

Il Piemonte nel cambiamento climatico

Osservazioni passate, impatti presenti e strategie future.



Ideazione e Realizzazione

Stefano Bovo, Renata Pelosini, Area Previsione e Monitoraggio Ambientale, Arpa Piemonte

Coordinamento Editoriale

Mariaelena Nicolella, Graziella Priod, Area Previsione e Monitoraggio Ambientale, Arpa Piemonte

Autori

Barbara Cagnazzi, Roberto Cremonini, Chiara De Luigi, Nicola Loglisci, Giovanni Paesano, Christian Ronchi, Renata Pelosini, Serena Poncino, Arpa Piemonte, Area Previsione e Monitoraggio Ambientale, Arpa Piemonte

Antonella Bari, Area delle attività regionali per l'indirizzo e il coordinamento in materia ambientale, Arpa Piemonte

Maria Rita Cesare, Dipartimento di Torino, Arpa Piemonte

Contributi

Secondo Barbero, Andrea Berteza, Daniele Cane, Marco Cordola, Mariaelena Nicolella, Graziella Priod, Davide Rabuffetti, Davide Tiranti, Marco Turco, Elena Turrone, Area Previsione e Monitoraggio Ambientale, Arpa Piemonte

Ennio Cadum, Centro Regionale per l'Epidemiologia e la Salute Ambientale, Arpa Piemonte

Contributi Esterni

Nadia Ciccarelli, IPLA

Antonello Provenzale, Jost von Hardenberg, CNR-ISAC Torino

Simona Bonelli, Francesca Barbero e Emilio Balletto - Dipartimento di Biologia Animale e dell'Uomo, Università degli Studi di Torino

I disegni usati per le copertine dei capitoli 1, 2 e 4 sono tratte dalla mostra dei disegni dei bambini dello Sri Lanka, organizzata dal Dipartimento della Protezione Civile nel mese di marzo 2006. I disegni sono stati realizzati da bambini in età compresa tra gli 11 ed i 14 anni, residenti nell'area di Trincomalée, la più colpita dallo tsunami del 26 dicembre 2004. Il disegno in copertina del capitolo 3 è di Martina Leone, quello in copertina del capitolo 5 è tratto dal sito: <http://www.icbernareggio.it/didattici/inquinamento/aria/11-kioto.htm>.

Finito di stampare nel mese di novembre 2007 presso Ages Arti Grafiche s.p.a., Torino.

ISBN 978-88-7479-066-1

Stampato su carta riciclata al 100% che ha ottenuto il marchio di qualità ecologica Ecolabel Europeo, prodotta da cartiere registrate secondo il sistema comunitario di ecogestione ed audit EMAS.



L'Arpa Piemonte non è responsabile per l'uso che può essere fatto delle informazioni contenute in questo documento. La riproduzione è autorizzata citando la fonte.

Il Piemonte
nel cambiamento
climatico

Indice

Capitolo 1

1	Il clima ed il cambiamento climatico	pag.	5
1.1	Storia ed evoluzione del significato di clima	pag.	6
1.2	Il sistema climatico e le sue forzanti naturali	pag.	11
1.3	La dinamica del clima	pag.	28
1.3.1	La variabilità di origine naturale	pag.	29
1.3.2	La variabilità di origine antropica	pag.	32
1.4	Introduzione ai modelli climatologici	pag.	33
1.4.1	La scala globale	pag.	33
1.4.2	La scala regionale	pag.	34
1.4.3	La regionalizzazione statistica	pag.	34
1.5	I cambiamenti climatici osservati	pag.	35

Capitolo 2

2	Le osservazioni meteorologiche del XX secolo	pag.	43
2.1	Le reti di misura storiche	pag.	44
2.2	L'innovazione tecnologica nel monitoraggio e la nascita della rete meteoidrografica piemontese	pag.	47
2.3	Il raccordo del monitoraggio tra passato e presente	pag.	51
2.3.1	Approccio puntuale	pag.	51
2.3.2	Approccio statistico distribuito	pag.	52
2.4	La rete fiduciaria piemontese	pag.	55

Capitolo 3

3.	Le caratteristiche climatiche in Piemonte	pag.	57
3.1.	Spazio fisico e clima in Piemonte	pag.	58
3.2.	Variabilità climatica in Piemonte nella seconda metà del XX secolo	pag.	60

Capitolo 4

4	Gli scenari futuri	pag.	69
4.1	I gas serra e la temperatura globale	pag.	70
4.2	La tendenza dei gas serra	pag.	70
4.3	Le simulazioni modellistiche	pag.	74
4.3.1	La sensibilità climatica	pag.	75
4.3.2	Gli effetti sulla temperatura	pag.	76
4.3.3	Gli effetti sulla precipitazione	pag.	79
4.3.4	Gli effetti sul livello del mare	pag.	81
4.3.5	Gli effetti sull'estensione dei ghiacci e sulla copertura nevosa	pag.	82

4.3.6	Gli effetti sugli eventi meteorologici estremi	pag.	84
4.3.7	Gli effetti sulla circolazione termalina	pag.	89
4.4	Impatti e conseguenze del cambiamento climatico	pag.	89
4.4.1	L'aggressione alle zone costiere	pag.	91
4.4.2	Il ritiro dei ghiacciai alpini	pag.	92
4.4.3	Variazioni del ciclo idrologico	pag.	96
4.4.4	Gli impatti sulla salute	pag.	99
4.4.5	Gli impatti sugli ecosistemi	pag.	106
4.4.6	Le conseguenze su alcune attività umane	pag.	112
4.4.6.1	L'agricoltura	pag.	112
4.4.6.2	Produzione di energia	pag.	113
4.4.6.3	Il turismo	pag.	114

Capitolo 5

5.	La mitigazione e l'adattamento	pag.	121
5.1	Le tappe della reazione al Cambiamento Climatico	pag.	122
5.2	Mitigazione del Cambiamento Climatico	pag.	123
5.3	Il Protocollo di Kyoto	pag.	125
5.4	Oltre Kyoto: le strategie di adattamento	pag.	130
5.5	Gli strumenti di preannuncio dei rischi nelle opzioni di adattamento climatico	pag.	136

Bibliografia

Riferimenti Bibliografici	pag.	149
---------------------------	------	-----

Presentazione

Nel corso degli ultimi anni si è assistito ad una ampia convergenza scientifica sulla valutazione del fenomeno dei cambiamenti climatici, dei suoi impatti e sulla responsabilità antropica nella causa di questo fenomeno. Convergenza che ha dimostrato l'urgenza di fornire delle soluzioni concrete ai problemi ambientali connessi, attraverso azioni di mitigazione e contrasto che riducano le emissioni di gas climalteranti e l'applicazione di opzioni di adattamento che, in maniera complementare, consentano di limitare i danni, sfruttare le opportunità e far fronte alle conseguenze.

Tali opzioni di adattamento, inoltre, implicano benefici ambientali complessivi, anche su vasta scala, creando importanti sinergie con le politiche di sostenibilità ambientale, contribuendo a ridurre la pressione sui sistemi naturali, permettendo alla natura di conservare le sue caratteristiche e di evolversi in modo duraturo, garantendo la conservazione degli ecosistemi che sono all'origine di una moltitudine di beni e di servizi essenziali per l'uomo.

Anche dal punto di vista economico, la consapevolezza che i costi a lungo termine del non-agire sono molto superiori ai costi necessari per intraprendere azioni immediate di mitigazione e adattamento al cambiamento climatico, e che questi ultimi trovano concorso negli investimenti per la realizzazione degli obiettivi e degli interventi di tutela ambientale, dà una misura di quanto lo sviluppo sostenibile possa contribuire a ridurre la vulnerabilità ai cambiamenti climatici e, nello stesso tempo, di quanto i cambiamenti climatici possono limitare le capacità delle nazioni di intraprendere dei percorsi di sviluppo sostenibile.

La Conferenza Nazionale sui Cambiamenti Climatici tenutasi a Roma il 12-13 settembre 2007, organizzata dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, ha esaminato i problemi riguardanti le modificazioni delle vulnerabilità indotte dai cambiamenti climatici in Italia, confermando il quadro severo dei possibili impatti, e ha dato l'avvio alla stesura del Piano Nazionale di Adattamento al Cambiamento Climatico.

In questo spirito la politica ambientale della Regione Piemonte è da tempo rivolta a limitare gli effetti del cambiamento climatico ed insieme promuovere, facilitare ed individuare strategie e azioni di adattamento per far fronte agli impatti derivanti dal riscaldamento globale.

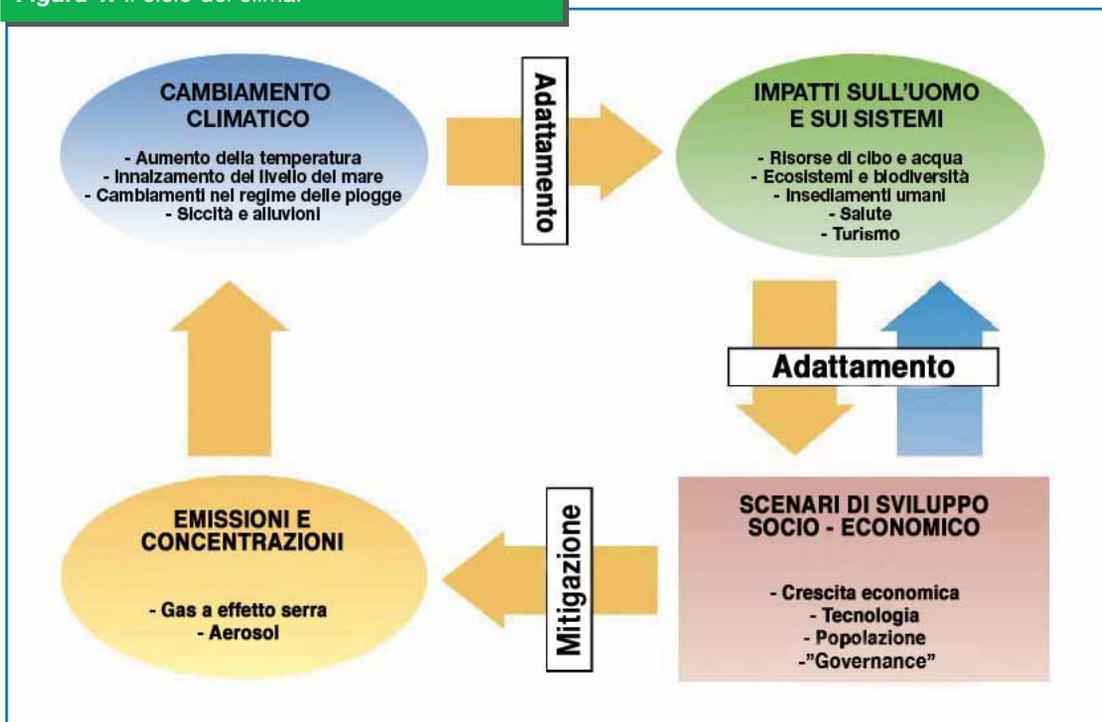
Le azioni volte alla diffusione dell'informazione ed alla creazione di consapevolezza, per attuare le barriere ambientali, economiche, di informazione, sociali, attitudinali e comportamentali che spesso si pongono all'attuazione dell'adattamento ed al contributo individuale alla riduzione del cambiamento climatico, come quella rappresentata da questa pubblicazione, costituiscono un elemento cardine affinché le iniziative politiche trovino un terreno di applicazione esteso e risultino efficaci.

Nicola de Ruggiero
Assessore all'Ambiente della Regione Piemonte

Introduzione

Il problema dei cambiamenti climatici è diventato di grande attualità negli ultimi anni a causa della sempre più frequente ricorrenza di fenomeni di un certo rilievo come siccità, ondate di calore, alluvioni, inverni con scarsità di neve o con temperature elevate, periodi prolungati di freddo intenso, che non sono più percepiti solamente a livello di notizia raccolta in qualche parte più o meno conosciuta del pianeta, ma che tutti hanno avuto nell'ultimo decennio una specifica evidenza sulla nostra Regione, lasciando significativi effetti sia sul territorio che nella memoria. Di fronte a tali fenomeni, il mondo scientifico si è messo in moto per cercare una conferma di un eventuale cambiamento del clima mondiale, studiarne le cause, ed in particolare l'influenza dell'uomo, e analizzare così le possibili ripercussioni a cui si potrà andare incontro nel prossimo futuro e delineare interventi di mitigazione. Nell'ambito degli studi sul cambiamento climatico assume una rilevanza strategica poter valutare l'impatto regionale dei diversi scenari climatici che gli strumenti modellistici più avanzati sono in grado di proporci. La sfida è complessa: alle incertezze delle simulazioni modellistiche dovute alle limitazioni nella descrizione di tutti i processi fisici che intervengono, si associano le incertezze gli scenari socio-economici e produttivi futuri, che possono avere una notevole influenza sui risultati delle simulazioni stesse, in particolare per quanto riguarda gli scenari emissivi. Inoltre, la possibilità di valutare quantitativamente come, in questi scenari futuri, il cambiamento del clima agisca sull'ambiente naturale, sugli ecosistemi e sulla salute dell'uomo dipende inoltre dalla capacità di evidenziare come una tendenza di cambiamento globale si distribuisce a livello regionale e sub-regionale. Una valutazione degli impatti inoltre deve tener conto dei tempi di risposta, delle capacità di adattamento, mitigazione e contrasto che l'ambiente naturale, gli ecosistemi e, soprattutto l'uomo, sono in grado di applicare.

Figura 1: Il ciclo del clima.



Si tratta di eventi che sono destinati a modificare profondamente la superficie del pianeta e l'atmosfera rispetto alla situazione attuale. Diverse posizioni e documenti recenti emessi da istituzioni scientifiche e enti governativi rendono conto dell'attualità e della dimensione del problema.

Tra questi ultimi ricordiamo in particolare:

- Il cosiddetto "Rapporto Stern" (Stern, Nicholas (2006), "The economics of climate change")
- Il rapporto dell'Unione Europea del gennaio 2007 ("Limiting Global Climate Change to 2° Celsius: The way ahead for 2020 and beyond." Brussels 10.1.2007)
- Il Quarto Rapporto di Valutazione del Comitato Intergovernativo per i Cambiamenti Climatici (IPCC)

per rilevanza scientifica, strategica e politica nonché perché tenuti in forte considerazione nella stesura di questa pubblicazione.

La gravità e i costi stimati degli impatti nei diversi settori su cui si basa la vita del pianeta, anche nella sua dimensione socio-economica, richiedono che il livello di informazione, consapevolezza e contaminazione culturale sia il più ampio possibile. Tutte le politiche di mitigazione degli effetti o la messa in atto di strategie di adattamento, nonché le azioni di diminuzione dell'influenza antropogenica, richiedono infatti una profonda modifica degli stili di vita.

I processi alla base dei cambiamenti climatici, i feedback e i tempi di scala in gioco indicano che il riscaldamento di origine antropogenica e l'aumento del livello del mare continueranno per secoli, anche se la concentrazione dei gas serra in atmosfera fosse immediatamente stabilizzata.

Arpa Piemonte con la realizzazione di questo volume, intende contribuire al processo di diffusione dell'informazione sul tema dei cambiamenti climatici, che troppo spesso, se non legata a scoop mediatici o sensazionalistici, rimane confinata negli ambienti scientifici o all'interno delle organizzazioni internazionali, senza permeare, con la dovuta efficacia, nella vita di tutti i giorni

Il Piemonte vanta una tradizione secolare di osservazione e classificazione delle proprie misure e caratteristiche climatiche, alla cui organizzazione e sistematica elaborazione Regione Piemonte ed Arpa Piemonte contribuiscono sin dalla loro istituzione. La possibilità di attingere a tali conoscenze, costituisce la principale caratteristica di originalità e peculiarità del presente volume, che affianca ed esplica la trattazione generale delle tematiche del cambiamento climatico con significativi esempi del territorio piemontese: è un percorso parallelo che permette di fissare su di un substrato di solida base dati e valutazioni sulle trasformazioni in atto, e sugli scenari di evoluzione.

Vincenzo Coccolo
Direttore Generale di Arpa Piemonte

1. Il clima ed il cambiamento climatico



1.1 Storia ed evoluzione del significato di clima

Il clima comprende l'insieme delle condizioni medie nel tempo di una determinata località rispetto ad uno specifico intervallo temporale (25-30 anni). Spesso viene confuso con il concetto di "tempo meteorologico" che a sua volta identifica lo stato istantaneo dell'atmosfera, descritto in termini di alcune variabili quali temperatura, umidità, nuvolosità, precipitazione, velocità e direzione del vento. Le condizioni climatiche di una specifica regione sono definite dalla combinazione di fattori quali la latitudine, l'altitudine, la continentalità e l'orografia e sono caratterizzate dai valori medi di elementi quali i venti, la pressione atmosferica, l'umidità dell'aria, i regimi di precipitazione e la temperatura.

Il significato del termine deriva dal greco "Κλίμα", ossia inclinazione della verticale di un dato luogo rispetto all'equatore, ossia dei raggi di sole rispetto alla Terra, definizione che si adatta al vecchio sistema cosmologico Tolomaico. Non è un caso se il grande filosofo greco Aristotele, nella sua opera "Meteorologia" (340 a.C. circa) fu uno dei primi e più autorevoli studiosi del clima e, in

modo più ampio, di tutti quei fenomeni che oggi ricadono nell'ambito della moderna geofisica.

La climatologia è stata una materia poco studiata fino alla prima metà del XX secolo appannaggio di geografi e naturalisti che si sono dedicati allo studio dei "tempi meteorologici medi" per poter definire una classificazione degli ambienti locali e territoriali osservati. Il sistema di classificazione climatico che ha storicamente avuto il maggior consenso è quello proposto dal geofisico e meteorologo di origine russa Vladimir Köppen (1864-1890) e comprende 11 diverse tipologie:

- Af-clima tropicale senza stagione secca,
- Aw-clima tropicale con inverno secco,
- BS-clima secco della steppa,
- BW-clima secco del deserto,
- Cf-clima temperato senza stagione secca,
- Cs-clima temperato con estate secca,
- Cw-clima temperato con inverno secco,
- Df-clima boreale senza stagione secca,
- Dw-clima boreale con inverno secco,
- ET-clima freddo della tundra,
- EF-clima freddo del gelo perenne.

Questa classificazione "statica" del clima è ancora oggi valida ed utilizzata.

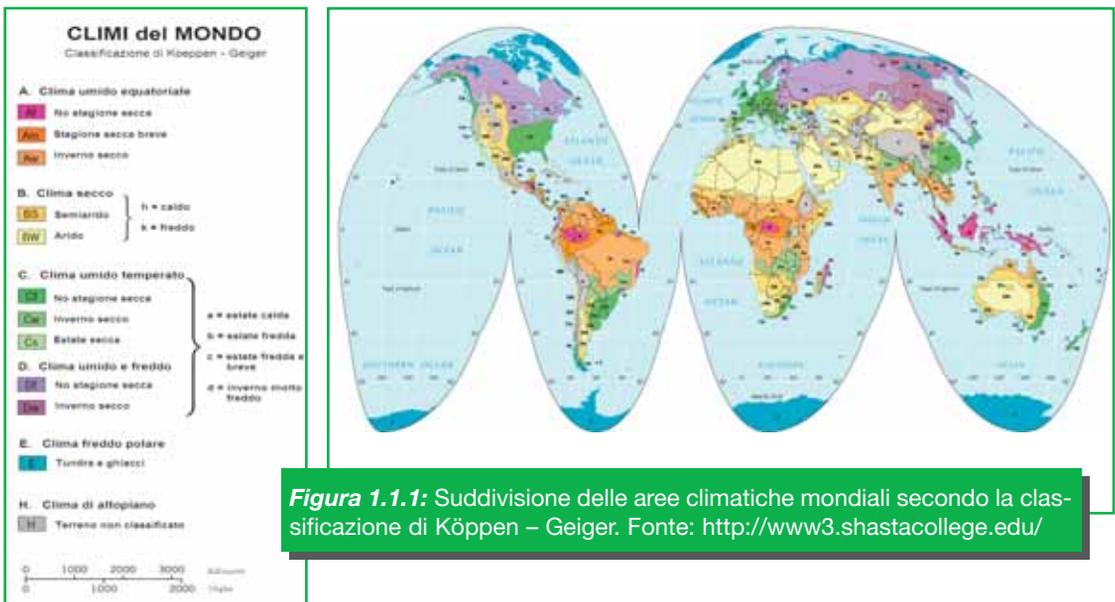


Figura 1.1.1: Suddivisione delle aree climatiche mondiali secondo la classificazione di Köppen – Geiger. Fonte: <http://www3.shastacollege.edu/>

Dalla seconda metà del XX secolo, l'approccio scientifico a questa disciplina è radicalmente cambiato: il clima non viene più inteso come un elemento statico, bensì dinamico nel senso che la comunità scientifica, e non solo, ha spostato l'attenzione sui "cambiamenti climatici" e quindi sul suo andamento passato e presente e sulle sue evoluzioni future.

Il concetto di clima si è trasformato: esso viene ora identificato come il risultato dell'equilibrio energetico che si stabilisce tra energia che entra ed energia che esce dal nostro pianeta.

La Terra è un'enorme macchina termica, composta da differenti costituenti (atmosfera, oceano, biosfera, geosfera e criosfera) che si scambiano in continuazione flussi di calore, energia e materia attraverso interazioni favorite da cicli naturali presenti in natura come i principali cicli dell'acqua, del carbonio, ma anche il ciclo dell'azoto, dello zolfo e degli aerosol.

Dalla nascita della Terra il clima è in continua evoluzione sia per fattori esterni al sistema che per cause interne. In particolare si possono suddividere le cause della perenne mutazione del clima in due grosse macro-categorie:

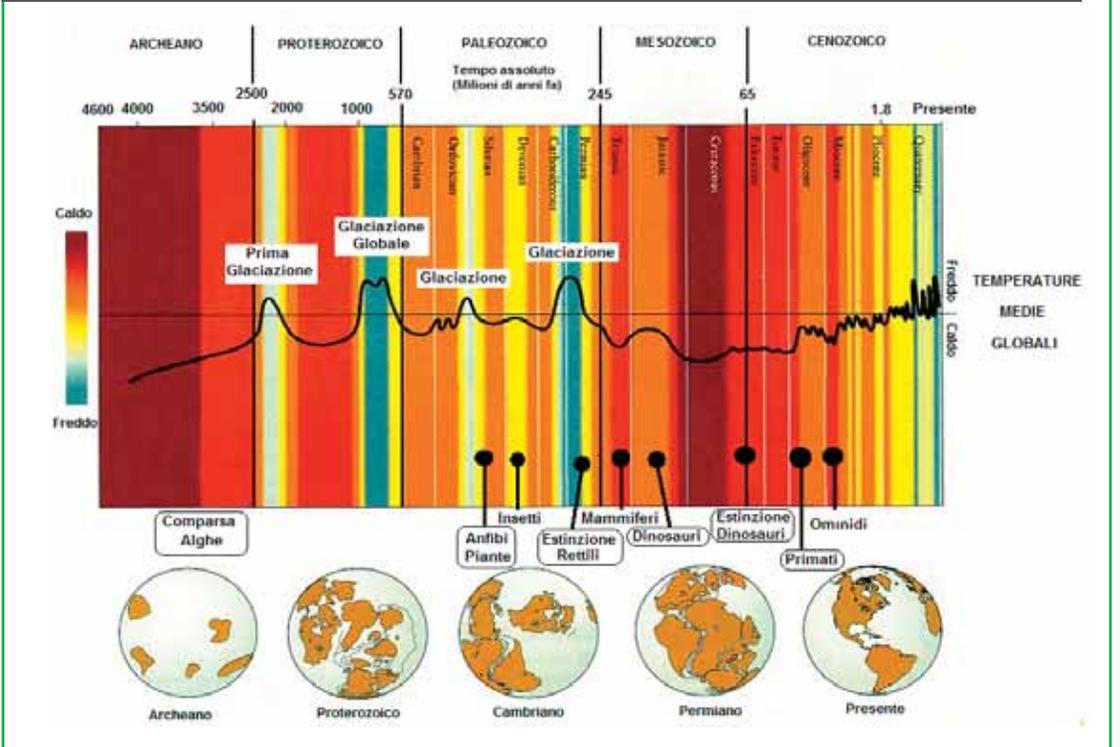
Astronomiche-geologiche (cause esterne)

- Variazione nella Costante Solare, ossia la quantità di energia che dal Sole arriva sulla Terra;
- attività tettonica, ossia i sommovimenti della crosta terrestre che modificano l'aspetto della superficie del nostro pianeta;
- variazioni orbitali del nostro pianeta sulla scala dei milioni di anni, che cambiano sostanzialmente la sua posizione rispetto al Sole (teoria di Milankovic).

Ecologiche-chimiche (cause interne)

- Concentrazione dei gas serra, ossia della quantità di gas presenti in atmosfera che rendono possibile la vita sulla Terra;

Figura 1.1.2: Andamento qualitativo della temperatura media globale dalla nascita della Terra fino ai nostri giorni.



- interazione Vita-Clima (fotosintesi, metabolismo), che contribuisce a modificare la chimica dell'atmosfera terrestre;
- effetti antropogenici, ossia delle attività produttive della società umana.

Nel corso dei suoi 4,6 miliardi di storia il nostro pianeta ha assistito a continue oscillazioni delle condizioni climatiche, passando attraverso periodi freddi culminati con epoche glaciali durate anche milioni di anni, alternati a periodi temperati o caldi. La scienza che si occupa di studiare le fluttuazioni del clima è la paleoclimatologia che, utilizzando informazioni ricavate dai sedimenti marini, dalle carote glaciali, dai pollini, dalla crescita degli anelli degli alberi e naturalmente da dati storici e strumentali, ha ricostruito ad esempio la temperatura media globale durante le passate ere geologiche evidenziando come essa abbia subito variazioni anche dell'ordine di 8-10°C.

Durante la sua evoluzione, il binomio Vita-Clima si è rinsaldato fino a confondersi, tanto da poter affermare che clima ed esseri viventi si plasmano a vicenda (Acot, 2004). La comparsa degli esseri viventi sul pianeta, circa 430 milioni di anni fa, ha dato inizio, attraverso il loro metabolismo, ad una lenta quanto radicale modifica dell'atmosfera terrestre. In particolare, i meccanismi di fotosintesi delle piante e di respirazione degli animali hanno condotto alla produzione di ossigeno e di anidride carbonica modificando la composizione dell'atmosfera e favorendo di conseguenza anche la produzione di ozono, gas necessario a filtrare i raggi ultravioletti provenienti dal sole: questi ultimi, se assorbiti in quantità eccessive, sarebbero risultati nocivi per la sopravvivenza della vita biologica e ne avrebbero impedito l'espansione sul pianeta. D'altro canto, ad ogni variazione significativa del clima (innalzamenti termici, fenomeni di vulcanismo, etc.) gli esseri viventi sono stati costretti, per garantire la sopravvivenza della specie, a trovare sempre nuove forme di adattamento, spesso attraverso la migrazione verso luoghi maggiormente ospitali.

Naturalmente l'Uomo non è esente da questo meccanismo. Nel corso della sua storia

numerose svolte della civiltà umana sia epocali sia su scale temporali più ridotte, sono avvenute in corrispondenza di particolari condizioni climatiche. Basti ricordare come esempio che la fioritura delle civiltà di omini- di nel Neolitico (30000 anni fa) si svolse in un periodo particolarmente temperato, mentre l'abbandono degli insediamenti permanenti della Groenlandia, che fu colonizzata attorno all'anno mille, si verificò nel bel mezzo del periodo freddo che ha caratterizzato il basso Medioevo, la cosiddetta "Piccola Era Glaciale" del 1550-1850.

Figura 1.1.3: Piccola Era Glaciale: la laguna di Venezia ghiacciata alle fondamenta nuove nel 1708 (Anonimo Veneto).



Questo non significa che esista un rigido rapporto causa-effetto tra variazioni climatiche e società umana: l'errore da evitare è quello di scadere nel cosiddetto "Determinismo Climatico", teoria molto in voga nel XIX secolo, la quale si basa sulla considerazione che i comportamenti umani siano rigidamente dipendenti dalle condizioni climatiche cui sono sottoposte le società, negando quindi le capacità di adattamento delle civiltà umane (Acot, 2004). Tuttavia questi esempi mettono in luce una sicura correlazione tra variazioni climatiche e fenomeni umani.

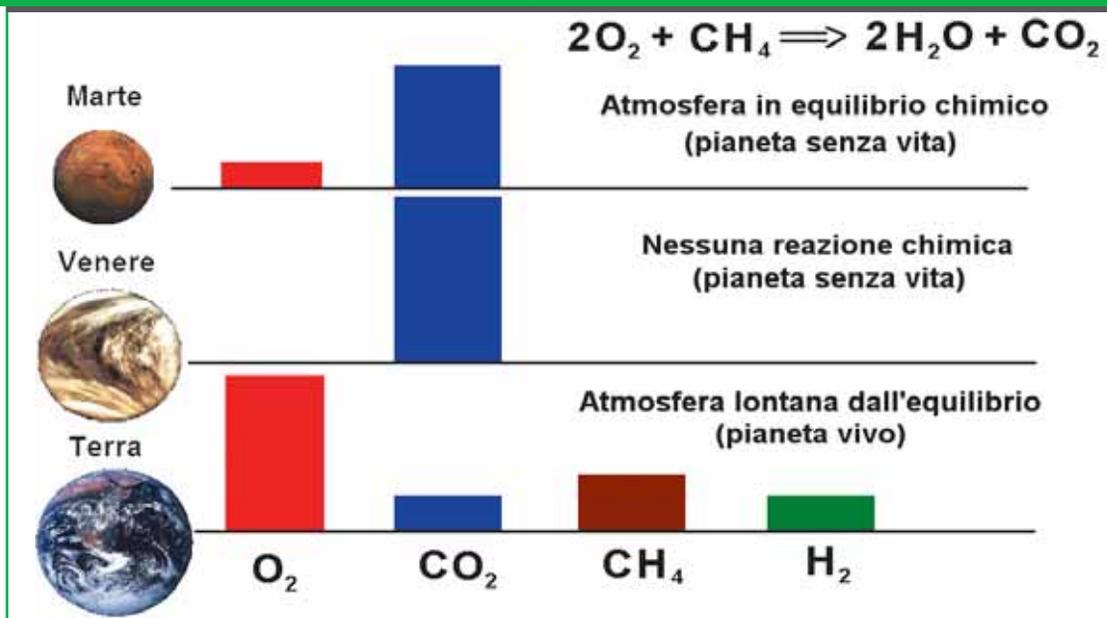
In questo senso, un grosso impulso ad un approccio multi-disciplinare per lo studio del clima e dei suoi cambiamenti si è avuto all'inizio del XX secolo quando il naturalista russo Vernadskij (1863-1945) ha introdotto il termi-

ne biosfera definendolo come l'insieme delle attività biogeochimiche e termodinamiche degli esseri viventi (Uomo incluso) ed ha affermato che il metabolismo degli esseri viventi produce "entropia negativa" che contrasta la cosiddetta "morte termica dell'universo".

Infatti, il secondo principio della termodinamica, proposto nella sua versione originaria dal fisico francese Sadi Carnot, afferma che l'entropia (ovvero il "disordine") di un sistema isolato tende ad aumentare fino a saturazione. L'universo può essere considerato appunto un sistema chiuso per scambio di energia e materia con l'esterno, e allo stesso tempo una macchina termica in grado di convertire la variazioni di temperatura, di volume o di pressione di un fluido in lavoro. Se esso vivesse per un tempo sufficientemente lungo, l'energia si distribuirebbe uniformemente al suo interno e il sistema raggiungerebbe lo stato di massima entropia con una temperatura vicina allo zero assoluto e quindi "la morte termica" (teoria dell'inflazione cosmica), uno stato dell'universo nel quale non c'è energia libera per creare e sostenere lavoro o vita.

Partendo dalle considerazioni di Vernadskij e quindi contrapponendosi alla teoria dell'inflazione cosmica, il fisico della NASA-Caltech, James Lovelock, rende pubblica la sua famosa "Ipotesi di Gaia" in un convegno tenutosi a Princeton nel 1968 e pubblica dopo un ulteriore decennio la sua opera fondamentale sul "nuovo modo di considerare la vita sulla Terra". (Figura 1.1.4). "...Mi interessai alla possibilità che l'atmosfera terrestre fosse un insieme biologico e non un semplice catalogo di gas (omiss)... la composizione dell'atmosfera dalla terra era una miscela così strana e incompatibile che non poteva essersi formata per caso. Quasi tutto sembrava violare le regole dell'equilibrio chimico (omiss)... in mezzo all'apparente disordine si mantenevano condizioni relativamente costanti favorevoli alla vita" (Lovelock, 1979). In questo testo viene data una definizione di Gaia: "Da allora [1968] abbiamo definito Gaia come una entità complessa che coinvolge la biosfera, l'atmosfera, gli oceani e il suolo della Terra; la totalità costituisce un sistema ciberneticico o con retro-azione che cerca un

Figura 1.1.4: Esempificazione schematica della teoria di Lovelock del 1960: l'atmosfera dei pianeti in equilibrio chimico (es. Marte) o in cui non sono presenti gli elementi tali da innescare la reazione chimica che trasforma ossigeno e metano in acqua ed anidride carbonica (es. Venere) non posseggono condizioni favorevoli allo sviluppo della vita biologica, a differenza di quanto accade sulla Terra.



ambiente fisico e chimico ottimale per la vita su questo pianeta” (Lovelock, 1979).

In altre parole Lovelock assume, come segno di vita su un pianeta, la riduzione della sua stessa entropia. L'ipotesi di partenza quindi è che l'agente produttore dell'atmosfera terrestre sia la vita stessa: essa è vista come una “costruzione biologica” ed interpretata come l'estensione di un sistema vivente.

In altri termini Gaia, il “Pianeta Azzurro”, non è altro che l'insieme di atmosfera, biosfera, oceani e terra, un sistema che, ricercando l'equilibrio ed un ambiente ottimale per la diffusione della vita, produce “entropia negativa”. In questo senso il clima non viene più visto soltanto come l'insieme delle condizioni medie di una data località ma diventa definitivamente un sistema dinamico che coinvolge l'intera esistenza del nostro pianeta, ivi comprese le forme di vita che lo popolano.

La teoria di Gaia ha contribuito in modo sostanziale ad attirare l'attenzione del pubblico sull'unità fondamentale del pianeta e anche sulla sua fragilità.

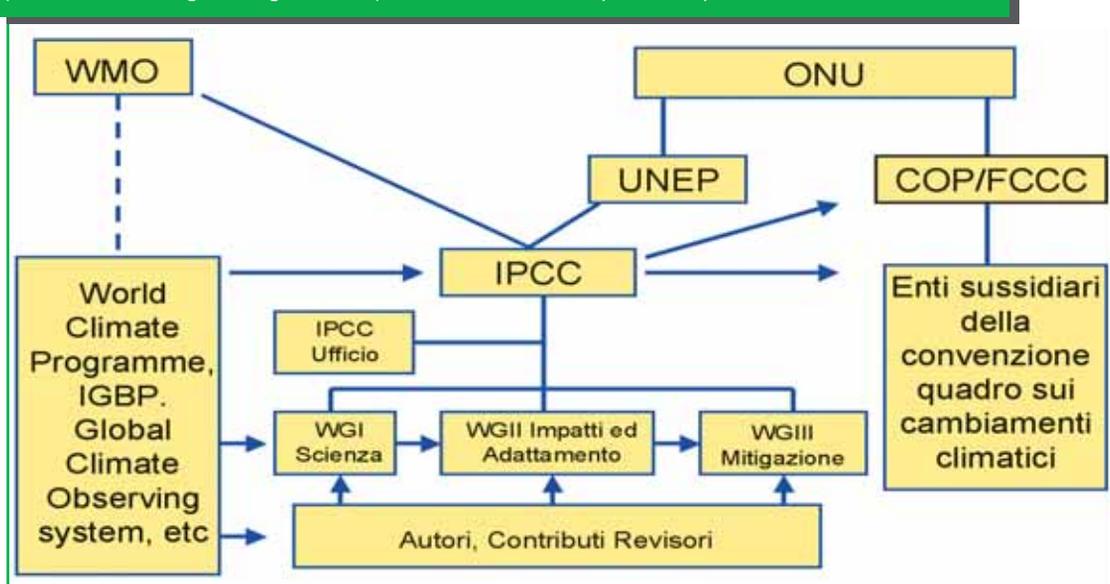
Negli ultimi tre decenni la comunità scientifica ha approfondito le conoscenze attorno al sistema climatico, la sua evoluzione, i suoi impatti,

da cui è emersa la fondamentale esigenza di un approccio climatologico necessariamente globale e di una valutazione dell'impatto specifico delle attività umane sul clima mondiale.

Per queste ultime ragioni sono nati organismi internazionali sia scientifici, come l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) o l'EEA (Europe Environmental Agency) che hanno lo scopo di fare il punto sulla situazione delle conoscenze scientifiche, tecniche e socio-economiche fondamentali per capire il clima ed i cambiamenti climatici e di elaborare e diffondere le informazioni rilevanti riguardanti lo sviluppo della protezione ambientale, sia tecnico-politici come l'UNEP (United Nations Environment Programme) o la COP (Conference of Parties), che hanno l'obiettivo rispettivamente di programmare ed appoggiare piani di recupero ambientale a livello mondiale e di definire gli oneri socio-economici che i paesi mondiali devono sostenere per ridurre i rischi associati ai cambiamenti climatici.

In particolare nel 1992, l'IPCC ha riconosciuto l'origine antropica del riscaldamento globale della superficie terrestre registrato nell'ultimo secolo a causa dell'emissione anomala in atmosfera di gas-serra, confermandolo in anni

Figura 1.1.5: La struttura dell'IPCC che agisce su mandato ONU tramite le agenzie WMO (World Meteorological Organization) ed UNEP. Fonte: <http://www.ipcc.ch>

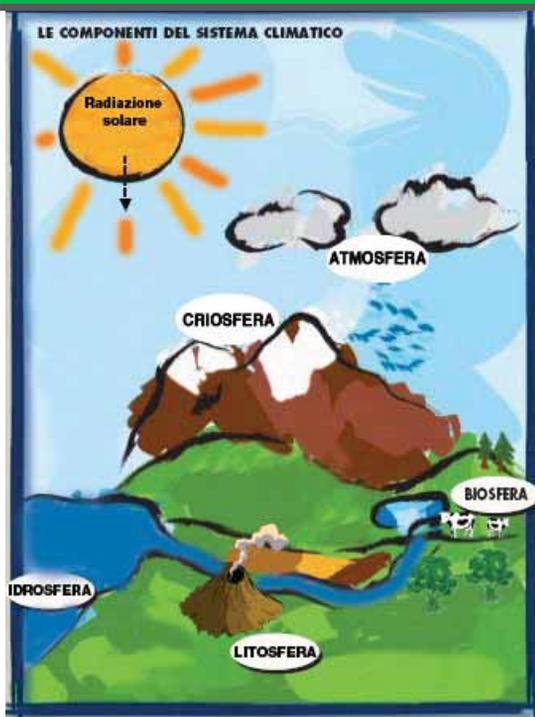


recenti, tanto che nell'ultima Conferenza internazionale svoltasi a Parigi nel febbraio 2007, è stato affermato che l'aumento delle emissioni di gas serra in atmosfera è al 90% da attribuire a fattori umani. Il riconoscimento della necessità di ridurre tali emissioni è diventato il caposaldo dell'accordo fra la maggior parte dei paesi mondiali firmato e regolamentato nel famoso Protocollo di Kyoto del 1997, in cui è presente un impegno concreto da parte dei Paesi mondiali sulla strada della riduzione delle emissioni di gas-serra.

1.2 Il sistema climatico e le sue forzanti naturali

Il clima terrestre è da considerarsi come un "sistema climatico", ossia non una semplice entità singola, ma un insieme di componenti, interdipendenti e concatenate tra loro, rappresentate da: atmosfera, idrosfera, criosfera, biosfera, litosfera.

Figura 1.2.1: Uno schema del sistema climatico terrestre.



Si può pensare al sistema climatico terrestre come ad un sistema chiuso con l'esterno (lo spazio interstellare) per scambio di materia perché non ci sono apporti o perdite significative di materia tra il nostro pianeta e lo Spazio, se si trascurano i rari impatti di meteoriti sulla superficie terrestre, ma aperto per scambio di energia (la radiazione solare). Al suo interno, i 5 sottosistemi sono totalmente aperti tra loro per scambio di materia ed energia. Le 5 componenti infatti sono reciprocamente concatenate attraverso complessi meccanismi ciclici (come ad esempio il ciclo dell'acqua o il ciclo del carbonio) che assumono le caratteristiche di meccanismi di retroazione (feedback) positivi o negativi.

I meccanismi di retroazione (feedback)

Un feedback viene definito positivo quando un meccanismo del ciclo si autoalimenta amplificando gli effetti in maniera spesso incontrollata, in una sorta di "circolo vizioso". Al contrario, un feedback è detto negativo quando un meccanismo del ciclo riesce a correggersi da solo, finendo con l'annullare o ridurre la causa scatenante del ciclo stesso.

- Un esempio di **feedback positivo**: se diminuisce la temperatura della superficie terrestre (per un calo della costante solare, la radiazione emessa dal Sole), i ghiacci presenti sulla Terra crescono di estensione e aumentano la superficie terrestre riflettente i raggi solari (albedo), creando un ulteriore raffreddamento della Terra.

- Un esempio di **feedback negativo**: l'aumento della temperatura terrestre, per effetto dei gas serra (CO_2), e, di conseguenza, della temperatura dei mari può favorire, secondo alcune teorie, un aumento della crescita di alghe, in grado di assorbire maggiori quantità di CO_2 dall'atmosfera terrestre, andando a diminuire l'accumulo di tale gas serra e contrastare così il rialzo termico terrestre.

Questi due meccanismi sono di esempio per aiutare a capire come le differenti componenti del clima terrestre siano strettamente e complessamente legate tra loro nella definizione del "sistema climatico" terrestre.

L'**atmosfera** è l'involucro gassoso che, grazie all'attrazione gravitazionale terrestre, riveste il nostro pianeta. Formata chimicamente dai gas di Azoto (78%), Ossigeno (20%), Argon (0.93%) e Anidride Carbonica (0.03%), si suddivide in vari strati a seconda sia della composizione gassosa sia delle condizioni di temperatura.

Il primo strato, prossimo al suolo, è quello che coinvolge le attività umane più da vicino ed in maniera più diretta e immediata. Si tratta della troposfera, lo strato in cui è concentrata la quasi totalità del vapor acqueo e dove si svolgono tutti i fenomeni meteorologici, attraverso il ciclo dell'acqua. Ha uno spessore di circa 10-15 km e al suo interno la temperatura decresce progressivamente con l'aumentare della distanza dalla superficie terrestre.

Al di sopra, il profilo termico si inverte, tornando ad aumentare nello strato della stratosfera e poi cambiando ogni volta andamento ai vari livelli di mesosfera, termosfera, etc. Gli strati superiori dell'atmosfera risultano sempre più rarefatti e progressiva-

mente vicini al vuoto dello spazio interstellare, ma anche loro hanno la loro importanza per gli effetti sulla Terra. Ad esempio intorno ai 30 km della stratosfera si trova

Figura 1.2.2: Il profilo verticale dell'atmosfera.

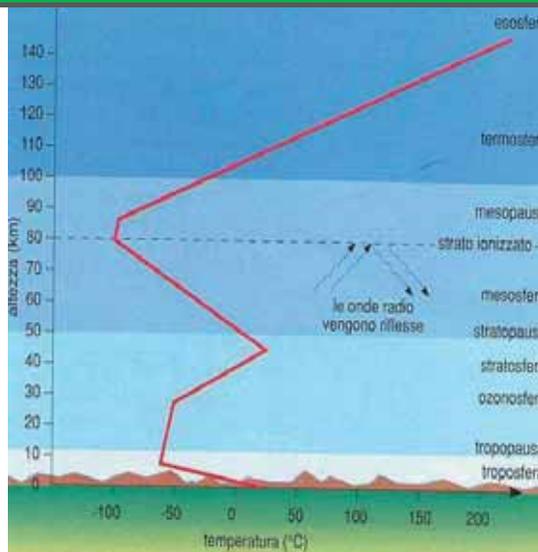
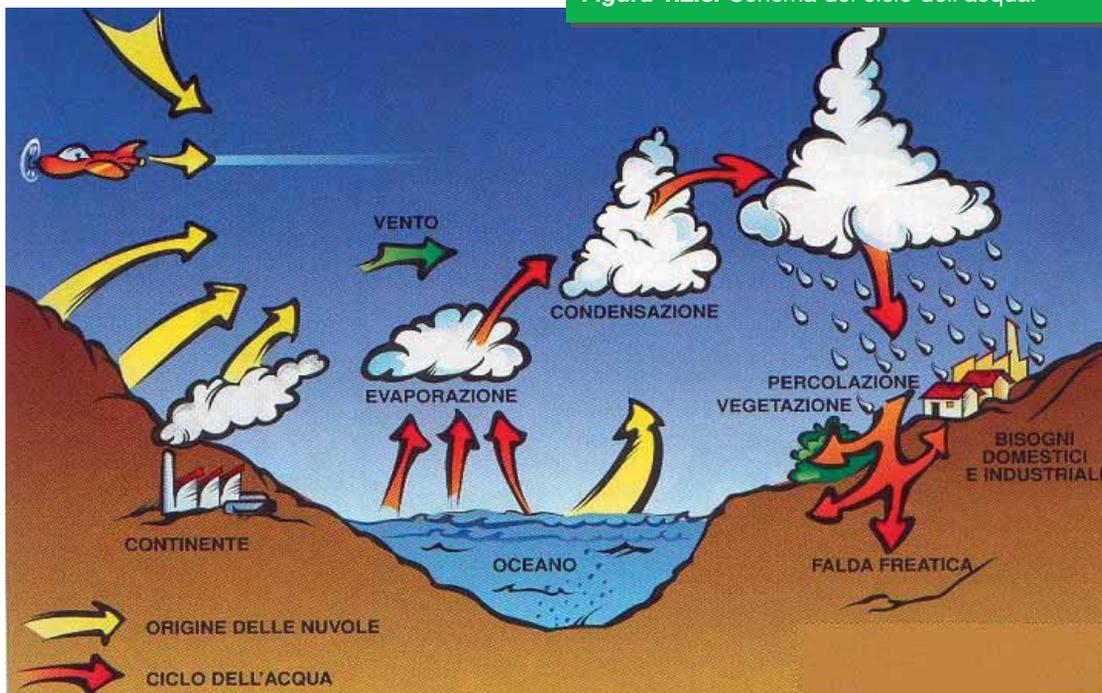


Figura 1.2.3: Schema del ciclo dell'acqua.



l'accumulo di ozono che protegge la superficie terrestre dalle radiazioni solari ultraviolette, nocive per l'esistenza degli esseri viventi.

Naturalmente l'atmosfera presenta anche una più importante differenza di temperatura legata alla latitudine terrestre. Il contrasto termico tra il calore dell'equatore e l'aria fredda dei poli innesca una complessa circolazione di masse d'aria, che interagisce con la forza di gravità, il moto di rotazione della Terra, la morfologia e l'orografia del terreno, dando origine ai fenomeni meteorologici.

In questo modo è chiaro come l'atmosfera sia la componente climatica più variabile sia nel tempo sia nello spazio, perché caratterizzata da fenomeni che hanno un'evoluzione che spazia dalla microscala (da alcuni cm a

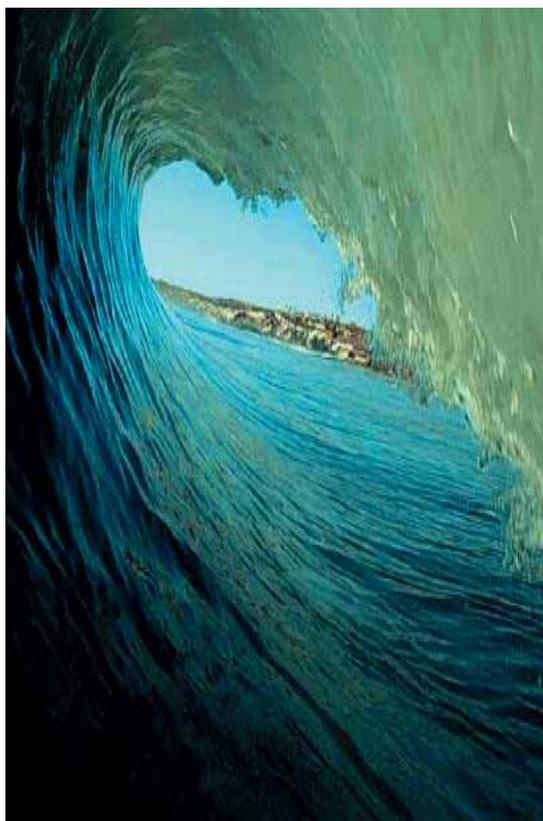


Figura 1.2.4: Gli oceani occupano un volume di circa 1,35 milioni di km³ (pari a circa il 96% di tutta l'acqua liquida).

qualche km) alla macroscala (>1000 km), e con una variabilità temporale che si estende rispettivamente da ore o minuti fino a periodi più lunghi di una settimana.

L'**idrosfera** comprende tutte le acque allo stato liquido presenti sul pianeta che, con oceani, mari, laghi, fiumi e acqua sotterranea, ricoprono il 71% della superficie terrestre: solo gli oceani occupano un volume di circa 1,35 milioni di km³.

L'elevata capacità termica dell'acqua fa sì che questa sia la componente climatica più stabile e che varia meno rapidamente, a causa di una notevole inerzia nel modificare il suo stato di temperatura. L'idrosfera riesce infatti ad assorbire e attutire in parte i cambiamenti repentini di temperatura dell'aria, agendo quindi da regolatore della temperatura superficiale terrestre. D'altro canto, una volta che dall'esterno riceve e a lungo andare acquisisce una modifica del suo stato, rimane altrettanto lenta nel ritornare poi alla sua normalità quando eventualmente la forzante esterna cessa di esistere.

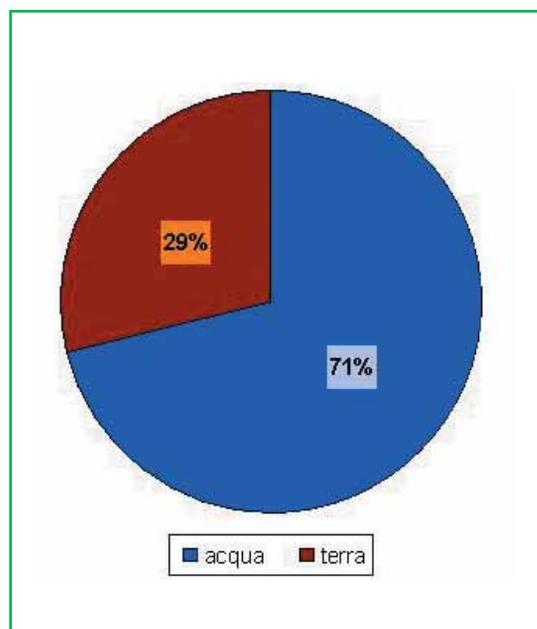


Figura 1.2.5: Le proporzioni tra acqua liquida e terre emerse sulla superficie terrestre.

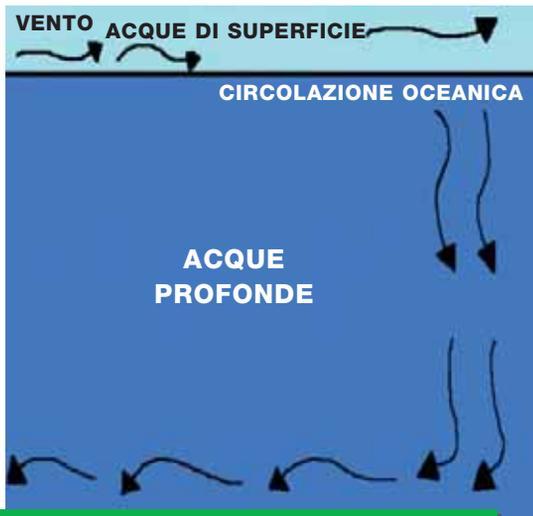
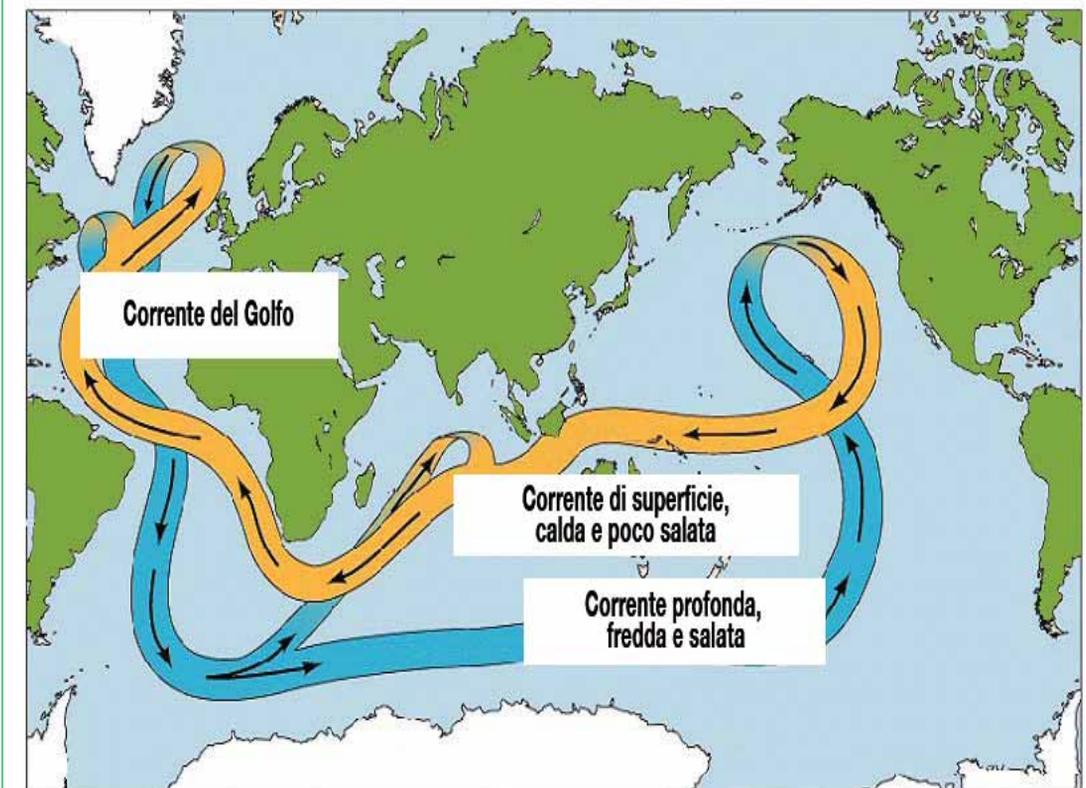


Figura 1.2.6: Un profilo verticale dell'oceano.

Come l'atmosfera, anche l'idrosfera ha una certa stratificazione verticale lungo la profondità degli oceani, con una circolazione (scambi di materia) e un trasferimento di calore (scambi di energia), che coinvolgono i vari strati dei mari del pianeta.

E, come l'atmosfera, anche gli oceani cercano di trasportare calore dall'equatore ai poli alla ricerca di un equilibrio termico globale: l'oceano trasporta circa la metà del flusso di calore verso i poli nel sistema accoppiato oceano-atmosfera, innescando un grande "nastro trasportatore" di correnti oceaniche che coinvolgono tutto il globo (la "circolazione termoalina").

Figura 1.2.7: Il nastro trasportatore della circolazione termoalina.



La circolazione termoalina

Per circolazione termoalina s'intende la circolazione globale oceanica, causata dalla variazione di densità delle masse d'acqua. La densità è determinata sia dalla temperatura (termo-) sia dalla salinità (-alina) delle acque. L'acqua negli oceani è in continuo movimento per effetto delle maree, del moto ondoso e delle correnti che spingono le gelide acque polari verso l'equatore e le calde acque subtropicali verso i poli ("circolazione termoalina"). Le correnti sono attivate dalle differenze di temperatura e di salinità dei mari.

Una delle prime componenti di questa grande circolazione oceanica è la nota corrente del Golfo, che regala all'Europa il suo clima relativamente mite.

Dal Golfo del Messico le acque calde e salate dei mari subtropicali si muovono verso il nord dell'Atlantico. Qui, alle alte latitudini, a seguito del raffreddamento locale, le masse d'acqua si vengono a trovare ad una densità maggiore delle acque locali, perché proporzionalmente più salate dei mari polari. Per questa ragione sprofondano verso gli abissi dell'oceano liberando in atmosfera il loro calore trasportato dal Golfo del Messico. Alle alte latitudini la corrente del nord Atlantico fornisce un eccesso di calore pari al 30% rispetto a quello fornito dal Sole.

Se l'oceano trasporta in media circa la metà del flusso di calore verso i poli nel sistema accoppiato oceano-atmosfera, la corrente del Golfo invece contribuisce localmente per 2/3 (sul restante 1/3 dell'atmosfera) al trasporto di calore verso l'Europa settentrionale, permettendo ad esempio alla Norvegia (60°N) di essere molto più calda della Groenlandia o del nord del Labrador, che sono alla stessa latitudine.

È chiaro allora che alle alte latitudini del nord Atlantico l'acqua sprofonda sia per la bassa temperatura sia per l'elevata salinità (causata dalla formazione della banchisa, che aumenta la densità di sale nell'acqua che rimane liquida).

L'acqua, che scende negli abissi del nord Atlantico, torna poi verso sud e arriva fino all'Oceano Indiano e Pacifico, da dove risale

in superficie, con acqua calda di ritorno verso l'Atlantico in un grande anello chiuso che coinvolge tutto il globo.

Le correnti termoaline riguardano essenzialmente le acque oceaniche profonde.

Il volume d'acqua abissale è molto più grande del volume d'acqua superficiale. Così le correnti delle profondità oceaniche, anche se sono relativamente deboli, hanno trasporti comparabili con i trasporti superficiali. Come ordine di grandezza, basti pensare che la corrente del Nord Atlantico ha un flusso equivalente a 100 volte quello del Rio delle Amazzoni.

La circolazione abissale, che ad esempio trasporta acqua fredda in inverno dalle alte latitudini alle basse latitudini in ogni parte del mondo, ha molteplici conseguenze, importanti per il clima terrestre.

- Il contrasto tra l'acqua fredda profonda e l'acqua calda superficiale determina una stratificazione degli oceani che influenza la dinamica oceanica.
- La circolazione abissale influenza il bilancio di calore della Terra e il clima terrestre. Le sue variazioni riguardano scale temporali decennali, centennali e millenarie: si pensa che sia proprio questa variabilità che modula il clima sulle stesse scale temporali.

L'oceano potrebbe essere la principale causa di variabilità su scale che vanno dall'anno ai decenni e potrebbe aver modulato il clima durante le ere glaciali.

Le grandi correnti oceaniche, oltre a regalare temperature miti in Europa (tra la Scandinavia e il Canada, il rispettivo clima presenta differenze di temperatura fino a oltre 20 °C a parità di latitudine!) e a giocare un ruolo fondamentale diretto nel clima terrestre, hanno anche conseguenze sulla capacità dell'oceano di assorbire anidride carbonica.

Infatti sono due gli aspetti della circolazione abissale importanti per il clima della Terra, con le sue possibili risposte all'aumento di CO₂ in atmosfera:

- 1) la capacità delle correnti abissali di modulare il calore trasportato dai tropici alle alte latitudini;

2) la capacità dell'acqua fredda di assorbire CO₂ dall'atmosfera.

Gli oceani sono le principali riserve di anidride carbonica in una forma velocemente utilizzabile: contengono una quantità di carbonio (40'000 giga-tonnellate; 1 giga-tonnellata = 10¹² kg) che è 50 volte quella contenuta nella zona continentale. A confronto, la quantità di carbonio immessa in atmosfera dal periodo della rivoluzione industriale è minore della quantità di carbonio coinvolta nel ciclo dell'ecosistema marino in 5 anni.

Esistono anche riserve di carbone non immediatamente disponibili, come le rocce carbonatiche, le conchiglie degli animali marini e i coralli.

La CO₂ disciolta negli oceani si dissolve di più nell'acqua fredda che in quella calda e di conseguenza le acque abissali fredde sono la maggiore riserva di CO₂ dell'oceano. La CO₂ proveniente dalla combustione di fossili e dalla respirazione di alberi e animali viene per metà circa rapidamente dissolta nelle acque fredde dell'oceano e trasportata negli abissi.

Questo lascia intuire come i cambiamenti climatici terrestri dipendano fortemente da quanta CO₂ viene immagazzinata nell'oceano e per quanto tempo. Se, per esempio, ne viene depositata poca oppure viene rilasciata in atmosfera su tempi brevi, la concentrazione di CO₂ in atmosfera varierà, modulando il bilancio energetico terrestre della radiazione a grande lunghezza d'onda.

La quantità di CO₂ depositata e il tempo di deposito dipendono dalla circolazione termoalina e dal flusso netto di carbonio depositato sui fondali. La quantità che si dissolve dipende dalla temperatura dell'acqua fredda; il tempo di deposito nelle profondità oceaniche dipende dalla velocità alla quale avviene il ricircolo delle acque profonde; la deposizione dipende dall'ossidazione o meno di piante e animali che cadono sul fondale. Le condizioni per un maggior rilascio del gas in atmosfera sono un aumento di ossigenazione e di temperatura degli strati abissali.

I sedimenti oceanici mostrano che la circolazione oceanica, o almeno la sua componen-

te atlantica, è stata attivata e disattivata più di una volta nella storia del clima della Terra. Ognuna di queste attivazioni e disattivazioni è coincisa con cambiamenti climatici bruschi e con l'estinzione di forme marine. L'ipotesi di legame tra i fenomeni è la seguente.

1) Nei periodi post-glaciali lo scioglimento dei ghiacci crea acque dolci e fredde che vengono immesse negli oceani.

2) Queste acque creano uno strato superficiale di bassa densità, abbastanza stabile su molta parte dell'Oceano Atlantico, che funziona da "coperchio" per la corrente di sprofondamento.

3) Lo sprofondamento delle acque dense e fredde, così ostacolato, diminuisce e rallenta la circolazione termoalina: il minor ritorno del flusso caldo dagli oceani Pacifico e Indiano crea una piccola era glaciale.

4) Una volta che lo scioglimento dei ghiacci diminuisce o rallenta, lo strato superficiale di acque dolci comincia a rimescolarsi e si rimescola lentamente lo sprofondamento delle acque dense, con la ripresa della circolazione oceanica globale.

Gli studi più recenti denunciano purtroppo un rallentamento della circolazione termoalina tra la Scozia e la Groenlandia. Anche se queste correnti hanno funzionato in modo affidabile per molte migliaia di anni, un'analisi dei campioni di ghiaccio estratti sia al polo Nord che al polo Sud mostra come, in realtà, le cose non siano sempre andate in questo modo: tutto lascia pensare che in un passato più o meno remoto ci siano state alterazioni della circolazione termoalina, associate a repentini e radicali cambiamenti del clima.

