aria, allontanata dal risalire della superficie libera dell'acqua, deve necessariamente sprigionarsi attraverso o l'apertura o le aperture superiori, sfuggendo verso l'ambiente esterno.

Le possibilità, insite in questo eventuale metodo di indagine, sono state lo stimolo per e lunghe ed accurate ricerche anche se non sembra che i risultati abbiano appagato le attese.

Dagli studi, e dai rilievi, eseguiti da **E. Boegan** risulta, ad esempio, che l'innalzamento delle acque profonde, nella grotta di **Trebiciano**, raggiunse, nel 1915, una differenza di quota di centoquattro metri (104 m).

L'effetto Spacker

Ritengo siano stati gli speleologi triestini della **Commissione Grotte E. Boegan** ad aver compreso per primi, nelle sue svariate espressioni, questo fenomeno il quale si verifica ove vi siano cavità con più sbocchi, situati a quote differenti, e con proprie peculiarità; si manifesta quasi esclusivamente nel periodo invernale in quanto innescato dal *gradiente termico* esistente fra l'aria esterna e l'aria presente nel Carso ipogeo.

L'aria fredda della notte, che permane nei punti più bassi del terreno (doline), tende a conservare la sua temperatura anche quando, di giorno, la temperatura dell'aria, presso il piano di campagna, aumenta anche di parecchi gradi.

A ragione della sua più elevata densità essa esercita pertanto una maggiore pressione che le permette di penetrare, per od anfratti o pietrami, all'interno della cavità per sprigionarsi infine attraverso l'apertura superiore grazie alla forza ascensionale generata dal riscaldamento indotto, in essa, dall'ambiente ipogeo.

Un'importante esponente è la **Grotta del Cibic** che persuase i pionieri, del secolo scorso, di essere in presenza di una *matrice Timavica*; parimenti possiamo citare le due grotte della **Dolina Generosa** di Santa Croce e quella di **Opicina Campana**.

Le scariche atmosferiche (fulmini)

Si attribuisce a **Casteret** l'osservazione che gli alberi, cresciuti nelle zone carsiche dei **Pirenei** e situati in prossimità delle imboccature delle cavità, sono colpiti dai fulmini con maggiore frequenza di tutte le altre piante situate in luoghi differenti.

In vero l'aria all'interno delle grotte presenta, generalmente, una *ionizzazione* maggiore di quella esterna; parimenti è più alto il valore della sua conducibilità elettrica.

Durante i temporali, accompagnati da fulmini, è pertanto necessario, o meglio conveniente, tenersi a debita distanza dagli ingressi delle cavità, interrompendo altresì eventuali manovre o di discesa o di risalita; le scalette e le funi, specie se bagnate, possono diventare infatti un ottimo veicolo per la propagazione delle *scariche elettriche atmosferiche* all'interno delle grotte, anche fino a notevoli profondità.

Iconografia ipogea

I simboli meteorologici

In occasione della **Tavola rotonda sul rilievo ipogeo**, tenutasi a Gorizia, nel settembre de 1985, durante il «VII Convegno Regionale di Speleologia del Friuli Venezia-Giulia», è stata presentata una proposta di simbologia finalizzata alla descrizione di alcuni dei fenomeni meteorologici che possono essere osservati in ambiente ipogeo.

La proposta riguardava in particolare le correnti d'aria (calde e fredde), le temperature sia dell'aria sia dell'acqua sia della roccia (o del terreno), la pressione e l'umidità relativa atmosferica, il limite di penetrazione della luce; considerava inoltre la possibilità di indicare l'ubicazione di eventuali **Stazioni meteorologiche** con l'indicazione degli strumenti utilizzati [fig. 07].

La *simbologia meteorologica*, nell'ambito speleologico, è utilizzata, quasi esclusivamente, in elaborati grafici tematici a scopi specialistici per studi scientifici.

