

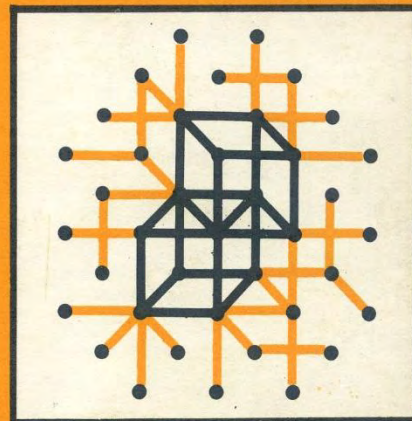
**PROVINCIA DI TORINO
ASSESSORATO ALL'ISTRUZIONE**



LABORATORIO DELLA RIFORMA

Proposte e materiali per attività integrative nelle scuole medie superiori

**MATERIALI
DI LAVORO**



E C O L O G I A E S C I E N Z A D E L T E R R I T O R I O
Materiali didattico-scientifici sul tema dell'ambiente

LE VARIAZIONI CLIMATICHE, LE GLACIAZIONI, LA MORFOGENESI GLACIALE
 . Guida didattica
 . Testo dell'audiovisivo

DURIO Paolo - MORI Danilo - PEROSINO Gian Carlo

**LE VARIAZIONI CLIMATICHE
LE GLACIAZIONI
LA MORFOGENESI GLACIALE
(particolari riferimenti al Piemonte e Valle d'Aosta)**

C.R.E.S.T. - Centro Ricerche in Ecologia e Scienze del Territorio (via Ormea, 21 - Torino)

Il piano delle ricerche, l'elaborazione del testo e le conclusioni spettano in parti uguali agli Autori (il coordinatore scientifico della collana prof. P. Durio).

Torino, 1982

Il presente documento è stato ottenuto mediante scannerizzazione del dattiloscritto originale con l'apporto di alcune modifiche, principalmente nell'impaginazione (febbraio 2025).

INTRODUZIONE

Il territorio può essere osservato e studiato con angolature e momenti speculativi diversi. Non si può comunque dimenticare che nel tempo una infinita sequenza di interazioni biologiche e chimico-fisiche e non ultime quelle antropiche, hanno plasmato e modellato quello che oggi conosciamo. Fra i fenomeni chimico-fisici particolare importanza in questa imponente opera di trasformazione assume il fattore “**clima**”.

Nel presente lavoro gli Autori, introducendo con una articolata trattazione gli scopi e le metodologie scientifiche che le “Scienze della Terra” hanno proprii (fra queste importanti sono la “**Meteorologia**” e la “**Climatologia**”) propongono uno studio sul “clima” prendendo ad esempio quello di Torino in confronto diretto con quello della regione piemontese ed anche con quel lo più generale italiano. Al fine di fornire un esempio metodologico utile agli studenti, sono forniti dati e diagrammi e i valori delle rilevazioni della temperatura e delle precipitazioni a far tempo dal 1866 che possono mettere in luce una variazione climatica avvenuta fra la fine del secolo e il cinquantennio 1921-1970.

Dal tentativo di individuare e chiarire le cause della supposta modificazione climatica di Torino a cavallo degli ultimi due secoli, si passa a compiere un percorso a ritroso in un lasso di tempo di 12.000 anni per studiare la storia umana e le variazioni climatiche più evidenti che hanno coinvolto non solo le nostre regioni ma la Terra tutta.

Più oltre ancora nel tempo passato fino ad un milione di anni, con l'aiuto di raffinate ricerche paleoclimatiche, si sono poi messe in evidenza le più significative “**glaciazioni**” che hanno caratterizzato l'era Quaternaria.

Un ulteriore momento conoscitivo viene affrontato con la descrizione dei principali fenomeni che ancora oggi sono presenti ed attivi nelle zone alpine e che, seppure di difficile verifica nel nostro tempo, hanno caratterizzato profondamente e significativamente il paesaggio e l'ambiente in un passato geologico prossimo.

L'insieme delle fluttuazioni climatiche, il susseguirsi delle glaciazioni hanno condizionato l'ambiente imponendo delimitate possibilità di espressione delle biocenosi. L'estinzione e la scomparsa di specie animali e vegetali, il permanere di altre definite “relict” o la fortuna di nuove, sono tutti momenti ed espressioni di un lungo processo evolutivo che ha escogitato soluzioni funzionali atte a fare fronte alle sfavorevoli condizioni di sopravvivenza.

Presa visione di questa serie di tematiche di ecologia generale, viene opportunamente inserita nel testo la analisi e lo studio delle “testimonianze” che i primi stanziamenti umani hanno lasciato a certificare, in particolari periodi di clima rigido, il difficile processo di colonizzazione e di adattamento dell'*Homo sapiens* in areali presumibilmente molto lontani dalle zone di origine.

Pare opportuno a questo momento, a conclusione della ampia panoramica di dati ed osservazioni proposta, accennare alle possibili evoluzioni del clima per fornire una visione conoscitiva su fenomeni naturali di tanta importanza e che sono peraltro poco noti.

In chiusura viene inoltre affrontata una serie di utili e doverose riflessioni sulle interazioni climatiche indotte dalle attività umane. Attività che protratte nel tempo con sconosciuta determinazione, sono in grado di provocare irreversibili rotture degli equilibri naturali frutto di una lenta trasformazione di complessi fenomeni inorganici ed organici.

Questo lavoro, ci permette di approfondire le nostre conoscenze nel settore delle scienze naturali, ma soprattutto l'incomparabile merito di introdurci in un particolare settore di studio e di ricerca scientifica anche se privi di approfondite conoscenze in merito.

Andare per il nostro territorio ed osservarlo sarà, dopo questa lettura, più ricco di sensazioni e di partecipe gioia nello scoprire i segni che i fenomeni naturali legati al clima ed in specie ai ghiacciai ed ai corsi d'acqua, hanno inciso sul suolo modellando il paesaggio.

Il Coordinatore Prof. Paolo DURIO

INDICE

INTRODUZIONE	pag.	III
METEROLOGIA E CLIMATOLOGIA	pag.	1
CLIMA DI TORINO	pag.	3
IL CLIMA CAMBIA	pag.	9
CLIMA E STORIA	pag.	11
L'ERA QUATERNARIA, LE GLACIAZIONI	pag.	13
Il Plancton	pag.	13
Il ghiaccio ricorda	pag.	13
Metodi palinologici	pag.	14
Le glaciazioni	pag.	14
MORFOGENESI DA GHIACCIO	pag.	17
I ghiacciai attuali	pag.	19
I processi delle'erosione glaciale	pag.	20
Le forme glaciali	pag.	21
Considerazioni	pag.	23
Sistema d'erosione periglaciale	pag.	24
REGIMI IDRICI	pag.	26
ASPETTI BIOLOGICI	pag.	28
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	pag.	32
BIBLIOGRAFIA (Autori citati)	pag.	34

METEOROLOGIA E CLIMATOLOGIA

La pioggia, la neve, la grandine, le gelate, le giornate di nebbia o di vento, sono tra le più comuni manifestazioni al suolo dovute a fenomeni che coinvolgono l'atmosfera in seguito a scambi di grandi quantità di energia tra masse d'aria con caratteristiche fisiche diverse (umidità, temperatura,...); esse provengono dalle varie parti del globo (mari o terre emerse) ed hanno perciò ricevuto disuguali quantità di energia solare. È proprio la disomogeneità di riscaldamento da parte del Sole (maggiore all'equatore e minore ai poli) che determina squilibri termici a livello della atmosfera; di conseguenza si hanno spostamenti di masse d'aria che tentano di riportare l'equilibrio; se così non fosse la temperatura sarebbe molto più elevata ai tropici ed assai più bassa ai poli.

Le caratteristiche della circolazione generale dell'atmosfera, le diverse modalità e intensità delle manifestazioni al suolo, la descrizione puntuale e precisa del "tempo" di un determinato momento e il tentativo di predirne l'evoluzione, sono argomenti della meteorologia che è quindi la scienza che studia il tempo.

Il fine della meteorologia è quello di costruire un modello della circolazione generale dell'atmosfera che tenga conto di tutte le variabili che su essa possono influire comprese quelle dovute alla diversa distribuzione, sulla superficie terrestre, di terre emerse, mari, catene montuose,... allo scopo di "indovinare", sulla base dell'esatta determinazione della situazione meteorologica passata e presente, "la evoluzione del tempo futuro" (previsioni anche a lungo periodo) con la più alta probabilità di successo.

Le previsioni del tempo sono particolarmente importanti perché legate, tra l'altro, alla programmazione di trasporti via aerea o marittima o agli interventi sul territorio per limitare i danni dovuti a fenomeni di dissesto idrogeologico che potrebbero verificarsi per esempio in seguito a previste intense precipitazioni.

Compresa l'importanza di questa disciplina ai fini economici, sono molti i Paesi che hanno finanziato, in modo anche cospicuo, la ricerca scientifica in questo settore. Quasi tutti gli attuali satelliti artificiali sono muniti di complesse apparecchiature in grado di "fotografare" la situazione meteorologica che caratterizza, in un determinato istante, una regione della Terra. La superficie terrestre è "coperta" da una fitta rete di stazioni che registrano continuamente milioni di dati sui principali parametri meteorologici al suolo; contemporaneamente palloni sonda controllano la situazione dell'atmosfera alle varie altitudini. In Italia la raccolta di questi dati e la loro elaborazione è affidata al servizio Meteorologica dell'Aeronautica.

Alzarsi al mattino, vedere il "tempo che fa" e cercare di predirne l'evoluzione durante la giornata per sapere se uscire con l'ombrello, vuol dire fare della meteorologia. Invece se si decide di andare in vacanza in montagna in luglio perché si pensa che, in genere, è il mese più caldo e meno piovoso dell'estate, vuol dire fare della climatologia.

Quest'ultima è una scienza affine alla meteorologia il cui obiettivo principale è quello di definire il "tempo medio" di una determinata regione come sintesi di analisi statistiche della successione di eventi meteorologici che hanno caratterizzato quella regione nel passato. La climatologia, quindi, non cerca di prevedere il tempo che farà ma studia il tempo che è stato andando indietro nella storia. La climatologia utilizza, come strumento fondamentale, la "statistica" che può fornire preziosi risultati se il numero di dati a disposizione (rilevazioni di temperatura, precipitazioni ed altri parametri) è elevato; diversamente quelle definizioni come per esempio la media, la deviazione standard, ecc., sarebbero poco rappresentative, non significative, non servirebbero cioè a descrivere, in modo appropriato, il clima di una determinata regione. I dati di rilevazione che si utilizzano normalmente sono ricavati dagli Annali Idrologici (Ufficio Idrografico del Po) pubblicati a partire dal 1913 a cura del Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici.

Le piene alluvionali sempre più frequenti, in seguito ad eventi meteorologici neppure troppo eccezionali e che tanti danni recano alle persone ed ai manufatti, all'agricoltura ed alla economia in genere, le siccità, ecc., mettono in rilievo la esigenza di cominciare a studiare ed a programmare interventi sul territorio atti a limitare sempre più efficacemente danni derivati da "capricci meteorologici" che, dopo tutto, sono da considerarsi "normali" e perciò prevedibili statisticamente.

Gli eventi meteorologici eccezionali sempre più spesso innescano tutte quelle manifestazioni che, più in generale, sono causa del dissesto idrogeologico; è chiaro perciò che qualunque intervento venga fatto sul territorio non può prescindere da un preventivo ed accurato studio statistico della successione degli eventi meteorologici normali ed eccezionali che hanno caratterizzato il clima di una determinata regione oggetto degli interventi che si vogliono prospettare.

Le applicazioni delle analisi climatologiche sono numerose e vanno dal ripristino di argini di corsi d'acqua alla

sistemazione della rete idrica, al controllo dei movimenti franosi, al dimensionamento di fogne e collettori.

Lo sfruttamento del territorio dal punto di vista agricolo è strettamente collegato con le caratteristiche del clima, che tra l'altro ha notevole influenza sui processi pedologici.

L'incidenza del clima e dei processi ad esso associati, è da valutare correttamente in relazione alla costruzione di strade (la cui incidenza negativa nei processi geomorfologici è spesso catastrofica), ai processi di disgregazione fisica e di alterazione chimica delle rocce e dei materiali da costruzione.

La ricerca scientifica nel settore climatologico, quindi, costituisce oggi un aspetto fondamentale perciò che riguarda lo studio e la salvaguardia della natura e dovrebbe essere normalmente inserita, come obiettivo di straordinaria importanza, nei piani di programmazione e di gestione del territorio come necessità improrogabile conseguente ai gravi guasti ambientali perpetrati soprattutto negli ultimi decenni.

A seguito di queste considerazioni ci è sembrato opportuno proporre uno studio, nei suoi aspetti essenziali, sul clima di Torino che costituisca una base da cui iniziare un discorso molto più ampio sui climi e la loro variazione nella storia recente della Terra e della nostra Regione.

CLIMA DI TORINO

L'analisi del clima di Torino si basa sulle rilevazioni di temperatura e di precipitazioni a cura dell'Ufficio Idrografico del Po e pubblicate nella Parte I (Sez. A) degli Annali Idrologici a partire dal 1913 (anno in cui ha iniziato, a operare, sul territorio nazionale, il Servizio Idrografico per il Ministero dei LL.PP.). La stazione meteorologica di Torino si trova a 238 m s.l.m. ed è fornita di strumenti registratori posti a 31,6 m da terra, che hanno funzionato in modo continuo a partire dalla prima parte del secondo decennio di questo secolo. Si hanno quindi a disposizione periodi di osservazione sufficientemente lunghi (1926 - 1970: 45 anni per la temperatura; 1921 - 1970: 50 anni per le precipitazioni) tali da garantire sufficiente attendibilità ai risultati delle elaborazioni statistiche.

Le temperature sono state rilevate (mediante termografo in °C) giornalmente come massime (Tmax.) e minime (Tmin.) giornaliere. (ricordiamo che, in genere, il valore più basso si registra poco prima dell'alba mentre il più elevato nel primo pomeriggio); la media giornaliera (Tg) è data dalla semplice espressione:

$$T_g = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}$$

Se "n" sono i giorni di un determinato mese la media mensile (Tm) è la seguente:

$$T_m = \frac{\sum_n^1 T_g}{n}$$

La media mensile del periodo di osservazione calcolata per un determinato mese (Tme) si calcola con la formulazione:

$$T_{me} = \frac{\sum_m^1 T_m}{m}$$

dove m rappresenta il numero degli anni di osservazione.

La media delle dodici temperature medie mensili è la media annua che per Torino, in 45 anni di osservazione, è risultata essere pari a 12,5 °C, inferiore a quella calcolata dal Mennella (1967) per la Penisola italiana (13,9 °C), compresa fra quelle proposte dallo stesso Autore (12 - 13 °C) per la Pianura Padana e superiore a 11,9 °C calcolata, sempre dal Mennella (1967) per Torino nel periodo 1866 - 1905. Per quanto concerne l'ambito di variabilità risulta che il valore medio annuo massimo registrato è stato di 14,0 °C nel 1967 mentre il valore minimo è stato di 10,8 °C nel 1941.

Le medie mensili del periodo 1926 - 1970 sono state riportate nella tab. 1 insieme a quelle calcolate (Mennella, 1967) per il periodo 1861 - 1905; nella stessa tabella, per il periodo più recente, sono pure riportate le temperature estreme che si sono verificate per ogni mese; in fig. 1 i dati medi sono rappresentati graficamente.

	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic
H	19,5	22,0	25,5	29,8	34,2	39,8	42,6	37,0	34,0	28,5	20,5	29,6
M1	0,9	3,3	8,3	12,9	17,0	21,2	23,4	22,8	19,0	12,9	6,9	2,4
L	-14,9	-19,0	-5,0	-0,5	2,5	7,0	10,0	9,6	2,0	-2,4	-6,0	-13,3
M2	0,3	3,0	7,5	12,0	16,1	20,4	23,1	22,0	18,3	12,2	6,0	1,7

Tab. 1 - Temperature mensili [°C] a Torino (238 m s.l.m.). Massimi assoluti (H) medie (M1) e minimi assoluti (L) nel periodo 1926 - 1970. Medie (M2) nel periodo 1866 - 1905.

Dall'analisi del regime delle temperature medie mensili si può osservare che il mese più caldo è luglio (23,4 °C), mentre quello più freddo è gennaio (0,9 °C); i mesi che più si avvicinano alla media annua sono aprile e ottobre (ambedue con 12,9 °C); il collocamento di questi valori peculiari nell'anno è simile a quanto avviene per buona parte della Penisola Italiana (Mennella, 1967).

Dall'analisi del regime si può ora passare all'esame della escursione media annua del periodo di

osservazione, definita dalla differenza tra la temperatura media mensile del mese più caldo (luglio) e quella del mese più freddo (gennaio); si è così ottenuto 22,5 °C, superiore al valore di 20 °C considerato da Mori (1957) come limite al di sopra del quale il clima di una regione si può definire di tipo continentale.

