

Ambienti nivali

Quaderni habitat

Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio
Museo Friulano di Storia Naturale - Comune di Udine

coordinatori scientifici

Alessandro Minelli · Sandro Ruffo · Fabio Stoch

comitato di redazione

Aldo Cosentino · Alessandro La Posta · Carlo Morandini · Giuseppe Muscio

"Ambienti nivali · La vita in un ambiente estremo"

a cura di Fabio Stoch

testi di

Giuseppe Muscio · Giovanni Battista Pellegrini · Margherita Solari · Marcello Tomaselli · Stefano Vanin · Adriano Zanetti

con la collaborazione di

Andrea Borsato · Alessandro Minelli · Alessandro Petraglia

illustrazioni di

Roberto Zanella

progetto grafico di

Furio Colman

foto di

Nevio Agostini 59, 65, 139 · Archivio Museo Friulano di Storia Naturale (Tomaselli) 48, 62/2, 70, 71, 78 · Archivio Naturmedia 49, 61, 64/2, 64/3, 64/4, 67, 68/1 · Archivio Naturmedia (Tomaselli) 51, 57, 62/1, 63, 64/1, 64/5, 73, 84, 138 · Archivio Naturmedia (Ferrari-Montanari) 50, 68/2 · Mauro Arzillo 100, 127, 133 · Irene Bisang 79 · Andrea Borsato 46, 143 · Stefano Bossi 124, 125 · Carlo Corradini 11 · Ulderica Da Pozzo 27, 44, 87, 136 · Adalberto D'Andrea 6, 38, 47, 52, 118, 141 · Vitantonio Dell'Orto 98 · Dario Ersetti 142 · Maria Manuela Giovannelli 104 · Luca Lapini 132 · Ugo Mellone 26 · Michele Mendi 130, 131 · Andrea Mocchiutti 8, 10, 15, 23, 24, 41, 86, 88, 93, 96, 99, 102 · Pierluigi Nimis 75 · Paolo Paolucci 134 · Roberto Parodi 129 · Ivo Pecile 7, 9, 16, 30, 35, 39, 56, 60, 66, 72, 74, 76, 77, 80, 82, 83, 126, 128/2 · Giovanni Battista Pellegrini 12, 32, 33, 34, 36, 37, 42, 144 · Margherita Solari 58, 145, 146 · Fabio Stoch 55, 105 · Stefano Vanin 94, 114, 117 · Vasco Verzi 103 · Augusto Vigna Taglianti 89, 90, 101, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 121, 122, 123, 128/1 · Adriano Zanetti 135

©2005 Museo Friulano di Storia Naturale · Udine

*Vietata la riproduzione anche parziale dei testi e delle fotografie.
Tutti i diritti sono riservati.*

ISBN 88 88192 18 2

ISSN 1724-7209

In copertina: Depositi di neve modellati dalle acque di fusione (foto U. Da Pozzo)

QUADERNI HABITAT

Ambienti nivali

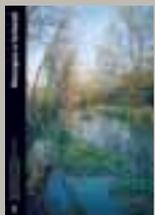
La vita in un ambiente estremo

MINISTERO DELL'AMBIENTE E DELLA TUTELA DEL TERRITORIO
MUSEO FRIULANO DI STORIA NATURALE · COMUNE DI UDINE

Quaderni habitat



1
Grotte e
fenomeno
carsico



2
Risorgive
e fontanili



3
Le foreste
della Pianura
Padana



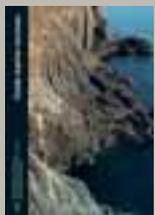
4
Dune e
spiagge
sabbiose



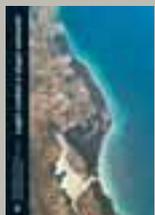
5
Torrenti
montani



6
La macchia
mediterranea



7
Coste marine
rocciose



8
Laghi costieri
e stagni
salmastri



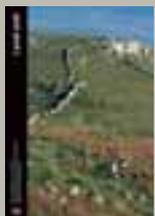
9
Le torbiere
montane



10
Ambienti
nivali



11
Pozze, stagni
e paludi



12
I prati aridi



13
Ghiaioni e
rupi di
montagna



14
Laghetti
d'alta quota



15
Le faggete
appenniniche

Indice

5

Introduzione 7
Giuseppe Muscio · Marcello Tomaselli

Climatologia e geomorfologia 11
Giovanni Battista Pellegrini

Flora e vegetazione 49
Marcello Tomaselli

Aspetti faunistici 87
Stefano Vanin · Adriano Zanetti

Degrado, tutela e conservazione 137
Giuseppe Muscio · Marcello Tomaselli · Stefano Vanin · Adriano Zanetti

Proposte didattiche 145
Margherita Solari

Bibliografia 151

Glossario 153

Indice delle specie 155



Introduzione

GIUSEPPE MUSCIO · MARCELLO TOMASELLI

Neve e ghiaccio: due termini che spesso si confondono; nella nostra mente ad essi associamo le idee, rispettivamente, di temporaneo o permanente e di morbido o compatto.

Queste distinzioni empiriche hanno però un loro fondamento che può essere utile per distinguere l'ambiente nivale da quello dei ghiacciai. In linea di massima, tuttavia, la distinzione è soprattutto altitudinale: con il termine di ambiente nivale si indica la fascia compresa fra il limite superiore degli alberi e quello inferiore delle nevi perenni, una fascia che, in linea di lar-

ga massima, si estende nelle Alpi occidentali fra i 2600 ed i 3300 m, per scendere man mano fra i 1600-2400 m in quelle orientali (con significative variazioni locali e in funzione dell'esposizione dei versanti). Mentre il limite superiore degli alberi, almeno a tempi brevi, appare piuttosto stabile, non altrettanto si può dire per il passaggio fra ambiente nivale, nevi perenni e ambiente glaciale. La labilità del confine fra questi habitat è quindi significativa, legata come è a condizioni geografiche piuttosto mutevoli, e il limite fra l'uno e l'altro si sposta spesso con rapidità. Modeste variazioni climatiche possono far sì che anche vaste estensioni di territorio vengano abbandonate dai ghiacci e spesso si trasformino in ambiente nivale, anche in pochi anni o persino mesi. L'intensa fase di ritiro dei ghiacciai che caratterizza l'area alpina (ma di fatto l'intero pianeta) ha portato in evidenza questo fenomeno.

A definire questi ambienti concorrono quindi alcuni elementi relativamente stabili (quota, esposizione) ed altri, i fattori climatici, che sono invece fortemente variabili: significative variazioni possono essere indotte da un'estate particolarmente calda, un inverno siccitoso o un anno in cui le precipitazioni nevose si concentrano in primavera anziché in inverno.

Quando si verificano questi fenomeni estremi tendiamo a preoccuparci, ad esempio, per i disastri (ed i relativi costi economici ed in termini di vite umane)



La debole copertura vegetale tipica delle alte quote (Sciliar, Trentino-Alto Adige)

che ne possono derivare o per la scarsità di acqua, ponendo così maggiore attenzione agli effetti piuttosto che affrontare con serietà le cause di questa grave situazione. Analogamente non ci rendiamo conto della delicatezza di un equilibrio alla cui esistenza sono legati organismi spesso peculiari.

La distribuzione e l'abbondanza delle specie vegetali nelle regioni alpine sono fortemente influenzate dalla copertura nevosa, la cui entità e persistenza, come detto, rispondono ad oscillazioni, anche di modesta entità, di parametri climatici, quali temperatura, precipitazioni e vento. Queste considerazioni valgono anche per alcune specie animali legate in maniera significativa all'ambiente nivale.

Gli attuali modelli climatici prospettano, per il futuro, scenari caratterizzati da modificazioni considerevoli, sia a scala planetaria, sia a scala regionale. Secondo tali modelli i cambiamenti coinvolgeranno, in modo quantitativamente rilevante, la copertura nevosa nelle aree situate oltre il limite degli alberi delle Alpi, modificando in modo significativo la distribuzione delle specie vegetali in questi ambienti.

Nell'ambito dell'alta montagna alpina numerosi risultano gli ambienti la cui copertura vegetale è condizionata dall'entità delle precipitazioni nevose e dalla persistenza della neve al suolo, che determinano la composizione floristica e la struttura delle fitocenosi. La previsione che questi ambienti andranno incontro, in futuro, ad una riduzione della copertura nevosa, sia in spesso-



Questa visione delle Alpi Pennine (Val d'Aosta), verso la fine della stagione estiva, permette di distinguere nettamente il limite delle nevi perenni

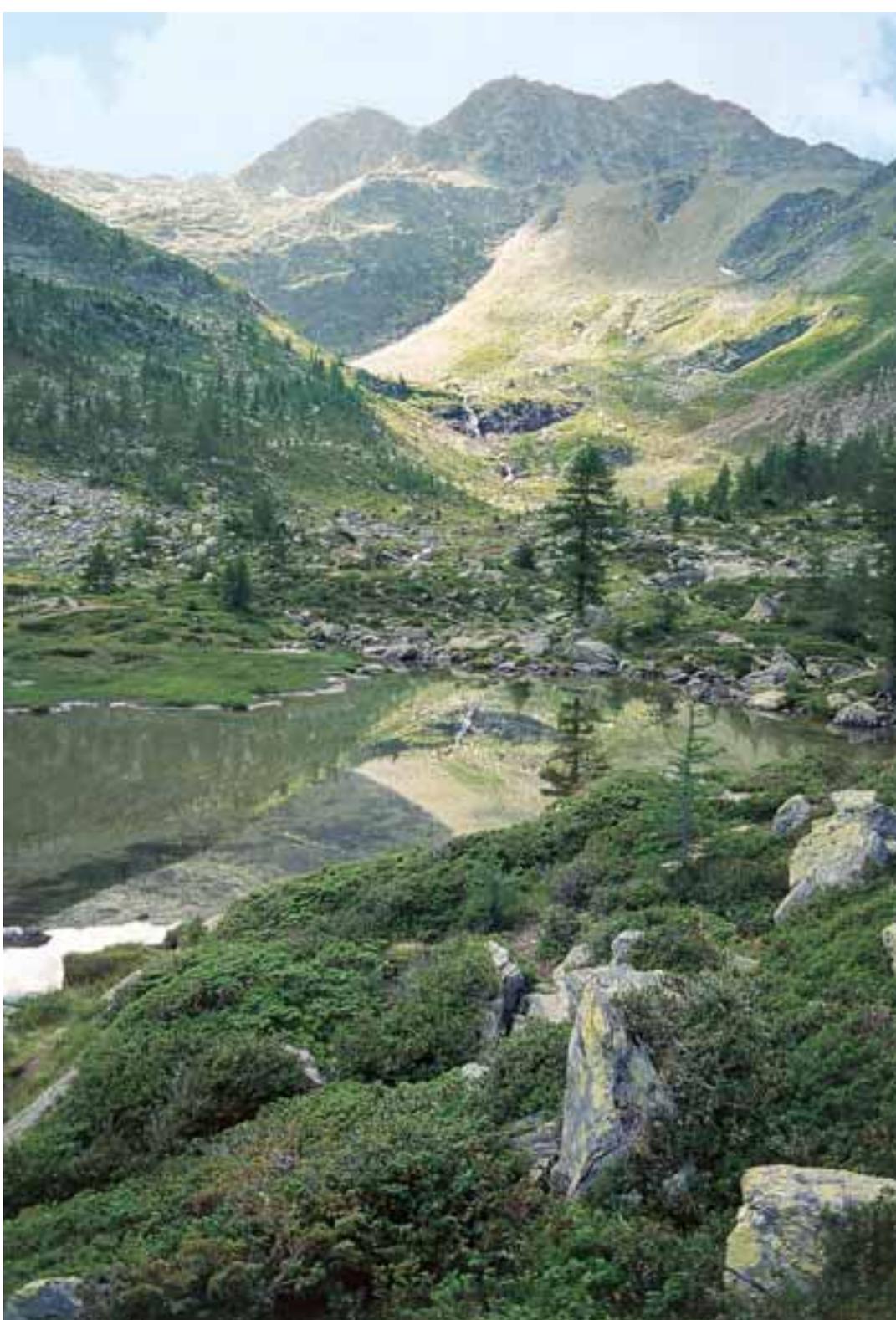
re, sia in durata, li rende particolarmente interessanti dal punto di vista scientifico. Essi possono fungere, infatti, da autentici laboratori naturali, in cui sperimentare "dal vivo" gli effetti dei cambiamenti climatici sulla distribuzione degli organismi vegetali. Questa loro funzione viene già al momento sfruttata nell'ambito di progetti svolti in collaborazione tra centri di ricerca internazionali. Tali progetti si basano sul monitoraggio delle variazioni a lungo termine nella composizione floristica della vegetazione alpina all'interno di piccole aree di uno o pochi metri quadrati. Le aree sono delimitate in modo permanente sul terreno, per poter ripetere la raccolta dei dati in tempi successivi (quadrati permanenti).