Secondo recenti ipotesi, ancora da verificare, anche i cambiamenti multidecennali (quali ad esempio 1870-1899, 1900-1920 e 1940-1960) del clima su scala globale sarebbero da imputarsi principalmente a variazioni della circolazione termoalina.

Alla fine degli anni '60 è stata osservata una sensibile variazione della salinità delle acque del nord Atlantico: il fenomeno, noto come Grande Anomalia Salina fu caratterizzato dalla presenza di una enorme pozza di acqua

poco salata e poco densa che limitò la produzione di acque profonde. Questo spiegherebbe perché, nonostante l'aumento della concentrazione dei gas serra, sia stata registrata una locale diminuzione della temperatura.

Le cause della diminuzione della salinità delle acque marine sono una ridotta formazione di ghiaccio marino e l'aumento del deflusso delle acque superficiali (sia per fusione del ghiaccio continentale che per aumento delle precipitazioni locali).

La diminuzione della salinità delle acque artiche potrebbe provocare il rallentamento o l'interruzione del nastro trasportatore di calore verso il polo nord, con conseguente raffreddamento dell'Europa.

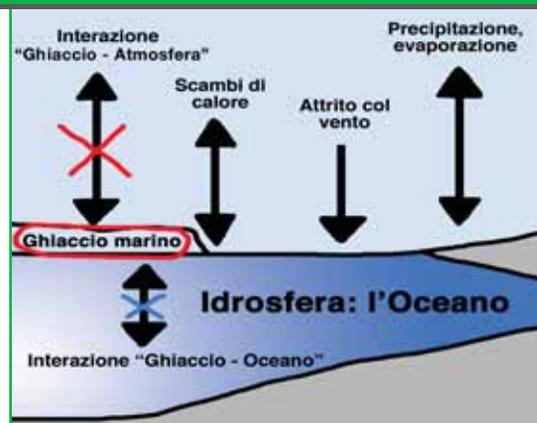
Naturalmente è presente una variabilità più veloce (giorni e settimane) negli strati più superficiali dei mari, che ad esempio a contatto con l'atmosfera risentono dell'effetto dei venti nei moti delle onde marine; mentre una variabilità più lenta (anni, decenni e secoli) caratterizza gli strati più profondi degli oceani. Il ciclo delle correnti oceaniche, che comprende la nota Corrente del Golfo del Messico verso il Polo Nord, e che, in un anello chiuso, coinvolge tutti gli oceani del Pianeta, ha una durata totale di 1'000 anni: questo può far intuire quanto grande sia la scala temporale di certi meccanismi dell'idrosfera.

La **criosfera** comprende tutte le masse di ghiaccio e gli accumuli di neve della Terra, ossia gli estesi territori ghiacciati della Groenlandia e dell'Antartide, i ghiacciai continentali e le coperture nevose stagionali sui continenti e di ghiaccio sui mari (ghiacci polari).

L'importanza della criosfera, all'interno del sistema climatico, risiede nel fatto che il trasferimento di energia da una superficie verso l'esterno cambia in modo radicale se tale superficie è coperta da neve e ghiaccio: la sua riflettività (albedo) cresce, riducendo l'assorbimento di energia da parte della superfi-

cie (feedback positivo). Viceversa, un aumento della temperatura determina una diminuzione della copertura nevosa, da cui consegue un maggior assorbimento di energia solare a favore di un ulteriore aumento di temperatura.

Figura 1.2.8: Il ghiaccio sull'acqua modifica i meccanismi d'interazione tra oceano e atmosfera.



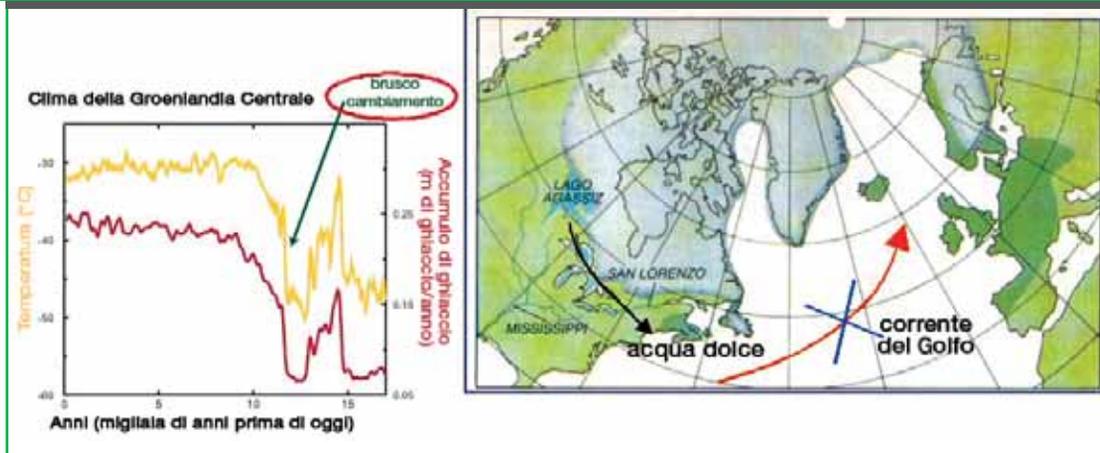
Inoltre, nel caso di ghiacci marini, il trasferimento di calore dall'oceano all'atmosfera, nonché tutte le interazioni (scambio di momento tramite il vento) tra atmosfera e primi strati marini, risultano concretamente ridotti quando la superficie marina è coperta da ghiaccio.

Infine, l'evoluzione (formazione e fusione di ghiacci marini) è in grado (tramite la modificazione della salinità del mare) di modificare drasticamente la circolazione oceanica fino a scala globale, su tempi che coinvolgono migliaia di anni.

Ad esempio circa 3'000 anni dopo la fine dell'ultima glaciazione, cioè 11'000 anni fa, l'Europa settentrionale subì una nuova glaciazione (il "Dryas recente", di brevissima durata: circa 1'000 anni), perché lo scioglimento dei ghiacci del nord America, riversando acqua dolce intorno alla zona del Labrador, interruppe la corrente del Golfo del Messico verso il nord Atlantico per un periodo di 1'000 anni.

La variabilità della componente 'criosfera' ha una durata piuttosto lunga, in quanto sono le variazioni non stagionali dei ghiacci polari e

Figura 1.2.9: La piccola glaciazione del “Dryas recente” con l’interruzione della Corrente del Golfo; estensione dei ghiacci (in rosso) e andamento della temperatura (in giallo) in Groenlandia, da 17'000 anni fa al presente. (Ridisegnata dal quaderno “Le Scienze”, 1984 e da <http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/ctl/abrupt.html>)

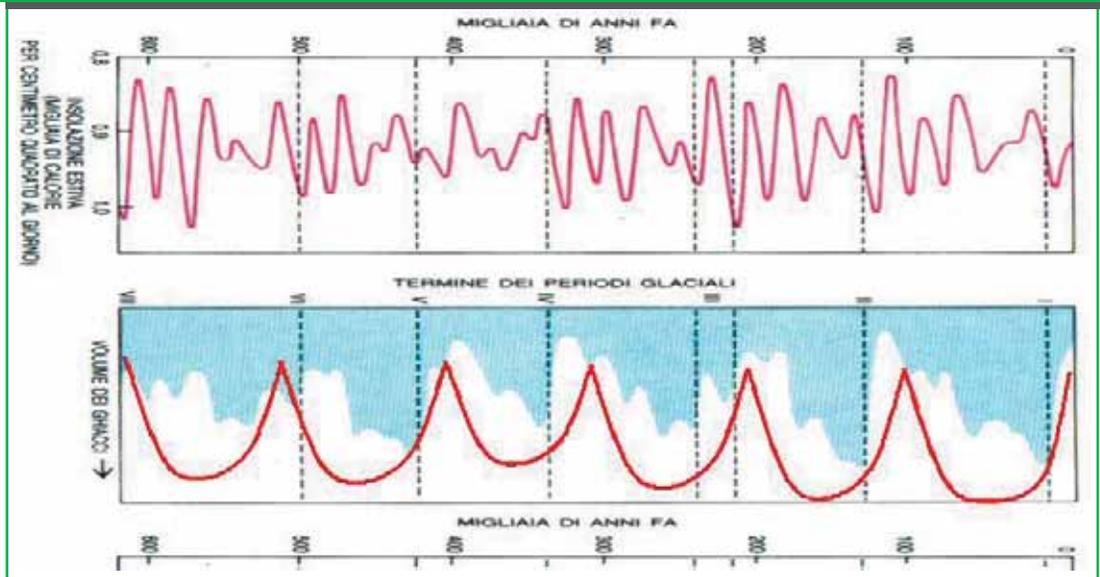


dei ghiacciai continentali quelle che svolgono un ruolo essenziale nei cambiamenti ambientali provocati nei periodi di glaciazione (scala temporale di migliaia di anni).

La **biosfera** comprende la totalità degli esseri viventi presenti sulla Terra, incluso l'uomo e

la materia organica non ancora decomposta. Se le rocce terrestri più antiche sono datate 4,5 miliardi di anni fa, la vita è comparsa circa 3,8 miliardi di anni fa; con essa, le reazioni chimiche (ciclo biologico del carbonio, ovvero i processi di fotosintesi e respirazione, oltre al ciclo geochimico del carbonio,

Figura 1.2.10: Le glaciazioni hanno un periodo principale di 100'000 anni. (Ridisegnata dal quaderno “Le Scienze”, 1984)

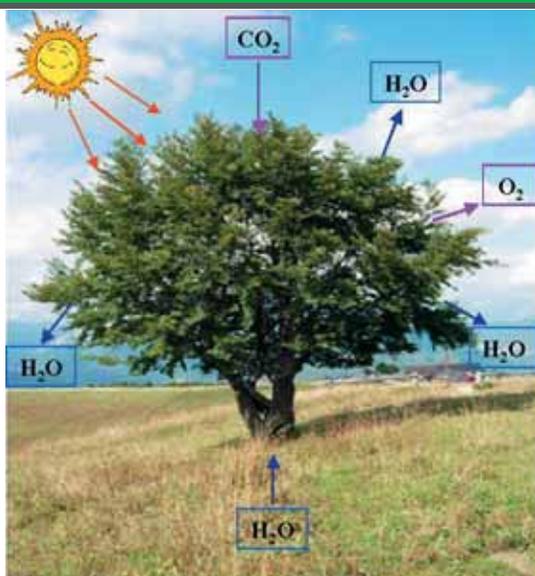


con la precipitazione del carbonato, che coinvolge invece la litosfera) hanno contribuito a modificare la composizione chimica dell'atmosfera (oggi più ricca di O_2 libero, rispetto ai primordi del pianeta). In questo modo la biosfera costituisce la fonte principale di assorbimento e riciclo della CO_2 atmosferica.

Le interazioni della biosfera con le altri componenti del sistema climatico si esplicano quindi attraverso:

- l'estrazione o l'emissione di gas necessari alle reazioni chimiche della vita (CO_2 e O_2 per respirazione e fotosintesi, con il ciclo biologico del carbonio),
- il contributo all'albedo superficiale e all'umidità da parte della flora, in quanto gli alberi assorbono acqua dal terreno e la trasferiscono all'atmosfera sotto forma di vapore attraverso le foglie; inoltre, al contrario dei ghiacci, la vegetazione non ha un'albedo riflettente, ma anzi assorbe molta energia solare.

Figura 1.2.11: Gli scambi della biosfera all'interno del sistema climatico terrestre.



La biosfera è strutturata in modo gerarchico tramite la catena alimentare, suddivisa in vari ecosistemi. Risulta così il sottosistema più sensibile e vulnerabile ai cambiamenti clima-

ti, poiché un danno ad un anello della catena alimentare di un ecosistema può immediatamente riversarsi su tutti i componenti della catena stessa.

La **litosfera** è la crosta terrestre, che riunisce tutte le terre emerse più il fondo degli oceani ed i primi strati dell'interno del pianeta. Il 99% della Terra è composto da ossigeno, ferro, silicio e alluminio; la sua parte interna appare stratificata sia chimicamente che meccanicamente (sotto la litosfera c'è l'astenosfera e quindi il mantello e il nucleo della Terra).

Le interazioni della litosfera con il "sistema clima" si intrecciano con tutte le altre componenti climatiche, oltre che col complesso ciclo geochimico del carbonio come già accennato a proposito della biosfera, attraverso tre principali meccanismi.

Vulcanismo

Le grandi emissioni vulcaniche di polveri ed aerosol riducono la radiazione solare incidente, provocando un raffreddamento terrestre. Le grandi emissioni vulcaniche di gas serra ne provocano, invece, un riscaldamento, che spesso è controbilanciato dal raffreddamento concomitante.

Orogenesi

Il processo che origina montagne e catene montuose si estende su tempi dell'ordine di decine e centinaia di milioni di anni, modifica la circolazione delle correnti aeree (andando ad influire direttamente sulla componente 'atmosfera'), l'albedo della superficie terrestre ed i meccanismi di feedback climatici.

Epirogenesi

Il processo che origina la deriva orizzontale e i movimenti verticali delle zolle continentali modifica l'albedo planetaria, la circolazione oceanica ed il trasporto di calore tra equatore e poli.

Le interazioni della litosfera con l'atmosfera sono quindi essenzialmente classificabili in scambio di calore e momento angolare, dissipazione dell'energia dei moti delle masse d'aria attraverso l'attrito con l'orografia del pianeta e soprattutto scambio di materia

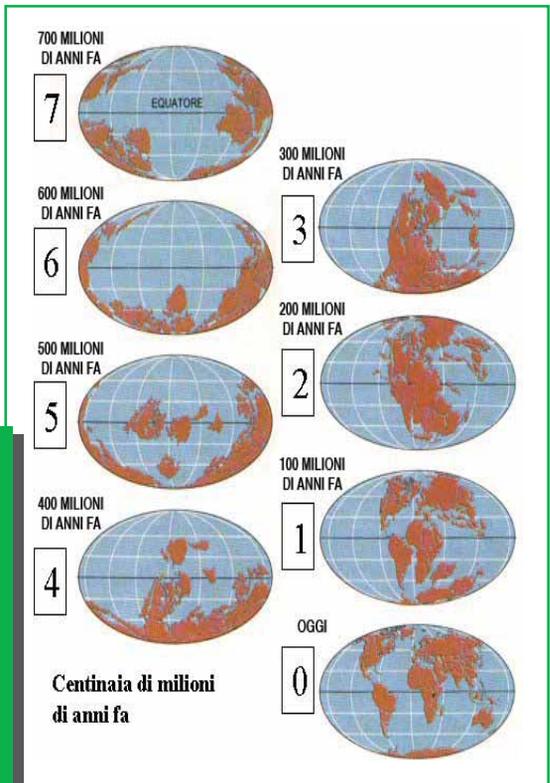
Figura 1.2.12: Il ciclo geochimico del carbonio.



sotto forma di aerosol, tramite eruzioni vulcaniche. Tali eventi, oltre a provocare un cambiamento nel bilancio radiativo atmosferico, possono innescare una serie di feedback tali da comportare evidenti mutamenti climatici su scala spaziale regionale (e in parte globale) in periodi relativamente vicini o ad esempio negli anni immediatamente successivi alle eruzioni.

Figura 1.2.13: La deriva dei continenti. I mutamenti legati alla deriva dei continenti coinvolgono tempi geologici della durata di milioni di anni. I climi della Terra dipendono strettamente dalla posizione delle terre emerse; così ad ogni fase della deriva dei continenti corrisponde un clima specifico. Ad esempio, quando ai poli non c'erano terre emerse, il clima poteva essere globalmente più caldo perché l'oceano riusciva a trasportare calore verso i poli in maniera più efficace.

(Ridisegnata dal quaderno "Le Scienze", 1984)



COMPONENTI CLIMATICHE

ATMOSFERA: parte gassosa
IDROSFERA: oceani, laghi
CRIOSFERA: ghiacciai, poli
BIOSFERA: flora, fauna, uomo
LITOSFERA: crosta terrestre

→ da giorno a giorno
→ decenni e centinaia di anni
→ centinaia e migliaia di anni
→ varie scale temporali
→ decine e centinaia di milioni di anni

Tabella 1.2.1: La variabilità temporale delle 5 componenti del clima terrestre.

Sul complesso meccanismo del sistema climatico terrestre agiscono principalmente tre forzanti naturali, che ne alimentano e ne regolano la dinamica in termini di tempo ed effetti: la radiazione solare, l'effetto serra e gli aerosol.

La **radiazione solare** è l'unica fonte di energia esterna per il pianeta ed il motore principale scatenante numerosi processi del sistema climatico terrestre.

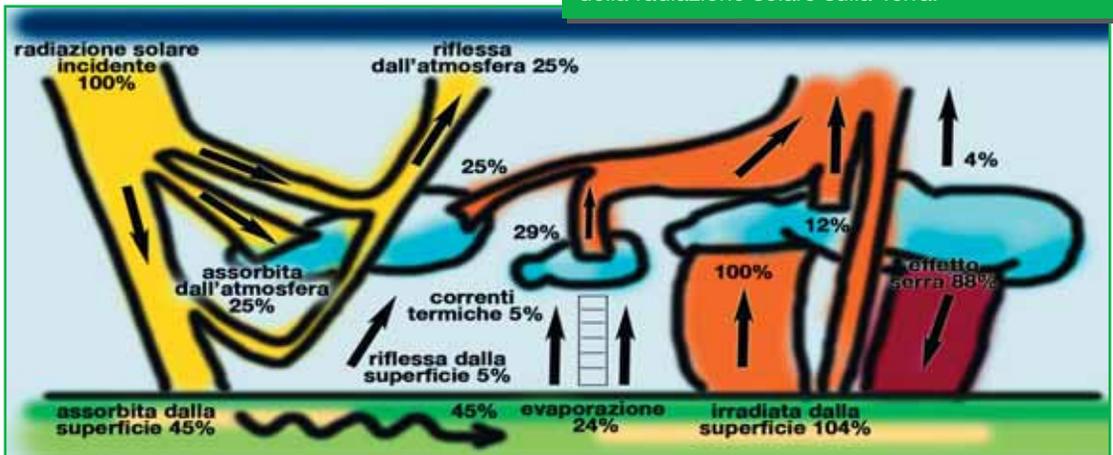
Lo spettro di emissione solare copre l'intera gamma elettromagnetica. La radiazione solare incidente sul pianeta va incontro a fenomeni di assorbimento, diffusione e riflessione sia da parte dell'atmosfera che della superficie terrestre. Così lo spettro radiativo solare registrato alla superficie terrestre differisce da quello emesso dal Sole, poiché parte della radiazione viene assorbita, nelle loro caratteristiche bande di assorbimento, dai numerosi gas presenti in atmosfera.

SCALE TEMPORALI DI VARIAZIONE

Il bilancio complessivo della radiazione solare sulla Terra

Della radiazione solare incidente sul nostro pianeta (340 W/m^2), solo il 45% viene subito assorbito dal suolo della Terra. Il 25% viene invece riflesso dalla sommità dell'atmosfera, analogamente il 5% viene riflesso dalle superfici riflettenti della Terra (ghiacciai, coperture nevose, oceani); mentre il 25% viene assorbito, prima di arrivare al suolo, dall'atmosfera che comunque lo riemette sotto forma di radiazione infrarossa (calore). Anche la Terra (come corpo "caldo", dalla temperatura media di 255K [$-18 \text{ }^\circ\text{C}$]) emette energia come radiazione infrarossa: di questa il 4% viene irradiata direttamente nello Spazio, il 100% viene assorbita dai gas serra dell'atmosfera e viene poi reirradiata dall'atmosfera terrestre (88%). Quest'ultimo valore rappresenta l'effetto serra.

Figura 1.2.14: Schema del bilancio complessivo della radiazione solare sulla Terra.



Il suolo terrestre emette energia anche attraverso l'evaporazione (24%) e le correnti termiche (5%): anche quest'energia viene assorbita dall'atmosfera e poi riemessa sotto forma di radiazione infrarossa.

In questo modo la risultante finale della radiazione solare assorbita dal suolo terrestre è pari a circa 240 W/m^2 .

L'intensità della radiazione solare è teoricamente costante, pari a $1'360 \text{ W/m}^2$, nota come "costante solare": quella assorbita dalla superficie terrestre diventa solo 240 W/m^2 (pari a meno del 18% della radiazione emessa dal Sole). Tuttavia fenomeni come le macchie solari sul disco del Sole creano una certa variabilità della costante solare, con una ciclicità di 11 anni. Tale variabilità, stimabile intorno allo 0,1% (cioè $0,24 \text{ W/m}^2$ per il bilancio termico terrestre), da sola non sembra avere un'influenza notevole sul clima terrestre, ma ad esempio in associazione con altri fenomeni concomitanti (come imponenti eruzioni vulcaniche) ha avuto un ruolo determinante nella piccola era glaciale del 1550-1850, che ha visto un calo della temperatura media globale di $0,5^\circ\text{C}$.

Uno degli effetti principali che il Sole esercita

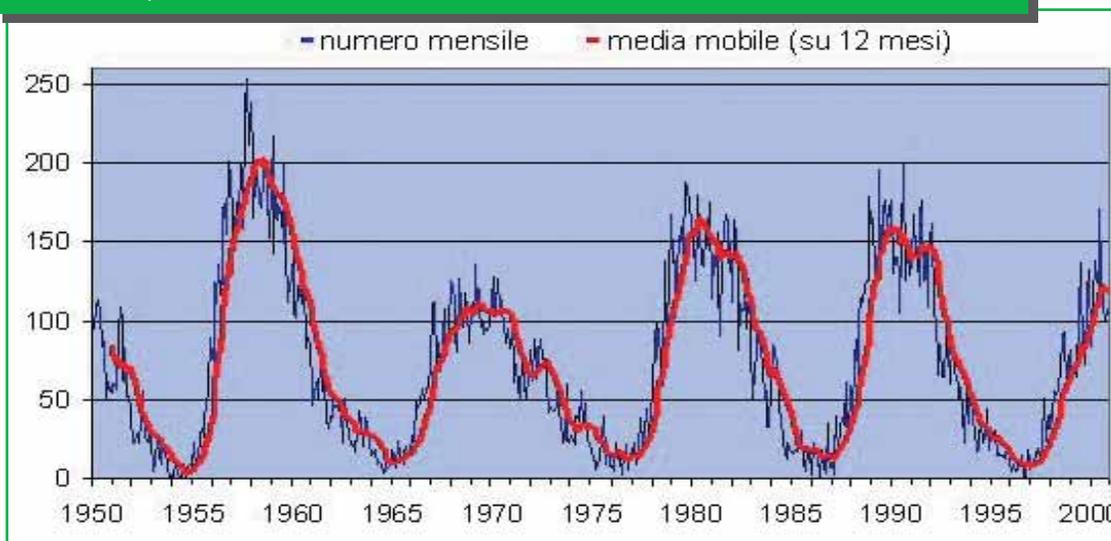
sul clima terrestre nasce dalla differenza di calore che esso distribuisce tra equatore e poli: infatti tale contrasto termico è la prima spinta che innesca i moti sia delle masse d'aria sia di quelle oceaniche. L'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre rispetto al Sole è origine invece del cambiamento delle stagioni, durante il moto di rivoluzione della Terra intorno al Sole.

Figura 1.2.16: Le stagioni astronomiche (da http://www.jodewaele.it/Pics/rivoluzione_terrestre.jpg).



Su queste variazioni meteo-climatiche a più breve termine, si innescano altre fonti di variabilità a scala molto più lunga, di natura astronomica (teoria di Milankovic): la preces-

Figura 1.2.15: Numero delle macchie solari osservate dal 1950 al 2000; il ciclo delle macchie solari ha una periodicità di 11 anni.



sione degli equinozi, la variazione dell'eccentricità dell'orbita terrestre e la mutazione dell'obliquità orbitale (variazione nell'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre) sono in grado di generare modifiche all'energia solare entrante su diverse scale temporali, dell'ordine delle migliaia di anni, dando ad esempio origine ai fenomeni delle glaciazioni millenarie.

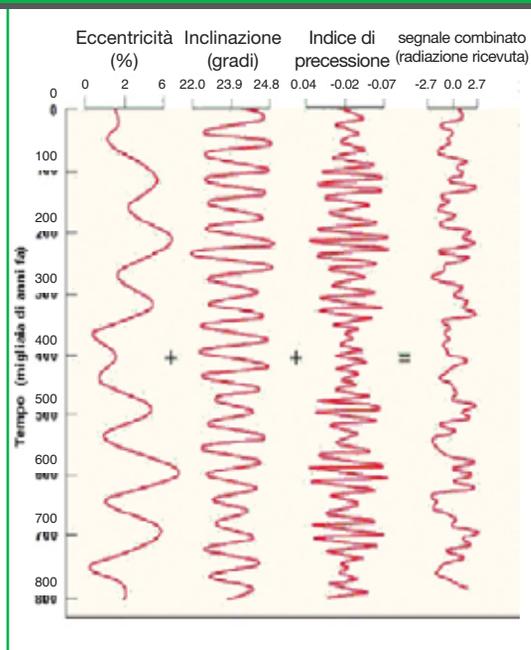
I periodi più freddi avvengono quando l'inclinazione dell'asse terrestre è minore, l'eccentricità dell'orbita terrestre maggiore e la precessione degli equinozi tale che l'inverno boreale cade quando la Terra è lontana dal Sole (ovvero nella situazione opposta a quella attuale).

La precessione degli equinozi ha un ciclo di circa 22'000 anni; l'eccentricità dell'orbita terrestre muta con un periodo principale di 100'000 anni; l'obliquità orbitale con un periodo di 41'000 anni. La risultante complessiva di tutti questi meccanismi dà origine ad un ciclo di glaciazioni ogni 100'000 anni circa.

L'**effetto serra** è un fenomeno naturale che contribuisce all'equilibrio termico terrestre. La radiazione solare ad onda corta (tra 0,2 e 4 μm) può attraversare l'atmosfera (in assenza di nuvole) ed essere assorbita dalla superficie terrestre, la quale si scalda e la riemette verso l'alto con una lunghezza d'onda maggiore (da 4 a 100 μm).

Alcuni gas atmosferici, detti gas serra, possono assorbire tale radiazione terrestre e riemetterla di nuovo verso la superficie terre-

Figura 1.2.17: Le variazioni astronomiche sulla radiazione solare ricevuta dalla Terra (dal quaderno "Le Scienze", 1984).



stre stessa, in pratica trattenendo del calore, come "intrappolato", nell'interfaccia 'atmosfera-superficie terrestre'.

Sulla Terra si stima che grazie all'effetto serra (naturale) la temperatura media superficiale è di 15°C, invece dei -18°C che si avrebbero in assenza di gas serra.

L'azione dei gas serra è evidente anche su altri pianeti del sistema solare. Ad esempio su Venere, a causa dell'effetto serra, la temperatura superficiale del pianeta, invece di essere di soli -46°C, è di 477°C; su Marte dai

	Pressione superficiale (relativa alla Terra)	Principali Gas Serra	Temperatura superficiale SENZA gas serra	Temperatura superficiale CON gas serra
VENERE	90	> 90% CO ₂	- 46 °C	+ 477 °C
TERRA	1	≅ 0,04% CO ₂ ≅ 1% H ₂ O	- 18 °C	+ 15 °C
MARTE	0,007	> 80% CO ₂	- 57 °C	- 47 °C

(Fonte: IPCC 1990)



Figura 1.2.18: Come i vetri di una serra, l'atmosfera è "trasparente" alla radiazione che proviene dal Sole, mentre è parzialmente "opaca" a quella termica emessa dalla superficie terrestre.

-57°C senza la presenza di gas-serra si passa ai reali -47°C.

È interessante notare che Venere, pur essendo più vicina al Sole della Terra, senza gas serra sarebbe comunque più fredda; questo è legato a fenomeni di albedo del pianeta venusiano (il quale ha una superficie particolarmente riflettente, con un valore di albedo doppio rispetto al nostro pianeta) e fa capire quanto sia grande il peso dell'effetto serra per la temperatura di un pianeta, a seconda della composizione della sua atmosfera.

Anche dall'analisi dei carotaggi di ghiaccio polare antartico (come ad esempio la carota di Vostok-URSS, estratta nel 1993) emerge che in coincidenza con le glaciazioni, i gas serra diminuiscono (ovvero aumentano nei periodi interglaciali).

Questo fa capire come l'effetto serra naturale del pianeta abbia contribuito anche in maniera positiva al raggiungimento dell'equilibrio della temperatura della Terra, favorevo-

le allo sviluppo della vita e alla sua sopravvivenza.

Ma i gas serra in atmosfera oggi sono aumentati a causa di numerose attività umane.

I principali gas serra sono: vapore acqueo (H_2O), anidride carbonica (CO_2), metano (CH_4), ossidi di azoto (NO_x), perossido di azoto (N_2O), ozono (O_3) e i CloroFluoroCarburi.

Il ciclo del carbonio e i gas serra

L'**anidride carbonica** (CO_2) è uno dei principali composti del carbonio ed è presente in natura in quattro grandi "serbatoi":

1. nelle molecole organiche (lipidi, glucidi, etc) della biosfera - 3'100 giga-tonnellate
2. sotto forma di carbonati e bicarbonati negli oceani - 40'000 giga-tonnellate
3. come calcare e combustibili fossili nella litosfera - 40'000 e 12'000 giga-tonnellate (rispettivamente)

4. nella forma gassosa di anidride carbonica (CO₂) in atmosfera - 600 giga-tonnellate.

Questi “serbatoi” sono legati tra loro da complessi scambi che costituiscono il ciclo del carbonio (biologico e geochimico).

● *ciclo biologico del carbonio*

Gli organismi vegetali utilizzano la CO₂ atmosferica per produrre materia organica attraverso la fotosintesi clorofilliana; la quantità di carbonio così fissata ogni anno è notevole (100 giga-tonnellate per anno); il carbonio è poi riemesso dagli ecosistemi attraverso la respirazione di piante e animali.

● *ciclo geochimico del carbonio*

L'anidride carbonica presente nell'atmosfera si solubilizza nell'acqua piovana con formazione dell'acido carbonico, il quale modifica chimicamente i minerali carbonatici e silicatici delle rocce, liberando ioni bicarbonato, ioni calcio e silice, e intrappolando così il carbonio della CO₂ atmosferica originaria.

Gli ioni passati in soluzione vengono trasportati dai fiumi fino agli oceani, dove organismi viventi incorporano in gusci e scheletri gli ioni calcio e bicarbonato, formando nuovamente carbonato di calcio e liberando anidride carbonica. In tale processo torna all'atmosfera circa la metà dell'anidride carbonica.

I gusci e gli scheletri dei vari organismi marini, alla morte dell'animale, si depositano sui fondali e vengono sepolti da altri sedimenti andando a formare vasti depositi di materiale calcareo.

Tutti gli organismi vegetali ed animali decomponendosi in condizioni anaerobiche formano grandi depositi di combustibili fossili. Il carbone, il petrolio e il gas naturale sono infatti essenzialmente formati da composti del carbonio.

L'accumulo dei carbonati produce circa l'80% del carbonio depositato sul fondo oceanico; il rimanente 20% è fornito dal seppellimento di materia organica morta.

I fondali oceanici si espandono e scorrono sotto i continenti trasportando i sedimenti in profondità. Esposti ad alte temperature e pressioni, i sedimenti liberano, molti milioni di anni più tardi, anidride carbonica, che rientra nell'atmosfera, soprattutto attraverso le eruzioni vulcaniche.

In breve, la fotosintesi (insieme alla geochimica delle rocce) sottrae anidride carbonica all'atmosfera facendo passare il carbonio dall'ambiente abiotico agli organismi viventi. Da questi ultimi ritorna all'acqua o all'atmosfera attraverso la respirazione cellulare, la combustione e l'erosione. Il bilancio naturale del ciclo del carbonio, in assenza di attività dell'uomo, è pressoché in pareggio.

Un disequilibrio di questo pareggio può ora derivare dal fatto che l'uomo con le sue attività industriali (tramite la combustione di fonti fossili come carbone, petrolio, gas naturale) in pochi decenni sta riemettendo in atmosfera riserve di carbonio che la natura ha impiegato milioni di anni ad accumulare nei suoi “serbatoi”.

● Il **metano** (CH₄) si produce dalla degradazione di materiale organico in assenza di ossigeno (anossia). Esso viene naturalmente emesso da mangrovie e paludi, mentre le emissioni dovute alle attività umane provengono essenzialmente dalle perdite di gas naturale e di altri combustibili fossili durante l'estrazione e il trasporto, dalla combustione di biomasse, dall'agricoltura e dalla zootecnica, ed infine dalle discariche.

● Il **protossido di azoto** (NO₂) è un gas serra molto potente e con un tempo di permanenza in atmosfera piuttosto elevato (120 anni), ma con una bassa concentrazione; le principali fonti antropiche di emissione

derivano dai fertilizzanti azotati usati in agricoltura e in alcune produzioni industriali.

- **CFC, HFC, CF₄** sono dei composti chimici a base di carbonio che contengono cloro, fluoro, iodio o bromo. Con il Protocollo di Montreal (1987) è stato vietato l'uso di una serie di sostanze tra le quali i clorofluorocarburi (CFC, responsabili del buco nell'ozono) e quindi si è arrivati ad una diminuzione della loro concentrazione; ma anche i prodotti sostitutivi (HFI e CF₄) sono potenti gas serra.

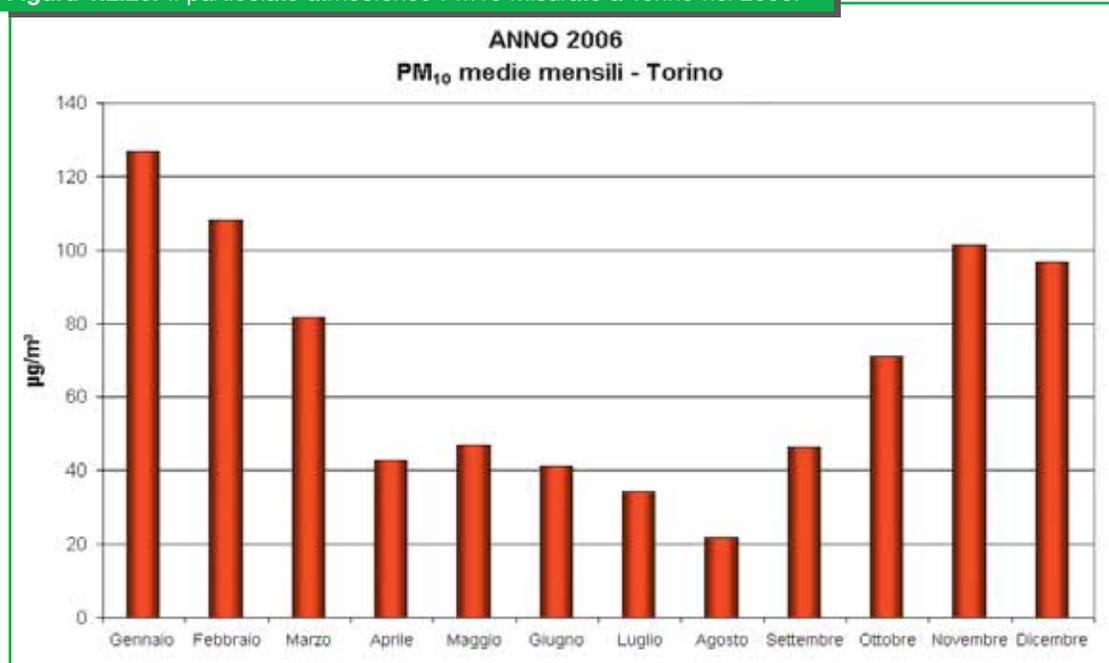
Gli **aerosol** sono particelle liquide o solide di raggio infinitesimale tra 0,001 e 10 micron (10^{-3} mm), in sospensione nell'atmosfera, sia di origine naturale (molecole varie, batteri, polvere, sale marino, pollini, etc.), sia di origine antropica (fumi metallurgici, nuclei di combustione, etc.).

Le loro interazioni col clima possono essere dirette, attraverso l'assorbimento o la diffusione della radiazione solare, o indirette, con la modifica delle proprietà micro-fisiche delle nuvole.

Figura 1.2.19: Emissioni di particolato in troposfera, un tipico esempio di emissione di aerosol.



Figura 1.2.20: Il particolato atmosferico PM10 misurato a Torino nel 2006.



Gli aerosol in atmosfera agiscono da nuclei di condensazione per la formazione delle nuvole, formando però nuvole caratterizzate da una minore densità, rispetto a quelle in cui i nuclei di condensazione sono particelle di ghiaccio. Di conseguenza tali nuvole portano meno piogge e una maggiore diffusione della radiazione sia verso lo spazio esterno (riflettendo la radiazione solare incidente al top dell'atmosfera e creando un effetto di ombra alla superficie terrestre), sia verso il suolo terrestre (riflettendo verso il basso e trattenendo negli strati vicino al suolo la radiazione infrarossa).

Gli aerosol, in base alla loro quota di collocazione in atmosfera, si distinguono in:

- aerosol stratosferici, che si trovano in alta quota e permangono più a lungo, principalmente legati a cause naturali come le eruzioni vulcaniche;
- aerosol troposferici, a quote inferiori, sostanzialmente legati alle attività umane.

Gli aerosol stratosferici provocati da eruzioni vulcaniche (Tambora 1815, Krakatoa 1883, Agung 1963, Pinatubo 1990) sono formati da aggregati di acido solforico originati dall' SO_2 vulcanica. Provocano un raffreddamento di pochi decimi di grado persistente in atmosfera per 1 o 2 anni dopo l'eruzione.

Anche il traffico aereo sta immettendo in stratosfera quantità di aerosol ormai maggiori di quelle di origine vulcanica.

L'azione provocata dagli aerosol vulcanici potrebbe teoricamente contrastare l'effetto serra nelle tendenze a breve termine, ma, poiché si tratta di un fenomeno irregolare e di bassa entità, non è sufficiente ad ottenere un impatto climatico significativo.

Gli aerosol troposferici, sostanzialmente di origine antropogenica, potrebbero anch'essi avere un effetto di raffreddamento (come misurato negli anni 1940-1970 sulle aree industriali), a causa della presenza di nuclei di condensazione per la formazione di nuvole che tendono a schermare il suolo dall'incidenza della radiazione solare. Ma questo risultato è controverso e tutt'ora dibattuto nel mondo scientifico: l'azione forzante complessiva degli aerosol antropogenici è stima-

ta, in termini di flusso energetico, nell'ordine di $0,75 \text{ W/m}^2$.

Inoltre la permanenza in atmosfera del particolato è ben inferiore (settimane per la troposfera o pochissimi anni per la stratosfera) alla durata degli effetti provocati dei gas serra antropogenici (secoli).

Stima quantitativa delle forzanti climatiche

Una stima quantitativa molto approssimativa delle forzanti climatiche può essere di spunto per raffrontare il loro diverso potere di azione sul sistema climatico terrestre.

Come accennato prima, la radiazione solare a causa del ciclo delle macchie solari può variare del 0,1%, a cui corrisponde una variazione della radiazione assorbita dalla Terra di circa $0,24 \text{ W/m}^2$.

Le due forzanti naturali insieme (radiazione solare ed aerosol vulcanici stratosferici corrispondenti a circa un ulteriore $0,20\text{-}0,25 \text{ W/m}^2$) sono state verosimilmente corrispondenti della Piccola Era Glaciale del 1550-1850 con un calo della temperatura media globale di $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

Aldilà della variazione periodica, l'aumento dell'attività solare, cui va incontro la nostra stella con una crescita media della costante solare sul lungo periodo dello 0,08%, ha provocato un aumento dell'irraggiamento solare negli ultimi 200 anni pari a $+0,12 \text{ W/m}^2$.

L'effetto dei gas serra di origine antropogenica dal 1800 ad oggi è stimato intorno ai $+3 \text{ W/m}^2$.

Contro queste due forzanti "riscaldanti", c'è una componente raffreddante dovuta agli aerosol che, sommando insieme sia quelli di origine naturale sia quelli di origine antropica, è stimabile intorno ai $-1,6 \text{ W/m}^2$.

Dalla risultante totale di queste 3 forzanti medie, l'effetto serra aggiunto, complessivamente introdotto nel sistema climatico a partire dal 1800, si aggira tra $1,5$ e $1,6 \text{ W/m}^2$, quindi inferiore all'1% dell'effetto serra naturale (stimabile intorno ai 182 W/m^2).

In ogni caso, il contributo naturale al riscaldamento climatico causato dall'aumento dell'attività solare rimane trascurabile sia rispetto al bilancio complessivo dell'effetto serra

aggiuntivo sia, ancor più, rispetto al contributo dei soli gas serra di origine antropica. Questo rende comprensibile come da parecchi studi emerga che dal 1800 in avanti aumenta la correlazione tra andamento della temperatura e concentrazione di CO₂, superando le altre due forzanti (Sole e aerosol).

Cause del calore terrestre	Irraggiamento medio (W/m ²)
effetto serra naturale	182
irraggiamento solare	+0,12
aerosol (naturali e antropici)	-1,6
effetto serra antropico	+3

(Fonte: rielaborata da Ferrara, 2006 e da IPCC 2007)

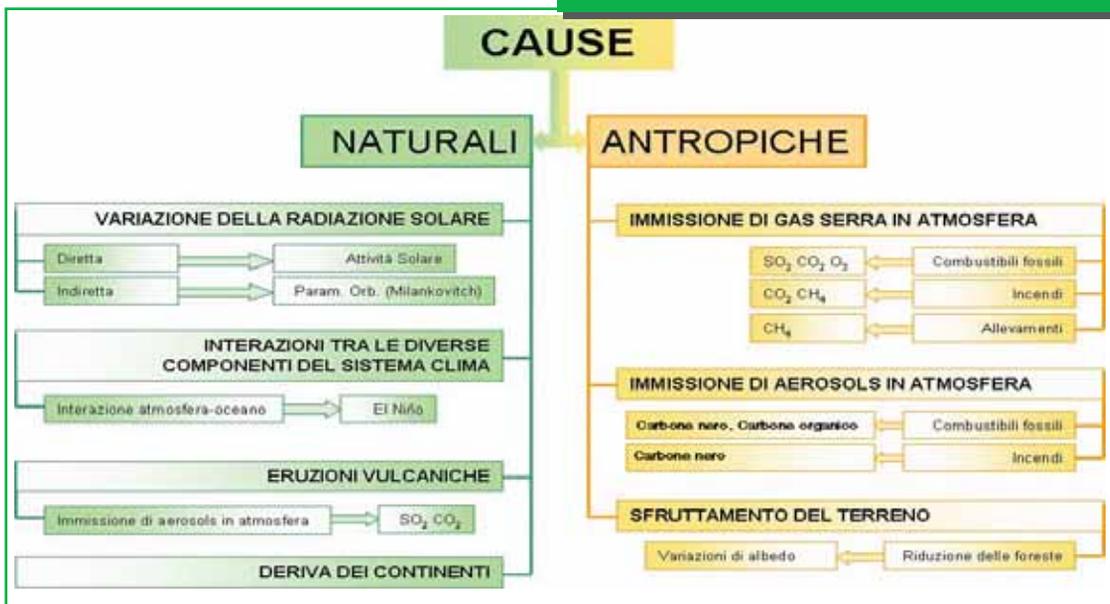
1.3 La dinamica del clima

La dinamica del clima terrestre ha destato negli ultimi anni un grande interesse, soprattutto dopo che la comunità scientifica ha iniziato a studiare la variabilità climatica e le possibili correlazioni antropiche.

In anni recenti, in particolare dopo la pubblicazione nel 2001 del III rapporto sul clima dell'IPCC e ancora più recentemente dopo l'ultima pubblicazione nel 2007 del IV rapporto sul clima sempre redatto dall'IPCC, si è affermata la consapevolezza che l'opera umana sul pianeta sembra agire in maniera determinante nel cambiamento climatico. Tenendo presente la fondamentale distinzione tra meteorologia e clima (vedi paragrafo 1.1), nel presente paragrafo ci occuperemo della variabilità climatica, ovvero di quella variabilità legata ai cambiamenti delle grandezze medie che descrivono il sistema clima (atmosfera-oceano) e che hanno come effetto un cambiamento dei parametri meteorologici, sensibile sia a livello regionale che globale.

Fatte queste premesse, bisogna giocare forza distinguere la normale e naturale evoluzione climatica (variabilità naturale) dall'attività dell'uomo sul nostro pianeta (variabilità antropica).

Figura 1.3.1: Le cause della variabilità climatica.

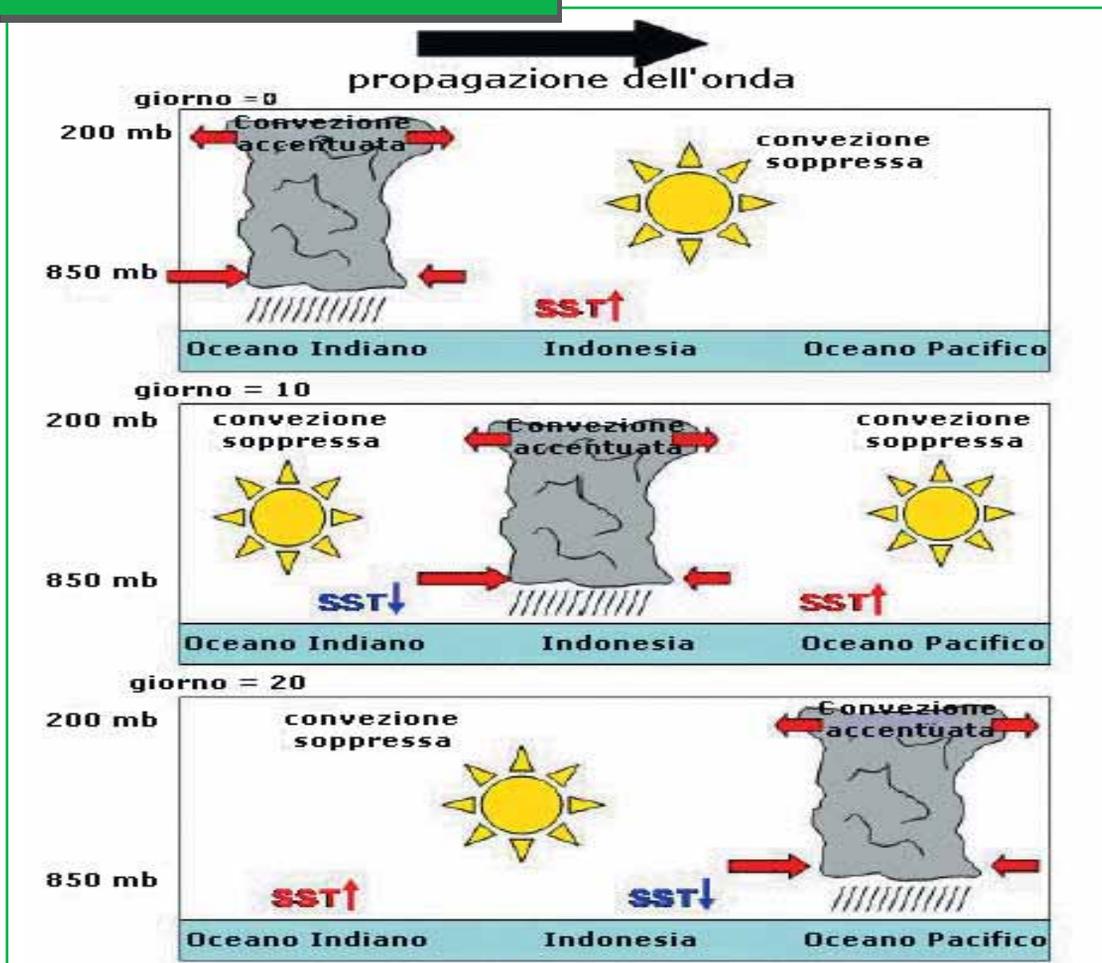


1.3.1 La variabilità di origine naturale

Il clima della Terra è da sempre caratterizzato da una marcata variabilità. Tale affermazione è stata dimostrata da studi scientifici di paleoclimatologia.

La componente naturale della variabilità climatica è dovuta ai modi con i quali l'energia è immagazzinata nell'oceano, come calore, e viene ripartita tra differenti riserve. Esempi di fattori che possono naturalmente portare a cambiamenti climatici sono, ad esempio, la circolazione termoalina e le variazioni dell'orbita terrestre (vedi paragrafo 1.2).

Figura 1.3.1.1: Schema di sviluppo e propagazione della MJO. Fonte NOAA CPC.



In questo paragrafo distinguiamo tre tipi di variabilità naturale, sulla base della durata temporale dei processi: variabilità intrastagionale; variabilità interannuale; variabilità decennale.

La **variabilità intrastagionale** è particolarmente importante nelle regioni tropicali, per le quali rappresenta più della metà della variabilità atmosferica totale. Essa è rappresentata in particolare dalla cosiddetta MJO (Madden Julian Oscillation) ovvero da una fluttuazione dei parametri meteo-marini con un periodo di ricorrenza compreso tra i 30 e i 60 giorni (intrastagionale). La MJO è originata nell'Oceano Indiano e si presenta come una regione caratterizzata da elevata instabilità convettiva, che si propaga verso est attraverso l'Indonesia fino al Pacifico centrale, dove si dissipa rapidamente.

Tale perturbazione dell'atmosfera tropicale altera considerevolmente la circolazione dell'aria (rappresentata dai venti sia nei bassi che negli alti strati atmosferici), la temperatura e l'evaporazione della superficie marina, l'attività convettiva (rappresentata da nuvolosità e precipitazioni).

È stato dimostrato come i fenomeni legati alla variabilità intrastagionale possano interagire con altre scale temporali rivelando una capacità di modulazione degli altri tipi di variabilità naturale su scale temporali differenti.

La **variabilità interannuale** è rappresentata da oscillazioni su scale temporali che vanno dai 2 ai 7 anni. A differenza della variabilità intrastagionale, essa è caratterizzata da un notevole numero di modi di oscillazione che interessano diverse aree del pianeta. Sebbene ogni modo di oscillazione interessi una particolare area del pianeta, gli effetti possono propagarsi anche verso regioni più lontane. Tali effetti sono comunemente denominati teleconnessioni.

I modi di oscillazione più conosciuti sono: ENSO (El Niño Southern Oscillation) e NAO (North Atlantic Oscillation).

L'oscillazione ENSO è determinata dal fatto che le regioni del Pacifico tropicale sono normalmente più fredde rispetto a quello che la loro posizione geografica equatoriale suggerirebbe. Tale anomalia è determinata dall'influenza di venti settentrionali e correnti marine fredde che scorrono lungo le coste del Perù. Alcune volte l'effetto di tali sorgenti fresche svanisce, causando un riscaldamento della superficie marina del Pacifico centrale ed orientale. In queste condizioni si assiste all'insorgere del fenomeno del Niño ovvero di un'anomalia positiva della temperatura superficiale del mare (SST) in tali regioni tropicali del Pacifico. Altre volte, invece, l'afflusso di tali correnti fredde è più intenso. In tali condizioni si verifica il fenomeno

della Niña, ovvero un'anomalia negativa della SST nel Pacifico tropicale.

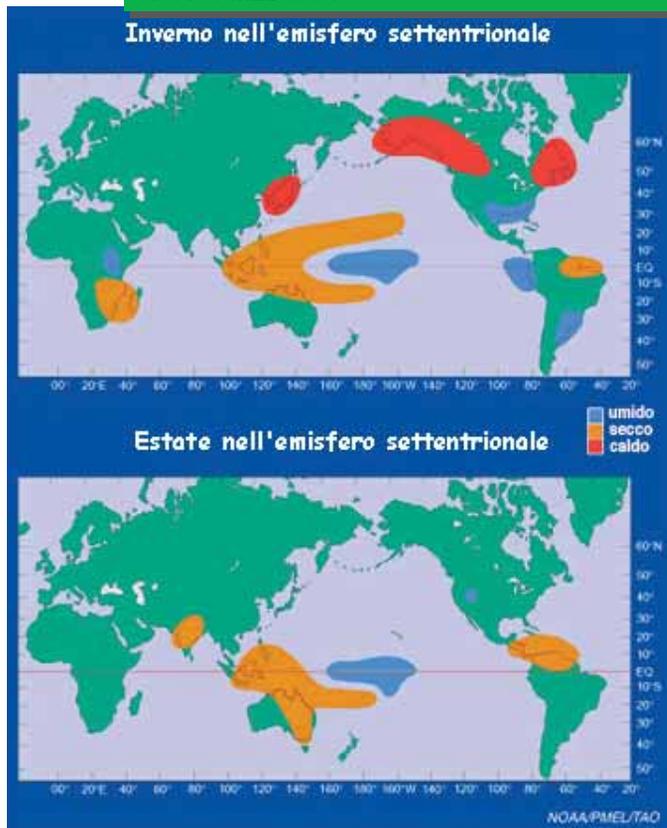
Ritornando al concetto delle teleconnessioni, tra gli effetti del fenomeno del Niño o della Niña citiamo i seguenti:

Niño precipitazioni intense in Perù e America centrale; siccità elevata nel Pacifico tropicale occidentale, in particolare in Indonesia e nell'Australia orientale dove talvolta è associato a devastanti incendi.

Niña precipitazioni intense ed alluvioni nel Pacifico tropicale occidentale, in particolare nell'Australia orientale; siccità in Sud America.

Inoltre si è riscontrato che alcuni anni caratterizzati da estati particolarmente calde sulla nostra penisola, come il 1983 e il 1998, siano state associati a episodi di Niño.

Figura 1.3.1.2: Teleconnessioni relative al modo di oscillazione ENSO durante la fase del Niño. Fonte NOAA/PMEL/TAO.



Il nome El Niño venne attribuito originariamente dai pescatori al largo delle coste del Perù per la comparsa di acqua insolitamente calda nell'Oceano Pacifico, che si verificava in prossimità dell'inizio dell'anno. El Niño in spagnolo significa "bambino" o "bambin Gesù". Tale nome venne usato a causa della tendenza di tale fenomeno a comparire in prossimità del Natale. La Niña, invece, significa in spagnolo "bambina". La Niña viene chiamata a volte attraverso sostantivi contrapposti a El Niño, ad esempio El Viejo (il vecchio), anti-El Niño. Curiosità: poiché El Niño vuol dire "bambin Gesù", anti-El Niño verrebbe tradotto "anti-Cristo" e, quindi, non usato comunemente.

L'oscillazione NAO può essere vista come un'altalena tra l'alta pressione sub-tropicale delle Azzorre e la bassa pressione polare d'Islanda. Essa ha una grossa importanza per il nostro continente, infatti modula la variabilità invernale nel Nord Atlantico. Si possono distinguere due cosiddette fasi della NAO: quella positiva e quella negativa. La fase positiva della NAO è determinata da un'anomalia nei valori di pressione, positiva per quanto riguarda l'alta pressione delle Azzorre e negativa per la bassa pressione di Islanda. Si viene così ad instaurare una forte differenza di pressione tra i due centri di alta

e bassa pressione che fa sì che le perturbazioni atlantiche più intense attraversino la zona atlantica seguendo traiettorie più settentrionali.

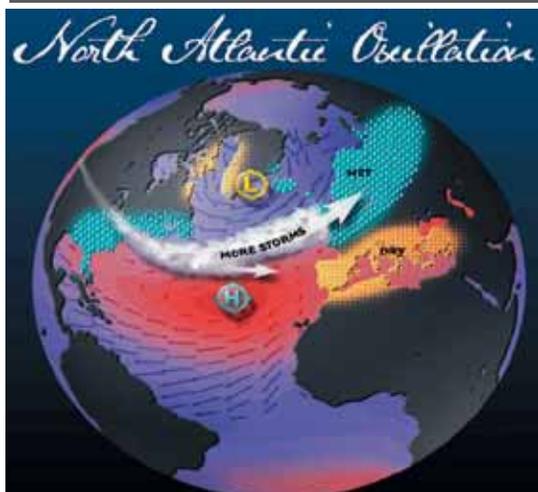
La fase negativa della NAO, invece, è il fenomeno contrario, ovvero determinata da un'anomalia nei valori di pressione, negativa per l'alta pressione delle Azzorre e positiva per la bassa pressione di Islanda. La differenza di pressione tra i due centri di alta e bassa pressione si riduce, permettendo alle perturbazioni atlantiche di scorrere a latitudini inferiori. La NAO ha un periodo di variabilità annuale e tendenza a mantenersi nella stessa fase per diversi anni.

Le teleconnessioni legate alla NAO possono essere così riassunte:

NAO positiva inverni miti e umidi sull'Europa settentrionale, secchi e freddi sull'Europa meridionale; inverni freddi e secchi in Groenlandia e Canada settentrionale; inverni miti e umidi nella parte orientale degli Stati Uniti.

NAO negativa afflusso di aria umida verso la regione del Mediterraneo, mentre aria fredda sul Nord Europa; irruzioni di aria fredda più frequenti nella parte orientale degli Stati Uniti; inverni miti in Groenlandia.

Figura 1.3.1.3: a) NAO Positiva e teleconnessioni (sinistra); b) NAO Negativa e teleconnessioni (destra).
Fonte www.ideo.columbia.edu/NAO.



La **variabilità decennale** ha un periodo di ricorrenza che varia tra i dieci e i trent'anni. Tale tipo di variabilità è, a causa dell'elevato periodo di fluttuazione e del limite delle serie storiche di dati disponibili, ancora in fase di studio, ma è stato dimostrato come a tali oscillazioni si associno:

- fluttuazioni delle temperature superficiali marine nell'Oceano Pacifico, Atlantico settentrionale e australe;
- variazioni di tipo ENSO, ossia con caratteristiche simili alla variabilità ENSO, ma con fluttuazioni molto più ampie;
- variazioni nella circolazione atmosferica nelle precipitazioni.

Oltre ai modi di variabilità sommariamente descritti in precedenza, esistono altri modi di variabilità del sistema atmosfera-oceano, che non sono stati descritti poiché meno correlati con la variabilità climatica della nostra penisola e della nostra regione.

1.3.2 La variabilità di origine antropica

Fa parte della variabilità climatica di origine antropica, quella porzione di cambiamento climatico che può essere ricondotta all'attività umana.

È stato infatti dimostrato scientificamente che gli interventi dell'uomo sull'ambiente, ovvero le attività antropiche ed in particolare quelle industriali e legate ai trasporti, abbiano un impatto notevole sulle variazioni di alcune variabili atmosferiche, non riconducibili alla variabilità naturale precedentemente descritta.

Il grande contributo alla variabilità climatica che assumono le attività antropiche è stato ampiamente confermato dal recente rapporto dell'IPCC (Febbraio 2007) che, oltre agli aspetti più specificatamente tecnico-scientifici, ha messo in evidenza la necessità di intraprendere azioni politiche per contrastare il cambiamento climatico e minimizzarne le conseguenze negative.

L'ultima edizione del rapporto dell'IPCC inoltre, grazie all'intervento dei media, ha visto

una larga diffusione alla popolazione dei principali messaggi contenuti.

All'interno di tale rapporto, troviamo la constatazione, insieme scientifica e storica, che mentre nei precedenti mille anni il clima del pianeta è rimasto sostanzialmente stabile, a partire dalla rivoluzione industriale del XIX secolo, da quando si sono cominciati a bruciare combustibili fossili, la temperatura ha preso gradatamente a salire e con un ritmo sempre più intenso. È stato stimato che nell'ultimo trentennio la temperatura media del globo è aumentata di 0,74 °C.

La principale causa di tale fenomeno è stata individuata nella maggiore immissione in atmosfera dei gas serra. Dall'inizio dell'era industriale, infatti, le attività umane hanno fatto crescere in maniera progressiva le emissioni dei cosiddetti gas serra. Nel periodo compreso tra il 1970 ed il 2004 i livelli di anidride carbonica, cioè del principale dei gas ad effetto serra, sono cresciuti dell'87%, quelli del metano del 40%, quelli dell'ossido di azoto del 50%. Già nel 2001, l'allora direttore dell'IPCC Robert Watson dichiarò "oggi nell'atmosfera c'è più anidride carbonica di quanta ve ne sia stata negli ultimi 420.000 anni", dichiarazione basata sull'analisi dei campioni di aria fossile nelle carote di ghiaccio prelevate in Antartide.

Un effetto tangibile di un tale riscaldamento globale è la progressiva riduzione dei ghiacciai alpini, nonché la grande diminuzione dei ghiacciai artici, che secondo alcuni studi porterebbe all'indebolimento della Corrente del Golfo.

Partendo da tali considerazioni è aumentata sempre di più la consapevolezza della popolazione di quanto la nostra attività sulla Terra possa influenzarne il clima. Pertanto sono state divulgate, e sempre più accettate, diverse forme di regolamentazione, in particolare per ridurre l'immissione in atmosfera dei gas serra. Parte di queste regole sono dettate nel protocollo di Kyoto (vedi paragrafo 5.3).

1.4 Introduzione ai modelli climatologici

La necessità di studiare gli impatti del cambiamento climatico in atto è fondamentale per prevederne gli effetti futuri. In tale ottica un grosso contributo è dato dai modelli numerici di simulazione e previsione del clima, strumenti che hanno subito un costante sviluppo negli ultimi anni, stimolato dalla crescente attenzione della comunità mondiale sull'argomento e favorito dalla forte evoluzione tecnologica che ha consentito di disporre di adeguate risorse di calcolo.

Si tratta di strumenti matematici basati sulle leggi fisiche atmosferiche e sulla loro interazione con la superficie terrestre, in particolare con il mare. Essi si dividono in due categorie fondamentali: i modelli di circolazione generale GCM (General Circulation Model) ed i modelli ad area limitata RCM (Regional Climate Model). Le differenze tra queste due categorie sono descritte nei prossimi due paragrafi.

1.4.1 La scala globale

I modelli di circolazione generale GCM sono modelli che risolvono le equazioni descrittive delle leggi fisiche atmosferiche suddividendo il globo e l'atmosfera in celle il cui insieme può essere visto come una griglia tridimensionale.

L'atmosfera e la superficie terrestre vengono rappresentati tramite una maglia geometrica regolare: la distanza tra ciascuna intersezione, detta punto griglia, definisce la risoluzione del modello. Su ciascun punto griglia vengono assegnate le variabili meteorologiche all'istante iniziale della simulazione, ovvero le condizioni iniziali di calcolo.

Tali condizioni iniziali non sono nient'altro che la traduzione sul grigliato stabilito, della realtà. Si tratta di un'approssimazione e non esattamente della realtà, in quanto essa necessiterebbe di punti griglia infinitesimalmente vicini l'uno all'altro: è ciò che più le si

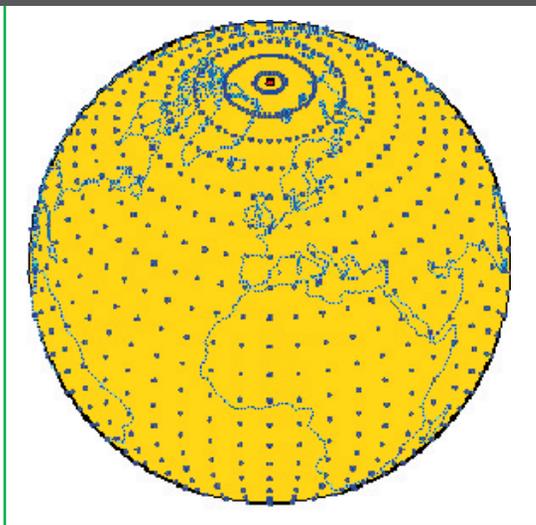
avvicina. Tale procedimento viene condotto raccogliendo i più svariati tipi di osservazioni su scala mondiale (dati da stazioni meteo al suolo, da radiosondaggi, da satellite, da radar, ecc.) e riportando tali dati sui punti griglia con processi matematici chiamati processi di assimilazione.