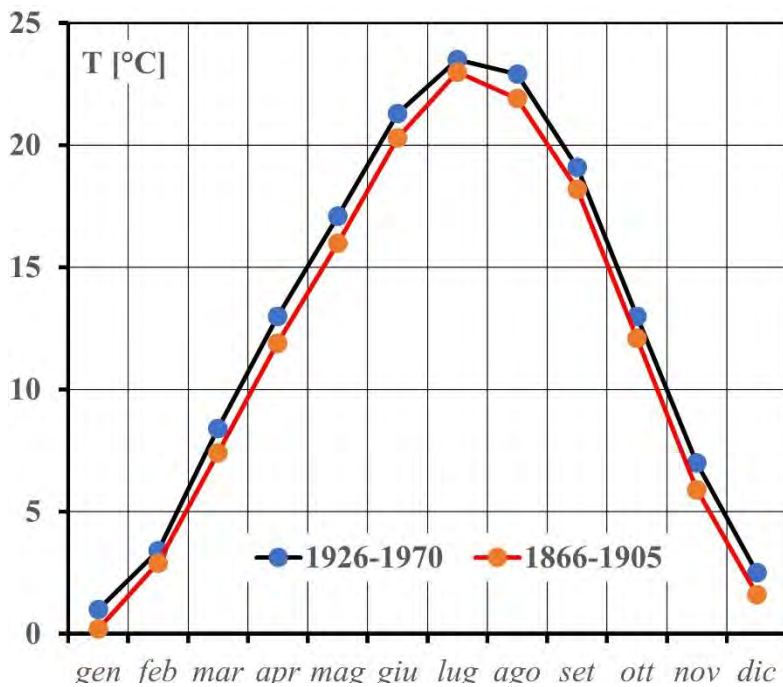


Fig. 1 - Regimi termici di Torino rappresentativi delle serie 1926 - 1970 e 1866 - 1905.

Di particolare interesse risulta lo studio dei valori estremi; il massimo assoluto riscontrato in 45 anni è stato di 42,6 °C nel luglio 1957, mentre il minimo si è verificato nel febbraio 1956 con -19,0 °C; questo ultimo evento, veramente eccezionale, si verificò a seguito di un intenso flusso di aria fredda continentale avente origine dall'anticiclone euro-siberiano dopo una abbondante nevicata (oltre un metro in pianura) che caratterizzò tutta l'Italia Settentrionale e il Piemonte in particolare. Nella fig.1 è rappresentato anche il regime termico dedotto dai dati relativi al periodo 1866 - 1905 che sono tutti leggermente inferiori a quelli del quarantacinquennio più recente.

Le precipitazioni sono state rilevate (mediante pluviografo) come totali pluviometrici giornalieri espressi in millimetri. La pioggia mensile (P) è quindi la somma dei totali giornalieri del mese e la precipitazione media mensile (Pme) del periodo di osservazione è definita dalla formulazione:

$$Pme = \frac{\sum_{m=1}^1 P}{m}$$

dove “m” rappresenta il numero di anni di osservazione.

La somma dei dodici valori medi mensili è la precipitazione (mm) media annua del periodo che, per Torino, in 50 anni di osservazione, è risultata essere pari a 809 mm, inferiore alla mediadella Penisola Italiana (970 mm.; Contessini, 1956), superiore alla media calcolata per la Pianura Padana (760 mm; Mennella, 1967) e inferiore al valore di 901mm calcolato per Torino per il periodo 1880 - 1905 (Eredia, 1920). Per quanto riguarda l'ambito di variabilità gli anni più umidi sono stati il 1937 (1.187 mm), il 1951 (1.116 mm); nel novembre di quell'anno è da ricordare la più recente grande piena del Po che colpì soprattutto il Polesine; Contessini, 1956) e il 1959 (1.426 mm); gli anni meno piovosi sono stati il 1929 (474mm), il 1965 (460 mm) e il 1964 (493 mm).

Di particolare interesse risulta la distribuzione delle precipitazioni nell'anno; nella tab. 2 sono riportati i massimi assoluti, le medie e i minimi assoluti mensili relativamente al periodo 1921 - 1970 e le medie calcolate da Eredia (1920) per il ventennio 1880 - 1905; nella stessa tabella sono stati riportati il numero medio mensile di giorni piovosi (1921 - 1970) ricordando che viene considerato giorno piovoso quello in cui le piogge sono pari o superiori a 1 mm. I dati sono rappresentati in fig. 2.

	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic
H	177	157	220	257	306	283	182	132	158	243	273	224
M1	30	34	56	93	112	81	61	64	66	75	76	59
L	0	0	0	0	3	9	0	3	0	0	0	0
GP	4	4	6	8	9	8	5	6	6	7	6	5
M2	58	38	60	112	125	106	61	69	72	94	65	41

Tab. 2 - Precipitazioni mensili (mm) a Torino (238 m s.l.m.). Massimi assoluti (H), medie (M1), minimi assoluti (L) e numero medio giorni piovosi (GP) nel periodo 1921 - 1970. Medie (M2) nel periodo 1880 - 1905.

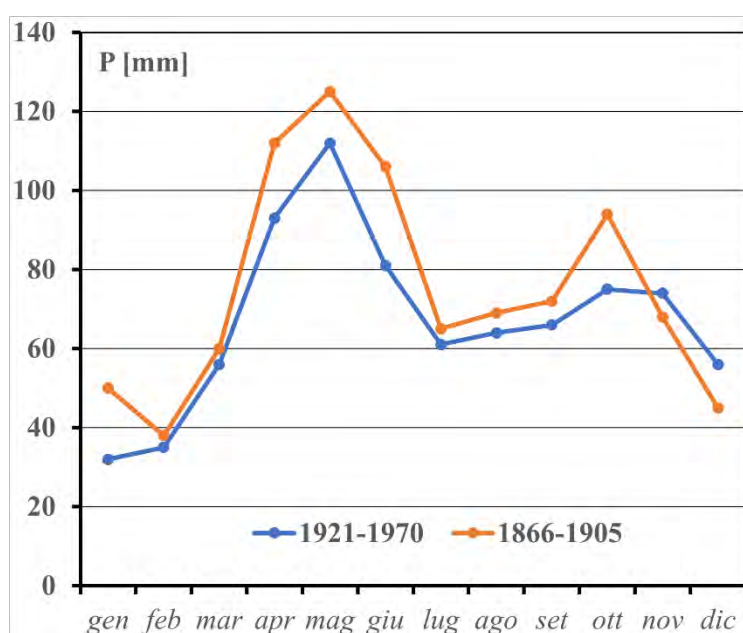


Fig. 2 - Regime pluviometrico di Torino nelle serie 1921 - 1970 e 1880 - 1905.

Secondo la classificazione del Mannella (1967) il regime pluviometrico di Torino viene classificato come sublitoraneo occidentale caratterizzato cioè da un massimo principale nella primavera (maggio con 112 mm) nettamente superiore al massimo secondario (novembre con 76 mm); il minimo principale (gennaio con 30 mm) è nell'inverno mentre quello secondario (luglio con 61 mm) cade nell'estate. Il regime del numero medio mensile di giorni piovosi rispecchia sostanzialmente quello pluviometrico. Si fa osservare infine che quasi tutti i valori mensili del periodo 1866 - 1905 sono leggermente superiori a quelli del periodo più recente.

La primavera per Torino è la stagione più umida, ma ciò non accade per tutto il Piemonte; infatti nella sua porzione Sud-orientale (provincia di Asti, la parte meridionale della provincia di Alessandria, le Langhe) la stagione più umida risulta l'autunno. Per tutto il Piemonte le stagioni meno umide sono l'estate e soprattutto l'inverno. Si hanno, quindi, due stagioni umide e due più asciutte nel corso dell'anno in Piemonte caratterizzato da precipitazioni annue dai 700 mm (piana del Po, Langhe, Astigiano) ai 2500 - 3000 mm in certe zone montane in genere più piovose (soprattutto le vercellesi e quelle più occidentali delle Alpi Marittime). Quasi mai, quindi, si hanno situazioni di deficit idrico come si verificano per esempio nelle regioni meridionali; eppure le medie delle precipitazioni annuali in Italia Meridionale non sono basse e sono spesso superiori a quelle piemontesi.

Nella tab. 3 sono riportati i valori medi mensili ed annui della temperatura dell'aria e delle precipitazioni delle principali città italiane per il periodo di osservazione 1921 - 1950 (Bernacca, 1972); la precipitazione media annuale di Palermo, per esempio (765 mm), è leggermente inferiore a quella di Torino, quelle di Potenza (816 mm) e di Napoli (851 mm) sono addirittura superiori; ma passando dalla analisi dei dati annui a quelli mensili,

osservando cioè i singoli regimi, si osserva che un po' tutti quelli dell'Italia meridionale sono caratterizzati dalla concentrazione delle piogge delle piogge quasi esclusivamente nell'inverno con intensi fenomeni che possono provocare gravi manifestazioni di dissesto idrogeologico (anche e soprattutto in conseguenza di un cattivo uso del suolo) e in una stagione che, dal punto di vista agricolo, non ha bisogno di acqua; in estate le piogge sono **assai** scarse proprio quando, per le elevate temperature, massima è la perdita d'acqua per evapotraspirazione (evaporazione diretta dal terreno e traspirazione da parte della vegetazione).

Tab. 3 - Valori medi mensili ed annui delle temperature "T" [°C], delle precipitazioni "P" [mm] e dell'escursione media annua "E" [°C] di alcune località italiane.

ZONA ALPINA - Gran S. Bernardo (2.467 m s.l.m.; E = 16,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-9,2	-9,0	-7,1	-4,3	-0,2	4,0	6,9	6,9	4,3	-0,5	-4,9	-7,9	-1,8
P	176	157	157	215	183	139	129	138	154	178	200	173	1.999
ZONA ALPINA - Cortina d'Ampezzo (1.275 m s.l.m.; E = 18,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	-2,3	-1,3	1,8	5,2	9,1	13,5	15,8	15,4	12,7	7,6	2,8	-1,6	6,6
P	51	47	82	138	132	128	148	117	115	119	116	59	1.252
ZONA PADANA - Milano (121 m s.l.m.; E = 22,9 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	1,9	3,8	8,6	13,2	17,3	22,2	24,8	23,9	20,3	13,7	8,5	3,0	13,4
P	57	55	69	78	101	80	59	68	74	93	97	75	906
ZONA PADANA - Torino (238 m s.l.m.; E = °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	0,9	3,3	8,3	12,9	17	21,2	23,4	22,8	19	12,9	6,9	2,4	12,5
P	32	37	58	93	113	84	60	66	68	73	79	54	817
ZONA PADANA - Bologna (55 m s.l.m.; E = 23,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	2,5	3,4	8,6	13,8	18,1	23,3	26,0	25,4	21,5	15,2	9,7	3,9	14,3
P	44	53	49	47	57	43	33	28	51	82	72	57	616
ZONA DELLA RIVIERA - Genova (21 m s.l.m.; E = 16,6 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,4	8,7	11,5	14,5	17,8	21,9	24,6	25,0	22,8	18,1	13,3	9,5	16,3
P	92	93	96	95	85	53	25	60	93	151	185	122	1.147
ZONA APPENNINICA - Urbino (451 m s.l.m.; E = 20,4 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	2,5	4,1	6,9	10,8	14,9	19,4	22,9	22,2	18,4	12,9	7,7	4,1	12,2
P	56	69	72	72	69	59	33	49	111	91	91	117	889
ZONA APPENNINICA - Potenza (826 m s.l.m.; escursione media annua = 18,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	3,5	3,7	6,6	10,5	14,4	19,3	21,8	21,0	18,8	14,1	10,1	5,3	12,5
P	102	79	65	64	70	49	26	30	58	71	99	103	816
ZONA ADRIATICA - Trieste (11 m s.l.m.; E = 14,3 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,3	4,8	8,6	12,9	17,1	21,2	24,0	23,8	20,8	15,6	11,0	6,3	14,3
P	61	50	65	77	87	91	69	70	94	113	119	67	963
ZONA ADRIATICA - Ancona (50 m s.l.m.; escursione media annua = 15,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,7	5,8	9,4	13,6	17,6	22,3	24,9	24,3	21,1	16,6	12,6	7,4	15,1
P	68	39	46	57	50	51	28	31	59	101	62	51	643
ZONA ADRIATICA - Bari (12 m s.l.m.; escursione media annua = 16,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,4	8,5	10,8	13,9	17,5	21,9	24,5	24,3	21,7	18,2	14,8	10,2	16,2
P	39	39	50	35	38	32	19	24	40	111	110	67	604

ZONA TIRRENICA - Firenze (50 m s.l.m.; E = 19,4 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	5,6	5,8	9,9	13,3	17,4	22,1	25,0	24,5	21,2	15,8	11,2	6,0	19,4
P	68	65	68	61	69	54	23	36	63	114	106	81	808
ZONA TIRRENICA - Roma (30 m s.l.m.; E = 16,5 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	7,5	8,5	10,0	13,0	17,0	21,0	23,5	24,0	21,0	16,5	11,5	8,5	15,2
P	103	99	68	65	48	34	23	33	68	94	130	111	876
ZONA TIRRENICA - Napoli (149 m s.l.m.; E = 16,1 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	8,7	8,7	11,4	14,3	18,1	22,3	24,8	24,8	22,3	18,1	14,5	10,3	16,5
P	102	82	67	51	49	31	13	28	75	114	125	114	851
ZONA CALABRO - INSULARE - Reggio Calabria (15 m s.l.m.; E = 15,2 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	11,1	11,1	13,2	15,4	19,0	23,1	25,9	26,3	23,9	19,3	17,3	13,2	18,2
P	91	63	51	38	25	14	4	14	38	62	96	92	588
ZONA CALABRO - INSULARE - Palermo (71 m s.l.m.; E = 15,0 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	10,3	10,4	13,0	16,2	18,7	23,0	25,3	25,1	23,2	19,9	16,8	12,6	17,9
P	111	97	67	42	31	14	6	15	44	91	94	153	765
ZONA CALABRO - INSULARE - Cagliari (73 m s.l.m.; E = 15,9 °C).													
	gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic	anno
T	9,9	10,3	12,9	15,3	18,6	22,8	25,8	25,7	23,3	19,5	15,6	11,8	17,6
P	70	59	59	45	38	11	6	7	38	64	73	80	668

Un ultimo commento meritano i regimi dell'Italia Nord orientale; essi sono caratterizzati pure da due minimi (nell'inverno e nell'estate) e da due massimi nelle stagioni intermedie, ma sia l'esame dei dati mensili che quello dei dati annui conferma che quelle regioni (Veneto, Friuli, Trentino) sono le più piovose in Italia (in certe località media- mente fino ad oltre 2.500 mm all'anno).

A conclusione di questa analisi sul clima di Torino si è voluto rappresentare il climogramma termopluviometrico (fig. 3), una configurazione nella quale si considerano i valori medi mensili delle temperature e delle precipitazioni (tabb. 1 e 2). Il diagramma è suddiviso in quattro quadranti da due rette rappresentanti l'una il valore medio annuo della temperatura e l'altra il mese medio (67 mm la precipitazione media annua divisa per dodici). Del primo quadrante fanno parte mesi come dicembre, gennaio e febbraio; marzo si differenzia da questo trimestre tipicamente invernale presentando temperature meno rigide e precipitazioni più abbondanti.

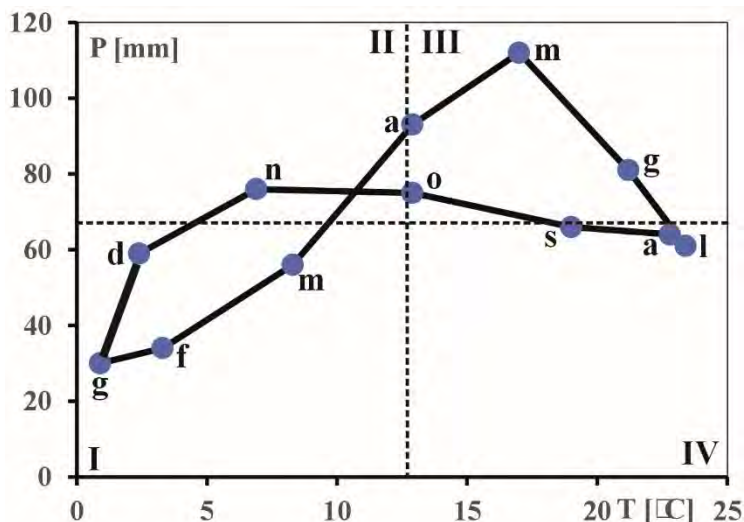


Fig. 3 - Climogramma termopluviometrico di Torino.

Con l'avanzare della stagione primaverile, l'aria si fa più calda, più cospicue sono le piogge così che il mese successivo, aprile, viene a collocarsi già nel terzo quadrante; esso è seguito dal maggio, il mese più piovoso

dell'anno e caratterizzato da una temperatura piuttosto mite.

Giugno, ma soprattutto luglio e agosto (questi due ultimi vengono a trovarsi nel quarto quadrante) sono i mesi tipicamente estivi, per i quali, anche se le precipitazioni non sono così scarse come nell'inverno, per le elevate temperature che determinano cospicui fenomeni evapotraspirativi, possono essere considerati, nei riflessi delle disponibilità idriche, come relativamente asciutti rispetto alla restante parte dell'anno, ma che non rappresentano quasi mai gravi situazioni di deficit idrico come condizione limite di sopravvivenza della vegetazione.

Il mese di settembre si caratterizza diversamente dai due precedenti, in quanto, oltre al fatto che le piogge ricominciano ad aumentare, la temperatura riprende ad abbassarsi e successivamente si giunge così alla situazione di ottobre, tipicamente autunnale, con temperature miti come nel aprile e con precipitazioni relativamente abbondanti.

Novembre è il mese che precede, nel climogramma, la brusca caduta dal secondo quadrante alla parte più bassa del primo, cioè ad una situazione nuovamente invernale.

Queste variazioni delle caratteristiche climatiche nel corso dei mesi, trovano una spiegazione anche dalle particolari situazioni meteorologiche che si vengono a determinare sulle nostre regioni in conseguenza della variabile distribuzione nell'anno delle grandi aree anticloniche e depressionarie che interessano l'Europa ed il Mediterraneo. In particolare Gribaudi (1966) afferma che il tempo relativamente asciutto che caratterizza i mesi estivi rientra nella situazione atmosferica estiva propria del Mediterraneo, integrata dalla persistenza di aree anticloniche nell'Europa Centrale. Le stagioni primaverile e autunnale devono l'instabilità del tempo e l'abbondanza delle precipitazioni prevalentemente all'attiva circolazione delle masse d'aria umida che si accompagnano alle depressioni atlantiche.