Fig. 1 Corrente d'aria fredda		Fig. 5 Temperatura terreno	<u>12,5 °C</u>
Fig. 2 Corrente d'aria calda		Fig. 6 Pressione atmosferica	
Fig. 3 Temperatura aria	12,5°C	Fig. 7 Umidità relativa	98 %
Fig. 4 Temperatura acqua	<u>12,5°C</u>	Fig. 8 Limite penetrazione luce	

Fig. 4 Stazione meteorologica		term. psicrom. barom. anemom.
-------------------------------------	--	--

Appendici

Tabella psicrometrica

T° del bulbo umido	Differenza tra le temperature dei due bulbi											
	1/2	1	1 1/2	2	2 1/2	3	3 1/2	4	4 1/2	5	5 1/2	6
2	90	83	75	67	61	54	47	42	36	31	26	23
3	90	83	76	69	63	56	49	44	39	34	29	26
4	91	84	77	70	64	57	51	46	41	36	32	28
5	91	85	78	71	65	59	54	48	43	39	34	30
6	92	85	78	72	66	61	56	50	45	41	35	33
7	92	86	79	73	67	62	57	52	47	43	39	35
8	92	86	80	74	68	63	58	54	49	45	41	37
9	93	86	81	75	70	65	60	55	51	47	43	39
10	94	87	82	76	71	66	61	57	53	48	45	41
11	94	88	82	77	72	67	62	58	55	50	47	43
12	94	88	82	78	73	68	63	59	56	52	48	44
13	94	89	83	78	73	69	64	61	57	53	50	46
14	94	89	83	79	74	70	66	62	58	54	51	47
15	94	89	84	80	75	71	67	63	59	55	52	49
16	95	90	84	80	75	72	67	64	60	57	53	50
17	95	90	84	81	76	73	68	65	61	58	54	52
18	95	90	85	81	76	74	69	66	62	59	56	53
19	95	91	85	82	77	74	70	66	63	60	57	54
20	95	91	86	82	78	75	71	66	64	61	58	55
21	95	91	86	83	79	75	71	68	65	62	59	56
22	95	91	87	83	79	76	72	69	65	63	60	57
23	96	91	87	83	80	76	72	69	66	63	61	58
24	96	92	88	84	80	77	73	70	67	64	62	59
25	96	92	88	84	81	77	74	70	68	65	63	59
26	96	92	88	84	81	77	74	71	68	65	63	59
27	96	92	88	84	81	77	74	71	68	65	63	59
28	96	92	88	84	81	77	74	71	68	65	63	60
29	96	92	88	84	81	77	74	72	69	66	63	60
30	97	93	89	85	82	78	75	72	69	66	64	60
31	97	93	89	85	82	78	75	72	69	66	64	61
32	97	93	89	85	82	78	75	72	70	67	64	61
33	97	93	89	85	82	78	75	72	70	67	64	62
34	97	93	89	85	82	78	75	72	70	67	65	62
35	97	93	89	85	82	78	75	72	70	67	65	62
36	98	94	90	86	83	79	76	73	71	68	65	63
37	98	94	90	86	83	79	76	73	71	68	66	63
38	98	94	90	86	83	79	76	73	71	68	66	63
39	98	94	90	87	83	80	77	74	72	69	67	64
40	98	95	90	87	83	80	77	74	72	69	67	64