Il monitoraggio dei cambiamenti vegetazionali a lungo termine è stato, in tempi recenti, affiancato da altre ricerche che mirano a studiare gli effetti del cambiamento climatico su tempi più brevi. Queste ricerche fanno uso di tecniche di simulazione, manipolando alcuni parametri ambientali, da cui dipende il funzionamento degli ecosistemi alpini, quali disponibilità di anidride carbonica, di acqua e di nutrienti.

L'idea di questo volume nasce proprio da queste considerazioni di attualità scientifica, non disgiunte da un'istanza di tipo conservazionistico. È evidente, infatti, che con il procedere del riscaldamento globale lo straordinario patrimonio biologico degli ambienti nivali si troverà inevitabilmente esposto al rischio di impoverimento, se non di una vera e propria estinzione.



Il complesso mosaico del paesaggio alpino che, in spazi limitati, passa dal bosco al pascolo, dal ghiaione al prato (dintorni di Moena, Trentino-Alto Adige)



Climatologia e geomorfologia

GIOVANNI BATTISTA PELLEGRINI

11

■ L'ambiente nivale

L'ambiente nivale è caratterizzato dalla presenza della neve al suolo per un lungo periodo dell'anno tanto da condizionare non solo la vita degli animali e delle piante, ma anche lo sviluppo di alcuni processi morfogenetici, tipici dell'ambiente di alta montagna. Si ritiene però che nessun fattore fisico determini una influenza così importante sull'ambiente come i fenomeni atmosferici. Questi, considerati nelle loro varie combinazioni medie ed estreme, definiscono il clima di una data località della superficie terrestre. Quello di alta montagna è determinato da una serie di elementi come la radiazione solare, la temperatura, l'umidità atmosferica e le precipitazioni che a loro volta variano a seconda di determinati fattori locali, quali l'altitudine, l'esposizione, l'orografia, la latitudine, la distanza dal mare, la circolazione atmosferica, ecc.



Aspetto invernale delle alte quote montane

Alle nostre latitudini l'ambiente nivale è tipico delle aree di alta montagna, poste oltre il limite superiore degli alberi, che corre all'incirca lungo l'isoterma di luglio di 10°C, e al di sotto del limite delle nevi persistenti. Per queste aree situate a quote elevate (oltre i 1600-1700 m nelle Alpi) è stato definito il clima di montagna, dove l'altitudine è il fattore principale che agisce sui fenomeni meteorologici.

Volendo approfondire gli aspetti climatici e geomorfologici dell'ambiente nivale del territorio italiano, fra i vari tipi di climi di montagna considereremo quello alpino o di alta montagna, anche se non è possibile individuare sempre i limiti e una stretta correlazione fra le caratteristiche dell'ambiente nivale e quelle di questo clima freddo, essendo i fattori che lo determinano estremamente variabili e legati alla complessa realtà geografica dei rilievi.

Paesaggio d'alta montagna durante la fusione del manto nevoso (Val d'Ultimo, Gruppo Ortles-Cevedale, Trentino-Alto Adige)

In particolare è necessario tenere sempre ben presente che il clima alpino non può essere considerato come una semplice conseguenza del fattore altitudine, che modifica gli elementi dei climi regionali di base delle aree circostanti i rilievi.

Da questo punto di vista è più facile riconoscere i limiti dell'ambiente nivale esaminando gli effetti dei processi geomorfologici legati alla lunga permanenza della neve al suolo, essendo le forme di questo ambiente chiaramente impresse nel rilievo dell'alta montagna e localizzate oltre il limite superiore degli alberi, dove però non vi sia un intervento diretto dei ghiacciai.

■ Il clima alpino di alta montagna

Alle medie latitudini, il clima alpino delle zone di alta montagna caratterizza le aree comprese fra il limite superiore degli alberi e il limite delle nevi permanenti. Come vedremo, questo limite non è stabile nel tempo e varia da regione a regione in funzione del regime termo-pluviometrico, con l'instaurarsi di situazioni climatiche che favoriscono l'accumulo nevoso e rallentano la fusione della neve (periodi glaciali) o viceversa che fanno diminuire l'accumulo nevoso e favoriscono la fusione della neve (periodi interglaciali). Da queste considerazioni si può innanzi tutto dedurre che l'ambiente nivale occupa una fascia altimetrica di estensione variabile nel tempo e che tende ad innalzarsi di quota in condizioni di generale miglioramento climatico, come quelle che



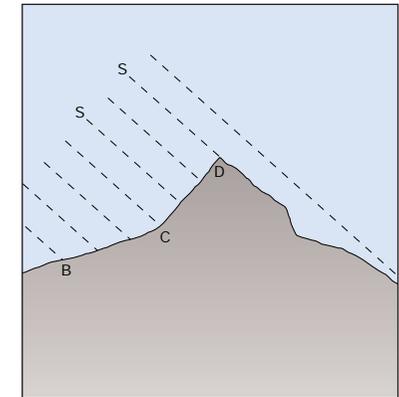
Paesaggio dell'ambiente nivale ai piedi delle pareti dolomitiche del Monte Pelmo (Veneto)

hanno caratterizzato la regione alpina e appenninica a partire dalla fine del Pleistocene.

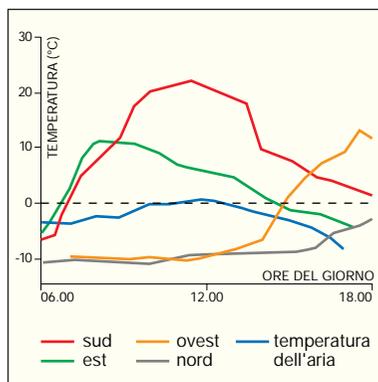
La caratteristica principale di questo ambiente è data dalla scomparsa quasi completa degli alberi e dall'innevamento prolungato, che si estende per quasi tutto l'anno (da sette a dieci mesi) nelle zone più elevate dei rilievi alpini o a quote anche inferiori, nei luoghi protetti dai raggi solari.

Uno dei caratteri più evidenti del clima di alta montagna è la forte variabilità da luogo a luogo, specialmente per il mutare delle caratteristiche orografiche (esposizione generale e locale rispetto ai raggi del Sole, pendenza dei versanti) e morfologiche (uniformità del rilievo, presenza di profonde incisioni trasversali, ecc.). Il fattore che incide maggiormente sugli elementi del clima è comunque l'altitudine che ha un effetto generale sulla temperatura, sulla pressione, sulla umidità e sulla radiazione solare.

La radiazione solare. In alta montagna, alle medie latitudini, i valori di radiazione solare sono spesso molto elevati, come ben sa chi va in montagna, dove è possibile abbronzarsi in breve tempo. Si è calcolato che nelle nostre montagne, verso i 3000 m, la quantità di energia ricevuta al suolo è pari a quella all'equatore in aree di pianura. L'aumento della radiazione solare in alta montagna è dovuto a due fenomeni strettamente legati fra loro: i raggi solari raggiungono il suolo dopo aver attraversato una massa atmosferica più sottile e priva degli strati bassi più densi della troposfera, che normalmente assorbono la gran parte della radiazione diretta; inoltre l'aria in alta montagna è normalmente più limpida e secca e lascia passare meglio le radiazioni. In alta montagna si sono misurati i massimi valori di irraggiamento delle nostre regioni. Per esempio sul M. Rosa (4560 m) questo valore è stato valutato di $1,77 \text{ cal/cm}^2$ al minuto, pari a più di $3/4$ della *costante solare* (uguale a 2 cal/cm^2 al minuto). Da queste semplici osservazioni si capisce come non sia possibile comparare le regioni d'alta montagna con quelle delle alte latitudini (dove invece, per l'inclinazione dei raggi solari, lo spessore della massa d'aria da attraversare è maggiore) anche se esistono delle analogie indiscutibili tra le temperature medie delle due regioni.



Disegno relativo ai contrasti di insolazione e riscaldamento in funzione dell'esposizione e della pendenza di un versante; l'intensità dell'insolazione al suolo è determinata dall'angolo di inclinazione dei raggi solari (S): due raggi equidistanti insistono su una superficie maggiore nel tratto BC rispetto al tratto CD



Schema relativo all'andamento della temperatura dell'aria e di superfici rocciose diversamente orientate

L'andamento della temperatura. La temperatura in generale diminuisce con l'aumentare dell'altitudine, dato che l'atmosfera è riscaldata quasi interamente dal suolo. Nonostante l'intenso apporto di energia radiante del Sole, l'atmosfera della montagna, essendo rarefatta ed avendo un basso contenuto di vapore, è incapace di assorbire e trattenere una notevole quantità di energia, onde la sua temperatura risulta più bassa di quella degli strati atmosferici più vicini al livello del mare. Il *gradiente termico*, che indica la variazione della temperatura

con l'altitudine, è raramente regolare, ed è generalmente più elevato d'estate che d'inverno (ciò sebbene la diminuzione della quantità di vapore d'acqua nell'aria faccia aumentare l'importanza della radiazione solare con l'altitudine). La seguente tabella, ricavata da studi del climatologo austriaco J. Hann, indica la diminuzione media della temperatura ogni cento metri di dislivello rilevata in stazioni situate nelle Alpi orientali. Sono raggruppati assieme i valori rilevati alle stazioni del versante settentrionale, di quello meridionale e della Carinzia, per calcolare appunto i valori medi in quel settore delle Alpi.