D'inverno infine il Piemonte è esposto alla fredda ed asciutta aria intermedia continentale tipica degli anticloni aventi origine sulla gelida pianura russo-siberiana; ma al tempo stesso, è esposto alla fresca e umida aria marittima proveniente dall'Atlantico; questa particolare situazione invernale determina una estrema irregolarità nelle vicende del tempo atmosferico.

Il confronto tra le serie di osservazioni più recente 1921 - 1970 e più antica del secolo precedente (tabb. 1 e 2) indica leggeri aumento delle temperatura e riduzione delle precipitazioni. Siamo di fronte ad una variazione climatica? Verificheremo, nel capitolo seguente, che questa è una domanda a cui è assai difficile dare una risposta semplice ed esauriente.

IL CLIMA CAMBIA

Il vulcano Agung, una montagna che si trova sull'isola di Bali (Indonesia) ebbe una violenta eruzione nel marzo del 1963 e la finissima polvere e vapori sulfurei scagliati in alto vennero catturati dai venti e sparsi nell'atmosfera; le particelle di quella polvere formarono una specie di velo che intercettò parte della radiazione solare il che determinò, secondo le stime dei meteorologi, un raffreddamento dell'intero globo di un terzo di grado negli anni 1964 e 1965.

Quella del vulcano Agung è stata l'eruzione più intensa nel nostro secolo. Secondo Hubert Lamb (in Calder, 1974) il velo di polvere da essa provocato era circa l'80 % di quella provocata dalla ben nota eruzione del Krakatau del 1883. Una grande eruzione vulcanica influenza, in genere, la meteorologia mondiale per alcuni anni, cioè sino a quando la polvere non si è deposta al suolo.

L'atmosfera di una grande città come Torino (a causa della intensa attività industriale, del fumo prodotto dai tubi di scappamento di veicoli con motore. A combustione e di quello prodotto dal riscaldamento o da altre fonti ancora) è fortemente inquinata (smog) ed è caratterizzata perciò dall'essere particolarmente ricca di un velo di polvere che, analogamente a quella prodotta da un vulcano, potrebbe determinare una diminuzione della temperatura.

È indubbio che un fenomeno del genere, nella nostra città, si è manifestato e si sta manifestando, ma ciò è in contrasto con i dati a nostra disposizione; infatti alla fine del secolo precedente, la temperatura era leggermente più bassa e ciò anche se l'atmosfera era presumibilmente più pulita.

Altro fenomeno di inquinamento atmosferico che interessa l'intero globo è la liberazione di biossido di carbonio o anidride carbonica (CO_2). Anche se questo gas costituisce soltanto una piccola frazione (meno di 1/1.000) dei gas dell'atmosfera, ha una importanza cruciale nel determinare la temperatura terrestre, in quanto cattura una parte del calore emesso dalla terra (producendo il cosiddetto "effetto serra"). Le attività umane, particolarmente nelle aree fortemente urbanizzate, hanno già fatto aumentare la produzione di CO_2 nell'atmosfera del 10 % e si stima che, nell'anno 2000, tale percentuale salirà al 25%. Verificandosi un aumento del genere, numerosi ricercatori (Schneider, 1976; Calder, 1974 e altri) può determinare e un riscaldamento medio della superficie terrestre di 1°C ; questo era ciò che si potrebbe ridurre le masse di ghiaccio ai poli e quindi sollevare il livello dei mari, oppure potrebbe influire sul clima delle zone temperate o di altre latitudini.

L'aumento di temperatura (verificato nel capitolo precedente) a Torino al passaggio tra il secolo scorso e l'attuale, potrebbe essere dovuto a questo "effetto serra" che potrebbe essere connesso con il notevole apporto di produzione di CO_2 , in particolare dopo la Prima Guerra mondiale e poi negli anni Cinquanta, periodi nei quali vi è stata una notevole crescita industriale.

L'effetto serra avrebbe quindi determinato un aumento di temperatura, diversamente dal "velo di polvere" o "smog"; a questo punto si potrebbe dire che il primo è prevalso sul secondo, ma questa è una affermazione che, purtroppo, non può essere suffragata da dati sperimentali.

È necessario aggiungere, inoltre, che gli ultimi tre decenni del secolo scorso sono stati più umidi del cinquantennio 1921 - 1970 (tab. 2) e quindi una maggiore copertura nuvolosa potrebbe aver determinato un minore riscaldamento ad opera del Sole; se ciò è vero il problema si sposta in quanto bisognerebbe allora chiedersi se la diminuzione delle precipitazioni nel periodo più recente può essere determinata da un cambiamento nella circolazione generale dell'atmosfera e quindi dal cambiamento del clima a livello dell'intero globo; oppure semplicemente siamo di fronte a oscillazioni climatiche che rientrano in una normale distribuzione statistica di una qualunque successione di eventi naturali.

Possiamo fare riferimento ad un'altra ipotesi, più semplice ma non meno attendibile: l'inquinamento termico. Con questa formulazione si intende fare riferimento all'enorme quantità di energia degradata (calore) liberata nell'atmosfera in conseguenza di una intensa attività antropica; questo fenomeno è maggiore nelle grandi città che, come Torino, costituiscono un insieme innumerevole di fonti di inquinamento termico: riscaldamento, energia termica non utilizzata dai motori, fabbriche, ecc.

Come avevamo già anticipato alla fine del capitolo precedente, non è stato possibile fornire una

risposta precisa ed esauriente sull'apparente modificazione climatica che coinvolgerebbe la città di Torino, ma abbiamo solo avanzato delle ipotesi che andrebbero controllate con ricerche specifiche di carattere sperimentale. D'altra parte l'aumento della temperatura media, come modificazione del clima, è un fenomeno che, in genere, coinvolge tutte le grandi città.

È possibile a questo punto, arrivare ad una conclusione assai importante: il clima di una regione (o della Terra) può subire, nel corso della sua storia, delle fluttuazioni; possono essere determinate da fonti di inquinamento o da cause naturali.

Finché abbiamo dati riguardanti rilevazioni climatiche di stazioni meteorologiche possiamo stimare l'entità di tali fluttuazioni, ma andando più indietro nella storia, in epoche precedenti il secolo scorso non si hanno più dati sperimentali disponibili. È necessario allora, se si vuole percorrere a ritroso la storia del clima, fare riferimento a documenti storici a nostra disposizione da quando si svilupparono le prime civiltà.

Sarà questo l'argomento che affronteremo nel prossimo capitolo; saremo però costretti a uscire dall'ambito regionale entro il quale ci siamo fino ad ora prevalentemente mossi, perché analizzeremo fenomeni e processi che hanno coinvolto l'intero pianeta.

CLIMA E STORIA

Il duro inverno 1977 che colpì gli Stati Uniti (grande freddo all'Est e grave siccità all'Ovest), le anomalie climatiche del 1972 (duro inverno seguito da una secca estate in Russia, la mancanza del monzone in India, le siccità in Africa e in altre regioni), la diminuzione della produzione nelle grandi aree agricole (negli USA, in Russia e, in misura più limitata, in Europa) a partire dagli anni '60 per la maggiore variabilità climatica, gli inverni particolarmente rigidi del 1963 e del 1964 nell'Europa Nord Occidentale, la maggiore frequenza in inverno di masse d'aria più settentrionali sul Mediterraneo Occidentale e soprattutto l'intensificazione degli eventi meteorologici eccezionali di questi ultimi anni,... sono tutti segni che, secondo i climatologi, dimostrerebbero un peggioramento del clima sulla Terra. Questa tendenza potrebbe essere la porzione discendente di un'ampia oscillazione verso il caldo che ha caratterizzato il trentennio 1930 ÷ 1960 e che ha coinciso con un aumento della produzione agricola. Un maggior numero di climatologi sostiene invece che dalla fine del 1800 la tendenza generale è un aumento delle temperature, quale conseguenza soprattutto delle attività umane.

La fase climatica di questi ultimi cento anni (documentata da rilevazioni strumentali) segue un altro periodo, molto freddo, tra il 1430 e il 1850, detto **piccola era glaciale**. I ghiacciai in Europa avanzarono decisamente e alcuni villaggi nei pressi di Chamonix, in Francia, furono sopraffatti dal ghiaccio. Il fiume Tamigi, a Londra, gelò frequentemente, mentre in certe annate andava in secca tanto da essere difficilmente navigabile. L'agricoltura in Europa andò in crisi e i vigneti sparirono dall'Inghilterra. Questi citati sono una parte dei segni che caratterizzarono la piccola era glaciale, in un periodo storico e in una Europa lacerata da conflitti e da malattie che furono forse esasperate anche dal particolare clima rigido.

La piccola era glaciale fu preceduta da due secoli con clima assai variabile. Questo, che va dal 1200 al 1400, fu un periodo di transizione tra quello freddo successivo e quello precedente caldo e secco iniziato dal 500 a.C. e che poté consentire la coltivazione dei vigneti in Inghilterra. Questa lunga fase calda, durata circa 1.700 anni e interrotta da un ritorno al freddo dal 700 al 900, potrebbe aver favorito l'invasione dei vichinghi, nel IX secolo, dalla Scandinavia alla Russia, all'Europa Nord occidentale fino all'Islanda; i loro viaggi dopo la scoperta della Groenlandia (più sgombra di oggi dai ghiacci) sono tuttora controversi e secondo il climatologo CALDER (1974) “...non c'era alcuna valida ragione climatica per la quale non dovessero riuscire nella traversata per il Nord America...” Questo periodo di caldo (caratterizzato dal ritiro dei ghiacciai, dall'innalzamento del livello marino, dall'assenza o quasi di temporali sull'oceano Atlantico e sul mare del Nord) fu preceduto da un altro periodo freddo (dal 1300 a.C. al 500 a.C.) durante il quale sulle Montagne Rocciose, su quelle dell'Alaska, in Svezia, in Patagonia, si riformarono ghiacciai precedentemente scomparsi.

Dal 1300 a.C. ad oggi, in poco più di 3.200 anni, si sono quindi susseguiti periodi climatici diversi (come durata e intensità dei fenomeni) a dimostrare che la storia del clima è caratterizzata dalla alternanza di fasi fredde e calde. Più indietro nel tempo le notizie storiche sono più frammentarie. In particolare fra il 4000 a.C. e il 3000 a.C. (in coincidenza della nascita della civiltà mesopotamica e della fondazione della prima dinastia egiziana) il clima era più rigido dell'attuale e seguiva a un altro periodo che, dal 10.000 a.C., fu caratterizzato da elevate temperature con punte record, intorno al 5000 a.C., di due o tre gradi in più in Europa rispetto all'attuale.

La storia umana senza dubbi è influenzata dalla variabilità climatica; se poco o tanto è difficile quantificarlo. La piccola era glaciale contribuì a rendere difficili le condizioni di vita in un'Europa dilaniata da epidemie e da carestie. Però tentativi di spiegare gli eventi storici alla sola luce dei cambiamenti climatici sono aleatori. Ma, a titolo di cronaca, ricordiamo che gli imperi di Asoka in India, della dinastia Ch'in in Cina e dei romani in Europa “...sono tutti cresciuti durante il periodo più caldo che ebbe inizio attorno al 500 a.C. I rivali dei romani nell'Africa del Nord e nel Mediterraneo orientale potrebbero essere stati indeboliti dalle generali condizioni di siccità e i miglioramenti successivi nel Nord non possono essere stati altro che d'aiuto ai 'barbari' che alla fine distrussero l'Impero Romano....” (CALDER, 1974).

I fattori climatici dovevano, più indietro nella storia, essere in grado di condizionare i modi di

vita di intere popolazioni. Nel tardo Paleolitico, nella piana alluvionale del Nilo, il comportamento del grande fiume (le sue variazioni cicliche a lungo termine, le inondazioni annuali, la portata e la velocità della corrente) era determinato da eventi climatici che si verificavano in Africa orientale; secondo lo storico SMITH (1976) *“....la piovosità locale, la temperatura e il comportamento degli affluenti che scorrevano attraverso la pianura scendendo dalle sorgenti situate sulle colline del mar Rosso,.... erano gli effetti prodotti dal tipo di circolazione esistente nell’emisfero settentrionale, nel quale si faceva ancora sentire l’influenza dei ghiacciai europei. Entrambi questi fattori si combinavano poi con la geomorfologia della pianura e delle aree adiacenti. Il risultato era un mosaico di microambienti e di habitat in una ristretta zona geografica....”* In un ecosistema instabile del genere, quando l’una o l’altra variabile subiva una modificazione, ci si poteva attendere il verificarsi di *“....improvvisi variazioni nell’assortimento di piante e di animali e nei metodi di sfruttamento delle colture umane che da quelle traevano i loro mezzi di sussistenza....”* (SMITH, 1976).

Più di 12.000 anni fa la Terra era ancora stretta in una morsa di freddo. In particolare l’escursione termica annuale della Grecia meridionale era probabilmente molto simile a quella attuale delle zone montuose della Grecia settentrionale. Seguì un graduale aumento di temperatura e di umidità; secondo lo storico JACOBSEN , (1976) *“....quando la coltre di ghiaccio si ritirò, il livello del mare crebbe lentamente....Gli alberi popolarono il paesaggio.... finché la steppa si trasformò in una regione di boschi e radure. Questo mutamento di clima sembra aver avuto una grande influenza sulla vita dei cacciatori - raccoglitori nell’Argolide....”* come dimostrato dai numerosi reperti archeologici trovati nella caverna di “Fracchthi” della Grecia meridionale.

Lo studio degli ultimi 12.000 anni di storia dimostra che la Terra ha attraversato fasi calde e fredde, documentate anticamente dalle vicende umane (documenti storici, reperti archeologici e fossili) e più recentemente, da rilievi scientifici di parametri meteorologici. Più indietro nel tempo, più frammentarie sono le informazioni ed è più difficile datare l’inizio e la fine dei periodi climatici. Tenendo conto di tali limiti e utilizzando tecniche particolari è possibile andare più indietro nella storia della Terra, fino a qualche centinaia di migliaia di anni, con buona approssimazione.

L'ERA QUATERNARIA, LE GLACIAZIONI

Il plancton

Le acque dei mari e dei bacini lacustri sono popolate (soprattutto nella zona fotica, cioè quella vicino alla superficie, dove la luce è abbondante) da piccoli organismi animali e vegetali (**plancton**), nella maggior parte dei casi unicellulari, che si lasciano trasportare passivamente dalle correnti essendo incapaci, soprattutto per le ridotte dimensioni, di eseguire veri e propri spostamenti autonomi.

Le comunità di plancton sono diverse a seconda dei caratteri ambientali (temperatura, salinità, disponibilità di nutrienti,...) dei mari e dei laghi diversamente distribuiti sulla superficie della Terra.

Molte specie del plancton sono protette da strutture rigide silicee o calcaree che possono conservarsi come spoglie o residui dopo la morte degli organismi.

Sui fondali marini avviene una vera e propria “pioggia” di quei residui che si accumulano e si conservano (fossili) formando, insieme ai fanghi, sedimenti che portano la testimonianza dei mutamenti di vita che si verificano in superficie. Con il tempo si sovrappongono sedimenti a formare strati dove si trovano, in basso, tracce di vita più antica e, in alto, più recente.

Campioni di sedimenti possono essere prelevati mediante cilindri molto lunghi (carote) per mezzo di navi oceanografiche in grado di “perforare” i fondali senza modificazioni della stratigrafia originaria.

Analizzando le successioni di faune conservate nelle carote campionate in diversi punti, i ricercatori tentano di stimare la storia della vita del plancton che ha popolato le acque in passato. Si tenta cioè di individuare, nelle stesse località, successioni di popolazioni caratteristiche di ambienti caldi e freddi a testimonianza di mutamenti climatici che, andando indietro nel tempo, condizionarono la vita presso la superficie delle acque marine e lacustri.

Il ghiaccio ricorda

L'acqua è un composto formato da molecole, ciascuna costituita da un atomo di ossigeno e da due di idrogeno; la formula chimica è perciò H_2O . L'atomo di ossigeno ha numero atomico 8: 8 protoni e 8 neutroni nel nucleo e 8 elettroni orbitanti. Il numero di massa (numero totale di particelle nucleari) è 16. In natura non tutti gli atomi di ossigeno hanno numero di massa 16; ve ne sono alcuni “anomali” che hanno due neutroni in più (quindi con numero di massa 18) che costituiscono soltanto lo 0,2 % in media dell'ossigeno totale.

Una piccola parte delle molecole d'acqua dei mari anziché H_2O^{16} ha formula H_2O^{18} che è più “pesante”. Nei laboratori di chimica, attrezzati con spettrometri di massa, si può stimare, in un campione d'acqua, le quantità di O^{16} e di O^{18} e quindi calcolare il rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$.

Da studi condotti da numerosi ricercatori si è visto che il rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ è minore nell'acqua sottoforma di umidità nell'atmosfera rispetto a quella contenuta negli oceani. Lo stesso rapporto diminuisce nell'umidità di una massa d'aria che si sposta da una zona a clima caldo a un'altra a clima freddo. Questi fenomeni sono spiegabili se pensiamo che le molecole più pesanti (H_2O^{18}) “evaporano” meno facilmente delle altre, per cui sono in percentuale maggiore nello stato liquido. Allo stesso modo dallo stato di gas tendono a “condensare”, cioè a ritornare allo stato liquido più facilmente, tanto più bassa è la temperatura.

Nella circolazione generale dell'atmosfera una massa d'aria umida diretta a Nord, cioè a una zona più fredda della Terra, scaricando parte della propria umidità durante il viaggio, arriverà man mano tanto più povera di ossigeno “pesante” quanto più diminuisce la temperatura.

Le precipitazioni sui ghiacci dei poli e della Groenlandia sono esclusivamente nevose con più basso rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ rispetto alle precipitazioni su altre parti della Terra in estate e ancora più basso, per le temperature più rigide, in inverno. La neve che cade in un anno su queste aree non fonde tutta, rimane sepolta da quella delle annate seguenti e si trasforma in ghiaccio, conservando quasi inalterate le proprie caratteristiche fisico - chimiche, compreso il rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$.