I modelli GCM si suddividono a loro volta in tre categorie: AGCM (Atmosphere General Circulation Model); OGCM (Ocean General Circulation Model); AOGCM (Atmosphere-Ocean General Circulation Model).

Gli AGCM sono una rappresentazione tridimensionale dell'atmosfera accoppiata alla superficie terrestre ed alla criosfera. Un modello AGCM è molto simile ad un modello numerico per le previsioni del tempo, ma, poiché il suo scopo è la riproduzione dello stato dell'atmosfera per decenni o centinaia di anni piuttosto che giorni, è applicato con meno dettaglio, ovvero ad una risoluzione inferiore (es. 100 km). Tali modelli necessitano di dati per la temperatura superficiale del mare e della copertura mare-ghiaccio.

Un modello AGCM presenta forti limitazioni: non può essere usato da solo per previsioni climatiche, in quanto non fornisce indicazioni su come possono cambiare le condizioni

Figura 1.4.1: Il globo visto da un modello GCM.



sugli oceani; deve ricevere delle condizioni al contorno (quali la temperatura della superficie del mare); per la bassa risoluzione non può risolvere processi cosiddetti “sottogriglia” (convezione, turbolenza, ecc). Tali modelli sono comunque utili per lo studio dei processi atmosferici, la variabilità del clima e la sua risposta ai cambiamenti nella temperatura superficiale del mare.

I modelli OGCM sono la controparte degli AGCM per quanto riguarda la parte marina, ovvero la rappresentazione tridimensionale degli oceani e della parte di mare coperta da ghiaccio. Le limitazioni sono le stesse degli AGCM, ma la loro utilità è quella di studiare la circolazione marina, i processi interni e la loro variabilità.

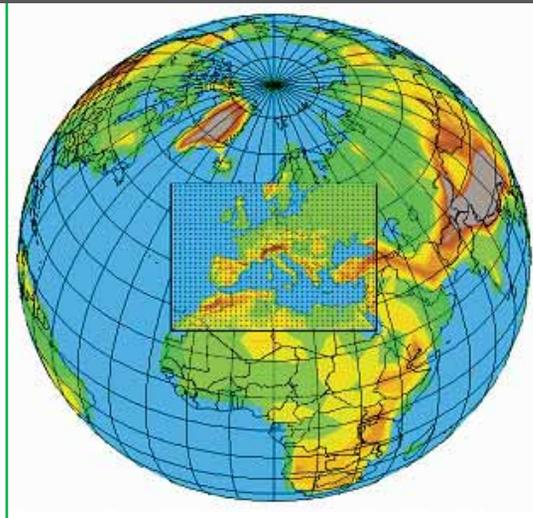
Gli AOGCM sono modelli più complessi rappresentati da un modello AGCM accoppiato interamente con un modello OGCM. Accoppiamento significa che la parte marina del modello è dinamica e trasmette/riceve informazioni in continuo con la parte atmosferica. Proprio per tali caratteristiche, gli AOGCM possono essere usati per previsioni sui cambiamenti climatici. Possono essere usati, inoltre, per studiare la variabilità e i processi fisici del sistema climatico accoppiato atmosfera-oceano. Come i modelli AGCM, i modelli di previsione climatologica hanno una risoluzione di qualche centinaio di chilometri.

1.4.2 La scala regionale

Quando si vogliono studiare i cambiamenti climatici su scala regionale, ci si scontra con problematiche che i modelli del tipo GCM non possono mettere in evidenza. A scala regionale il clima è fortemente influenzato da fattori locali come la conformazione del territorio ed in particolare dall'orografia. Un modello GCM ha una rappresentazione approssimativa della realtà fisica del globo, limitazione data dalla scarsa risoluzione spaziale del modello dell'ordine di qualche centinaio di chilometri.

La risposta a tale necessità è data dai modelli RCM (Regional Climate Model). In pratica si cerca di risolvere i problemi della scala globale, individuando un'area di interesse e aumentando enormemente la risoluzione del modello solo su tale area.

Figura 1.4.2: La visione di un modello RCM.



Per questo motivo i modelli RCM sono detti ad area limitata o regionali, in quanto sono una rappresentazione tridimensionale del sistema accoppiato atmosfera-oceano, ma solo su un'area limitata del globo. Tali modelli hanno necessità di avere dati in ingresso, primi tra tutti le informazioni cosiddette al contorno, che definiscono cosa succede sui bordi della griglia di integrazione. Una limitazione rispetto al GCM, e dovuta sempre alla grande risoluzione, è quella di non poter fare simulazioni troppo lunghe, che necessiterebbero di lunghi tempi di calcolo.

1.4.3 La regionalizzazione statistica

Un'altra tecnica per “regionalizzare” le informazioni provenienti dai modelli globali del clima, ovvero per creare prodotti fruibili da utenti che necessitano di una informazione locale, ovvero con una risoluzione dell'ordine dei 10 km, partendo da informazioni derivanti

dai modelli globali (100 km di risoluzione), è quella del cosiddetto “downscaling” statistico. Tale tecnica consiste nel mettere in relazione parametri superficiali su scala locale con indici o elementi della circolazione a grande scala. Infatti le anomalie a grande scala derivabili dai modelli globali hanno la caratteristica di avere un maggior livello di predicibilità rispetto a quelle su scala locale in quanto legate a fenomeni predicibili a scala stagionale e quindi alla variabilità naturale discussa nel precedente capitolo.

Se esiste una correlazione tra le anomalie a grande scala e le variabili locali al suolo (ad esempio le teleconnessioni descritte nel precedente capitolo) è possibile, attraverso tecniche di regressione o correlazioni, fare delle previsioni locali a partire dall'andamento della circolazione globale.

Le problematiche maggiori legate a tecniche di downscaling statistico sono: individuazione dei pattern di circolazione atmosferica più correlati con il clima locale e la garanzia della qualità delle previsioni di tali pattern su grande scala. Nel primo caso, numerose analisi statistiche tra i dati ricavati da reti di misura al suolo e dati relativi ai campi atmosferici in quota, hanno mostrato una correlazione statisticamente robusta in determinate stagioni (Pavan, 2004) tra alcune variabili meteorologiche “pure” (ad esempio l'anomalia media stagionale della temperatura massima) o indici da esse derivati (ad esempio lo Standardized Precipitation Index, vedi paragrafo 3.2), e la variabilità atmosferica a larga scala rappresentata da indici come ad esempio la NAO o, più in generale, la variabilità dell'anomalia del campo di geopotenziale a 500 hPa calcolata tramite la sua analisi in componenti principali (EOF). Per quanto riguarda la capacità predittiva dei modelli numerici stagionali messi a disposizione dai centri meteorologici internazionali quali ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecast), ad oggi risulta essere ancora piuttosto limitata finanche statisticamente non significativa su ampie zone dell'Europa. Le motivazioni di tale carenza vanno ricercate sia nell'intrinseca scarsa pre-

dicibilità dei fenomeni stagionali, sia nella limitata (allo stato dell'arte) capacità, da parte dei modelli numerici, di riprodurre in modo corretto la variabilità atmosferica di larga scala su tempi lunghi. Una possibile soluzione a questo problema, che potrebbe permettere una regionalizzazione statistica accettabile e fruibile delle previsioni stagionali, potrebbe essere quella di abbandonare un approccio deterministico della previsione, per seguire la strada delle previsioni probabilistiche.

1.5 *J* cambiamenti climatici osservati

Come già descritto nel paragrafo 1.3, i cambiamenti climatici fanno parte in generale del naturale “ciclo vitale” del nostro pianeta. Nel corso degli ultimi 500 anni, si sono affiancati a quelli naturali gli effetti antropici sulla variabilità climatica.

Infatti il cambiamento climatico attualmente in corso è il più rapido osservato negli ultimi 1000 anni e ci sono molte evidenze scientifiche dell'interferenza delle attività umane nei naturali mutamenti del clima.

Sulla base degli studi effettuati da circa 2500 scienziati, l'IPCC desume che il riscaldamento del sistema climatico è inequivocabile e tale evidenza è confermata principalmente dai seguenti dati:

- Aumento della temperatura media a livello globale.

Dal rapporto dell'IPCC, la temperatura media superficiale dell'aria è aumentata con un trend lineare di 0.74 ± 0.18 °C negli ultimi 100 anni (1906-2005). Inoltre la velocità del riscaldamento globale rispetto agli ultimi 100 anni è circa raddoppiata negli ultimi 50 anni. Secondo tale studio le regioni a latitudini maggiori dell'emisfero boreale sono maggiormente interessate da tali incrementi termici.

Anche il contenuto di calore degli oceani è aumentato negli ultimi 50 anni, ma le terre emerse si sono riscaldate più velocemente

degli oceani. Le temperature delle terre emerse si sono riscaldate dal 1979 di circa 0.25 °C per decade, soprattutto in inverno e primavera nell'emisfero boreale.

- Ritiro dei ghiacciai continentali e dei ghiacci polari.

I cambiamenti nella criosfera includono il forte ritiro del ghiaccio marino Artico ($2.7 \pm 0.6\%$ per decade), il continuo ritiro dei ghiacciai montani, la riduzione della copertura nevosa e del terreno ghiacciato stagionale e l'incremento della temperatura del permafrost. Le temperature medie dell'Artico negli ultimi 100 anni sono

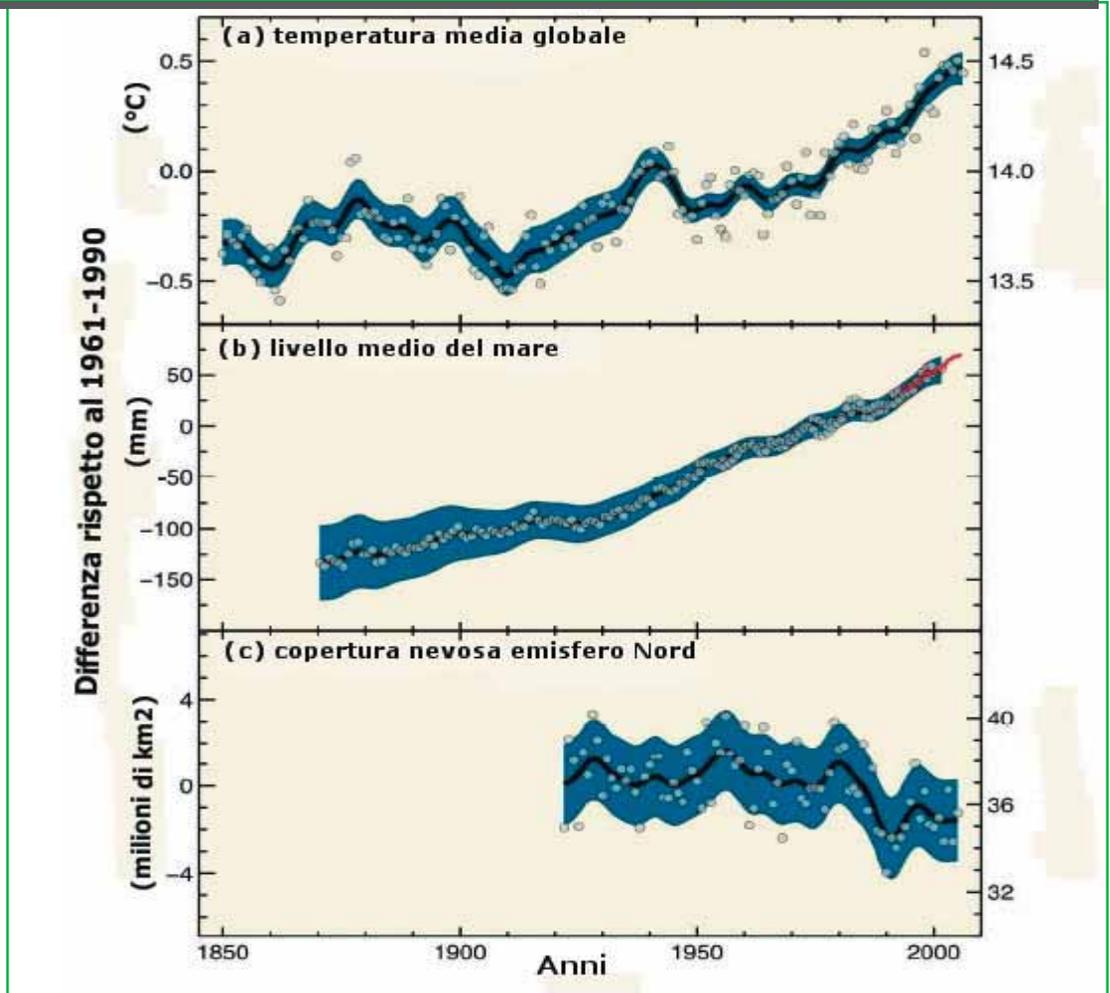
aumentate di quasi 2 volte rispetto alla temperatura media globale. L'area massima coperta da ghiaccio stagionale dal 1900 è diminuita di circa il 7% nell'emisfero nord.

- Aumento del livello dei mari.

Le ultime stime vedono un aumento del livello dei mari compreso tra i 18 e i 58 cm. Il livello dei mari globale è salito dal 1961 ad un ritmo di 1,8 mm/anno.

L'incremento nel livello dei mari e il decremento nella copertura nevosa e dei ghiacciai sono consistenti con il riscaldamento globale.

Figura 1.5.1: Andamento di alcuni parametri fisici confrontati con la media del periodo di riferimento (1961-1990). Fonte IPCC 2007.



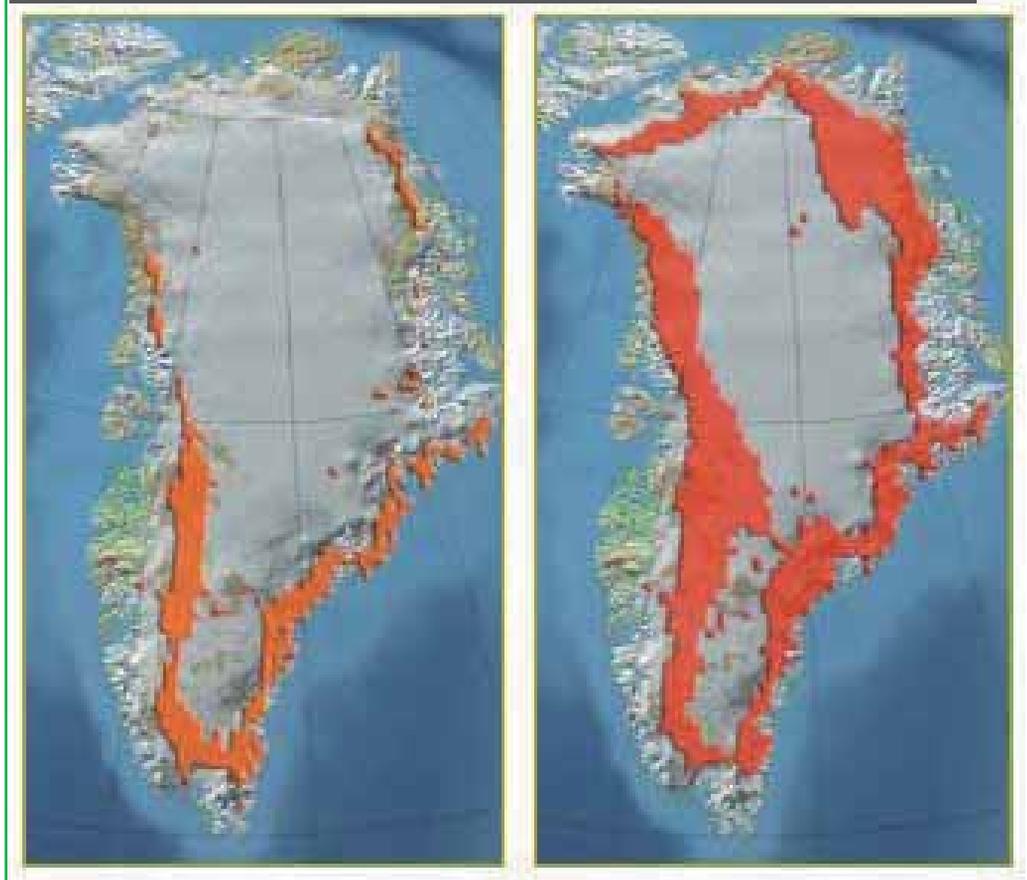
Secondo l'IPCC è verosimile che la seconda metà del XX secolo sia stata il cinquantennio più caldo dello scorso millennio per l'emisfero Nord. La paleoclimatologia ha evidenziato come un grande innalzamento del livello marino sia stato associato ad un forte riscaldamento circa 125'000 anni fa, quando causò il ritiro su larga scala dei ghiacci della Groenlandia e dell'Artico, contribuendo ad un aumento del livello dei mari di circa 4-6 m al di sopra dei valori attuali.

Altre evidenze di cambiamento climatico nella seconda metà del XX secolo si sono

osservate nella variazione della circolazione atmosferica con un'intensificazione ed una migrazione verso i poli dei venti occidentali, una diversa distribuzione delle precipitazioni su vaste aree e il superamento di alcuni estremi climatici.

Un trend significativo nei dati dal 1900 al 2005 è stato osservato in termini di aumento delle precipitazioni nella parte orientale del continente americano, nell'Europa settentrionale e in Asia settentrionale e centrale, mentre trend negativi (sicidità) sono stati osservati per la zona del Sahel, per il Mediterraneo, per l'Africa e l'Asia meridionale.

Figura 1.5.2: Estensione dello scioglimento dei ghiacci in Groenlandia nel 1992 (a sinistra) e nel 2002 (a destra). La Groenlandia sta perdendo massa con un tasso del 3% per decade ed i tassi di scioglimento stanno aumentando. Nel 2004 il tasso di scioglimento era 10 volte superiore a quello osservato nel 2000. Fonte: Clifford Grabhorn/ACIA 2005



Periodi siccitosi più intensi e severi si sono osservati dagli anni 70 specie ai tropici e nei subtropici, causa l'aumento delle temperature.

I giorni freddi, le notti fredde e ghiacciate stanno diventando più rari, mentre i giorni e le notti calde e le ondate di calore stanno diventando più frequenti.

Le osservazioni evidenziano un incremento negli estremi di acqua alta in gran parte dei siti mondiali dal 1975 e un'intensificazione dei venti, delle tempeste e delle maree alle medie latitudini.

La frequenza delle precipitazioni intense è

umentata ed inoltre c'è evidenza che i cicloni tropicali siano diventati più intensi.

La tabella sottostante riassume, per quanto riguarda gli eventi climatici estremi, le osservazioni registrate negli ultimi 50 anni in termini di tendenza e frequenza.

Alcuni fenomeni estremi, pur essendo significativi in quanto ad impatti socio-economici, non possono essere simulati dai modelli numerici previsionali, in quanto il loro raggio di azione spaziale è inferiore alla risoluzione del modello stesso: allo stato attuale è quindi impossibile fornire una loro adeguata valutazione.

Tabella 1.5.1: I cambiamenti osservati e il grado di confidenza.

Fonte: IPCC 2007, WGI – Summary for Policymakers.

Confidenza dei cambiamenti osservati (seconda metà del 20° secolo)	Fenomeni in cambiamento
Probabile (66%-99%).	Aumento nelle temperature massime e maggior numero di giorni caldi su quasi tutte le terre emerse.
Molto Probabile (90-99%).	Aumento nelle temperature minime e minor numero di giorni freddi e di gelo su quasi tutte le terre emerse.
Molto Probabile (90-99%).	Diminuzione dell'escursione termica su molti continenti.
Probabile (66%-90%), su molte aree.	Incremento dell'indice di calore sui continenti.
Probabile (66%-90%) su molte terre emerse alle medio-alte latitudini dell'emisfero nord.	Eventi di precipitazione più intensa.
Probabile (66%-90%), su poche aree.	Aumento delle estati secche continentali associate a rischio di siccità.
Non osservati nelle poche analisi disponibili.	Aumento nell'intensità di picco del vento nei cicloni tropicali.
Dati insufficienti per una valutazione.	Aumento nell'intensità di precipitazione media e di picco nei cicloni tropicali.

Sia i sistemi fisici che quelli biologici sono stati influenzati dal recente cambiamento climatico. Tale cambiamento riguarda tutti i continenti e alcune zone oceaniche. Nella tabella successiva sono elencati, per ciascun sistema, le evidenze e gli effetti del cambiamento climatico.

Se per questi sistemi è oramai dimostrata l'e-

videnza dell'influenza da parte del cambiamento climatico negli ultimi trent'anni, per quanto riguarda invece i sistemi umani, è difficile discernere quanto effettivamente tali sistemi siano stati influenzati dal cambiamento climatico. Tale difficoltà è dovuta alla capacità di adattamento e a fattori non climatici tipici della specie umana.

SISTEMI	EVIDENZE	EFFETTO
FISICI		
Criosfera	Ritiro dei ghiacciai montani.	Aumento del livello dei mari.
	Instabilità di versante su monti e regioni coperte da permafrost.	
	Incremento nel numero di laghi glaciali.	
	Destabilizzazione delle morene glaciali.	
Risorse Idriche	Il picco di deflusso primaverile è anticipato nei fiumi interessati dallo scioglimento nivale.	Cambiamenti anomali nelle proprietà chimiche e nella struttura termica.
	Il deflusso è aumentato nei grandi bacini alle alte latitudini dell'emisfero settentrionale.	
	In alcune regioni il cambiamento nella fusione nivale ha portato a restrizioni nelle riserve d'acqua.	
	Riscaldamento di laghi e fiumi.	
	Restrizioni nella disponibilità idrica.	
	Siccità più severa e prolungate nelle regioni aride.	
Zone Costiere	Aumento del livello del mare.	Acidificazione degli oceani.
	Aumento della dimensione delle onde.	Perdita di aree paludose e zone di mangrovia.
	Intensificazione delle tempeste.	Danni per alluvioni costiere.

Il lago Effimero sul Ghiacciaio del Belvedere

Il ghiacciaio del Belvedere, ai piedi della parete Est del Monte Rosa, nel territorio di Macugnaga (VB) in Piemonte, dall'estate dell'anno 2001 è soggetto ad un fenomeno, interpretato come esempio di surge glaciale, di raro riscontro sull'arco alpino, consistente in un rapido aumento della velocità di scorrimento e in un conseguente progressivo sollevamento della superficie della massa glaciale. A questo fenomeno si è associata la periodica formazione di un lago epiglaciale a quota 2150 m, che raccoglie le acque di fusione dei

ghiacciai e dei nevai sovrastanti, raggiungendo nei mesi estivi (degli anni 2002 e 2003) dimensioni preoccupanti per la sicurezza dei luoghi e delle persone, in caso di tracimazione o di svuotamento improvviso per sifonamento.

Il sottobacino che alimenta il lago epiglaciale copre un'estensione di circa 6 km², con un'altitudine media di 3180 m e comprende la parte più alta della catena montuosa del Monte Rosa.

Il Ghiacciaio del Belvedere ha vissuto la sua ultima fase di espansione all'inizio dello scor-

so secolo; dall'inizio degli anni '20 è andato soggetto ad una progressiva fase di ritiro, valutabile

in un arretramento complessivo del fronte glaciale sinistro pari a circa 690 m dai rilevamenti del Comitato Glaciologico Italiano.

Tra il 2000 ed il 2001 il ghiacciaio è andato soggetto ad una eccezionale trasformazione della velocità di flusso, della geometria e della morfologia superficiale.

Dall'analisi aerofotogrammetrica il Prof. Haerberli dell'Università di Zurigo e i suoi collaboratori hanno stimato in taluni punti del ghiacciaio un sollevamento superiore a 30 metri, che ha comportato talora il sormonto della cresta della morena da parte del ghiacciaio; la velocità di scorrimento è passata da 35 m/anno nel periodo '95-'99 a 110 m/anno nel periodo '99-2001.

La disarticolazione della porzione inferiore del tributario principale del ghiacciaio del Belvedere (il Ghiacciaio del M. Rosa), osservata già nell'estate del 2000, suggerisce un'accelerazione della velocità di flusso, con la formazione di un'enorme seraccata lungo il suo fianco sinistro. In seguito all'accelerazione del flusso, la superficie del Ghiacciaio del Belvedere ai piedi della parete Est del M. Rosa ha subito una compressione e deformazione intense, che si sono progressivamente trasmesse fino al fronte del ghiacciaio e sono evidenziate da una intensa crepacciatura della superficie glaciale e da un suo innalzamento dell'ordine di una trentina di metri.

Le cause dell'innesco di un fenomeno di questo genere sono da mettere in relazione ad un innalzamento delle temperature del ghiaccio nella fascia di transizione tra freddo e temperato e ad una conseguente maggiore disponibilità di acqua allo stato liquido, che favorirebbe la lubrificazione del fondo sul quale scorre il ghiaccio.

Dal mese di giugno 2002, a seguito di un repentino innalzamento del livello del lago epiglaciale, con l'intervento del Dipartimento Nazionale di Protezione Civile, venivano individuate misure precauzionali urgenti per garantire la pubblica incolumità e veniva avviato un piano di monitoraggio strumenta-

le del fenomeno. In particolare si procedette all'installazione di un sistema di pompaggio per l'abbassamento controllato dell'invaso e vennero adottate misure restrittive, per impedire l'accesso delle persone nelle aree potenzialmente a rischio in caso di piena improvvisa del Torrente Anza, e vennero perimetrate aree a diversa pericolosità, per le quali vennero definite procedure di evacuazione di protezione civile, da adottare in caso di emergenza. In parallelo alla definizione delle misure di sicurezza, venne definito un piano di monitoraggio del ghiacciaio e del lago stesso, con il supporto tecnico di Arpa Piemonte. La gestione della strumentazione, anche per gli anni successivi, venne affidata ad Arpa Piemonte, che effettuò tutte le operazioni di controllo e di informazione in modo da rendere sicure le operazioni di svuotamento del lago ed efficaci le misure di prevenzione attraverso la realizzazione di un sistema di allertamento.

Figura 1: Il Lago Effimero di Macugnaga nel mese di luglio 2001



SISTEMI	EVIDENZE	EFFETTO
BIOLOGICI		
Ecosistemi Marini	Cambiamenti climatici e variabilità atmosferica, associate agli impatti antropici.	Cambiamenti nella fenologia e nella distribuzione delle specie marine (es. movimento di 10° verso i poli di plancton e pesci nelle ultime quattro decadi nel Nord Atlantico). Danni alla barriera corallina. Acidificazione degli oceani.
Ecosistemi di acque dolci	Riscaldamento di laghi e fiumi.	Abbondanza e produttività, composizione delle comunità, fenologia, distribuzione e migrazione nei sistemi di acqua dolce (es. abbondanza e produttività di alghe in molti laghi alle latitudini più elevate, mentre ai tropici il contrario).
Ecosistemi terrestri	Riscaldamento globale.	Espansione verso i poli e verso altitudini maggiori di flora e fauna, partenza anticipata di eventi primaverili, migrazioni e prolungamento delle stagioni di crescita. Cambiamenti nella flora e fauna artica e antartica.

L'acidificazione degli oceani

L'acidificazione degli oceani descrive un processo per mezzo del quale un aumento della CO₂ negli oceani determina un aumento della loro acidità. Ciò può portare nell'arco di decenni a cambiamenti drammatici del sistema marino. Dalla rivoluzione indu-

striale, il pH degli oceani ha subito un calo di approssimativamente 0.1 unità. Mentre le conseguenze ecologiche di questi cambiamenti in termini di calcificazione sono incerti, è verosimile che le specie come i coralli possono essere influenzate in modo avverso.

SISTEMI	EVIDENZE	EFFETTO
UMANI		
Agricoltura e foreste	Allungamento della stagione produttiva.	Aumento nella produttività forestale in molte regioni.
	Condizioni più calde e di siccità.	Riduzione della produttività forestale e aumento di incendi in Nord America e nel bacino del Mediterraneo.
Salute	Aumento delle temperature.	Cambiamento nella distribuzione di alcune malattie. Cambiamenti nella produzione stagionale di pollini causa di allergie.
	Aumento negli estremi di temperatura.	Eccesso nella mortalità (es. ondata di calore del 2003).
Società ed Infrastrutture	Aumento nella frequenza di tempeste tropicali.	Aumento nei danni alle infrastrutture.
	Aumento del livello dei mari. Aumento della temperatura.	Forti limitazioni nella pratica di sport invernali nelle zone alpine di quota non elevata.

I costi del Cambiamento Climatico

In Europa, il 64% degli eventi catastrofici a partire dal 1980 è direttamente attribuibile ad eventi meteorologici estremi, quali alluvioni, siccità e ondate di calore, che spiegano il 79% delle perdite economiche complessive. Le perdite economiche dovute ad eventi meteorologici sono aumentate significativamente negli ultimi 20 anni, da una media inferiore ai 6.5 miliardi di euro, a 14.3 miliardi di euro, sia per il maggiore sviluppo di infrastrutture, sia per l'aumentata frequenza degli eventi estremi. Quattro dei cinque anni che hanno registrato maggiori perdite si sono verificati dal 1997. Sempre in Europa, il numero medio di eventi catastrofici dovuti a fenomeni meteorologici è raddoppiato nel decennio 1990-2000 comparato con la decade precedente, mentre si è registrata una stazionarietà degli eventi naturali non legati al clima, come i terremoti.

Il numero di calamità naturali legate alle grandi alluvioni, nel periodo dal 1990 al 1998, è stato più alto che nel periodo dal 1950 al 1985 ed in particolare nel periodo dal 1998 al 2005 l'Europa ha sofferto dei 100 eventi alluvionali che hanno causato maggiori danni (Dartmouth Flood Observatory) e coinvolto un maggior numero di persone. Conseguentemente anche i costi sono aumentati considerevolmente nell'ultimo periodo: il rapporto della compagnia assicurativa Munich Re stima i costi per i danni dovuti agli eventi meteorologici intensi negli ultimi 25 anni intorno a 1.500 miliardi di dollari (Munich Re, 2005).

Figura 1: Grandi calamità meteorologiche nel periodo 1950-2006 classificate da Munich Re.

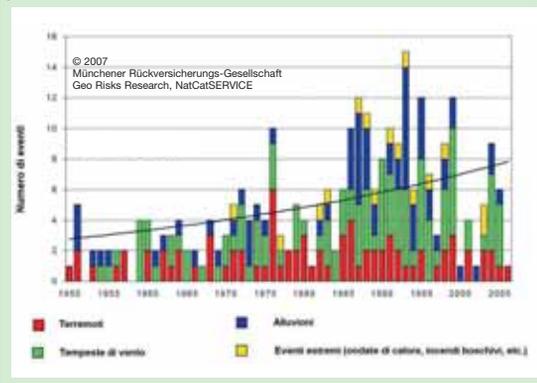
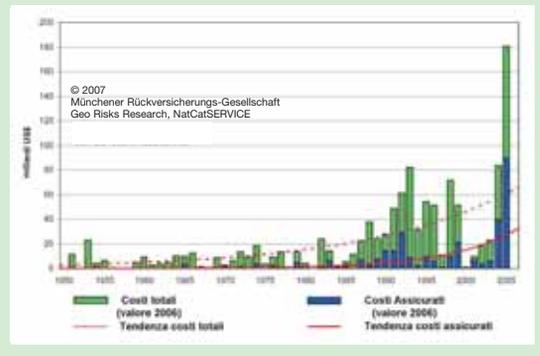


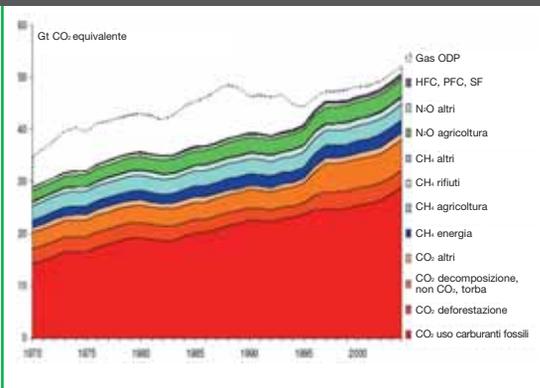
Figura 2: Grandi calamità meteorologiche nel periodo 1950-2006 classificate da Munich Re - perdite totali e assicurate.



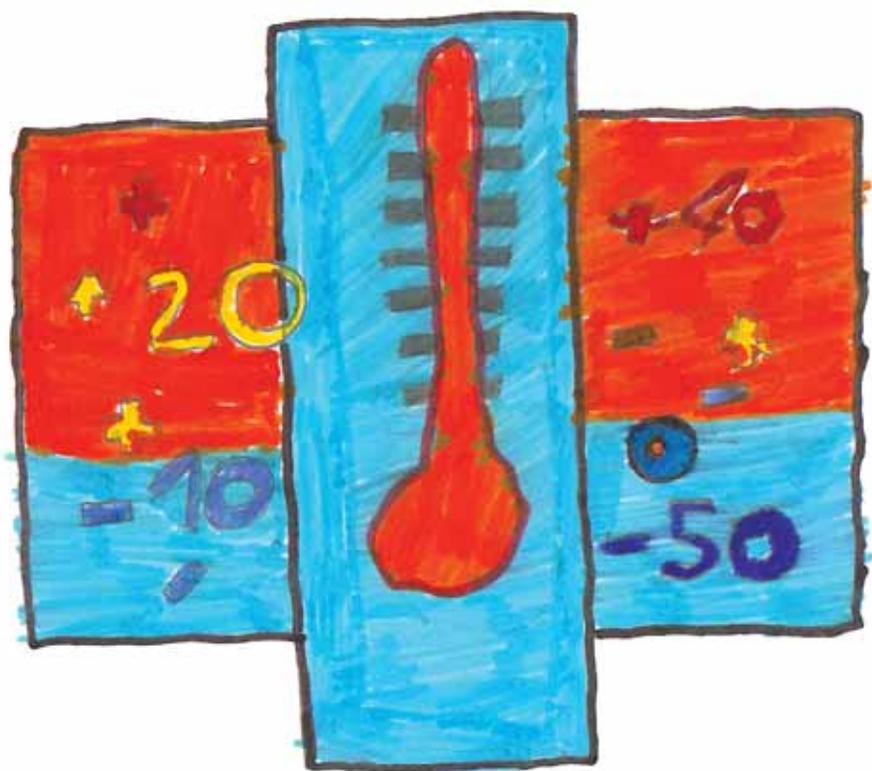
Le cause dei cambiamenti climatici indicati nel quarto report sui cambiamenti climatici dell'IPCC sono da ricercare tra:

- Aumento nelle emissioni dei gas cosiddetti serra tra cui la principale componente nelle emissioni è rappresentata dalla CO₂, derivante in primis dall'aumento nella richiesta di elettricità (triplicata dal 1970), seguita dalle emissioni per i trasporti (duplicata dal 1970).
- Conseguente cambiamento nel bilancio energetico del sistema atmosfera-suolo.

Figura 1.5.3: Andamento della concentrazione globale dei gas serra nell'ultimo trentennio (1970 – 2004) in Gt (Miliardi di tonnellate) di CO₂ equivalente. Fonte IPCC 2007.



2. Le osservazioni meteorologiche del XX secolo



Lo studio della variabilità e dei cambiamenti climatici parte dall'individuazione delle variazioni nel corso del tempo e delle cause, sulla base dell'analisi di serie storiche di osservazioni meteorologiche con la massima estensione negli anni. Tuttavia nel corso del tempo molteplici fattori, quali la manutenzione ed i cambi di strumentazione, le modifiche occorse all'ambiente circostante, possono aver alterato la rappresentatività e la qualità delle misure acquisite.

Quindi il problema più rilevante delle serie più antiche in ambito climatologico è connesso all'affidabilità dei dati: senza un dettagliato studio di carattere storico delle fonti, che permetta di valutare criticamente ciò che è stato osservato, individuando eventuali errori casuali o sistematici, e che ponga attenzione

alla ricostruzione storica delle modalità con cui si sono svolte le osservazioni, tali serie vanno considerate più come successione di numeri che di misure.

2.1 Le reti di misura storiche

L'Italia vanta un ruolo di primissimo piano nello sviluppo delle osservazioni meteorologiche, ben evidenziato dall'invenzione di alcuni dei più importanti strumenti meteorologici e dall'istituzione della prima rete di osservatori in Europa.

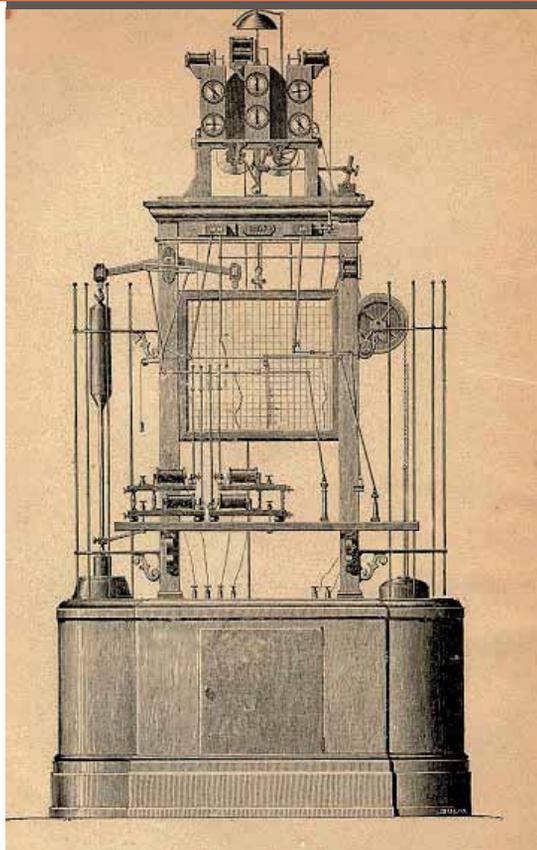
Questa forte presenza italiana nello sviluppo delle osservazioni meteorologiche è anche testimoniata dall'esistenza di ben sei serie settecentesche: Bologna - Milano - Roma - Padova - Palermo - Torino. In Italia nel corso degli ultimi tre secoli si è quindi accumulato un patrimonio di dati osservativi di enorme valore: la Figura 2.1.1, tratta dal lavoro di Cantù e Narducci (1967) "Lunghe serie di osservazioni meteorologiche" pubblicato sulla Rivista di Meteorologia Aeronautica, mostra le nostre serie secolari pluviometriche e termometriche.



Figura 2.1.1: Serie secolari pluviometriche e termometriche italiane (da Cantù e Narducci, 1967).

Collegio Carlo Alberto, inizia l'opera del barnabita Padre Denza, che dedica gran parte della sua vita all'organizzazione della rete piemontese. Nel 1859 fonda l'Osservatorio meteorologico di Moncalieri e nel 1860 inizia una fitta corrispondenza con i direttori delle altre stazioni piemontesi, Parnisetti ad Alessandria, Craveri a Bra e Gatta ad Ivrea. Il Regio Decreto n° 3534 del 26 novembre 1876 istituisce il Regio Ufficio Centrale di Meteorologia con sede presso il Collegio

Figura 2.1.2: Meteografo di Padre Secchi
(fonte UCEA).



Romano in Roma per "sovrintendere alle osservazioni e pubblicazioni attinenti alla meteorologia". Agli inizi del '900 viene avviata la pubblicazione degli "Annali del Regio Ufficio Centrale di Meteorologia e Geodinamica" e del "Bollettino Meteorico Giornaliero".

Nonostante ciò fino agli inizi del XX secolo, le misurazioni sono eseguite ancora da singole strutture, che magari svolgevano tale compito negli stati preunitari in modo non coordinato. In particolare coesistono due tipi di osservatori meteorologici: il primo è a complemento di osservatori astronomici, quindi solitamente collocato sulla sommità di edifici, il secondo è quello prevalentemente meteorologico, con un impegno giornaliero nel tenere memoria delle misure e delle osservazioni meteorologiche (pioggia, neve, temporale...). L'affidabilità dei dati in questo periodo migliora naturalmente in modo sensibile in quanto si assiste ad una notevole standardizzazione degli strumenti e dei metodi di osservazione. Ma permane a lungo il problema, particolarmente rilevante per l'Italia, costituito dal fatto che, anche dopo la costituzione dell'Ufficio Centrale di Meteorologia, in molti osservatori meteorologici le misure sono eseguite in finestre o balconi meteorologici, dando luogo alla raccolta di dati spesso scarsamente affidabili.

Nel 1913 viene fondato il Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN), dall'allora Ministero dei Lavori Pubblici, con lo scopo di uniformare, organizzare e rendere disponibili le misurazioni termopluviometriche, idrometriche e mareografiche in Italia. Fino alla sua dismissione, il Servizio idrografico provvede anche alla pubblicazione degli "Annali Idrologici", organizzati secondo una suddivisione compartimentale, ricalcante i bacini idrografici dei principali fiumi italiani. La Figura 2.1.3 mostra un estratto relativo alle altezze di precipitazione giornaliera nel bacino del Po, tratto dal "Bollettino mensile dell'Ufficio Idrografico del Po" a cura dell'Ufficio Idrografico e Mareografico Nazionale (ristampa del 1919). Il bollettino inizia come "semplice esposizione delle osservazioni pluviometriche eseguite nelle stazioni del Po e delle letture ad alcuni idrometri di questo fiume opportunamente scelti", ma già il secondo numero "viene alquanto aumentato sia nella parte meteorologica come in quella idrometrica", avendo ritenuto

Figura 2.1.3: Le altezze di precipitazioni in mm nel bacino del Po riportate nell'Annale del 1913.

Precipitazioni meteoriche sul bacino imbrifero del PO, ed altezza agli idrometri regolatori

GENNAIO 1913

ZONA I (Alto Po) — Superficie Km² 7378

PRECIPITAZIONI METEORICHE

St. n.º	Indicazione stazione	Altezza sul mare	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	Somma mensile	
1	Bestrione	1271	—	0.1	—	—	0.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.3	
2	Acceglio Pianassa	1111	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	Fenestrelle	1130	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	Perrean	527	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	Montaldo Torinese	726	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	Cuneale	725	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	Lassa	527	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	Riva	527	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	Centalè	526	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	Villanovetta	449	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	Saperga	410	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	Lombelisco	391	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	Luceate	446	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14	Torino (Cavour)	127	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	Moscari	191	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1) Altezze in m. s.l.m. 2) Altezze in m. s.l.m. 3) Altezze in m. s.l.m. 4) Altezze in m. s.l.m. 5) Altezze in m. s.l.m. 6) Altezze in m. s.l.m. 7) Altezze in m. s.l.m. 8) Altezze in m. s.l.m. 9) Altezze in m. s.l.m. 10) Altezze in m. s.l.m. 11) Altezze in m. s.l.m. 12) Altezze in m. s.l.m. 13) Altezze in m. s.l.m. 14) Altezze in m. s.l.m. 15) Altezze in m. s.l.m. 16) Altezze in m. s.l.m. 17) Altezze in m. s.l.m. 18) Altezze in m. s.l.m. 19) Altezze in m. s.l.m. 20) Altezze in m. s.l.m. 21) Altezze in m. s.l.m. 22) Altezze in m. s.l.m. 23) Altezze in m. s.l.m. 24) Altezze in m. s.l.m. 25) Altezze in m. s.l.m. 26) Altezze in m. s.l.m. 27) Altezze in m. s.l.m. 28) Altezze in m. s.l.m. 29) Altezze in m. s.l.m. 30) Altezze in m. s.l.m. 31) Altezze in m. s.l.m.

“indispensabile aggiungere alla indicazione della pioggia quella della temperatura media, della pressione, della direzione e velocità del vento, della nebulosità”.

Al 31 gennaio 1913 sono in servizio 280 stazioni pluviometriche. Data la complessiva superficie del bacino del Po di 70.091 Km², la densità media dei posti di osservazione risulta di un pluviometro ogni 250 Km², anche se per le zone piemontesi la densità è inferiore (uno ogni 492 Km² per l'Alto Po, uno ogni 385 Km² per la zona Dora-Sesia ed addirittura uno ogni 779 Km² per la zona Tanaro-Scriveria). Scarsamente monitorate risultano le zone alpine con 50 stazioni oltre i 1000 m s.l.m. e solamente 8 oltre i 2000 m s.l.m., di cui nessuna in Piemonte.

La rete di misura si espande con rapida progressione negli anni tra le due guerre mondiali, per iniziare successivamente un lento e costante declino. Negli anni del boom economico infatti si afferma il pensiero del potere illimitato della tecnologia in grado di realizzare interventi in grado di scongiurare del tutto gli effetti degli eventi naturali. Si diffonde così, legato al noto fenomeno umano della labilità della memoria delle passate calamità, la sen-

sazione dell'inutilità e dell'obsolescenza delle pratiche osservative, che trova un ulteriore avvallo nella nuova politica energetica italiana che vede l'affermazione della produzione di energia termoelettrica a scapito dello sfruttamento idroelettrico. Prima della nazionalizzazione i gestori delle dighe figuravano tra i principali promotori ed utilizzatori dei dati di monitoraggio meteorologico.

Nel 1970 nell'area piemontese la densità della rete meteorologica è comunque ancora accettabile con valori di una stazione ogni 86 Km², ripartite tra pluviometri (135), pluviometri registratori (149), solo 11 totalizzatori idonei alla misurazione della neve in alta quota. Per quanto riguarda la rete termometrica si contano 126 strumenti - in maggioranza a massima e minima - per una densità di una stazione ogni 202 Km². Gli eventi alluvionali della fine degli anni '70 determinano una drammatica ripresa di coscienza del rischio idrogeologico, inducendo un nuovo approccio per la comprensione dei fenomeni e le conseguenti strategie di lotta, che prevedono in principio lo studio delle condizioni climatiche regionali e del momento in cui si verifica l'evento.

Nel complesso si può dire che per i dati più vetusti la dettagliata conoscenza della storia delle osservazioni è del tutto indispensabile per trasformare i numeri estratti dai registri in misure. L'affidabilità del periodo successivo è sicuramente maggiore, anche se, anche in questo caso, le informazioni di carattere storico risultano spesso di grande interesse per valutare l'esatta significatività dei dati.

2.2 L'innovazione tecnologica nel monitoraggio e la nascita della rete meteoidrografica piemontese

Nel corso del XX secolo a strumenti manuali vengono affiancati dapprima strumenti meccanici, termografi e pluviografi in grado di registrare con continuità su carta l'andamento delle osservazioni meteorologiche nel tempo, ed in tempi più recenti strumenti elettronici. Tali innovazioni sono orientate nella direzione dell'automatizzazione del rilevamento, dell'acquisizione in tempo reale delle misure, dell'estensione dei sistemi osservativi e dell'integrazione del rilevamento meteoro-logico ed idropluviometrico.

Gli anni '80 vedono talvolta contrapposte le realtà regionali, a confronto diretto con i problemi della difesa del territorio da poco affidati alla loro competenza, resi incalzanti dal susseguirsi di eventi alluvionali, ed una organizzazione centrale che stenta a comprendere i nuovi compiti ad essa assegnati dalla Legge 183 e dalla Legge 225, sia in termini di organizzazione delle conoscenze sia in termini di collaborazione.

A partire dal 1986 si sviluppa sul territorio piemontese una rete meteoidrografica automatica, che cresce rapidamente a seguito dell'alluvione del novembre 1994; questa calamità disastrosa segna l'inizio del rinnovamento tecnico e culturale della prevenzione del Rischio Naturale, basata sull'applicazione di interventi non strutturali, incentrati su efficaci sistemi di previsione, sorveglianza ed allarme, associati ad azioni di manutenzione e di normativa urbanistica, con l'obiettivo di minimizzare attraverso la previsione ed il preannuncio gli effetti del rischio naturale in

termini di salvaguardia dell'integrità della vita umana e dei beni esposti.

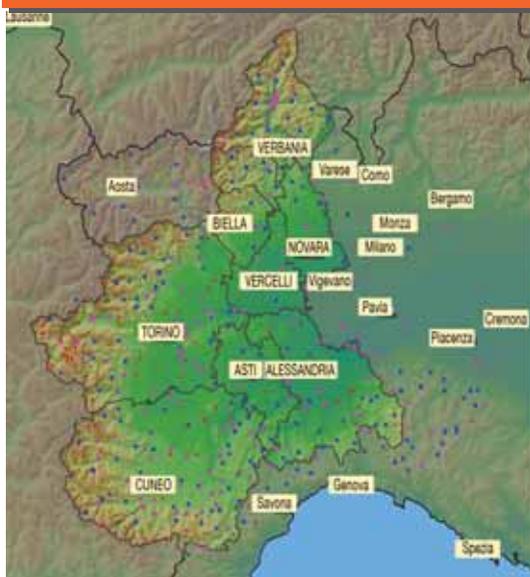
L'accordo del 24 aprile 1996 tra Regione Piemonte e la Direzione dei Servizi Tecnici Nazionali ne è la conseguenza operativa e definisce l'interconnessione delle reti, la condivisione dei sistemi di teletrasmissione, le modalità di acquisizione e scambio dati ed il loro libero utilizzo per finalità di protezione civile. Da allora la collaborazione tra Stato e Regioni è proseguita nel solco del processo evolutivo della riforma della Stato disegnata dal D.lgs 112/98.

L'accordo Governo - Regioni del 24 maggio 2001 ed i conseguenti accordi interregionali per la gestione unitaria delle funzioni compartimentali sul bacino del fiume Po hanno posto l'accento sulla necessità di garantire:

- standard di rilevamento, gestione e validazione delle misure;
- scambio dati della rete fiduciaria (vedi paragrafo 2.4) di rilevamento e sorveglianza dei parametri idro - meteo - pluviometrici;
- predisposizione degli annali idrografici a scala di bacino.

Ai sensi dell'accordo è stata definita una rete di rilevamento condivisa per il bacino del Po composta dalle stazioni più rappresentative

Figura 2.2.1: Rete meteoidrografica automatica di Arpa Piemonte e le reti fiduciarie limitrofe.



per il monitoraggio a scala di bacino. Le osservazioni sono condivise in tempo reale tra tutte le regioni padane, il Dipartimento Nazionale della Protezione Civile, l'Agenzia per la protezione dell'ambiente e dei servizi tecnici (APAT), l'Agenzia Interregionale per il fiume Po (AIPO) e l'Aeronautica Militare.

Il Decreto della Presidenza del Consiglio dei Ministri del 24 luglio 2002 trasferisce le competenze attribuite al Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale alle Regioni, con conseguente esigenza d'integrazione dei sistemi di monitoraggio. Ragioni di innovazione tecnologica e di economicità portano quindi alla progressiva dismissione degli strumenti di misura meccanici - la Figura 2.2.2 mostra a titolo d'esempio un pluviografo - con strumenti più moderni, completamente automatici ed elettronici in grado di fornire misure in tempo reale con elevato dettaglio temporale.

La rete meteoidrografica piemontese ad oggi

Figura 2.2.2: Pluviografo della rete meteoidrografica gestita dell'Ufficio Idrografico e Mareografico Nazionale.



è costituita da circa 400 stazioni di misura automatiche per una densità di circa una ogni 70 km² con varie tipologie (Figura 2.2.1): meteorologiche, idrometriche, nivometriche, ed è praticamente completata la sostituzione del parco di stazioni meccaniche. Tali stazioni

Figura 2.2.3: La stazione meteorologica automatica presso Lanzo a quota 580 m s.l.m..



sono collegate attraverso ponti radio e forniscono informazioni dettagliate sulle condizioni meteorologiche in tempo reale al Centro Funzionale Piemontese, dove i dati vengono acquisiti e validati costituendo la Banca Dati Meteorologica e Climatologica, un archivio informativo di misure composto da più di 85 milioni di osservazioni. La Figura 2.2.3 mostra una stazione meteorologica automatica.

Agli strumenti "classici", nel tempo si sono aggiunti recentemente strumenti innovativi, quali radiosondaggi, in grado di campionare l'atmosfera fino alla quota di 32.000 m, il satellite ed il radar meteorologico in grado di fornire un monitoraggio dettagliato di vaste zone con elevata frequenza ed il profilatore di vento. La Figura 2.2.4 mostra il sistema radar meteorologico di Monte Settepani, presso Osiglia (SV), alla quota di 1.385 m s.l.m..

Figura 2.2.4: Sistema radar meteorologico di Monte Settepani a 1.385 m s.l.m..

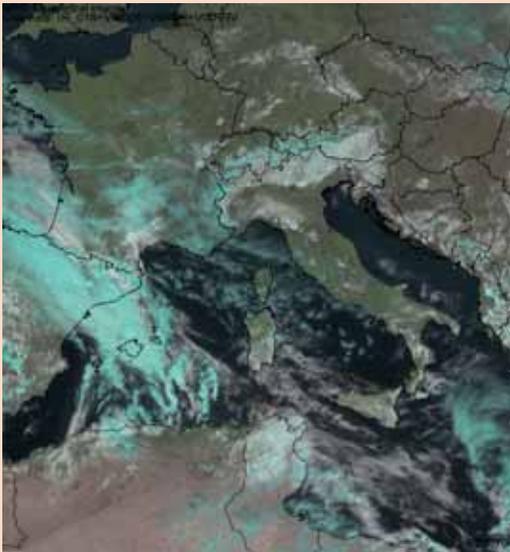


Meteosat Second Generation

La famiglia di satelliti meteorologici europei Meteosat, iniziata nel 1977 con Meteosat-1, è oggi giunta ad una nuova generazione comprendente i satelliti MSG 1 e 2 (Meteosat 8 e 9), lanciati rispettivamente nell'Agosto 2002 e nel Dicembre 2005.

I satelliti MSG si trovano in un'orbita geostazionaria ad una quota di circa 36000 Km sulla verticale dell'equatore terrestre: avendo a quella quota orbitale lo stesso periodo di rotazione del nostro pianeta, sono sempre sulla verticale dello stesso meridiano (meridiano di Greenwich – longitudine 0°). L'orbita del satellite consente ai sensori di riprendere sempre la stessa porzione di globo terrestre (Figura 1), con una risoluzione temporale elevata (un'immagine ogni 15 minuti), ma con una risoluzione spaziale limitata a causa della notevole distanza dalla Terra.

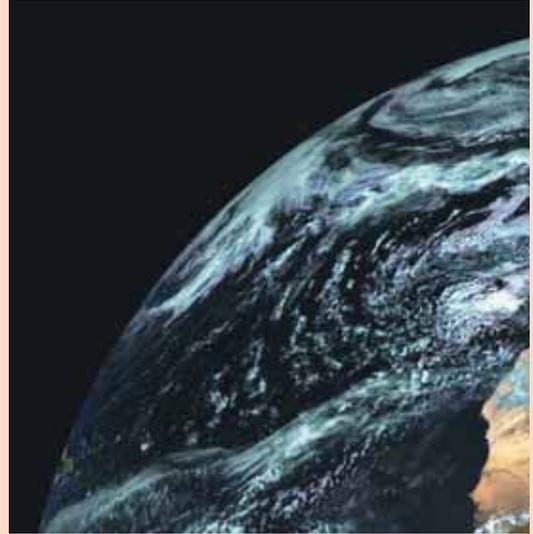
Figura 1: Immagine MSG “full disc” del 9 Maggio 2003.



Le immagini multispettrali, ricevute da Arpa Piemonte tramite un sistema di ricezione satellitare dedicato ed elaborate con software appositi, vengono utilizzate dai previsori per osservare la situazione meteorologica sull'Italia e sull'Europa durante l'emissione dei bollettini giornalieri, ma anche per

controllare fenomeni convettivi in rapida evoluzione, e per individuare i campi di vento attraverso il tracking dei sistemi nuvolosi, del vapore acqueo e dell'ozono (Figura 2).

Figura 2: Composizione RGB del 02/04/2007 - ore 12:30 UTC, nei canali del visibile (IR 1.6 – VIS 0.8 – VIS 0.6) filtrati con il canale HRV ad alta risoluzione.



(Consente di distinguere vegetazione e zone aride, nei loro colori naturali. Le nubi basse appaiono con un bianco o un rosa pallido; le zone coperte di neve appaiono in ciano, da non confondere con l'azzurro più acceso e chiaro delle nubi più alte e fredde).

Le osservazioni dallo spazio possono giocare un ruolo fondamentale: questi strumenti hanno la possibilità di condurre misure di molti tipi diversi sull'intero globo nel giro di pochi mesi, fornendo quella “pittura” globale che è necessaria per avanzare nella comprensione del meccanismo climatico.

Radar meteorologici

Il radar meteorologico è uno strumento di remote sensing per l'osservazione delle nubi e delle precipitazioni. A differenza dei satelliti

come il Meteosat, che offrono una vista della sola parte superiore della nube, il radar permette una visione completa tridimensionale e dettagliata, con una risoluzione spaziale dell'ordine di 1 km³, della nube e dei fenomeni ad essa associati.

Oltre al monitoraggio dell'evoluzione dei fenomeni meteorologici, consente inoltre di stimare quantitativamente alcune importanti variabili, come l'intensità del vento e della precipitazione al suolo.

I radar meteorologici operano nell'intervallo di frequenze delle microonde, e questo ne consente l'impiego per l'indagine delle precipitazioni dato che la lunghezza d'onda a cui lavorano è confrontabile con la dimensione delle idrometeorie stesse.

Figura 1: Il radar di Monte Settepani (SV).

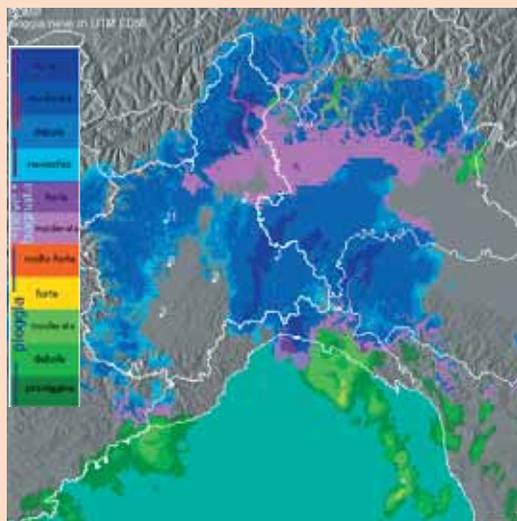


I radar tecnologicamente più avanzati, come quelli in dotazione ad Arpa Piemonte (Figura 1), sono dotati di un particolare sistema di trasmissione dell'impulso elettromagnetico, che permette di variarne periodicamente il

piano di polarizzazione, ovvero il piano su cui è orientato il campo elettrico. Grazie a questa misura è possibile caratterizzare in modo più completo la distribuzione delle gocce di pioggia nella nube, con un conseguente miglioramento della stima della precipitazione al suolo; inoltre la polarimetria consente di distinguere le precipitazioni piovose dalla neve o dalla grandine, espandendo così le possibilità dei sistemi di monitoraggio e di allertamento.

Un utilizzo operativo è particolarmente utile nel nowcasting, soprattutto riguardo all'individuazione di fenomeni violenti (forti nevicate, temporali, grandine, wind shear).

Figura 2: Prodotto radar “pioggia/neve”, relativo all’evento del 27 Gennaio 2006 alle ore 19:00 UTC.



L'integrazione con altri sensori, come quelli puntuali al suolo o in quota (sistemi di radiosondaggio, ad es.), con i satelliti meteorologici, e lunghi periodi di osservazioni renderanno possibile una visione sempre più completa degli effetti dovuti ai cambiamenti climatici.

2.3 Il raccordo del monitoraggio tra passato e presente

2.3.1 Approccio puntuale

Al fine di poter effettuare raffronti e valutazioni di carattere climatologico, che si avvalgono di tutte le misure disponibili in Piemonte a partire dagli inizi del secolo scorso, è quindi necessario caratterizzare i siti di misura e valutare gli impatti dei differenti strumenti che si sono succeduti negli anni sulla qualità e rappresentatività dei dati disponibili. A tal scopo Arpa Piemonte ha avviato una collaborazione con l'Università degli Studi di Torino finalizzata al raccordo nel tempo delle differenti modalità di raccolta delle osservazioni meteorologiche.

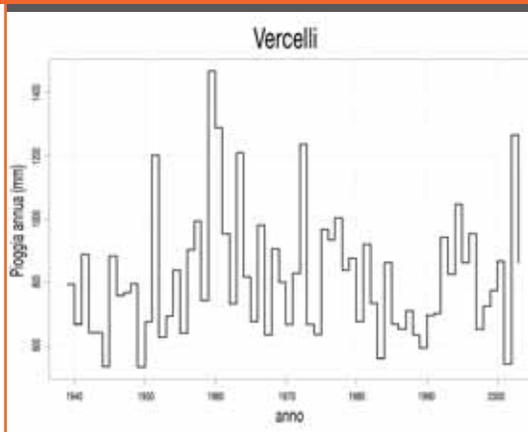
Sono state analizzate le serie giornaliere di temperatura e mensili di precipitazione per una ventina di stazioni della rete SIMN e della rete di Arpa Piemonte, poste nei medesimi siti o nelle vicinanze, con un periodo di funzionamento comune maggiore di due anni (Figura 2.3.1.1). Sono stati applicati controlli di qualità statistici per evidenziare anomalie, seguiti da una validazione soggettiva, derivante dall'utilizzo di metadati relativi al funzionamento della stazione e dal confronto con altri punti di misura. Per ogni punto di misura e per il periodo di sovrapposizione delle misure sono stati calcolati alcuni indicatori statistici per valutare la correlazione e similarità delle serie.

Seppure in generale la correlazione tra le serie evidenzia valori elevati compresi tra 0,90 e 0,99, l'analisi ha mostrato comportamenti molto differenti da sito a sito, dipendenti da fattori ambientali legati alla differente collocazione delle stazioni di Arpa Piemonte rispetto a quelle SIMN (quota stazione, esposizione, versante).

Nel caso delle temperature giornaliere della maggior parte delle stazioni, l'analisi ha mostrato una differenza statisticamente significativa nei valori misurati, con entità variabile da sito a sito.

Anche tra le stazioni in cui lo scarto medio tra i valori misurati dagli strumenti SIMN e quelli

Andamento delle precipitazioni annue a Vercelli dal 1939 al 2003.



Arpa è minimo, le differenze giornaliere non sono costanti e risultano molto varie, con differenze anche superiori al grado. La differenza tra strumento SIMN e Arpa non risulta sempre della stessa entità nel caso delle temperature minime, delle massime e delle medie, anzi talvolta la misura di uno strumento può essere superiore all'altro nel caso di una delle grandezze, ma essere inferiore negli altri casi.