	MEDIA ANNUA	INVERNO	ESTATE
VERSANTE NORD	0,51°C	0,35°C	0,62°C
VERSANTE SUD	0,60°C	0,50°C	0,67°C
CARINZIA	0,46°C	0,26°C	0,50°C

Da questa tabella risulta chiaramente che la diminuzione della temperatura in funzione dell'altitudine è maggiore in estate che in inverno, infatti questi valori dicono che la temperatura si abbassa ogni cento metri meno velocemente in inverno rispetto all'estate, quando i moti convettivi che trasmettono il calore fra i vari strati d'aria sono più efficaci.

Se confrontiamo l'andamento diurno della temperatura, fra una stazione posta sul fondovalle con una posta sulla cima di una montagna vicina (per esempio Trento e il Monte Bondone), si vede che di solito le oscillazioni fra il giorno e la notte sono nettamente più forti in fondovalle che sulle cime. In generale il riscaldamento ed il raffreddamento dell'aria sono soprattutto conseguenza delle variazioni termiche del suolo; quindi negli strati dell'atmosfera più vicini al suolo le oscillazioni di temperatura sono particolarmente sensibili, mentre in aria libera, ad una certa distanza dal suolo, sono meno sensibili. A contatto con le rocce



Il ghiacciaio della Val Ferret (Val d'Aosta)

si hanno effettivamente variazioni repentine e profonde di temperatura, poiché si ha l'influenza del raffreddamento-riscaldamento delle rocce. Invece nei luoghi più ventilati prevale l'influenza delle condizioni in aria libera. Ne derivano forti differenze di temperatura da luogo a luogo, anche a breve distanza, a seconda dell'esposizione e della posizione più o meno riparata dai venti freddi. In generale, in alta montagna, nelle posizioni più ventose di cresta o di vetta l'andamento della temperatura sarà più omogeneo, di tipo "oceanico"; mentre nelle valli, nei bacini chiusi, sugli altopiani aperti prevarrà l'influenza del suolo e quindi l'andamento della temperatura sarà più contrastato del tipo "continentale".

Ciò vale anche in senso più generale: le località poste all'interno della catena hanno un tipo di clima alpino più continentale che quelle poste alla periferia.

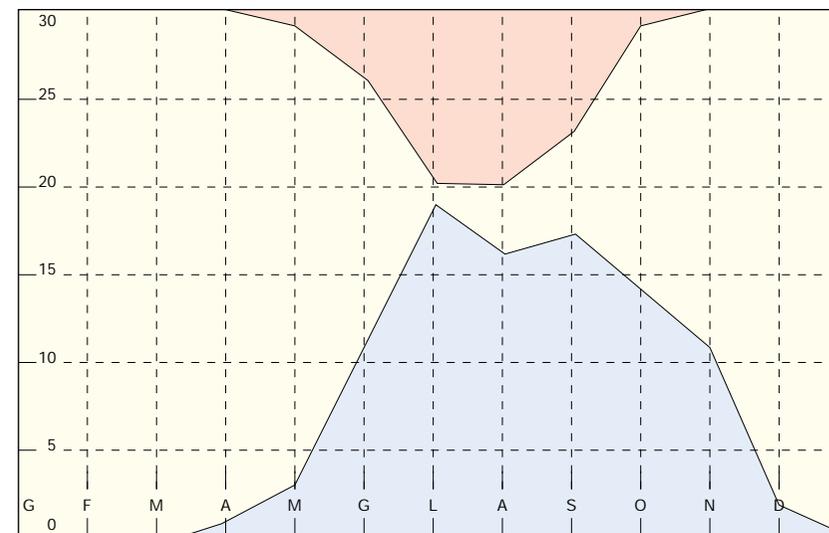
Un fenomeno caratteristico nel clima di montagna è l'*inversione termica*, che consiste nell'esistenza di temperature più basse sul fondovalle o nelle conche chiuse rispetto a quelle sui versanti, specialmente su quelli esposti a mezzogiorno, in contrasto con la legge generale della diminuzione della temperatura verso l'alto. Ciò può dipendere dalle particolari situazioni morfologiche locali del rilievo, come per esempio dalla scarsa *insolazione* del fondovalle. Quest'inversione termica può dipendere a volte anche dalla presenza di fredde brezze di monte, con ristagni d'aria fredda nel fondovalle o nelle conche chiuse d'alta montagna. Se il fenomeno non è solo occasionale, ma si ripete sistematicamente per molto tempo durante l'inverno, si possono creare condizioni climatiche che favoriscono particolari processi morfologici.



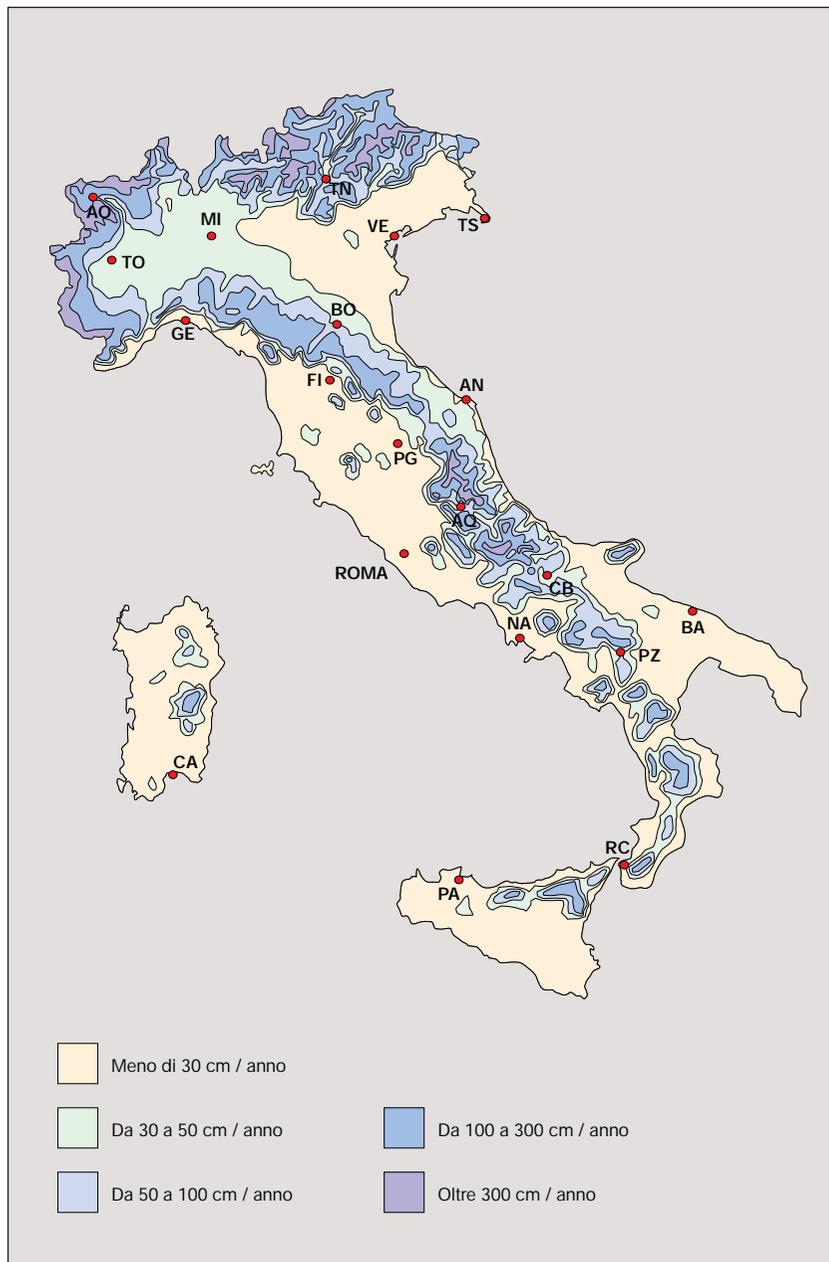
Le pendici del massiccio del Monte Bivera (Alpi Carniche, Friuli Venezia Giulia)

Dove esistono ricerche di climatologia anche recenti, come per esempio nella regione d'alta montagna delle Dolomiti bellunesi, è possibile considerare le variazioni di temperatura durante tutto il giorno, individuando il numero di giorni dell'anno (*giorni di gelo*) in cui le temperature scendono sotto lo zero. Le temperature basse determinano durante la stagione fredda (mesi di dicembre, gennaio, febbraio) una notevole frequenza dei giorni di gelo (20-28 giorni al mese). In queste zone il gelo è precoce e già in ottobre le temperature scendono leggermente sotto lo zero. A novembre le minime notturne negative aumentano fortemente di frequenza (più di un giorno su due nella stazione di Gosaldo, posta a 1141 m nell'alta Valle del Mis). Da dicembre a febbraio il gelo si generalizza con una punta di maggior frequenza in gennaio. Da marzo il gelo notturno è molto legato alla presenza del manto nevoso che accentua l'irraggiamento; la frequenza quindi è ancora alta alle quote superiori. In aprile le gelate si manifestano raramente a quote inferiori ai 500 m ed in maggio interessano solo le zone oltre gli 800-1000 m. La mancanza di dati per i settori più elevati non consente di conoscere con esattezza la durata della stagione fredda; tuttavia in alcune stazioni d'alta quota il gelo può manifestarsi anche occasionalmente a settembre ed in giugno, rimanendo così solo i mesi di luglio ed agosto privi di giorni di gelo.

Si può stimare che le temperature medie annue nell'ambito del territorio delle Dolomiti bellunesi si aggirino sui 4-5°C a 1500 m e sui 2-3°C a 2000 m s.l.m. Considerazioni sulla temperatura analoghe a quelle riferite alla regione alpina



Regime del gelo nel Plateau Rosa (arancio: giorni senza gelo, giallo: senza disgelo, azzurro: con gelo-disgelo)



Carta delle precipitazioni nevose annue

possono essere fatte per i rilievi appenninici, con particolare riguardo ai settori più elevati della catena. In prossimità del crinale dell'Appennino tosco-emiliano la temperatura media annua risulta inferiore ai 6°C. Nei mesi di dicembre e gennaio, oltre i 1000 m di quota, la media si mantiene di poco sotto lo zero; marzo, aprile e maggio fanno registrare valori medi compresi fra 0°C e 10°C; giugno, luglio, agosto e settembre tra i 10°C e i 20°C; ottobre, novembre e dicembre tra i 10°C e 0°C. Nel periodo estivo la media si aggira intorno ai 15°C. Gennaio risulta sempre essere il mese più freddo: in questo periodo l'isoterma di 0°C passa intorno ai 1000 m; il mese più caldo è luglio; il trimestre autunnale è più caldo di quello primaverile. L'escursione termica annua risulta piuttosto bassa, valutabile intorno ai 15°C. Per quanto riguarda i giorni di gelo, cioè quelli nei quali la temperatura scende al di sotto di 0°C, si raggiungono dei valori significativi solo alle quote più elevate e limitatamente al periodo invernale.

Le precipitazioni. Più che la distribuzione delle piogge, nelle aree d'alta montagna interessa conoscere la distribuzione delle precipitazioni nevose e la loro durata al suolo. A tale riguardo è importante definire il coefficiente nivometrico, il quale è dato dal rapporto percentuale fra la quantità d'acqua, espressa in mm, che cade in una località esclusivamente in forma di neve e la quantità totale (sempre espressa in mm) che cade in forma di neve e di pioggia insieme. Tale coefficiente, che è uguale a 100 nei luoghi in cui si verificano soltanto precipitazioni nevose, dipende strettamente dalla temperatura dell'aria durante la stagione piovosa ed è quindi determinato in notevole misura dall'altitudine del luogo di osservazione.