Nello spessore dei ghiacci dei poli e della Groenlandia sono perciò sovrapposti strati che, come le pagine di un libro, sono il risultato della storia climatica degli eventi passati; quanto più gli strati sono profondi tanto più sono antichi. Il ghiaccio caratterizzato da un rapporto $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ più basso

è dovuto alla neve caduta in un anno con clima più freddo e viceversa. Se teniamo conto che i vari strati di ghiaccio formano le immense masse delle calotte polari, questo metodo consente di risalire a ricostruzioni paleoclimatiche molto lontane nel tempo.

Non possibile risalire nel passato oltre la nascita delle attuali calotte glaciali (qualche milione di anni fa). In realtà il limite è più vicino. Supponendo, come minimo, un accumulo medio di neve di 10 grammi per centimetro quadrato all'anno, su una calotta artica costituitasi da un milione di anni, si arriverebbe a spessori di ghiaccio assolutamente impossibili, dell'ordine di 100 km (lo spessore medio attuale della calotta artica è circa 2 km). Numerosi meccanismi regolatori intervengono per eliminare il ghiaccio via via che si accumula; il più importante di questi è il deflusso per scorrimento verso i bordi della calotta dove si perde nell'oceano, sia per fusione, sia sotto forma di iceberg.

Le ricerche in questo settore sono oggi arrivate, con buona approssimazione, a determinare l'alternanza di fasi climatiche fino ad alcune centinaia di migliaia di anni fa.

Metodi palinologici

I granelli di polline sono strutture microscopiche di riproduzione; sono gametofiti maschili particolarmente ridotti delle piante superiori (Angiosperme e Gimnosperme) con dimensioni da centesimi a decimi di millimetro. L'involucro protettivo dei granuli ha una grande resistenza agli agenti fisici e chimici; ciò è all'origine dell'attitudine delle spoglie di questi "microrganismi" a conservarsi a lungo nei sedimenti sotto forma di fossili.

I pollini sono diffusi dalle piante nell'ambiente circostante con vari meccanismi: dal vento (anemofili), da animali (insetti, uccelli, molluschi,...) o dall'acqua (idrofilo). Sono le piante forestali ad impollinazione anemofila (abeti, pini e larici) che producono la maggior quantità di materiale pollinico. La produzione annuale dei piceti della Svezia ammonta a circa 75.000 tonnellate; i granuli possono essere trasportati dal vento fino a oltre 50 km dalla sede di produzione.

Nelle aree forestali l'aria è ricca di polline; si ha una vera e propria "pioggia" sui terreni intorno, compresi i bacini lacustri, lagunari e costieri, tipici ambienti dove avviene la sedimentazione.

Alcuni di questi bacini, con vita sufficientemente lunga, sono stati testimoni dei mutamenti climatici che hanno "recentemente" coinvolto la Terra. A condizioni climatiche variabili corrispondevano essenze forestali diverse come densità e come specie (adatte cioè a climi caldi o freddi; **scheda 2.10**) e quindi a diversa produzione di tipi di polline che si raccoglieva insieme ai sedimenti in fondo ai bacini.

Le cave di torba e di carbone sono antichi bacini dove sono raccolte notevoli quantità di materiali fitogeni e costituiscono i sedimenti più ricchi di polline. Eseguendo dei campionamenti (al solito gli strati più bassi sono i più antichi e viceversa) e facendo opportune analisi al microscopio in laboratorio, si può classificare e stimare la successione temporale dei pollini contenuti nei diversi strati e quindi delle associazioni vegetali che li hanno prodotti. Ma tali associazioni sono funzione del tipo di clima che caratterizzava l'ambiente in cui vivevano.

Questo tipo di ricerca ("palinologia" utilizzata proficuamente in archeologia) ha fornito risultati molto utili alla comprensione delle vicende climatiche della storia recente della Terra.

Le glaciazioni

Vi sono diverse tecniche di indagine sul clima del passato. Ciascuna di esse non fornisce risultati precisi ma occorre correlare tutte le informazioni dei diversi tipi di indagine in modo che non siano fra loro in contraddizione. Ancora oggi si aggiungono dati alle nozioni già acquisite che spesso mettono in crisi modelli e teorie che sembravano prima molto probabili.

Facendo riferimento alle regioni italiane (le Alpi in particolare) e non volendo entrare nel dettaglio di una precisa cronologia, faremo riferimento a cinque grandi periodi freddi che hanno caratterizzato l'era Quaternaria (fig. 4). Ci limiteremo a indicare l'età (la più probabile secondo la maggior parte dei ricercatori) dell'inizio del primo di questi periodi freddi: *due milioni di anni fa*. Tale limite può essere fatto coincidere con quello inferiore dell'**era Quaternaria** (o **Neozoico**) suddivisa nei periodi **Pleistocene** e **Olocene** (gli ultimi 12.000 anni quest'ultimo cioè dalla fine dell'ultima glaciazione).

SUDDIVISIONE DEL NEOZOICO				
		Glaciazioni e periodi interglaciali	Industrie umane	Tipi umani
OLOCENE			ETA' DEL FERRO ETA' DEL BRONZO ETA' DEL RAME NEOLITICO MESOLITICO	Razze attuali Uomo della Maiella
		Stadi di Bühl, Gschnitz, Daun		
PLEISTOCENE	Flandriano	Würm	Superiore (Maddaleniano Solutreano Aurignaziano)	Uomo di Chancelade Uomo di Cro-Magnon Uomo di Grimaldi
	Tirren.	Riss-Würm	Medio (Musteriano Micocchiano Levalloisiano)	Uomo di Neandertal Uomo di Saccopastore
	Milaziano	Mindel-Riss	Inférieure (Acheuleano Clactoniano Chelleano o Abbevilliano)	Uomo di Fontéchevade Uomo di Meaurio
	Emiliano	Mindel		
	Siciliano	Günz-Mindel		
	Calabr.	Günz	Prechelleano	

Fig. 4 - Correlazione cronologica tra eventi glaciali ed interglaciali con le fasi dell'evoluzione umana nel Quaternario.

Le cinque fasi fredde (**glaciazioni**) che hanno caratterizzato il Pleistocene sono denominate, a partire dalla più antica (iniziata circa 2 milioni di anni fa): **Donau, Gunz, Mindel, Riss e Würm**. Fra una glaciazione e l'altra il clima era decisamente più mite (anche più caldo dell'attuale): periodi **interglaciali**. Attualmente stiamo vivendo in un periodo **postglaciale** che segue il Würm (l'ultima glaciazione). Nei periodi interglaciali il clima era anche più caldo dell'attuale e l'ambiente nella Pianura Padana, sulle colline e sulle montagne era decisamente diverso, simile a quello attuale delle regioni subtropicali.

Le grandi masse di ghiaccio sulle montagne, dei poli e della Groenlandia erano ridotte, il livello marino assai più alto e le terre emerse meno estese (fig. 5/A).

Durante i periodi più freddi la temperatura della superficie terrestre era più bassa dell'attuale. Le grandi masse di ghiaccio dei poli raggiunsero la massima estensione invadendo parte del continente europeo e di quello Nordamericano (fig. 6).

La conseguenza fu un generale abbassamento del livello marino e maggiore estensione

delle terre emerse (fig. 5/B). L'ambiente naturale delle nostre regioni settentrionali era simile, come aspetto, a quello attuale delle regioni fredde del Nord - Est europeo, con estese foreste di conifere in pianura alternate ad ampi spazi con vegetazione simile alla steppa. Questi ambienti erano popolati da animali tipici dei climi freddi.

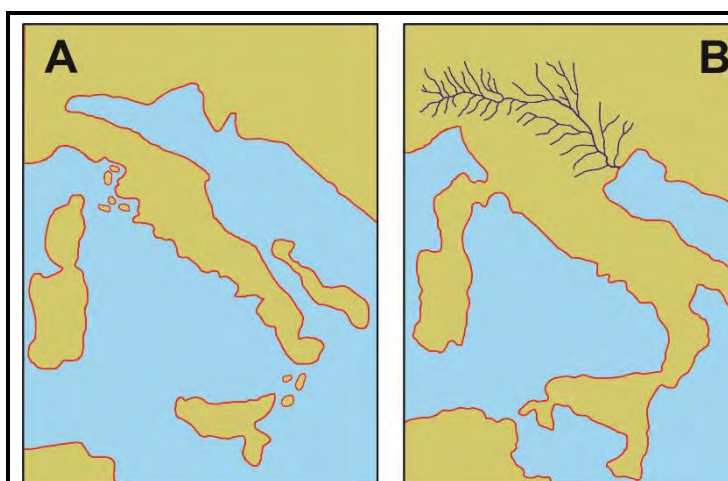


Fig. 5 - L'Italia all'inizio del Quaternario (A) prima delle grandi glaciazioni. Durante la massima espansione dei ghiacci (B), per l'abbassamento del livello marino, l'Adriatico aveva notevolmente ridotte le sue dimensioni ed il fiume Po sfociava presso l'attuale Ancona.

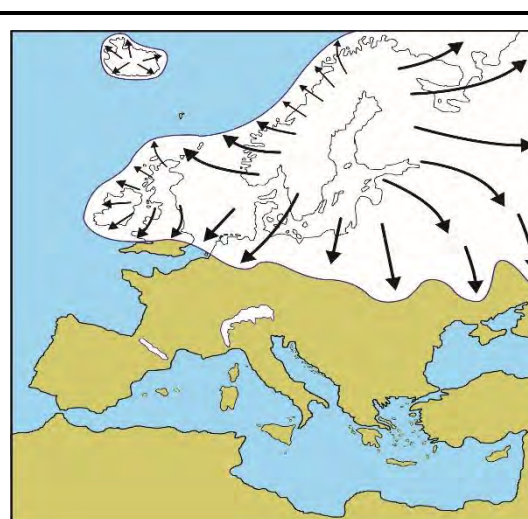


Fig. 6 - La calotta glaciale, durante la glaciazione più estesa, ricopriva l'Europa settentrionale. Le frecce indicano le direzioni di movimento dei ghiacci.

Durante le glaciazioni le Alpi erano “coperte” da grandi masse di ghiaccio che arrivavano ad invadere anche la pianura. L'estensione di tali ghiacciai, la loro azione di “esarazione” (erosione glaciale) nei confronti di quasi tutte le vallate alpine completamente occupate dai ghiacci, il trasporto da parte di questi ultimi di grandi quantità di detrito, hanno modificato notevolmente le forme del paesaggio.

Possiamo affermare che, nel passato recente della storia della Terra, i ghiacciai sono stati i maggiori agenti di modificazione della morfologia di gran parte della superficie terrestre, soprattutto in quelle zone che sono state più coinvolte dai fenomeni di glacialismo; fra queste è senza dubbi tutta la regione alpina. Inoltre tale successione di intervalli freddi e caldi ha influito notevolmente sull'evoluzione delle comunità viventi.

MORFOGENESI DA GHIACCIO

Un “corpo nero” è in grado di assorbire le radiazioni luminose (provenienti da una lampada o dal Sole); esso si scalda ed emette, nello spazio circostante, radiazioni infrarosse (calore); in pratica un corpo nero è in grado di assorbire energia sotto forma di radiazioni nel visibile (corte lunghezze d’onda) per convertire tale energia sotto forma di onde lunghe o di “calore”. Questo effetto sarà tanto maggiore quanto più il corpo è scuro; al limite se fosse perfettamente bianco la conversione non vi sarebbe, la luce “rimbalzerebbe tutta senza cedere energia.

I gas sono, in genere, trasparente alle onde corte (non si scaldano) e molto meno alle onde lunghe (si scaldano): questo effetto è tanto minore quanto più il gas è rarefatto.

Da queste considerazioni generali si può capire facilmente che la temperatura dell’aria non è determinata tanto dalle radiazioni solari, ma lo è soprattutto dall’energia (calore) che il terreno restituisce verso l’alto comportandosi come un corpo nero dopo aver ricevuto luce (solare).

L’effetto del riscaldamento da parte del corpo nero “terra” nei confronti del gas “aria” sarà meno efficace se quest’ultima è più rarefatta; ciò si verifica nella realtà all’aumentare dell’altitudine in conseguenza della rarefazione dell’aria. La conseguenza è quindi un **gradiente termico verticale**: la temperatura diminuisce con la quota.

Quanto vale questo gradiente? Per dare una risposta a questo quesito prendiamo in considerazione le temperature medie annue di alcune località piemontesi a diverse altitudini:

	H (m s.l.m.)	T (°C)
Torino	238	12,5
Biella (VC)	412	11,8
Piedicavallo (BI)	1.050	8,9
Oropa (BI)	1.180	7,5
Bardonecchia (TO)	1.275	7,4
Ceresole Reale (TO)	1.575	4,2
Gr. S. Bernardo (AO)	2.467	-1,8

da cui si osserva chiaramente la riduzione della temperatura media annua con la quota. Considerando i valori delle temperature e delle quote delle numerose stazioni meteorologiche piemontesi, risultano le varie coppie di dati che, nel diagramma della fig. 7, individuano una serie di punti che possono essere interpolati, abbastanza bene, da una retta il cui coefficiente angolare (la tangente dell’angolo tra l’ascissa e la retta stessa) è negativo; esso vale circa **-0,55 °C/100 m s.l.m.** Il che vuol dire una diminuzione della temperatura dell’aria di poco più di mezzo grado centigrado ogni cento metri in più di altitudine; è un valore di poco superiore a quello, ben più attendibile, ottenuto dal Mennella (1967) per la regione alpina

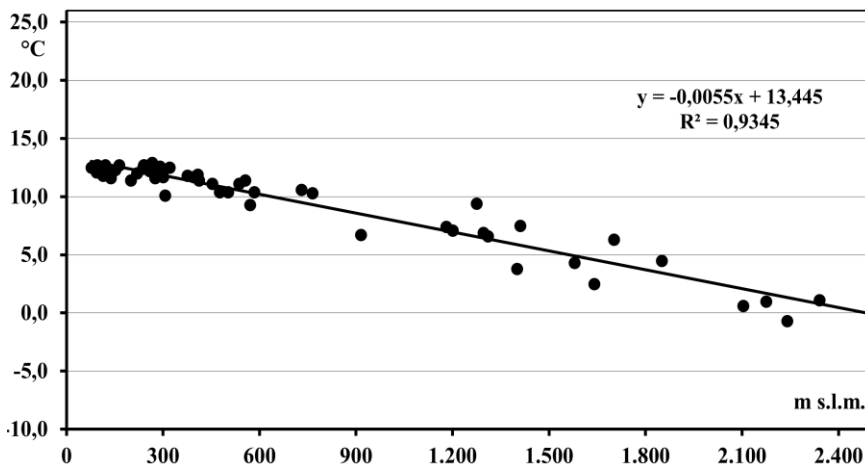


Fig. 7 - Temperature medie annue di diverse stazioni meteorologiche piemontesi in funzione della loro altitudine

Applicando il gradiente calcolato dal suddetto Autore e partendo dalla temperatura di 13 °C (valore limite superiore per la pianura padana) e da una latitudine di 100 m s.l.m., si può calcolare a quella quota (H) si ha, mediamente, il limite

climatico dello **zero termico medio annuo**, cioè una temperatura media annua pari a 0 °C:

$$(H - 100) = 13 \cdot 100 / 0,51 \text{ da cui si ottiene } H = 2.500 \text{ m s.l.m.}$$

Occorre comunque ricordare che il gradiente termico è, mediamente, maggiore nei mesi estivi (0,6 - 0,7 °C/100 m s.l.m.) e minore nella stagione invernale (0,3 - 0,4 °C/100 m s.l.m.).

La temperatura media annua quindi, nelle nostre montagne, è inferiore a 0 °C sopra i 2.500 m s.l.m. Ovviamente questo valore può variare a seconda dell'esposizione dei versanti, ma possiamo considerarlo sufficientemente significativo come situazione media. A quella quota le temperature medie mensili (Tme) sono inferiori a 0 °C almeno per metà dell'anno che sarà perciò caratterizzato prevalentemente da precipitazioni nevose e da accumulo di neve al suolo; nell'altra metà dell'anno, per effetto dell'aumento della temperatura dell'aria, si avrà prevalentemente fusione e/o sublimazione e quindi riduzione del manto nevoso.

All'aumentare dell'altitudine saranno prevalenti i mesi con $Tme < 0$ °C rispetto a quelli con $Tme > 0$ °C. Si giungerà quindi ad una fascia altimetrica, anzi idealmente ad una linea, al di sopra della quale la neve caduta nel periodo più freddo dell'anno non viene interamente fusa dall'ablazione (cioè dall'effetto congiunto della fusione e della sublimazione) nel periodo più caldo, per cui la neve di una annata si sovrappone ai residui di quella dell'anno precedente. Questa linea prende il nome di **limite climatico delle nevi persistenti** che, nelle Alpi occidentali, è pari a 2.900 - 3.000 m s.l.m., di poco superiore a quello dello zero termico da noi stimato.

Ad influire sull'altezza delle nevi persistenti non sono soltanto le temperature, ma anche l'abbondanza delle precipitazioni; se le nevicate sono più cospicue il volume di neve da fondere nell'estate è maggiore e quindi, a parità di temperatura, il limite delle nevi sarà più basso (al limite anche inferiore a quello dello zero termico medio annuo) e viceversa. Nel versante francese delle Alpi occidentali, per esempio, il limite si trova sui 2.700 - 2.800 m s.l.m. mentre in quello italiano la quota media dell'innevamento continuo è più alta di 200 m. In certe zone interne, molto riparate dalle correnti umide, il limite sale a 3.200 m s.l.m. Il limite delle nevi persistenti può quindi variare da zona a zona come è anche dimostrato in fig. 8.