Più complessa appare invece l'analisi per le precipitazioni mensili: accompagnate ad una generale minore correlazione tra le misure, vi sono infatti situazioni nelle quali le differenze non sono statisticamente significative e casi con forti scostamenti. Generalmente si è osservato che le precipitazioni misurate dallo strumento meccanico SIMN risultano superiori a quelle registrate dai pluviometri automatici Arpa, con differenze anche superiori al 30% come presso il Lago di Valsoera a Locana (TO). Meno numerosi i casi in cui il valore delle precipitazioni delle stazioni automatiche Arpa supera quello degli strumenti meccanici SIMN. Per undici delle stazioni esaminate è stato riscontrato che la differenza tra i valori misurati dai due strumenti risulta inferiore al 10%; per queste ultime è stato approfondito il confronto, soffermandosi anche alla comparazione dei dati giornalieri e calcolandone

la correlazione mese per mese. A questo proposito è stata osservata una prima distinzione tra le stazioni ubicate a quote superiori a 1000 m e quelle localizzate in zone pianeggianti o collinari. Per le stazioni in quota le correlazioni su base mensile sono molto basse (intorno al 4% - 7%) mentre la percentuale aumenta, tra il 15% e il 40%, per le stazioni ubicate a bassa quota. Per le stazioni con differenze inferiori al 10%, le precipitazioni sono state scomposte in classi di intensità giornaliera. Gli eventi piovosi sono stati suddivisi in cinque classi, a partire dai giorni con precipitazione compresa tra 1 mm e 5 mm, fino a piogge di elevata intensità, superiori a 40 mm. La scomposizione in classi di intensità per le stazioni a confronto non ha mai evidenziato differenze; sotto questo aspetto le stazioni di alta quota e quelle di pianura mostrano lo stesso comportamento. Nella maggior parte dei casi e soprattutto per le misure di temperatura, si riscontra quindi una discontinuità, statisticamente significativa, introdotta dal cambio di strumentazione, la cui entità è variabile da stazione a stazione e dipende principalmente dalle caratteristiche morfologiche del territorio. Vi sono tuttavia alcune stazioni di misura che, sia per continuità nel tempo e qualità delle osservazioni disponibili, non mostrano discontinuità e lacune consentendo analisi climatologiche puntuali sul lungo periodo.

Il raccordo quindi tra le misure derivate dalle stazioni della rete SIMN, attive fino al 2003 e quelle della rete meteoidrografica di Arpa Piemonte non è quindi diretto e non sembra sia possibile determinare un procedimento comune a tutte le stazioni; occorre sito per sito valutare l'entità della discontinuità e applicare tecniche di omogeneizzazione delle serie. D'altro canto il lavoro di analisi svolto ha permesso di identificare su basi scientifiche un sottoinsieme di stazioni meteorologiche, all'interno della rete meteoidrografica, che costituiscono una rete climatologica di riferimento, finalizzata alla registrazione di dati continui ed omogenei, con elevati standard di qualità e finalizzata allo studio della variabilità climatica nel lungo periodo.

2.3.2 Approccio statistico distribuito

Il raccordo puntuale tra le stazioni della rete SIMN e di Arpa Piemonte evidenzia l'impossibilità di trovare un procedimento diretto ed univoco per tutti i siti di misura e conduce a scartare un numero elevato di dati meteo-climatici rilevati nel passato. L'esiguità delle stazioni per cui è coerente un raccordo puntuale implica che tutte le analisi sulla variabilità climatica sul lungo periodo risultino statisticamente meno robuste di quanto permetterebbe il notevole numero di rilevazioni a disposizione.

Per tenere in conto il maggior numero di valori termo-pluviometrici possibili (e quindi perdere meno informazione disponibile sul passato), tentando al contempo di mantenere alti gli standard di qualità dei dati, occorre applicare una procedura di raccordo basata su un approccio statistico distribuito, mirata alla realizzazione di un dataset di temperature massime, minime e medie e di precipitazioni giornaliere distribuito spazialmente su un grigliato di passo ridotto (0.125°), alimentata con tecniche di analisi che preservino l'omogeneità temporale delle serie storiche e che integrino i dati provenienti dalle due diverse reti di misurazione e dai dati synop delle stazioni GTS-WMO (Global Telecommunication System - World Meteorological Organization).

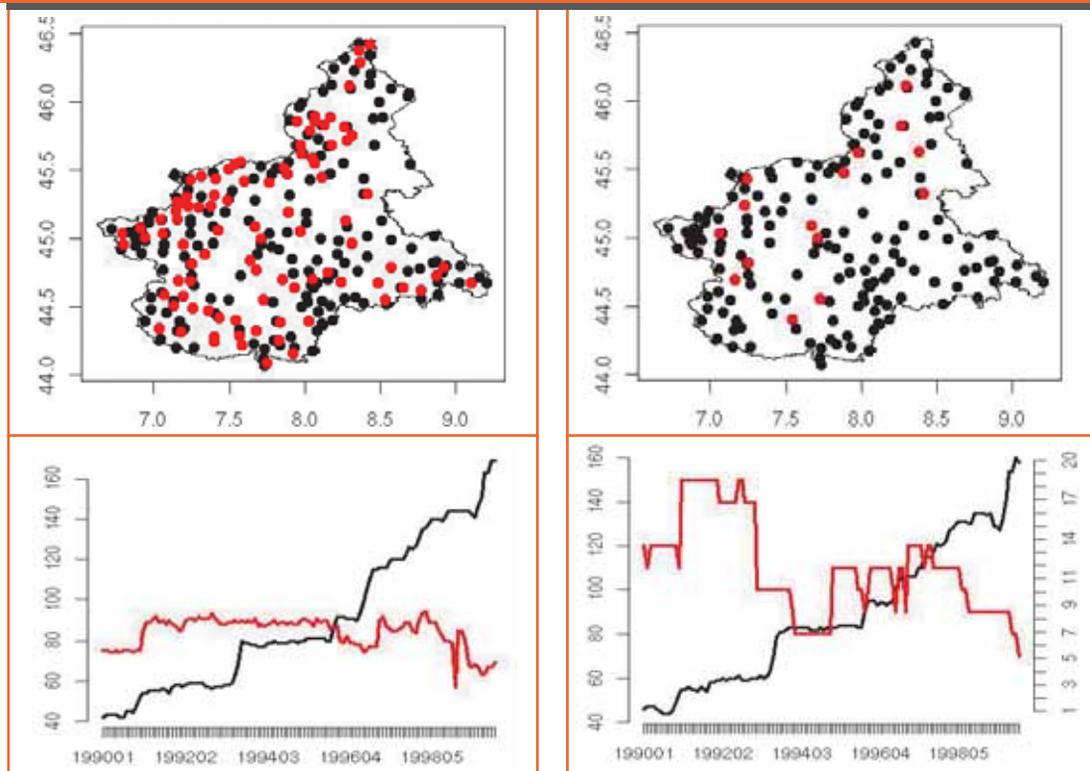
Con questa metodologia in pratica si rinuncia ad avere un'informazione dettagliata sul singolo punto-stazione, ma si ottiene un dataset completo del maggior numero possibile di informazioni del passato, omogeneo ed integrabile con altri dati eventualmente disponibili in futuro, che può essere utilizzato per analisi statistiche sulla variazione relativa nel tempo dei parametri meteo-climatici. La scelta di un passo griglia di 0.125° è dovuta al fatto che la distanza media delle stazioni provviste di pluviometro del SIMN attualmente digitalizzate è di circa 20 km: in questo modo statisticamente ciascun punto griglia del dataset contiene informazioni derivate da una singola stazione.

La metodologia di spazializzazione del dato utilizzata è quella definita “optimal interpolation” (Kalnay, 2003).

Inizialmente si è scelto di calcolare l’optimal interpolation costruendo per ciascuna variabile i campi di background a partire esclusivamente dai dati osservati e separatamente per le due diverse reti di misura, in modo da

poter procedere ad una verifica di congruità tra i risultati ottenuti nel periodo di sovrapposizione 1990-1999. Il problema è quello di limitare al massimo le eventuali disomogeneità derivanti dalla diversa distribuzione spaziale e dalla differente evoluzione temporale delle stazioni appartenenti alle due reti (vedi Figura 2.3.2.1).

Figura 2.3.2.1: Distribuzione spaziale (in alto) e temporale (in basso) delle stazioni di SIMN e Arpa negli anni 1990-1999, rispettivamente per precipitazione (a destra) e temperatura (a sinistra).



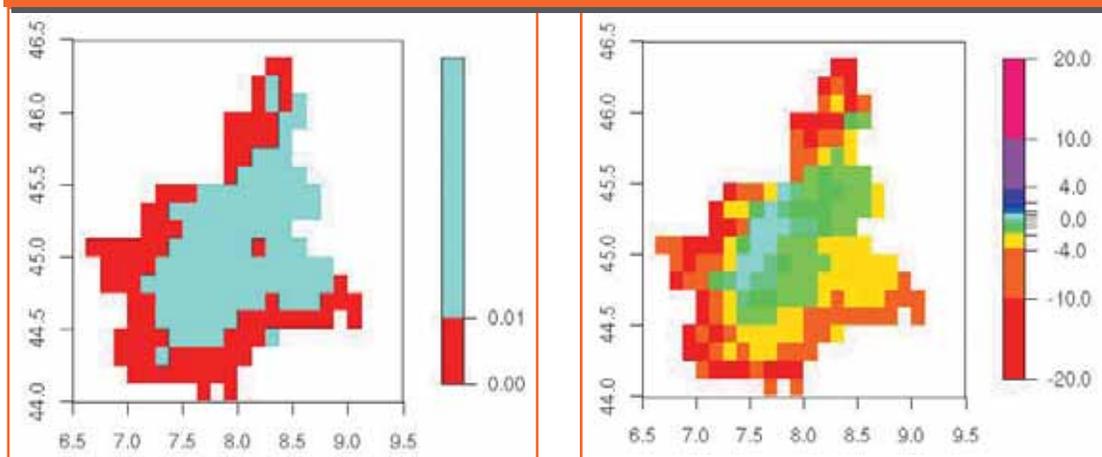
L’“optimal interpolation” è un metodo statistico per interpolare i dati delle stazioni, dislocate arbitrariamente, in una griglia regolare predefinita tridimensionale.

Per realizzare l’“optimal interpolation” è necessario definire per ogni punto del grigliato un campo di temperatura o di precipitazione da cui partire (detto “campo di background”). In pratica il campo si ottiene dalla funzione che meglio approssima i valori osservati su grigliato tenendo conto sia della quota delle stazioni sia dell’orografia della regione.

Una volta ricavato il campo di background, il metodo prescelto permette di calcolare il valore del campo di temperatura o precipitazione per ogni punto griglia a partire dai dati osservati, sfruttando il principio che solo le osservazioni più vicine possono influenzare il valore finale sul punto griglia e tenendo conto dell’errore strumentale della misura.

L’Optimal Interpolation costituisce inoltre un metodo in grado di trattare un insieme qualunque di dati anche di notevoli dimensioni a fronte di una relativa facilità di implementazione ed utilizzazione del codice (Uboldi, 2007).

Figura 2.3.2.2: Test di Student per le precipitazioni medie mensili e differenza stimata dei valori medi tra rete SIMN e rete Arpa.



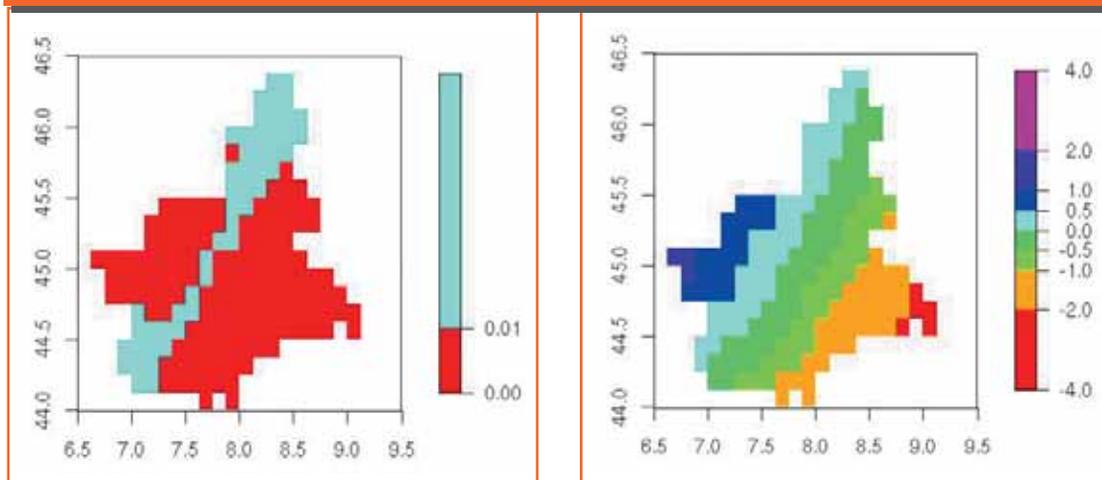
I risultati ottenuti sono molto differenti a seconda delle variabili considerate: per la precipitazione, il confronto tra la varianza dei valori ottenuti su ciascun punto griglia supera i test di congruità su quasi tutta l'area di interpolazione del Piemonte, mentre i valori medi superano i test solo per le porzioni di regione di pianura e pedemontana, ma non sulle zone di montagna. La differenza di precipitazioni medie mensili tra le due

reti nei 10 anni in esame varia tra ± 20 mm a seconda delle zone.

Risultati meno soddisfacenti si ottengono per la temperatura, dove la quasi totalità della regione non supera i test statistici (t-student) applicati sui valori medi con un intervallo di variabilità tra $\pm 4^{\circ}\text{C}$.

Un'analisi più approfondita ha evidenziato il motivo di una così ampia incongruenza sui dati di temperatura: il numero esiguo di ter-

Figura 2.3.2.3: Test di Student per le temperature massime medie mensili e differenza stimata dei valori medi tra rete SIMN e rete Arpa.

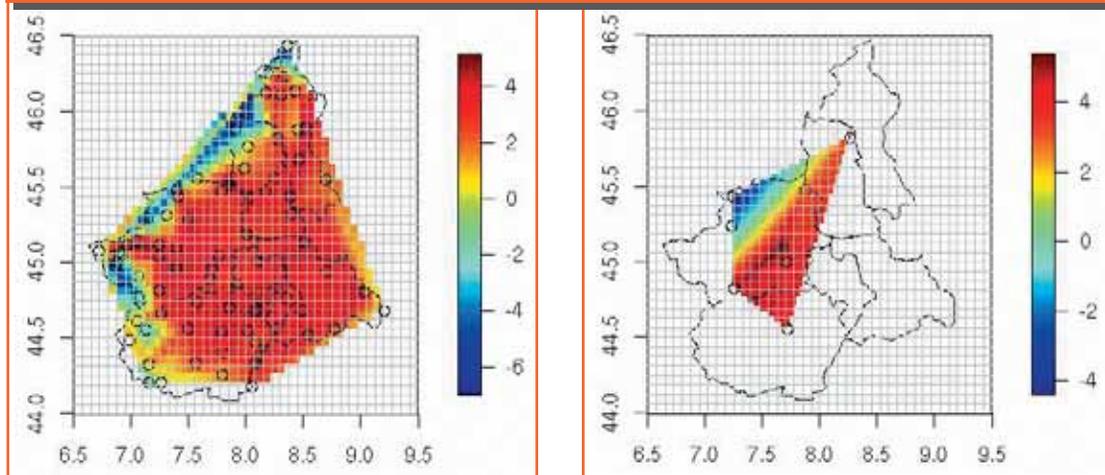


mometri del SIMN attualmente disponibili dal 1990 al 1999 fa sì che le correzioni al campo di background globale siano minime per la rete SIMN e al contrario risultino importanti per la rete Arpa per cui sono disponibili un ampio numero di rilevazioni (vedi Figura 2.3.2.4).

In attesa di ulteriori digitalizzazioni di dati di

miglior stima possibile di temperature e precipitazioni mensili e giornaliere sul territorio regionale, preservando non tanto i valori assoluti puntuali delle differenti variabili meteo-climatiche, quanto le loro tendenze e distribuzioni temporali in modo da poter analizzare la variabilità climatica passata e presente sul Piemonte.

Figura 2.3.2.4: Esempio delle correzioni al campo di background derivanti dai dati osservati rispettivamente per rete SIMN e Arpa (gennaio 1994).



temperatura SIMN, si è ovviato all'ostacolo agendo sul campo di background. Utilizzando i dati sia superficiali che sui livelli atmosferici fino a 3000 m derivati dal set di ERA40 (re-analisi elaborate dall'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts nel periodo compreso tra il 1957 e il 2002) e dal set di analisi sempre di ECMWF è stato realizzato per la temperatura un downscaling sull'orografia del Piemonte attraverso un metodo di interpolazione bilineare.

Sul campo così ottenuto si vanno ad interpolare i dati osservati: il risultato viene quindi controllato in modo da garantire l'omogeneità temporale dei dati su punto griglia, confrontandoli con i dati derivati dalle stazioni synop GTS-WMO presenti sul territorio di Piemonte e Val d'Aosta.

In conclusione, questa tecnica è in grado di fornire su basi scientificamente solide la

2.4 La rete fiduciaria piemontese

Le misure meteorologiche ed idrologiche sono fortemente dipendenti dal contesto ambientale del sito dove è collocata la stazione. La misura di per sé non è quindi di immediato utilizzo, se non si conoscono le caratteristiche della strumentazione che la rileva, le sue modalità di taratura e di manutenzione e le caratteristiche morfologiche del sito dove viene effettuata la misura.

Se consideriamo ad esempio un termometro dell'aria collocato su un terrazzo in un centro abitato, le temperature registrate da questo strumento saranno certamente superiori a quelle misurate da uno strumento analogo installato in aperta campagna su prato. Al fine di rendere confrontabili le misure meteorologiche, l'Organizzazione Meteorologica

Mondiale (OMM) ha definito alcune regole, relative alla strumentazione che deve essere utilizzata ed alle caratteristiche necessarie del sito di misura. La Guida N° 8 dell'OMM prescrive infatti le modalità di installazione della strumentazione meteorologica secondo cui il sito deve essere in piano, erboso, in luogo aperto e lontano da alberi e costruzioni. Si raccomandano siti collocati su vette o creste per la misura della direzione ed intensità del vento, mentre tali condizioni ambientali sono fortemente sconsigliate nella misura della pioggia, in quanto un'eccessiva ventosità determina una sottostima della precipitazione.

All'interno di una rete così estesa e complessa come quella meteoidrografica gestita da Arpa Piemonte si presentano molteplici condizioni ambientali per le quali non tutti i siti di misura sono in grado di rispettare pienamente i criteri definiti dall'OMM. Diviene quindi indispensabile un'analisi approfondita della rappresentatività di un punto di misura, sulla base delle caratteristiche del sito, del confronto con altri punti di misura, di una lunga serie di dati acquisita.

Arpa Piemonte ha svolto tale analisi sulle oltre 400 stazioni di misura della rete regionale, identificando un sottoinsieme di stazioni meteoidrografiche, che costituiscono la "rete fiduciaria", composta da 169 stazioni meteorologiche, idrologiche e nivologiche.

Tali stazioni per collocazione, disponibilità di misure valide e distribuzione sul territorio definiscono una rete osservativa rappresentativa delle condizioni meteoidrologiche sul Piemonte sia nel breve periodo sia nello studio della variabilità climatica a scala regionale.

Le osservazioni rilevate dalla rete fiduciaria, condivise in tempo reale all'interno del sistema nazionale dei Centri Funzionali, istituiti con Direttiva del Presidente del Consiglio dei Ministri del 27 febbraio 2004, costituiscono la componente piemontese del sistema osservativo a terra nazionale, per la sorveglianza meteoidrologica a fini di Protezione Civile ed ambientale.

La tabella seguente mostra per i principali sensori la composizione della rete fiduciaria.

Sensore	Quantità
Pluviometro	142
Nivometro	34
Idrometro	42
Termometro	134
Igrometro	81
Anemometro	45
Barometro	28

3. Le caratteristiche climatiche in Piemonte



3.1. Spazio fisico e clima in Piemonte

La regione Piemonte è situata alla testata della Pianura Padana ed è limitata su tre lati da catene montuose, che ne occupano il 49% del territorio, con le vette più elevate del continente europeo.

Tale geografia definisce e regola la peculiarità climatica del Piemonte, zona di scontro delle masse d'aria continentali provenienti dalla Piana del Po, dell'umidità proveniente dal Mediterraneo e delle correnti atlantiche nord-occidentali che interagiscono con i rilievi innescando frequenti circolazioni locali e favorendo la presenza di microclimi.

I maggiori controlli esercitati sul clima dallo spazio fisico in Piemonte sono dovuti principalmente alla natura dei rilievi, mentre nessuna influenza è esercitata dalla variazione della latitudine, data la relativa esiguità dell'estensione Nord-Sud del territorio (2° 20' di differenza di latitudine).

Precipitazioni

La distribuzione annuale delle precipitazioni in Piemonte presenta un andamento bimodale, con due massimi, uno primaverile ed uno autunnale, e due minimi, uno invernale ed uno estivo.

In base alla collocazione nell'anno del minimo principale, del massimo principale e del massimo secondario, si possono distinguere in Piemonte quattro tipi di regime pluviometrico; di questi, tre sono di tipo continentale (minimo principale in inverno), mentre il quarto è di tipo mediterraneo (minimo principale in estate):

- prealpino: con minimo principale in inverno, massimo principale in primavera e secondario in autunno;
- subalpino: con minimo principale in inverno, massimo principale in autunno e secondario in primavera;
- subcontinentale: con minimo principale in inverno, massimo principale in autunno e secondario in estate;

- sublitoraneo: con minimo principale in estate, massimo principale in autunno e secondario in primavera.

Il regime pluviometrico più frequente in Piemonte, esteso sul 58% circa della regione, è il regime *prealpino*.

Esso comprende le aree di pianura, ad esclusione di quella alessandrina, buona parte del Monferrato, la pianura cuneese e tutte le Alpi Cozie, alta valle di Susa esclusa. Il secondo regime pluviometrico in ordine di estensione è il *sublitoraneo*, che si estende su quasi il 24% del Piemonte. Comprende la pianura alessandrina, il basso Monferrato, le Langhe, una parte delle Alpi Marittime e l'alta valle di Susa.

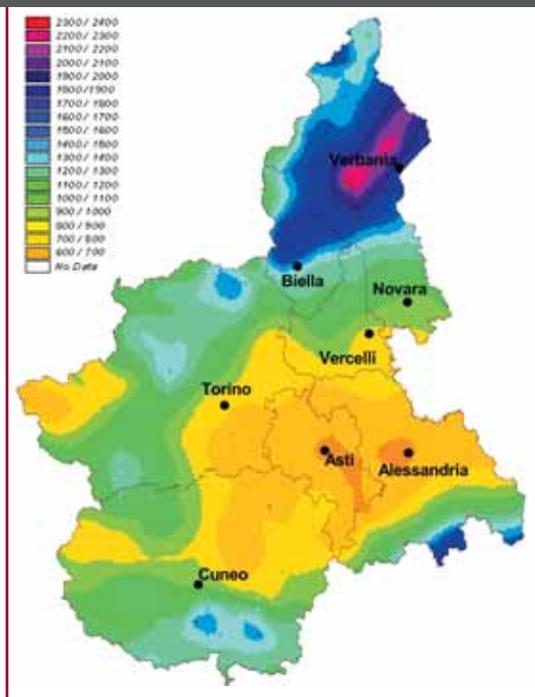
Gli altri due regimi, *subalpino* e *subcontinentale*, sono limitati alla zona settentrionale del Piemonte e si estendono rispettivamente sul 13% e sul 5% circa della regione. In questi regimi si ha una maggior concentrazione delle piogge verso il periodo estivo, più evidente nel regime subcontinentale.

Il regime subalpino si estende sull'alta pianura novarese e vercellese, la valle Sesia e buona parte della valle Toce. Il regime subcontinentale si estende su una limitata area prossima al lago Maggiore.

Riguardo alla distribuzione spaziale delle precipitazioni, i massimi assoluti di pioggia si verificano in corrispondenza dell'interfaccia con la zona pianeggiante; via via che ci si addentra nelle aree montane i valori diminuiscono.

I valori più bassi sono collocati nelle aree di pianura sul fianco settentrionale dei rilievi appenninici. L'isoieta dei 1000 mm segue con buona approssimazione il limite tra la pianura e la montagna nel Piemonte occidentale e meridionale, mentre nel Piemonte settentrionale l'isolinea comprende anche le aree di pianura più prossime alle montagne. Le zone di maggiore piovosità sono quattro.

Figura 3.1.1: Distribuzione delle precipitazioni totali annue (mm), calcolate per il periodo 1961-1990.



La più importante per entità di apporti ed estensione spaziale si allunga, con asse orientato NE-SO, dal Lago Maggiore alle Valli di Lanzo; in quest'area si ha il massimo valore annuo pari a 2350 mm nella località di Cicogna (VB).

La seconda area in ordine decrescente si colloca all'estremità sudorientale della regione, sui rilievi appenninici al confine tra Piemonte, Liguria, Lombardia ed Emilia Romagna e coincide all'incirca con i bacini dello Scrivia e del Curone. Qui le isoiete seguono con buona approssimazione l'andamento delle isopse; le precipitazioni aumentano dai 700 mm annui del margine tra pianura e collina fino agli oltre 1500 mm dei settori montuosi più prossimi allo spartiacque.

Il terzo massimo pluviometrico si individua sulle Alpi Marittime: gli afflussi aumentano dai 900-1000 mm della pianura cuneese meridionale e delle Langhe fino agli oltre 1200 mm della zona montuosa, compresa tra

la Valle Gesso e la media Valle del Tanaro. Un'area di dimensione ridotta con forma sub-ellittica delimitata dall'isoieta dei 1200 mm si trova sulle Prealpi tra la Val Chisone e la Val Pellice.

Le aree meno piovose coincidono con la pianura alessandrina, dove annualmente si misurano in media meno di 700 millimetri. Buona parte del Piemonte centro-orientale riceve meno di 800 mm, mentre sulla pianura meridionale vercellese e su quella cuneese orientale la media annua non supera i 900 mm: il minimo annuo è ad Alessandria con 650 mm circa.

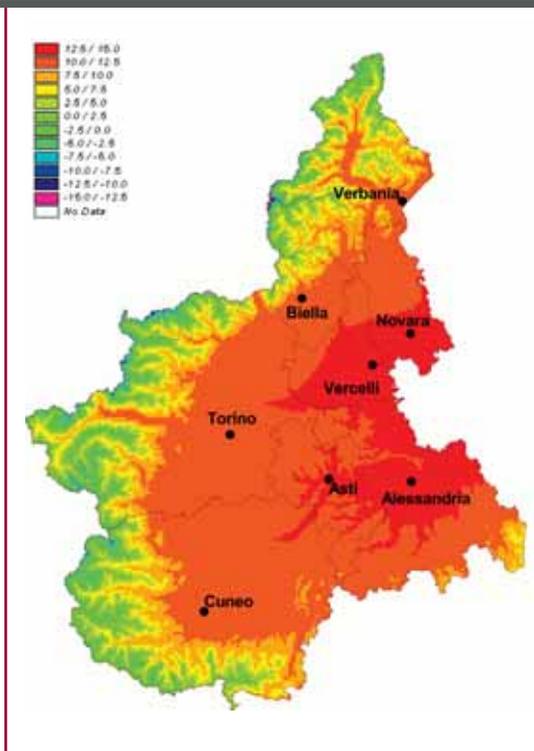
I settori montuosi in cui si hanno scarse precipitazioni comprendono le aree più interne delle valli alpine occidentali - valli Susa, Varaita e Maira - dove la precipitazione media annua è inferiore a 900 mm; nell'alta Valle Susa tale valore non supera gli 800 mm. La progressiva diminuzione delle precipitazioni via via che ci si inoltra nell'arco alpino è evidente anche nelle vallate alpine settentrionali dove anzi è più marcata: nella Val d'Ossola il decremento delle precipitazioni tra media e alta valle è dell'ordine dei 1000 mm (da 2300 mm a poco più di 1200). Negli altri bacini invece il decremento è molto meno vistoso (200 - 300 mm).

Temperature

Dall'analisi della termometria emerge che l'intervallo entro il quale sono comprese le temperature medie annue va dai 13,2°C di Novara, a valori negativi alle quote superiori ai 2000 metri. La temperatura media annua decresce regolarmente con la quota salvo che in alcune situazioni nelle quali si osservano scarti dovuti a condizioni locali. È il caso per esempio della situazione urbana di Torino, dove si ha una temperatura media annua lievemente superiore a quella che si registra, a parità di quota, in aree rurali, o delle situazioni di alcuni fondovalle come Domodossola, Varallo, Luserna S. Giovanni, dove si osservano temperature medie annue lievemente inferiori rispetto ad altre località poste alle stesse quote.

Nelle aree di pianura la temperatura media mensile supera i 10°C da aprile fino a ottobre, mentre nelle zone montane sopra i 500 metri il periodo con temperature medie mensili superiori ai 10°C si accorcia progressivamente fino ad annullarsi al di sopra dei 2000 metri. Valori superiori a 5°C si hanno da marzo a novembre sino a 800 m circa.

Figura 3.1.2: Distribuzione delle temperature medie annue (°C), calcolate per il periodo 1961-1990.



Valori superiori ai 7°C si registrano a partire da marzo sino a ottobre-novembre nelle aree di pianura al di sotto dei 500 metri; a quote superiori il periodo si accorcia spostandosi verso i mesi estivi.

Il mese più freddo, a tutte le quote, è gennaio, quando il fenomeno di inversione termica è particolarmente evidente. I valori massimi si hanno tra i 300 ed i 750 metri, mentre valori inferiori si hanno sia al di sopra, sia al di sotto di queste quote. In situazioni particolari i comportamenti cambiano: a Pallanza

per esempio il clima è evidentemente mitigato dalla presenza del lago (CAROLLO, 1989). Il mese più caldo è sempre luglio. Le temperature medie mensili più elevate, 24°C circa, si registrano nelle grandi città (Alessandria, Asti, Novara e Torino), per diminuire fino a 8°C intorno ai 2300 metri.

L'escursione termica annua risulta elevata in tutta la regione, a causa della lontananza dal mare che potrebbe mitigare le variazioni di temperatura; per cui il clima del Piemonte si avvicina ad un regime più prettamente continentale.

I valori dell'escursione media annua sono compresi tra i 23.3°C di Alessandria (95 m) e i 16.6°C di Oropa (1180 m); nel regolare decremento dell'escursione termica media annua con la quota, si osserva l'eccezione di Pallanza, dove i valori sono inferiori rispetto ad altre località poste alla stessa altitudine, a causa dell'effetto di mitigazione da parte del lago.

3.2. Variabilità climatica in Piemonte nella seconda metà del XX secolo

La regione piemontese è esposta a flussi molto umidi provenienti dal Mediterraneo e un'ampia porzione del territorio è di tipo montano e collinare. Ne consegue che il carattere preminentemente orografico della precipitazione, unito alla differente esposizione dei versanti alpini ed alla presenza di numerose vallate strette, conduce ad una vasta gamma di differenti condizioni climatiche locali.

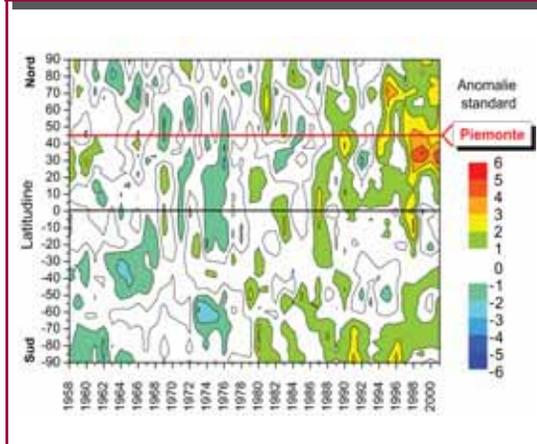
Come primo passo per stimare possibili i cambiamenti futuri e i loro impatti, è essenziale determinare accuratamente la variabilità climatica passata e presente e la significatività di trend climatici attraverso una rigorosa analisi statistica dei dati disponibili.

Utilizzando i dati di precipitazione e temperatura massima e minima registrati dalla rete di osservazioni al suolo ad alta densità spa-

ziale, ben distribuita sul Piemonte e Val d'Aosta, del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN) che, come visto nel capitolo 2, ha raccolto dati meteorologici dal 1913 sino al 2002, è stato possibile analizzare e valutare la variabilità climatica negli ultimi 50 anni, in termini di tendenze sul lungo periodo e di fluttuazioni inter-annuali.

I risultati sono stati quindi comparati con i valori forniti dal dataset di reanalisi ERA40 prodotto presso ECMWF (Centro Europeo per le Previsioni a Medio termine, Reading, UK) che mostra un aumento della temperatura superficiale globale della terra nella seconda parte del XX secolo.

Figura 3.2.1: Andamento zonale delle anomalie standardizzate di temperatura media superficiale globale dal 1958 al 2003. Elaborazione dati ECMWF - ERA40.



Da notare che le stazioni considerate nello studio regionale su Piemonte e Val d'Aosta non sono state inserite nelle procedure di assimilazione di ERA40 e quindi i due dataset possono essere considerati indipendenti. In questo senso, la possibilità di rilevare uno specifico segnale climatico (in termini di tendenza o frequenza) attraverso due differenti ma coerenti sistemi di misurazione è particolarmente significativa per attestare ulteriormente la solidità dei risultati derivanti dalle indagini statistiche.

Per l'analisi si sono considerate 120 stazio-

ni meccaniche e manuali con dati giornalieri di precipitazione e 40 stazioni meccaniche e manuali con dati sempre giornalieri di temperatura massima e minima nel periodo 1952 - 2002, distribuiti sull'area di interesse come mostrato in Figura 3.2.2 e con una copertura temporale come illustrato in Figura 3.2.3.

Figura 3.2.2: Distribuzione delle stazioni sul territorio di Piemonte e Val d'Aosta.

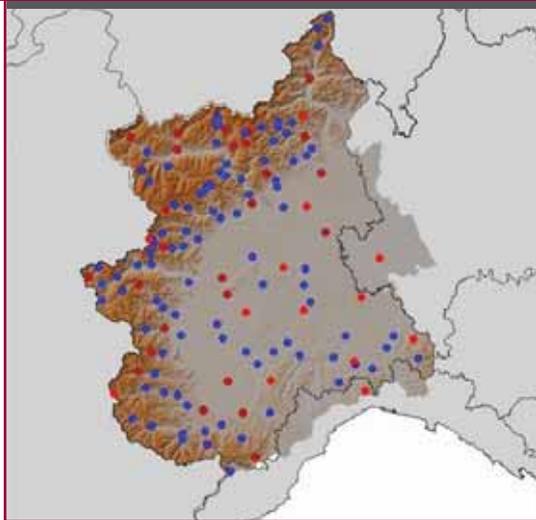
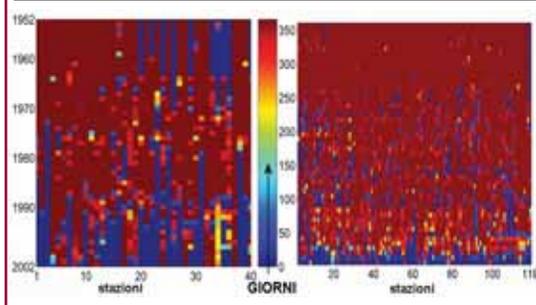


Figura 3.2.3: Numero di giorni con dati per ciascuna stazione per ogni anno nel periodo in esame (1952-2002), rispettivamente per le precipitazioni (a sinistra) e per le temperature medie (a destra). Fonte ISAC-CNR Torino e Arpa Piemonte.



Si è quindi elaborato un sistema di controllo di qualità dei dati basato sulla comparazione di una singola stazione di misura con le 5 stazioni più vicine.

Nel dettaglio, ogni serie storica subisce i seguenti controlli:

- controlli logici, che garantiscono la coerenza del dato, ossia che i valori registrati non siano fisicamente impossibili o che la temperatura massima giornaliera non sia inferiore alla minima;
- controlli climatologici, tramite i quali si confrontano i singoli valori della serie con la climatologia della stazione stessa ed eventualmente con quelle vicine;
- controlli temporali, onde evitare persistenze anomale di un singolo valore.

I dati che non superano i controlli di qualità non vengono quindi inclusi nelle analisi climatologiche.

Per quanto riguarda la valutazione della significatività dei risultati (tendenze e ricorrenze) sono state applicate due metodologie statistiche: la tecnica cosiddetta di tipo Monte Carlo, che consiste nel confronto del valore di trend calcolato effettivamente sulla serie storica in esame con quelli provenienti da un ensemble di 1000 serie storiche ottenute con rimescolamento casuale dei valori della serie storica originale (solo i trend che in valore assoluto superano i trend del 5% delle serie casuali sono considerati significativi); un test classico di Mann-Kendall viene successivamente utilizzato per la compatibilità dei risultati.

Per le precipitazioni sono stati quantificati i trend relativi a numerose statistiche sia su base annuale che stagionale. In particolare si sono considerate:

- le anomalie di precipitazione media e massima standardizzata, definita come la differenza tra ogni singolo valore della serie storica e la media sull'intero periodo, normalizzati con la deviazione standard;
- l'intensità di precipitazione, intesa come quantità media giornaliera;
- il volume medio di precipitazione, ottenuto mediando il prodotto tra quantità totale e giorni di pioggia in ogni singolo evento;
- la percentuale di giorni secchi annua
- (soglia 1 mm/giorno);
- la lunghezza dei periodi secchi.

Variabile	Valore medio
Precipitazione media	1090 mm/anno
Scarto quadratico	9.5 mm/giorno
Percentuale di giorni secchi all'anno	76.5%
Intensità media di precipitazione	12.7 mm/giorno
Lunghezza media dei periodi secchi	6.6 giorni
Lunghezza media dei periodi piovosi	1.9 giorni
Volume medio di precipitazione nei periodi piovosi	24.6 mm

Tabella 3.2.1: Valori medi delle principali statistiche calcolate sui dati di precipitazione giornalieri. Fonte ISAC-CNR Torino e Arpa Piemonte.

Per queste variabili non è stata tuttavia riscontrata alcuna tendenza (Figura 3.2.4) significativa tranne che per la massima lunghezza dei periodi secchi che sembrano dilatarsi al ritmo di 0.6 giorni per anno e per il volume medio degli eventi di precipitazione che aumenta di 4.9 mm all'anno (Figura 3.2.5). Anche una variabilità differente a seconda della quota delle stazioni in esame non evidenzia alcuna tendenza statistica particolare.

Figura 3.2.4 : Alcune tendenze delle piogge: dall'alto verso il basso, precipitazione media annua standardizzata, intensità di precipitazione media annua e percentuale di giorni secchi in un anno. Fonte ISAC-CNR Torino e Arpa Piemonte.

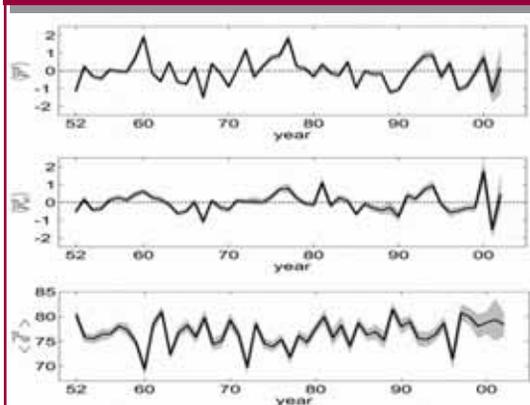
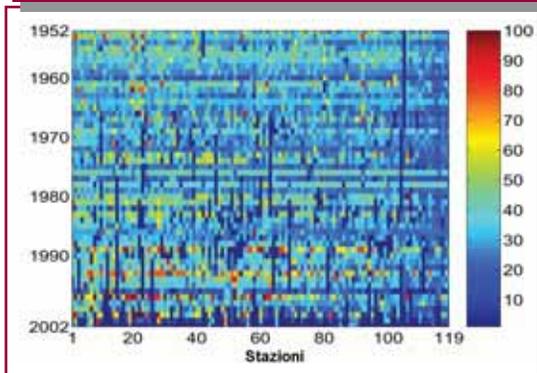


Figura 3.2.5 : Massima lunghezza dei periodi secchi. Fonte ISAC-CNR Torino e Arpa Piemonte.



Il fenomeno della siccità meteorologica in Piemonte

I sempre più frequenti casi di siccità registrati nell'area mediterranea hanno coinvolto anche una regione tradizionalmente ricca di riserva idrica quale il Piemonte. Eventi anomali come l'eccezionale prolungarsi del periodo di magra del Po registrato nel 2003 hanno contribuito a porre l'attenzione comune sugli impatti socio-economici ed ambientali legati al fenomeno della siccità e su come essi non siano più associabili soltanto ad aree geografiche costantemente afflitte da carenze idriche. La particolare posizione geografica del Piemonte, che si trova alla testata del bacino del Po, rende il fenomeno particolarmente critico, in quanto la scarsa alimentazione del più grande fiume italiano si può ripercuotere pesantemente su tutte quelle attività (settori agricoli ed energetici in primis) che necessitano di una forte domanda idrica.

La siccità, tuttavia, è una normale e ricorrente caratteristica del ciclo idrologico e viene valutata in relazione al bilancio locale tra la precipitazione e l'evapotraspirazione (evaporazione + traspirazione) rispetto all'intervallo temporale in cui si verifica. La persistenza nel tempo ed estensione spaziale del fenomeno sono perciò i principali parametri di criticità in relazione agli impatti sulle attività produttive legate alla riserva idrica. Si è visto nel

paragrafo 3.2 come l'analisi delle precipitazioni in Piemonte negli ultimi 50 anni non abbia evidenziato tendenze statisticamente significative, salvo che per la massima lunghezza dei periodi secchi, che sembra essere aumentata. Questo risultato spinge ad analizzare ulteriormente le caratteristiche del fenomeno con differenti strumenti, creati appositamente per caratterizzare in modo esauriente la siccità su aree anche di dimensioni pari a quelle regionali.

Le condizioni di siccità meteorologica sofferte dalla regione nel corso di un'annata vengono monitorate attraverso l'indice SPI (Standardized Precipitation Index) che risulta particolarmente efficace nel fornire indicazioni sui deficit di pioggia calcolati su scale temporali multiple e sulla loro severità. L'indice si presenta in forma standardizzata, così da poter confrontare lo stato di siccità per aree diverse, indipendentemente dalla localizzazione del sito di misura. Sfruttando questa caratteristica peculiare dell'indice, il Piemonte viene suddiviso in 20 bacini idrografici principali, e su ognuno si calcola la precipitazione ragguagliata (derivata da un numero variabile compreso tra circa 100 e 300 stazioni) che rappresenta il valor medio dell'apporto meteorico riversatosi sull'area per la scala temporale di interesse.

A partire dalle serie storiche di precipitazione ragguagliate viene quindi calcolato, per ciascun mese e per ciascun bacino, il corrispondente indice di anomalia di precipitazione standardizzata sui 3 mesi (SPI).

Quindi, per legare i dati in modo più stretto alla porzione di territorio regionale afflitta da condizioni di siccità, viene elaborato un indicatore compatto e facilmente fruibile basato sull'indice SPI a 3 mesi e definito come la percentuale di territorio regionale, quantificata a partire dalle estensioni dei 20 bacini in esame, che ha registrato valori di SPI < -1 (siccità moderata) o di SPI < -1.5 (siccità severa) per almeno tre mesi all'interno di un singolo anno. La scelta di porre una soglia di mesi maggiore o uguale a 3 è funzionale ad esaltare quella tipologia di periodi siccitosi

non occasionali ma sufficientemente persistenti all'interno dell'anno in esame.

Il calcolo è stato effettuato su tutti gli anni a partire dal 1991, in modo da avere dei termini di confronto sull'andamento del fenomeno nell'ultima decade della quale si sono calcolate le medie sia per la siccità moderata che per quella severa.

Anni	Moderata (%)	Severa (%)	Anni	Moderata (%)	Severa (%)
1991	50.5	10.4	2001	89.6	41.7
1992	68.0	0.0	2002	4.5	0.0
1993	23.0	0.0	2003	97.4	59.6
1994	0.0	0.0	2004	16.6	0.0
1995	2.6	0.0	2005	33.0	0.0
1996	12.0	0.0	2006	87.0	29.6
1997	100.0	63.7			
1998	31.8	0.0			
1999	19.5	0.0			
2000	49.6	12.4			

MEDIA 1991-2005	
Moderata (%)	Severa (%)
39.9	12.5

Tabella 1: Percentuale del territorio regionale soggetto a condizioni di siccità moderata e severa per più di 3 mesi, calcolata negli ultimi 10 anni e nel medesimo periodo. Valori medi.

Negli ultimi anni condizioni di siccità moderata e severa sul Piemonte al di sopra della norma si sono verificate rispettivamente in 7 e 5 casi. In particolare si evidenzia l'eccezionalità delle annate 1997 e 2003 dove il fenomeno, oltre ad affliggere un'ampia porzione di territorio, si presenta con un grado di severità alto. Anche nel 2006, pur non raggiungendo valori di eccezionalità, la siccità interessa più di due terzi dell'area nella sua forma moderata e quasi un terzo del territorio è interessato da condizioni severe.

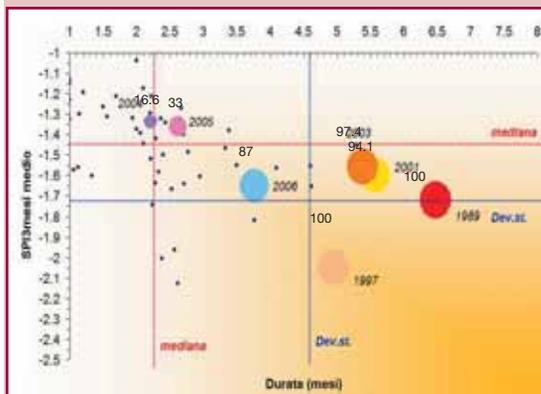
Il grafico seguente dà una rappresentazione sintetica del deficit di precipitazione registrato sul Piemonte attraverso l'utilizzo dell'indice di siccità meteorologica SPI calcolato sulla scala di accumulo dei 3 mesi per ciascun anno a partire dal 1950 fino al 2006. La regione è stata suddivisa in 20 sotto-bacini,

su ognuno dei quali si è calcolato, per ogni mese, la precipitazione ragguagliata registrata e il corrispettivo indice di anomalia di precipitazione standardizzata sui 3 mesi (McKee et al., 1993).

Al fine di enfatizzare l'analisi solo dei periodi di deficit della precipitazione, si sono valutate le seguenti caratteristiche dei fenomeni siccitosi:

- severità della siccità (SPI a 3 mesi);
- lunghezza dei periodi siccitosi;
- estensione spaziale del fenomeno (percentuale di territorio coperta dai bacini rispetto alla superficie della regione);

Figura 1: Rappresentazione del fenomeno della siccità in Piemonte per ciascun anno nel periodo 1950-2006. La durata del fenomeno (asse delle ascisse) è calcolata come la lunghezza media dei mesi in cui il valore di indice SPI a 3 mesi è inferiore a -1, la sua severità (asse delle ordinate) è rappresentata dalla media annuale sull'intera regione dei valori di SPI a 3 mesi minori di -1 (si sono considerate solo le mensilità in cui questa condizione si è verificata), infine la dimensione delle bolle riproduce la percentuale di territorio della regione in cui si è registrata una siccità di tipo moderato almeno per 3 mesi nell'anno.



Come si evince dalla Figura 1, in generale tutti gli anni tendono a disporsi lungo la bisettrice del grafico; gli anni in cui il fenomeno è stato intenso come severità ma non particolarmente lungo in quanto a durata, si collocano in basso a sinistra; viceversa deficit non eccessivi rispetto alla media ma prolungati nel corso dell'anno si posizionano in alto a destra.

Naturalmente gli anni in cui non si sono registrati in nessun mese e su nessun sotto-bacino valori di SPI a 3 mesi inferiori a -1 non compaiono nel grafico (casi rari, ad esempio il 2000).

La dimensione delle bolle dà una misura della frazione di territorio regionale interessato dalla siccità: nel grafico sono riportati gli ultimi 6 anni (il 2006 è aggiornato ad agosto) e gli anni storicamente più siccitosi (1989 e 1997) usati come riferimento.

Le linee rosse rappresentano il valore medio sull'intero campione (anni 1950-2006) della severità del deficit idrico registrato e della sua durata.

Le linee blu invece rappresentano il limite di una deviazione standard.

Volendo infine caratterizzare l'andamento inter-annuale delle diverse tipologie di siccità registrate negli ultimi anni, confrontandole con il 2006, si è proceduto a quantificare la percentuale di territorio che ha sofferto di sic-

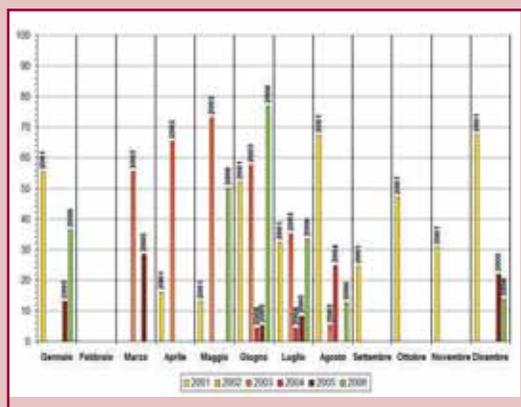
cità severa e/o estrema ($SPI < -1.5$) in ogni singolo mese dal 2001 al 2006 (Figura 2).

Nel 2006 si è verificato un episodio esteso di deficit idrico severo innescatosi a metà primavera ed esauritosi alla fine dell'estate per poi ricomparire all'inizio dell'inverno 2006/2007. L'evento ha coinvolto in media metà della regione, con una punta massima fino a circa l'80% del territorio nel mese di giugno.

Molto simile è stata la situazione registrata nel 2003, quando porzioni sempre più ampie di territorio sono state progressivamente coinvolte dal fenomeno, che si è prolungato dalla fine dell'inverno sino alla fine dell'estate. Viceversa nel 2001, pur assistendo ad un fenomeno che su base annuale (vedi Tabella 1) è comparabile con il 2003, la siccità severa si è protratta per quasi tutti i mesi dell'anno.

Infine è interessante sottolineare come negli ultimi 5 anni, solo nel 2002 nessuna parte della regione abbia sofferto di condizioni di siccità severa nel corso dell'anno.

Figura 2: Percentuale di territorio che ha sofferto di siccità severa e/o estrema ($SPI < -1.5$) suddivisa per mese nel quinquennio 2001-2006.



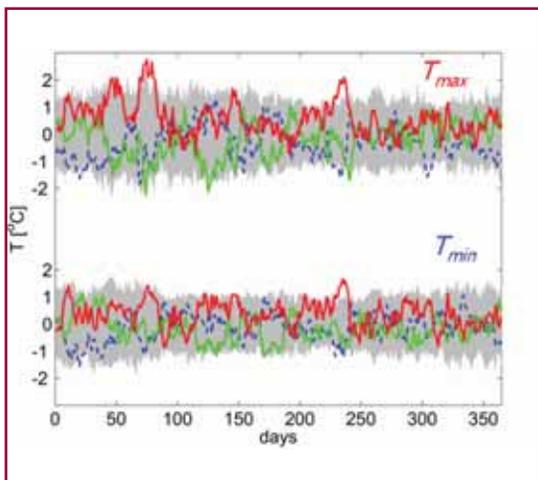
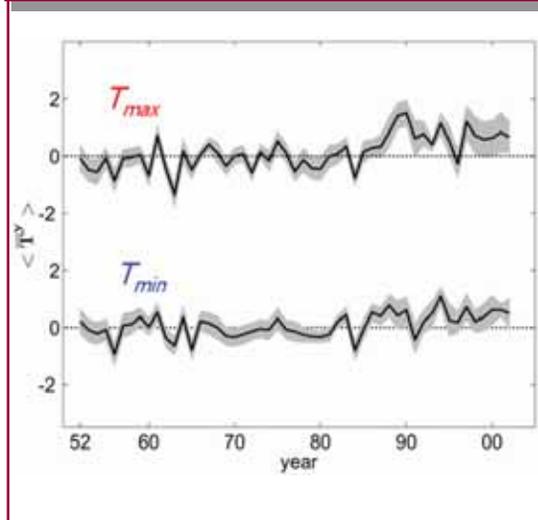
Per quanto riguarda le temperature, l'analisi delle medie annuali su Piemonte e Val d'Aosta rivela una tendenza lineare statisticamente significativa sia per le massime che le minime, che hanno registrato un incremento rispettivamente di circa 1.15°C e di 0.55°C negli ultimi 50 anni. L'analisi stagionale mette in rilievo come questo incremento sia associato principalmente ai mesi estivi (sia le massime che le minime) ed ai mesi invernali (in particolare le temperature minime).

Tabella 3.2.2: Tendenze di temperatura media annua e stagionale rilevate su Piemonte e Val d'Aosta dal 1952 al 2002. Evidenziati in giallo i trend significativi con confidenza del 5%.

	ANNO	INVERNO	PRIMAVERA	ESTATE	AUTUNNO
Tmax [°C/anno]	0.023	0.036	0.015	0.023	0.017
Tmin [°C/anno]	0.011	0.018	0.010	0.012	0.008

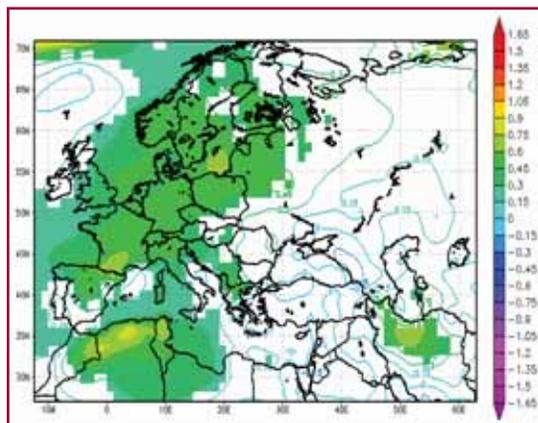
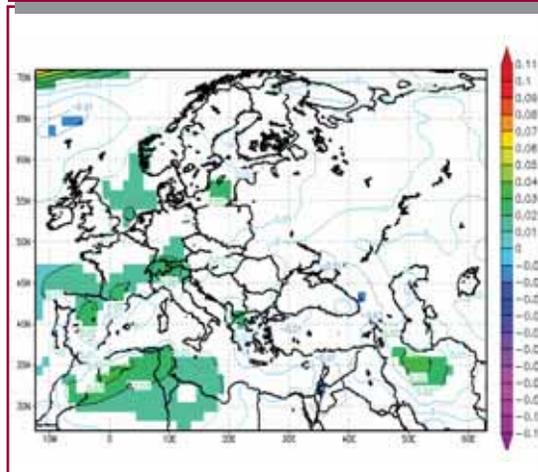
Al fine di evidenziare i cambiamenti delle temperature, le serie storiche sono state suddivise in tre periodi di 17 anni ciascuno. Come si vede in Figura 3.2.6, le temperature medie della maggior parte delle stazioni sono significativamente più elevate nel periodo più recente (1986-2002).

Figura 3.2.6: Anomalie di temperature medie annuali su tutte le stazioni (sopra); temperature medie giornaliere in tre periodi, 1952-68 (blu), 1969-85 (verde), 1986-2002 (rosso) dopo aver rimosso la climatologia (sotto). Le bande grigie indicano un livello di confidenza del 95%.



I risultati conseguiti attraverso la rete ad alta densità presente nell'area di interesse sono quindi direttamente confrontabili con i dati derivanti dalle re-analisi di ERA40. Per la temperatura in particolare, le figure illustrano come su tutta l'Europa occidentale e settentrionale si è registrato un incremento dell'anomalia di temperatura media nel periodo 1986-2002, con trend positivi significativi in particolare sulle Alpi.

Figura 3.2.7: Andamento delle temperature sulla base dei dati ERA40: trend lineari espressi in °C per anno delle temperature massime nel periodo 1958-2002 (in alto); anomalie medie in °C tra il periodo 1988-2002 e l'intero periodo 1958-2002 (in basso). Le zone bianche corrispondono a tendenze o aumenti statisticamente NON significativi.



	ANNO	INVERNO	PRIMAVERA	ESTATE	AUTUNNO
Tmax [°C/anno]	0.017	0.025	0.022	0.024	-0.002
Tmin [°C/anno]	0.012	0.016	0.015	0.013	0.005

Tabella 3.2.3: Trend di temperatura media annua e stagionale rilevati su Piemonte e Val d'Aosta dal 1952 al 2002 calcolati a partire dai dati ERA40. Evidenziati in giallo i trend significativi con confidenza del 5%.

Calcolando le tendenze sui punti della griglia rappresentativi del nord-ovest dell'Italia, si vede come i valori di incremento annuale e stagionale siano assolutamente compatibili con quelli ricavati a partire dalla rete piemontese.

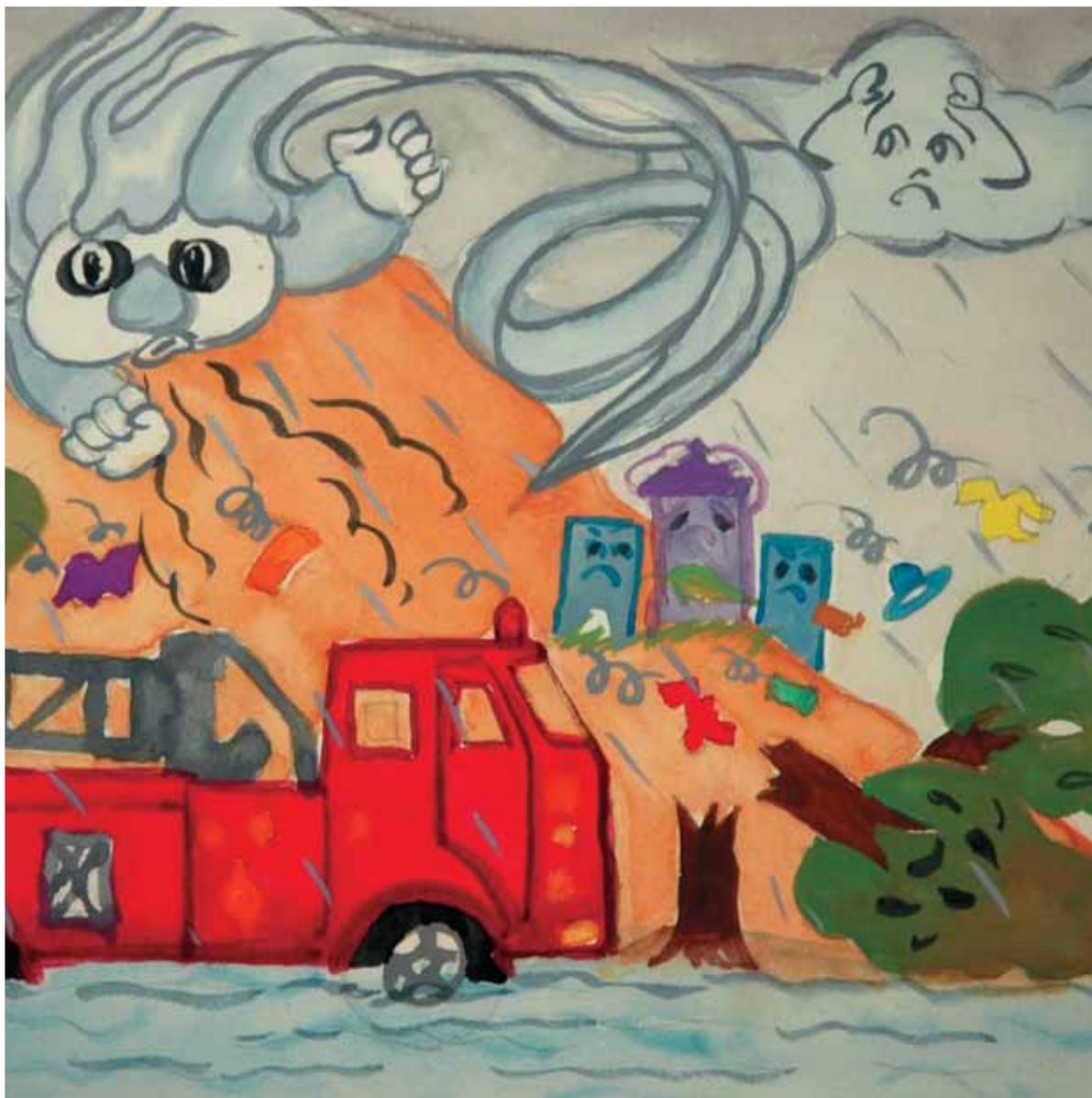
Per ultimo è stata studiata la variabilità interannuale delle serie storiche mediate annualmente e stagionalmente utilizzando le analisi di tipo spettrale che forniscono informazioni sulle ricorrenze di particolari periodi anomali all'interno del periodo in esame. Gli spettri di potenza non mostrano alcun picco particolare con il 99% di confidenza, tuttavia se si scende al 95% di confidenza, si notano fluttuazioni alle scale di 7 e 21 anni, in particolare per le temperature minime e le precipitazioni, sia su scala annuale che stagionale, il che potrebbe suggerire una correlazione con i moti atmosferici su larga scala come ad

esempio la NAO (North Atlantic Oscillation), che notoriamente influenza il regime termopluviometrico alle latitudini di Piemonte e Val d'Aosta.

In conclusione, l'analisi delle temperature massime e minime misurate giornalmente nel periodo 1952-2002 dalla rete dell'ex Ufficio Idrografico e Mareografico su Piemonte e Val d'Aosta indica la tendenza ad un significativo riscaldamento, in particolare nei mesi invernali ed estivi.

Al contrario, nessuna tendenza significativa importante si è riscontrata per la precipitazione anche se i trend ricavati sull'ampliamento del massimo periodo secco e sull'aumento del volume di precipitazione in un singolo evento possono lasciar intendere un debole segnale di tropicalizzazione ed inaridimento estivo (Ciccarelli, 2007).

4. Gli scenari futuri



L'aumento della conoscenza sul clima del passato, sulle sue dinamiche più recenti, sull'importanza dell'intervento antropogenico e soprattutto l'evidenza degli impatti del cambiamento climatico osservati sull'ambiente e sull'uomo hanno portato all'esigenza, sia dal punto di vista scientifico sia da quello delle politiche governative, di prevedere gli scenari climatici futuri.

Tali scenari, associati ad una valutazione il più possibile quantitativa sulle conseguenze, permettono di delineare azioni di contrasto, mitigazione e adattamento al cambiamento climatico, nonché di valutare come tali azioni agiscono nel configurare gli scenari stessi.

Il clima del futuro dipende infatti, come abbiamo visto nei capitoli precedenti, sia da forzanti naturali sia dall'azione dell'uomo, dai modelli di sviluppo che verranno adottati ed in particolare dalla concentrazione futura dei gas serra di origine antropogenica.

Il clima del futuro agirà sui sistemi naturali, fisici e biologici, in funzione della sensibilità e delle capacità di adattamento dei sistemi stessi, nonché della sinergia dei fattori climatici con altre tipologie di stress, che aumentano la vulnerabilità dei sistemi al cambiamento climatico, diminuendone la resistenza e la capacità di adattamento.

4.1 I gas serra e la temperatura globale

Per definire la tendenza futura del clima si utilizzano modelli complessi in grado di simulare il sistema completo terra-ghiacci-oceano-atmosfera (vedi paragrafo 1.4), che vengono integrati effettuando delle ipotesi sulle concentrazioni future dei gas serra, che a loro volta derivano da differenti scenari socio-economici.