Secondo Pinna, la correlazione che unisce il coefficiente nivometrico all'altitudine per il versante meridionale delle Alpi è data dalla semplice formula sperimentale: $K(\%) = 2,6h - 8,2$ (dove K = coefficiente nivometrico in % e h = quota). Essa dice che per il versante meridionale delle Alpi il valore $K = 50\%$ si raggiunge alla altezza di 2200 m e che il $K = 100\%$ (cioè precipitazioni esclusivamente in forma di neve) si ha a circa 4000 m.

Per l'Appennino settentrionale questa correlazione è data dalla formula $K(\%) = 0,9h + 3,1$ (per esempio a Sestola, nell'Appennino modenese, posta a 1020 m s.l.m., $K(\%) = 12$; sul M. Cimone, a circa 2200 m di quota, $K(\%) = 22,9$). Nell'Appennino abruzzese questa correlazione è data dalla formula $K(\%) = 1,74h - 1,0$ (a Campo Imperatore, a quota 2100 m, $K(\%) = 35,54$). Per la catena appenninica si può aggiungere che in nessun luogo $K(\%)$ arriva al valore 50, dato che le quote massime sono sempre inferiori ai 3000 m di quota sul livello del mare. Questa correlazione, applicata in quei settori montani dove esistono sufficienti dati meteorologici, ci dice che, conoscendo la quota di una data località, possiamo indirettamente ricavare anche la percentuale delle precipitazioni nevose, rispetto al totale delle precipitazioni.



Carta della durata del manto nevoso

È noto che la presenza di rilievi favorisce la caduta delle precipitazioni, specialmente sui versanti investiti da masse di aria umida, ove si formano correnti ascendenti. Così in generale si ha un aumento delle precipitazioni con l'aumentare dell'altitudine, anche se a volte, oltre le grandi altezze, le precipitazioni diminuiscono.

Se esaminiamo una carta delle precipitazioni medie annue nelle Alpi e la confrontiamo con quella delle precipitazioni nevose è possibile rilevare il ruolo particolarmente importante giocato, oltre che dall'altitudine, dall'esposizione e dalla continentalità: notiamo infatti che le Prealpi, più direttamente esposte alle correnti dei quadranti meridionali, ricevono una quantità d'acqua maggiore rispetto alle Alpi interne, che pure sono più elevate; per la neve accade il contrario, perché sono proprio i massicci alpini interni che registrano la quantità totale annua di neve più abbondante. La quantità più cospicua di neve spetta ai grandi massicci del Piemonte e della Valle d'Aosta (7-9 m alla quota di 2700-2800 m) proprio per la loro posizione continentale che comporta temperature invernali piuttosto basse.

La formazione e la durata del manto nevoso al suolo. La formazione di un mantello nevoso durevole al suolo dipende dalla quantità di neve che cade durante l'anno in quella località e dal regime della temperatura che regola i ritmi della fusione della neve. Tra i fattori climatici, quelli che condizionano maggiormente la durata del manto nevoso sono: l'abbondanza delle nevicate, la frequenza con cui la neve cade quando il manto nevoso si è già formato e stabilizzato, l'entità delle oscillazioni giornaliere della temperatura e la presenza di forti venti regionali e locali. Tra i fattori geografici, oltre l'altitudine e la continentalità del territorio, sono da tenere in considerazione le caratteristiche morfologiche del rilievo, quali la pendenza dei versanti, la loro uniformità e l'esposizione ai raggi solari.

Nelle nostre montagne, caratterizzate da inverni relativamente poco freddi, almeno fino a 2300-2500 m, è l'abbondanza delle precipitazioni nevose che assicura la persistenza della neve al suolo. In secondo luogo sono le condizioni ambientali in cui si manifestano le nevicate che determinano la possibilità di una maggiore durata del manto nevoso. Infatti le nevicate precoci subiscono una evoluzione di assestamento più lungo rispetto a quelle tardive, più facilmente soggette alla fusione determinata dai primi innalzamenti delle temperature primaverili.

A parità di precipitazioni nevose, un regime nivometrico con valori massimi in autunno creerà un mantello nevoso più durevole rispetto ad un regime con un massimo di precipitazione primaverile. D'altra parte bisogna ancora considerare che, sia nelle Alpi come nell'Appennino, si osserva una grande variabilità da un anno all'altro nella quantità complessiva della neve caduta. La realtà

climatica dei rilievi delle medie latitudini è assai complessa e le condizioni meteorologiche che si susseguono dipendono dalle diverse situazioni della pressione atmosferica, dalla variabilità delle traiettorie seguite dalle perturbazioni e dall'origine dei flussi che convogliano le masse d'aria sulle Alpi. Verso Sud, lungo la catena appenninica, l'influenza della latitudine comporta una diminuzione notevole della durata dell'innevamento, anche se nelle aree montane più elevate le precipitazioni nevose possono essere molto abbondanti. Questo fatto si spiega con le caratteristiche del regime pluviometrico mediterraneo, che presenta il massimo delle precipitazioni nella stagione fredda.

Nelle zone di alta montagna il fattore che incide maggiormente sulla durata del manto nevoso è tuttavia l'esposizione. Secondo Péguy, il fattore determinante nella durata dell'innevamento non è però la differenza di temperatura che si instaura in una valle fra il versante esposto al sole rispetto a quello in ombra. Infatti la differenza di temperatura fra i due versanti, quando esiste, è dell'ordine del decimo di grado. La rapidità più o meno grande con cui si verifica la fusione della neve su versanti opposti per esposizione è determinata soprattutto dalla durata dell'esposizione del manto nevoso ai raggi solari e dal loro angolo di incidenza.

In generale nelle Alpi la durata del manto nevoso a 1500 m va da novembre ad aprile, a 2000 m va da ottobre a maggio. Al di sopra di tale quota si entra nella fascia del limite delle nevi permanenti.



Carta della durata del manto nevoso in un'area alpina (le aree in bianco indicano permanenza della neve al suolo per oltre 10 mesi all'anno, quelle in verde più scuro per meno di 2 mesi)

Un esempio di carta della durata del manto nevoso di una regione italiana ci è dato dalla Carta della durata della neve al suolo di F. Fliri, inclusa nel Tirol Atlas, relativa alle Tre Venezie. In definitiva viene ribadito che i fattori che condizionano la durata del manto nevoso nelle Alpi sono prima di tutto l'altitudine, quindi l'esposizione ai raggi solari ed infine la continentalità.

Per quanto riguarda l'Appennino si osserva che la minore durata del manto nevoso nell'Appennino abruzzese rispetto all'Appennino settentrionale è da attribuirsi alla latitudine meridionale e alla vicinanza al mare.

Il limite delle nevi permanenti. Nel definire l'ambiente nivale, che come si è detto è compreso fra il limite superiore degli alberi e il limite delle nevi permanenti, è particolarmente importante conoscere le caratteristiche di quest'ultimo, perché al di sopra di esso la neve è presente al suolo per tutto l'anno. Non esiste infatti una demarcazione netta tra la zona soggetta, nel corso dell'anno, all'accumulo e alla fusione completa della neve, e la zona delle nevi perenni. Da questo punto di vista è più facile riconoscere il limite superiore degli alberi puntualmente registrato dalla vegetazione forestale, espressione nel territorio della influenza del clima locale, dell'esposizione e della morfologia.

Il limite delle nevi persistenti indica la parte inferiore di una fascia che separa la zona dove le nevi, alla fine della stagione estiva, non hanno subito la com-



La fascia nivale che si sviluppa attorno ad una delle lingue glaciali del Gran Paradiso, fra la Val d'Aosta e il Piemonte

pleta fusione da quella dove invece si è avuta la completa fusione dell'annata precedente. Al di sotto di tale limite si ha l'area che durante l'anno diviene man mano scoperta e che raggiunge la sua massima estensione normalmente in settembre. Di solito, lo studio di questo limite è eseguito sui bacini glaciali, dove il limite inferiore delle nevi persistenti separa la zona di accumulo dalla zona di ablazione. La posizione di questo limite, in alta montagna, dipende oltre che dalle caratteristiche climatiche, anche da altri fattori locali, tra i quali l'esposizione, l'irregolarità del versante e il regime dei venti. Si riconosce quindi un *limite orografico*, legato ai fattori locali ed un *limite climatico*, che nel suo innalzarsi o nel suo abbassarsi risente soprattutto dell'influenza dei fattori regionali.

In generale il limite climatico delle nevi persistenti nelle Alpi si abbassa alla periferia e si innalza nella parte più interna della catena. Infatti il limite delle nevi si abbassa dove le precipitazioni nevose sono più abbondanti e dove la temperatura è relativamente bassa. Nel versante meridionale delle Alpi un minimo si riscontra nel gruppo del Canin (Alpi Giulie) dove raggiunge i 2400 m. Nelle alte montagne della Val d'Aosta, il limite delle nevi è posto a 3200 m (Alpi Pennine); al Gran Paradiso arriva a 3350 m. Nelle Dolomiti il limite delle nevi perenni si trova sui 2900 m.

Alle nostre latitudini anche il fattore esposizione ha una notevole importanza sull'altezza di questo limite. Infatti nelle Alpi la differenza di altitudine tra il limite delle nevi perenni sui versanti esposti a Sud e quelli a Nord è dell'ordine del



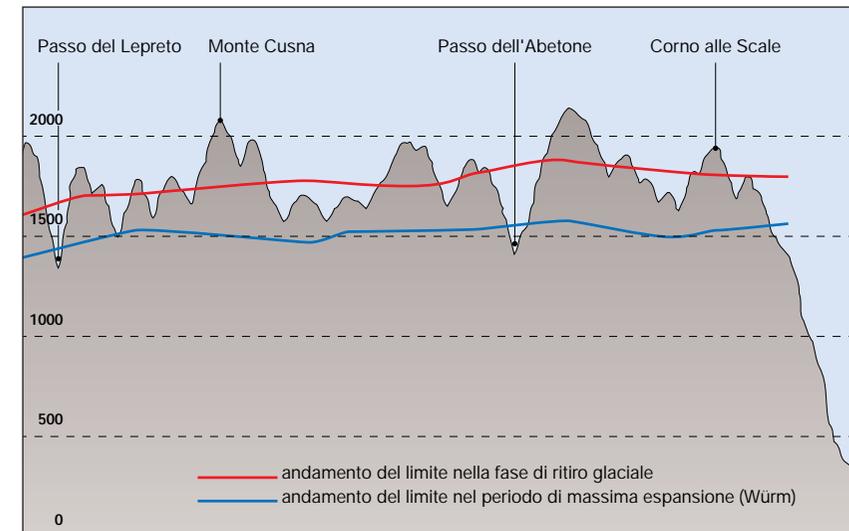
Ghiacciaio e nevai nel Massiccio del Monte Rosa (Val d'Aosta)

centinaio di metri. In particolari situazioni d'ombra, la neve può mantenersi per tutto l'anno anche 300 m al di sotto del limite delle nevi perenni locale. È questo il caso ricordato da C. Lasen delle *vallette nivali*, caratterizzate da una durata della neve di almeno 7-10 mesi per anno, ma talvolta anche per l'intero anno. Le vallette nivali (*Schneetalchen* in tedesco, *snow bed* in inglese, *combes a neige* in francese) sono delle zone riparate con elevata disponibilità d'acqua, di humus, di terra fine, con un suolo più o meno ricco di scheletro, particolarmente adatte per lo sviluppo della vegetazione nel breve periodo vegetativo senza neve (*Aperzeit*, in tedesco).