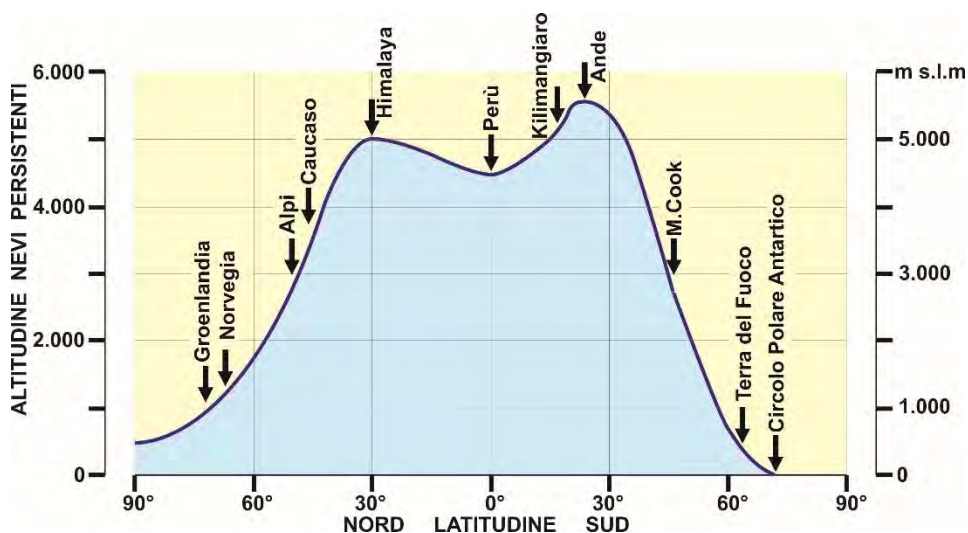


Fig. 8 - Limite delle nevi persistenti alle diverse latitudini.

Legati alla presenza delle nevi persistenti sono i nevai ed i ghiacciai. I primi sono piccoli accumuli di neve e di ghiaccio raccolti in una conca, che si conservano tutto l'anno e che, essendo privi di movimento, rimangono

con ogni loro parte sempre al di sopra del limite delle nevi persistenti. I ghiacciai sono invece masse gelate in movimento, cioè si trovano sopra il limite delle nevi persistenti, ma che con la loro fronte possono spingersi anche molto al di sotto di esso, fino ad una quota variabile con il ciclo stagionale del clima, con l'esposizione e con quantità dell'alimentazione nevosa.

Nel massiccio del M.te Bianco, per esempio, il ghiacciaio di Bosson scende fino a meno di 1.300 m s.l.m., mentre il limite delle nevi è ubicato alla quota di 2.800 metri.

Per comodità espositiva richiamiamo di seguito alcuni concetti generali relativi ai fenomeni nel loro complesso, alcuni dei quali, pur non essendo oggi rappresentati sul nostro territorio, hanno tuttavia avuto, in un passato geologicamente non remoto, un ruolo determinante nel conformare il paesaggio. Gli argomenti che tratteremo saranno dunque: i ghiacciai attuali, i processi di erosione ad essi legati, la loro forma. I depositi e i fenomeni legati al sistema d'erosione detto "periglaciale".

I ghiacciai attuali

I ghiacciai attuali sono di dimensioni assai variabili. Alcuni, copra detto, sono solo lembi di nevi persistenti (nevai); all'opposto esistono immense distese di ghiaccio a dimensione continentale (islandsis). Tutte queste forme derivano comunque da uno stesso fenomeno: l'accumulo di neve di un anno su quello degli anni precedenti. Molti Autori distinguono cinque tipi di ghiacciai.

Islandsis

Sono immense distese di ghiaccio ($13 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ per l'Antartide e $1,65 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ per l'islandsis groenlandese). Il loro spessore medio è di almeno 2.000 metri. Questo enorme accumulo di ghiaccio è dovuto non tanto all'abbondanza delle precipitazioni quanto alla lentezza della fusione nei climi freddi tipicamente poco umidi. Il movimento di questi ghiacciai è molto lento, fatta eccezione per alcune lingue periferiche che hanno invece notevole velocità. Sul ghiaccio delle calotte glaciali l'acqua di fusione forma, ad ogni estate, delle correnti che incidono solchi incassati di qualche metro, prima di sparire in pozzi o mulini (termine del linguaggio alpino). Alcune lingue dell'islandsis raggiungono il mare, dove il moto ondoso le frammenta in **iceberg** (fig. 9). Un antico ed ingegnoso modello proposto per interpretare la struttura geologica regionale fa espressamente riferimento a quanto sopra detto e più precisamente: in pieno Quaternario le grandi masse di ghiacci estendevano le loro lingue terminali fino al mare che si pensava occupasse ancora la pianura padana; da esse si staccavano iceberg inglobanti abbondante materiale eterogeneo strappato dalle Alpi. La fusione degli iceberg avrebbe dato origine alla deposizione sul fondo marino di sedimenti grossolani (conglomerati). Questa doveva essere l'origine dei conglomerati del "bric paluc" (collina di Torino) che mostrano una composizione litologica simile alle "pietre verdi" alpine da cui si riteneva derivassero. Tale modello, alla luce di nuove interpretazioni, risulta superato; in realtà si tratta di materiale depositato a causa di frane sottomarine che si staccavano dalle stesse zone; la loro età sarebbe sensibilmente più antica. È da ricordare infine che durante i periodi glaciali la pianura padana esisteva già con una estensione maggiore di quella attuale.

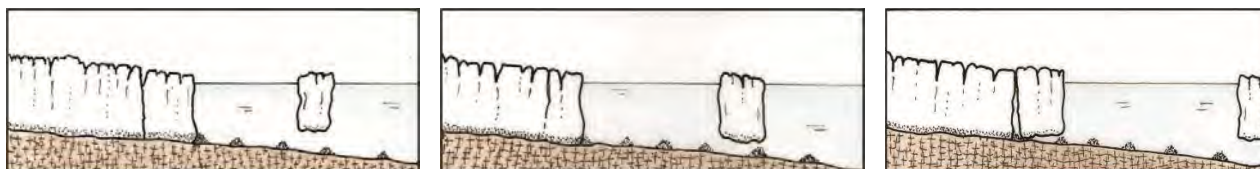
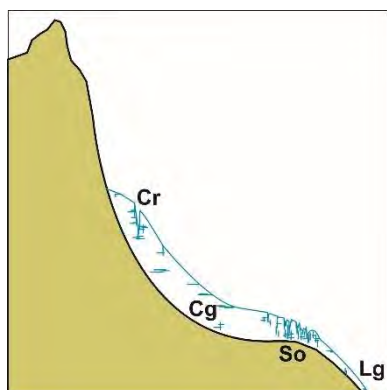


Fig. 9 - Modo di formazione degli iceberg. Alcune lingue dell'islandsis raggiungono il mare dove il moto ondoso e le maree le frammentano in iceberg. Questi fondendosi depositano materiale morenico anche in ambiente marino.

Calotte glaciali

Dimensioni decisamente minori rispetto agli islandsis; ricoprono massicci montuosi e possono emettere lingue divergenti alla loro periferia. È il caso attuale del Monte Rainer (W USA), copia di come doveva essere, nei periodi glaciali, il paesaggio alpino.



Ghiacciai di circo

Nelle montagne, con vette poco sopra la linea delle nevi persistenti, i ghiacciai si ubicano sovente nei circhi. Il ghiacciaio (fig. 10), di ridotte dimensioni, è dominato da pareti rocciose quasi verticali da cui scendono le valanghe di neve che lo alimentano. Fra la parte rocciosa ed il ghiaccio che ne è staccato, lo spazio beante è detto *crepaccio periferico*. Una morena (deposito dei materiali trasportati) si trova all'estremità di valle.

Fig. 10 - Ghiacciaio di circo. Sezione trasversale. Sono visibili il crepaccio periferico (Cr), il circo glaciale (Cg) la soglia (So) e la lingua (Lg).

Ghiacciai vallivi

Sono “lingue” che ricevono, nel tratto montano, confluenze glaciali (fig. 11). La lingua glaciale, in sezione (fig. 12), ha profilo convesso, in quanto la fusione è maggiore sui lati. La superficie del ghiaccio è più o meno ricoperta da detriti rocciosi (**morene superficiali**).

Fig. 11 - Confluenza delle lingue di ablazione di due ghiacciai vallivi. Risultano evidenti il bacino di accumulo nella porzione di monte del ghiacciaio della destra orografica e le diverse morene (lateral, mediana, terminale, interne e di fondo).

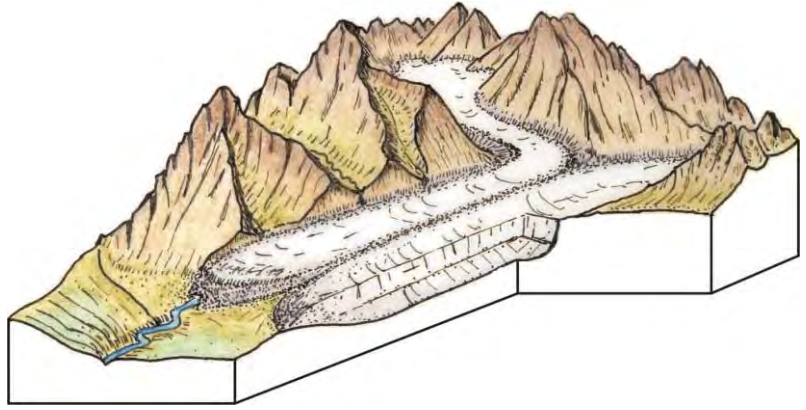


Fig. 12 - Sezione di lingua glaciale. Si possono osservare le morene laterali, di fondo e interna. Si notino il profilo convesso per la maggiore fusione ai lati e i crepacci in superficie.

Le **morene laterali** sono formate dai materiali caduti sul ghiaccio o da questo strappati ai fianchi della valle. Quando due lingue glaciali confluiscono si forma una **morena mediana** (evidente in) per giustapposizione di due morene laterali. Il ghiacciaio trasporta detriti rocciosi all'interno della sua massa (**morena interna**), il cui carico è limitato, dato che le gallerie per captazione subglaciale per installazioni idroelettriche hanno incontrato, quasi sempre, uno scarso numero di blocchi. Invece le **morene di fondo**, costituite da blocchi e da materiali triturati, levigati e striati sul fondo, presentano un considerevole volume. Infine il ghiacciaio depone, alla sua fronte, una grande quantità di materiali trasportati; essi costituiscono la **morena frontale**, detta anche **morena terminale** (fig. 2.8). Tutte queste forme di accumulo non sono esclusive dei ghiacciai vallivi anche se ne sono tipiche.

Ghiacciai di pedemonte

Se diversi ghiacciai vallivi sono alimentati al punto di giungere fino allo sbocco delle montagne, essi “costruiscono” dei lobi pedemontani che possono entrare in coalescenza tra di loro. Tale era il caso di molti ghiacciai Nord alpini durante le fasi glaciali; attualmente ne troviamo degli esempi in Alasca (ghiacciaio Malaspina). Tali ghiacciai giungono in una zona che mediamente può essere tiepida; da ciò la grande importanza che assumono i fenomeni di fusione, tanto che essi non danno origine a morene propriamente dette, ma ad accumuli di falde alluvionali sotto le quali scompare il fronte glaciale.

I processi dell'erosione glaciale

Il ghiaccio deriva dalla trasformazione della neve. La neve fresca contiene aria; la sua densità è molto bassa (0,1 in media). Per effetto della costipazione e per fusioni e rigeli successivi, essa diviene *nevato*, di densità intorno a 0,6; successivamente diventa ghiaccio vero e proprio (densità 0,8 ÷ 0,9).

Il ghiaccio si muove dirigendosi per gravità verso valle. La velocità superficiale dei ghiacciai è assai variabile, maggiore al centro (anche decine di metri all'anno) delle lingue rispetto ai lati. Molto bassa negli islandsis, essa diviene elevata nelle zone periferiche e nelle grandi lingue alpine; varia in funzione della pendenza e del ritmo stagionale.

Il movimento del ghiaccio pone complicati problemi di fisica dei fluidi; la sua plasticità non è perfetta; talora esso si stacca dal fondo vallivo, può comportarsi rigidamente e crepacciarsi.

L'azione erosiva del ghiaccio viene detta **esarazione**. Nel valutare nel suo insieme il lavoro esercitato dal ghiaccio i glaciologi non sono concordi: gli uni stimano che il ghiaccio eroda molto intensamente, altri che esso agisca in misura modesta, altri infine elaborano teorie intermedie. In ogni caso l'intensità è differente da luogo a luogo, in funzione di molteplici fattori, quali la velocità del ghiaccio, il peso, la natura delle rocce interessate.

Il ghiaccio "raschia" per mezzo dei blocchi rocciosi che esso trascina; produce striature profonde qual-che millimetro e lunghe alcuni decimetri. Esso inol-tre "leviga" le rocce non solo a causa del passaggio stesso, ma soprattutto per mezzo dei materiali mi-nuti (costituenti la cosiddetta *farina glaciale*), come lo smeriglio del levigatore. A forza di "esarare" le rocce il ghiacciaio ne arrotonda le sporgenze e le trasforma in **rocce montonate**.

Il ghiaccio esara in misura ben maggiore per asportazione, soprattutto su forti contropendenze, strap-pando blocchi delimitati da profonde fratture. I vari tipi di azione non si escludono a vicenda; così dopo l'asportazione di un masso roccioso spesso ne con-segue una azione di "levigazione" che ne smussa le sporgenze acute.

Il ghiacciaio non usura solamente il proprio letto roccioso, ma anche i materiali che esso trasporta. I detriti della morena di fondo sono assai tritutati e contengono parecchio limo; la granulometria è caratterizzata da una marcata eterometria (in genere mancano solo le argille). Le morene superficiali sono formate soprattutto da materiali grossolani; i massi di maggiori dimensioni sono detti **erratici**.

I materiali glaciali si distinguono dai sedimenti trasportati dalle acque di fusione del ghiacciaio al di là del fronte glaciale, detti **fluvioglaciali**. Questi subiscono un trasporto per rotolamento e/o saltellamento e risultano meglio classati; comprendono sia ciottoli che sabbie grossolane e presentano una definita stratificazione.

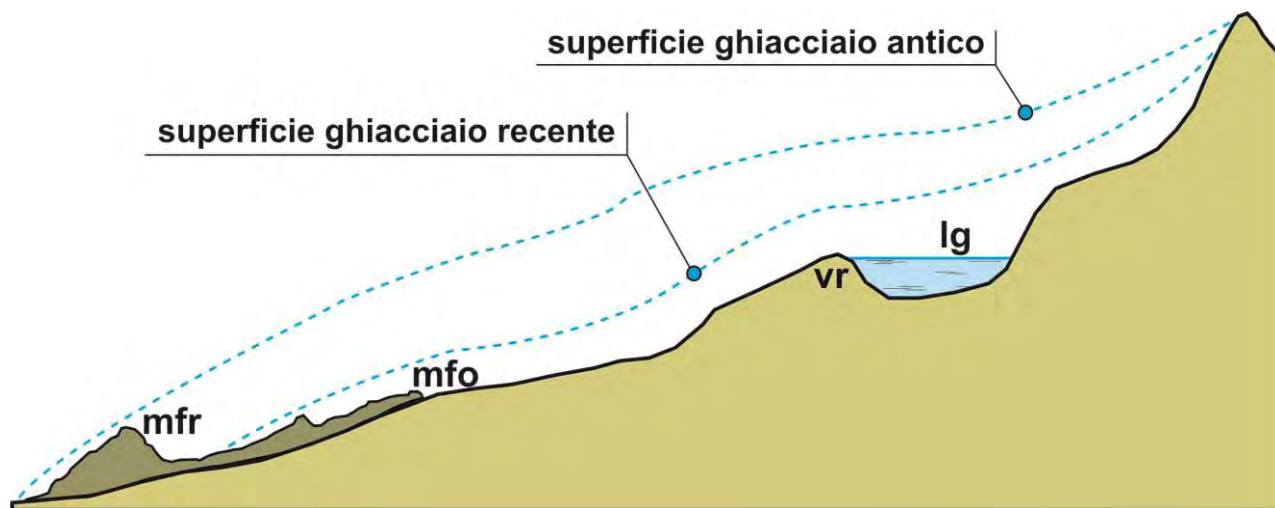


Fig. 13 - Schema mostrante il profilo longitudinale di una valle glaciale dopo il ritiro del ghiacciaio di cui ultimo relitto rimane ad occupare il circo glaciale. A causa dell'escavazione glaciale si è formata una morfologia a gradoni nelle cui cavità spesso sono impostati piccoli laghi (lg). Massi erratici, terreni argillosi finissimi, blocchi di argille sono disseminati lungo tutto il profilo, particolarmente accanto alle cerchie moreniche frontali, (mfr ed mfo) verso valle.

Le forme glaciali

Gli attuali ghiacciai costituiscono una piccola frazione di quelli presenti in periodi precedenti, durante le glaciazioni del quaternario, era che ha caratterizzato quasi gli ultimi due milioni di anni della storia della Terra. Alle nostre latitudini permangono unicamente "relitti" delle ultime fasi glaciali quaternarie, le quali sono state fondamentali nel determinare le forme del territorio.

Il circo

Per le sue ridotte dimensioni, è una delle forme più semplici ed è riconducibile ad una depressione a semicerchio sovrastata da pareti ripide. Esistono circhi di tutte le dimensioni: piccole

nicchie di qualche decina di metri di larghezza, vasti anfiteatri terminanti verso monte le vallate glaciali.

Alcuni circhi hanno forme di nicchie sui fianchi delle montagna; i più grandi hanno, in genere, un fondo piatto o leggermente ondulato, talora con un piccolo lago; verso valle il circo può essere sbarrato da una contropendenza rocciosa e/o morenica. Vi possono essere anche circhi complessi, a gradinata, impostati sulla testata delle valli glaciali.