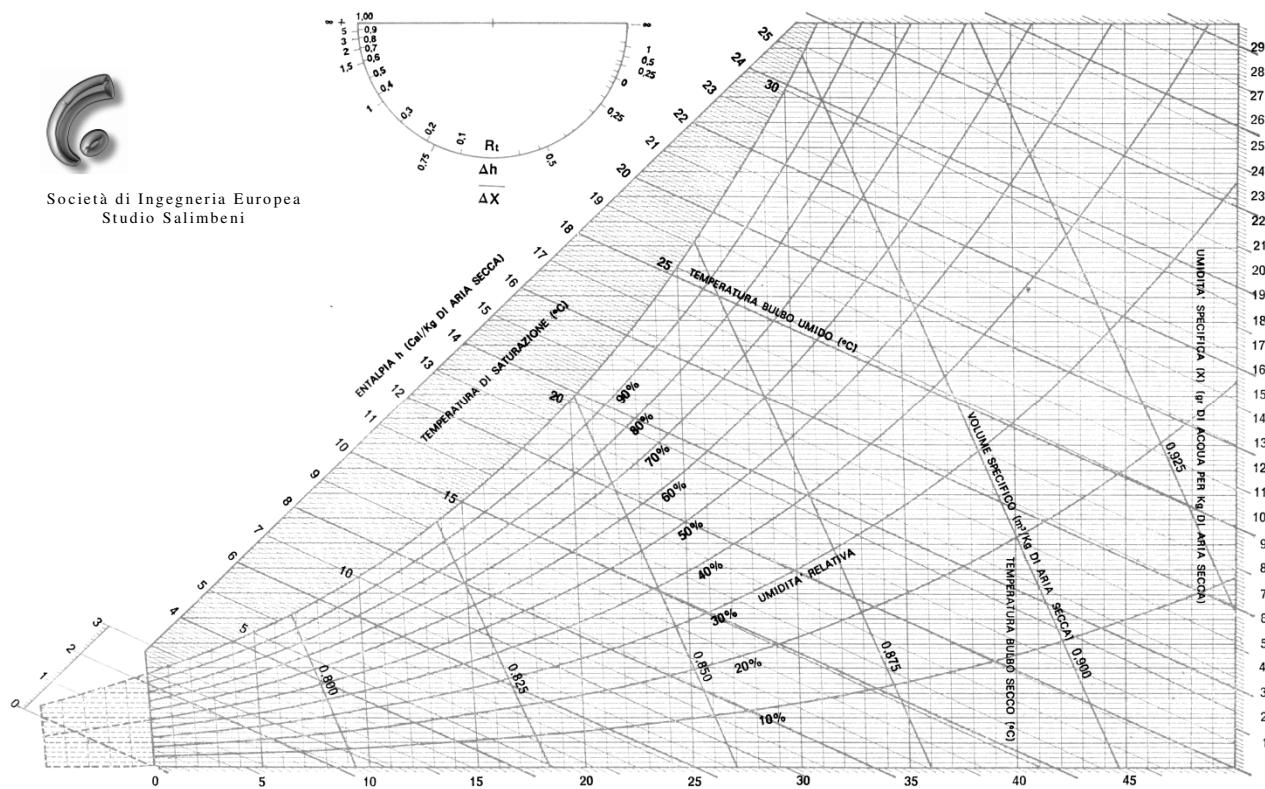
[tav. 01]

Diagramma psicrometrico

Esempio di **Diagramma Psicrometrico** dell'Ashrae (in dimensioni ridotte) usato comunemente dall'Autore



Società di Ingegneria Europea
Studio Salimbeni



[tav. 02]

Valori psicrometrici

	Pressione di saturazione del vapor d'acqua espressa in Pa									
°C	0	1	2	3	4*	5	6	7	8	9
0	610,8	656,6	705,5	757,5	812,9	871,8	934,5	1 001,2	1 072,0	1 147,2
10	1 227,0	1 311,6	1 401,4	1 496,5	1 597,3	1 703,9	1 816,8	1 936,2	2 062	2 196
20*	2 337	2 485	2 642	2 808	2 982	3 166	3 360	3 564	3 778	4 004
30	4 241	4 491	4 753	5 029	5 318	5 622	5 940	6 274	6 624	6 991
40	7 375	7 777	8 198	8 639	9 100	9 582	10 086	10 612	11 162	11 736
50	12 335	12 961	13 613	14 293	15 002	15 741	16 511	17 313	18 147	19 016
60	19 920	20 860	21 840	22 860	23 910	25 010	26 150	27 330	28 560	29 840
70	31 160	32 530	33 960	35 430	36 960	38 550	40 190	41 890	43 650	45 470
80	47 360	49 310	51 330	53 420	55 570	57 800	60 110	62 490	64 950	67 490
90	70 110	72 810	75 610	78 490	81 460	84 530	87 690	90 940	94 300	97 760
100	101 325									

[tav. 03]

Sulla colonna verticale, in corrispondenza delle temperature «°C», sono indicate le decine di gradi; sulla colonna orizzontale, sempre in corrispondenza delle temperature «°C», sono indicate le unità di grado Celsius.

Esempio: per T = 24 °C si ha Ps = 2 982 Pa (indicato in **grassetto**).