Il limite delle nevi permanenti come indice di variazioni climatiche.

Essendo il limite delle nevi permanenti strettamente legato, come si è visto, alle caratteristiche sia locali sia regionali del clima, non può essere considerato come un fattore geografico stabile del paesaggio. Esso è soggetto a tutte le variazioni connesse alla instabilità del clima, che si può chiaramente rilevare da un semplice esame dei dati dell'innnevamento stagionale. Questa osservazione appare evidente da un confronto dei dati del periodo 1970-1990 con quelli dell'ultimo decennio.

A partire dall'inverno 1987-1988 si è verificata infatti nelle Alpi una sequenza impressionante di inverni secchi, in netto contrasto con l'andamento nivometrico del decennio precedente, ma anche dell'anno 2003-2004. Con riferimento alla regione dolomitica, un esame dei dati di questo periodo, eseguito



Andamento del limite delle nevi permanenti nell'Appennino Settentrionale durante il Pleistocene



Le ultime placche di neve estiva in una valletta del Monte Pollino (Calabria)

dall'ARPA del Veneto tramite il proprio Centro Valanghe di Arabba (BL), può fornire un significativo contributo alla comprensione delle variazioni climatiche in atto, con conseguenti ricadute sulla entità e la durata del manto nevoso al suolo. Rispetto al ventennio 1970-1990, al quale ci si riferisce per l'analisi climatica del manto nevoso, il cumulo stagionale di neve fresca ha subito una riduzione del 30% per quanto riguarda le stazioni ubicate a 2000-2200 m di quota.

Queste osservazioni possono essere estese all'intera regione alpina, dove si constata ovunque una notevole diminuzione delle aree soggette a innevamento persistente, ciò che implica, come naturale conseguenza, un innalzamento del limite delle nevi perenni.

Un riscontro tangibile delle grandi variazioni climatiche avvenute nel Quaternario, ma anche nel passato più recente degli ultimi due secoli, si ha attraverso lo studio delle forme glaciali e periglaciali delle Alpi e degli Appennini. Il riconoscimento di apparati glaciali ora fossili, che risalgono a quella che viene definita "Piccola Glaciazione" (circa 1500-1850 d.C.), è prova di recenti mutamenti dell'ambiente collegati a variazioni climatiche generali. Essi sono attribuibili a modificazioni della circolazione atmosferica, delle correnti marine, delle condizioni del suolo, con conseguenze sulla vegetazione, sulla fauna e sulla possibilità di vita per gli uomini.

Queste considerazioni ci fanno capire come anche le aree che appartengono all'ambiente nivale, compreso tra il limite delle nevi permanenti ed il limite superiore degli alberi, non sono stabili nel tempo, ma sono in continua variazione con il mutare delle caratteristiche locali e regionali del clima.

Relativamente alla evoluzione morfologica delle zone di alta montagna, queste significative variazioni climatiche hanno provocato l'instaurarsi di nuovi processi, oppure hanno determinato l'arresto o l'inversione di tendenza di altri processi già in atto. Allora lo studio delle forme attive, in piena evoluzione, e di quelle fossili ereditate dal passato recente, ci permetterà di individuare meglio le aree ove agiscono o hanno agito i vari fenomeni dovuti soprattutto alla concomitanza della presenza di neve al suolo e dell'azione del gelo e disgelo sul terreno.

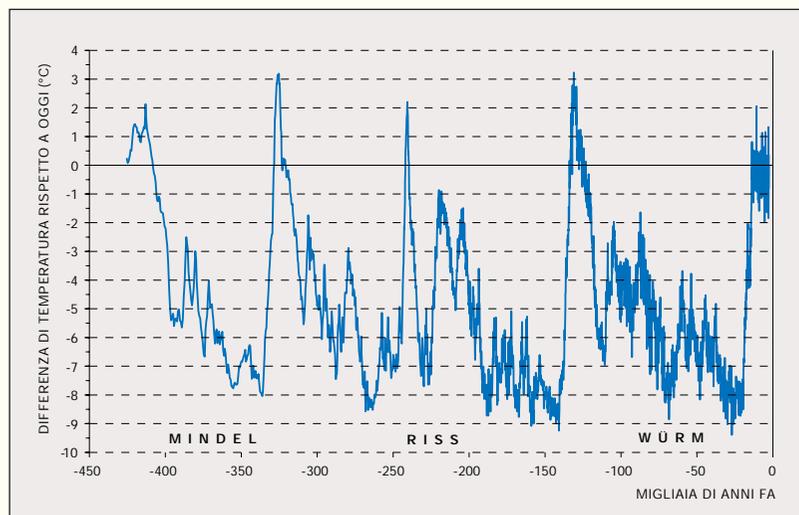


Depositi di neve modellati dalle acque di fusione

La lunga storia del nostro Pianeta è costellata da una continua serie di variazioni climatiche che hanno lasciato testimonianze più o meno riconoscibili sul terreno.

Fra le conseguenze di queste variazioni climatiche rientrano le glaciazioni che mostrano anche una certa periodicità nel loro succedersi: quelle degli ultimi due milioni di anni hanno lasciato tracce ben evidenti, ma espansioni e contrazioni delle masse glaciali si sono verificate sin dalle ere più antiche. Di fatto, per la naturale evoluzione della morfologia superficiale, è soprattutto l'ultima glaciazione, quella würmiana (avviatasi oltre 100.000 anni fa, la cui fase più intensa è datata a circa 20.000 anni fa e l'ultima fase di ritiro a circa 10.000), ad essere ben riconoscibile sul terreno ed essere di conseguenza meglio definita nella sua evoluzione. Ciò che è oramai ben noto è la causa di queste fasi di espansione e conseguente ritiro dei ghiacci che va ricercata in eventi astronomici.

La presenza di ghiacciai e nevi perenni è legata e diversi fattori fra i quali rilevanti sono il ripascimento invernale (quindi intense precipitazioni nevose) e la fusione estiva. Sono necessarie pertanto estati fresche ed inverni non troppo rigidi: se la stagione invernale è troppo fredda, infatti, l'atmosfera non riesce a contenere il vapore acqueo necessario per le precipitazioni nevose abbondanti. Queste condizioni climatiche sono legate, a lungo termine, ad eventi astronomici che mostrano una certa ciclicità (definita di Milankovic, dal nome del matematico che le ha individuate). Ad essi sono collegati gli aumenti ed i decrementi dell'energia solare che giunge sulla Terra: queste periodicità sono poste in diretta corrispondenza temporale con le fasi glaciali e interglaciali. Gli elementi astronomici che giocano un ruolo nella modificazione dell'irraggiamento solare sono l'eccentricità dell'orbita terrestre, la variazione nell'inclinazione dell'asse terrestre e la precessione degli equinozi.



Le variazioni di temperatura ipotizzate negli ultimi 450.000 anni

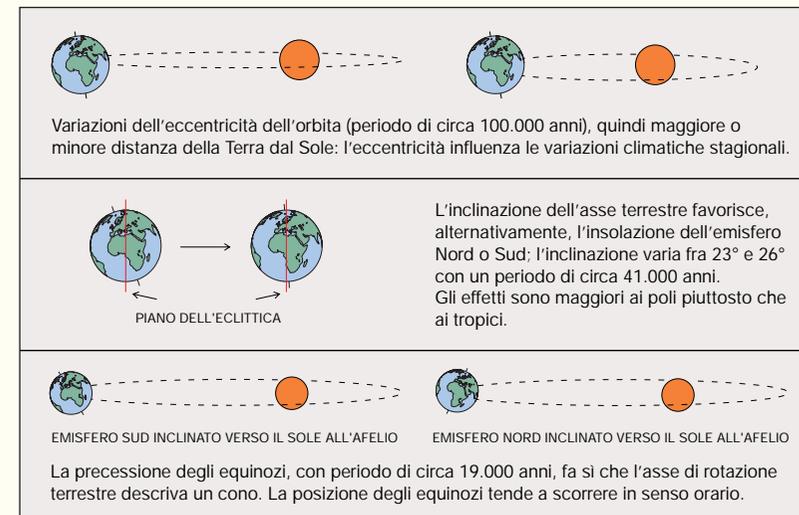
Qual'è però l'intensità di queste variazioni climatiche? Gli studi effettuati (soprattutto quelli sui ghiacci antartici) hanno ad esempio permesso di capire, sulla base del rapporto fra gli isotopi dell'ossigeno ^{16}O e ^{18}O , come durante l'ultima fase glaciale la temperatura media fosse di circa $4\text{-}5^\circ\text{C}$ inferiore all'attuale. Ma definire semplicemente il clima come più fresco dell'attuale sarebbe un grossolano errore: erano diverse la distribuzione di temperature e precipitazioni.

Un ruolo fondamentale è poi quello giocato dalle correnti marine: le acque della Corrente del Golfo mitigano il clima del Nord Europa ma, ad esempio, durante una fase calda, lo scioglimento dei ghiacci artici comporta un afflusso di acque fredde che possono apportare variazioni nei movimenti di queste masse liquide e, conseguentemente, ad un peggioramento del clima, non solo nell'Europa settentrionale, con una piccola fase glaciale (fenomeno che si è verificato più volte in passato).

Ciò dimostra la complessità delle interazioni fra i diversi elementi che caratterizzano il clima.

Per ultimo, in senso temporale, va esaminato il ruolo dell'uomo. Un elemento fondamentale per l'equilibrio climatico del nostro pianeta è l'effetto serra che permette di riscaldare la Terra trattenendo parte della radiazione solare. Questo effetto è legato alla presenza, oltre che di vapor acqueo, di altri gas quali anidride carbonica, metano, ossido nitroso, ozono, ma anche numerosi composti prodotti chimicamente come i clorofluorocarburi.

L'aumento di concentrazione dei gas serra conduce ad un incremento della temperatura globale: l'attuale concentrazione di anidride carbonica (CO_2), pari a circa 360 parti per milione, è del 30% più alta rispetto a due secoli fa ed è responsabile (escluso l'apporto del vapore acqueo che viene convenzionalmente escluso dal calcolo per la sua forte variabilità) del 70% dell'effetto serra.



I fattori che causano l'alternarsi fra fasi calde e fredde sono legati a variazioni del moto terrestre

■ Caratteristiche geomorfologiche dell'ambiente nivale

Nelle zone di alta montagna delle medie latitudini si osserva, al di sotto del limite delle nevi permanenti, una fascia altimetrica di ampiezza variabile, dove i cicli di gelo e disgelo sono quasi quotidiani e spesso così frequenti da innescare nelle rocce una serie di *processi morfologici* che sono una delle cause del modellamento del rilievo, anche se non la principale. In particolare, le ripetute variazioni termiche sopra e sotto 0°C, con conseguente trasformazione ciclica dell'acqua dallo stato liquido a quello solido, provocano nella roccia il fenomeno della frantumazione, che si concretizza in una azione a cuneo, una azione di sollevamento ed una azione di spinta.