Il collegamento causale tra la concentrazione dei gas serra e la temperatura globale del pianeta è infatti un concetto scientificamente dimostrato già nel XX secolo.

Studi più recenti hanno però permesso di

comprendere e meglio descrivere il processo di assorbimento radiativo dei gas serra, consentendo di individuare delle correlazioni dirette tra la concentrazione di tali gas e la temperatura. Per esempio, è noto che l'effetto di riscaldamento del biossido di carbonio (CO_2) cresce in modo logaritmico con la concentrazione in atmosfera, mentre il metano e l'ossido di azoto presentano una relazione lineare. Con un semplice modello di bilancio energetico, è infatti possibile calcolare un riscaldamento medio dell'aria vicino alla superficie di circa 1°C per un raddoppio della concentrazione di CO_2 in atmosfera.

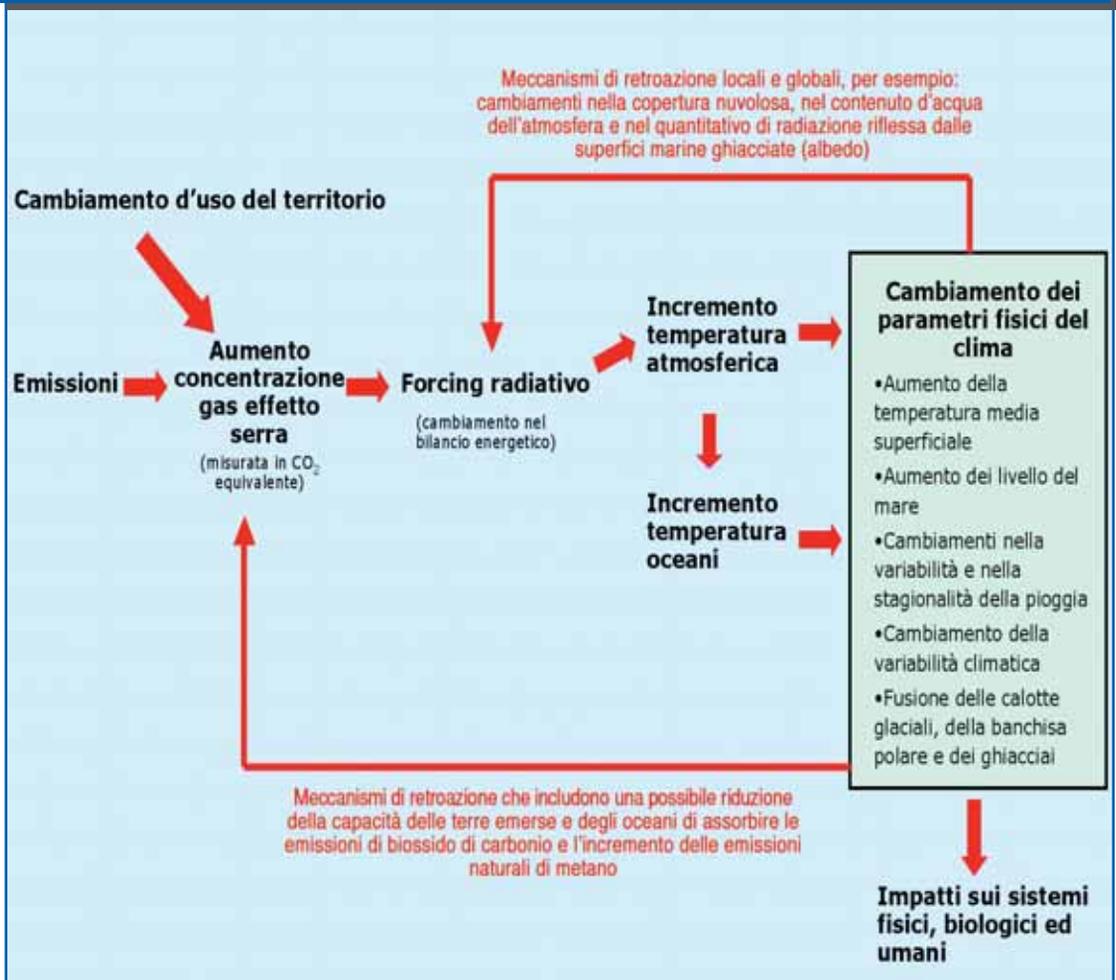
La complessità del sistema terra-atmosfera fa sì che, in realtà, tale riscaldamento sia maggiore di 1°C , a causa dei meccanismi fisici retroattivi (vedi paragrafo 1.2) che tendono ad amplificare il riscaldamento. Il principale meccanismo di retroazione positiva è quello dovuto alla presenza del vapore acqueo: un'atmosfera più calda favorisce l'evaporazione, consentendo una maggiore concentrazione di maggior vapore acqueo, che porta ad intrappolare una maggiore quantità di calore, amplificando il riscaldamento iniziale (Soden et al., 2006). Quello dovuto al vapore acqueo è infatti considerato il principale effetto di retroazione positiva indiretta dovuta ai gas serra.

Con l'utilizzo dei modelli sofisticati di clima, che descrivono le complesse interazioni all'interno del sistema terra-ghiacci-oceano-atmosfera, è oggi possibile definire un intervallo probabile di valori di temperatura per un definito livello di gas serra in atmosfera.

4.2 La tendenza dei gas serra

Alla base della formulazione degli scenari climatici futuri vi sono quindi le simulazioni degli scenari economico-sociali e della loro influenza nell'evoluzione degli agenti forzanti del clima, in particolare dei gas serra e degli aerosol. Nel marzo del 2000 è stato

Figura 4.1.1: Collegamenti tra la concentrazione dei gas serra e il cambiamento climatico (rapporto Stern, 2006).

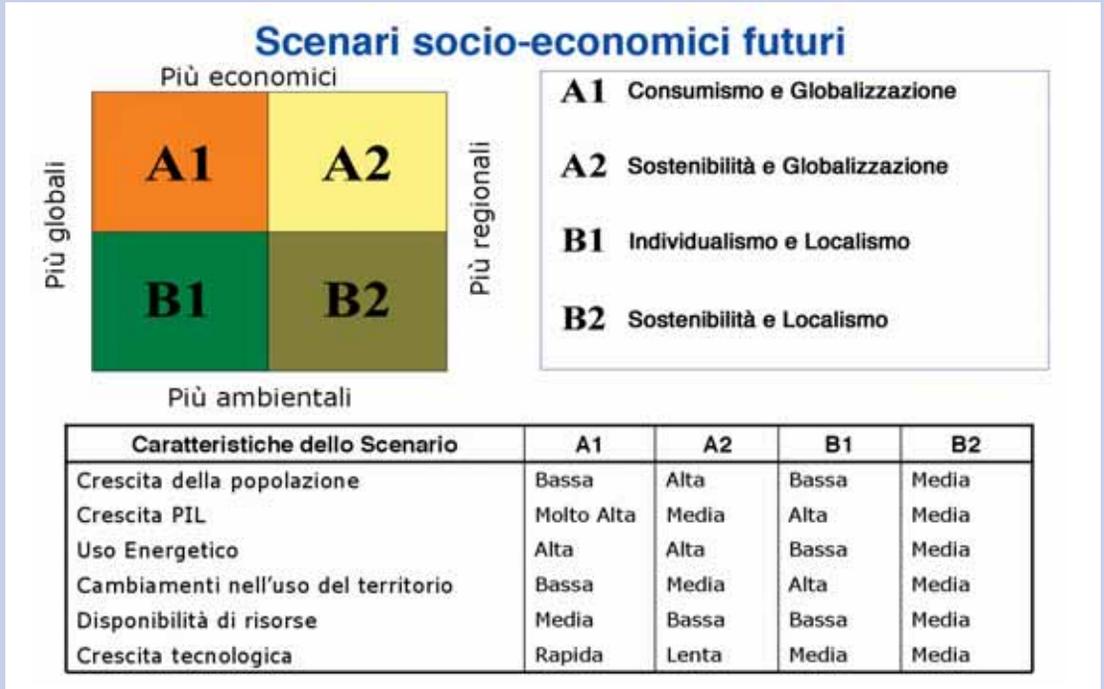


approvato un rapporto dell'IPCC che descrive questi scenari raggruppati in quattro famiglie principali, con le relative concentrazioni in atmosfera dei gas serra (SRES; Special Report on Emission Scenarios). In questa prima formulazione, che costituisce un riferimento anche oggi, tali scenari non tengono conto delle politiche specifiche di riduzione dei gas serra, come il protocollo di Kyoto, ma implicitamente dipendono dalle politiche di sviluppo sociale ed economico, dall'utilizzo di nuove tecnologie, dalle azioni relative alla riduzione dell'inquinamento atmosferico.

Gli scenari socio-economici considerati

Scenario A1: questa famiglia di scenari descrive un mondo caratterizzato da un rapido sviluppo economico, con un crescita della popolazione con un massimo a metà del XXI secolo ed una successiva decrescita, una rapida introduzione di nuove e più efficienti tecnologie, una maggiore convergenza tra le regioni, con un'ampia integrazione sociale e culturale, da cui deriva una sostanziale riduzione delle differenze nel guadagno pro-capite. All'interno di questa famiglia sono identificati tre diversi gruppi,

Figura 4.2.1: Descrizione schematica degli scenari socio-economici.



che derivano da direzioni di sviluppo diverse della tecnologia applicata ai sistemi di produzione energetica. A1FI considera un utilizzo intensivo dei combustibili fossili, A1T un utilizzo delle fonti rinnovabili, mentre lo scenario A1B rappresenta un utilizzo bilanciato delle fonti di energia.

Scenario A2: questa famiglia descrive un mondo molto eterogeneo, orientato alla conservazione delle identità locali e all'autosostentamento regionale, scarsa convergenza ed una crescita continua della popolazione. Anche lo sviluppo economico è visto frammentato, così come il reddito individuale, e lo sviluppo tecnologico più lento.

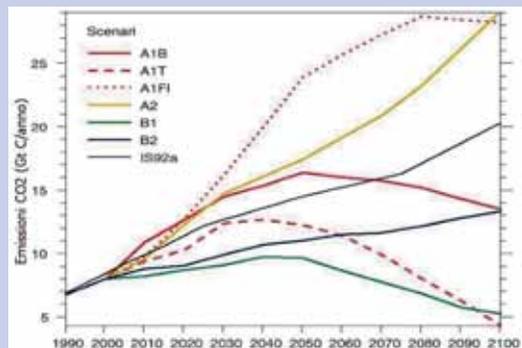
Scenario B1: questa famiglia di scenari descrive, analogamente alla famiglia A1, un mondo caratterizzato dalla convergenza e da una crescita della popolazione con un massimo a metà del XXI secolo ed una successiva decrescita, ma un rapido sviluppo dell'economia verso i servizi e l'informazione e l'introduzione di tecnologie pulite ed efficienti. Ciò che caratterizza questa famiglia è l'adozione

di soluzioni globali per la sostenibilità economica, sociale ed ambientale.

Scenario B2: questa famiglia di scenari descrive un mondo caratterizzato dall'adozione di soluzioni locali nelle politiche di sostenibilità economica, sociale ed ambientale. La popolazione è in continua crescita, anche se ad un tasso inferiore della famiglia A2, con un livello intermedio di sviluppo economico ed una più lenta innovazione tecnologica. Lo scenario vede anche l'applicazione di politiche di protezione ambientale ed equità sociale, ma applicate a livello locale e regionale.

Negli ultimi anni sono stati sviluppati ulteriori scenari che tengono conto anche delle politiche di mitigazione e dell'aggiornamento di alcuni fattori forzanti del cambiamento climatico. Tra questi vi sono le stime della crescita della popolazione, che sono state diminuite, la crescita economica a breve termine di Africa, America Latina e Medio Oriente, che è stata rallentata, con effetti minori sulla cresci-

Figura 4.2.2: Emissione antropogenica di CO₂ per i sei scenari socio-economici. (Lo scenario IS92a fa parte della famiglia degli scenari dell'IPCC del 1992, di cui l'IS92a è stato da allora ampiamente utilizzato come scenario di riferimento). (Scenari SRES, <http://www.ipcc.ch/pub/sres-e.pdf>, IPCC 2001).

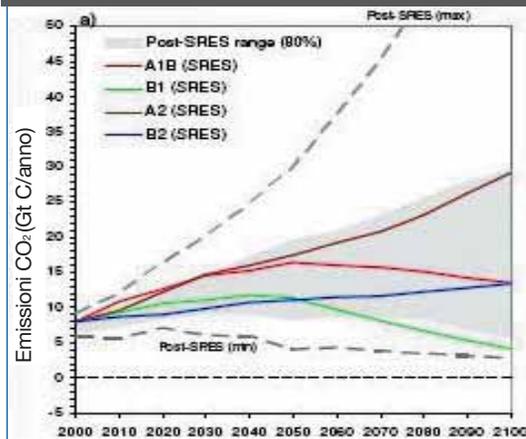


ta economica globale, il contenuto di aerosol e delle sorgenti di emissione dei precursori degli aerosol, determinanti un effetto di raffreddamento dell'atmosfera, che è diminuito. Il risultato importante è che, anche con la revisione di questi contributi, le proiezioni globali delle emissioni dei gas serra non variano sensibilmente.

Tutti gli scenari economico-sociali esaminati dall'IPCC prevedono un aumento della concentrazione dei gas serra in atmosfera. In particolare la CO₂ prodotta dalla combustione dei combustibili fossili, circa i tre quarti dell'emissione antropogenica di CO₂, dovrebbe raggiungere nel 2100 una concentrazione compresa tra le 540 e le 970 parti per milione (ppm), corrispondenti ad una percentuale dal 90% al 250% rispetto al valore di 280 ppm presente prima della rivoluzione industriale (1750). Tenendo conto delle incertezze contenute negli attuali modelli del ciclo del carbonio, in particolare per quanto concerne la biosfera terrestre, l'intervallo previsto si allarga da -10% a +30%, portando le concentrazioni ad un intervallo fra 490 ppm e 1260 ppm (dal 75% al 350% della concentrazione del 1750).

Le simulazioni mostrano una maggiore variabilità delle concentrazioni degli altri gas serra nei diversi scenari. In generale gli scenari

Figura 4.2.3: Emissioni globali di CO₂ negli scenari aggiornati (POST-SRES) rispetto agli scenari originali di riferimento (SRES). L'area grigia rappresenta l'area dove ricade l'80% delle simulazioni, le linee tratteggiate rappresentano il minimo ed il massimo. (Scenari SRES, <http://www.ipcc.ch/pub/sres-e.pdf>, IPCC 2001).



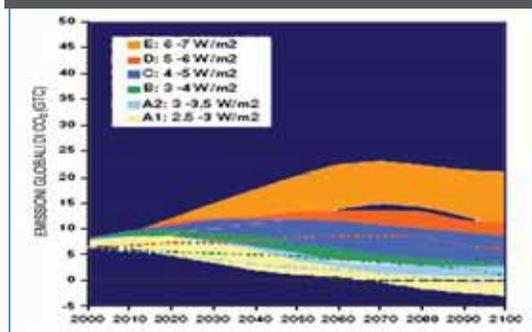
A1B, A1T e B1 presentano incrementi minori, e gli scenari A1FI e A2, i maggiori. Il metano, per esempio, è atteso variare la sua concentrazione dal 1998 al 2100 in un intervallo dai -190 ai +1970 ppb (tra -11% e +112%), ed il protossido di azoto aumentare dai +38 ai +144 ppb (tra +12% e +46%).

Gli stessi modelli evidenziano che per stabilizzare la concentrazione di CO₂ a 450 ppm, 650 ppm o 1000 ppm, sarebbe indispensabile far tornare le emissioni al di sotto dei valori del 1990 rispettivamente entro pochi decenni, in un secolo o due secoli e continuare successivamente nella diminuzione fino a ridurre le emissioni ad una frazione molto piccola di quella attuale (che si aggira attorno ai 7 miliardi di tonnellate di carbonio l'anno - corrispondenti a circa 26 miliardi di tonnellate di CO₂ - e fornisce una concentrazione media di CO₂ di 379 ppm - dato del 2005). Tutti gli scenari, riformulati recentemente per tener conto anche delle politiche di mitigazione (IV Rapporto IPCC, febbraio 2007), in particolare di riduzione delle emissioni di CO₂ verso il raggiungimento di obiettivi definiti "di stabilizzazione", mostrano un massimo delle emissioni intorno al 2040-

2060 seguito da una decrescita per raggiungere gli obiettivi stabiliti.

Uno dei maggiori avanzamenti metodologici degli ultimi anni per quanto riguarda la stabilizzazione consiste nel considerare un approccio multigas rispetto al focus sulla CO₂, tenendo conto degli interventi di mitigazione sulle sorgenti di gas serra diversi dalla CO₂, come l'energia, la forestazione, l'agricoltura e l'industria. Anche considerando operazioni di mitigazione sugli altri gas, il contributo maggiore (60-80%) deriva dalla riduzione delle emissioni sulla CO₂ nei settori dell'energia e dell'industria. L'inclusione degli altri gas serra consente però sensibili riduzioni dei costi per raggiungere la stabilizzazione. In particolare nello scenario di stabilizzazione più basso, che corrisponde ad una concentrazione stabile in atmosfera da 440 a 490 ppm di CO₂ equivalente, le emissioni raggiungono un massimo nel 2010-2020 e poi si riducono quasi a zero nel lungo termine.

Figura 4.2.4: Intervallo di emissione della CO₂ negli scenari aggiornati (POST-SRES) di stabilizzazione raggruppati secondo differenti valori obiettivo espressi in W/m² (IPCC, 2007).

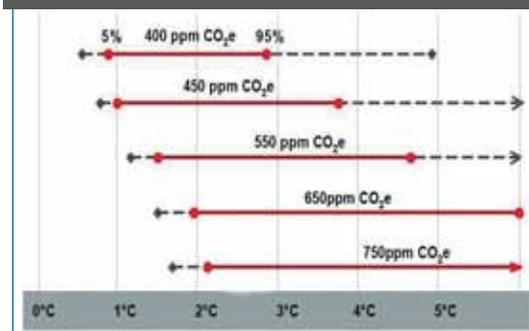


4.3 Le simulazioni modellistiche

Le simulazioni modellistiche che partono dagli scenari di concentrazione dei gas serra prevedono un ventaglio di scenari climatici futuri, nei quali la variabilità del risultato dipende dall'ipotesi adottata di emissione dei gas serra nei prossimi cento anni, dal modello previsionale utilizzato, dalla tecnica di simulazione.

Tutti sono però concordi sull'aumento della temperatura e nell'affermare che i cambiamenti del clima globale nel XXI secolo saranno maggiori di quelli osservati nel XX secolo.

Figura 4.3.1: Livelli di stabilizzazione della CO₂eq. e relativo incremento della temperatura globale rispetto all'epoca pre-industriale (Stern, 2006).



I meccanismi di retroazione che il sistema terra-atmosfera mette in atto a causa del riscaldamento globale, i cosiddetti feedback, hanno un ruolo fondamentale nella previsione climatica. Alcuni feedback vanno ad amplificare il riscaldamento, altri agiscono invece come un meccanismo di contrasto. Non tutti i meccanismi di retroazione sono conosciuti e fisicamente descritti e non tutti i meccanismi possibili sono rappresentati nei modelli.

Se il grado di incertezza nelle diverse simulazioni per quanto concerne l'entità del riscaldamento globale si presenta ancora elevato, ancor più lo sono gli effetti dei feedback combinati fra loro.

Un dato importante è che il cambiamento climatico in sé potrebbe scatenare un incremento addizionale nella concentrazione dei gas serra, amplificando il riscaldamento. L'aumento delle temperature e le variazioni nei regimi pluviometrici indeboliscono infatti le capacità naturali di assorbimento della CO₂ da parte del suolo e della vegetazione, aumentandone l'accumulo in atmosfera. Questo feedback positivo non è concettualmente nuovo, ma solo la sua recente implementazione nei modelli ha permesso di quantificarne l'effetto, suggerendo che nel 2100 l'inclusione nelle simulazioni di questo feedback determina un ulteriore aumento

della concentrazione di gas serra di 20-200 ppm, amplificando il riscaldamento previsto di 0.1-1-5°C (Friedlingstein, 2006). Anche il vapore acqueo, contenuto in misura maggiore in un'atmosfera più calda, intrappola più calore amplificando il riscaldamento iniziale. Considerando poi che i modelli hanno difficoltà a rappresentare bene i processi fisici connessi alla convezione umida, alla formazione delle nubi e alla loro interazione con la radiazione, anche i feedback connessi non possono essere ben rappresentati.

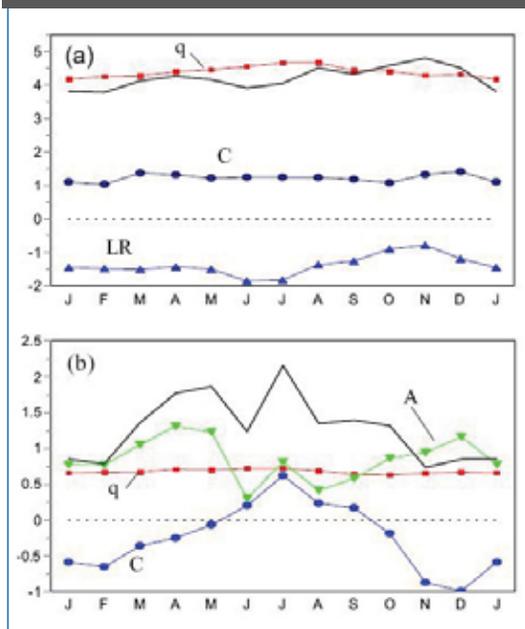
Un altro feedback positivo significativo è quello dato dalla fusione del permafrost e delle torbiere congelate che porterebbe ad un rilascio potenziale di quantità importanti di metano e CO₂ (si stima che se il carbonio accumulato nelle torbiere dall'epoca dell'ultima età glaciale fosse rilasciato in atmosfera, comporterebbe un aumento dei gas serra di 200 ppm di CO₂ equivalente, Gorham, 1991). Le terre umide e ghiacciate contengono infatti più carbonio di quanto sia stato rilasciato dalle attività umane dall'epoca dell'industrializzazione. Analisi sui dati paleoclimatici hanno dimostrato come questi feedback abbiano avuto un ruolo importante nell'aumento delle temperature e nel riscaldamento dei periodi precedenti le età glaciali.

Oltre ai feedback, non tutti gli scenari contemplano la variazione dell'uso del suolo e i suoi effetti sul riscaldamento globale. Ad esempio un'ulteriore riduzione della foresta tropicale, in particolare in Amazonia, porterebbe ad un maggior rilascio di carbonio in atmosfera (Cox, 2000 – Scholze, 2006), contribuendo all'aumento della concentrazione dei gas serra.

Il riscaldamento stesso riduce la capacità di terra e oceano di trattenere anidride carbonica, aumentando la frazione di emissione antropogenica che rimane in atmosfera. Nello scenario A2 il riscaldamento nel 2100 viene aumentato di 1°C grazie a questo meccanismo di retroazione positiva.

In generale si può affermare, sulla base di studi recenti, che i feedback positivi possono portare ad un ulteriore aumento delle temperature di 1-2°C nel 2100 rispetto all'aumento dovuto ai soli gas serra.

Figura 4.3.2: Variazione globale media della radiazione a onda lunga (a) e ad onda corta (b) espressa in W/m², per una condizione di equilibrio in una atmosfera con una concentrazione doppia di CO₂, mese per mese, dovuta ai diversi feedback: 'q' vapore acqueo; 'LR' lapse rate; 'C' nubi, 'A' albedo, e in linea continua variazione totale (Colman, 2003).



Nonostante le recenti conferme sulle simulazioni modellistiche dell'ultimo decennio e il miglioramento nell'attendibilità delle proiezioni future, non bisogna dimenticare che il riscaldamento globale finale si ottiene come il risultato complessivo, piccolo, che esce dalla somma di molti numeri grandi, incerti e di segno opposto.

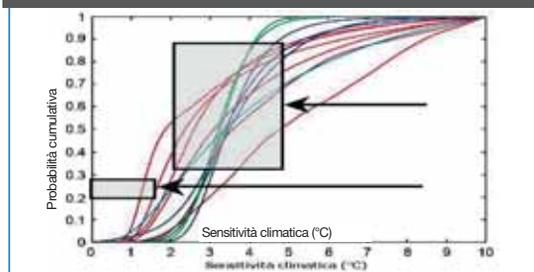
4.3.1 La sensibilità climatica

La sensibilità climatica fornisce la misura della risposta del sistema clima nel suo complesso ad una specifica forzante esterna. Essa è definita, in modo generale, come la temperatura superficiale media all'equilibrio che si ottiene raddoppiando la concentrazione di CO₂ dal livello pre-industriale (portandola circa a 550 ppm).

Per confrontare le diverse simulazioni modellistiche del clima futuro si fa riferimento alla

sensività climatica: comparando le predizioni sulla base dei modelli allo stato dell'arte, si ottiene una sensibilità climatica che varia da 1.5°C a 4.5°C. Questo intervallo è maggiore di quello stimato da un semplice modello lineare, cioè un modello in cui la temperatura cresce al crescere della concentrazione della CO₂ in modo lineare (1°C), sottolineando l'importanza dei complessi meccanismi di retroazione del sistema terra-atmosfera. Diversi studi recenti affermano inoltre una maggior sensibilità del sistema climatico: la probabilità che la sensibilità del clima sia inferiore ad 1°C è compresa nell'intervallo 0-2%, mentre vi è una probabilità compresa tra il 2 ed il 20% che tale sensibilità sia superiore a 5°C (Meinhausen, 2006). Questo implica una probabilità su cinque che il riscaldamento globale porti ad un eccesso di 3°C di temperatura rispetto al periodo pre-industriale (circa 2°C superiore a quella attuale), se la concentrazione di gas serra fosse stabilizzata al livello attuale di 430 ppm di CO₂ equivalente.

Figura 4.3.1.1: Aumento della temperatura superficiale dovuto al raddoppio della concentrazione di CO₂, espresso in termini di probabilità cumulativa, per diverse simulazioni modellistiche: la stima migliore è quella intorno ai 3°C, probabile tra i 2°C ed i 4.5°C (indicata dalla box superiore), molto improbabile inferiore ai 1.5°C (indicata dalla box inferiore), valori maggiori di 4.5°C non sono comunque da scartare (IPCC, 2007).



Se invece il trend di crescita delle emissioni continuasse ai livelli attuali, il raddoppio della concentrazione della CO₂ rispetto al periodo pre-industriale (circa 550 ppm) avverrebbe a circa metà del XXI secolo ed in tal caso le temperature nel 2100 vedrebbero un aumento di 2-5 °C o più (IV Rapporto IPCC; Hadley Center e Murphy et al 2004). Anche se si ipo-

tizzasse un intervallo di riscaldamento intermedio, attorno ai 2-3°, si raggiungerebbe una temperatura che la terra non ha mai registrato dalla metà del Pliocene, circa 3 milioni di anni fa (Hansen, 2006).

Questi alti valori di sensibilità sono dovuti principalmente ai meccanismi di retroazione interni, che amplificano o attenuano l'effetto della forzante esterna, come quelli legati alla formazione ed alla dinamica delle nuvole e gli effetti di raffreddamento degli aerosol.

4.3.2 Gli effetti sulla temperatura

Dall'analisi delle simulazioni fornite dai diversi modelli accoppiati di Circolazione Generale dell'Atmosfera e dell'Oceano (AOGCM), l'IPCC stima un incremento medio globale della temperatura dell'aria nel periodo dal 2090 al 2099 compreso tra 1.7 e 4.0 °C in relazione ai diversi scenari di emissione di gas serra per i prossimi anni, che diventa da circa 3 a 6 °C senza interventi strutturali di mitigazione.

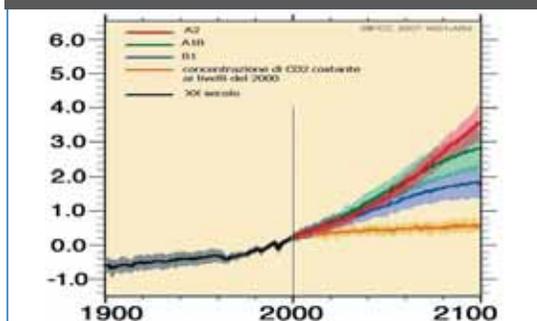
Utilizzando più simulazioni derivanti da modelli diversi, è possibile stimare sia la variazione media sia l'incertezza associata per la fine del XXI secolo: dal 2090 al 2099, la variazione media nella temperatura globale dell'aria alla superficie relativamente al periodo di riferimento 1980-1999 è di 3°C (con un'incertezza che la fa variare in un intervallo da 1.4°C a 5.1°C) per la famiglia di scenari A e di 2.2°C (in un intervallo tra 1°C e 3.8°C) per la famiglia B2, consistente con il più basso tasso di concentrazione di CO₂ previsto dallo scenario socio-economico.

Sin dal primo rapporto dell'IPCC (1990) le proiezioni avevano stimato un aumento di temperatura da 0.15°C a 0.3°C per decade dal 1990 al 2005. Ora questo dato può essere comparato con il valore osservato di 0.2°C per decade, rafforzando la confidenza con le proiezioni a breve termine. Per le prossime due decadi, un riscaldamento di circa 0.2°C per decade è previsto per quasi tutti gli scenari di emissione.

Il tasso di riscaldamento presentato nelle recenti stime è maggiore di quello osservato nel XX secolo e, sulla base dell'analisi dei

Riscaldamento previsto per il periodo 2090-2099 relativamente al periodo 1980-1999		
scenario	Incremento medio di temperatura previsto	Intervallo in cui varia l'incremento medio di temperatura tenendo conto dell'incertezza delle simulazioni
B1	1.7°C	1-2.7°C
A1T	2.4°C	1.4-3.8°C
B2	2.4°C	1.4-3.8°C
A1B	2.7°C	1.6-4.3°C
A2	3.2°C	1.9-5.1°C
A1F1	4°C	2.4-6.3°C

Figura 4.3.2.1: Riscaldamento globale in °C (relativo al periodo 1980-1999) per gli scenari socio-economici A2, A1B, B1, e per lo scenario a concentrazione costante del 2000, mostrati come proseguimento della simulazione della temperatura del XX secolo, ottenuti con diversi modelli (il numero indica la quantità di simulazioni per ogni scenario). La linea in grassetto rappresenta il valor medio delle simulazioni, l'area ombreggiata l'intervallo corrispondente a +/-1 deviazione standard del campione (IPCC, 2007).



dati paleoclimatici, è senza precedenti negli ultimi 10000 anni.

La distribuzione nel tempo non è uguale per tutti gli scenari: per quelli che vedono un utilizzo dei combustibili fossili, come la famiglia A2, il riscaldamento è mitigato, fino al 2050, dalle emissioni di SO₂, che ha un effetto di raffreddamento dell'atmosfera. A più lungo termine, le emissioni dei gas serra come CO₂ e N₂O diventano dominanti.

Interessante è notare come, nel 2100, l'incertezza nell'aumento della temperatura globale dovuta all'utilizzo dei diversi scenari sia comparabile con quella ottenuta da diversi modelli applicati al medesimo scenario.

La stima della distribuzione geografica delle anomalie termiche presenta più incertezze rispetto al segnale globale, sebbene tutti i pattern geografici dipendenti dai diversi scenari risultino simili a quelli osservati negli ultimi 50 anni.

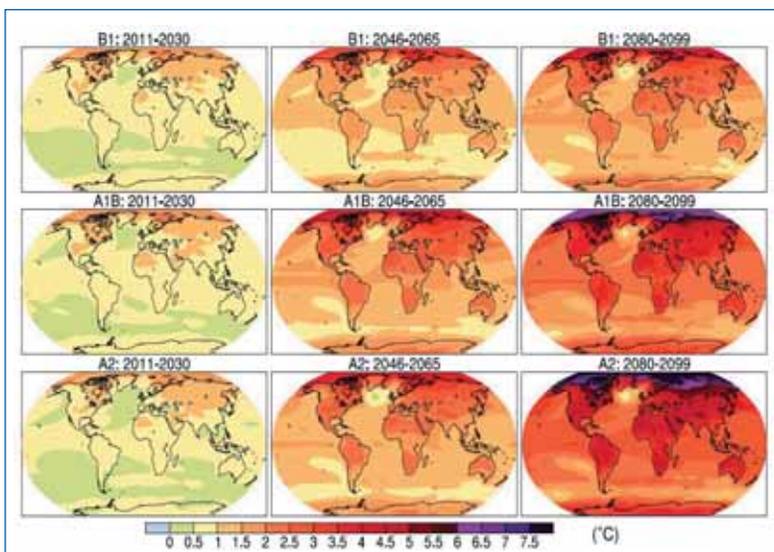
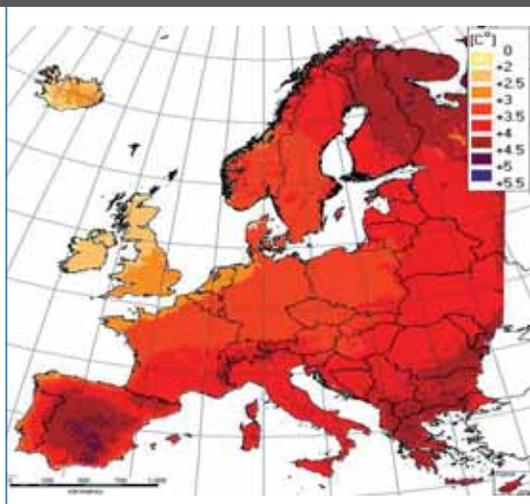


Figura 4.3.2.2: Riscaldamento medio superficiale annuo (variazione di temperature in °C relativamente al periodo dal 1980 al 1999) ottenuto da diverse simulazioni modellistiche per gli scenari B1, A1B e A2, per tre finestre temporali (a sinistra dal 2011 al 2030, nel mezzo dal 2046 al 2065 e sulla destra dal 2080 al 2099) (IPCC, 2007).

Sulla base dei risultati dei più recenti AOGCM si stima comunque un riscaldamento di tutte le regioni della terra, maggiore sulle terre emerse che non negli oceani e maggiore alle alte latitudini, anche fino al 40% in un intervallo compreso da 1.3 °C a 6.3 °C per tutti i modelli e gli scenari considerati. L'aumento di temperatura è minore sul Nord Atlantico e nelle regioni oceaniche a sud del circolo polare rispetto alla media globale. In estate il riscaldamento in eccesso nell'Asia centrosettentrionale è del 40% superiore rispetto alla media globale. Solo nell'Asia meridionale e nelle zone meridionali del Sud America, in giugno, luglio ed agosto, e nel sudest dell'Asia per tutte le stagioni, i modelli mostrano un riscaldamento al di sotto della media globale.

In molte aree del pianeta è stimata una diminuzione dell'escursione termica diurna, con un aumento delle temperature minime notturne maggiore dell'aumento delle massime diurne. Diverse simulazioni mostrano una generale diminuzione della variabilità delle temperature in inverno e un aumento di tale variabilità nelle aree emerse dell'emisfero nord durante l'estate.

Figura 4.3.2.3: Aumento della temperatura in Europa nel periodo 2071-2100 rispetto al periodo 1961-1990 sulla base dello scenario IPCC SRES A2. (Green Paper - Adapting to climate change in Europe, UE 2007).



Molti di questi cambiamenti previsti sono consistenti con le tendenze nei dati osservati.

Limitatamente all'area del Mediterraneo, le simulazioni fornite dagli AOGCM con gli scenari di emissione A2 e B2 danno un aumento delle temperature superiore all'aumento globale durante i mesi estivi, mentre in inverno l'anomalia positiva sembra leggermente minore a quella globale.

Studi recenti, mirati a valutare gli impatti a scala locale dell'aumento di temperatura, puntano l'attenzione sulle variazioni delle temperature estreme, dimostrando come le variazioni su queste siano legate all'aumentata variabilità interannuale delle temperature negli scenari futuri e non sempre correlate geograficamente con l'aumento della temperatura media (C. Schär, 2004).

Ad esempio, solo un regime con un aumento nella variabilità delle temperature estive, oltre all'aumento della temperatura media, è in grado di spiegare l'ondata di calore dell'estate 2003 che ha investito l'Europa. Simulazioni effettuate mediante l'utilizzo di modelli climatici regionali, innestati in una simulazione AOGCM nello scenario A2,

Figura 4.3.2.4: Variazione della temperatura estiva (a sinistra) e della variabilità della temperatura estiva (a destra, espressa come percentuale della variazione standard rispetto alla media estiva sulla variazione standard del periodo 1961-1990) nel periodo 2071-2100 ottenute con un modello di clima regionale RCM nello scenario A2. (Schar et al, 2004).

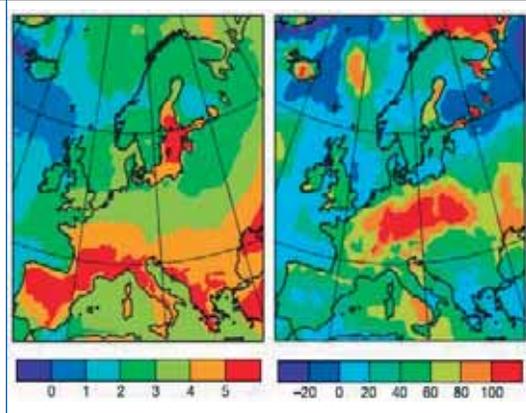
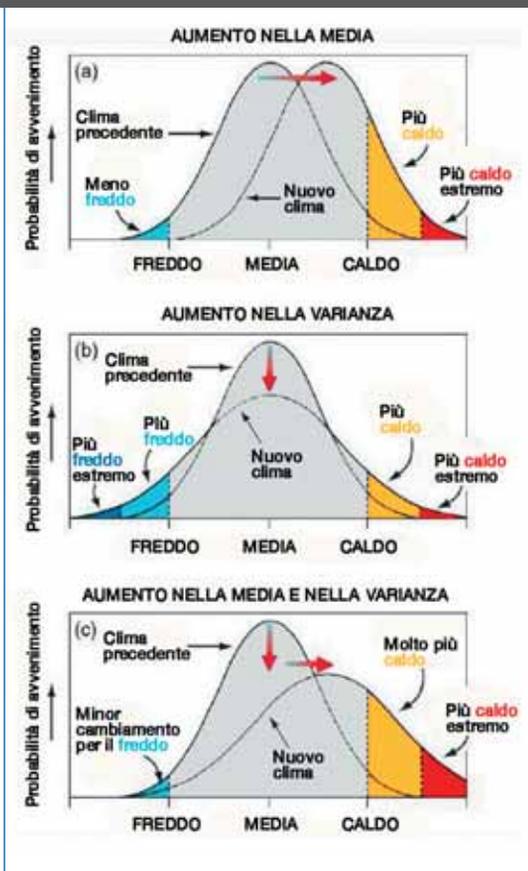


Figura 4.3.2.5: Rappresentazione schematica degli effetti sulle temperature estreme in caso di aumento della temperatura media (a), aumento nella varianza della temperatura (b), aumento della media e della varianza (c) (IPCC, 2001).



mostrano un aumento fino al 100% di tale variabilità in Europa, ed in particolare nelle zone centrali ed orientali nel periodo 2071–2100, rispetto al periodo 1961–90. Il segnale di aumento della variabilità non è direttamente collegato con l’aumento della temperatura media.

L’aumento nella variabilità delle temperature implica anche un aumento negli estremi relativamente alla media climatica. Questa forte sensibilità degli estremi all’ampiezza della distribuzione statistica porta ad affermare che “la variabilità è più importante della media” (Katz R. et al., 1992).

Il clima estivo europeo potrebbe perciò vedere una maggior variabilità da anno ad anno in risposta al forcing dei gas serra. Questo aumento nella variabilità influenzerà in modo sostanziale la frequenza delle ondate di calore e degli episodi di siccità in futuro.

4.3.3 Gli effetti sulla precipitazione

Sulla base delle simulazioni modellistiche e per la maggior parte degli scenari futuri, la concentrazione media di vapore acqueo in atmosfera è stimata in aumento nel corso del XXI secolo: questo aumento, insieme alle modificazioni sui regimi meteorologici a grande scala dovuti al riscaldamento, diversamente distribuito sul pianeta, modifica il regime pluviometrico.

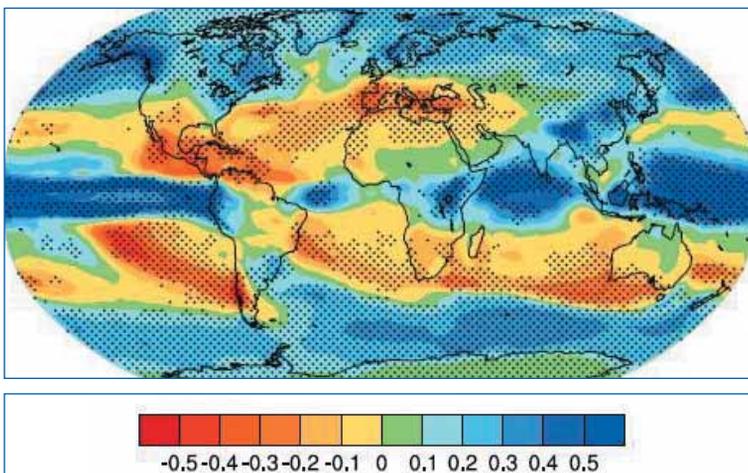


Figura 4.3.3.1: Distribuzione della variazione media della precipitazione (mm/giorno). Nelle regioni punteggiate almeno l’80% dei modelli utilizzati concordano col segno della variazione. La variazione è per lo scenario A1B per il periodo 2080-2099 relativamente al periodo 1980-1999 (IPCC, 2007).

Rispetto a quanto stabilito per la temperatura ed il livello del mare, per le precipitazioni le incertezze delle conseguenze del riscaldamento globale sono in generale maggiori.

La maggior parte delle simulazioni modellistiche indica che, dalla seconda metà del XXI secolo, vi è una probabilità superiore al 90% che le precipitazioni aumentino nell'emisfero nord, alle medie ed alte latitudini, ed in Antartide durante l'inverno. Negli scenari futuri si evidenzia inoltre, sulla maggior parte delle aree del pianeta dove è atteso un aumento della precipitazione media, una maggiore variabilità nel regime delle precipitazioni da un anno all'altro.

A latitudini più basse vi sono aree dove si verifica un aumento delle precipitazioni ed aree dove si verifica una diminuzione. Nella maggior parte delle regioni di terra subtropicali è probabile (probabilità superiore al 66%) che le precipitazioni diminuiscano (nello scenario A1B le precipitazioni nel periodo 2090-2099 sono viste diminuire fino al 20% rispetto al periodo 1980-1999).

Il Nord Africa e l'area del Mediterraneo vedono una tendenza all'inaridimento, mentre più incertezze vi sono circa i cambiamenti nella precipitazione tropicale, soprattutto a causa delle complesse interazioni tra i cambiamenti climatici ed i cicli naturali come quello di El Niño, che dominano il clima ai tropici.

Durante gli anni con El Niño positivo (circa ogni 3-7 anni) cambia la distribuzione geografica della temperatura superficiale del mare, con un significativo riscaldamento nel Pacifico Orientale. Questo altera radicalmente la circolazione atmosferica a grande scala attorno al globo, modificando la distribuzione geografica delle precipitazioni: alcune regioni soffrono per la siccità, su altre si ha un incremento delle precipitazioni.

Molti modelli suggeriscono che il riscaldamento globale sarà più efficace sul Pacifico orientale rispetto al Pacifico occidentale, limitando la differenza nella distribuzione delle temperature superficiali dell'oceano come nelle situazioni di El Niño positivo, sebbene rimangano molte incertezze: i modelli non concordano infatti sulla natura

Figura 4.3.3.2: Distribuzione della variazione media della precipitazione (mm/giorno). Nel periodo invernale (dicembre, gennaio, febbraio DJF) sopra e per l'estate (giugno, luglio, agosto JJA) sotto. La variazione è per lo scenario A1B per il periodo 2080-2099 relativamente al periodo 1980-1999 (IPCC, 2007).

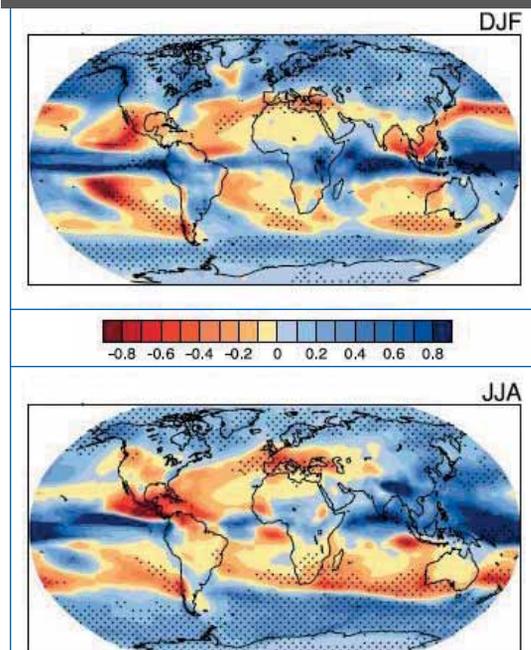
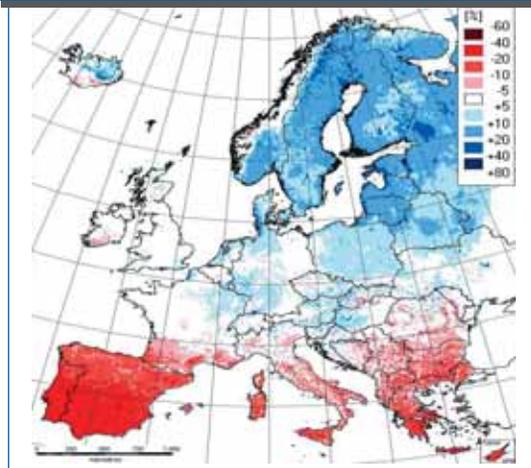


Figura 4.3.3.3: Variazione percentuale della precipitazione annua in Europa nel periodo 2071-2100 rispetto al periodo 1961-1990 sulla base dello scenario IPCC SRES A2. (Green Paper - Adapting to climate change in Europe, 2007).



dei cambiamenti nella frequenza o nell'intensità di El Niño (Collins and the CMIP Modelling Groups 2005).

Le conseguenze di un simile cambiamento sono importanti. Ad esempio, diminuirebbe l'intensità del monzone indiano, con una significativa riduzione delle precipitazioni ed il verificarsi di episodi di siccità severa.

Per quanto riguarda l'Europa, la precipitazione totale è vista aumentare dal 10 al 40% sulle regioni settentrionali con un tasso medio dell'1-2% per decade e con una distribuzione non uniforme sulle stagioni: il periodo estivo vede comunque un deficit delle precipitazioni. Su quelle meridionali è attesa una diminuzione dell'ordine del 20% (IPCC 2007, JRC 2005), in particolare nel periodo estivo. Sul bacino del Mediterraneo, sembrano probabili delle estati più "asciutte" di quanto non sia stato sino ad ora.

Con tutta la cautela legata all'incertezza sui dettagli locali delle simulazioni delle precipitazioni, si può comunque immaginare un aumento delle precipitazioni a nord delle Alpi e una riduzione a Sud, soprattutto durante i mesi estivi, e quindi una progressiva desertificazione delle regioni dell'Italia insulare e meridionale e sensibili manifestazioni di desertificazione anche nelle regioni del centro-nord Italia.

4.3.4 Gli effetti sul livello del mare

Anche il livello del mare è condizionato dallo scenario considerato di emissione di gas serra per i prossimi anni e, come per la temperatura, i diversi modelli forniscono una risposta concorde sull'aumento del livello del mare con valori più critici all'aumentare della concentrazione dei gas serra.

Gli scenari futuri proposti dall'IPCC prevedono un innalzamento del livello globale medio del mare, compreso tra 18 e 59 centimetri nel periodo 2090-2099, in funzione dei diversi scenari socio-economici.

L'innalzamento previsto è dovuto principalmente (per il 70-75%) all'espansione termica e alla perdita di massa dei ghiacciai e delle calotte ghiacciate.

Ai valori indicati nella tabella, sono da sommare le incertezze dovute al contributo dello scioglimento dei ghiaccio della Groenlandia e dell'Antartide. Se l'aumento recentemente osservato nella portata dovuta allo scioglimento dei ghiacci crescesse linearmente con la temperatura globale, la stima dell'innalzamento medio del livello del mare dovrebbe essere aumentata del 10-25% per ogni scenario.

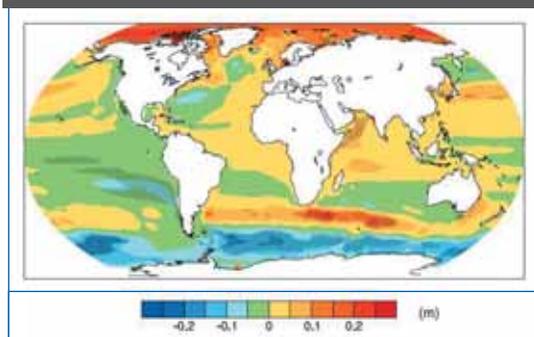
Queste proiezioni corrispondono ad un aumento pari fino a tre-quattro volte i valori osservati nel corso del XX secolo, che già sono da considerare valori eccezionali (nel periodo dal 1870 al 2004 si stima un sollevamento medio del livello del mare di 195 mm, corrispondente ad un sollevamento medio di 1.7 ± 0.3 mm per anno, che negli anni recenti sale a 3 mm per anno (Church e White, 2006), affermando l'esistenza di un processo di accelerazione dello scioglimento dei ghiacci). L'effetto sul livello del mare è più lento di quello sulla temperatura, ma risente per tempi più lunghi della forzante iniziale. Simulazioni recenti mostrano infatti che, anche se il forcing radiativo dovuto ai gas serra fosse stabilizzato nel 2100 ai livelli dello scenario A1B (pari a 850 ppm di CO₂ equivalente), l'espansione termica da sola porterebbe ad un aumento da 30 ad 80 cm nel 2300 (relativamente al periodo 1980-1999) e conti-

scenario	Intervallo di incremento del livello del mare in metri, nel periodo 2090-2099 rispetto al periodo 1980-1999 (IPCC, 2007)
B1	0.18-0.38
A1T	0.30-0.45
B2	0.20-0.43
A1B	0.21-0.48
A2	0.23-0.51
A1F1	0.26-0.59

nuerebbe ad un tasso inferiore per molti secoli, a causa del lento meccanismo di trasporto di calore nell'oceano profondo.

La distribuzione geografica dell'innalzamento del mare non è concorde nei dettagli nelle diverse simulazioni modellistiche, ma mostra alcune caratteristiche comuni, come un incremento inferiore alla media negli oceani dell'emisfero Sud, superiore alla media nell'Artico e con una stretta banda caratterizzata da un significativo innalzamento allungata tra l'Atlantico meridionale e l'Oceano Indiano.

Figura 4.3.4.1: Distribuzione geografica della variazione del livello del mare in m (differenza tra le medie nel periodo 2080-2099 e 1980-1999) dovuta alla variazione di densità dell'oceano e ai cambiamenti nella circolazione nel corso del XXI secolo (valori positivi indicano variazioni superiori alla media globale). I risultati sono ottenuti come media di insieme di 16 simulazioni con AOGCM nello scenario A1B (IPCC, 2007).



4.3.5 Gli effetti sull'estensione dei ghiacci e sulla copertura nevosa

A livello medio globale ed in particolare nell'emisfero Nord, sia la copertura nevosa sia l'estensione dei ghiacci sono previste in diminuzione a causa del riscaldamento progressivo. La copertura nevosa rappresenta una risposta integrata alla variazione sia della temperatura sia della precipitazione e mostra una forte correlazione negativa con la temperatura dell'aria nella maggior parte delle aree dove la copertura nevosa presenta un andamento stagiona-

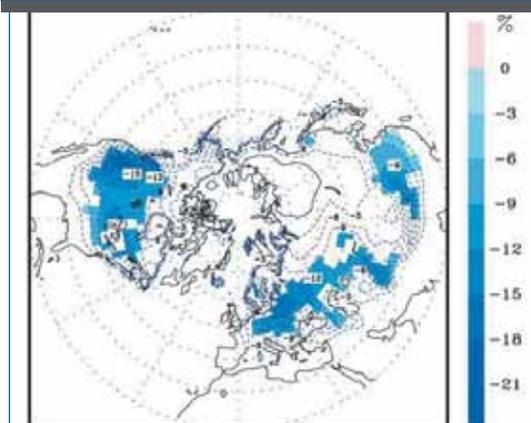
le e non permanente. A causa di questa forte dipendenza dalla temperatura, le proiezioni per il XXI secolo ne danno una diminuzione distribuita su vaste aree del pianeta.

I modelli specificatamente sviluppati per simulare gli impatti del cambiamento climatico nella zona artica (Arctic Climate Impact Assessment - ACIA) proiettano alla fine del XXI secolo una riduzione della copertura nevosa annuale nell'emisfero nord in un intervallo dal 9 al 17%, con una media intorno al 13%, nello scenario B2 (ACIA,2004).

Le maggiori riduzioni si hanno in primavera e nel periodo tardo autunno-inizio inverno, portando ad una diminuzione del periodo in cui il suolo si presenta coperto da neve, oltre ad una diminuzione vera e propria della superficie coperta da neve. L'inizio della stagione di accumulo della neve al suolo, che corrisponde alla fine della stagione in cui si ha fusione, è ritardato, mentre è anticipato l'inizio della stagione in cui si ha la fusione (Hosaka et al., 2005).

In generale nell'emisfero Nord si ha una diminuzione sia della quantità di neve, sia dell'estensione della copertura nevosa, anche se in alcune regioni specifiche, come ad esempio la Siberia, la quantità di neve è vista aumentare a causa dell'aumento della precipitazione nevosa nel periodo autunno-inverno (Meleshko et al., 2004; Hosaka et al., 2005).

Figura 4.3.5.1: Variazione percentuale media della frazione di suolo coperto da neve sul periodo 2080-2099 relativamente al periodo 1980-1999, ottenuto con simulazioni modellistiche (IPCC, 2007).



Per quanto riguarda i ghiacci una consistente riduzione è attesa per i ghiacci marini, sia nell'estensione sia nello spessore, mentre particolarmente critica è attesa la situazione dei ghiacciai alpini, che potrebbero progressivamente scomparire.

In funzione della relazione di sensitività del bilancio di massa specifico che si utilizza (cioè della relazione tra l'aumento di un grado della temperatura e la variazione della massa del ghiacciaio per unità di superficie in un anno), utilizzando le proiezioni delle temperature mensili per gli scenari A1B, A2 e B1, senza considerare la Groenlandia e l'Antartide, si ottengono delle variazioni in un intervallo tra 0.49 e 0.61 ± 0.12 mm in termini di innalzamento del livello del mare equivalente all'anno per ogni grado di aumento di temperatura.

Una conseguenza indiretta della diminuzione delle superfici ghiacciate e della copertura

nevosa è la diminuzione dell'albedo, ossia della capacità della superficie terrestre di riflettere la radiazione incidente. Attualmente i ghiacci ricoprono il 75% della superficie dell'Oceano Artico, riflettendo dal 50 all'80% della radiazione incidente, mentre le acque marine ne assorbono circa l'85% (Washington and Parkinson 2005). Nel 2100, la calotta glaciale artica, che è vista scomparire quasi del tutto durante la tarda estate, modificherà pertanto il bilancio termico di quest'area del pianeta.

La diminuzione dell'albedo a causa della riduzione dei ghiacci e della copertura nevosa produce un meccanismo di retroazione positiva (Chapin et al. 2005), favorendo a sua volta l'aumento del riscaldamento. Dal 1978 la superficie di ghiaccio oceanica si è fusa di circa il 3% per decade, e non è escluso che vi sia una soglia nella riflettività della terra, superata la quale il sistema cambia rapidamente stato. Lo scioglimento dei ghiacci ha come conseguenza anche l'aumento del vapore acqueo in atmosfera, che, come abbiamo visto in precedenza, oltre ad essere un importante gas serra di per sé, è all'origine di meccanismi di retroazione complessi e

Figura 4.3.5.2: Estensione della banchisa nell'Artico in settembre (periodo di minima estensione) espressa in termini di concentrazione percentuale di ghiaccio rispetto all'acqua nella situazione corrente e nella proiezione climatica per il 2080 basata sullo scenario A1B (Hadley Centre).

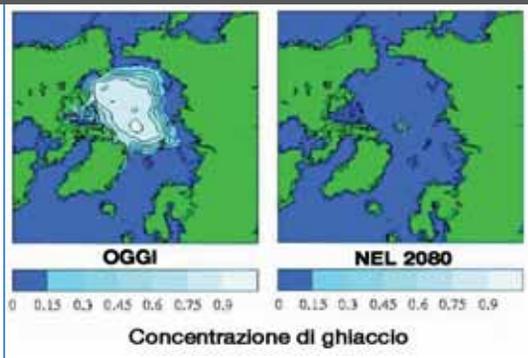
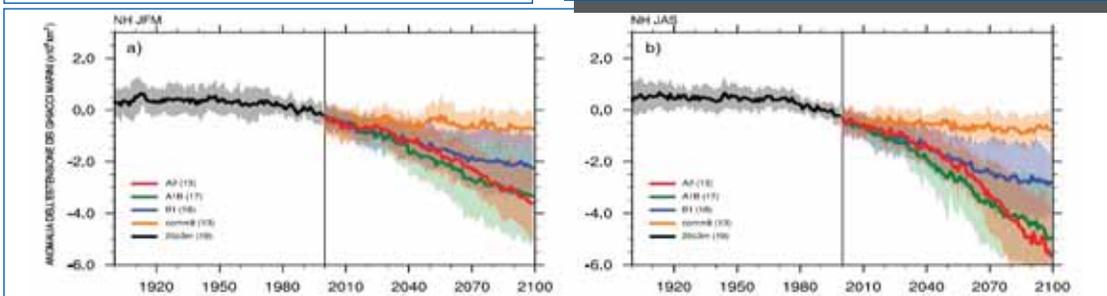


Figura 4.3.5.3: Anomalie simulate con la modellistica nell'estensione della superficie di mare ghiacciato (definita come superficie in cui la concentrazione di ghiaccio eccede il 15% dell'area) nel XXI secolo utilizzando gli scenari SRES A2, A1B e B1 per (a) emisfero nord da gennaio a marzo (JFM), (b) emisfero nord da luglio a settembre (JAS). Le linee solide rappresentano la media delle simulazioni modellistiche per i diversi scenari, mentre l'area ombreggiata rappresenta l'intervallo all'interno di una deviazione standard dalla media. Le anomalie sono relative al periodo 1980-2000 (IPCC, 2007).



non del tutto compresi legati alla formazione ed alla dinamica delle nubi.

Nonostante le misure effettuate in Antartide nelle ultime decadi mostrino come l'87% dei 244 ghiacciai si siano ritirati, le proiezioni climatiche vedono la superficie ghiacciata dell'Antartide aumentare la sua massa, a causa delle maggiori precipitazioni, mentre la superficie ghiacciata della Groenlandia è destinata a perdere massa a causa dell'aumento del runoff, dovuto sia alla fusione del ghiaccio sia alle condizioni che favoriranno la creazione di uno strato lubrificante alla base e quindi lo scivolamento della massa ghiacciata nel mare. Un aumento della temperatura regionale di 2.7°C rispetto ai valori attuali potrebbe portare alla fusione totale dei ghiacci della Groenlandia.

Una certa preoccupazione è suscitata dalla stabilità dello strato di ghiaccio dell'Antartide Ovest, che pone le sue fondamenta al di sotto del livello del mare, in particolare per un aumento della temperatura globale di 3°C, che è ricompresa negli scenari per il XXI secolo (Tirpak et al., 2005). Comunque, la diminuzione del ghiaccio sommerso non dovrebbe essere la componente sostanziale dell'aumento del livello del mare del XXI secolo, sebbene la sua dinamica non sia del tutto compresa, specialmente per i lunghi tempi di scala.

4.3.6 Gli effetti sugli eventi meteorologici estremi

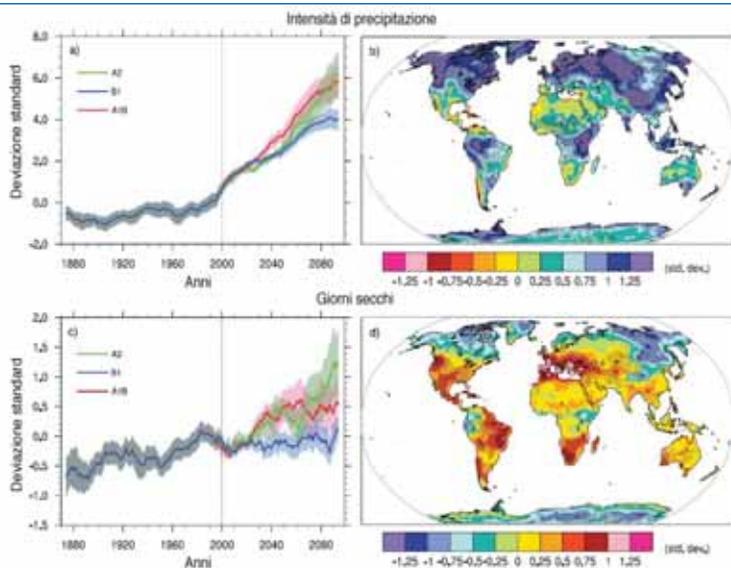
Gli eventi estremi, in termini di estremi di temperatura, ondate di caldo, eventi di precipitazione intensa, tempeste con venti forti, sono stimati divenire più frequenti mentre il numero di giorni caratterizzati da basse temperature e notti con temperature al di sotto dello zero sono attesi in diminuzione.

Oltre agli estremi veri e propri, nella disamina degli scenari climatici futuri, sono anche da considerare le situazioni anomale, cioè gli eventi che superano la media di due o tre deviazioni standard e che, negli scenari climatici futuri, risultano più frequenti.

Una conseguenza del "clima intensificato" è infatti che tutto ciò che è straordinario diventa più ordinario.

Per quanto concerne gli estremi nelle precipitazioni, una buona concordanza si ha nelle proiezioni future sull'aumento della frequenza di

Figura 4.3.6.1: Variazioni negli estremi di precipitazione sulla base di simulazioni modellistiche (Tebaldi et al. 2006): (a) media globale dei cambiamenti nell'intensità di precipitazione (definita come precipitazione media annuale diviso per il numero di giorni piovosi sulle terre emerse) per gli scenari B1, A1B e A2; (b) cambiamenti nella distribuzione spaziale dell'intensità di precipitazione tra due medie ventennali (2080–2099 meno 1980–1999) per lo scenario A1B; (c) media globale dei cambiamenti nel numero di periodi secchi (definiti come il massimo annuale del numero di giorni consecutivi senza pioggia); (d) cambiamenti nella distribuzione spaziale dei periodi secchi tra due medie ventennali (2080–2099 meno 1980–1999) per lo scenario A1B. Le linee solide in (a) e (c) sono costruite come media mobile su 10 anni, mentre l'area ombreggiata rappresenta la media d'insieme della deviazione standard. Le aree punteggiate in (b) e (d) denotano le aree dove la variazione è statisticamente significativa. Le variazioni sono espresse in termini di variazione standard.