Le montagne scolpite dai circhi presentano creste in-tagliate a denti di sega (**fig. 2.13**), non modellate dall'azione glaciale, perché sempre libere dai ghiacci, ma dal crioclastismo (azione del gelo/disgelo), agente sulle rocce scoperte. Può succedere che al punto di in-tersezione delle creste si erga una piramide o *horn* dominante di molto il livello generale. Uno degli esempi più classici è la piramide cristallina del massiccio del monte Cervino, denominato *matt horn* dagli svizzeri).

Riguardo la genesi dei circhi alcuni geomorfologi ritengono che si tratti solamente della trasformazione, ad opera del ghiaccio, di un bacino di raccolta torrentizio; altri giudicano che la neve ed il ghiaccio siano in grado di erodere le rocce.

2La valle glaciale

La **valle glaciale** è dovuta all'azione di un ghiacciaio vallivo. **Valle glaciale, valle ad U, valle a truogolo** sono espressioni per definire la stessa struttura, con una forma a truogolo, con fianchi ripidi e fondo piatto (**fig. 14**), spesso dovuto al riempimento di un antico lago postglaciale o da una forte sedimentazione fluviale. Alcuni settori vallivi non hanno una forma ad “U” molto netta; d'altronde, al fondo dell'U, il fiume subglaciale, che raccoglie le acque di fusione, può modellare una gola a “V”.

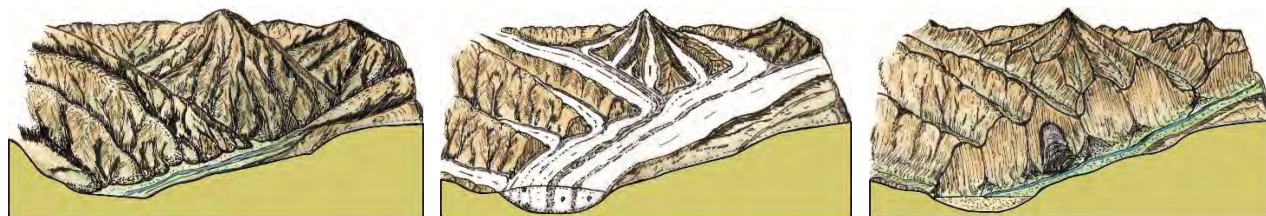


Fig. 14 - Nella figura a sinistra i rilievi non sono ancora coinvolti da fenomeni glaciali: Quella al centro mostra gli stessi rilievi invasi dai ghiacciai di tipo alpino. Nella figura a destra il ritiro delle fronti glaciali ha lasciato una morfologia tipica dovuta all'esarazione: la valle principale ad “U” e, sulla destra orografica, le valli sospese, il profilo quasi a picco dei versanti assai instabili con conseguenti conoidi detritici e frane; le rocce sono nude e il suolo asportato.

Se non tutte le valli glaciali sono ad “U”, non tutte le valli ad “U” sono di origine glaciale. Quando si ha a che fare con una valle impostata su rocce resistenti, che conservano una forte pendenza dei versanti ed il cui fondo si allarga per erosione laterale, si realizzano le condizioni per la formazione di una valle a truogolo.

La valle glaciale non si riconosce per un unico elemento; una serie di caratteristiche contribuiscono ad evidenziarne la genesi: presenza di depositi morenici e modellamento caratterizzato da irregolarità del profilo longitudinale e trasversale.

Una delle irregolarità del profilo longitudinale è data dalla discontinuità della successione dei depositi morenici ed in particolare della disposizione di *cerchie* (morene frontali), più o meno ondulate e incise da un corso d'acqua. Se una delle caratteristiche fondamentali della morfologia glaciale è data dalle forme di accumulo, altrettanto importanti sono le forme di erosione; infatti l'esarazione è responsabile di fenomeni di sovraescavazione differenziale che conferiscono alla valle glaciale un andamento irregolare dovuto ad una successione di slarghi (gli *ombelichi*), che sono anche sede di approfondimento e di strettoie (*verrou* dai francesi), le cui soglie rocciose sbarrano la valle.

Spesso gli ombelichi, sovraescavati dall'azione glaciale, sono sede di laghi (**fig. 15**); sono esempi i laghi prealpini italiani, quelli svizzeri e scozzesi, caratteristici per batimetrie di alcune centinaia di metri, tanto che il loro fondo è, talora, al di sotto del livello del mare (*criptodepressioni*), con valori di 295 metri per il lago di Garda e di 177 metri per il lago Maggiore sotto il livello marino.

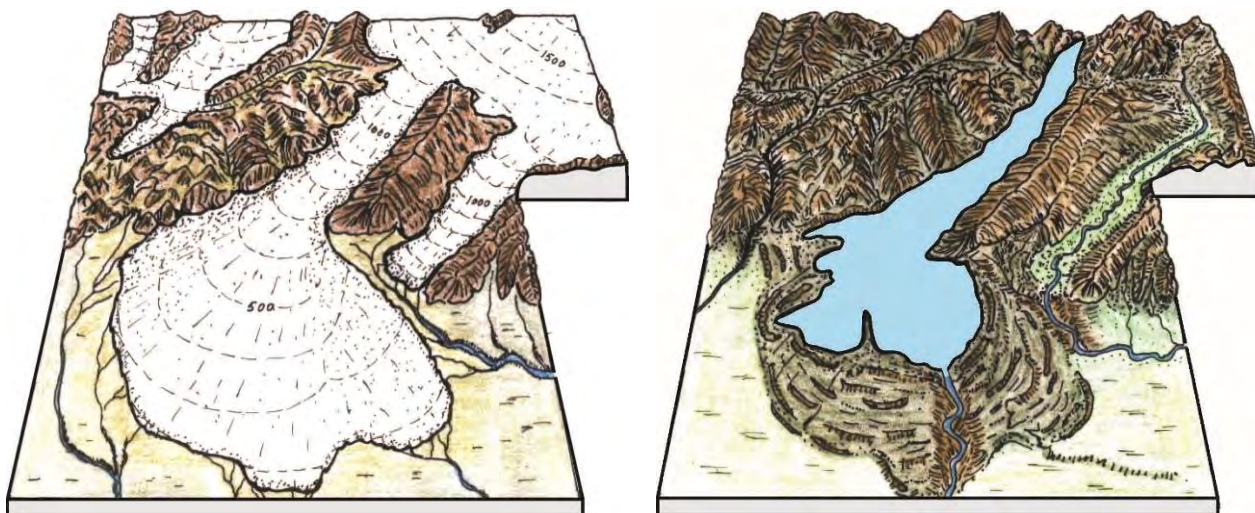


Fig. 15 - Il ghiacciaio del Garda come doveva essere durante la fase di massima estensione della glaciazione wurmiana (a destra). La stessa veduta come appare oggi dopo il totale ritiro dei ghiacci. Nell'anfiteatro morenico rimasto (dove era il fronte glaciale) si notano le cerchie appartenenti a diverse fasi glaciali (a destra).

Intervallate agli ombelichi si ubicano le “strettoie”, formate da rilievi rocciosi montonati; talvolta questi sbarrano completamente la vallata, eccettuata la gola fluviale che la incide; in altri casi le protuberanze rocciose non sono completamente accostate e lasciano ampi spazi. Le strettoie sono sovente sede di antiche fortezze (per esempio il forte di Bard all'ingresso della Valle d'Aosta) o di sbarramenti idroelettrici.

All'estremità della valle, la morena frontale forma un rilievo arcuato. Talora si giustappongono le morene frontali di varie fasi glaciali, dando origine ad imponenti anfiteatri morenici, dove le cerchie più esterne corrispondono alle fasi glaciali più avanzate; è il caso degli anfiteatri morenici prealpini italiani (Rivoli, Ivrea, Garda,...). All'esterno della morena frontale, o dell'anfiteatro morenico, le acque di fusione del ghiacciaio, convogliate dagli scaricatori (strette incisioni nella morena), hanno depositato una distesa di alluvioni fluvioglaciali, attualmente costituenti la cosiddetta “alta pianura”, sospesa e terrazzata rispetto al fondovalle.

Anche il profilo trasversale presenta una morfologia piuttosto varia; da semplice sezione ovoidale può diventare fino a forma di “V”. Le irregolarità sono dovute sia alla presenza di eventuali morene (in questo caso depositi di morena di fondo, creste allungate di morene laterali), sia a gradoni, a spalle che sovrastano il fondovalle e sul quale sono spesso situati insediamenti umani. Le spalle possono essere semplici o multiple, sovrapposte come se diversi truogoli glaciali si fossero incastrati gli uni entro gli altri. Alcuni ripiani possono essere strutturali; in questo caso possono essere interpretati come irregolarità dovute alla presenza di rocce più resistenti che l'erosione non è stata in grado di modificare.

Le confluenze delle vallate glaciali non si verificano sempre allo stesso livello come avviene per le vallate fluviali. Una valle glaciale è spesso **sospesa** sulla principale; essa può confluire molto al di sopra del fondo della valle principale e ciò è da mettere in relazione con il fatto che i modi di confluenza sono in funzione delle diverse esarazioni di due distinte lingue glaciali. Il raccordo superficiale del ghiaccio avviene allo stesso livello, mentre la quota del fondovalle è tanto più bassa quanto più spessa è la lingua glaciale.

Se un ghiacciaio incontra una sella laterale, il cui livello è inferiore alla quota superficiale del ghiaccio, esso emette una digitazione che può passare per la sella modellandola a truogolo; così si sono formati i larghi passi di transfluenza e di fluenza assai numerosi nelle Alpi (come quasi tutti i passi stradali).

Considerazioni

Tralasciando i tipi morfologici caratterizzanti le alte latitudini, ci preme puntualizzare alcune considerazioni.

Il rilievo glaciale porta a forme molto diverse, sia nelle montagne che nelle regioni pedemontane o di antichi islandsis. Nel loro insieme tutte le forze dovute all'azione del ghiaccio sono caotiche (rocce montonate, profili a truogolo, morene,...). Ma la collaborazione delle acque di fusione si traduce in superfici piane (alluvioni colmanti laghi periglaciali, terrazzi fluvio-glaciali).

Le forme dovute al sistema glaciale e fluvio-glaciale sono abbastanza rapidamente obliterate nel corso dei periodi interglaciali e postglaciali. In effetti esse sono soggette alla degradazione che fa loro subire quel complesso di fenomeni noto come sistema periglaciale. L'erosione fluviale lavora anch'essa alla loro distruzione, alluvionando gli ombelichi ed incidendo le pendenze ripide (gole di raccordo fra due sezioni di una stessa valle, fra una valle sospesa e la valle principale, incisioni torrentizie dei fianchi del truogolo). Se le forme dell'ultima glaciazione hanno ancora conservato la loro freschezza, ciò è dovuto al fatto che esse sono molto recenti.

Sistema d'erosione periglaciale

Il termine **periglaciale** evoca una localizzazione alla periferia dei ghiacciai che non sempre corrisponde alla realtà. Numerosi ghiacciai giungono in un ambiente temperato che non è tipico del sistema d'erosione periglaciale. Fra i processi che lo caratterizzano il gelo svolge un ruolo importante, almeno per una gran parte dell'anno, pur essendo discontinuo e senza che una copertura di ghiaccio ricopra per tutto l'anno il terreno. I fenomeni di gelo e disgelo sono processi assai importanti e non solo occasionali come succede per le regioni temperate. La zona attualmente soggetta al sistema periglaciale comprende due domini distinti: quello delle alte latitudini e quello delle alte altitudini. Va inoltre tenuto presente che le fasce a clima temperato sono state caratterizzate, durante i periodi freddi del Quaternario, da intensi fenomeni di gelo e disgelo. La maggior parte dell'Europa occidentale (inclusa l'Italia settentrionale) era compresa in quelle fasce, molte delle quali sono dunque state modellate dagli agenti che ora prenderemo in considerazione.

Meccanismi

Il meccanismo principale è quello del **crioclastismo**. Questa azione si manifesta più debolmente a secco che in ambiente umido. A secco si tratta quasi esclusivamente di un caso particolare delle contrazioni e dilatazioni dovute alle differenze di temperature (escursione termica diurna).

In ambiente umido l'acqua penetra nelle rocce e nel suolo; gelando aumenta il volume, frammenta le rocce e rigonfia i suoli. Al disgelo i frammenti di roccia, i cui interstizi cessano di essere saldati dal ghiaccio, si staccano, si frammentano in blocchi, massi e frammenti con qualche detrito fine in funzione della struttura della roccia. Quanto ai suoli il disgelo li imbibisce d'acqua perché il ghiaccio vi si ripartisce più uniformemente che nelle rocce. Il suolo, al disgelo, è più "fluidico"; esso può avere dei movimenti gravitativi lungo i versanti (*soliflusso*); in ogni caso il suo volume si riduce perché l'acqua occupa meno spazio del ghiaccio e la sua struttura viene distrutta. Dopo il disgelo gradualmente il suolo si stacca ed il suo volume diminuisce ulteriormente diventando sempre più instabile.

L'azione della coppia gelo-disgelo si comporta in modo diverso riguardo le rocce e i suoli: essa porta le prime ad una frantumazione in blocchi, massi e frammenti con qualche detrito fine in funzione della struttura della roccia.

I meccanismi conseguenti nei sistemi periglaciali sono quelli della fusione delle nevi, del ruscellamento e del vento.

La **fusione delle nevi** inibisce il suolo e facilita il soliflusso, ma sappiamo che il meccanismo del disgelo è di per sé sufficiente a rammollire il suolo e a fargli perdere la sua struttura; si è dunque esagerato il ruolo della fusione delle nevi nell'umidificazione dei suoli periglaciali in primavera.

Il **ruscellamento** non è trascurabile; esso si produce in conseguenza di piogge e della fusione delle nevi; l'azione è più efficace se il sottosuolo è gelato in conseguenza di una scarsa infiltrazione.

Il **vento** non agisce sui suoli ricoperti dalle nevi, ma quando la terra è libera; esso può sollevare le particelle fini, vagliare gli strati superficiali del suolo non lasciandovi che i ciottoli per deporre, più lontano, delle dune. "Armato" della sabbia esso può agire anche sui blocchi e sulle rocce

modellandoli. Il vento è anche responsabile del deposito del *loess* che è un limo giallo, calcareo, che può subire decalcificazione e diventare un *lehm* ed essere trasportato, in seguito, a formare un limo colluviale. Depositi di *loess* sono molto diffusi in Nordeuropa e sono presenti anche nella Valle Padana, dove possono ricoprire sia terrazzi che morene del Pleistocene per spessori di qualche decimetro.

Modellamento

Il modellamento è molto diverso a seconda che interessi superfici pianeggianti o inclinate, rocce o formazioni fini, superfici nude o ricoperte da tappeti erbosi. La copertura vegetale e la litologia (composizione delle rocce) rivestono un ruolo molto importante. Gli affioramenti danno origine, per frammentazione in blocchi, a pietraie. Ogni spaccatura può ingrandirsi per gelivazione delle sue labbra; si forma allora un crepaccio di gelivazione che può essere largo e profondo anche qualche metro e lungo decine di metri determinando crolli di grandi blocchi. L'azione crioclastica sulle superfici rocciose può produrre **accumuli di pietre**.

Le superfici costituite da materiali fini invece formano **accumuli di fango**, che scendono per soliflusso e nei quali sono talora inglobati detriti grossolani. Infine le **valanghe** "striano" le forti pendenze di canali lungo i quali, d'inverno, precipita la neve e, al disgelo, ruscella l'acqua di fusione. I fondovalle comprendono numerosi laghi e quando l'ambiente non è troppo freddo, delle torbiere.

I **suoli poligonali** costituiscono uno degli aspetti più tipici delle regioni artiche e delle montagne della zona temperata (Alpi) e della zona intertropicale. Sono successioni di poligoni (pentagoni più o meno regolari); le dimensioni variano da diversi centimetri a qualche metro e, se disposti su pendii, danno origine a movimenti gravitativi.

I **suoli a cuscinetti erbosi** sono piccoli monticelli erbosi delle dimensioni di quelli sollevati dalle talpe. Sono assenti nelle regioni più fredde, prive di vegetazione; per contro la loro area si estende abbastanza verso Sud, assai diffusi nelle Alpi e nel massiccio Centrale francese. Si formano già dai 1.000 m s.l.m. circa mentre i suoli poligonali sono solo embrioni a 1.700 m s.l.m. Sembra che il processo di formazione sia paragonabile a quello dei suoli poligonali. È un sollevamento dovuto al gelo che interviene prima su certe zolle, mentre non si verifica alcun spostamento detritico dato che la vegetazione trattiene le particelle del suolo.

Come precedentemente detto gli affioramenti rocciosi dei versanti sono frantumati per crioclastismo e producono accumuli di pietre. Le formazioni fini invece formano accumuli di fango che scendono per soliflusso e nei quali talora sono inglobati detriti grossolani.

I **detriti di falda** sono molto frequenti e si formano a causa della frammentazione in posto delle rocce, prevalentemente per termoclastismo e crioclastismo; sono accumuli di tipo diverso a seconda del modo di deposizione. I semplici detriti di gravità formano accumuli (coni e falde di detrito) che ingombrano i fondovalle. Sulle rocce che si frammentano in detriti fini si costituiscono dei detriti ordinati; in sezione mostrano spesso una successione di strati inclinati fini e grossolani, di 10 ÷ 20 cm di spessore. L'inclinazione delle superfici di questi detriti ordinati è inferiore rispetto a quella dei detriti di gravità.

Le **colate di blocchi** si formano su pendii ad inclinazione ancora inferiore (dai 5 ai 6 gradi); essi si muovono, a causa del gelo e disgelo, sia su un materasso di fango che scivola, sia su cuscinetti di ghiaccio interstiziale.