Queste variazioni cicliche di stato fisico dell'acqua sono responsabili di un insieme di fenomeni detti *crionivali* o *periglaciali*, per i quali ha un ruolo importante anche la presenza della neve. Infatti l'azione morfologica della neve (*nivazione*) si esplica attraverso il suo peso ed il suo movimento (valanghe), attraverso le condizioni termiche e di umidità che essa crea nelle aree circostanti, attraverso il ruscellamento nivale con gli effetti che questo processo determina nelle rocce carbonatiche (per il suo alto contenuto di anidride carbonica) e sui detriti (mediante l'accumulo e lo spostamento dei materiali sciolti).

È bene sottolineare, tuttavia, che l'azione morfologica della neve non è direttamente proporzionale alla grande estensione e allo spessore della sua copertura, che si tradurrebbe in una protezione delle rocce sottostanti dalle escursioni termiche, ma piuttosto ad una azione a carattere discontinuo, per distribuzione ed intensità, legata alla lenta fusione estiva delle placche di neve localizzate in conche, vallette o nicchie di neve. L'ambiente nivale è quindi caratterizzato, dal punto di vista geomorfologico, dalla presenza di diffusi fenomeni dovuti al gelo-disgelo e all'azione della neve.

I processi crioclastici e di nivazione.

Questi processi hanno un ruolo importante sopra il limite superiore degli alberi, dove cessa la presenza delle piante arboree, che richiedono per il loro sviluppo una temperatura

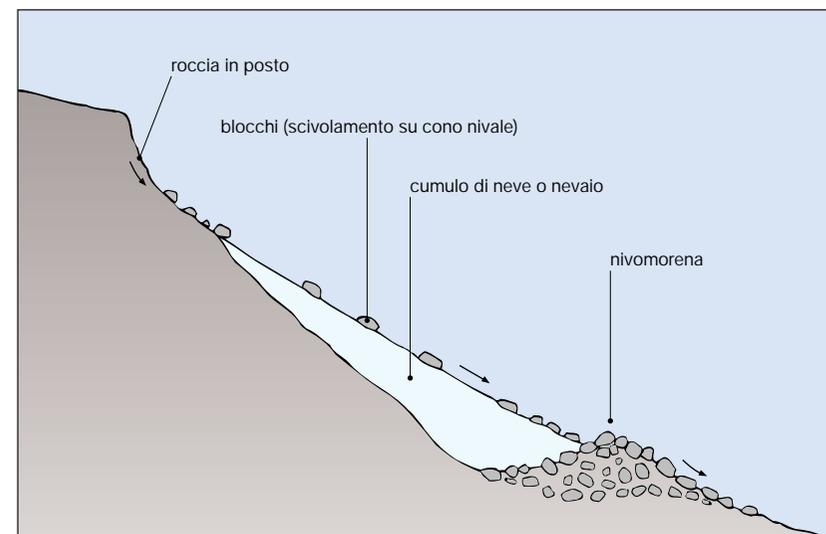


Valletta nivale (Friuli Venezia Giulia)

media del mese più caldo di almeno 10°C. Tuttavia non tutte le zone situate a quote superiori a tale limite sono interessate in uguale modo dai *processi crioclastici*. Infatti i pascoli alpini, con i loro prati, proteggono il suolo dall'azione del gelo in modo che i processi crionivali siano meno efficaci e diffusi. La presenza di una copertura vegetale, inoltre, limita l'intensità d'azione di altri processi come la *deflazione* ed il ruscellamento. Dove invece la copertura vegetale è meno continua o assente, gli effetti del gelo e del disgelo sono più frequenti. Anche per questi motivi il sistema morfologico crionivale non deve essere considerato come l'espressione di un ambiente uniforme e stabile nel tempo.

Nelle regioni d'alta montagna delle medie latitudini, malgrado il gelo sia un fenomeno ricorrente, esso non è mai però paragonabile a quello delle regioni delle alte latitudini, dove si hanno più mesi con temperature medie inferiori allo zero. Nell'ambiente nivale il gelo invernale non è mai così duraturo da creare un suolo perennemente gelato (*permafrost*). Il suolo gelato con continuità è un fatto del tutto eccezionale, per lo più confinato in piccole aree protette dai raggi solari.

I processi crionivali assumono comunque nelle Alpi un ruolo morfogenetico di primo piano, secondo soltanto a quello dei fenomeni glaciali. Tale ruolo deve essere stato tuttavia ben più importante nel passato, come risulta dalla grande diffusione di forme non più attive di diversa tipologia, il cui ambiente genetico doveva essere caratterizzato da condizioni climatiche notevolmente più



Schema relativo all'interpretazione dinamica di una "nivomorena"

severe delle attuali. In particolare, certe forme poligonali di grandi dimensioni, non attive al presente, testimoniano forti penetrazioni del gelo stagionale che potrebbero essere riferite oltre che a periodi genericamente più freddi, ad oscillazioni climatiche tali da limitare fortemente l'effetto protettivo del manto nevoso nel periodo invernale.

Attraverso l'analisi delle forme crionivali fossili è inoltre possibile interpretare le condizioni evolutive del rilievo del passato e valutare il significato paleoclimatico che esse rappresentano.

Se si considera che durante il Pleistocene il limite delle nevi persistenti è sceso nelle Alpi molto al di sotto di quello attuale, fino a quote inferiori ai 1500 m s.l.m., si comprende come i processi legati alle basse temperature e alla lunga permanenza della neve al suolo devono avere interessato regioni molto più estese di quelle attuali. Il sistema crionivale non deve essere quindi considerato come un ambiente uniforme; esso è infatti fortemente condizionato dalle diverse caratteristiche della vegetazione che ne limita in certi luoghi l'intensità d'azione, difendendo il suolo da alcuni processi esterni, come la deflazione ed il ruscellamento.

Le condizioni attuali consentono una penetrazione del gelo stagionale molto più ridotta, come risulta dalle generali modeste dimensioni delle forme legate all'azione del gelo discontinuo (per esempio i *suoli poligonali*, vedi oltre), attive solo alle quote più elevate della catena alpina. La morfogenesi dell'ambiente nivale delle Alpi appare contraddistinta soprattutto da *fenomeni di*



Valletta nivale alla testata del circo della Busa Grande nelle Vette Feltrine (Veneto)

gelivazione, da processi di versante dovuti alla presenza della neve e all'azione delle valanghe.

Negli Appennini prevalgono le forme fossili corrispondenti o immediatamente successive all'ultima glaciazione. Le sole forme attive sono le falde detritiche ai piedi delle pareti rocciose, dovute alla degradazione meccanica delle rocce per effetto del gelo. Attualmente l'efficacia dei fenomeni crioclastici è attiva solo per brevi periodi dell'anno in corrispondenza dei cicli di gelo e disgelo, presenti soprattutto nei mesi autunnali e in minor misura in quelli primaverili.

Le forme e i depositi dell'ambiente nivale. Dopo aver considerato i vari processi che caratterizzano l'ambiente nivale di alta montagna, non sarà difficile immaginare quali siano le principali forme che modellano questo paesaggio posto al di sopra del limite superiore degli alberi, ma ai piedi dei massicci rocciosi coperti dalle nevi perenni ed attraversati dalle lingue glaciali. Si tratta per lo più di ampie praterie, a morfologia varia con dossi e depressioni, di ripiani o di ripidi pendii che si raccordano verso l'alto, attraverso le falde detritiche, ai primi spuntori rocciosi, alle grandi pareti, ai ripidi canaloni percorsi dalle valanghe. È in quest'area, posta ai margini dei ghiacciai attuali, ma probabilmente già essa stessa sede nel passato di estese superfici glacializzate, che si creano le condizioni più adatte per lo sviluppo dei processi crionivali e delle relative forme.



Il ghiacciaio del La Mare e l'apparato morenico della "Piccola Glaciazione" (Cevedale, Trentino-Alto Adige)

Le falde e i coni detritici. L'azione del gelo sulle rocce (*gelivazione*) si esprime attraverso una loro frantumazione, che avviene con velocità e modalità diverse a seconda dei vari tipi litologici (*gelività di una roccia*). La gelivazione è tanto più efficace quanto più numerosi sono i cicli di gelo e disgelo e quanto più abbondante la disponibilità di umidità. Una diminuzione della presenza d'acqua ridurrebbe infatti il volume di ghiaccio che preme all'interno delle fessure o pori della roccia. I frammenti di roccia prodotti da questo processo, precipitano, per azione della gravità, ai piedi delle pareti e vanno ad accumularsi lungo i versanti, dando luogo a dei depositi detritici, a seconda della loro forma, *cono* e *falda di detrito*. Queste forme di accumulo rappresentano il prodotto finale della disgregazione meccanica della roccia e sono costituite da frammenti a spigoli vivi, con gli elementi più grossolani che si concentrano nelle zone più basse del pendio.

La falda detritica è una fascia di detrito posta ai piedi di una parete rocciosa con superficie inclinata, avente un angolo di circa 35°; un cono detritico è normalmente collegato invece ad un canalone, da cui provengono i detriti che si staccano dalle pareti circostanti; spesso più cono detritici disposti uno vicino all'altro danno luogo ad una fascia detritica continua. Le falde e i cono detritici sono litologicamente omogenei se provengono da pareti costituite da rocce dello stesso tipo. Questa semplice osservazione aiuta a comprendere meglio la genesi ed il luogo di provenienza dei materiali che si accumulano sui fondovalle.



Coni detritici ai piedi delle pareti settentrionali del M. Pelmo (Dolomiti orientali, Veneto); presso l'apice del cono in primo piano si riconoscono profondi solchi dovuti alle acque dilavanti e di fusione della neve

Le superfici delle falde detritiche e dei cono sono spesso interessate da altri processi che ne modificano la forma e la pendenza. I temporali estivi, così frequenti in alta quota, provocano rapidi scorrimenti d'acqua nei canaloni e ai piedi delle pareti, che si riversano successivamente sui cono e sulle falde detritiche, dando luogo a nuovi fenomeni di erosione e trasporto. Si vengono a formare così improvvisi spostamenti di masse di detrito che si ridepositano sotto forma di colate detritiche (*debris flow*) ai piedi del versante.

All'acqua di pioggia in primavera, ma in qualche caso anche dopo le prime nevicate autunnali, si può aggiungere l'acqua di fusione della neve. Come conseguenza di tali fenomeni si osserva una generale diminuzione della pendenza dei cono detritici e la formazione di nuovi depositi detritici irregolarmente stratificati o *cono detritici di tipo misto*.