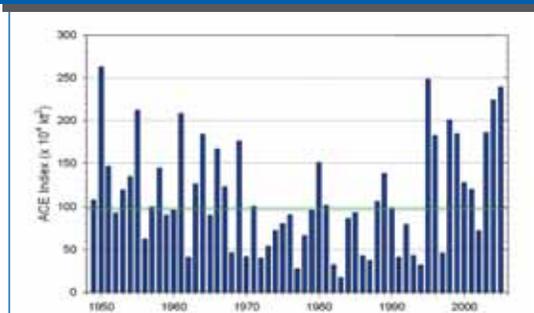
estati asciutte alle medie latitudini e nelle regioni subtropicali dell'emisfero nord, che determina un aumento del rischio di siccità. Anche se con maggiori incertezze nella distribuzione geografica, i modelli confermano anche che il riscaldamento globale porta ad un aumento dell'intensità della precipitazione (quantità di precipitazione per evento di precipitazione) in molte regioni della terra e che l'aumento negli estremi di precipitazione è maggiore del cambiamento nella precipitazione media.

Con il riscaldamento globale la precipitazione è attesa essere più concentrata in eventi intensi, che portano ad un grande ruscellamento superficiale (runoff), alternati a periodi asciutti, relativamente più lunghi, caratterizzati da una maggior evapotraspirazione, in particolare nelle regioni subtropicali.

Un altro aspetto di queste proiezioni è che gli estremi di precipitazioni sono attesi in particolare nelle regioni dove vi è un aumento della precipitazione media, mentre estremi negativi sono attesi nelle regioni dove la precipitazione media è attesa in diminuzione.

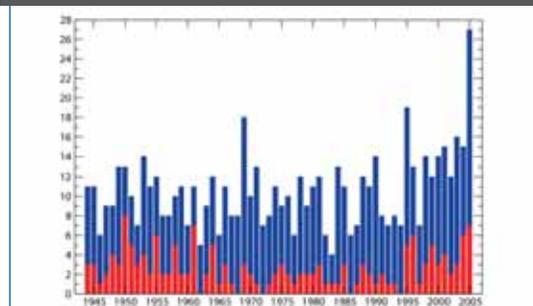
In particolare nell'emisfero nord, è atteso un aumento degli inverni mediamente "umidi" sull'Europa settentrionale proprio a causa degli eventi intensi e delle tempeste nel periodo invernale, che suggeriscono un probabile aumento dei fenomeni di esondazione.

Figura 4.3.6.2: Andamento dell'intensità dei cicloni tropicali nel Nord Atlantico, mediante un indicatore di attività definito dalla NOAA: Accumulated Cyclone Energy index che tiene conto della forza e della durata delle tempeste, nel periodo 1950-2005. La linea verde indica il valor medio del periodo 1981-2000. (Climate of 2005, Atlantic Hurricane Season, National Climatic Data Center, 21 August 2006 NOAA Satellite and Information Service).



Analoghi risultati si evidenziano per il periodo estivo, con un aumento dei fenomeni alluvionali nelle regioni del monzone asiatico e in altre aree tropicali.

Figura 4.3.6.3: Andamento annuale del numero di uragani a cui è stato dato un nome (in blu) e grandi uragani (in rosso) nell'Atlantico nel periodo 1944-2005. (Climate of 2005, Atlantic Hurricane Season, National Climatic Data Center, 21 August 2006 NOAA Satellite and Information Service).



Studi mirati a regionalizzare queste proiezioni affermano che, per quanto riguarda l'Europa, gli estremi di precipitazione mostrano comportamenti distinti in funzione della stagione: nel corso dell'inverno, nelle regioni a nord del 45°

Figura 4.3.6.4: Immagine satellitare trispettrale del 27 marzo 2004 alle 18:24 ora locale che mostra il ciclone tropicale Catarina che si avvicina alle coste del Brasile (Servicio Meteorologico Nacional, Argentina - www.meteoia.mil.ar).



parallelo si avrà un aumento nel massimo valore di precipitazione con tempo di ritorno pluriennale (proiezioni effettuate con sei modelli regionali RCM danno un aumento del

valore di precipitazione con tempo di ritorno di 5 anni fino all'11% nell'Europa Centrale e dal 10 al 22% in Scandinavia). Nel corso dell'estate i risultati sono più discordanti in particolare sulle zone dell'Europa Centrale, mentre un discreto accordo si ha nella diminuzione dei valori nelle regioni mediterranee ed un aumento in Scandinavia.

Un dibattito interessante e ancora attuale riguarda i cicloni tropicali (uragani): analisi recenti sui cicloni tropicali (Emanuel 2005; Webster et al. 2005) affermano che la loro potenza distruttiva, che dipende dal tempo di vita del ciclone e dai massimi di vento, è più che raddoppiata dal 1970 e che la frequenza di tempeste grandi e potenti è aumentata, conseguentemente al riscaldamento dell'oceano nella fascia tropicale. Secondo questi studi, il riscaldamento previsto nel XXI secolo porterà ad un aumento del potenziale distruttivo dei cicloni che, associato all'incremento della popolazione nelle zone costiere, determinerà un aumento dei danni e delle perdite umane dovute a questi fenomeni meteorologici.

Più incertezza vi è invece sulla frequenza del numero di uragani per anno, che perlopiù non sembra aumentare, anche se il numero medio di uragani a cui è stato dato un nome dal 1995 al 2005 è 13, mentre nei precedenti 25 anni è di 8.6.

Sembra anche esserci un legame tra i cambiamenti climatici e il primo uragano in asso-

luto verificatosi nell'Atlantico del Sud, che colpì le coste meridionali del Brasile nella primavera del 2004 (Pezza et al., 2005).

L'aumento dell'intensità dei cicloni tropicali determina un aumento nella velocità dei venti e nelle precipitazioni associate, dovuto al maggior contenuto di vapore acqueo dell'atmosfera, che alimenta il riscaldamento stesso, il quale favorisce a sua volta l'evaporazione rendendo la terra più asciutta e facilitando la formazione di aree di bassa pressione. Gli estremi meteorologici sono attesi in aumento proprio a causa dell'incremento di energia nel sistema atmosfera, dovuto al riscaldamento globale.

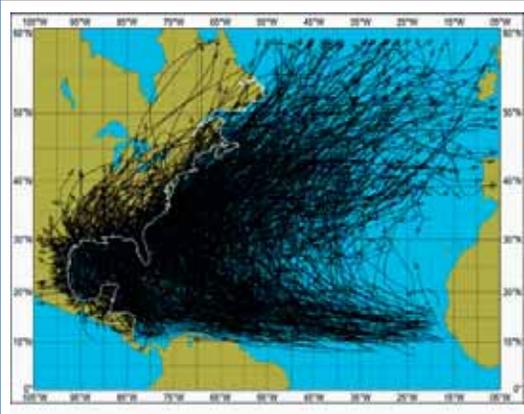
Anche per questi estremi, come per gli estremi di temperatura, i cambiamenti nella varianza e nella forza delle strutture meteorologiche che accompagnano il riscaldamento globale hanno delle conseguenze ecologiche e sulla salute maggiori di quelle dovute al riscaldamento stesso.

La modificazione degli estremi determinerà un'accelerazione del ciclo idrologico a causa sia dell'intensificazione degli estremi, sia dell'aumento della discontinuità dei pattern meteorologici legati a condizioni di tempo avverso. I modelli prevedono (Trenberth 2005) che alcune aree diventino più asciutte a causa del caldo e dell'evaporazione, mentre altre aree siano più soggette a fenomeni alluvionali ricorrenti. Quando episodi di precipitazione intensa colpiscono regioni inaridite, risultano poco assorbite dal terreno e portano facilmente ad allagamenti.

Le simulazioni modellistiche degli scenari futuri lasciano comunque più incertezze sulla distribuzione geografica, la frequenza e l'intensità degli estremi rispetto ai valori medi, anche a causa della scarsa rappresentatività che hanno nei modelli stessi. Ad esempio, l'aumento proporzionale osservato delle tempeste più severe a partire dal 1970 è più grande di quanto i modelli siano in realtà in grado di simulare.

Le simulazioni modellistiche sono più concordi nel prevedere uno spostamento delle traiettorie delle tempeste (storm track) verso latitudini più alte, con conseguenti cambiamenti nei pattern di temperatura, vento e precipitazioni al di fuori dei tropici.

Figura 4.3.6.5: Percorsi delle tempeste tropicali e uragani sul Nord Atlantico nel periodo 1851-2004 (1325 tempeste). National Hurricane Center, NOAA.



Il nubifragio del 20 giugno 2007 a Torino

Il flash flood è un fenomeno che consiste nel rapido allagamento di un'area geomorfologicamente poco estesa causato dall'intensa pioggia associata ad uno o molteplici temporali. Gli allagamenti sono dovuti al rapido saturarsi dello strato superficiale del terreno che non riesce ad assorbire l'intensa pioggia. Il giorno 20 Giugno 2007 la città di Torino è stata lo scenario di un flash flood: un violento nubifragio (registrati 58,4 mm in un'ora)

Figura 1: Immagine da satellite della cella convettiva causa del nubifragio a Torino.



causato da due celle temporalesche estremamente localizzate, originatesi sulla zona settentrionale del capoluogo di provincia piemontese ed estesesi verso la zona centrale della città.

Figura 2: Effetti al suolo del flash flood a Torino. Fonte La Stampa.



Le celle temporalesche hanno avuto una breve longevità (circa un'ora e mezza) e fenomeni meteorologici ed effetti al suolo tipici di un flash flood: forte pioggia, grandine, forti raffiche di vento, allagamenti, frane superficiali e alberi abbattuti.

In particolare la genesi dell'intenso temporale metropolitano è da ricercare nella persistenza di un anticiclone nordafricano sul bacino del Mediterraneo dal 17 al 20 Giugno, che ha contribuito ad innalzare notevolmente le temperature con elevata attività termo-convettiva pomeridiana, favorita anche dall'accumulo di umidità negli strati atmosferici medio-bassi. In particolare il nordovest italiano si è trovato nei giorni del 19 e 20 Giugno nella zona di scontro tra il poderoso promontorio di alta pressione e una circolazione depressionaria posizionata sull'Europa occidentale, che ha contribuito a pronunciare le correnti umide meridionali sul Piemonte e ad innalzare le condizioni di instabilità atmosferica.

Figura 4.3.6.6: Distribuzione statistica delle temperature estive nella Svizzera settentrionale simulate da un modello di clima regionale RCM rappresentante il periodo 1961-90 (sopra) e il periodo futuro 2071-2100 (sotto), nello scenario A2 (Schar et al, 2004).

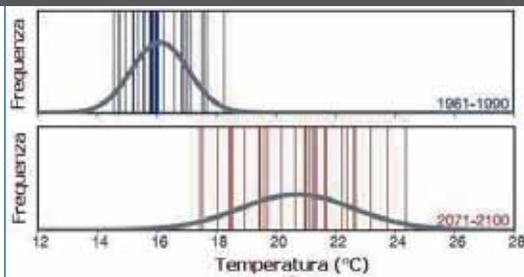
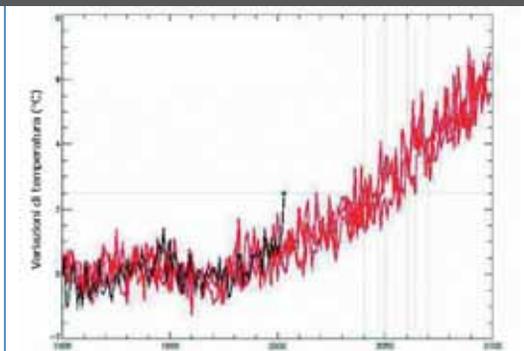


Figura 4.3.6.7: Temperatura media estiva in Europa osservata (nero) e simulata in scenari con emissioni da medie ad elevate (rosso) (Hadley Centre, 2005).



La tabella descrive il grado di confidenza dei cambiamenti negli estremi meteorologici negli scenari futuri del XXI secolo (IPCC, 2007).

Fenomeni e tendenza	Probabilità negli scenari futuri del XXI secolo
Generalmente più caldo con temperature massime e minime maggiori sulla maggior parte delle terre emerse.	Superiore al 99%
Generalmente più caldo con un numero minore di giorni e notti fredde sulla maggior parte delle terre emerse.	Superiore al 99%
Aumento della frequenza delle ondate di calore sulla maggior parte delle terre emerse.	Superiore al 90%
Aumento della frequenza dei fenomeni di precipitazione intensa (o della proporzione della precipitazione totale dovuta ad eventi intensi) sulla maggior parte delle terre emerse.	Superiore al 90%
Aumento delle aree soggette a siccità.	Superiore al 66%
Aumento dell'intensità dei cicloni tropicali.	Superiore al 66%
Aumento dell'incidenza degli estremi positivi del livello del mare (definiti come i valori orari che superano il 99° percentile della distribuzione del periodo di riferimento), che dipendono sia dal livello medio del mare sia dalle forzanti locali meteorologiche (escluso gli tsunami).	Superiore al 66%

Dal punto di vista della **temperatura** uno degli effetti del riscaldamento globale è quello dovuto alla maggiore frequenza delle ondate di calore, cioè di periodi con persistenza di temperature elevate, scarsa ventilazione e elevate condizioni di umidità, che sono destinati ad aumentare.

Durante l'estate 2003 (Paragrafo 4.4.4) l'Europa ha sperimentato una prolungata e ripetuta esposizione alle ondate di calore, tanto da essere considerata l'estate più calda negli ultimi 500 anni (Hadley Centre). Un evento come quello dell'estate 2003 è statisticamente molto improbabile (le temperature hanno superato la media di ben sei deviazioni standard), anche se tutte le simulazioni modellistiche sono concordi nello stabilire che l'influenza umana sul clima ha già più che raddoppiato la probabilità di avere un'estate calda come quella del 2003.

Concettualmente l'aumento della frequenza delle ondate di calore può essere visto come uno spostamento della distribuzione statistica delle temperature verso valori maggiori, mentre i cambiamenti nell'ampiezza della distribuzione, legati ad una maggiore variabilità interannuale, sono spesso considerati piccoli, anche tenendo in considerazione il riscaldamento globale. Studi recenti focalizzati sulla comprensione

della statistica, passata e futura, delle ondate di calore, basata sull'utilizzo della modellistica climatica regionale (Schär et al., 2004), hanno invece evidenziato come l'aumento della variabilità termica interannuale, associata al riscaldamento medio, sia la chiave per spiegare l'incremento della frequenza di tali fenomeni.

Come già detto nel paragrafo 4.3.2, l'aumento nella variabilità delle temperature implica anche un aumento dei valori estremi. Per esempio, un incremento del 50% nella deviazione standard della serie delle temperature simulate nel periodo estivo porterebbe ad un aumento della probabilità di evento come quello del 2003 (anomalia di temperatura di 3.85°C rispetto al periodo 1990-2002) di un fattore di circa 150. Per un evento ancora più raro (con anomalia di temperatura di 5°C), aumenterebbe di un fattore pari a 5100. Dal 2050, in scenari con emissioni elevate, l'estate del 2003 potrebbe diventare la norma. Per altri fenomeni estremi, ed in particolare quelli caratterizzati da scale spaziali piccole, come temporali, tornado, fenomeni grandinigeni e fulmini, che hanno comunque un impatto significativo sull'ambiente e sulla società, non si hanno sufficienti informazioni né per farne una disamina storica, né per includere i processi nei modelli climatici e trarne previsioni affidabili.

4.3.7 *Ali effetti sulla circolazione termoalina*

Molte simulazioni modellistiche AOGCM mostrano un indebolimento della circolazione oceanica termoalina (vedi paragrafo 1.2) dovuta alla diminuzione della densità delle acque degli oceani, a causa della riduzione del livello di salinità, in particolare alle alte latitudini. Questa diminuzione della densità rende le acque più stabili inibendo i meccanismi di convezione, che sono alla base della circolazione oceanica. La diminuzione di salinità è dovuta al maggior apporto di acqua dolce, a causa della più ridotta formazione di ghiaccio marino e dell'aumento del deflusso delle acque superficiali (sia per lo scioglimento dei ghiacciai sia per l'aumento delle precipitazioni alle alte latitudini). Lo squilibrio della salinità rispetto alla distribuzione attuale fra le acque settentrionali ed acque più meridionali è inoltre esaltato dall'aumento della salinità nell'Atlantico Tropicale, causato dalla maggior evaporazione dovuta al riscaldamento. società, non si hanno sufficienti informazioni né per farne una disamina storica, né per includere i processi nei modelli climatici e trarne previsioni affidabili.

Il rallentamento di tale circolazione determina una riduzione del trasporto di calore verso le latitudini più alte nell'Oceano Atlantico ad opera della corrente del Golfo, in particolare verso l'Europa settentrionale ed il Nord America.

Importante è sottolineare che gli scenari futuri indicano un indebolimento della circolazione termoalina fino al dimezzamento a fine 2100, ma nessuna proiezione ne vede una completa interruzione.

L'indebolimento della circolazione termoalina determina una riduzione della temperatura superficiale dell'oceano e di salinità nella regione in cui si forma la Corrente del Golfo e la corrente del Nord Atlantico (Dai et al., 2005), producendo una diminuzione del trasporto di calore verso settentrione al di sotto della latitudine di 60°N, ed un aumento a latitudini superiori.

La riduzione dell'intensità della circolazione termoalina associata all'aumento dei gas serra rappresenta un feedback negativo al riscaldamento sul Nord Atlantico: riducendo

la quantità di calore trasportato dalle basse alle alte latitudini la temperatura superficiale dell'Oceano risulta più bassa rispetto a quella che si avrebbe con la medesima intensità di tale circolazione.

Per quanto riguarda l'Europa, il raffreddamento determinato dall'indebolimento della circolazione potrebbe compensare in parte il riscaldamento dovuto ai gas serra.

Oltre alla variazione nel trasporto di calore, i cambiamenti nella circolazione termoalina determinano modificazioni della disponibilità di nutrienti: muovendosi verso l'equatore l'acqua di fondo diminuisce la sua densità interagendo con le altre acque e tende a risalire, provocando la risalita di nutrienti minerali e favorendo così la produttività biologica.

La modificazione della circolazione termoalina determina anche una diversa distribuzione dei campi di temperatura e pressione, e altera così i sistemi meteorologici che transitano, o si originano, sull'Atlantico. Questi cambiamenti potrebbero portare ad un'intensificazione dei venti nelle tempeste che dall'Atlantico si muovono verso l'Europa, più frequenti ondate di caldo in Europa per la diminuzione di evaporazione dal Nord Atlantico, situazioni di contrasto termico che favoriscono la propagazione di nubi di polvere di origine africana verso i Caraibi e gli Stati Uniti, ed aumento del numero di uragani che attraversano l'Atlantico da est ad ovest a causa dei cambiamenti nella distribuzione della pressione.

4.4 *Impatti e conseguenze del cambiamento climatico*

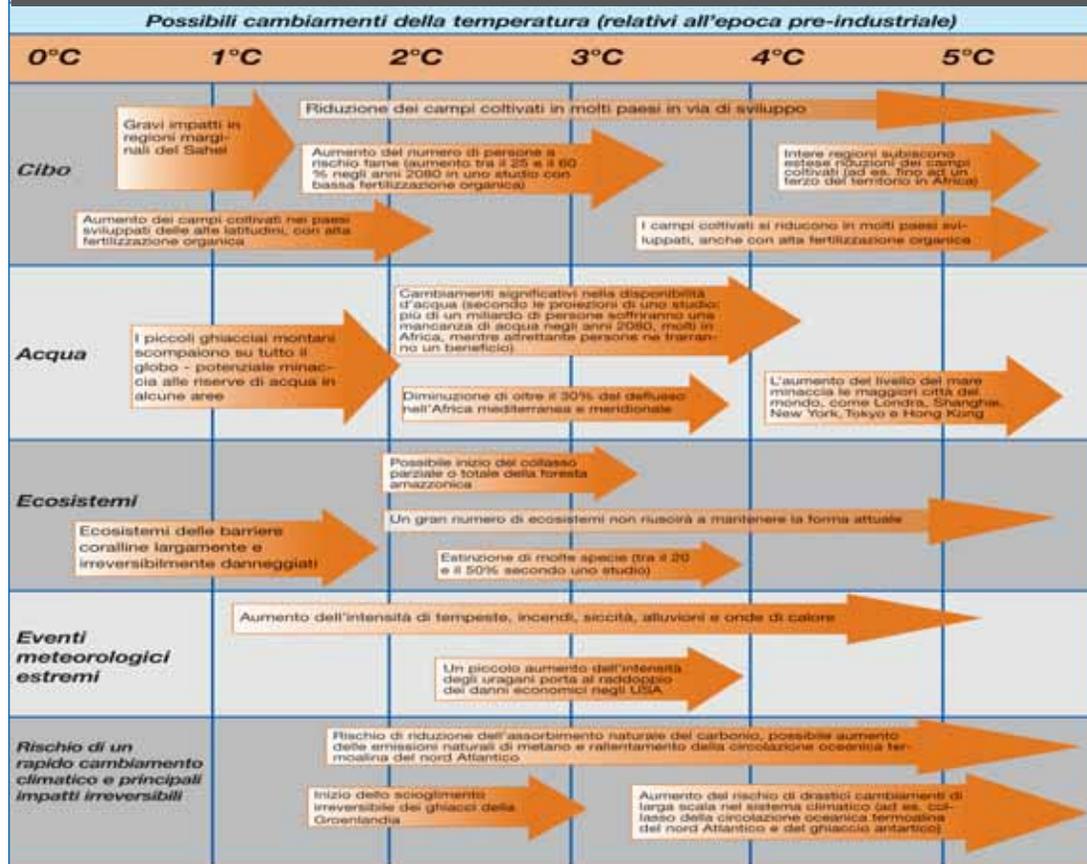
La pericolosità legata al cambiamento climatico è differente da regione a regione, in maniera dipendente dalla natura locale e dalle conseguenze degli impatti dovuti a tale cambiamento. In particolare dall'analisi dell'entità del cambiamento, della vulnerabilità del sistema e della capacità di mitigazione e adattamento deriva il rischio a cui il sistema è effettivamente sottoposto, sia esso un ecosistema, un sistema sociale ed economico, un territorio od un sistema ambientale più complesso.

Un impatto esprime uno specifico cambiamento, sia esso positivo o negativo, in un sistema causato dalla sua esposizione ai cambiamenti climatici. Quando un sistema è particolarmente suscettibile ad un impatto negativo e incapace di contrastarlo o di adattarsi si definisce un sistema vulnerabile al cambiamento climatico. Le vulnerabilità che sono associate ai molti sistemi suscettibili al cambiamento climatico riguardano la risorsa idrica, gli ecosistemi, le aree costiere, l'approvvigionamento di cibo, l'industria e la capacità produttiva, l'agricoltura e la salute. L'impatto delle variazioni climatiche è assai articolato e complesso (IPCC 2007, WG2, Summary for Policymakers).

Fra i molti esempi possibili di tale complessità, due risultano particolarmente interessanti perché riguardano l'acqua, fonte primaria

della sopravvivenza degli esseri viventi sulla Terra: come il cambiamento climatico può influenzare l'equilibrio degli ecosistemi costieri, e, più in generale, in che modo può influire sulla disponibilità della risorsa idrica. Nel primo caso, l'aumento del livello del mare ed una probabile maggiore frequenza di forti mareggiate possono determinare un aumento dell'erosione costiera e dell'habitat ad essa associato. Parallelamente, l'aumentata salinità delle acque degli estuari può avere un grande impatto sulla vita delle specie acquatiche. A questi, vanno associati gli effetti che il cambiamento climatico può determinare sul turismo delle aree costiere, sulla disponibilità di acqua potabile, sulla pesca e sulla biodiversità delle specie, nonché sugli insediamenti e sulle infrastrutture. Parallelamente, nel caso generale della risorsa

Figura 4.4.1: Impatti dei cambiamenti climatici per variazioni della temperatura globale (Stern, 2006).



acqua che deve essere citato sia per le numerose implicazioni, sia per la gravità delle conseguenze che possono essere associate, un cambiamento climatico legato al regime delle precipitazioni può ripercuotersi sul ciclo idrologico, modificandolo in modo determinante e, nello stesso tempo, imponendo l'applicazione di pratiche di gestione oculata ed integrata della risorsa. Una variazione sostanziale nel volume e nella distribuzione dell'acqua può avere delle influenze sull'utilizzo della stessa per usi domestici, industriali ed agricoli.

Sicuramente i cambiamenti nell'intensità delle precipitazioni determinerebbero ripercussioni sull'ampiezza delle portate dei fiumi e sulla frequenza di accadimento delle piene. In particolare, aree con bacini idrografici medio-piccoli aventi tempi di corrivazione molto brevi possono risultare molto più vulnerabili, in un'ipotesi di aumento della frequenza di eventi brevi ed intensi. Al contrario altri bacini potrebbero vedere i propri deflussi minimi vitali superati, verso il basso, in più periodi dell'anno.

Lo studio dell'impatto del clima e dei suoi mutamenti sulle molteplici attività umane si fonda sulla cooperazione tra scienze sperimentali e scienze umane ed è quindi caratterizzato da una maggiore indeterminazione dovuta alla complessità degli argomenti da esaminare. Le Nazioni Unite ritengono comunque che i cambiamenti climatici costituiscano probabilmente la maggiore minaccia alla sostenibilità dell'attuale modello di sviluppo, con gravi ripercussioni sull'ambiente, sulla salute, sul benessere e sull'economia.

L'Articolo 2 della Convenzione delle Nazioni Unite sul Cambiamento Climatico afferma che l'obiettivo finale della Convenzione è quello di raggiungere una stabilizzazione della concentrazione dei gas serra in atmosfera tale da impedire l'interferenza antropogenica con il sistema climatico e che tale livello deve essere raggiunto in un tempo tale per cui gli ecosistemi possano adattarsi naturalmente ai cambiamenti climatici, per cui la produzione di cibo non sia minacciata e lo sviluppo economico possa procedere in modo sostenibile.

Sulla base dei recenti risultati dell'IPCC e della letteratura scientifica più autorevole degli ultimi anni, il Consiglio Europeo ha tradotto tale obiettivo in un indicatore misurabile e verificabile: il massimo incremento accettabile della temperatura media globale rispetto al periodo pre-industriale è di 2°C, che rischia di essere superato se la concentrazione dei gas serra supera i 450 ppm di CO₂ equivalente.

Impatti importanti e non sostenibili sugli ecosistemi, sulla produzione di cibo e la disponibilità della risorsa idrica sono infatti previsti crescere in modo significativo se l'aumento della temperatura globale supera i 2°C. Inoltre questo incremento di temperatura massimo è quello al di sotto del quale si evitano cambiamenti repentini e discontinuità climatiche su larga scala.

4.4.1 L'aggressione alle zone costiere

L'aumento del livello del mare causa allagamenti delle zone costiere, mareggiate, erosione e perdita di territorio pianeggiante e fertile, anche a causa dell'intrusione di acqua salata. A livello globale l'effetto potrebbe essere estremo: la popolazione che abita piccole isole come le Maldive o che abita lungo le aree costiere depresse, come il delta del Bangladesh, è a rischio per le conseguenze economiche e sociali dovute all'aumento del livello del mare e per le conseguenti mareggiate e onde di tempesta. La perdita di queste aree per la vita dell'uomo ha potenzial-

Figura 4.4.1.1: Il sistema costiero (Nicholls R.J., WG2, IPCC 2007).

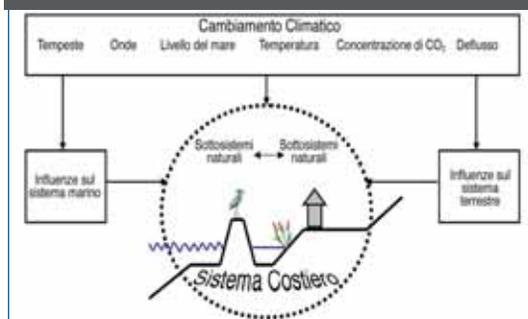
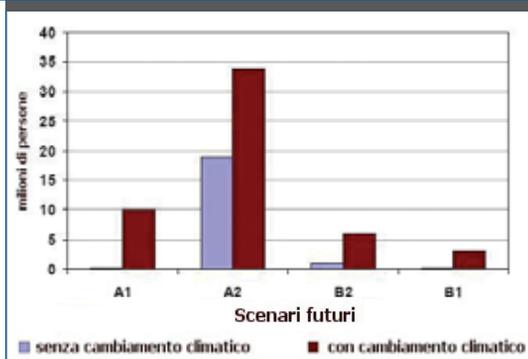


Figura 4.4.1.2: La distribuzione dell'illuminazione notturna in Europa è dimostrazione dell'elevata densità abitativa lungo le coste.



Figura 4.4.1.3: Milioni di persone a rischio a causa dell'allagamento delle zone costiere con e senza cambiamento climatico globale (IPCC, 2007).



mente effetti secondari importanti a livello sociale legati alla migrazione.

Nei paesi occidentali, le pressioni rappresentate dai cambiamenti del clima si sommano alle varie pressioni non di natura climatica, che hanno già inciso negativamente sulla sostenibilità a lungo termine degli ecosistemi costieri. A seguito dell'aumentata urbanizzazione, le zone costiere dell'Europa stanno vivendo la

cosiddetta "compressione costiera", espressione con la quale si intende la proliferazione di edifici e infrastrutture che si espandono sempre più vicino al litorale a discapito dei sistemi naturali, che normalmente fungono da cuscinetto tra il mare e la terra. Questa "compressione" rende le zone costiere più vulnerabili ai cambiamenti del clima e all'innalzamento del livello del mare, soprattutto in caso di fenomeni estremi come mareggiate e burrasche (EEA Briefing, 03/06).

Stime per l'Unione Europea, dove la linea di costa è lunga circa 89.000 km, indicano che circa 68 milioni di persone potrebbero essere coinvolte nei problemi dovuti all'innalzamento dei costi ingenti per far fronte al fenomeno. Già nel 2020, in caso di innalzamento della temperatura di 2.2 °C, la spesa per far fronte alle conseguenze sulle zone costiere potrebbe essere di 4.4 miliardi di euro; nel caso dello scenario più pessimistico, con temperature aumentate di 3°C, la spesa aumenterebbe a 5.9 miliardi e potrebbe crescere a 42.5 miliardi nel 2080.

La difesa dall'innalzamento del livello del mare e dall'erosione costiera richiede infatti misure di protezione importanti come la costruzione di argini e l'alimentazione artificiale delle spiagge, a salvaguardia delle popolazioni residenti, degli ecosistemi costieri e degli ambienti umidi: interventi costosi ma in grado di ridurre i costi fino al 50% nel medio termine e fino al 70% a lungo termine.

4.4.2 Il ritiro dei ghiacciai alpini

Negli scenari climatici futuri è attesa una consistente riduzione dei ghiacciai alpini, che potrebbero progressivamente scomparire: se la temperatura estiva aumentasse di 3°C, simulazioni modellistiche mostrano come le Alpi potrebbero perdere l'80% della superficie ricoperta dai ghiacci intorno al 2050: solo i ghiacciai più estesi (come l'Aletsch Glacier in Svizzera, il maggiore per lunghezza di tutto l'arco alpino) e quelli sui rilievi più elevati sopravviverebbero. Nel caso di un aumento di 5°C si avrebbe una completa scomparsa dei ghiacciai alpini nel 2100 (Zemp et al., 2006).

In base ai dati acquisiti nel 1987 dal Comitato Glaciologico Italiano nell'ambito della collaborazione alla stesura del World Glacier Inventory, i ghiacciai italiani risultano 1396 e si estendono su 607 km², il 21% della superficie glacializzata alpina e lo 0.2% del territorio nazionale. Essi sono distribuiti dalle Alpi Marittime alle Alpi Giulie, con un unico esempio negli Appennini.

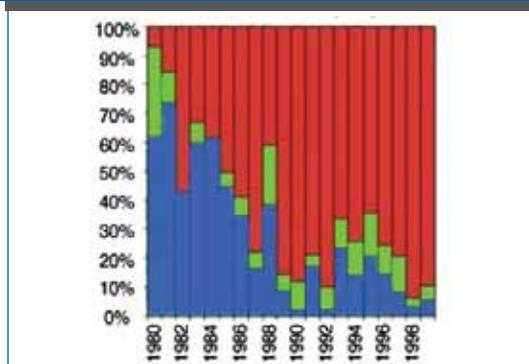
Nonostante la complessa connessione fra clima e reazione glaciale, è indubitabile che i ghiacciai possano essere considerati importanti indicatori climatici: il volume di un ghiacciaio e, conseguentemente, la sua superficie, lo spessore e la lunghezza, sono determinati dal bilancio tra accumulazione ed ablazione. Il cambiamento del clima determina una variazione del bilancio di massa, che si può manifestare in una variazione in spessore ed in lunghezza. Di particolare importanza è infatti la misura delle variazioni frontali che fornisce una valutazione dell'arretramento o dell'avanzata del ghiacciaio.

In Italia il monitoraggio dei ghiacciai, soprattutto per quanto riguarda le variazioni frontali, è diventato sistematico a partire dalla metà degli anni venti e prosegue tutt'ora al fine di mantenere il più possibile continue le serie di dati. Dall'analisi di questi dati si conferma che l'attività dei ghiacciai alpini dal 1860 ad oggi è stata generalmente omogenea, ecce-

to che durante un breve intervallo alla fine del XIX secolo, in cui la variabilità di precipitazione a scala regionale può aver causato accumuli differenti. La fase di deglaciazione alpina iniziata verso la metà del XIX secolo, che pare continuare fino ad oggi, fu interrotta da avanzate di limitate dimensioni o da periodi di stazionarietà ad intervalli di qualche decennio, come ad esempio si può osservare nel periodo 1960-80. Quantitativamente tale deglaciazione ha portato alla perdita di circa il 40% della superficie dei ghiacciai.

Nei grafici seguenti si possono visualizzare le situazioni dei ghiacciai dell'arco alpino italiano. Ad una fase di prevalente ritiro, accentuata negli anni '40 e '50, ha fatto seguito una breve fase di avanzata, culminata nei primi anni '80, quindi un rapido ritorno alle attuali condizioni di generale ritiro.

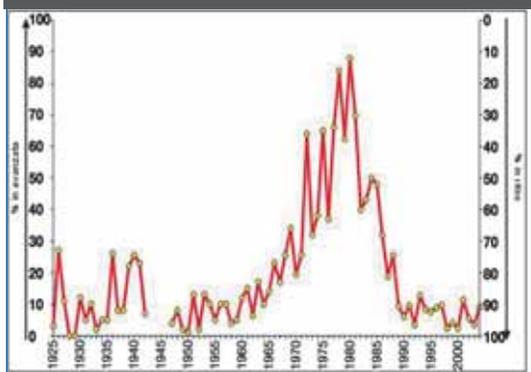
Figura 4.4.2.2: Percentuale di ghiacciai in avanzata (blu), stazionari (verde) e in ritiro (rosso) in Piemonte nel periodo 1980-1999 (elaborazione M. Santilli).



La percentuale di ghiacciai in avanzata scende dal 66% nel 1980 al 4% nel 1999, mentre quella dei ritiri sale dal 12% all'89%. Tali valori si modificano rapidamente durante il primo decennio per poi stabilizzarsi in quello successivo.

Concentrando l'attenzione sugli ultimi anni, gli apparati glaciali presenti in Piemonte hanno seguito l'andamento generale di regresso che si è registrato per la maggioranza dei ghiacciai montani, non solo delle Alpi, accentuatosi dagli anni '80, e attribuito al riscaldamento globale.

Figura 4.4.2.1: Ghiacciai delle Alpi italiane in avanzata e in ritiro dal 1925 al 2004. Valori espressi come percentuale dei ghiacciai con variazioni misurate (elaborazione G. Zanon).



In generale, in quest'ultimo secolo, fino alla seconda decade, si è assistito a una sensibile ripresa dell'avanzamento glaciale, seguita da un intenso e generalizzato ritiro fino alla fine degli anni '50; a partire dagli anni '60 si è avuta una nuova fase di progresso culminata nel 1980 con l'88% dei ghiacciai monitorati in avanzata; dopo tale data è iniziata una ulteriore fase di declino che perdura ancora oggi, in cui (dato 1999) si registra il 96% del totale dei ghiacciai sotto controllo in ritiro, con situazioni più o meno accentuate a seconda delle caratteristiche climatiche dei diversi anni e a seconda degli apparati glaciali.

Esaminando più in dettaglio la situazione piemontese, i valori più accentuati di ritiro della fronte glaciale si sono registrati per il ghiacciaio Broglio nell'annata 1997-98 (- 59 m), per il ghiacciaio di Nel nella stessa annata (- 37 m) e in quella successiva (- 21 m), entrambi facenti parte del bacino dell'Orco nell'alta Valle di Locana, per il ghiacciaio Bertà nel '98 (- 25 m) nel bacino della Stura di Lanzo, per il ghiacciaio delle Piodè nel '97 (- 22 m) nel bacino del Sesia. In particolare si può notare come il 1998 sia stato l'anno in cui si sono verificati ritiri superiori ai 10 m per più del 50 % dei ghiacciai controllati, e in nessun caso

sono stati registrati degli avanzamenti. Considerando i valori su più anni colpisce il ghiacciaio di Broglio che in soli 2 anni è arretrato di 62 m, mentre il ghiacciaio di Noaschetta (bacino dell'Orco) in 13 anni (dal 1986 al '99) si è ritirato di ben 223 m, e il ghiacciaio di Aurona nel bacino del Toce - Ticino ha perso 147 m dal 1983 al '97.

All'arretramento delle fronti si accompagnano inoltre l'innalzamento della quota della fronte stessa e del limite delle nevi, nonché la diminuzione dello spessore e dell'area dei bacini glaciali. Questi fenomeni comportano notevoli modificazioni non solo degli apparati glaciali stessi, ma anche della morfologia delle zone circostanti: aumento delle coperture detritiche sulle superfici ghiacciate, affioramento di zone rocciose prima ricoperte dalla neve, con la conseguente frammentazione delle unità glaciali e l'accelerazione dei processi di arretramento, neoformazione o ingrandimento di specchi lacustri in prossimità dei margini dei ghiacciai.

Si verificano inoltre importanti conseguenze per l'idrologia con alterazione dei regimi dei

Figura 4.4.2.3: Ghiacciai piemontesi in ritiro dal 1990 al 2005. Valori espressi come percentuale dei ghiacciai con variazioni misurate.

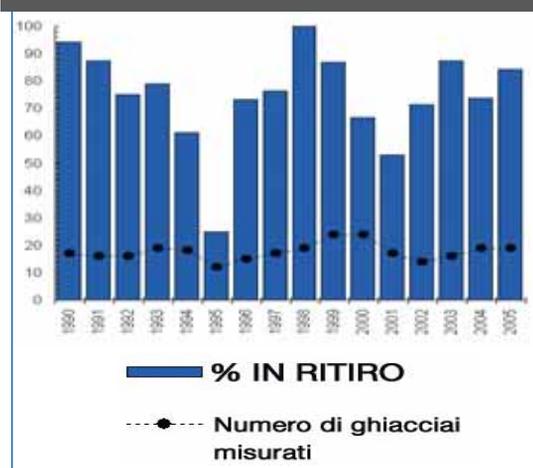


Figura 4.4.2.4: Immagine satellitare dei ghiacciai nella zona Himalayana del Buthan (<http://www.pbs.org/wgbh/nova/sciencenow/3210/03-spac-nf.html>).



corsi d'acqua glaciali e riduzione delle riserve idriche dei bacini montani, nonché complessi fenomeni gravitativi in alta quota connessi all'assottigliamento delle masse di ghiaccio e allo scioglimento del permafrost

alpino. Lo spessore dello strato di terreno interessato dal disgelo è infatti in aumento nelle simulazioni climatiche di scenario alle latitudini più settentrionali (Lawrence and Slater, 2005; Yamaguchi et al., 2005; Kitabata et al., 2006), causando un aumento iniziale dell'umidità del suolo nel periodo estivo, ed una successiva diminuzione nella seconda metà del XXI secolo (Kitabata et al., 2006), con un aumento fino al 30-40% nello spessore dello strato attivo nelle regioni dell'emisfero Nord caratterizzate dal permafrost. (Stendel e Christensen, 2002).

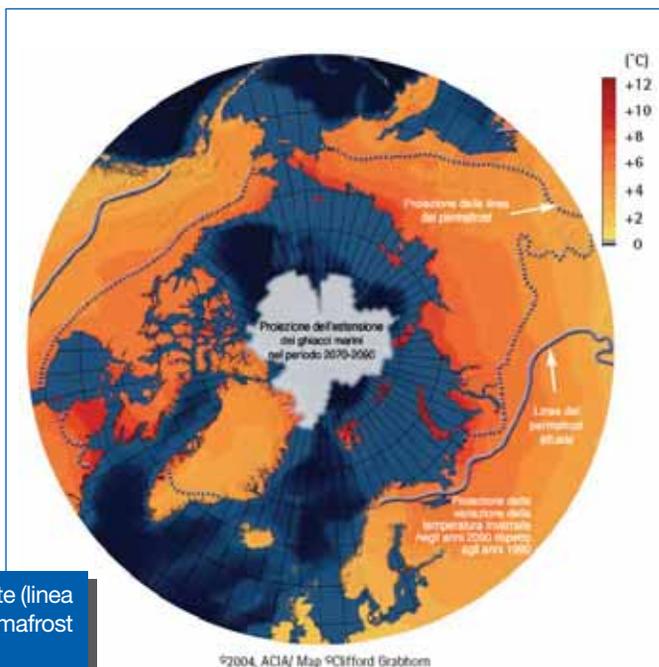


Figura 4.4.2.5: Limite del permafrost corrente (linea blu continua) e proiezione del limite del permafrost (linea blu puntinata) nel 2090 (ACIA, 2004).

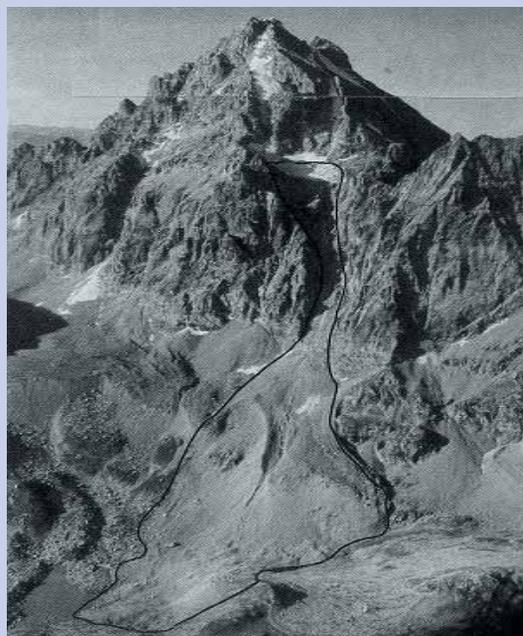
La frana di ghiaccio del Monviso

Il 6 luglio 1989 alle ore 22.45 una massa di ghiaccio del volume di circa 200.000 m³ si staccò dal ghiacciaio pensile Superiore di Coolidge a quota 3200 m, sulla parete Nord del Monviso, precipitando sulla morena sottostante e arrestandosi a quota 2380 m nella depressione del Lago Chiaretto, che è stato parzialmente riempito.

Figura 1: Il ghiacciaio del Monviso prima (sopra) e dopo (sotto) il distacco.



Figura 2: La parete Nord del Monviso dopo l'evento, con l'area interessata dalla frana tracciata.



Il distacco si verificò su di un fronte di circa 150 m per un'altezza di 35 m lungo una linea di crepaccio già segnalata nel 1986 ed al

contatto tra il ghiaccio ed il substrato roccioso. La frattura è avvenuta per rottura per trazione e scivolamento sul bedrock; la superficie di scivolamento coincide con la base del corpo glaciale e lo scorrimento si è impostato su una superficie ghiacciata perlomeno sino allo sbocco a valle del canalone.

Le cause del fenomeno furono indicate nell'associazione di fattori climatici e motivi morfologici che hanno alterato l'equilibrio fra ghiacciaio e substrato roccioso: un eccesso di acque meteoriche e di fusione, infiltrandosi lungo i crepacci fino al contatto con la roccia del substrato, ha costituito un orizzonte di discontinuità che ha favorito lo scollamento della massa glaciale.

Dal punto di vista climatologico, già una prima analisi effettuata l'anno successivo all'evento evidenziò come l'inverno 1988/89 sulle Alpi Cozie sia stato caratterizzato da scarsità di precipitazioni nevose invernali e da abbondanti precipitazioni primaverili, concentrate nel mese di aprile, le più abbondanti del ventennio precedente. Ovviamente tale dato va inserito in un contesto più ampio che vide un apporto decisamente inferiore ai valori medi delle precipitazioni nevose dell'ultimo decennio, che, associato ad un lieve ma significativo aumento delle temperature locali, ha portato ad una condizione favorevole ad un progressivo ritiro dell'estensione dei ghiacciai nella zona del Monviso ed all'aumento della quota del permafrost più significativo alle latitudini più basse dell'Arco Alpino.

4.4.3 Variazioni del ciclo idrologico

Il cambiamento climatico influenza i regimi di precipitazione e tende ad intensificare il ciclo idrologico: il riscaldamento esalta le differenze esistenti tra le regioni umide e le regioni asciutte, che sono destinate a divenire più aride.

Gli effetti sono attesi sulla disponibilità di acqua, sulla sua qualità ed in particolare sulla scarsità: secondo le proiezioni si prevede che la media annuale del runoff dei fiumi e la disponibilità di acqua a metà secolo aumentino

di un 10-40% alle alte latitudini e in alcune aree umide tropicali, e diminuiscano del 10-30% in alcune regioni secche alle medie altitudini e nei tropici secchi, aree in parte già sottoposte a stress idrico.

Nel corso del XXI secolo, le riserve di acqua conservate nei ghiacciai e nelle coperture nevose diminuiranno secondo le proiezioni, riducendo la quantità di acqua disponibile nelle regioni che usufruiscono delle acque di scioglimento provenienti dalle maggiori catene montuose, regioni dove vive attualmente più di un sesto della popolazione mondiale.

Le risorse idriche sono sensibili alle variazioni climatiche in quasi tutte le regioni del mondo: nell'Asia centrale, ad esempio, la fusione dei ghiacciai e la riduzione della durata degli inverni altera la portata dei grandi fiumi. Anche nelle regioni alle medie latitudini si avrà una riduzione della neve e dei ghiacci, sia per fusione sia per la diminuzione della frazione di precipitazione che cade sotto forma nevosa, ed un anticipo dell'inizio della fusione primaverile. Questo comporta una marcata riduzione della ritenzione invernale della precipitazione, diminuendo la "riserva" per i periodi più asciutti, e ad un aumento del runoff invernale nelle regioni del Nord Europa e nei fiumi alpini come il Reno e il Danubio.

Variazioni nel regime stagionale dei fiumi possono aumentare i periodi di esposizione al rischio di alluvioni e di siccità. Si stima, ad esempio nelle Alpi centrali (Beniston, 2006), un aumento del 90% del runoff invernale ed una diminuzione del 45% del runoff estivo, che portano rispettivamente a periodi con un aumento del rischio di alluvioni e del rischio di siccità.

Queste alterazioni nel runoff diminuiscono pertanto anche l'alimentazione delle falde sotterranee, a causa della maggiore saturazione del suolo, dove aumenta il regime delle precipitazioni, che porta ad una diminuzione della capacità di infiltrazione, e per la diminuzione della stagione di ricarica, dove diminuisce il regime delle precipitazioni.

Inoltre, l'aumento di temperatura porta ad una maggiore domanda di acqua, in partico-

Figura 4.4.3.1: Variazione percentuale del runoff annuale in Europa nel 2070 rispetto al 2000, simulato con due diversi modelli globali (Lehner et al., 2001; EEA, 2004).

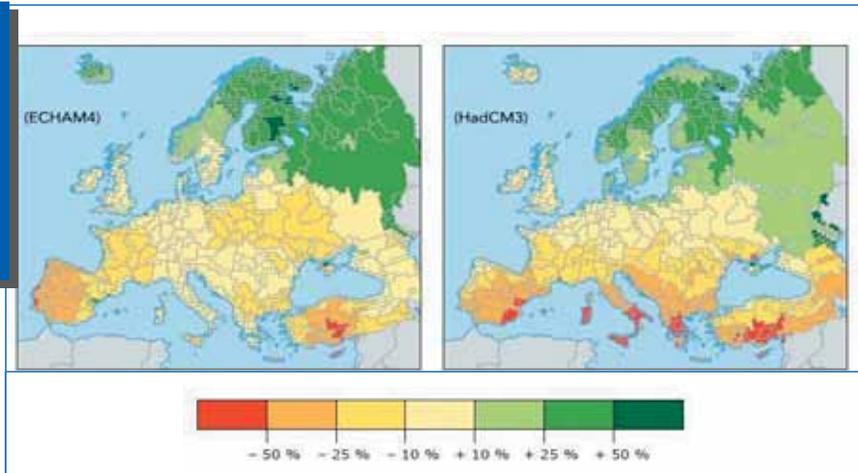
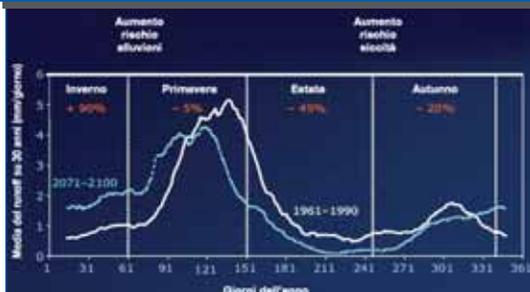


Figura 4.4.3.2: Variazione percentuale del runoff stagionale nelle Alpi centrali simulato con un modello climatico regionale nel periodo 2071-2100 rispetto al periodo 1961-1990 (Beniston, 2006).



lare per l'irrigazione. Le implicazioni che riguardano l'approvvigionamento di acqua sono maggiori per le regioni che già oggi soffrono condizioni di scarsità. Con un aumento della temperatura globale dai 2 ai 2.5°C, si stima che le persone sottoposte a pressioni per la mancanza di acqua saranno dai 2.4 ai 3.1 miliardi in più. Alcuni scenari indicano che il 10% della superficie della terra sarebbe sottoposta a deficit idrico, cioè ad una situazione in cui la domanda supera la disponibilità.

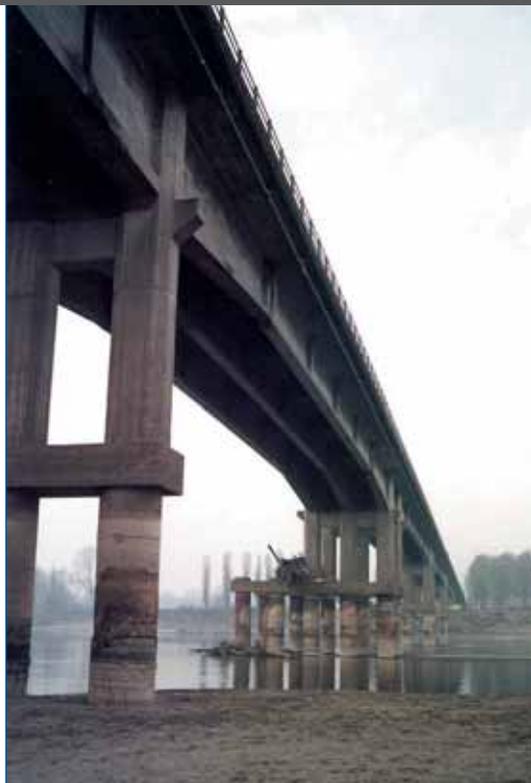
Anche la qualità dell'acqua è sensibile alle più alte temperature a causa della diminuzione della portata media, che aumenta la concentrazione degli inquinanti e dell'aumento delle intrusioni saline favorite anche dall'innalzamento del livello del mare.

Livelli dei fiumi più bassi e temperature mag-

giori determinano la diminuzione dell'ossigeno disciolto nei laghi e nei fiumi a lento scorrimento con un degradamento delle condizioni ambientali per la fauna acquatica. Anche le condizioni batteriologiche di laghi e fiumi dipendono dalla temperatura, così come la diffusione di agenti patogeni, che è favorita dal riscaldamento delle acque. Eventi di precipitazione intensa con i livelli bassi dei fiumi, che sono già un problema nel Sud Europa, rischiano di causare fenomeni di inquinamento acuti dovuti alla tracimazione del sistema fognario, come avvenne a Londra nell'estate del 2004, quando il sistema fognario si sfogò direttamente nell'estuario del Tamigi.

Uno dei problemi più seri determinato dai cambiamenti del clima sull'acqua è l'aumento del rischio di episodi di siccità e della loro durata ed estensione, a causa della diminuzione della precipitazione e l'aumento della sua variabilità. Temperature più elevate e precipitazioni a carattere più discontinuo sono infatti le cause principali, mentre uno spostamento nei pattern di circolazione atmosferica, come periodi estesi caratterizzati da El Niño positivo, porterebbe a periodi di siccità duraturi, estesi su intervalli di anni e decadi. Le condizioni di siccità nell'area euro-mediterranea si hanno in risposta a strutture anticicloniche a grande scala, che amplificano in modo non lineare le anomalie delle temperature locali.

Figura 4.4.3.3: Il Po in magra.



Durante la siccità il bilancio netto di radiazione solare ed infrarossa è quasi bilanciato interamente dal riscaldamento locale, mentre l'evapotraspirazione è inibita a causa della mancanza di umidità del suolo. Questo processo può essere ulteriormente amplificato da un feedback positivo tra l'umidità del suolo e la precipitazione.

L'estensione delle aree contemporaneamente interessate da siccità aumenterà: per quanto concerne la siccità estrema, ad esempio, si stima che alla fine del XXI secolo, nello scenario A2, si passerebbe dall'1% al 30% delle terre emerse interessate dal fenomeno (Burke et al., 2006).

Sebbene gli scenari di rischio futuri relativi alla siccità siano ancora incerti, gli effetti conseguenti potrebbero essere severi. Le conseguenze immediate - mancanza di acqua, scarsità di cibo, riduzione della crescita delle piante, aumento della diffusione

delle malattie - potrebbero portare a forti pressioni economiche, sociali e politiche. Le conseguenze più severe, come le carestie, che causano la migrazione e la diffusione di epidemie, non sono una conseguenza diretta

Figura 4.4.3.4: Milioni di persone che subiranno un aumento di "stress idrico" (disponibilità inferiore a 1000 m³/anno) a partire dal 2080 nei quattro scenari socio-economici futuri A1, A2, B1, B2 (Arnell 2005; HadCM3; IPCC WGII, 2007).

	A1	A2	B1	B2
Europa	270	382-493	233	172-183
Asia	289	812-1197	302	327-608
N. America	127	110-145	107	9-63
S. America	163	430-469	97	130-186
Africa	408	691-909	397	492-559

della siccità, ma l'aumento del rischio di siccità potrebbe portare gli ecosistemi e le economie più sensibili oltre la soglia della sostenibilità.

Il costo globale della siccità non è stato valutato, anche se la siccità in Africa ha un costo pari a circa l'8% del prodotto interno lordo, in particolare a causa della diminuzione nella produzione di energia elettrica dagli impianti idroelettrici. Le perdite annuali negli Stati Uniti a causa della siccità sono stimate dai 6 agli 8 miliardi di dollari. In Europa, l'impatto economico degli episodi di siccità negli ultimi 30 anni è stato stimato in 85 miliardi di euro, con una media di 5.3 miliardi di euro per anno nel periodo 1991-2006, ad eccezione del 2003, che ha visto un costo di 7.5 miliardi di euro.

Le regioni caratterizzate dal clima mediterraneo, in entrambi gli emisferi, vedranno una significativa riduzione delle precipitazioni: stime preliminari indicano che la frazione di area in condizioni di siccità contemporanea aumenterà dall'1% al 30% alla fine del XXI secolo.

Analisi più dettagliate a livello europeo mostrano un'associazione tra estati calde e segnali di siccità, con lo spostamento progressivo del clima semi-arido mediterraneo verso l'Europa centrale, la quale risulta sempre più interessata da episodi di siccità estiva dovuti all'aumentata variabilità della distribuzione delle piogge e delle temperature.

L'effetto principale del riscaldamento globale sulla salute è quello dovuto alla maggiore frequenza delle ondate di calore, cioè di periodi con persistenza di temperature elevate, scarsa ventilazione e elevate condizioni di umidità, che è destinata ad aumentare.

Durante l'estate 2003 l'Europa ha sperimentato una prolungata e ripetuta esposizione alle ondate di calore: nei mesi di giugno, luglio e agosto 2003, in molti paesi dell'Europa centro-occidentale si sono verificate condizioni climatiche caratterizzate da temperature ed umidità elevate straordinarie per intensità e durata. In Portogallo, Germania, Svizzera e Gran Bretagna le temperature massime registrate hanno superato i record nazionali.

Queste forti ondate di calore hanno avuto un notevole impatto sull'ambiente e sulla vita e le attività umane. Secondo il World Glacier Monitoring Service del dipartimento di geografia dell'università di Zurigo, la massa totale dei ghiacciai alpini si è ridotta del 10%. Ma gli effetti si sono sentiti anche sulle produzioni agricole: la qualità e la quantità delle coltivazioni si è ridotta del 30% in Germania, Austria e Spagna, del 40% in Italia e del 60% in Francia. 650000 ettari di foresta sono andati distrutti dagli oltre 25000 incendi divampati in Portogallo, Spagna, Italia, Francia, Austria, Finlandia, Danimarca e Irlanda. Per quanto concerne l'energia elettrica si sono avuti due diversi effetti: un aumento della domanda energetica a causa del maggior utilizzo dei condizionatori e dei refrigeratori ed una riduzione della produzione energetica a causa della siccità e del ridotto flusso dei fiumi, utilizzati per i sistemi di raffreddamento delle centrali elettriche.

L'effetto più drammatico delle ondate di calore dell'estate 2003 è però sicuramente stato l'aumento di morbilità e di mortalità giornaliera. All'inizio del 2004 la stima dei decessi avvenuti durante ed immediatamente dopo le ondate di calore del 2003, in Inghilterra, Galles, Francia, Italia e Portogallo era pari a 22080 casi. Ad oggi da un'analisi più approfondita dei dati a disposizione si può ragionevolmente stimare che i decessi dovuti agli effetti delle ondate di calore sulla salute nel corso dell'estate del 2003 sono almeno il doppio (giugno-agosto 2003).

Uno studio condotto dall'autorevole compagnia assicurativa Munich Re pone l'ondata di calore dell'estate 2003 al quarto posto, in termini di vittime, tra i più grandi disastri naturali mondiali verificatisi dal 1980 ad oggi (al primo posto lo tsunami in Asia meridionale del 2004). Le perdite economiche totali sono state quantificate in circa 13.000 milioni di dollari USA, nessuna delle quali coperta da assicurazione.

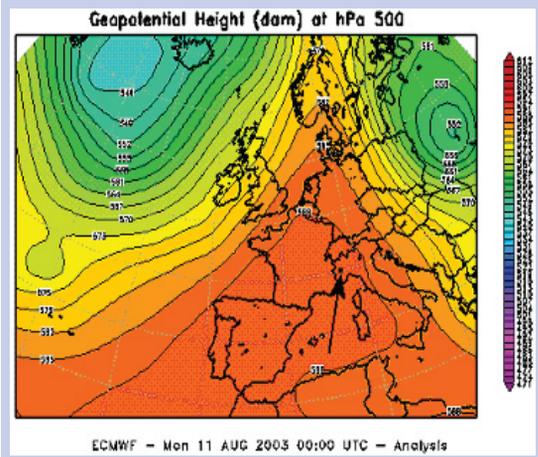
L'ondata di calore 2003 a Torino

L'estate 2003 è stata caratterizzata dall'influenza pressoché continua dell'anticiclone nordafricano, con solo temporanee interruzioni determinate da irruzioni di aria fredda in quota che determinavano brevi fenomeni temporaleschi ed un calo delle temperature per periodi non superiori ai due giorni.

La struttura anticiclonica si è mantenuta persistente per quasi tutta l'estate, anche grazie alla sua notevole estensione sia in longitudine che in latitudine.

La massima estensione areale è stata raggiunta nella prima decade di agosto quando l'influenza dell'anticiclone africano si estendeva su tutto il bacino centro-occidentale del Mediterraneo, sull'Europa occidentale, sull'Europa centrale dall'Italia fino ai limiti del Circolo Polare Artico, ed infine su buona parte dell'Europa sudorientale, come rappresentato nella figura seguente.

Figura 1: Analisi ECMWF del geopotenziale a 500hPa l'11 agosto 2003 alle ore 00UTC.



In tale decade sono stati raggiunti i più alti valori di temperatura massima sulla città di Torino e più in generale sul Piemonte.

Lo zero termico sul territorio piemontese si è mantenuto sui 4000 metri per tutto il periodo estivo; tale fatto ha determinato la presenza di temperature elevate non solo in pianura ma anche nelle località montane.

La presenza di umidità è stata invece più rilevante nel mese di giugno quando il flusso proveniente in prevalenza dai quadranti meridionali ha convogliato aria umida dal Mediterraneo ed ha causato, unitamente alle alte temperature, le condizioni di afa.

Dal punto di vista delle precipitazioni, esse hanno avuto carattere prevalentemente temporalesco e nel mese di giugno sono state in linea con la media mensile, mentre in luglio e nella prima metà di agosto sono state inferiori alla media ed hanno contribuito all'aggravamento delle condizioni di siccità presenti nel corso del 2003 a causa della scarsità di precipitazioni invernali e, soprattutto, primaverili. Frequenti, nel corso di questo periodo, sono stati gli annuvolamenti pomeridiani e serali di origine convettiva causati dal forte riscaldamento diurno e talora accompagnati da brevi rovesci; lo sviluppo di tali nubi aumentava la presenza di umidità anche nelle ore serali e contribuiva al perdurare della situazione di disagio fisico, in particolare nella zona urbana di Torino.

È stato un periodo caratterizzato da una notevole anomalia positiva di temperatura, in particolare a giugno e nei primi 15 giorni di agosto; la temperatura massima è stata superiore a 30°C per ben 66 giorni su 76, superiore a 35°C per 19 giorni, con un picco di 40.5°C il giorno 11 agosto.

Nel mese di giugno la temperatura è stata mediamente di 5°C superiore alla media mensile con un incremento più significativo per le massime. La temperatura massima è stata maggiore di 30°C per 22 giorni su 30 e superiore a 35°C per 4 giorni (il 13, 14, 20 e 21) con un picco di 35.9°C raggiunto nei giorni 20 e 21 giugno.

Il mese di luglio è stato caratterizzato da un'anomalia climatica calda di circa 2.5°C, in

Tipologia	Temperatura osservata	Temperatura climatologia 1951-1999	Differenza
minima giugno	20.4°C	16.4°C	4.0°C
media giugno	26.0°C	21.1°C	4.9°C
massima giugno	32.0°C	25.8°C	6.2°C
minima luglio	20.9°C	19.0°C	1.9°C
media luglio	26.4°C	23.9°C	2.5°C
massima luglio	32.2°C	28.8°C	3.4°C
minima 1-15 agosto	22.7°C	19.3°C	3.4°C
media 1-15 agosto	29.6°C	24.0°C	5.6°C
massima 1-15 agosto	36.7°C	28.9°C	7.8°C

particolare per le temperature massime. La temperatura massima è stata superiore a 30°C per 26 giorni su 31, a 35°C per 4 giorni (il 13, 17, 20 e 23) con un picco di 36.3°C raggiunto il 17.