I processi e le forme caratteristiche del sistema periglaciale presentano dunque una grande varietà, ma l'essenziale dei meccanismi e delle forme è dovuto al crioclastismo, al rigonfiamento dei limi ed al soliflusso. L'interesse che presentano queste forme è grande, in quanto i paesaggi delle zone temperate le hanno conosciute appena 10.000 anni fa e viviamo ancora sulla loro eredità.

REGIMI IDRICI

I ghiacciai e i nevai costituiscono serbatoi idrici che alimentano, con la loro ablazione, i numerosi corsi d'acqua da cui prendono origine. In Piemonte la disponibilità di risorse idriche è notevolmente condizionata dal contributo di acqua proveniente dalla fusione delle masse di ghiaccio e di neve in alta montagna.

Per una migliore comprensione di questi fenomeni è opportuna una premessa. Di carattere generale, su alcune definizioni e sulla terminologia usata dai geografi.

Le acque meteoriche (precipitazioni) che giungono sul suolo si raccolgono in grandi e complesse cavità della superficie terrestre che prendono il nome di **bacini idrografici** delimitati da linee di displuvio (**spartiacque**) che corrono, in genere, sul sommo dei rilievi, separando un bacino dagli altri. Queste cavità sono “percorse” da un più o meno fitto **reticolo idrografico** che è l'insieme degli affluenti e su-affluenti che convogliano l'acqua nel corso principale il cui alveo si trova nella parte più bassa del bacino.

L'**afflusso meteorico mensile** è il volume d'acqua di precipitazione caduta in un mese sul bacino idrografico; parte di questa acqua può passare ad altri bacini per via sotterranea o viene operata per evapotraspirazione. La rimanente è il volume totale (**deflusso mensile**) che esce attraverso la sezione dell'alveo del corso d'acqua in fondo al bacino tributario.

Il deflusso mensile (espresso in m^3), se è una media calcolata per un certo periodo di osservazione, divisa per i secondi di un mese, definisce la **portata media mensile** espressa in m^3/s .

Se l'altitudine media di un bacino idrografico è bassa, la maggior parte d'acqua meteorica è liquida (piogge) per cui le portate del corso d'acqua relativo saranno prevalentemente influenzate da questo tipo di modalità di precipitazione. Se invece è prevalentemente di montagna o di alta montagna, per l'abbondanza delle precipitazioni nevose, il regime delle portate del corso d'acqua sarà prevalentemente influenzato dalle modalità di fusione delle nevi e dei ghiacciai. Naturalmente queste sono due condizioni limite; nella realtà le situazioni possono essere varie.

A titolo di esempio si sono presi in considerazione i regimi idrici di tre diversi fiumi piemontesi; nella seguente tabella sono riportati i dati riguardanti le portate medie mensili del fiume Tanaro (l'altitudine media del bacino contribuente è la più bassa dei tre presi in considerazione), del torrente Orco (le cui sorgenti si trovano oltre i 3.000 m s.l.m. nel versante piemontese del Parco Nazionale del Gran Paradiso), del fiume Dora Baltea (che prende origine dai ghiacciai del gruppo del M.te Bianco).

Portate medie mensili (m^3/s) della Dora Baltea a Tavagnasco (263 m s.l.m.) a 55 km dalla foce con il Po. Superficie del bacino idrografico a monte: 3.313 km^2 . Periodo di osservazione: 1925 – 1970 (46 anni).											
gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic
35	32	34	58	141	231	192	142	107	77	62	42
Portate medie mensili (m^3/s) del Tanaro a Farigliano (235 m s.l.m.) a 134 km dalla foce con il Po. Superficie del bacino idrografico a monte: 1.552 km^2 . Periodo di osservazione: 1923 - 1970 (48 anni).											
gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic
23	29	57	72	81	42	17	12	20	35	57	33
Portate medie mensili (m^3/s) dell'Orco a Pont Canavese (2430 m s.l.m.) a 536 km dalla foce con il Po. Superficie del bacino idrografico a monte: 617 km^2 . Periodo di osservazione: 1928 - 1970 (43 anni).											
gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic
8	7	9	21	40	47	38	19	21	22	17	9

Per quanto riguarda il fiume Tanaro il regime delle portate è caratterizzato da un massimo principale in primavera (maggio), un massimo secondario in autunno (novembre), da un minimo principale in estate (agosto). La distribuzione di tali massimi e minimi nell'anno è simile a quella delle precipitazioni vista per Torino e che è tipica un po' di tutto il Piemonte. Ne consegue che le portate del fiume Tanaro sono una risposta immediata delle piogge; perciò il regime fluviale del

Tanaro è di tipo **pluviale** (Desio, 1973).

Per il torrente Orco il massimo principale cade un mese dopo e precisamente nel mese di giugno (il primo dell'estate, cedi il climogramma termo-pluviometrico di Torino) mentre ancora in luglio le portate rimangono ancora considerevoli, inferiori soltanto a quelle di maggio; la collocazione del massimo secondario (autunno) e dei minimi (inverno e in maniera meno accentuata in estate) ricorda quella del Tanaro. Le elevate portate che caratterizzano la fine della primavera e l'inizio dell'estate sono da attribuirsi al contributo dovuto alla fusione delle nevi nella parte alta del bacino dell'Orco che si aggiunge alle già abbondanti piogge del periodo. Per l'influenza delle nevi sul regime, oltre che dalle precipitazioni, il regime del torrente Orco può essere classificato (secondo Desio, 1973) come **nivopluviale**.

Buona parte del bacino idrografico della Dora Baltea si trova sopra i 4.000 m s.l.m. ed è perciò caratterizzato dalla presenza di numerosi ghiacciai (soprattutto dei massicci del Monte Bianco e del Monte Rosa). La fusione delle lingue di ablazione di tali ghiacciai avviene ovviamente, nei mesi più caldi dell'anno e in effetti le maggiori portate fanno collocare il massimo proprio nel giugno seguito dal luglio. Analogamente il minimo cade nei mesi più freddi centrati nell'inverno (febbraio in questo caso). È evidente che le piogge per questo fiume hanno meno importanza essendo il regime dovuto essenzialmente al contributo dei serbatoi glaciali e nivali dell'alta Valle d'Aosta che sono regolati dal regime termico, così simile, come forma a quello delle portate. Si tratta quindi di un regime **nivoglaciale** (Desio, 1973).

ASPETTI BIOLOGICI

Le oscillazioni climatiche del quaternario sono state messe in relazione non solo con fattori fisico - geografici, come le variazioni in altitudine delle masse continentali, la trasparenza dell'aria, la posizione dei poli sulla superficie terrestre, ma anche con "fattori astronomici" (precessione degli equinozi, variazioni dell'inclinazione dell'asse terrestre, variazioni dell'eccentricità dell'orbita terrestre). Lo studio di questi fenomeni ha permesso di costruire l'andamento della temperatura fino a due milioni di anni fa, definendo in modo soddisfacente una cronologia così come l'aveva già formulata Milankovitch nel XIX secolo (fig. 16).

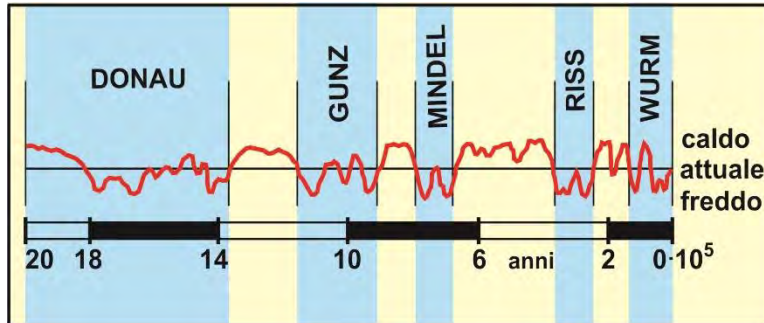


Fig. 16 - Scala cronologica degli eventi del Quaternario. La linea centrale rappresenta la temperatura attuale. In alto i periodi glaciali (freddo). In basso i periodi interglaciali (caldo). Questa curva (della di Milankovitch) è stata ottenuta in base ad elementi astronomici.

Nelle Alpi i fenomeni glaciali portarono ad un abbassamento medio del limite delle nevi persistenti di 1.200 metri rispetto all'attuale. Ciò pare fosse dovuto non tanto a sostanziali variazioni delle temperature invernali, quanto ad un abbassamento di 6 °C delle temperature medie estive e ad un aumento delle precipitazioni. In tale situazione le nevi non fondevano completamente nell'estate cosicché, anno dopo anno, il limite delle nevi persistenti si abbassava e i ghiacciai, alimentati in modo sempre più cospicuo, avanzarono notevolmente.

Le glaciazioni furono intervallate da periodi a clima caldo, con notevoli regressioni delle fronti glaciali. Il clima dunque ha subito, in un intervallo relativamente breve, fluttuazioni intense che ebbero influenze sulla distribuzione degli organismi.

In tutto il Quaternario assistiamo a sostituzioni di flore e di faune per migrazione. A causa delle frequenti e profonde oscillazioni climatiche la storia biologica presenta problemi assai complessi per cercare di risolvere i quali possiamo interpretare i dati fornitici dalla paleoclimatologia. Le maggiori e più documentate informazioni ci sono date dall'analisi dei resti fossili; essi sono concentrati normalmente in depositi sedimentari di bacini lacustri o nelle grotte, gli unici ambienti continentali nei quali prevalgono i processi di sedimentazione e di conseguente inglobamento di resti organici che altrimenti, in ambienti subaerei, verrebbero distrutti.

In Piemonte i sedimenti torbosi sono assai frequenti ed ubicati in zone marginali rispetto alle fronti glaciali, in depressioni che si sono evolute in piccoli laghi (es.: anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana, Ghiacciaio del Rutor, Villardora, Colle del Sestriere,...).

L'accumulo di torba negli stagni ci può fornire importanti successioni stratigrafiche, dalla base al tetto; ogni strato di torba racchiude infatti i pollini ed i resti delle specie vegetali presenti in prossimità dello stagno all'epoca in cui si è formato lo stagno stesso. L'analisi pollinica nel fornirci dati sulle associazioni vegetali del passato, ci informa sull'andamento del clima in un dato momento. In base a queste informazioni possiamo ricostruire, anche nel dettaglio, l'alternanza di associazioni che ha caratterizzato il Quaternario.

A titolo di esempio riportiamo una tipica successione di associazioni vegetali relativa all'ultima glaciazione Wurm (tardiglaciale – postglaciale) secondo Tomaselli (1977):

TARDIGLACIALE

- 1) Periodo della tundra, a clima artico e vegetazione prevalente di tundra.
- 2) Periodo a clima artico, con bosco rado (*Salix*) alternato a steppe (*Artemisia*).
- 3) Periodo a clima subartico, con poche foreste dense (*Betula*, *Pinus*, *salix*).

- 4) Periodo a clima subartico - artico, con ricomparsa della tundra, diradamento e spostamento delle forme arboree (*Salix*, *Betula nana*, *Pinus mugo*).

POSTGLACIALE

- 1) Periodo preboreale, con innalzamento della temperatura e diffusione della vegetazione forestale (*Pinus*, *Betula*).
- 2) Periodo boreale (circa dal 6.800 al 3.500 a.C.), con clima sempre più caldo e continentale con formazioni forestali (*Corylus*, *Betula*, *Pinus*).
- 3) Periodo atlantico antico (circa dal 5.500 al 4.000 a.C.) con passaggio a clima caldo e umido, con foreste (*Quercus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Tilia*).
- 4) Periodo atlantico recente (circa dal 4.000 al 2.500 a.C.) a clima caldo e umido con foreste (*Quercus*, *Alnus*, oppure *Pinus* e *Picea*; *Fagus* e *Abies* iniziano la loro espansione nelle regioni sud-occidentali).
- 5) Periodo sub-boreale (circa dal 2.500 all'800 a.C.) con passaggio dal clima sempre umido, ma con temperature più fresche, con foreste di querce e inizio della fase forestale del faggio (*Fagus*, *Abies*, *Carpinus*) e, nelle regioni settentrionali, a *Picea*, che si estesero a spese delle querce (tra queste regredì *Quercus robur* sostituita gradualmente da *Q. Petraea*).
- 6) Periodo subatlantico antico (dall'età del ferro al Medioevo) a clima umido, gradualmente più freddo, con ulteriore espansione del faggio e regressione delle querce. Tra il 600 ed il 1.300 d.C. ha luogo il grande disboscamento ad opera dell'uomo.
- 7) Periodo subatlantico recente (dal Medioevo in poi) con ulteriore degradazione delle foreste e il declino del faggio.

Nella composizione attuale della vegetazione alpina vi sono alcune "curiosità". Per esempio la *Linnaea borealis* è una specie tipicamente boreale, ma cresce spontanea in certe zone alpine. La sua presenza è legata al fatto di essere stata "costretta" a migrare verso latitudini più basse nei periodi di espansione delle calotte glaciali. Al ritiro di queste è avvenuto il processo inverso e questo delicato fiorellino è tornato a rioccupare le zone di alta latitudine che gli sono tuttora congeniali. Contemporaneamente, seguendo la ritirata dei ghiacciai alpini, ha trovato condizioni favorevoli anche nelle nostre elevate quote ove il clima è simile a quello boreale. In conseguenza delle ultime variazioni climatiche troviamo nell'Europa meridionale specie che, come la *Linnaea borealis*, attualmente vivono solo alle alte altitudini o nelle zone subartiche (per esempio la betulla).

Le ondate successive di freddo e le avanzate dei ghiacciai provocarono modificazioni anche nella composizione delle faune; da una parte una corrente migratoria verso zone più calde dei Mammiferi insofferenti del freddo, dall'altra la scomparsa di molte specie che vennero sostituite da forme più evolute di probabile provenienza asiatica. Fra gli orsi scomparvero l'*Ursus etruscus* e l'*Ursus deningeri*, mentre il successivo *Ursus spelaeus* si adattò al freddo ed alla vita in caverna fino alla sua estinzione con l'avvento dell'Olocene. Questa specie è la più conosciuta per aver lasciato numerose testimonianze fossili; non c'è anfratto o grotta nelle Alpi che non abbia restituito resti dell'orso delle caverne.

In passato alcuni Autori, proprio a causa di ciò, hanno parlato di esplosione demografica nel tardo pleistocene di questa specie. Il ricercatore attento tuttavia non deve farsi abbagliare dalla frequenza dei resti rinvenuti; infatti essi appartengono, per lo più, ad individui molto anziani o molto giovani. È verosimile che solo gli orsi malati e deboli siano morti in caverne dove hanno cercato riparo, mentre gli adulti sani, morti al di fuori dei ripari, non ci hanno lasciato tracce.

Di fatto abbiamo una ricca documentazione che ci consente di asserire che l'*Ursus spelaeus* non dovette rappresentare un successo evolutivo; tutti gli individui mostrano di essere stati affetti da malattie (casi di gotta, rachitismo, varie alterazioni dei denti associate ad infiammazioni delle mascelle) spesso letali. Una mascella infiammata significa una cattiva estate, scarsa possibilità di nutrimento e conseguente scarso immagazzinamento di grasso per l'inverno e, nel caso di femmine, morte sicura per i piccoli che, analogamente agli orsi attuali, vengono allattati proprio nel periodo invernale.

Quali sono dunque i principali fattori che determinarono l'estinzione dell'orso delle caverne? A rigore di logica raramente gli orsi sarebbero stati uccisi da altri animali; gli unici antagonisti potevano essere felidi quali il leone delle caverne (*Felis leo spelaea*) ed il leopardo (*Felis pardus*). Gli Autori non sono concordi, ma possiamo esprimere alcune considerazioni. Come specie questo orso ha sempre occupato una regione geografica molto ristretta (grosso modo centro Europa) non solo ma, nell'ambito di questa limitata diffusione, sono documentate numerose razze locali subnormali, il che di per se stesso è sufficiente a votare a sicura estinzione numerose popolazioni. A ciò aggiungiamo che, alle soglie dell'Olocene, vi fu un notevole incremento di mortalità giovanile, conseguenza della trasformazione della tundra/taiga subartica in foresta, cioè di improvviso cambiamento d'ambiente che vide, come contraccolpo, scendere il numero degli animali al di sotto del minimo critico di sopravvivenza. A ciò contribuì anche l'uomo? E in che misura? Difficile rispondere, anche se sappiamo per certo che l'uomo conobbe l'orso delle caverne (fanno fede i graffiti rupestri) e forse ne entrò in competizione sia per il possesso dei rifugi naturali sia per predazione.

Fra gli elefanti che popolavano in mandrie numerose le pianure, scomparve ben presto l'*Elephas meridionalis*, tipico del Pleistocene inferiore; esso venne sostituito dall'*Elephas antiquus*, che resistette fino all'ultima glaciazione, benché non particolarmente adattato al freddo e da *Elephas throgotherii* ed *Elephas primigenius* (mammut), che si adattarono al freddo.

I grandi ippopotami e rinoceronti, che negli interglaciali popolavano l'Italia, sparirono e sopravvissero solo in Africa; cavalli di tipo antico vennero sostituiti dall'attuale *Equus caballus*; durante il freddo Würm comparvero l'alce e la renna.

La portata dell'ultima glaciazione è meglio documentata, dal punto di vista faunistico, nell'Italia centrale e meridionale. In particolare in terra d'Otranto (grotta Romanelli) in una breccia ossifera, unitamente a ossa umane, si sono trovati resti di *Alca impennis*, un grande pinguino antico, estinto in epoca storica (gli ultimi due individui furono uccisi in Islanda nel 1844), noto fossile anche a Gibilterra. I resti di questo uccello, abituato a climi freddi, confermano la rigidità del clima durante le fasi glaciali del Quaternario le quali, con il loro rigore, dettero il colpo di grazia a molte specie che sparirono dall'Europa o si estinsero del tutto.