Se il trasporto dei detriti di gelivazione avviene oltre che per ruscellamento nivale anche per slittamento dei frammenti rocciosi su neve o su superfici gelate, si vengono a formare dei depositi di materiale ghiaioso-argilloso, a strati inclinati da 5° a 30°, costituiti da piccoli detriti angolosi, disposti parallelamente all'inclinazione del versante. Il fenomeno si può ripetere stagionalmente per lunghi periodi, in modo da consentire il formarsi di *falde detritiche stratificate* (*grèzes litées*, in francese). Questi depositi sono tipici di un ambiente nivale, al punto da essere considerati come uno degli elementi rivelatori di un clima freddo, periglaciale. Sono noti i depositi di *grèzes litées* delle Prealpi venete, ma anche quelli dell'Appennino marchigiano, testimonianze della presenza di lunghi periodi freddi del Pleistocene superiore.

Nell'ambiente di alta montagna la distribuzione delle forme dovute alla disgregazione delle rocce e alla gravità ci permette di riconoscere di solito una fascia ad elevata dinamica geomorfologica dove l'azione degli agenti atmosferici è particolarmente efficace, con la genesi di forme attive. Le falde e i cono detritici non attivi sono invece più frequenti sui pendii lasciati sgombri dai ghiacciai da maggior tempo. Su questi versanti, relativamente stabili, è di solito presente una modesta copertura vegetale, costituita da zolle erbose, arbusti e rari alberi sparsi.



L'acqua di fusione della neve può alimentare piccoli bacini lacustri (Val Venosta, Trentino-Alto Adige)

Le microforme legate al gelo discontinuo. Dove i detriti sono disposti su superfici subpianeggianti o poco inclinate, appaiono evidenti gli effetti di riorganizzazione dovuti all'azione del gelo discontinuo. Sul fondo di conche detritiche o in limitate superfici pianeggianti si possono formare dei veri lastricati naturali (*lastricati di pietre*) costituiti da elementi detritici grossolani disposti a piatto e talvolta immersi in materiale fangoso. Tali disposizioni sembrano dovute alla forte pressione esercitata da potenti accumuli di neve su elementi di rocce metamorfiche disgregate dal gelo e disgelo. Il processo è, di solito, facilitato dalla presenza di una matrice limoso-argillosa che agevolerebbe il meccanismo di messa in posto, con il contributo dell'acqua di fusione della neve.

Quando questo fenomeno si verifica su pavimenti di pietre disposte su superfici inclinate, le pietre che lo costituiscono si dispongono con l'asse di allungamento parallelo alla linea di massima pendenza del versante, sospinte dal geliflusso.

Il congelamento del suolo, con la conseguente formazione di ghiaccio nel terreno, provoca la verticalizzazione dei detriti più grossolani, con sollevamenti anche differenziali che possono interessare le singole pietre, originando una serie di forme particolari (strutturazione del suolo in forme geometriche poligonali).

I *poligoni di pietre* sono più facilmente distinguibili quando presentano nella parte centrale uno spazio più o meno piatto, terroso, privo di pietre. Queste



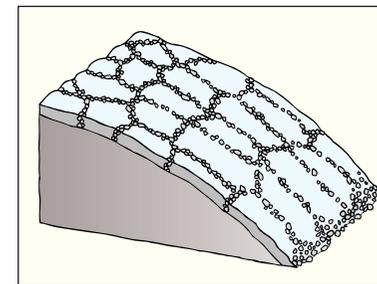
Frana di crollo sul versante meridionale del Gruppo del Sasso Lungo (Dolomiti, Trentino-Alto Adige)

si trovano lungo tutto il perimetro, disposte verticalmente, nelle fessure formatesi per la contrazione del terreno. Altre volte il disegno dei poligoni è marcato solo da strisce di vegetazione erbacea. Pur essendo forme tipiche delle regioni artiche, caratterizzate dalla presenza del *permafrost*, il suolo perennemente gelato, esempi minori si possono ritrovare anche nelle regioni di alta montagna alle medie latitudini. Sono frequenti anche nelle Alpi e negli Appennini, dove si formano per spostamenti ripetuti di vari elementi del terreno per effetto del congelamento invernale e del disgelo estivo.

La maggior parte di queste forme sono localizzate nei terreni molto umidi, spesso nelle vicinanze di laghetti o alla fronte dei ghiacciai, e sono causate sia dalle alternanze di gelo e disgelo, sia da processi di umidificazione e di disseccamento.

Per processi analoghi si possono formare, lungo i versanti, particolari forme allungate che si sviluppano secondo la linea di massima pendenza. Si tratta di poligoni rettangolari la cui geometria è dovuta alla componente della forza di gravità responsabile dello spostamento del materiale roccioso lungo il pendio. Le acque di ruscellamento nivale possono intervenire nel rimaneggiare i detriti e disporli in fasce parallele lungo il versante, dando così luogo a dei *suoli a strie parallele*.

A questo gruppo di forme particolari appartengono infine i *cuscineti erbosi*, la cui genesi è strettamente legata alla presenza del gelo stagionale che agisce sulla componente argillosa e siltosa del suolo, fortemente imbibito d'acqua. Si tratta di rigonfiamenti subcircolari del terreno ricoperto di vegetazione erbacea, di diametro compreso tra 0,5 e 1 m al massimo, associati in gruppi. La forma bombata dei cuscineti è dovuta al noto fenomeno di aumento di volume al passaggio acqua-ghiaccio o al rigonfiamento per apporto di nuovi materiali argillosi dal terreno circostante. I cuscineti erbosi sono forme molto comuni nell'arco alpino, risultando attive, per la presenza del ghiaccio stagionale, in tutto l'ambiente nivale.



Schema relativo alla genesi dei poligoni allungati da cui derivano i versanti a strie



Un classico esempio di versante a strie parallele (Vette Feltrine, Veneto)



Grandi accumuli di detriti si formano ai piedi delle pareti rocciose

Le frane ed il geliflusso. Le grandi cadute di masse rocciose, per effetto prevalente della forza di gravità, sono un fenomeno che caratterizza tutto l'ambiente montano, dai fondovalle al piede delle pareti, e quindi anche quello nivale.

Le cause che preparano e che determinano questi fenomeni sono molteplici, complesse e spesso combinate fra loro. In questo contesto non ci dilungheremo in una analisi dei vari fattori che sono alla base di questi fenomeni, ma sarà sufficiente indicare le caratteristiche principali di quelli che più frequentemente lasciano la loro impronta sul paesaggio di alta montagna. La frana che più frequentemente si presenta nell'ambiente di alta montagna è quella

di crollo, che consiste nel distacco improvviso di una massa di roccia da pareti assai ripide. Le frane di questo tipo hanno dimensioni variabili a seconda del volume di roccia coinvolto. La diffusione di questi fenomeni è spesso legata a particolari situazioni geologiche dovute alla presenza di formazioni rocciose con caratteristiche meccaniche molto diverse fra loro e dal fatto che le rocce sono spesso fratturate.

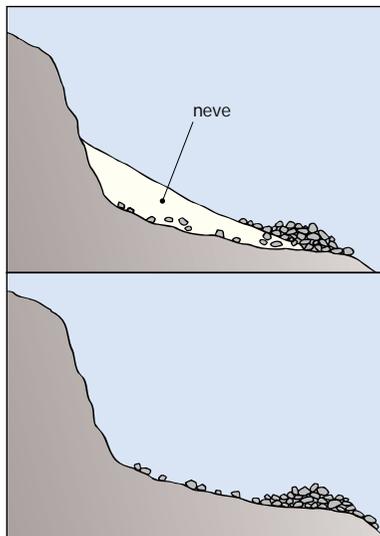
Di un certo interesse morfologico sono le frane di crollo verificatesi quando in passato erano ancora presenti i ghiacciai. In questo caso il materiale detritico ha subito un certo trasporto verso valle prima di essere deposto dal ghiacciaio in fase di fusione. La zona di accumulo di queste frane finisce quindi a trovarsi molto lontana dal luogo di distacco ed è spesso difficile riconoscere la nicchia da cui ha avuto origine il fenomeno.

Le frane più grandi si sono verificate nelle Alpi verso la fine del Pleistocene per collasso di pareti rocciose che erano state modellate dai ghiacciai, talora per mancanza del sostegno laterale che questi esercitavano con le loro masse.

Nelle zone di alta montagna al di sopra del limite del bosco non mancano tuttavia altri tipi di frana che interessano vecchi accumuli detritici di versante o depositi glaciali. Nel periodo di scioglimento delle nevi e di ammolimento del suolo gelato, le acque di fusione si infiltrano profondamente nei detriti al di sotto della cotica erbosa, fino al contatto con la roccia in posto. Lo strato superficiale detritico, ricco di materiali sabbiosi e limosi, tende allora a scivolare per gravità lentamente verso il basso (*geliflusso*) anche su pendii assai lievi, tra-



Forme di decorticamento legate al geliflusso



Schema relativo alla formazione di un argine detritico di nevaio: la forma appare evidente solo dopo lo scioglimento della neve

sportando verso valle blocchi rocciosi frammentati a depositi più fini. Si formano così nuovi accumuli e profonde lacerazioni nella cortina erbosa. Questi colamenti di terra sono normalmente molto lenti, ma possono determinare spostamenti del terreno di parecchi metri. Il geliflusso è quindi un fenomeno di colamento del terreno, tipico dell'ambiente periglaciale, che mette in movimento la coltre detritica superficiale, quando questa è caratterizzata da un elevato contenuto in acqua.

Altre forme tipiche prodotte dal geliflusso, di dimensioni varie ma per lo più inferiori alla decina di metri, sono i *lobi*, colate di terra miste a pietre, e le *terrazzette*. Queste sono frequenti sui versanti con scarsa copertura vegetale, dove si formano delle ondulazioni,

con orlo erboso, alternate ad aree detritiche scoperte.

I versanti soggetti al fenomeno di geliflusso presentano frequenti discontinuità nella cortina erbosa, dovute allo spostamento verso il basso di intere porzioni del terreno, delimitate da fessure irregolari per lo più disposte parallelamente alle curve di livello, perché la trazione maggiore avviene secondo le linee di massima pendenza. Sul terreno lasciato libero dalla vegetazione si osservano diffusi processi erosivi dovuti alle acque dilavanti, alla neve, al vento e al gelo e disgelo.

Fenomeni di geliflusso si osservano ancora su depositi caratterizzati da forte componente argillosa, con la formazione di piccole vallecole a fondo concavo, dette *Dellen* (in tedesco), generalmente attive anche a quote relativamente basse.

Le colate di pietre. Accumuli di pietre a forma allungata, costituiti da elementi detritici di dimensione decimetrica, privi o quasi di matrice e disposti in prevalenza con l'asse maggiore parallelo al pendio, si osservano frequentemente sui versanti, lungo solchi di ruscellamento o sul fondo di vallecole. Le dimensioni di queste forme sono variabili anche se superano raramente qualche metro di larghezza ed il centinaio di metri di lunghezza. L'origine delle colate di pietre è di difficile interpretazione, anche se si può ritenere che esse siano state messe in posto nel passato da fenomeni di geliflusso. La matrice che face-

va da legante fra i vari blocchi sarebbe stata successivamente eliminata dall'azione delle acque dilavanti prodotte dalla fusione della neve. Si tratta quindi per lo più di forme inattive, anche se movimenti molto lenti sono possibili dove all'interno del deposito persiste del ghiaccio stagionale.