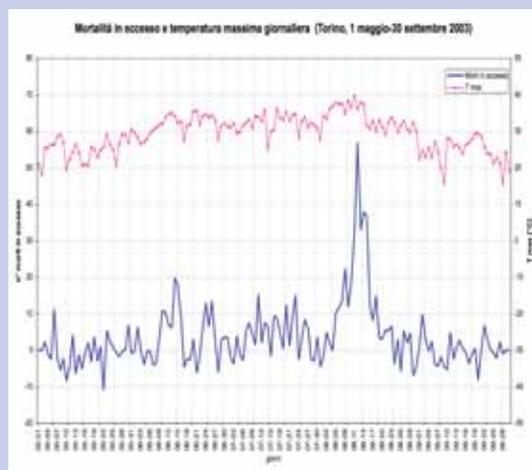
La prima quindicina di agosto è stato il periodo in assoluto più caldo; il confronto con il valore climatologico della prima decade di agosto (la più calda del mese) rende ancora più evidente l'anomalia climatica. La media delle massime è stata di 36.7°C con un incremento di ben 7.8°C rispetto alla media climatologica, l'incremento delle temperature medie di 5.6°C. Le massime sono sempre state sopra i 30°C, sopra i 35°C in maniera praticamente ininterrotta dal 3 al 14 Agosto (ad eccezione dei 34.9°C dell'8 Agosto). Il valore di picco è stato raggiunto l'11 Agosto con 40.5°C che rappresentano il record storico per il mese.

Si sono avute in maniera praticamente ininterrotta condizioni critiche per quanto riguarda il benessere climatico delle persone in

relazione alla valutazione congiunta di temperatura ed umidità: con 20 giorni di situazione di “pericolo” per il disagio fisico, 54 con condizioni di “estrema cautela” e solo 2 in condizioni di “cautela”.

L'ISTAT ha dichiarato che in tutta Italia nel periodo giugno-settembre 2003 è stato registrato un eccesso di mortalità di 19780 unità rispetto allo stesso periodo del 2002. Nei soli capoluoghi di regione si sono registrati 3134 decessi in più nel periodo dal 1° giugno al 15 agosto. Nello stesso periodo nella sola città di Torino si è registrato un eccesso di 577 decessi. Il picco massimo di mortalità della popolazione anziana (over 65 anni) a Torino si è avuto nel periodo dall'11 al 14 di agosto con 187 morti in eccesso di cui 58 nella sola giornata del 12 agosto.

Figura 2: Andamento della mortalità e della temperatura massima giornaliera a Torino nell'estate 2003.



Le analisi effettuate sul campione relativo alla popolazione della città di Torino evidenziano che l'entità numerica dell'eccesso rilevato rappresenta il valore più elevato mai raggiunto a Torino negli ultimi 20 anni e testimonia che si è stati in presenza di un evento eccezionale per durata, intensità dell'effetto e conseguenze sulla popolazione. L'aumento della mortalità è stato rilevato principalmente nella popolazione delle fasce

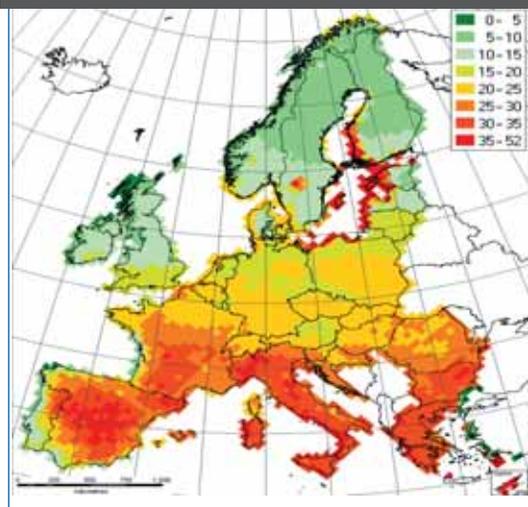
di età anziane (>64 anni) e molto anziane (>74 anni). In Piemonte, queste da sole rappresentano rispettivamente il 93% e l'88% del totale dei casi in eccesso. Le spiegazioni sono da ricercare nella ridotta capacità di termoregolazione e nell'alta prevalenza di malattie cronici maggiormente vulnerabili.

La mortalità è stata inoltre differenziale per sesso, colpendo di più in termini assoluti le donne rispetto agli uomini, fenomeno da correlare ad una maggiore numerosità ed alla più elevata età media della popolazione anziana di sesso femminile rispetto a quella maschile.

L'aumento nella frequenza delle ondate di calore avrà impatti molto superiori nelle aree urbane, dove le temperature sono amplificate dall'effetto dell'isola di calore.

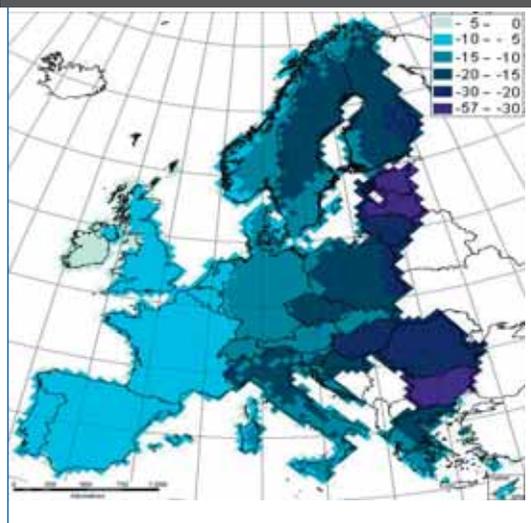
L'Unione Europea stima, nello scenario che proietta un aumento di temperature di 3°C nel periodo 2071-2100 (A2) rispetto al periodo 1961-1990, un eccesso di mortalità di 86000 unità all'anno a livello europeo. Con scenari più favorevoli (B2), che determinano un aumento di temperatura di 2.2°C nel periodo 2071-2100, l'eccesso si riduce a 36000 unità.

Figura 4.4.4.3: Aumento della mortalità annuale dovuta alle ondate di calore nel periodo 2071-2100 per ogni 100.000 abitanti rispetto al periodo 1961-1990 (Green Paper - Adapting to climate change in Europe, 2007).



Il riscaldamento porterà anche a temperature più miti durante le stagioni invernali; tuttavia studi preliminari indicano che verso fine secolo (2080) l'incremento della mortalità dovuta a condizioni di caldo estremo potrebbe ampiamente superare la riduzione della mortalità causata da ondate di freddo, sempre meno frequenti ed intense.

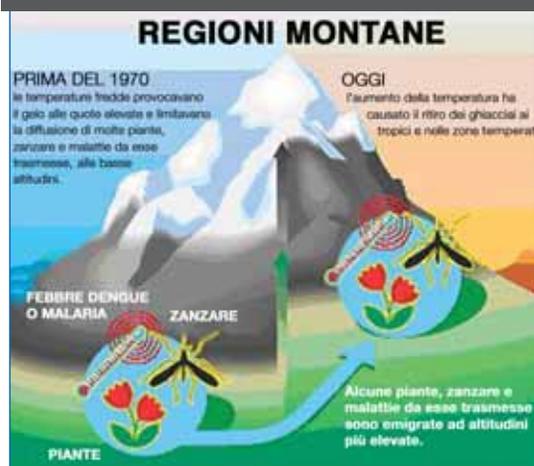
Figura 4.4.4.4: Decremento della mortalità annuale dovuta al freddo nel periodo 2071-2100 per ogni 100.000 abitanti rispetto al periodo 1961-1990 (Green Paper - Adapting to climate change in Europe, 2007).



I cambiamenti climatici relativi a temperatura e precipitazioni influenzeranno anche la distribuzione e la diffusione delle malattie infettive, in particolare quelle che per la loro trasmissione necessitano di vettori, come per esempio i mosquito per la malaria. La distribuzione geografica degli insetti vettori di malattie infettive ed i tempi di incubazione dei parassiti al loro interno sono fortemente influenzate dalle temperature (ad esempio il protozoo della malaria *Plasmodium falciparum* ha un tempo di incubazione di 26 giorni a 20 °C e di soli 13 giorni a 25 °C). Già attualmente nell'Africa centrale e orientale, in America Latina e in Asia gli insetti, e di conseguenza le malattie portate dagli stessi, si stanno portando via a quote più alte. Per esempio l'*Aedes*

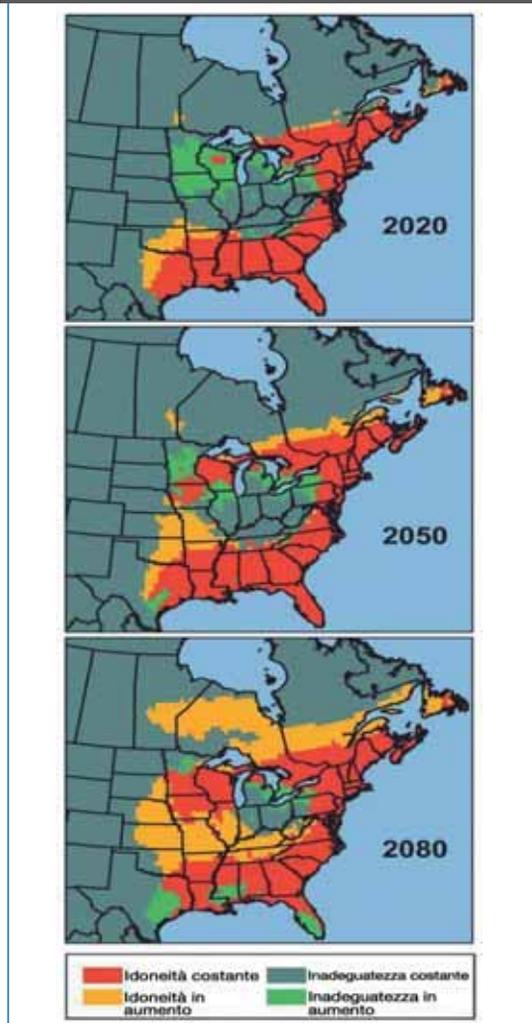
aegypti, il mosquito portatore del dengue e della febbre gialla si trova fino a 1700 m di quota in Messico e a 2200 m sulle Ande Colombiane, mentre fino a 3 decenni fa non si trovava al di sopra dei 1000 m. Gli scenari meno pessimistici vedono un'espansione delle condizioni a supporto della trasmissione della malaria in latitudine ed altitudine ed in alcune regioni stagioni più lunghe in cui la malaria può circolare.

Figura 4.4.4.5: Il riscaldamento globale causa una migrazione verso altitudini maggiori degli insetti vettori di malattie, come la zanzara (Bryan Christie, Scientific American, Agosto 2000).



Le proiezioni per Etiopia, Zimbabwe e Sudafrica mostrano un aumento superiore al 100% delle persone al mese esposte a malaria a fine secolo. A livello globale, l'aumento delle temperature sottoporà un gran numero addizionale della popolazione a rischio di malattie quali: malaria, dengue e schistosomia. È previsto che un incremento di 2°C sottoporà 210 milioni di persone in più al rischio di contagio di malaria, con un incremento epidemico potenziale del 30-50 % per il dengue. Considerazioni simili possono essere fatte anche sull'espansione geografica di altre malattie portate da altri vettori, quale la malattia di Lyme, portata dalle zecche, tipica degli Stati Uniti e diffusa nei pressi delle foreste dell'Europa centrale, in Scandinavia, Russia, Cina e Giappone. Le zecche possono trasmet-

Figura 4.4.6: Proiezione della distribuzione delle condizioni climatiche ideali per la diffusione dei vettori del Lyme (*Ixodes scapularis*) negli anni attorno al 2020, 2050 e 2080. Le proiezioni indicano un aumento del 213% dell'habitat ideale a partire dal 2080. Le proiezioni sono basate sugli scenari climatici ottenuti con il modello canadese. (Brownstein et al., 2005).



tere diverse malattie, tra cui la malattia di Lyme (in Europa chiamata Lyme borreliosis) e l'encefalite da zecche (Tick-Borne Encephalitis - TBE). In Europa il numero di casi di encefaliti da zecche aumentò nelle regioni baltiche tra il 1980 ed il 1995 ed è poi rimasto alto. Più di 85000 casi di Lyme borreliosis diagnosticati annualmente in Europa sono dovuti ad un

incremento delle temperature nelle decadi passate. Anche per questa malattia i cambiamenti climatici sembrano favorire la diffusione dei vettori verso zone per ora troppo fredde. La maggior frequenza di eventi estremi, come le alluvioni e i cicloni tropicali, aumenterà ulteriormente sia il rischio immediato di infortuni sia la diffusione di epidemie a causa della distruzione di case ed infrastrutture con conseguente aumento della povertà, della malnutrizione e della diminuzione di igiene.

Un altro tra i più invasivi impatti sulla salute dei cambiamenti climatici e della combustione di carburanti fossili sono i disagi respiratori. La combinazione dell'esposizione, sia agli inquinanti atmosferici che agli allergeni, potrebbe essere il fattore che sta dietro all'incremento di asma osservato nelle nazioni in via di sviluppo.

Diversi studi hanno studiato l'impatto potenziale dell'aumento della CO₂ e del riscaldamento globale sulle piante. In generale questi fattori stimolano le piante ad incrementare la fotosintesi, la biomassa, l'efficienza nell'uso dell'acqua e gli sforzi riproduttivi, ed i funghi a produrre più spore. Queste sono considerate risposte positive per l'agricoltura, ma per gli individui allergici questo potrebbe significare un aumento dell'esposizione agli allergeni dei pollini e delle spore. Gli scenari previsti come conseguenza di un aumento graduale delle temperature prospettano nel 2025 un aumento di 100 milioni di asmatici nel mondo.

Pollini e clima

Le piante presentano un forte legame con le variazioni climatiche: le fasi fenologiche, che scandiscono il loro ciclo vitale, sono condizionate per lo più da fotoperiodo e temperatura. I parametri climatici rivestono un ruolo fondamentale sia nel processo di liberazione del polline, sia rispetto alla quantità di polline prodotto e al relativo andamento della pollinazione.

Ogni qualvolta si verificano anomalie climatiche le piante rispondono quindi con variazioni nell'inizio e nella durata delle varie fenofasi.

Utilizzando rilevazioni polliniche pluriennali è

possibile studiare i principali parametri di pollinazione: inizio, durata, fine del periodo, data e valore del picco massimo raggiunto. Correlando tali parametri con i corrispondenti dati climatici (temperatura, precipitazione), è possibile evidenziare eventuali variazioni in corrispondenza di incrementi termici e delimitare temporalmente i periodi in cui tali variazioni vengono rilevate.

Diversi studi hanno riscontrato per alcuni taxa un anticipo dell'inizio della pollinazione in presenza di temperature più elevate registrate nei mesi precedenti la liberazione del polline (Freguelli *et al.*, 2002; Aira *et al.*, 2001; Rajo Rodriguez *et al.*, 2003; Alba&Diaz De la Guardia, 1998; Tedeschini, 2006; Casini *et al.*, 2006).

In Arpa Piemonte, dall'anno 2002, è attiva una rete di monitoraggio aerobiologico che dispone di stazioni di monitoraggio site in aree urbane, dove l'incidenza della pollinosi è in costante aumento (Cuneo, Tortona, Novara), e in luoghi caratteristici per motivi geografici e climatici: Bardonecchia (TO) e Omegna (VCO). Nel territorio regionale la centralina di Bardonecchia è l'unica posizionata in quota (1321 m s.l.m.) e restituisce un quadro tipico degli ambienti montani sia per tipologia di vegetazione che per periodi di fioritura.

Considerati i dati di cui Arpa Piemonte disporrà in futuro, si può prevedere un utilizzo dell'andamento palinologico come indicatore degli effetti dei mutamenti climatici sull'ambiente, volto a fornire indicazioni sulle variazioni dei ritmi fenologici delle piante.

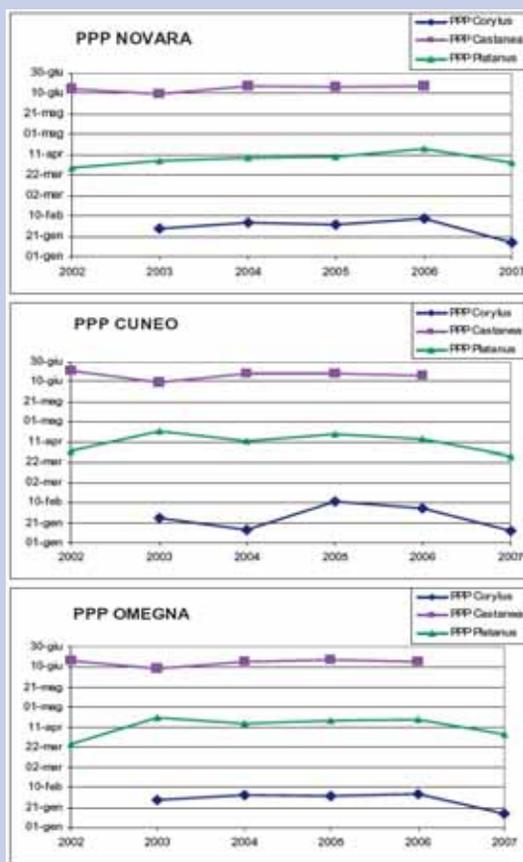
È stata effettuata un'elaborazione preliminare dei dati relativi alle suddette stazioni nell'arco temporale intercorrente tra il 2002 e il 2007. Come indicatore è stata considerata la pollinazione e, in particolare, l'inizio del Periodo Principale di Pollinazione (PPP) inteso come "il giorno in cui la somma delle percentuali annuali dei taxa considerati raggiunge il 5% del totale e in cui si abbia una liberazione di polline dell'1%" (Lejoly-Gabriel, 1978).

I taxa presi in considerazione sono *Corylus*, *Platanus* e *Castanea*, selezionati in base a

indicazioni tratte da letteratura e relativi a tre diversi periodi stagionali. In particolare *Corylus* presenta una fioritura tardo-invernale, *Platanus* una fioritura primaverile e *Castanea* una fioritura inizio-estiva.

Da una prima lettura dei grafici di Figura 1 risulta evidente, per le stazioni di Cuneo, Novara e Omegna per le quali sono disponibili i dati in modo più continuativo, un evidente anticipo nella pollinazione relativamente all'anno 2007 sia per *Corylus* che per *Platanus* (*Castanea* non è stato considerato in quanto al momento dell'elaborazione dei dati per l'anno 2007 era ancora in fase di pollinazione), da relazionare con le temperature

Figura 1: Inizio del Periodo Principale di Pollinazione per tre diverse stazioni di monitoraggio pollinico di Arpa Piemonte (operatori: A. Bertola, S. Caddeo, M. Calciati, G. Castrogiovanni, M.R. Cesare, E. Gastaldi, F. Gbadiè, A. Giraud, S. Leone, A. Nicola) - aggiornamento maggio 2007.



elevate che hanno caratterizzato il periodo autunnale/invernale 2006/2007 (Figura 2). Un altro evidente anticipo di pollinazione si è verificato nell'anno 2003 in particolare per *Castanea*, che, fiorendo nel periodo estivo, ha risentito delle alte temperature primaverili, situazione osservabile nelle medesime stazioni (Figura 3).

Figura 2: Variazione delle temperature medie mensili dell'autunno-inverno 2006/2007 rispetto alle medie mensili del periodo 2002-2007.

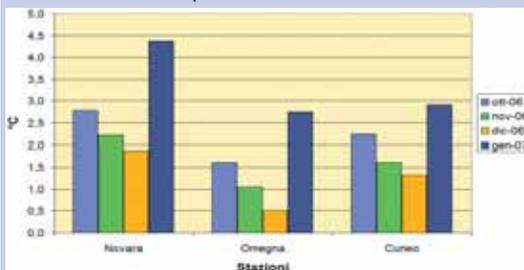
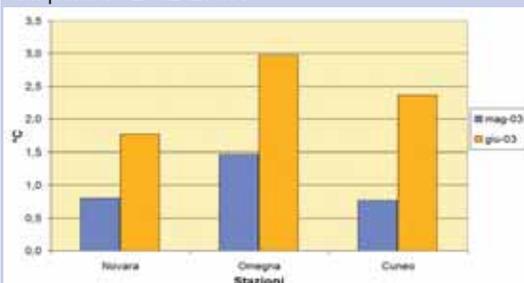


Figura 3: Variazione delle temperature medie di maggio e giugno 2003 rispetto alle medie mensili del periodo 2002-2007.



Gli anticipi rilevati negli anni 2003 e 2007 sembrano dunque confermare l'ipotesi suggerita negli studi sopra citati, secondo cui la pollinazione sarebbe influenzata dalla temperatura media dei mesi antecedenti la liberazione del polline.

Inoltre esiste una grande varietà di sorgenti di particolato, che gli scenari futuri vedono con maggiore frequenza del presente: incendi estesi, tempeste di polvere per il trasporto da zone desertiche o associate ad aree in condizioni di siccità, nonché cambiamenti dei campi di vento, contribuiscono all'aumento delle reazioni respiratorie allergiche.

Il riscaldamento globale favorisce anche la produzione di ozono, sia dal punto di vista

del processo fotochimico, sia per l'aumento dei precursori (NOX e VOC). Il peggioramento della qualità dell'aria si associa con l'aumento delle condizioni meteorologiche di stagnazione, con una maggiore umidità atmosferica e temperature più elevate, in particolare notturne, aumentando la morbilità di origine respiratoria, con un aggravamento della situazione delle malattie cardiovascolari e di quelle interessanti le vie aeree (Griffen et al. 2001).

Sebbene la qualità dell'aria sia comunque destinata a deteriorarsi con il cambiamento climatico previsto, è importante sottolineare che, come approfondito nel paragrafo 5.3, le misure di mitigazione relative all'abbattimento dei gas serra comportano benefici sinergici complessivi sulla qualità dell'aria, contribuendo ad una riduzione dei costi relativi all'adozione di tali misure.

Dall'analisi dei diversi effetti dei cambiamenti climatici risultano forti impatti sulla salute umana, anche se occorre effettuare considerazioni approfondite sui meccanismi di acclimatazione, sulla distribuzione locale della variazione di temperatura e sui fenomeni non strettamente legati al cambiamento climatico, come l'invecchiamento della popolazione, le condizioni socio-economiche, i flussi migratori.

4.4.5 Gli impatti sugli ecosistemi

Alcune specie viventi, piante o animali, che hanno il loro habitat in specifiche regioni geografiche, hanno già cominciato a migrare a causa delle modificazioni climatiche, ed in particolare per l'aumento di temperatura che ha alterato le condizioni degli habitat stessi e le catene alimentari. Ulteriori alterazioni sono attese, ed in modo parziale già registrate, nell'approvvigionamento dei servizi degli ecosistemi, come per i prodotti del legno, la fornitura di acqua potabile, la produttività agricola, che sono a loro volta determinanti nella modificazione dell'ecosistema completo a causa delle complesse relazioni che esistono tra fauna, flora ed il contesto fisico in cui si trovano.

I servizi degli ecosistemi

I servizi degli ecosistemi costituiscono quei benefici che la specie umana riceve dal funzionamento stesso degli ecosistemi. Si tratta di servizi che:

1. provvedono alla fornitura di prodotti utilizzati dalla specie umana quali cibo, acqua dolce, combustibili, fibre, sostanze biochimiche, medicine naturali, risorse ornamentali e risorse genetiche;
2. regolano i processi degli ecosistemi fornendo importanti benefici quali il mantenimento della qualità dell'aria, la regolazione del clima, il controllo dell'erosione, la regolazione delle malattie umane, la regolazione del ciclo idrico, la purificazione dell'acqua ed il trattamento degli scarti, il controllo biologico e l'impollinazione;
3. sono necessari per la produzione di altri servizi degli ecosistemi, e quindi svolgono un ruolo di supporto, quali la formazione del suolo, il ciclo dei nutrienti e la produzione primaria;
4. possono essere definiti culturali, cioè che forniscono dei benefici non materiali quali quelli religiosi e spirituali, quelli ricreativi e di ecoturismo, quelli estetici, quelli ispirativi, quelli educativi, quelli relativi al senso dei luoghi e quelli del patrimonio culturale. (De Groot et al., 2002).

Alcune modificazioni negli ecosistemi dovute ai cambiamenti climatici assumono già oggi

Figura 4.4.5.1: Variazione nella distribuzione di alcune specie ittiche nel Mare del Nord e nel mare di Barents a seguito dell'incremento delle temperature dell'acqua da 1 a 2°C (ACIA, 2004).



proporzioni significative. Ad esempio le acque del Mare del Nord si sono scaldate negli ultimi 30 anni, causando la migrazione delle riserve di pesce più a nord, a latitudini in cui le acque sono più fredde, o in acque più profonde. Gli impatti negativi sull'industria del pesce del Mare del Nord, già sotto pressione per l'eccessivo sfruttamento della pesca, sono previsti aumentare con il cambiamento climatico (Perry, 2005). L'aumento della concentrazione di CO₂ nelle acque oceaniche porta all'aumento dell'acidificazione degli oceani. Le proiezioni basate sui diversi scenari socio-economici portano ad una riduzione in unità di pH compresa tra 0.14 e 0.35 unità nel XXI secolo. Questa acidificazione comporta un impoverimento di calcio dalla barriera corallina, che potrebbe scomparire a partire dal 2065, e comunque alterare le condizioni di vita degli ecosistemi marini (Figura 4.4.5.2).

Figura 4.4.5.2: La barriera corallina rischia la scomparsa a causa dei cambiamenti climatici.



In Spagna, l'habitat delle farfalle è modificato, spostandosi a maggiori altitudini o latitudini, a causa dell'aumento delle temperature. Si stima che l'habitat ideale per questa tipologia di fauna si sia ridotto di circa un terzo e tenda a diminuire del 50-80% nei prossimi 100 anni, senza interventi di contrasto e mitigazione al cambiamento (Wilson, 2005).

Effetti dell'andamento climatico del 2003 su due popolazioni di lepidotteri diurni

Il SIC (Sito di Importanza Comunitaria) Monte Musiné - Laghi di Caselette, per la presenza di

8 specie di lepidotteri diurni minacciati d'estinzione, è elencato tra le 36 *Prime Butterflies Areas* italiane (Balletto *et al.* 2003). All'interno del SIC, un prato igrofilo dominato da *Molinia coerulea* (Allegato I "Direttiva Habitat") di circa 3 ettari ospita due popolazioni simpatriche e sincrone di lepidotteri diurni appartenenti al genere *Maculinea*: *Maculinea alcon* e *Maculinea teleius* (Bonelli *et al.* 2005). Le due specie sono monovoltine e la loro sopravvivenza è rigidamente legata al ciclo fenologico delle piante nutrici (*Gentiana pneumonanthe* per *M. alcon* e *Sanguisorba officinalis* per *M. teleius*) ed alla disponibilità di colonie della formica ospite. Entrambe le specie sono infatti mirmecofile obbligate: gli stadi pre-immaginali trascorrono 10 mesi all'interno delle colonie di formiche appartenenti al genere *Myrmica*. Nel sito in esame, contrariamente al solito, *Myrmica scabrinodis* porta a compimento il ciclo biologico sia di *M. alcon*, sia di *M. teleius* (Barbero *et al.* 2002).

Dal 1997 il gruppo di ricerca del laboratorio di zoologia dell'Università di Torino è impegnato nello studio della biologia e nella conservazione delle due popolazioni di *Maculinea*. In particolare si valutano:

- L'entità e lo stato delle due popolazioni tramite rilievi ogni due giorni durante tutto il periodo di sfarfallamento. I dati sono raccolti tramite metodi di cattura-marcatura-ricattura e sono analizzati utilizzando il modello Cormack-Jolly-Seber (Schwarz & Arnason 1996) (Nowicki *et al.* 2005).
- Il comportamento di ovideposizione degli adulti. Entrambe le specie sono monofaghe: *M. alcon* depone esclusivamente su boccioli non ancora schiusi di *Gentiana pneumonanthe* e *M. teleius* su quelli di *Sanguisorba officinalis* (Bonelli *et al.* 2005).
- La presenza e la densità della formica ospite (Barbero *et al.* 2002).

L'andamento climatico e la gestione del moliato (taglio dell'erba) sono i principali aspetti ambientali che interferiscono direttamente sulle fluttuazioni annuali delle popolazioni delle due farfalle e sulla densità di piante nutrici e formiche ospiti. Pertanto, durante l'intero periodo di volo, la temperatura dell'a-

ria viene misurata con un termometro a mercurio, mentre la temperatura al suolo è registrata con rilevatori elettronici.

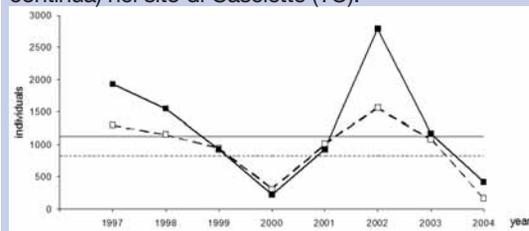
È stato così possibile osservare e stimare gli effetti negativi della siccità e delle alte temperature registrate nel corso della primavera-estate 2003.

Tali effetti sono stati evidenziati a diversi livelli: **Asincronia nel rapporto pianta nutrice e farfalla.**

Nel corso dell'estate 2003 sia *S. officinalis*, sia *G. pneumonanthe* hanno ritardato la fioritura di circa un mese, mentre la fenologia delle farfalle è rimasta invariata. Tale sfasamento ha portato un allungamento della longevità media delle femmine adulte (non sufficiente, però, a garantire la deposizione delle uova: molte femmine sono morte senza deporre). Da notare che tale asincronia è stata registrata in tutti i siti piemontesi colonizzati da *M. alcon* con eccezione dell'area umida dello Scocchia, unica popolazione nota di orizzonte montano.

L'asincronia tra pianta nutrice e sfarfallamento degli adulti ha contribuito al drastico decremento demografico delle specie l'anno successivo (2004), come osservabile dalle stime riportate nel grafico sottostante (Figura 1).

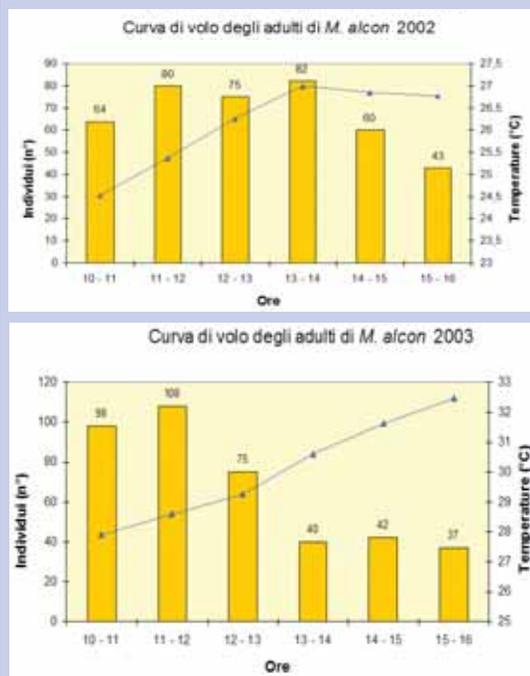
Figura 1: Stima delle popolazioni di *Maculinea alcon* (linea tratteggiata) e *Maculinea teleius* (linea continua) nel sito di Caselette (TO).



Comportamento di volo

Il volo delle farfalle è legato alla temperatura dell'aria che condiziona il lavoro dei muscoli alari. Normalmente il picco di volo degli adulti, ad esempio di *M. alcon* nel sito, si registra intorno alle 13.30 quando la temperatura è di circa 26°C. Nel 2003 invece il maggior numero di adulti volava intorno alle 11.30 del mattino (temperatura: 25.5°C), mentre il resto della giornata era trascorso a riposo all'ombra degli alberi (Figura 2).

Figura 2: Curve di volo giornaliere degli adulti di *M. alcon* nel 2002 e nel 2003 (numero di individui istogramma arancione e linea blu temperatura).



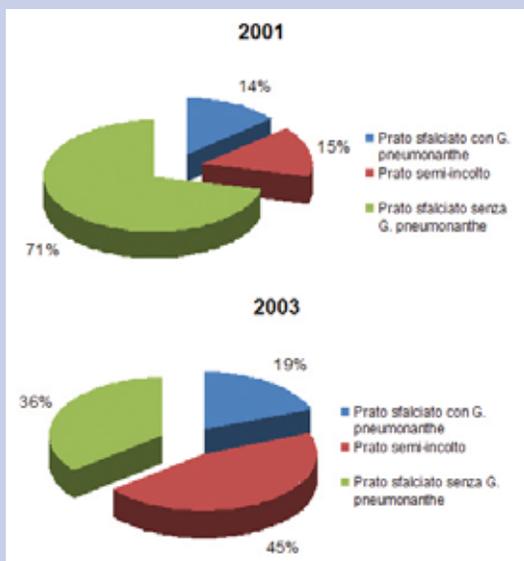
Tale sfasamento influisce sugli accoppiamenti e modifica il rapporto con i parassitoidi con conseguenze non ancora valutabili.

Uso dello spazio

Il sito è utilizzato dalle due specie in modo differente, normalmente infatti *M. teleius* tende a concentrarsi nella porzione regolarmente sfalcata e priva della pianta nutrice di *M. alcon*, probabilmente per evitare la competizione. Nell'anno 2003 invece le temperature eccessivamente elevate hanno indotto entrambe le specie a concentrarsi nella porzione semi-incolta dell'area, dove le temperature al suolo rimanevano inferiori grazie alla presenza di un più cospicuo manto erboso (Figura 3).

Tale porzione di moliniato (zona incolta), a causa dell'assenza di pratiche opportune di gestione, presenta normalmente bassissime densità di formica ospite e di piante nutrici delle farfalle. Infatti è universalmente riconosciuto che il mantenimento del moliniato e la sopravvivenza delle specie ad esso legate sono subordinati alla gestione con tagli regolari.

Figura 3: Uso dello spazio (%) degli adulti di *Maculinea teleius* a seconda della gestione del moliniato nel 2001 e nel 2003.



Riassumendo, va sottolineato che l'innalzamento delle temperature medie durante il periodo di volo degli adulti ha avuto ripercussioni negative in particolare su queste due specie e sulle loro piante nutrici solamente in Italia. Nel resto d'Europa infatti l'annata caratterizzata da scarsa piovosità ha invece messo a disposizione delle stesse specie di farfalla un maggior numero di giorni di sole e di ore per giorno con temperature che consentono il volo; inoltre nessuna asincronia tra pianta nutrice e sfarfallamento degli adulti è stata registrata. Tali considerazioni vanno valutate alla luce del fatto che l'Italia rappresenta sia per *M. alcon* sia per *M. teleius* il limite meridionale dell'areale, mentre il centro Europa ne rappresenta il cuore.

Alcuni studi hanno verificato, nelle recenti decadi, un anticipo di 15-20 giorni, rispetto agli anni '50, nella rottura dello strato ghiacciato invernale nei fiumi ed in molti laghi del nord (Korhonen 2005; Magnusson et al., 2000). Il periodo in cui si verifica lo scioglimento della superficie ghiacciata è molto importante dal punto di vista ecologico, perché altera la produzione di biodiversità e di fitoplancton, nonché la moria invernale dei pesci

(Weyhenmeyer, 2006). Anche i cicli dei nutrienti nei sistemi acquatici sono alterati dal riscaldamento, così come il periodo di fioritura delle alghe che risulta anticipato di un mese negli anni '90 rispetto agli anni '70 nei grandi laghi svedesi (Weyhenmeyer, 2001).

L'alterazione della banchisa artica mette a rischio gli ecosistemi presenti ed alcune specie animali, tra cui i trichechi e gli orsi polari. Un altro effetto del cambiamento climatico è la variazione degli eventi a carattere stagionale come la fioritura e la deposizione delle uova, che avviene dai 2 ai 3 giorni prima ogni decade in molte regioni temperate dell'emisfero Nord. Il cambiamento climatico atteso nel XXI secolo in Europa altera i beni e i servizi provenienti dagli ecosistemi (Schröter, 2005): una grande parte subisce un impatto negativo dovuto alla siccità, alla riduzione della fertilità del suolo, allo sviluppo di incendi (Figura 4.4.5.3), al peggioramento della qualità delle acque ed altri fattori che portano ad un degradamento dell'ambiente, nonché ai cambiamenti rilevanti nelle interazioni ecologiche fra le specie.

In Europa è attesa una diminuzione delle terre coltivabili, delle aree forestate, della fertilità del suolo e dell'assorbimento terrestre del carbonio, e un aumento del numero di bacini soggetto a scarsità di acqua. Questa situazione porta ad un impoverimento della biodiversità, anche in aree protette (Figura 4.4.5.4).

Figura 4.4.5.4: Impoverimento percentuale nella vegetazione nelle regioni biogeografiche nello scenario socio-economico A2 dal 2080 (UE 2007). La classificazione geografica delle zone è quella delle Zone Ambientali dell'Europa derivata dalla Stratificazione Ambientale dell'Europa (Metzger et al 2005 and Jongman et al 2005, <http://pan.cultland.org/>).

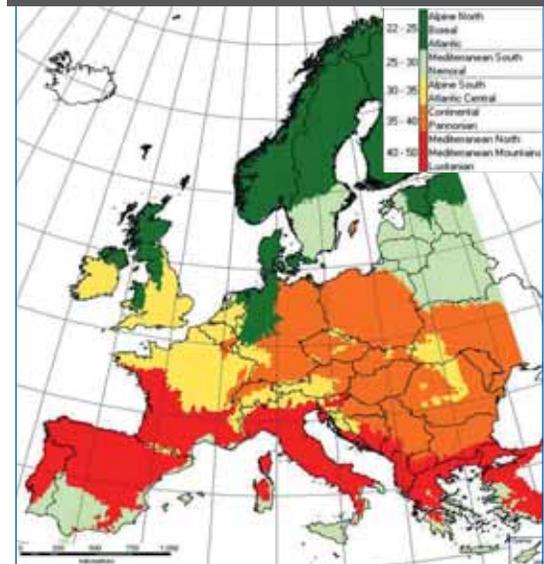


Figura 4.4.5.3: Alterazioni degli ecosistemi, dovute ad esempio agli incendi, possono avere effetti significativi sulla capacità di immagazzinamento del carbonio, le emissioni in atmosfera e l'erosione del suolo.



Impatti significativi sugli ecosistemi sono probabili anche con un riscaldamento di 1-2°C, mentre impatti più importanti ed estesi, tra cui la produzione di cibo, sono attesi con un riscaldamento tra i 2 ed i 3°C.

Studi recenti indicano per esempio che, con un aumento fino ad 1°C al di sopra dei livelli pre-industriali, fino al 10% degli ecosistemi nel mondo si sposteranno (Figura 4.4.5.5.).

Alcuni ecosistemi forestali mostreranno un aumento iniziale nella produttività, un aumento della frequenza degli incendi e dei focolai epidemici. Con un riscaldamento superiore ai 2°C al di sopra dei livelli pre-industriali, più del 20% degli ecosistemi dovrebbe migrare

Figura 4.4.5: Spostamento degli ecosistemi nella regione artica. Situazione corrente a sinistra, proiezione per il decennio 2090-2100 a destra (ACIA 2004).



per adattarsi alle nuove condizioni e questa percentuale è anche superiore in alcune regioni dove i cambiamenti si manifestano maggiormente. La perdita globale delle regioni umide costiere, che costituiscono l'habitat principale di molte forme di biodiversità, è stimata superare il 10%.

Per circa il 20-30% delle specie vegetali e animali fino ad ora valutate, il rischio di estinzione probabilmente aumenterà, se gli aumenti della temperatura media globale supereranno i 1.5-2.5°C.

Nel 2003 gli ecosistemi europei sono stati una fonte netta di CO₂

L'estate 2003 è passata alla storia come una delle più calde e siccitose mai registrate nel centro-sud Europa. I flussi di CO₂ raccolti nel 2003 in 14 ecosistemi forestali nel centro-sud Europa hanno evidenziato un generalizzato ed importante calo, rispetto agli anni precedenti, sia della produttività primaria lorda (GPP) sia, in misura minore, della respirazione ecosistemica. Conseguentemente, l'accumulo netto di CO₂ è diminuito quasi dovunque, anche se in modo meno accentuato negli ecosistemi mediterranei a causa di una riduzione della respirazione particolarmente forte. Questi risultati, integrati con i dati di radiazione solare assorbita dalle piante e di produttività agricola, sono stati inseriti in un modello di simulazione per stimare le variazioni di produttività primaria nel corso del

2003 a livello di intero continente. Da tale analisi è emerso che, con un calo del 30% della GPP (principalmente causato dalla siccità ed in misura secondaria dalle alte temperature), il 2003 è stato l'anno meno produttivo dell'ultimo secolo in Europa. Una diminuzione così forte della produttività primaria ha provocato, a livello annuale, un anomalo rilascio netto di CO₂ verso l'atmosfera, pari a quattro anni di accumulo netto medio.

Ad ulteriore conferma dei catastrofici effetti provocati dall'ondata di caldo e siccità del 2003, Schiermeier riporta che, nella stessa estate, gli incendi in Siberia hanno bruciato 22 milioni di ettari. È stato stimato che questi incendi, gran parte a carico della foresta boreale, abbiano rilasciato 250 milioni di tonnellate di carbonio nell'atmosfera, più o meno pari alla quantità di emissioni che i Paesi industrializzati aderenti al Protocollo di Kyoto dovrebbero ridurre ogni anno tra il 2008 ed il 2012 rispetto ai valori del 1990.

In conclusione, le ricerche qui sintetizzate sembrano suggerire che, nel complesso quadro di relazioni tra uomo, ecosistemi e cambiamenti climatici, nel prossimo futuro potrebbe ridimensionarsi il ruolo delle foreste naturali come "alleate" dell'uomo nella lotta ai cambiamenti climatici. Non solo l'auspicato effetto fertilizzante della CO₂ potrebbe risultare nullo, ma le foreste potrebbero diventare "vittime" degli eventi climatici estremi e, nel giro di pochi decenni, addirittura "complici" del surriscaldamento del pianeta. Starà alla ricerca futura delineare con maggiore chiarezza dove e quando questi diversi ruoli prevarranno.



4.4.6 Le conseguenze su alcune attività umane

I costi ed i benefici dei cambiamenti climatici per l'industria, gli insediamenti e la società varieranno ampiamente a seconda della posizione e della scala geografica. Nel complesso, comunque, gli effetti netti tenderanno ad essere più negativi quanto maggiori saranno i cambiamenti climatici. Le industrie, gli insediamenti e le società più vulnerabili sono generalmente quelli nelle pianure costiere e fluviali, quelli in cui le economie sono strettamente collegate con le risorse sensibili al clima e quelli in aree soggette ad eventi meteorologici estremi, specialmente dove è in atto una rapida urbanizzazione.

Le comunità povere risultano essere particolarmente vulnerabili, in particolare quelle concentrate in aree ad alto rischio, a causa delle capacità di adattamento più limitate e della maggiore dipendenza dalle risorse sensibili al clima, come le risorse locali di acqua e cibo.

Dove gli eventi meteorologici estremi diventano più intensi e/o più frequenti, i costi economici e sociali aumenteranno, in modo sostanziale nelle zone colpite direttamente e, indirettamente, anche in altre aree e settori.

4.4.6.1 L'agricoltura

Studi preliminari indicano che la produttività agricola da grano è attesa diminuire nel Sud Europa, dove è prevista una diminuzione del periodo della crescita, ed aumentare nel Nord Europa, a causa dell'aumento della lunghezza della stagione della crescita ed una riduzione dei periodi in cui il terreno è gelato. Alcune regioni dell'Europa, in particolare le zone centro-settentrionali, potrebbero infatti beneficiare dell'aumento delle temperature: le aree coltivate potrebbero spingersi più a Nord ed estendersi la stagione dello sviluppo della vegetazione.

Nell'Europa meridionale, l'agricoltura risentirebbe pesantemente dello stress idrico dovuto alla diminuzione della risorsa e all'aumen-

tare dei periodi caldi (Figura 4.4.6.1.1). Durante l'estate 2003 molti Paesi del Sud Europa videro una diminuzione del raccolto del 30% circa.

Figura 4.4.6.1.1: Effetti della siccità sui raccolti.



L'aumento della frequenza degli eventi estremi (siccità, alluvioni, tempeste e grandinate) influenzerebbe negativamente i raccolti ed aumenterebbe la diffusione di fitopatologie e di insetti.

Proiezioni globali stimano un miglioramento complessivo dei raccolti in Europa e negli Stati Uniti fino ad un aumento di temperatura di 2°C, ma un rapido declino per aumenti maggiori.

In generale il cambiamento climatico influenza la produzione e la disponibilità del cibo. Uno studio condotto dalla FAO (FAO 2005) e da IASA sull'utilizzo spaziale del suolo e sui dati climatici proietta una diminuzione globale dell'11% delle pianure arabili, con una diminuzione nella produzione di cereali in 65 Paesi in via di sviluppo (per questi Paesi, la perdita equivale approssimativamente al 16% del prodotto interno agricolo del 1995). Gli studi inoltre suggeriscono che alcune delle pianure arabili perse potrebbero essere bilanciate da "nuove" aree alle alte latitudini, in Russia, Nord Europa e Nord America, rese disponibili dalle temperature più miti. Tuttavia, gli effetti distribuiti sembrerebbero, nel complesso, essere negativi.

Nelle regioni tropicali e subtropicali i danni dovuti allo stress termico sono già importanti con un aumento della temperatura globale di 1.7°C; incrementi maggiori, ad esempio di 2.5°C nel 2080, porterebbero ad avere 50 milioni di persone in più a soffrire di fame.

4.4.6.2 La produzione di energia

L'utilizzo dell'energia è destinato a cambiare in conseguenza delle modificazioni nella distribuzione delle temperature, con una combinazione di aumento e diminuzione della domanda per il riscaldamento, sia in termini di domanda complessiva, sia in termini di picchi di richiesta.

La riduzione della domanda invernale per il riscaldamento può essere compensata dall'aumento della domanda per il condizionamento estivo.

Una scarsa disponibilità idrica per il raffreddamento degli impianti di produzione termoelettrici potrà verificarsi nei periodi di siccità, aumentando la probabilità di interruzioni temporanee del servizio, così come il potere raffreddante dell'acqua diminuirà e dovrà essere consentito il rilascio di acque di scarico nei corpi idrici provenienti da centrali ed impianti industriali, con temperature più elevate, con un conseguente impatto sulla fauna e flora acquatica.

Figura 4.4.6.2.1: La centrale idroelettrica di Pessinetto (TO).



Una minore capacità di raffreddamento a causa dell'aumento della temperatura delle acque superficiali è prevista anche per le centrali nucleari; se da una parte si fanno ipotesi per la loro collocazione off-shore, dall'altra gli esperti del Servizio Meteorologico Britannico, in un rapporto commissionato dalla società British Energy, ne raccomandano la collocazione più all'interno a causa dell'aumento del livello del mare e delle violente tempeste.

Con D.L. n°158 del 3 luglio 2003, a causa delle elevate temperature e della concomitante necessità di garantire la produzione di energia, sono stati derogati i limiti imposti dal D.L.vo 152/99 al fine di innalzare la temperatura di rilascio delle acque di raffreddamento. Il decreto definisce quanto segue:

- Temperatura limite dell'acqua di scarico per il mare e le zone di foce dei corsi d'acqua non significativi pari a 37°C;
- Temperatura limite dell'acqua di canali artificiali pari a 37°C;
- Differenza di temperatura tra le sezioni a monte ed a valle dell'immissione non superiore a 4°C;
- Temperatura limite dell'acqua di scarico nei laghi pari a 30°C.

Sempre la scarsità idrica determina una diminuzione delle portate dei fiumi e quindi una diminuzione complessiva della capacità di produzione idroelettrica, anche con un buon sistema di regolazione degli invasi, che viene stimata in riduzione del 25% nel sud e sud-est Europa.

Ottobre 2003, comunicato ANSA

Le dighe hanno un grado di riempimento attorno al 50% e difficilmente riusciranno a completare il ciclo invernale. È il livello più basso mai registrato negli ultimi 30 anni. Già in settembre - rileva il rapporto sui consumi elettrici del Gestore di rete - c'è stata una netta diminuzione nella produzione idroelettrica: addirittura il 31.3% in meno rispetto al settembre 2002.

L'aumento degli eventi meteorologici estremi può causare danni al sistema di approvvigionamento di gas e soprattutto al sistema di distribuzione dell'energia.

Una fusione del permafrost della tundra potrebbe diminuire la stabilità del suolo e determinare danni alle grandi condotte di gas, che corrono interrate o appoggiate su di esso.

Anche i danni determinati dai fulmini potrebbero aumentare con il riscaldamento globale.

4.4.6.3 Il turismo

I cambiamenti climatici hanno una grande influenza sul turismo, sia estivo, sia invernale.

Il flusso migratorio estivo di turisti che dal Nord Europa si spinge verso le coste del Mediterraneo è, nel suo complesso, il maggiore flusso turistico dell'intero globo, che conta circa 100 milioni di turisti all'anno e circa 1/6 di tutti i viaggi a scopo turistico, per una spesa complessiva di circa 100

miliardi di euro per anno. Ogni modifica indotta su questo flusso, sia di diminuzione in alcune zone, determinando un impatto di tipo socio-economico per la dismissione di infrastrutture ed attività, sia di aumento in altre, creando maggiori pressioni sull'ambiente, sia per la predisposizione di nuove strutture ricettive, sia per la gestione di una popolazione caratterizzata da una grande dinamica stagionale e da elevati consumi (energia, acqua...), esercita una grossa pressione sull'ambiente e sulle attività umane connesse al turismo.

La riduzione della barriera corallina, l'innalzamento del livello del mare nonché il peggioramento delle condizioni ambientali per la salute ed i potenziali conflitti dovuti alla domanda di risorsa idrica, sono tra i fattori indiretti che più rischiano di influenzare negativamente il turismo, soprattutto nelle aree più povere del mondo, dove il turismo rappresenta un'importante componente economica (ad esempio, nei Caraibi, dove si stima un giro d'affari di 16 miliardi di dollari all'anno

Figura 4.4.6.3.1: Condizioni climatiche per il turismo estivo nel periodo 1961-1990 (a sinistra) e nel periodo 2071-2090 (a destra), rappresentate mediante l'indice TCI (Tourism Climate Index) (Green Paper - Adapting to climate change in Europe, 2007).

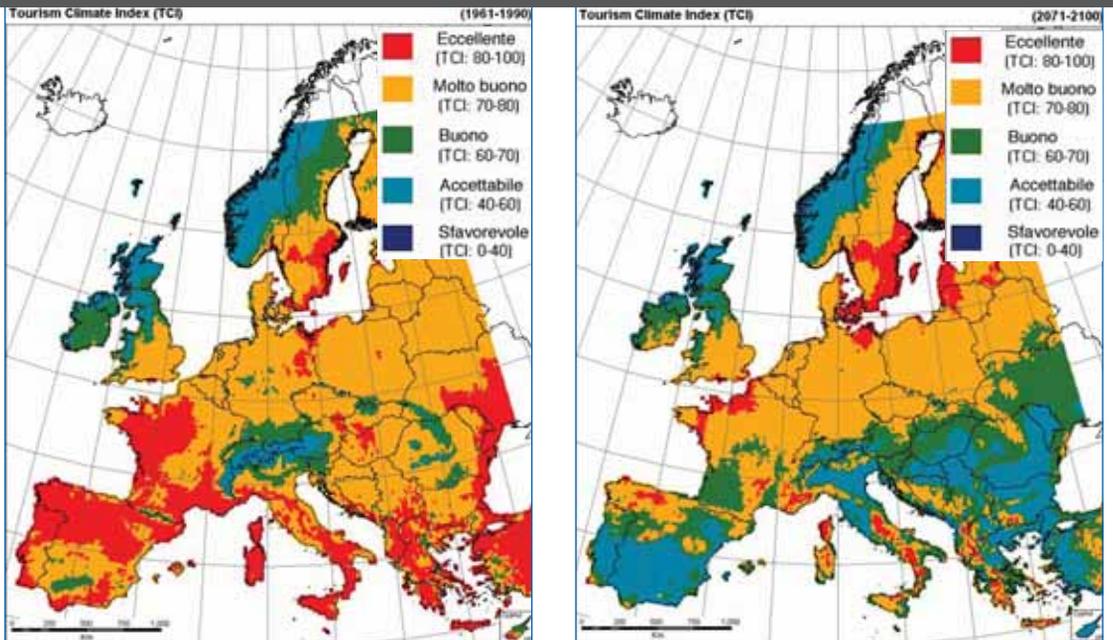


Figura 4.4.6.3.2: Sestriere e il Monte Fraiteve nel 1943 (a sinistra) e nel 2006 (a destra).



dal turismo, la combinazione dell'aumento del livello del mare, la distruzione della barriera corallina, tempeste e mareggiate più intense e maggiori epidemie porterebbero ad una sostanziale riduzione delle entrate legate al turismo).

Si ipotizza uno spostamento verso Nord del turismo estivo nei prossimi 70 anni ed un miglioramento delle condizioni climatiche delle stagioni intermedie, quali l'autunno e la primavera.

L'impatto del cambiamento dei flussi turistici varierà molto a seconda delle capacità di adattamento del "turista", degli aspetti socio-economici legati all'industria del turismo nonché alla sua capacità di delineare una strategia di lungo periodo, inusuale per questo settore in cui le decisioni sono prese su tempi brevi. Gli impatti saranno maggiori se la strategia di adattamento sarà limitata a quella della modifica della destinazione.

Anche il turismo invernale sarà influenzato dal cambiamento climatico: le Alpi e le altre località sciistiche europee vedranno una

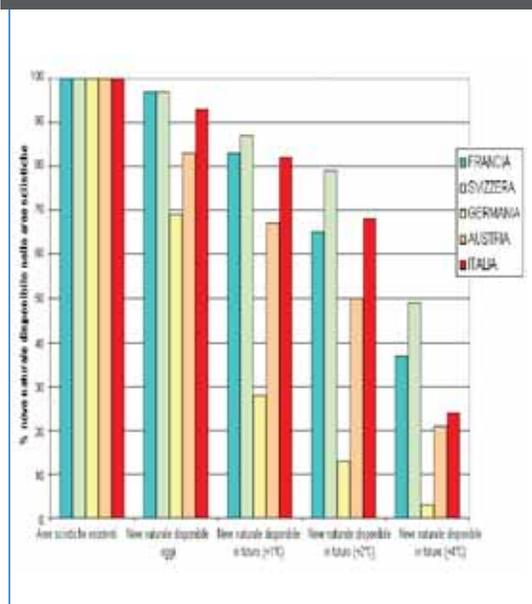
diminuzione della quantità di neve ed una riduzione della durata della stagione sciistica (Figura 4.4.6.3.2).

Questi impatti saranno pronunciati soprattutto nelle stazioni sciistiche a bassa quota e nelle località dove altre iniziative commerciali o alternative sono marginali. L'"industria dello sci" è molto sensibile alle condizioni della neve: con un aumento di temperatura di 2°C solo il 61% dell'area attualmente sciabile rimane tale naturalmente. Alcuni studi focalizzati sulle Alpi centrali (Beniston et al., 2003) mostrano che un aumento della temperatura minima invernale superiore ai 4°C alla fine del XXI secolo determina una riduzione nella durata della neve al suolo di un centinaio di giorni in stazioni importanti svizzere come quelle di Santis e Arosa.

Il potenziale aumento della precipitazione invernale sul versante settentrionale delle Alpi compensa solo parzialmente la fusione del manto nevoso dovuta al riscaldamento. In generale, la modificazione della durata

della neve al suolo nello spazio temperatura-precipitazione nel 2070 è ben al di fuori dell'intervallo di variabilità naturale attuale.

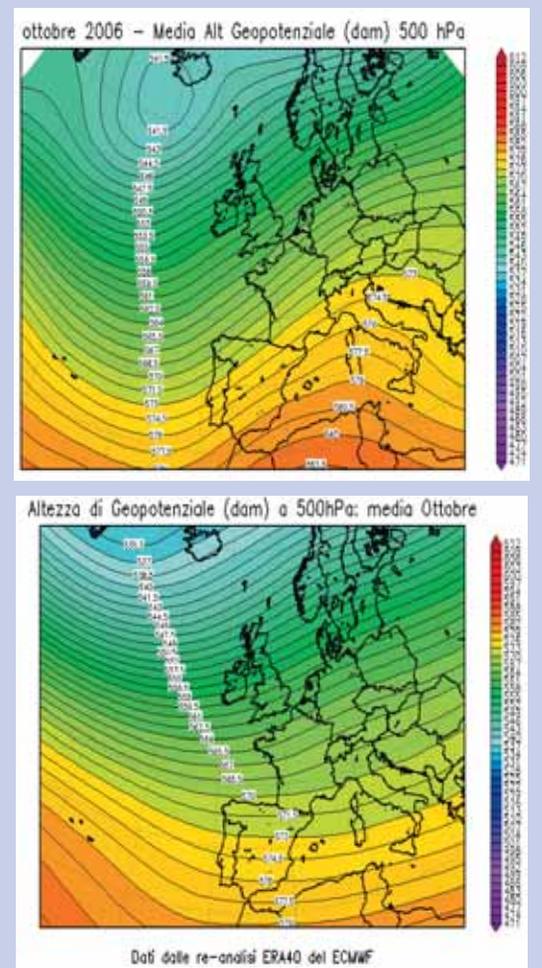
Figura 4.4.6.3.3: Neve naturale nelle aree sciistiche negli scenari di clima futuri (B. Abegg, Università di Zurigo).



L'inverno senza neve 2006-2007

La stagione invernale 2006-07 è stata una stagione anomala per le regioni del sud delle Alpi, caratterizzata per almeno 6 mesi, da ottobre a marzo, da temperature miti e tempo asciutto, dominato prevalentemente dall'influsso anticiclonico sul bacino del Mediterraneo, che ha mantenuto le perturbazioni atlantiche ad alte latitudini. Nel mese di gennaio si sono verificati diversi episodi di foehn intenso, tra cui quello del 19 gennaio, i cui effetti più consistenti sono stati forti venti nord-occidentali sui rilievi alpini, con valori di raffica tra i 140 e i 150 Km/h ed un anomalo aumento delle temperature, che hanno raggiunto valori estremamente elevati per la stagione (tra i 25 e i 30°C nel cuneese e nel torinese – per la città di Torino si è raggiunto il valore di 25.1°C alle 12.30 superando di diversi gradi il massimo storico del periodo).

Figura 1: Altezza di geopotenziale a 500hPa media del mese di ottobre 2006 (in alto) e climatologica del periodo 1957-2002 (in basso, dati reanalisi "ERA40" di ECMWF).



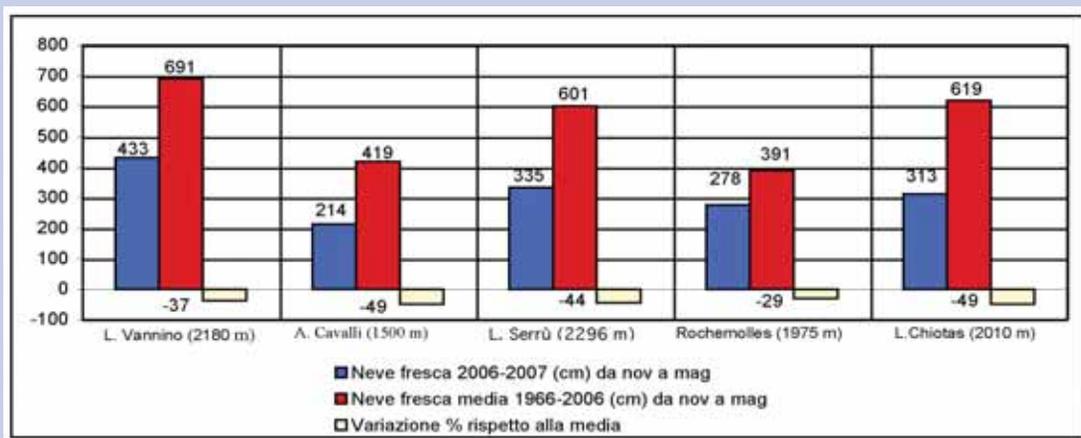
Sui rilievi alpini del Piemonte si sono registrate nevicate notevolmente ridotte per numero e intensità rispetto alla media stagionale.

Confrontando gli apporti nevosi da novembre a maggio con i valori medi del periodo 1966-2006, si osserva un forte deficit di neve fresca rispetto ai valori medi, come evidenziato nella tabella e nella Figura 2.

La riduzione di apporti è stata più marcata sui settori meridionali e nord-occidentali: sulle A. Marittime (stazione di Entracque Chiotas) la neve fresca caduta è stata il 49% in meno rispetto alla media degli ultimi

Tabella e Figura 2: Totale delle precipitazioni nevose (cm) e numero dei giorni con precipitazione nevosa nel 2006-07, a confronto con la media storica per 5 stazioni campione rappresentative dell'arco alpino piemontese.

Settore alpino	Stazione (quota)	media 1966/2006 novembre/maggio		2006/2007 novembre/maggio		Variazione %	
		Neve fresca	Giorni nevosi	Neve fresca	Giorni nevosi	Neve fresca	Giorni nevosi
Lepontine	Formazza/L. Vannino (2180m)	691	56	433	33	-37	-41
Pennine	Antrona/A. Cavalli (1500m)	419	32	214	13	-49	-59
Graie	Ceresole/L. Serrù (2296m)	601	41	335	23	-44	-44
Cozie	Bardonecchia/Rochemolles (1975m)	391	41	278	26	-29	-37
Marittime	Entracque/Chiotas (2010m)	619	40	313	28	-49	-30



mi 40 anni, determinando un minimo storico; sulle A. Pennine (Antrona A. Cavalli) e Graie (Ceresole L. Serrù) è stata rispettivamente il 49% e il 44% in meno, sulle Lepontine (Formazza L. Vannino) il 37%. Sulle A. Cozie (Bardonecchia Rochemolles) il deficit è risultato leggermente inferiore, pari al 29%.

I giorni nevosi risultano altresì notevolmente ridotti, del 30-40% su tutti settori alpini, ad eccezione delle A. Pennine dove il deficit percentuale del 59% della stazione A. Cavalli è dovuto alla minore quota della stazione (1500 m).

Per quanto concerne la distribuzione mensile delle precipitazioni nevose i deficit maggiori si sono riscontrati nei mesi di novembre, gennaio, febbraio ed aprile. Soltanto i mesi di dicembre, limitatamente ai settori delle Alpi

Pennine e Lepontine, ed in generale di marzo hanno fatto registrare precipitazioni pressoché nella norma.

A maggio, ad eccezione dell'evento di inizio mese, non si sono verificate nevicate di rilievo.