Anche la diffusione dello stambecco (*Capra ibex*) in Europa durante il Pleistocene è da collegare con le oscillazioni climatiche. La massima diffusione di questa specie e la sua migrazione da Est a Ovest (dalle zone eurasiatiche originarie fino ai Pirenei) sono collegate all'epoca della glaciazione Riss, attraverso le basse regioni a Nord delle Alpi che, in quell'epoca, erano coperte da praterie di muschi e licheni e fungevano da ponte tra Asia e Europa. In seguito le varie popolazioni di stambecchi seguirono le fasi di ritiro e di espansione dei ghiacciai portandosi, alla fine del Würm, verso le cime dei monti. Alcuni gruppi si trovarono isolati geneticamente e si differenziarono in forme locali che, secondo alcuni Autori, hanno valore di sottospecie (Carpatica, Alpina, Pirenaica, Numidica) soggette a rapida riduzione dei branchi.

Oggi la composizione della fauna alpina potrebbe essere il risultato dell'interazione e sovrapposizione di elementi diversi; uno autoctono preglaciale rappresentato da animali preesistenti alle glaciazioni (es. arvicola delle nevi), uno oloartico, costituito da animali spinti dall'espansione dei ghiacci scandinavi verso Sud (es. lepre bianca) ed uno orientale (es. camoscio e stambecco) con forme provenienti dall'Asia in seguito a migrazioni iniziate alla fine del Terziario.

Con l'avvento dell'Olocene termina la crisi biologica che ha portato all'estinzione numerose specie tipiche del Pleistocene, quali mammut, rinoceronte lanoso, orso delle caverne. Altre estinzioni si sono verificate anche in seguito; ad esse ha contribuito l'uomo (per esempio *Bos primigenius*, uro dei romani, progenitore degli attuali bovini). In epoca storica si segnala l'estinzione anche del leone in Europa.

In che modo si inserisce, in questo panorama, la comparsa dell'uomo? E da dove veniva e per quale motivo ha sentito l'esigenza di occupare habitat apparentemente così inospitali? A questi interrogativi, con le attuali conoscenze, è difficile fornire risposte esaurienti. Va premesso che i resti umani sono molto scarsi e questo a causa del fatto che l'uomo è il "peggiore fossile" che sia mai esistito; non solo perché vive in ambiente terrestre (non acquatico) ma anche perché, a causa della sua intelligenza, difficilmente re-stava vittima di trappole naturali che potevano causarne la morte ed

un rapido seppellimento. Tuttavia possediamo “documenti” a testimonianza della sua presenza, come tracce di insediamenti, manufatti e, quasi in epoca storica, inumazioni. L’uomo “veramente antico” è stato sulle Alpi? Probabilmente sì, ma le glaciazioni ne hanno distrutto le prove. Sono state rinvenute tracce di bivacchi di cacciatori musteriani della cultura di Levallois nell’interstadio Wurmiano più accentuato a 1.477 m s.l.m. in Svizzera, associate a molti resti di orso delle caverne ed altre tracce fino a 2.477 m s.l.m. (Buca del Drago) databili a 51.000 anni fa.

Dunque in piena glaciazione wurmiana la presenza dell’uomo è documentata ad altitudini piuttosto elevate. Più in basso, tra quote comprese tra gli 850 e 1.200 metri, le tracce sembrano risalire alla fine del glaciale Riss (130.000 ÷ 120.000 anni fa). Si tratta di *Homo sapiens*, l’uomo attuale.

I musteriani del Paleolitico antico affrontarono la montagna per utilizzarne le risorse in una economia decisamente di rapina e si spinsero fino a 54 gradi di latitudine Nord, in Russia, in prossimità dell’immane calotta glaciale pleistocenica. Non stupisce dunque la presenza dell’uomo sul Monfenera (Piemonte) che, nel Pleistocene, fu esposto più volte alle oscillazioni del vicino ghiacciaio valsesiano alimentato dal monte Rosa. A farne le spese furono l’orso delle caverne, lo stambecco, il camoscio, la marmotta, le alci, le renne, i cinghiali, le iene, le volpi, i leoni che hanno lasciato tracce nei focolari primitivi unitamente a resti di uccelli e di pesci che dovevano costituire la dieta abituale dei paleolitici. Il carattere di bivacco ci è inoltre certificato dalla presenza di resti di cervi e di bisonti, animali da pianura che, probabilmente, venivano uccisi e trasportati in questi insediamenti e che fungevano da scorta alimentare. Il Monfenera documenta una storia che, iniziata in età prewurmiana, seguirà il Paleolitico, il Neolitico, le età del Bronzo e del ferro fino ai tempi storici.

I ghiacciai ebbero l’ultima grande espansione con uno spessore di centinaia di metri tra il 16.000 e il 14.000 a.C., periodo che sembra coincidere con la deposizione delle morene frontali wurmiane più esterne nelle Alpi. A questi fenomeni corrisponde un brusco calo altimetrico delle frequenze umane, rarefazione che dura molto tempo, durante il quale gli strati ci hanno restituito solo resti di micromammiferi. Poi segue una risalita durante le fasi finali del Würm parallelamente a quella della vegetazione arborea e delle faune montano - forestali.

Nel Tardiglaciale l’uomo risale sulle montagne; la sua organizzazione è ormai complessa, di tipo tribale (culture maddaleniane). È possibile che in tutta l’Europa la foresta sia diventata un ostacolo alla mobilità dei cacciatori il che spiega, tra l’altro, la loro graduale frammentazione in gruppi locali, che portarono all’affiorare di divergenze culturali fra i due versanti delle Alpi. In sintesi il popolamento alpino, attraverso più stadi, caratterizzati da una evoluzione biologica e culturale, si avvicina al 5.000 a.C., con la presenza di ceramiche e del frumento che ci riportano in epoca storica.

Mai prima dell’uomo una specie dominante e di grossa mole era stata in grado di espandersi su tutta la Terra. Gli esseri umani poterono compiere tale impresa perché riuscirono ad adattare le esigenze di una creatura tropicale in condizioni molto variabili. In altri termini l’adattamento e l’inventiva culturale ridussero la necessità di competizione biologica in ambienti diversi, introducendo un fattore disgregatore notevole negli equilibri ecologici di tutto il globo.

Secondo l’antropologo MC NEILL (1976) “...lasciandosi alle spalle gli ambienti tropicali, i nostri progenitori sfuggirono a molti parassiti e organismi patogeni ai quali i loro predecessori ed i loro stessi contemporanei erano sottoposti. Di conseguenza se ne avvantaggiarono la salute ed il vigore e il moltiplicarsi del numero degli esseri umani assunse una dimensione fino allora mai raggiunta”.

CONSIDERAZIONI COCLUSIVE

Le condizioni ambientali e soprattutto quelle climatiche, come abbiamo visto, influenzano, nelle regioni a clima caldo e temperato, l'altezza del limite delle nevi persistenti. Al di sopra di esso si formano grandi accumuli di neve che, sotto l'azione di gravità, si spostano più in basso. Si forma cioè un "fiume di ghiaccio" alimentato in alto dalle precipitazioni nevose e che "scorre" verso il basso dove prevale l'ablazione sull'accumulo. Si può affermare che la massa di ghiaccio che scende al di sotto del limite delle nevi persistenti (lingua di ablazione) è proporzionale a quella sopra tale limite (bacino collettore o di accumulo); tanto maggiore è il bacino collettore, tanto maggiore è la massa di ghiaccio che defluisce verso il basso.

In un ghiacciaio si chiama linea di equilibrio quella che separa il bacino di raccolta da quello ablatore dove oltre alla neve caduta nel periodo invernale fonde anche parte del ghiaccio sceso dal bacino alimentatore.

Secondo molti Autori, approssimativamente, quando il substrato su cui poggia e scorre il ghiacciaio ha pendenza uniforme, si può affermare che l'area del bacino alimentatore è uguale a quella del bacino ablatore e la linea di equilibrio corrisponde al limite delle nevi persistenti. Se la pendenza non è uniforme la situazione è diversa; per es. sarà maggiore l'area del bacino ablatore se questo ha pendenza maggiore di quello collettore.

L'avanzata e il ritiro dei ghiacciai, come abbiamo visto precedentemente, dipende essenzialmente dall'entità delle precipitazioni e dalla temperatura e quindi dalle mutazioni climatiche.

Se la temperatura diminuisse di 1 °C, considerando invariate le precipitazioni, il limite delle nevi persistenti scenderebbe di 200 m (essendo il gradiente termico medio annuo pari a circa -0,5 °/100 m s.l.m.). Per un ghiacciaio a pendenza uniforme il limite delle nevi persistenti coincide con la linea di equilibrio che separa, come già detto, il bacino collettore da quello ablatore di uguali estensioni. La conseguenza dell'abbassamento di 200 m della linea di equilibrio è quindi un abbassamento del fronte della lingua di ablazione di ben 400 m. I fronti dei maggiori ghiacciai piemontesi e valdostani scendono fino a circa 1.600 m s.l.m.; sarebbe quindi sufficiente una diminuzione di 3 - 4 °C della temperatura per far sì che i ghiacciai possano invadere l'aplanura.

Queste considerazioni sono, ovviamente, molto semplicistiche, perché vi sono altre variabili che possono determinare il regresso o l'avanzata dei ghiacciai oltre che la temperatura e la pendenza. Particolarmente importanti sono anche le precipitazioni; molti Autori sono concordi nell'affermare che, in generale, un aumento del 10 % delle precipitazioni medie annue provocherebbe un abbassamento di 90 m circa del limite delle nevi persistenti (in Franceschetti, 1977). Si deve ancora considerare, inoltre, che ad accelerare l'avanzata delle fronti glaciali, sta il crearsi di condizioni sempre più favorevoli alla espansione delle lingue stesse; infatti, se la superficie ghiacciata è sufficientemente estesa, l'atmosfera soprastante al ghiaccio ne risente e tende a raffreddarsi creando condizioni sempre più favorevoli all'accrescimento (autoalimentazione). Alla luce di queste riflessioni basterebbe ipotizzare la diminuzione di ben pochi gradi della temperatura media e/o un aumento anche non particolarmente cospicuo di precipitazioni sulle aree con clima freddo o sulle montagne di aree con clima temperato per innescare fenomeni di intensa glaciazione come quelle che hanno caratterizzato il Quaternario.

Nel periodo di clima leggermente più caldo 1930- 1960 i ghiacciai di tutto il mondo regredirono notevolmente dopo le avanzate che caratterizzarono la piccola era glaciale. Oggi sembrerebbero avanzare nuovamente, anche se di poco. Questo ci confermerebbe l'ipotesi di un nuovo raffreddamento della superficie terrestre.

Quali siano le ragioni dei mutamenti climatici a grande e a piccola scala, che si sono verificati nella storia recente del nostro pianeta o che possono ancora verificarsi è assai difficile dirlo e sono assai numerose le teorie in proposito; in questa sede ci limiteremo a prendere in considerazione le due ipotesi più in auge sul comportamento dei ghiacciai in conseguenza di un possibile cambiamento del clima.

Con la prima ipotesi, la "trappola della neve" si afferma che inizialmente, la glaciazione si espande lentamente in seguito a una graduale diminuzione di temperatura e/o ad un aumento di precipitazioni; i ghiacciai alpini, per es., si estendono perché si abbassa il limite delle nevi persistenti, possono confluire e a poco a poco, formare estensioni via via più ampie di ghiaccio influenzando così il clima; in pratica è come se fosse scattata una "trappola" che "cattura" neve sempre più rapidamente; a questo punto i ghiacciai si estendono con maggiore velocità.

Secondo questa teoria l'instaurarsi di una glaciazione è molto graduale perchè conseguenza di una lenta modificazione del clima, per cui anche se si accetta l'ipotesi secondo la quale la stiamo andando verso un nuovo periodo glaciale non avremmo di che preoccuparci urgentemente.

La seconda delle due teorie, che oggi sta prendendo sempre più piede, è quella dello snowblitz (snow: neve; blitz: lampo). Si possono verificare nevicate più abbondanti su vaste regioni del Nord. Se la coltre bianca è abbastanza spessa e l'estate successiva non sufficientemente calda, la neve non fonderà completamente e rimarrà sul suolo a riflettere la luce solare per tutta l'estate e tutto l'autunno raffreddando così l'aria e aprendo quindi la via a nevicate ancora più abbondanti l'inverno seguente. A questo punto si è "innescata la nuova calotta che può crescere e ispessirsi su di un'area vastissima con notevole rapidità.

Lo snowblitz rappresenta quindi un sistema che dà vita a una nuova calotta molto più rapida e preoccupante di quanto non lo sia la "trappola della neve. Lo snowblitz fu proposto nel 1970 da Hubert Lamb e Alastair Woohoffe nel corso di un'indagine sul sistema dei venti globali caratteristici dei periodi glaciali.

Attualmente è quasi impossibile stabilire quali delle due teorie sia la più probabile; è certo comunque che quella della glaciazione improvvisa deve essere tenuta in seria considerazione tanto che i russi, ultimamente, in vista di ciò, stanno notevolmente potenziando la loro flotta navale di rompighiaccio.

Un noto climatologo sovietico, tra l'altro ha valutato che se le calotte glaciali fossero riuscite ad arrivare un po' più vicino ai poli di quanto non sono riuscite a fare sinora, la glaciazione sarebbe divenuta inarrestabile e l'intero globo si sarebbe ricoperto di ghiaccio. La vita non avrebbe potuto resistere e sarebbe quindi scomparsa lasciando la Terra in quelle condizioni forse per l'eternità (Calder, 1974).

I rischi del destino climatico della Terra non sono solo quelli del freddo. Se il nostro pianeta diventasse un po' più caldo, per esempio per effetto dell'anidride carbonica prodotta dall'uomo, l'acqua marina così riscaldata libererebbe un po' dell'anidride carbonica in soluzione; questa riscalderebbe ulteriormente la Terra e gli oceani, liberando altra anidride carbonica e così via. Questa possibilità è stata denominata "runaway greenhouse (letteralmente serra in fuga) con evidente riferimento all'effetto serra dovuto all'anidride carbonica). I ghiacciai scomparirebbero e questa è proprio una delle ragioni che fanno guardare con preoccupazione all'attuale, pur modesto, tasso d'incremento della concentrazione di anidride carbonica nella atmosfera e agli effetti potenziali di un sostanziale aumento di produzione di energia ad uso industriale.

Riassumendo tutto ciò, possiamo fare una interessante casistica di condizioni possibili sistica di condizioni possibili:

Terra 1 - molto calda con un alto livello del mare;

Terra 2 - con una certa percentuale di ghiaccio come attualmente;

Terra 3 - con parecchio ghiaccio come durante un periodo glaciale;

Terra 4 - molto fredda come una palla di ghiaccio.

Il nostro pianeta è sinora riuscito a mantenersi nelle condizioni 2 e 3 sembra che siano in funzione dei potenti regolatori naturali che mantengono le temperature tropicali entro limiti perlomeno accettabili e la composizione dell'acqua marina, fattore di estrema importanza, pressoché costante.

Gli esseri umani si devono, dunque, rendere conto che è necessario comprendere i meccanismi di questi regolatori globali e assicurarsi che essi non vengano sopraffatti dalle conseguenze delle attività umane.

BIBLIOGRAFIA (Autori citati)

- BERNACCA E., 1972. *La previsione del tempo e i climi della Terra e d'Italia*. La Scuola, Brescia.
- CALDER A.N., 1974. *The weather machine and the threat of ice*. Trad. ital.: *la macchina del tempo, meteorologia e glaciazioni*. Zanichelli. Bologna.
- CHARRIER G., 1973. *Paleontologia*. Levrotto & Bella. Torino.
- CONTESSINI F., 1956. *Impianti idroelettrici*. Tamburini. Milano.
- DESIO A., 1973. *Geologia applicata all'ingegneria*. Hoepli. Milano.
- EREDIA F., 1920. *Osservazioni pluviometriche raccolte a tutto l'anno 1915. Bacino imbrifero del Po*. Vol. II. Ministero dei Lavori Pubblici. Roma.
- FEDELE F., 1981. *Il popolamento delle Alpi nel Paleolitico*. Le Scienze, 27 (160): 22 - 39. Milano.
- FRANCESCHETTI B., 1977. *Lezioni di geografia fisica* (parte seconda: geomorfologia). Anno accademico 1975/76. Istituto di Geologia dell'Università di Torino.
- GRIBAUDI G., 1956. *Le regioni d'Italia, Piemonte*. UTET. Torino.
- JACOBSEN T.W., 1976. *17.000 anni di preistoria greca*. Le Scienze 17 (98): 68 - 81. Milano.
- MC NEILL W.H., 1976. *Plagues and Peoples*. Anchor Press, Doubleday. Trad. ital.: *la peste nella storia*. Einaudi. Torino.
- MENNELLA C., 1967. *Il clima d'Italia nelle sue caratteristiche e varietà e quale fattore dinamico del paesaggio*. Vol. I. EDART. Napoli.
- PICCIOTTO E.E., 1969. *Le calotte polari, archivi del recente passato del nostro pianeta*. Le Scienze, 3 (13): 11 - 25. Milano.
- RICHARD C., 1955. *Storia geologica dello stambecco*. Atti Acc. Lig. Sci. Lett., 12: 1 - 30. Genova.
- SCHNEIDER S.H., 1976. *The genesis strategy, climate and global survival*. Trad. ital.: *strategia della genesi, modificazioni climatiche e sopravvivenza globale*. Mondadori. Milano.
- SMITH P.E.L., 1976. *L'uomo dell'età della pietra sulle rive del Nilo*. Le Scienze, 17 (100): 49 - 54. Milano.
- TOMMASELLI R. 1977. *Gli aspetti fondamentali della vegetazione del mondo (ecologia e corologia)*. Ministero dell'Agricoltura e Foreste. Roma.
- UFFICIO IDROGRAFICO DEL PO, 1913 - 1970. *Annali Idrologici*. Parti I e II. Ministero LL.PP. Roma.
- MORI A., 1957. *Il clima*. In: *l'Italia fisica*: 21 - 63. Tour Club Italiano. Milano.