Indice analitico

Nozioni elementari di meteorologia ipogea

PARAGRAFI	PAGINA
Definizione	03
L'aria atmosferica	03
La concentrazione del diossido di carbonio	04
<i>La CO₂</i>	
<i>I parametri dell'aria secca</i>	
<i>mole, massa molecolare, massa volumica, capacità termica</i>	
Premessa	05
<i>La temperatura dell'aria</i>	
<i>scala: Celsius, Kelvin, Fahrenheit, Rankine, Reaumur</i>	
Trattazione	06
<i>L'umidità atmosferica</i>	
<i>umidità assoluta, umidità relativa, umidità specifica, rapporto di saturazione, rapporto di mescolanza</i>	
Trattazione	08
<i>La pressione atmosferica</i>	
<i>atmosfera, torr, bar, millibar, pascal,</i>	
Trattazione	10
<i>I parametri dell'aria umida</i>	
<i>massa volumica, costante caratteristica, entalpia,</i>	
Trattazione	11
<i>Le misurazioni</i>	
Premessa	13
La temperatura dell'aria	13
La temperatura dell'acqua	14
La temperatura della roccia	15
<i>La misura dell'umidità atmosferica</i>	
<i>psicrometro, igrometro a capello</i>	
Gli psicrometri	16
Gli igrometri	17
<i>Prima digressione</i>	
<i>L'umidità atmosferica ed il diagramma psicrometrico</i>	
<i>L'umidità atmosferica ed il diagramma psicrometrico</i>	18
<i>La misura della pressione atmosferica</i>	
<i>barometri aneroidi, barometri olosterici</i>	
Trattazione	20
<i>La misura della velocità dell'aria</i>	
<i>Anemometri</i>	
Trattazione	22

Le misure del diossido di carbonio

<i>Analizzatori di gas</i>	
Trattazione	23
<i>La circolazione dell'aria</i>	
Trattazione	24
<i>Le condizioni d'equilibrio dell'aria</i>	
<i>equilibrio statico, equilibrio dinamico, regime di transizione.</i>	
Trattazione	26
<i>Le condizioni di equilibrio statico</i>	
<i>Le condizioni di equilibrio dinamico</i>	
La circolazione «a sacco d'aria»	27
<i>cavità verticali ascendenti, cavità verticali discendenti, cavità orizzontali</i>	
<i>Le cavità orizzontali</i>	
<i>Le cavità verticali o sub verticali (ascendenti)</i>	
<i>Le cavità verticali o sub verticali (descendenti)</i>	
La circolazione «a tubo di vento»	28
<i>periodo invernale, periodo estivo</i>	
Curiosità	29
Quota d'inversione	30
<i>Inversioni di flussi d'aria</i>	
Senza diffidenze	31
<i>Altri tipi di cavità</i>	
<i>cavità sempre soffianti, cavità sempre aspiranti:</i>	
Trattazione	32
<i>Cavità sempre soffianti</i>	
<i>Cavità sempre aspiranti</i>	
Le cavità a bocche soffianti interne	32
Le cavità barometriche	33
Le cavità ad effetto venturi	33
<i>Eδ ancora</i>	
Le cavità Timaviche	34
L'effetto Spacker	34
Le scariche atmosferiche (fulmini)	34
<i>Iconografia ipogea</i>	
I simboli meteorologici	35
<i>Appendici</i>	
tabella psicrometrica	37
diagramma psicrometrico	38
Valori psicrometrici	38
Indice analitico	39
Bibliografia	41

Bibliografia

- [R. 01] G. Badino (1995)
 Fisica del clima sotterraneo
 Società Speleologica Italiana
 Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia - 7 - Serie II (Bologna)
- [R. 02] C. Ciampa & P. Russo (1979)
 L'aria condizionata
 Ed. Liguori Editore
- [R. 03] D. J. Croome-Gale & B. M. Roberts (1975)
 Airconditioning and Ventilation of Buildings
 Pergamon Press
- [R. 04] C. Mosetti (1983)
 Il regime termico e la circolazione anemoscopica nella grotta di S. Giovanni Domusnovas (Sardegna)
 Le Grotte d'Italia
- [R. 05] C. Pizzetti (1980)
 Condizionamento dell'aria e refrigerazione
 Ed. Masson Italia Editori
- [R. 06] E. Perucca (1972)
 Fisica generale e sperimentale
 Ed. UTET
- [R. 07] E. Polli (1983)
 Sulle misure di meteorologia ipogea
 Atti e Memorie della Commissione Grotte «E. Boegan»
- [R. 08] G. Porcher (1974)
 Cours de Climatisation
 numéro spécial de C.F.P. (chaud, froid, plomberie)
 Tomo I - Base du calcul des installations de climatisation
- [R. 09] A. Stradelli (1972)
 Il condizionamento dell'aria
 Ed. HOEPLI
- [R. 10] F. Vercelli (1983)
 Il regime termico nelle grotte di S. Canziano
 Atti e Memorie della Commissione Grotte «E. Boegan»