Nell'Appennino tosco-emiliano si riconoscono alcuni depositi accumulatisi per geliflusso intorno agli 800-1000 m, dove attualmente l'azione del gelo è un fatto eccezionale. Si tratta di veri testimoni di una antica morfologia tipica di un ambiente periglaciale. Infatti durante l'ultimo periodo glaciale questa fascia altimetrica si trovava al di sotto del limite delle nevi permanenti, in una zona dove l'alternarsi delle temperature sopra e sotto lo 0°C era molto frequente.

I "ghiacciai di pietre" (*rock glaciers*). Si tratta di grandi ammassi di elementi rocciosi grossolani, a spigoli vivi, direttamente collegati alle falde detritiche dei circhi glaciali e dei versanti rocciosi dai quali traggono origine. La forma di questi depositi è a lobo o a lingua, con un caratteristico andamento allungato parallelamente al versante o a festoni concentrici, a fronte ripida fino a 40°, sopraelevata rispetto al terreno circostante. L'estensione in lunghezza varia da alcune decine di metri fino ad oltre un chilometro.

La superficie di questi depositi, resa disomogenea e difficilmente praticabile per la disposizione caotica dei massi, ha nell'insieme l'aspetto caratteristico a ondulazioni e contro pendenze arcuate, che testimonia un movimento interno



Imponenti morene laterali lungo la Val Ferret (Val d'Aosta)



Rock glacier nel gruppo dell'Adamello (Trentino-Alto Adige)

verso il basso. Questo spostamento lento dei detriti è dato nei rock glaciers attivi dalla presenza in profondità di ghiaccio interstiziale che si conserva nell'estate, fondendo lentamente. Il movimento lungo il pendio è il risultato di spostamenti ripetuti degli elementi detritici, in seguito alle trasformazioni dell'acqua di fusione della neve in ghiaccio di rigelo e all'acqua che scorre alla base dello stesso rock glacier.

Nelle Alpi la presenza dei rock glaciers è assai frequente nelle aree in cui affiorano rocce metamorfiche al di sopra dei 2500 m. Quelli attivi, cioè che contengono ancora oggi ghiaccio nel loro interno, si trovano prevalentemente nei versanti esposti a settentrione. La loro esistenza è da mettersi in relazione alla presenza di nevai semipermanenti o in qualche caso a ghiacciai di circo, dai quali derivano per progressiva fusione del ghiacciaio via via ridotti a piccole dimensioni e coperto da detrito.

Molti rock glacier, specialmente quelli localizzati sui versanti esposti a sud e a quote inferiori ai 2500 m, non sono più attivi e pur mantenendo la fisionomia tipica a festoni non sono più in movimento. La loro superficie è più regolare e meno accidentata; i massi che li costituiscono, esposti per lungo tempo all'azione del gelo, sono stati a loro volta disgregati e gli interstizi, fra masso e masso, sono stati riempiti da materiali più fini. Anche la vegetazione può aver parzialmente inerbito la superficie o ricoperto di licheni i massi. Attraverso il grado di colonizzazione della vegetazione si può quindi giungere ad una prima valutazione sullo stato di attività delle forme di questo ambiente periglaciale.

Le forme dovute ai fenomeni di nivazione. I fenomeni di nivazione si verificano sia sui versanti ripidi (valanghe), sia in luoghi circoscritti dove la neve si accumula e persiste a lungo anche durante l'estate. Se la presenza della neve si ripete per molti anni di seguito negli stessi luoghi si ha allora la formazione di una serie di forme caratteristiche sia di erosione sia di deposizione.

Le tipiche forme di erosione che si sviluppano rapidamente sui depositi sciolti come quelli glaciali e più lentamente nelle rocce gelive, sono le *nicchie di nivazione*. Si tratta di incavi localizzati sui versanti dove la neve può accumularsi facilmente e conservarsi per lungo tempo. La loro genesi è dovuta principalmente all'azione del gelo e del disgelo. L'efficacia di questo processo dipende dal tipo di roccia e dall'intensità dell'azione crioclastica, dovuta al microclima generato dallo stesso accumulo nevoso. Il processo è molto intenso ai margini delle chiazze di neve e l'azione si estende arealmente con il variare delle dimensioni dell'area innevata. La neve agisce soprattutto fornendo l'acqua di fusione. L'azione di corrosione chimica è significativa solo dove sono presenti rocce carbonatiche. I detriti prodotti dal gelo e disgelo vengono rimossi e trasportati lungo il versante dalle acque di ruscellamento nivale e dal geliflusso, favorendo così ulteriormente lo sviluppo della nicchia.



Superficie di distacco di una piccola valanga

Dato che la neve ha una piccola parte in questo processo, fornendo essenzialmente solo l'acqua di fusione, alcuni autori considerano le nicchie come l'effetto di un processo crioclastico, legato alla formazione e alla fusione dei cristalli di ghiaccio negli interstizi della roccia del versante. La neve non sarebbe quindi in grado di esercitare delle vere azioni erosive. Il termine di nivazione è comunque utile per riunire tutti quei processi connessi alla lunga presenza della neve in particolari luoghi, giocandovi in ogni caso un ruolo morfogenetico di rilievo.

Fra le forme di accumulo legate alla presenza della neve sui versanti ripidi vanno ricordati gli *argini detritici di nevaio* dalla forma arcuata, che si rinvergono ai piedi delle falde o delle pareti rocciose. La loro genesi è dovuta allo scioglimento dei materiali detritici che provengono dalle pareti sulle superfici nevose. I clasti si accumulano ai piedi del nevaio, manifestandosi, dopo lo scioglimento della neve, come argini detritici rilevati, detti anche *nivomorene* o *argini pseudomorenici*, sebbene non siano collegati direttamente ad un ghiacciaio.

Le valanghe. Uno dei fenomeni più violenti e grandiosi dell'ambiente crionivale è quello delle *valanghe*, che si verificano per frana improvvisa di neve frammentata a ghiaccio e detriti. Gli effetti morfologici delle valanghe si possono osservare soprattutto ai piedi dei canali in roccia ove esse si ripetono sistematicamente, creando forme di cono, molto simili a quelle dei conetti detritici. Non sempre i *coni di valanga* sono facilmente distinguibili da quelli detritici, in quanto nei mesi estivi essi vengono interessati dalle acque di dilavamento che ripercorrono gli stessi canali. Quando le valanghe si sviluppano sulle falde detritiche, esse danno luogo, per effetto della forza di trascinamento della massa di neve, a dei caratteristici solchi con fondo concavo, diretti secondo le linee di massima pendenza del versante, denominati *corridoi di valanga*.

L'ambiente dove questi fenomeni si verificano è situato al di sopra del limite degli alberi, ma è chiaro che gli effetti delle valanghe si possono verificare anche al di sotto di questo limite, con la distruzione dei boschi e in alcuni casi di centri abitati, dove possono creare danni di enormi proporzioni. In questi casi il passaggio improvviso della massa di neve attraverso il bosco lascia una ferita indelebile nella vegetazione, riconoscibile per lungo tempo specialmente se il fenomeno si ripete nel tempo. Solo la vegetazione arbustiva può resistere, prostrandosi, all'impeto delle valanghe. Lo studio delle caratteristiche della vegetazione sui versanti consente quindi di stabilire la pericolosità di questo fenomeno e dove esso può verificarsi.

Di solito le grandi valanghe, provocate da grandi accumuli di neve, hanno tempi di ritorno molto lunghi, mentre più frequenti sono quelle di piccola e media grandezza che si verificano, al di sopra del limite del bosco, sui pendii molto ripidi, dove lasciano chiare tracce della loro sistematica presenza.

Le cavità carsiche che si aprono al di sopra dei 1200 metri possono ospitare accumuli stagionali e permanenti di neve e ghiaccio. Gli accumuli di neve che riempiono il fondo di pozzi superficiali o crepacci carsici sono molto comuni in tutti gli altipiani carsici alpini mentre le grotte con depositi permanenti di ghiaccio sono piuttosto rare, e si trovano in massima parte nella fascia altimetrica compresa tra i 1800 e i 2700 m s.l.m.

Esistono sostanzialmente due meccanismi di formazione del ghiaccio in cavità: 1) *accumulo di neve e successiva trasformazione in ghiaccio*. Questo meccanismo è tipico di cavità con ingressi verticali a pozzo ed è dovuto all'accumulo di neve nelle immediate vicinanze dell'ingresso durante la stagione invernale. Con la primavera e l'estate la tem-

peratura più elevata causa la parziale fusione e sublimazione della neve, nonché la sua graduale trasformazione in *firn* e quindi in ghiaccio. L'accumulo invernale di neve può formare depositi di neve-ghiaccio anche in cavità che si aprono a quote relativamente modeste (tra 1200 e 1800 m), dove la temperatura media annua in superficie è di alcuni gradi al di sopra dello zero. In questi casi gli accumuli nivali tendono a scomparire completamente nella tarda estate o in autunno, e possono conservarsi solamente in seguito ad inverni molto nevosi seguiti da estati fresche.

2) *congelamento diretto di acqua di percolazione (ghiaccio di rigelo)*. In questo caso la temperatura della cavità deve trovarsi al di sotto di 0°C durante la maggior parte dell'anno. Con l'inizio della fusione del manto nevoso in

superficie durante la primavera l'acqua, prima ghiacciata nelle fessure e nel suolo, filtra lentamente attraverso le fratture e i condotti carsici fino a raggiungere la cavità dove congela nuovamente (da qui il termine di "ghiaccio di rigelo"). Il ghiaccio di rigelo può formarsi anche a considerevoli distanze dall'ingresso della grotta ed è tipico di cavità che si aprono a quote elevate, al di sopra dei 2000-2400 m.

Solamente in condizioni particolari, in presenza di forti correnti d'aria che abbassano di diversi gradi la temperatura dell'aria ipogea durante il tardo inverno e la primavera, il ghiaccio di rigelo può formarsi in cavità a bassa quota, come le numerose "giazzere" presenti tra gli 800 e i 1500 m, utilizzate da pastori e malgari per la conservazione dei formaggi (vedi scheda di pagg. 140-141).

I depositi più consistenti di ghiaccio ipogeo si sono formati soprattutto durante la Piccola Età Glaciale, tra il 1500 e il 1850 AD, e attualmente sono in forte ritiro in quanto l'attuale temperatura media della cavità è più elevata di quando il ghiaccio si è accumulato e in estate fonde più ghiaccio di quanto se ne formi nelle stagioni invernali e primaverili.

I livelli di ghiaccio di rigelo presenti in una cavità delle Alpi Carniche sono stati recentemente datati agli anni '60 del secolo scorso. Una datazione così precisa è stata resa possibile, fra l'altro, dalla individuazione di elevati tenori di trizio, presente in tali quantità solo nei periodi degli esperimenti atomici in atmosfera che hanno avuto luogo appunto negli anni '60. Anche in questa cavità i livelli di ghiaccio sono, attualmente, in fase di intenso scioglimento.



Deposito di ghiaccio di rigelo stratificato nella Grotta dello Specchio (quota 1930 m s.l.m.) nelle Dolomiti di Brenta (Trentino-Alto Adige)



Deposito di ghiaccio di rigelo nella Grotta del Pic Chiadenis (quota 2250 m s.l.m.) nelle Alpi Carniche occidentali (Friuli Venezia Giulia)