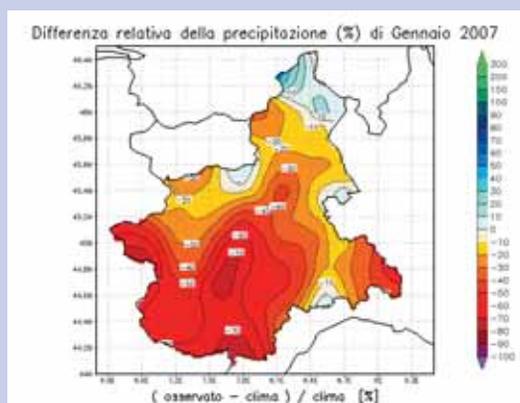
A fine dicembre l'innnevamento risultava essere scarso in tutti i settori centro-meridionali, leggermente più continuo e consistente su quelli settentrionali con mediamente a 2000 m di quota 40-60 cm di neve al suolo.

I mesi di gennaio e febbraio non hanno fatto rilevare apporti nevosi significativi e le elevate temperature verificatesi anche in montagna (la quota dello zero termico ha raggiunto i 3000 m il giorno 10 gennaio) hanno reso, a fine gennaio, il manto nevoso in condizioni primaverili.

Figura 3: Totale mensile delle precipitazioni nevose HN (cm) e numero dei giorni con precipitazione nevosa Gn nel 2006-07, a confronto con la media storica per 5 stazioni campione rappresentative dell'arco alpino piemontese. La prima riga di ogni settore riporta i valori del 2006-07, la seconda riga i valori storici riferiti al periodo 1966-2006 e la terza riga i deficit % rispetto alla media storica.

Settore alpino	Stazione (quota)	Mese di GENNAIO 2006-07														media storica 1966-2006			
		NOV		DIC		GEN		FEB		MAR		APR		MAG		TOTALE			
		HN	Gn	HN	Gn	HN	Gn	HN	Gn	HN	Gn	HN	Gn	HN	Gn	HN	Gn		
A. Lepontine	Formazza L. Vannino (2180 m)	31	5	116	4	75	6	57	5	109	6	3	1	42	6	433	33	891	56
		81	6	102	7	100	6	83	5	96	7	134	8	53	5	-37	-41		
		-62	-17	14	-43	-25	0	-31	0	14	-14	-98	-88	-21	20				
A. Pennine	Antrona A. Cavalli (1500 m)	0	0	74	2	50	2	10	3	60	5	20	1	0	0	214	13	419	32
		50	4	65	6	82	6	80	6	72	5	67	5	6	1	-49	-59		
		-100	-100	14	-67	-39	-67	-88	-50	-17	0	-70	-80	-100	-100				
A. Graie	Ceresole L. Serrù (2296 m)	25	3	57	2	33	4	20	3	110	5	45	2	45	4	335	23	601	41
		78	6	76	6	90	6	92	6	93	6	112	7	54	4	-44	-44		
		-68	-50	-25	-67	-63	-33	-78	-50	18	-17	-60	-71	-17	0				
A. Cozie	Bardonecchia Rochemolles (1975 m)	18	2	49	4	42	3	57	7	94	6	10	1	8	3	278	26	391	41
		53	5	77	8	77	8	74	7	51	6	46	6	10	1	-29	-37		
		-66	-60	-36	-50	-45	-63	-23	0	84	0	-78	-83	-20	200				
A. Marittime	Entracque Chiotas (2010 m)	3	1	61	7	52	3	22	3	90	8	39	3	46	3	313	28	619	40
		81	6	102	7	100	6	83	5	96	7	134	8	29	3	-49	-30		
		-96	-83	-40	0	-48	-50	-73	-40	-6	14	-71	-63	59	0				

Figura 4: Differenza relativa (%) della precipitazione di Gennaio 2007 (rispetto alla precipitazione climatologica del mese, calcolata sul periodo 1913-2002).



Alla fine di febbraio il manto nevoso a 2000 m di altitudine aveva uno spessore medio di 50-80 cm sui settori settentrionali, 20-30 cm sui settori centrali, 10-20 cm su quelli meridionali. Valori lievemente superiori si registravano a 2500 m di quota.

Finalmente nel mese di marzo diverse perturbazioni hanno interessato la nostra regione, riportando i valori di neve caduta prossimi alla media del periodo. Tra gli eventi di precipitazione nevosa più significativi sono da segnalare quelli di inizio mese, legati a condizioni di foehn, che hanno interessato le A. Lepontine (110-130 cm), le A. Pennine (50-60

cm) e nuovamente soltanto le zone di confine delle A. Graie e Cozie (30-50 cm) e delle Marittime (10-20 cm) e l'ultimo del 24-27 marzo con il quale si può ritenere finita la fase anomala del tempo che ha caratterizzato quasi tutto l'inverno. Le nevicate, oltre i 900-1000 m, hanno interessato tutto il Piemonte, con maggiore intensità nei settori centrali dal Canavese alla Val Germanasca, dove il grado di pericolo valanghe riportato sui bollettini previsionali è salito a 4 (Forte).

Complessivamente a 2000 m di quota sono caduti 80-90 cm sulle A. Graie, 90-100 cm sulle Cozie, 70-80 cm sulle Marittime e Liguri, 50-60 cm sulle Pennine e solo 5-20 cm sulle Lepontine. A seguito dell'evento, nelle aree maggiormente interessate, si è registrata una diffusa attività valanghiva spontanea.

Nel mese di aprile, nonostante la presenza nella prima decade di tempo variabile con eventi temporaleschi alternati a schiarite e temperature più adeguate al periodo, i totali di neve fresca caduta sono stati molto scarsi rispetto alla media, quasi assenti sulle A. Lepontine. Dalla metà del mese si sono instaurate nuovamente condizioni di stabilità, con giornate calde e soleggiate, che hanno determinato una progressiva fusione e riduzione del manto nevoso in tutti i settori alpini. Alla fine del mese il manto nevoso era assente alle quote inferiori ai 2000 m e l'inneva-

mento si presentava ancora buono soltanto sui settori settentrionali alle quote più elevate, oltre i 2500 m.

L'ultimo evento perturbato di rilievo, con precipitazioni diffuse, nevose al di sopra dei 1700-1800 m, si è verificato dal 30 aprile al 4 maggio. Le nevicate, di notevole intensità nella giornata del 2 maggio, in particolare sui settori delle A. Graie e Pennine, hanno apportato 15-20 cm sulle A. Lepontine, 40-60 cm sulle Pennine e Graie, 20-30 cm sulle Cozie, Liguri e Marittime. Dopo la nevicata i monti del Piemonte si presentavano in un aspetto quasi invernale; tuttavia dal 7 maggio in poi il ripristinarsi di condizioni di tempo stabile e soleggiato, con il graduale aumento dello zero termico, determinava un rapido processo di fusione del manto nevoso che

risultava già al giorno 10 pressoché assente fino ai 2300-2400 m e significativo solo più in alta quota sopra i 2500-2700 metri.

La situazione meteorologica dell'inverno 2006/2007, dal punto di vista degli apporti nevosi, ha contribuito a determinare condizioni di siccità prolungate ed estese sul territorio regionale piemontese, con scarsità di riserve in termini di quantità di neve equivalente disponibile; alla necessità di ricorrere all'innnevamento programmato per sostenere il turismo invernale, anche con condizioni di temperatura non ottimali e quindi con dispendio di acqua ed energia; al prolungamento del periodo di fusione autunnale dei ghiacciai alpini e di scarsità di apporti di massa disponibili per l'accumulo.

5. La mitigazione e l'adattamento



5.1 Le tappe della reazione al Cambiamento Climatico

La consapevolezza dell'importanza centrale nella nostra società di prevedere e prevenire i potenziali cambiamenti climatici causati da attività umane affonda le proprie radici nella metà del secolo scorso. Nei primi anni sessanta lo scienziato statunitense James Lovelock, che all'epoca lavorava per la NASA al Caltech, rende pubblica l'ipotesi di Gaia in un convegno tenutosi a Princeton nel 1968 e pubblica dopo un ulteriore decennio la sua opera fondamentale sul "nuovo modo di considerare la vita sulla Terra": in questo testo viene data una definizione di Gaia (vedi paragrafo 1.1).

La teoria di Gaia, seppur scientificamente non rigorosa, ha avuto il merito di contribuire in modo sostanziale ad attirare l'attenzione dell'opinione pubblica sull'unità fondamentale del Pianeta, sulla sua fragilità e sulla stretta interazione tra Terra e Vita.

In questo "clima" di nuovo interesse verso le tematiche ambientali, si svolge a Parigi nel **1968 la Conferenza Intergovernativa**, organizzata dall'UNESCO, per l'uso razionale e la conservazione delle risorse della Biosfera. Nell'occasione inizia ad affermarsi la nozione di sviluppo sostenibile, inteso come possibilità di sviluppo socio-economico compatibile con l'equità sociale ed in equilibrio con l'ambiente. Viene adottata l'efficace immagine di "Navicella Spaziale Terra", che sottolinea come tutti gli esseri umani siano componenti di uno stesso equipaggio in cui ogni singolo individuo ha la responsabilità affinché il viaggio proceda nel migliore dei modi possibili. Questi due concetti, che legano a doppio filo la società umana e l'ambiente, vengono ulteriormente sviluppati nella "**Prima Conferenza Mondiale sull'ambiente**" Stoccolma **1972**, conclusasi con due importanti atti: da un lato viene sancito il principio per cui il "bene ambientale" è un patrimonio collettivo e la sua tutela rientra nei compiti prioritari dai singoli Stati (Dichiarazione di Stoccolma);

inoltre viene istituito da parte dell'ONU uno specifico ente per la tutela ambientale, l'UNEP. Da notare che nel corso della Conferenza vengono condannate per ragioni anche ecologiche, pericolose derive della società umana quali apartheid e colonialismo. Nel **1982** le Nazioni Unite pongono la pietra miliare nel processo di sviluppo di un'etica ambientale globale: la "**Carta Mondiale per la Natura**" è la prima risoluzione intergovernativa ad affermare il principio del rispetto della Natura e della tutela ambientale e a delineare le strategie e le politiche per realizzare un benessere ambientale. Tuttavia nella Carta, non è ancora ben definito il concetto di "sviluppo sostenibile" che viene sancito nel **1987** nel rapporto "**Il nostro avvenire per tutti**" (**Rapporto Brundtland**), che prende nome dall'allora primo ministro norvegese e presidente della Commissione Mondiale per l'Ambiente (CMED) Gro Harlem Brundtland. Nel rapporto vengono adottati una serie di principi giuridici volti alla protezione dell'ambiente e appunto, ad uno sviluppo sostenibile, primo fra tutti "il diritto fondamentale dell'uomo ad un ambiente sufficiente per assicurare la salute e il suo benessere". La nuova definizione di sviluppo sostenibile diventa "lo sviluppo che è in grado di soddisfare i bisogni della generazione presente, senza compromettere la possibilità che le generazioni future riescano a soddisfare i propri". La necessità di individuare un percorso comune per realizzare i principi e le politiche ambientali contenute nella Carta della Terra e nel Rapporto Brundtland, inducono la comunità mondiale a riunirsi nel **1992** a Rio de Janeiro, in quello che passa alla storia come il "**Vertice della Terra**". Vi partecipano rappresentanti dei governi di 178 Paesi, più di 100 capi di Stato ed oltre 800 Organizzazioni Non Governative.

In quell'occasione vennero sottoscritte 3 dichiarazioni di principi:

- l'Agenda 21, documento di intenti ed obiettivi programmatici su ambiente, economia e società, condiviso da tutti gli

attori presenti sul territorio (stakeholder), per definire un piano di azione locale che guardi al 21° secolo e si fondi sullo sviluppo sostenibile;

- la Dichiarazione dei principi per la gestione sostenibile delle foreste, in cui viene ratificato il diritto degli Stati di utilizzare le foreste secondo le proprie necessità, senza compromettere i principi di conservazione e sviluppo delle stesse;
- la Dichiarazione di Rio su Ambiente e Sviluppo, che definisce in 27 principi i diritti e le responsabilità delle nazioni nei confronti dello sviluppo sostenibile.

Inoltre si sono ratificate 2 importanti convenzioni:

- la Convenzione quadro delle Nazioni Unite sui cambiamenti climatici (**UNFCCC**), cui seguirà la Convenzione sulla Desertificazione, che definisce obblighi di carattere generale mirati a contenere e stabilizzare la produzione di gas che contribuiscono all'effetto serra;
- la Convenzione quadro sulla biodiversità, con l'obiettivo di tutelare le specie nel loro habitat naturale e riabilitare quelle in via di estinzione.

La Convenzione quadro sui cambiamenti climatici non ha tuttavia valore giuridico vincolante per i firmatari. Questo ostacolo viene superato nel 1997 quando a Kyoto si svolge la III Conferenza delle Parti firmatarie della "Carta della Terra" nella quale viene adottato il Protocollo di Kyoto che definisce strategie, strumenti e copertura finanziaria per il raggiungimento dell'obiettivo di riduzione dei gas serra di origine antropica. Il Protocollo è entrato in vigore il 16 febbraio del 2005 e resterà in vigore fino al 2012. Tuttavia si sono già poste le basi per il dopo-Kyoto: l'XI Conferenza delle Parti, svoltasi a Montreal nel 2005, ha definito le strategie ambientali per il prossimo periodo di adempimento (post-2012). Inoltre ha deciso riguardo all'adozione del programma di lavoro quinquennale sull'adattamento (Five-Year Programme of Work on Adaptation) contenente gli obiettivi, i risulta-

ti attesi e le metodologie in tema di assistenza ai paesi in via di sviluppo per il miglioramento delle conoscenze, tecniche e pratiche relative alle politiche e misure di adattamento al cambiamento climatico. Nel 2006 infine, si è svolta a Nairobi in Kenya, la XII Conferenza delle Parti, sulla quale si sono concentrate grandi aspettative da parte della comunità internazionale. L'obiettivo principale era quello di convincere USA ed Australia a ratificare il trattato di Kyoto e coinvolgere attivamente, all'interno dell'UNFCCC, Cina ed India, i due colossi mondiali che con il loro rapido ed importante sviluppo economico degli ultimi anni stanno ponendo seri problemi di impatti sul clima. Tali aspettative sono state mantenute solo in parte: pur riconoscendo la necessità di ridurre ancora più drasticamente le emissioni dopo il 2012 e finanziando l'UNFCCC con 7 milioni di dollari nel 2007, gli USA hanno sottolineato ancora come la strada dei vincoli imposti dal Protocollo non sia percorribile ma le riduzioni debbano essere effettuate solo su base volontaristica. Tuttavia si è proceduto a riconoscere la necessità di promuovere piani di azione concreti per l'adattamento ai cambiamenti climatici anche nei paesi in via di sviluppo e nelle piccole isole, attraverso l'istituzione di un fondo speciale a cui attingere soprattutto per le urgenze correnti come produzione di energia elettrica e conservazione del patrimonio acquifero. Il prossimo appuntamento, con in agenda la revisione del Protocollo di Kyoto, è previsto per il 2008.

5.2 Mitigazione del Cambiamento Climatico

Il punto di partenza di tutte le azioni intergovernative atte a proteggere il sistema climatico e a prevenire i rischi per i danni all'ambiente originati dall'attività di natura antropogenica è la Convenzione quadro delle Nazioni Unite sui cambiamenti climatici (UNFCCC), ratificata nel 1992 durante il "Vertice sulla Terra" di Rio de Janeiro.

La Convenzione si basa sul principio di precauzione e si pone l'obiettivo di stabilizzare le emissioni di gas serra "...ad un livello che possa prevenire le pericolose interferenze antropogeniche sul sistema climatico." Nella sostanza si richiedeva a tutti i paesi industrializzati di riportare le emissioni al livello del 1990 entro il 2000.

I paesi firmatari della Convenzione riconoscono inoltre "responsabilità comuni ma differenziate", con maggiori responsabilità da parte dei paesi più sviluppati economicamente.

Le nazioni coinvolte, sono suddivise in tre macro-categorie:

- ANNEX I, comprendenti i paesi industrializzati ed economie in transizione (sostanzialmente i paesi ad ex-economia collettivizzata);
- ANNEX II, in cui si contano i soli paesi industrializzati;
- NON ANNEX, ossia paesi in via di sviluppo.

Per ciascuna delle tre categorie sono previsti impegni differenziati in relazione alle responsabilità comuni in materia di mitigazione dei cambiamenti climatici. Nel dettaglio:

- I paesi ANNEX I si assumono l'impegno di sviluppare in modo sostenibile se stessi ed i paesi con economie in transizione; inoltre, di adottare politiche e misure per limitare le proprie emissioni di gas antropogenici GHG, proteggere le fonti di assorbimento dei GHG e dimostrare di fare da guida alle modifiche sul lungo periodo.
- I paesi ANNEX II si assumono l'impegno di trovare nuovi mezzi finanziari per farsi carico degli interi oneri incontrati dai paesi in via di sviluppo nell'adempiere ai loro obblighi previsti nella convenzione; di promuovere, nel modo più appropriato, il trasferimento, o facilitare e finanziare l'accesso a tecnologie e "know-how" che rispettino l'ambiente, verso gli altri Paesi, specialmente a quelli in via di sviluppo, per permettere loro di adempiere alle disposizioni della convenzione.
- Infine i paesi NON ANNEX non hanno nessun impegno per ridurre le emissioni di GHG, ma soltanto si assumono l'impegno

di "sviluppare, aggiornarsi periodicamente, pubblicare e mettere a disposizione degli altri Paesi i loro inventari nazionali di emissioni di GHG e le fonti di assorbimento degli stessi".

Per raggiungere gli scopi che il trattato si propone, vengono perseguite due distinte strategie: la strategia della mitigazione e la strategia dell'adattamento ai cambiamenti climatici.

La strategia della mitigazione dei cambiamenti climatici affronta il problema delle cause antropiche che provocano i cambiamenti climatici, e si propone di rimuoverne la causa principale, ossia le emissioni provenienti da attività umane di gas ad effetto serra e contestualmente accrescere gli assorbitori di tali gas per sottrarli all'atmosfera immagazzinandoli o meglio, immobilizzandoli, in modo che il loro eccessivo accumulo non pregiudichi il naturale equilibrio complessivo del bilancio energetico del sistema climatico.

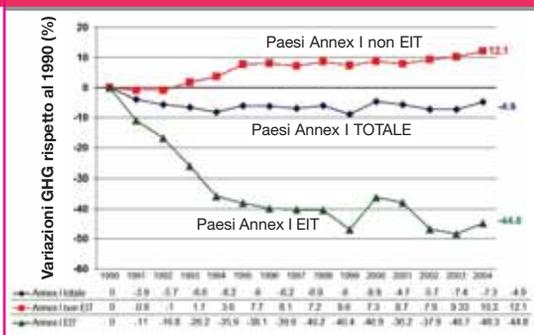
Il cuore del problema è quindi quello di fare in modo che a livello planetario emissioni ed assorbimento di gas serra siano in equilibrio, in modo da non alterare le naturali fluttuazioni del sistema climatico.

La strategia dell'adattamento persegue parallelamente il fine di elaborare programmi ed azioni atte da un lato a minimizzare i danni causati da eventuali cambiamenti climatici sia a livello territoriale che socio-economico, dall'altro a sfruttare economicamente nuove opportunità che potrebbero sorgere in relazione ad un cambiamento del clima ed agli effetti ad esso connessi.

La sfida della mitigazione dei cambiamenti climatici passa quindi attraverso la riduzione delle emissioni atmosferiche dei gas GHG (in particolare dell'anidride carbonica prodotta nei processi di combustione) ma anche tramite una maggiore propensione globale all'assorbimento degli stessi sia utilizzando metodi naturali come ad esempio incrementando l'estensione della copertura vegetale ("carbon-sink"), sia avvalendosi di mezzi artificiali che permettano di eliminare e/o immagazzinare opportunamente la CO₂ nel sottosuolo o nei fondali oceanici (detti "carbon sequestration").

In relazione alle responsabilità storiche dei vari Paesi come “inquinatori globali”, la strategia di mitigazione è stata pianificata in due fasi consecutive: alla prima fase, i cui contenuti sono descritti nel Protocollo di Kyoto e che si concluderà nel 2012, partecipano attivamente solo i Paesi industrializzati che hanno contribuito all’accumulo atmosferico di gas serra dalla rivoluzione industriale ad oggi; nella seconda fase, che partirà dopo il 2012, verranno coinvolte tutte le nazioni del mondo.

Figura 5.2.1: La variazione rispetto al 1990 delle emissioni di GHG per i paesi ANNEX I nel periodo 1990-2004, con la separazione tra economie in transizione (EIT, ossia i paesi dell’ex “Patto di Varsavia”) e paesi “industrializzati. L’effetto della caduta del Muro di Berlino e la conseguente recessione economica nei paesi EIT è ben visibile anche in termini di emissioni inquinanti.



In conclusione, è ormai scientificamente riconosciuto che sussistono ben poche possibilità di sottrarsi completamente ai futuri mutamenti climatici. Tuttavia per evitare che essi diventino catastrofici è necessario fin da ora agire su tre fronti:

- determinare con la maggiore accuratezza possibile i trend climatici sul nostro territorio, nazionale e regionale, e valutarne le possibili conseguenze sulla vita della popolazione;
 - ridurre le emissioni di gas serra per limitare l’entità dei cambiamenti climatici;
 - adeguare il nostro modello di vita per limitare gli effetti negativi dei cambiamenti climatici stessi.
- Gli interventi di contenimento delle emissioni saranno tanto più efficaci quanto più saranno drastici e rapidi. Anche in caso di intervento

sulle emissioni di gas serra in atto l’effetto del contributo del passato continuerà a manifestarsi per secoli anche se in misura attenuata rispetto a quanto previsto senza alcun intervento di riduzione.

Le decisioni debbono senz’altro essere prese sulla base della miglior modellistica disponibile: la politica che non decide se non di fronte a dati assolutamente certi, non deciderà mai.

Non decidere (attendere sempre il modello migliore, che verrà) equivale a decidere di non fare niente.

5.3 Il Protocollo di Kyoto

Il Protocollo di Kyoto è l’atto formale di attuazione degli impegni assunti dai Paesi firmatari della Convenzione quadro delle Nazioni Unite sui cambiamenti climatici. Inizialmente venne ratificato nel dicembre 1997 da 55 paesi, responsabili del 55% delle emissioni totali di CO₂.

Il Protocollo stabilisce in termini giuridicamente vincolanti gli obiettivi di riduzione delle emissioni di gas serra sia a livello globale (5,2% in meno rispetto al 1990) sia a livello delle singole nazioni.

Definisce inoltre un calendario di scadenze precise da rispettare per raggiungere gli scopi prefissi, dividendo in due periodi di attuazione l’impegno internazionale: il primo va dal 2008 al 2012, il secondo dal 2012 al 2017.

Infine, fornisce una serie di strumenti detti “meccanismi flessibili” che facilitino e rendano economicamente vantaggioso perseguire il fine della riduzione delle emissioni.

Il Protocollo è attualmente adottato da 159 paesi e, dopo la ratifica della Russia, è entrato in vigore il 16 febbraio 2005. I nuovi obiettivi senza Usa, Australia, Liechtenstein e Monaco (circa il 36% delle emissioni globali) sono stati ridefiniti per raggiungere una riduzione globale di emissioni di gas serra del 3,4% (rispetto al 5,2%). L’Unione Europea si è impegnata a ridurre le proprie emissioni dell’8%, l’Italia del 6,5%.

Quando si parla di gas serra, solitamente il senso comune si riferisce all'anidride carbonica: in realtà esiste una vasta gamma di gas (GHG) che immessi in atmosfera hanno il potenziale di trattenere l'irradiazione riflessa dalla superficie terrestre e favorire il riscaldamento della superficie. Per ciascuno di questi gas è stato definito un Global Warming Potential (GWP), ossia un indice del poten-

ziale di riscaldamento globale rispetto alla CO₂, ed il Protocollo li inserisce in un paniere che fa da riferimento per la riduzione delle emissioni. La Tabella 5.3.1 riporta per ogni gas serra compreso nel paniere il rispettivo GWP e le principali fonti emmissive di origine antropogenica.

Al fine di conseguire gli obiettivi di riduzione minimizzando l'impatto sulla crescita socio-

Tabella 5.3.1: La variazione delle emissioni di GHG per i paesi ANNEX I nel periodo 1990-2004.

	Emissioni totali senza LULCF (Tg/CO ₂ eq)			Variazione emissioni (%)		Obiettivo di riduzione Protocollo di Kyoto ^{a,b}
	1990	2000	2004	1990-2004	2000-2004	(%)
Australia	-418.3	497.8	525.9	25.7	5.6	----
Austria	78.9	81.3	91.3	15.7	12.3	-8 (-13)
Belgio	145.8	147.4	147.9	1.4	0.3	-8 (-7.5)
Bielorussia	127.4	69.8	74.4	-41.6	6.6	Nessun obiettivo ancora
Bulgaria	132.3	64.3	67.5	-49	5	-8
Canada	598.9	725	758.1	26.6	4.6	-6
Croazia	31.1	25.3	29.4	-5.5	16.2	----
Rep. Ceca	196.2	149.2	147.1	-25	-1.4	-8
Danimarca	70.4	69.6	69.6	-1.1	0	-8 (-21)
Estonia	43.5	19.7	21.3	-51	8.1	-8
EU	4252.5	4129.3	4228	-0.6	2.4	-8
Finlandia	71.1	70	81.4	14.5	16.3	-8 (0)
Francia	567.1	561.4	562.6	-0.8	0.2	-8 (0)
Germania	1226.3	1022.8	1015.3	-17.2	-0.7	-8 (-21)
Grecia	108.7	131.8	137.6	26.6	4.4	-8 (+25)
Ungheria	123.1	81.9	83.9	-31.8	2.4	-6
Islanda	3.3	3.5	3.11	-5.8	-11.1	-10
Irlanda	55.6	68.7	68.5	23.2	-0.3	-8 (+13)
Italia	519.6	554.6	582.5	12.1	5	-8 (-6.5)
Giappone	1272.1	1345.5	1355.2	6.5	0.7	-6
Lettonia	25.9	9.9	10.7	-58.7	8.1	-8
Liechtenstein	0.229	0.256	0.271	18.3	5.9	-8
Lituania	50.9	20.8	20.2	-60.3	-2.9	-8
Lussemburgo	12.7	9.7	12.7	0.3	30.9	-8 (-28)
Monaco	0.108	0.117	0.104	-3.7	-11.1	-8
Olanda	213	214.4	218.1	2.4	1.7	-8 (-6)
Nuova Zelanda	61.9	70.3	75.1	21.3	6.8	0
Norvegia	49.8	53.5	54.9	10.2	2.6	+1
Polonia	564.4	386.2	388.1	-31.2	0.5	-6
Portogallo	60	82.2	84.5	40.8	2.8	-8 (+27)
Romania	262.3	131.8	154.6	-41.1	17.3	-8
Russia	2974.9	1944.8	2024.2	-32	4.1	0
Slovacchia	73.4	49.4	51	-30.5	3.2	-8
Slovenia	20.2	18.8	20.1	-0.5	6.9	-8
Spagna	287.2	384.2	427.9	49	11.4	-8 (+15)
Svezia	72.4	68.4	69.9	-3.5	2.2	-8 (+4)
Svizzera	52.8	51.7	53	0.4	2.5	-8
Turchia	170.2	278.9	293.8	72.6	5.3	----
Ucraina	925.4	395.1	413.4	-55.3	4.6	0
Gran Bretagna	776.1	672.2	665.3	-14.3	-1	-8 (-12.5)
USA	6103.3	6975.9	7067.6	15.8	1.3	----
ANNEX I EIT	5551.0	3366.9	3506.0	-36.8	4.1	----
ANNEX I non EIT	13000.5	14147.7	14425.6	11.0	2.0	----
ANNEX I	18551.5	17514.6	17931.6	-3.3	2.4	----
UNFCCC	11823.8	9730.3	10011.5	-15.3	2.9	-5
ANNEX I KYOTO						

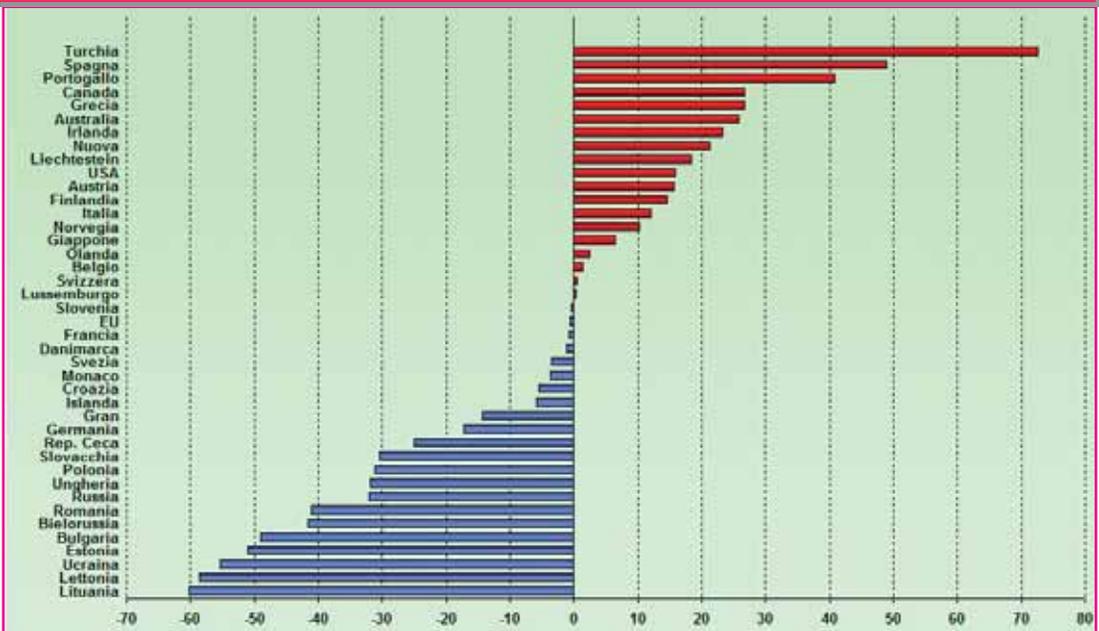
^a Gli obiettivi di riduzione nazionali dell'accordo "burden-sharing" della Comunità Europea sono riportati in parentesi;

^b Obiettivi di riduzione delle emissioni secondo il primo periodo di competenza del Protocollo di Kyoto (2008-2012)

^c Paesi che appartengono alla Convenzione UNFCCC ma non ha ratificato il Protocollo di Kyoto.

Nota come anno base, invece del 1990, sono stati usati: Bulgaria (1988), Ungheria (media 1985-1987), Polonia (1988), Romania (1989) e Slovenia (1986).

Figura 5.3.1: La variazione delle emissioni di GHG per i paesi ANNEX I nel periodo 1990-2004 senza considerare l'uso del territorio.



economica dei paesi ANNEX I e ANNEX II, il Protocollo di Kyoto stabilisce una serie di meccanismi basati sul presupposto che il luogo in cui realizzare gli obiettivi è indifferente data la portata globale del problema e di effettuare gli interventi nel Paese in cui i costi sono minori.

I meccanismi, detti flessibili, messi a disposizione dal Trattato a tutti i soggetti interessati ad investire a vario titolo nell'ambiente (stakeholders) sono:

1. EMISSIONS TRADING (mercato delle emissioni);
2. JOINT IMPLEMENTATION (sviluppo sinergico);
3. CLEAN DEVELOPMENT MECHANISM (meccanismo di sviluppo pulito).

Occorre tuttavia sottolineare come la necessità di riconversione strutturale degli attuali sistemi energetici e produttivi, dettata dalle esigenze ambientali, si scontra con la ricerca della crescita economica dei vari Paesi. Il delicato equilibrio ambiente-sviluppo rende pertanto problematico l'utilizzo di tali meccanismi.

Ma come si applicano in modo pratico tali strumenti di sviluppo sostenibile?

L'EMISSION TRADING, concede alle varie nazioni di trasferire ad altri paesi parte delle "emissioni di GHG permesse", in modo da trasformare le problematiche ambientali in una opportunità economica.

Per quanto riguarda l'Unione Europea, la direttiva 2003/87/CE definisce un bene-oggetto di scambio, il diritto di emettere una certa quantità di CO₂eq, ed istituisce un mercato fittizio per il loro scambio (cap and trade). In pratica fissato un tetto (cap) alle emissioni totali di tutti i partecipanti, le quote vengono suddivise fra i settori interessati ed assegnate agli impianti industriali che ricadono nel campo di applicazione dalla Direttiva, attraverso un Piano Nazionale di Allocazione (PNA). A questo punto parte la negoziazione (trade) delle quote ed ogni anno i partecipanti devono restituire un numero di quote pari alle loro emissioni annuali verificate. Il deficit di quote viene sanzionato di 40 Euro/quota nel periodo 2005-2007 (100 Euro/quota nei periodi successivi), mentre il surplus può essere venduto o accantonato per gli anni successivi. Da notare che ciascuno stato può alienare al massimo il 10% delle quote pos-

sedute, e che la Direttiva copre inizialmente da 12.500 a 15.000 installazioni che ammontano circa al 45-50% del totale di emissioni di CO₂ dell'Unione Europea.

La JOINT IMPLEMENTATION (JI), permette ai Paesi di reclamare crediti per le riduzioni di emissioni derivanti da investimenti effettuati in altri paesi industrializzati. Un paese ANNEX I realizza/finanzia un progetto in un altro paese ANNEX I che funge da ospite/beneficiario: il primo paese in questo modo acquisisce ERU (Emission Reduction Unit) ceduti dal secondo paese.

In questo modo, una organizzazione può raggiungere gli obiettivi nazionali di riduzione delle emissioni di GHG a costi economicamente convenienti sviluppando un progetto JI in un altro stato soggetto al protocollo di Kyoto. Al tempo stesso questa iniziativa consente ai Paesi industrializzati di condividere tecnologie pulite con altri Paesi. La tipologia del meccanismo è definita "operazione a "somma zero" poiché i crediti di emissione (ERUs) complessivamente posseduti dalle due parti non cambiano. I vantaggi principali sono una minore necessità di controlli rigidi e una graduale riconversione "pulita" del sistema energetico/produttivo.

Il CLEAN DEVELOPMENT MECHANISM permette progetti che favoriscono la creazione di uno sviluppo sostenibile nei paesi NON ANNEX I. In pratica un paese ANNEX I realizza/finanzia una attività volta alla riduzione delle emissioni di gas serra in un paese NON ANNEX: in questo modo vengono generati dei CER (certified emission reductions). La tipologia del meccanismo è tale da determinare una riduzione delle emissioni che deve essere addizionale alla situazione che si avrebbe in assenza di tale progetto: sono esclusi i progetti nucleari.

I vantaggi sono principalmente due:

- permette ai paesi in via di sviluppo di disporre di tecnologie più pulite ed orientarsi sulla via dello sviluppo sostenibile;
- permette l'abbattimento delle emissioni lì dove è economicamente più conveniente

e quindi la riduzione del costo complessivo d'adempimento degli obblighi derivanti dal Protocollo di Kyoto.

Nonostante i principi stabiliti nella UNFCCC e le misure previste dal Protocollo, le emissioni dei Paesi industrializzati, ed in generale quelle mondiali, sono andate aumentando progressivamente negli ultimi anni. Infatti, secondo le stime dell'UNFCCC, i Paesi industrializzati, rispetto al 1990, stanno aumentando mediamente le loro emissioni (con punte di circa il 20% in alcuni casi), tanto che con gli attuali andamenti fra il 2000 ed il 2010 (anno di riferimento per l'attuazione del protocollo di Kyoto) le loro emissioni cresceranno di circa il 17%. I Paesi ad economia in transizione (est europeo), che partecipano assieme ai paesi industrializzati all'attuazione del Protocollo, viceversa, sono in difficoltà di crescita economica, se non addirittura in condizioni di recessione, e le loro emissioni di gas serra, quindi, sono in continua diminuzione. Ma queste minori emissioni compenseranno solo in parte la crescita delle emissioni dei maggiori Paesi industrializzati, tanto che, sulla globalità dei Paesi a cui è diretto il protocollo di Kyoto (Paesi industrializzati e Paesi ad economia in transizione), gli attuali andamenti fanno prevedere che al 2010 le emissioni complessive non saranno ridotte del 5.2% ma saranno aumentate di circa il 10%, una crescita che va esattamente in direzione opposta alla riduzione richiesta da Kyoto.

La principale difficoltà di negoziazione e di attuazione del Protocollo di Kyoto appare essere quella di interferire con le questioni di sviluppo mondiale sia dei paesi industrializzati sia dei paesi in via di sviluppo, le cui economie, come noto sono basate prevalentemente sulla produzione, uso e commercializzazione di energia da combustibili fossili, per i quali non esistono attualmente alternative realmente sostitutive, ma solo di tipo integrativo. Di conseguenza, l'obiettivo principale dei politici è stato focalizzato su una infinità di regole e di complesse procedure, che, di fatto, hanno in qualche modo trasfor-

mato il Protocollo in un trattato simbolico piuttosto che in un trattato per la soluzione di un problema.

Allo stato attuale, il protocollo di Kyoto non può essere considerato, per quanto riguarda i cambiamenti climatici, come il punto di arrivo finale di una complessa negoziazione internazionale che è partita nel 1992, né tanto meno come la soluzione del problema della riduzione delle cause antropogeniche che modificano il clima (infatti, come affermato da IPCC, sarebbero necessarie riduzioni del 50-60% delle emissioni antropogeniche di gas serra per riportare il sistema climatico al suo equilibrio) e non può neppure essere considerato la soluzione del problema della minimizzazione degli impatti negativi conseguenti ai cambiamenti climatici o la soluzione di quelle che dovrebbero essere le azioni di adattamento ai cambiamenti del clima.

Quantunque la strada dell'attuazione del protocollo di Kyoto nella sua forma attuale vada tenacemente perseguita, quanto meno per rallentare i cambiamenti del clima ed avere tempo sufficiente per prepararsi all'adattamento, nel frattempo sarà necessario guardare oltre Kyoto con investimenti significativi nella ricerca scientifica e tecnologica per mettere a punto e rendere operativi i nuovi modi di produrre energia e di utilizzare energia. Una interessante prospettiva in tal senso viene offerta dal vettore idrogeno e l'uso di celle a combustibile, ma anche dall'utilizzazione dell'energia solare attraverso l'uso di fluidi ad alta temperatura.

Clima e qualità dell'aria

Approcci integrati per ridurre l'inquinamento atmosferico ed abbattere l'emissione di gas serra producono degli effetti benefici sinergici, in particolare per quanto riguarda gli effetti sulla salute, e complessivamente riducono i costi dell'abbattimento stesso.

Ci sono infatti forti collegamenti tra le politiche relative ai cambiamenti climatici e l'inquinamento dell'aria. I settori dei trasporti e dell'energia, grandi emettitori di CO₂, emettono nello stesso tempo altri inquinanti come gli ossidi di azoto (NO_x), particolato (PM) e bios-

sido di zolfo (SO₂). Misure per ridurre le emissioni di CO₂ attraverso l'aumento dell'efficienza energetica, l'utilizzo di combustibili rinnovabili e l'aumento dell'utilizzo delle biomasse hanno un impatto positivo nella riduzione delle emissioni degli altri inquinanti.

Misure per ridurre le emissioni, comprese quelle dovute all'agricoltura, di monossido di azoto (N₂O) e metano (CH₄), due importanti gas serra, hanno un impatto anche sulla qualità dell'aria.

In agricoltura, le misure per la riduzione delle emissioni di N₂O dal suolo attraverso l'utilizzo di diversi fertilizzanti e adoperando opportune pratiche agricole, possono influenzare anche le emissioni in atmosfera di ammonio (NH₃).

Il costo del non-agire sull'inquinamento dell'aria in termini di impatti sulla salute è altamente dovuto all'impatto delle polveri sottili sulla durata della vita e dell'ozono (O₃), sulle morti premature e la morbilità.

Nell'Unione Europea si stima che i livelli attuali di concentrazione di PM_{2.5} causino, in media, una riduzione della vita media di circa 8 mesi (Assessments for the Thematic Strategy on Air Pollution).

Senza una ulteriore normativa per la riduzione dell'inquinamento atmosferico, gli effetti sulla salute sono stimati crescere nel 2020, con una diminuzione della vita media di circa 5.5 mesi. Inoltre l'ozono potrebbe causare circa 21000 morti prematuramente nel 2020, nella sola Unione Europea, con un costo stimato fra i 162 ed i 587 miliardi di euro, sulla base di differenti metodi di valutazione degli anni di vita persi.

L'ozono è noto anche per i danni alla vegetazione e per la diminuzione della produttività agricola (recenti studi del JRC indicano che la perdita annuale attuale nella produttività agricola dell'EU, in riferimento a quattro tipologie di colture, è del 3%, mentre le economie emergenti come Cina e India perderebbero dallo 0.3% al 2% del loro attuale prodotto interno lordo a causa dei danni da ozono alle colture). Inoltre si stima che l'ozono determini una riduzione nella produzione netta primaria americana del 2.6% - 6.8% (Felzer et al., 2004): un effetto tale da essere considerato nel budget del carbonio.

5.4 Oltre Kyoto: le strategie di adattamento

La data principale della reazione intergovernativa al cambiamento climatico è rappresentata dalla fine del 2005, quando, a seguito dell'undicesima conferenza delle parti (COP11) del protocollo di Kyoto tenutasi a Montreal, il protocollo stesso è entrato ufficialmente in vigore. Da tale data lo sforzo internazionale di combattere il cambiamento climatico è entrato in una nuova fase.

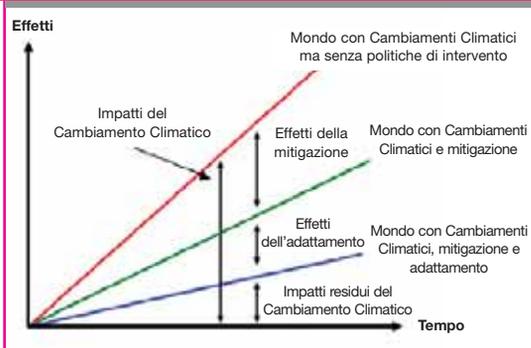
La conferenza di Montreal ha avuto un interesse notevole a seguito del risultato di due sistemi di commercio: 1) lo schema di "Emission trading" europeo; 2) Il "Clean Development Mechanism", ovvero uno strumento per promuovere lo sviluppo sostenibile e combattere il cambiamento climatico. L'Unione Europea, in particolare, ha iniziato il processo di mitigazione riducendo l'emissione dei cosiddetti gas serra e, attualmente, necessita una programmazione a medio e lungo termine delle strategie per vincere la battaglia contro i cambiamenti climatici. Tali strategie confermano l'obiettivo di limitare l'aumento globale medio delle temperature ad un massimo di 2 °C confrontato con i livelli preindustriali. La Commissione Europea ha espresso, quindi, la necessità di esplorare nuove strategie che portino alla necessaria riduzione delle emissioni di gas serra.

L'importanza costituita dall'implementazione delle esistenti nonché di nuove misure di intervento è evidenziata da alcuni fattori. Il primo fra tutti è la constatazione che secondo i recenti dati dell'Unione Europea (fonte EU Gennaio 2007) l'emissione di gas serra sarà 0,6% sotto i livelli su base annua nel 2010, molto al di sopra della riduzione fissata come target dell'8% per il periodo 2008-2012. In base a questa considerazione, misure aggiuntive possono ridurre la differenza a più della metà.

Potenziati benefici socio-economici da azioni di MITIGAZIONE e/o ADATTAMENTO

- la costruzione di argini e dighe, nonché il ripascimento delle spiagge (**MITIGAZIONE**) per contrastare l'innalzamento del livello dei mari ridurrebbe fino al 50% a medio termine e fino al 70% a lungo termine i costi derivanti dai danni associati;
- misure preventive quali speciali sistemi di allerta (**ADATTAMENTO**) contrasterebbero l'aumento della mortalità per ondate di calore, che sembra destinato a superare la diminuzione della mortalità per ondate di freddo;
- la riduzione delle emissioni di CO₂ (**MITIGAZIONE**) avrebbe un impatto positivo sulla qualità dell'aria attraverso una riduzione degli altri inquinanti, in particolare del biossido di zolfo (SO₂), protossido di azoto (N₂O) e del particolato atmosferico, riducendo di riflesso gli impatti sulla salute umana;
- modifiche strutturali di tipo sostenibile (**ADATTAMENTO/MITIGAZIONE**) nel sistema produttivo energetico indurrebbero un impatto positivo sull'occupazione, creando nuovi posti di lavoro sulle fonti di energia alternative.

Figura 5.4.1: Gli impatti aumentano con il tempo, mitigazione ed adattamento sono validi strumenti per rallentare la velocità degli effetti. Fonte Commissione Europea 2005.



È da evidenziare come il settore della produzione di energia elettrica costituisce un fattore chiave per la riduzione delle emissioni. Infatti la più importante misura di adattamen-

to è quella di adottare significativi cambiamenti nel sistema energetico ad esempio attraverso un aumento delle fonti di energia rinnovabili (energia solare foto-voltaica, solare termica, eolica, da biomasse, geotermica, dal mare, idroelettrica), quantificate in un aumento del 24% dal 2005 al 2050, oppure attraverso la limitazione nel consumo di energia a favore di una migliore efficienza dei consumi. Attraverso tali misure è prevista per il 2030 una riduzione del 60% nell'importazione di carbone (per le centrali termiche) e del 20% di gas e olio. Tale politica si esplica anche nelle varie campagne di sensibilizzazione verso un uso più equilibrato delle fonti di energia (es. elettricità, gas ecc).

Anche l'Italia ha adottato linee guida per le politiche e le misure nazionali di riduzione delle emissioni di gas serra. Le azioni nazionali previste da tali linee guida sono:

- Aumento dell'efficienza delle centrali termoelettriche;
- Riduzione dei consumi energetici nel settore dei trasporti;
- Incentivi per le fonti di energie rinnovabili;
- Riduzione dei consumi energetici nei settori abitativo/terziario ed industriale;
- Riduzione delle emissioni nei settori non energetici;

- Assorbimento delle emissioni di carbonio-da parte delle foreste;
- Promulgazione e sviluppo di iniziative di ricerca sul Clima.

Rimane tuttora aperto il dibattito tra scienziati, analisti e politici sulla reale efficacia del piano di riduzione elaborato per l'Italia in relazione agli obiettivi sottoscritti dall'Italia nel Protocollo di Kyoto. Appare evidente che il nodo del problema, per poter ottenere i risultati attesi sul medio-lungo periodo, risiede nella necessità di modificare decisamente la struttura del sistema economico-produttivo attuale in particolare nei settori dell'energia e dei trasporti che rendono conto di circa i due terzi delle emissioni di gas serra totali del paese.

La via da percorrere per un adattamento al Cambiamento Climatico che abbia il miglior rapporto costi/benefici sia dal punto di vista ambientale che economico, sembra davvero essere quella di ridurre la vulnerabilità sociale ai cambiamenti previsti attraverso uno sviluppo sostenibile che includa anche l'educazione dei singoli cittadini ad un rapporto con l'ambiente tale da soddisfare le esigenze presenti senza compromettere le possibilità delle generazioni future.

Figura 5.4.2: Il foglio informativo sulle azioni individuali per contrastare il cambiamento climatico distribuito da Arpa Piemonte in occasione della mostra sul clima allestita presso il Mountain Point di Sestriere (TO).

Le nostre emissioni di CO₂

Dietro le nostre azioni quotidiane si nasconde sempre un'emissione di anidride carbonica.

In Italia le emissioni di CO₂ ammontano a circa 460 milioni di tonnellate all'anno, quasi 8 tonnellate procapite e ognuno di noi è responsabile di 1,5 tonnellate di CO₂ solo per i consumi domestici.

Le emissioni causate dai trasporti sono stimate pari a 300 g di CO₂ al km per l'automobile. Andando in treno si emettono 17 g di CO₂ per km per passeggero, mentre in aereo i grammi di CO₂ salgono a 80.



I consumi della famiglia

Una famiglia composta da papà, mamma e due figli è poco attenta all'ambiente ed in un anno:

- mantiene lo scaldabagno elettrico permanentemente acceso emettendo 7620 kg di CO₂
- tiene accesa 5 lampadine da 75 W in media 4 ore al giorno tutto l'anno emettendo 317 kg di CO₂
- usa un frigorifero classe C emettendo 305 kg di CO₂
- con una lavatrice classe C fa 4 lavaggi alla settimana emettendo 180 kg di CO₂
- vede la TV 5 ore al giorno e il PC acceso 5 ore al giorno emettendo 219 kg di CO₂
- consuma per riscaldarsi 1200 litri di gasolio emettendo 2400 kg di CO₂
- in media percorre 20000 km in auto emettendo circa 9000 kg di CO₂



IN TOTALE LE SUE EMISSIONI SI AGGERANO SULLE 17 TONNELLATE DI CO₂ ALL'ANNO

Risparmio energetico

Con gli accorgimenti consigliati può essere ottenuto un risparmio sulla bolletta che va dal 5 al 15%

Azioni	Emissioni di CO ₂ risparmiate (g/giorno)
Isolamento del riscaldamento di T°C	160
Isolamento del riscaldamento a T°C nelle altre parti della casa e all'esterno della casa	440
Previdenza di una porta in un punto freddo della casa	100
Previdenza di un buon isolamento d'alta casa	200
La casa ventilata (a b) - energia calda e fredda prima di essere in stagione	0
Quando possibile un nuovo elettrodomestico in classe di classe A	110
Quando possibile un nuovo televisore maglio e meno del precedente modello	10
Se spendi il computer da 60 volte quello del 1° servizio...	170
Se spendi il computer da 10 volte quello del 1° servizio...	100
Collega i trasformatori ad una presa con interruttore a l/0/1	10
Spegni il tuo televisore prima di andare a letto	100
Utilizza lavatrice e lavastoviglie solo a pieno carico	40
Usa la lavatrice il meno possibile in caso di lavaggio	100
Prendi la tua TV quando guardi la TV per la preparazione di una bevanda calda	10
Evita una doccia a getto d'aria	110
Chiudi i rubinetti e chiudi le porte quando non sei in casa	10

Ricordate di non lasciare aperte a lungo porte e finestre negli ambienti in cui volete mantenere il calore, poiché l'energia necessaria a mantenere il calore in una casa provoca l'emissione di quasi una tonnellata di CO₂ all'anno!

Se ne avete la possibilità, predisponete un maggior isolamento della casa utilizzando finestre a doppio vetro e posizionando lastre di alluminio dietro ai radiatori, isolando tutto ciò che può causare perdita di calore. Le spese sostenute per l'isolamento saranno sicuramente ricompenstate nel lungo termine dal risparmio economico.

Ultimo consiglio è quello di eliminare altri piccoli e quasi invisibili sprechi che però, a livello di consumo energetico, fanno la loro parte come staccare il caricabatteria dalla presa di corrente una volta terminata la ricarica del cellulare ed evitare di lasciare gli elettrodomestici in stand-by.

Trasporti

In media per ogni litro di benzina bruciata dal nostro motore vengono emessi 2,5 kg di CO₂.

Il risparmio aumenta se si opta per i mezzi pubblici o addirittura se si sceglie di muoversi a piedi o in bici, per le brevi distanze. In questo senso gli effetti benefici sulla salute sono evidenti: oltre a ricambiarsi in forma, il livello di stress sociale è ed è eliminato il problema del parcheggio in città.

Si può risparmiare ulteriormente levando l'auto con minore frequenza e a meno anziché usufruire dell'autostrada, che spreca molta più elettricità.

E ricordarsi di spegnere il motore delle macchine quando siete fermi.

Azioni	Emissione di CO ₂ risparmiate (per anno)
<i>Quando devi cambiare l'automobile scegli una a minor consumo di carburante ed emissioni!</i>	410
<i>Mantieni una corretta pressione dei pneumatici dell'auto</i>	140
<i>Passa ad un olio a basso viscosità per il motore dell'auto</i>	70
<i>Riduci la velocità da 110 a 90 km/h almeno per il 70% delle distanze coperte</i>	85
<i>Evita di marciare indolente: pianifica l'itinerario, evita di premere l'acceleratore all'andata, passa alla marcia superiore non appena possibile, mantieni un'andatura stabile</i>	85
<i>Considera l'uso del treno anziché viaggiare in auto da solo</i>	130
<i>Se rinunci ad un volo a corto raggio...</i>	330
<i>Se rinunci ad un volo a lungo raggio...</i>	600
<i>Percorri in bici anziché in auto almeno i percorsi brevi</i>	240

IL FRIGO NON HA NULLA CONTRO IL FORNO, PERO' E' MEGLIO NON METTERLI VICINI

Rifiuti e riciclo

Azioni	Emissione di CO ₂ risparmiata
Riciclare 1 kg di alluminio	9kg
Riciclare 1 kg di plastica	1,8kg
Riciclare 1 kg di vetro	500 g
Riciclare 1 kg di carta	500 g

Quando andate a fare la spesa, utilizzate un sacchetto apposito anziché "acquistarne" di nuovi continuamente. Scegliete i prodotti in confezioni più grandi, invece di tante confezioni piccole. Per il vostro pranzo scegliete contenitori riutilizzabili e riutilizzate la stessa bottiglia o borchiera di plastica più volte.

Anche i rifiuti in discarica contribuiscono all'effetto serra a causa delle emissioni di biogas costituito fondamentalmente da anidride carbonica e metano. Le discariche sono responsabili del 3% dell'emissione del gas ad effetto serra in Europa.

Il riciclaggio abbatte notevolmente le loro emissioni: bastano 800 grammi di carta separata in casa e avviata alla raccolta differenziata, per risparmiare 1 chilo di CO₂ in atmosfera.

... e la lavatrice?

La lavatrice è un elettrodomestico responsabile di una quota superiore al 10% dei consumi elettrici delle nostre abitazioni. Questo consumo è dovuto soprattutto al riscaldamento dell'acqua per il lavaggio, mentre solo una piccola percentuale serve ad azionare il motore.

Dopo il televisore e il frigorifero, la lavatrice è l'elettrodomestico più diffuso nelle case degli italiani: il 75% delle famiglie ne possiede una.

Ogni anno in Italia si stima che il consumo elettrico complessivo dovuto all'uso delle lavatrici superi i 7 miliardi di kWh, praticamente l'energia prodotta in un anno da una centrale termoelettrica da 1.000 MW, a cui corrispondono oltre 3,6 milioni di tonnellate di CO₂ emesse in atmosfera.

Se vengono utilizzate a pieno carico, a temperature medio-basse, si ottiene un risparmio dei consumi energetici e di anidride carbonica che può arrivare fino al 50%.

In caso si debba sostituire il vecchio elettrodomestico etichettato all'etichetta energetica si optare per i modelli ad alta efficienza: A e A+. Per fare un esempio un ciclo di lavaggio con una lavatrice a basso consumo (classe A) rispetto ad una tradizionale (classe G) consente di risparmiare fino ad 1kWh per ciclo di lavaggio e l'emissione di più di 100 g di CO₂.



5.5 Gli strumenti di preannuncio dei rischi nelle opzioni di adattamento climatico

Come ben evidenziato dalla sintesi per i decisori politici del Gruppo di Lavoro II al Quarto Rapporto di Valutazione dell'IPCC, approvata a Bruxelles nel mese di Aprile 2007, l'adattamento al cambiamento climatico è un processo che, in modo complementare alla mitigazione, consente di ridurre le conseguenze derivanti dal riscaldamento globale.

Molti impatti del cambiamento climatico possono essere affrontati efficacemente attraverso l'adattamento, in particolare gli impatti a breve termine, mentre all'aumentare dell'entità del cambiamento le opzioni per un adattamento efficace diminuiscono ed i costi associati aumentano. Le conoscenze attuali già consentono la selezione di opzioni di adattamento preventivo, che hanno costi limitati e non minacciano sistemi sociali e settori economici, rispetto all'adozione di forme di adattamento di tipo reattivo, cioè applicate a seguito di frequenti crisi e disastri. Tuttavia tali opzioni sono attualmente applicate in modo limitato.

Tra le misure di adattamento, vi sono quelle di tipo infrastrutturale e tecnologico, caratterizzate da tempi di realizzazione spesso lunghi e da investimenti maggiori, la cui sostenibilità deve essere dimostrata sulla base dei costi stimati del non-agire, in un contesto di conoscenze che presenta margini di incertezza, tanto più elevati quanto più gli scenari di cambiamento sono a lungo termine. Poiché il dimensionamento dell'impatto è importante per definire la priorità ed indirizzare di conseguenza gli interventi, l'applicazione di queste misure, se non fortemente sostenute da politiche ambientali o sanitarie, è limitata.

Le misure di adattamento di tipo non-strutturale o "soft" sono invece basate su sistemi di ottimizzazione della gestione delle risorse e di prevenzione dei rischi, i cui costi sono trascurabili rispetto ai costi della non applicazione ed inclusi nei costi dell'evoluzione

socio-economica. Spesso queste forme di adattamento, rispondendo a necessità di tipo locale, implicano benefici ambientali complessivi, anche su vasta scala, creando importanti sinergie con le politiche di sostenibilità ambientale. Queste forme di adattamento, se da un lato sono più facilmente realizzabili, richiedono la formazione di un contesto sociale e culturale permeabile e proattivo, insieme ad una capacità di governance coordinata a tutti i livelli.

Figura 5.5.1: Rappresentazione schematica delle condizioni per l'applicazione di opzioni di adattamento "soft" efficaci.



L'adattamento al cambiamento climatico è complesso anche a causa della variazione della severità degli impatti da regione a regione, in funzione della vulnerabilità fisica, del grado di sviluppo socio-economico, della capacità adattativa dei sistemi naturali e delle comunità umane presenti, dei servizi per la salute e sistemi di sorveglianza e prevenzione dei disastri.

Le misure efficaci di adattamento sono profondamente dipendenti da fattori locali e specifici e la loro applicazione implica un coinvolgimento importante delle istituzioni locali e degli enti di governo del territorio, richiedendo elementi di conoscenza ambientale e territoriale di dettaglio, sistemi di monitoraggio in continuo, sia degli aspetti climatici sia di quelli legati alla valutazione dell'efficacia della misura di adattamento stessa, lo sviluppo di servizi di supporto alla pianificazione ed alle politiche di gestione.

Le Agenzie ambientali, per il patrimonio di conoscenze che detengono e per le competenze che esprimono in materia, sul piano del controllo ambientale e della funzione di supporto tecnico ai decisori, ricoprono un ruolo importante nella concertazione delle azioni che gli scenari degli impatti del cambiamento climatico richiedono. La rete che rappresentano, inoltre, rende possibile la proposizione di quelle misure di adattamento basate su strumenti di ottimizzazione della gestione che, applicati a livello locale, portano benefici su aree più vaste.

Arpa Piemonte orienta la sua azione istituzionale verso una gestione sostenibile del territorio e dell'ambiente, fornendo il proprio contributo tecnico nell'ambito delle procedure di valutazione di compatibilità ambientale e di supporto all'analisi delle condizioni ambientali in relazione all'inserimento di nuove fonti di pressione, al miglioramento della normativa in campo ambientale, alla promozione di azioni di sviluppo sostenibile orientate alla valorizzazione delle georisorse, alla certificazione ambientale, al turismo sostenibile, alla diffusione della conoscenza ambientale mediante progetti di formazione ed informazione.

In particolare Arpa Piemonte contribuisce all'individuazione, promozione e facilitazione di strategie e azioni di adattamento per far fronte agli impatti derivanti dal riscaldamento globale, in particolare attraverso lo sviluppo ed erogazione operativa di servizi nel campo della gestione integrata delle risorse idriche e delle politiche agricole, della prevenzione degli effetti delle ondate di calore, dell'ottimizzazione dell'innnevamento programmato e del turismo invernale. Il percorso affrontato da Arpa Piemonte per arrivare all'operatività di tali servizi, oltre agli aspetti tecnico-conoscitivi essenziali e di analisi della vulnerabilità, contempla una forte relazione con gli utilizzatori finali, che hanno contribuito fattivamente al disegno del servizio, consentendo di attutire le barriere ambientali, economiche, di informazione, sociali, attitudinali e comportamentali che spesso si oppongono all'attuazione dell'adattamento.

Il sistema previsionale degli effetti sulla salute delle ondate di calore

A partire dall'estate 2004, Arpa Piemonte ha realizzato un sistema per la previsione delle ondate di calore e degli effetti sulla salute fino a tre giorni in avanti per l'area urbana di Torino e dei comuni limitrofi. Dall'anno successivo il sistema è stato esteso ai capoluoghi di Provincia, con la realizzazione di un secondo bollettino, e un prodotto di dettaglio è stato realizzato per la Provincia di Torino, che, a causa della complessa morfologia del territorio, presenta caratteristiche climatiche molto diverse.

Il sistema di allarme per le ondate di calore utilizza i parametri meteorologici quali la temperatura massima, la temperatura apparente massima e minima (Steadman, 1984), il numero di giorni consecutivi con temperatura apparente elevata, il livello di ozono previsto ed altri parametri meteorologici necessari al calcolo di alcuni indici di disagio fisico. Le soglie biometeorologiche di tali indici sono state scelte in funzione delle condizioni climatiche locali e da criteri di specificità e di sensibilità che non derivano direttamente da valori di letteratura. Poiché la percezione del disagio dovuta alle condizioni meteorologiche è peculiare dell'area locale, nel sistema viene utilizzato anche l'indice relativo Heat stress Index (Kalkstein 2003). L'Heat Stress Index è un indice biometeorologico che valuta la risposta fisiologica della popolazione alle variabili meteorologiche, basandosi sia sulla localizzazione che sul periodo stagionale attraverso l'analisi della distribuzione di probabilità delle variabili meteorologiche misurate nel passato e quindi tiene implicitamente conto dell'acclimatazione della popolazione. Costruito sull'indice HSI, un modello epidemiologico prevede la mortalità legata all'ondata di calore e attraverso un complesso albero decisionale viene emesso un allarme, su quattro livelli, per attivare le procedure di prevenzione sanitarie e socio-assistenziali e rendere informata la popolazione sul grado di pericolo atteso.

Il sistema produce quotidianamente, dal 15 maggio al 15 settembre di ogni anno, dei bollettini informativi che, oltre ad essere pubblicati sui siti internet degli enti istituzionali coinvolti, vengono inviati quotidianamente, tramite e-mail, agli indirizzi di posta elettronica comunicati dagli Enti e dagli organismi istituzionali dell'area sanitaria e dell'assistenza sociale, in modo da garantire prioritariamente l'informazione ai soggetti istituzionali dei rispettivi comparti quali Aziende Sanitarie Locali, Aziende Sanitarie Ospedaliere, presidi ospedalieri, case di cura, medici di medicina generale, residenze sanitarie assistenziali, presidi per anziani, servizi socio-assistenziali, e inoltre associa-

zioni di volontariato, protezione civile, organi di informazione.

La possibilità di prevedere variazioni meteorologiche a breve periodo, con il loro potenziale impatto sulla salute umana, consente la pianificazione e la gestione di interventi di prevenzione e riduzione del danno. La delibera di Giunta Regionale della Regione Piemonte n. 2-5947 del 28 maggio 2007, approva il "Protocollo operativo e Raccomandazioni per il personale sanitario" che definisce l'adozione di attività di prevenzione a livello territoriale, tese a ridurre la mortalità della popolazione anziana maggiormente esposta al rischio di danni alla salute in condizioni di emergenza stagionale.

Figura 1: Albero decisionale relativo alla previsione delle ondate di calore sull'Area di Torino.

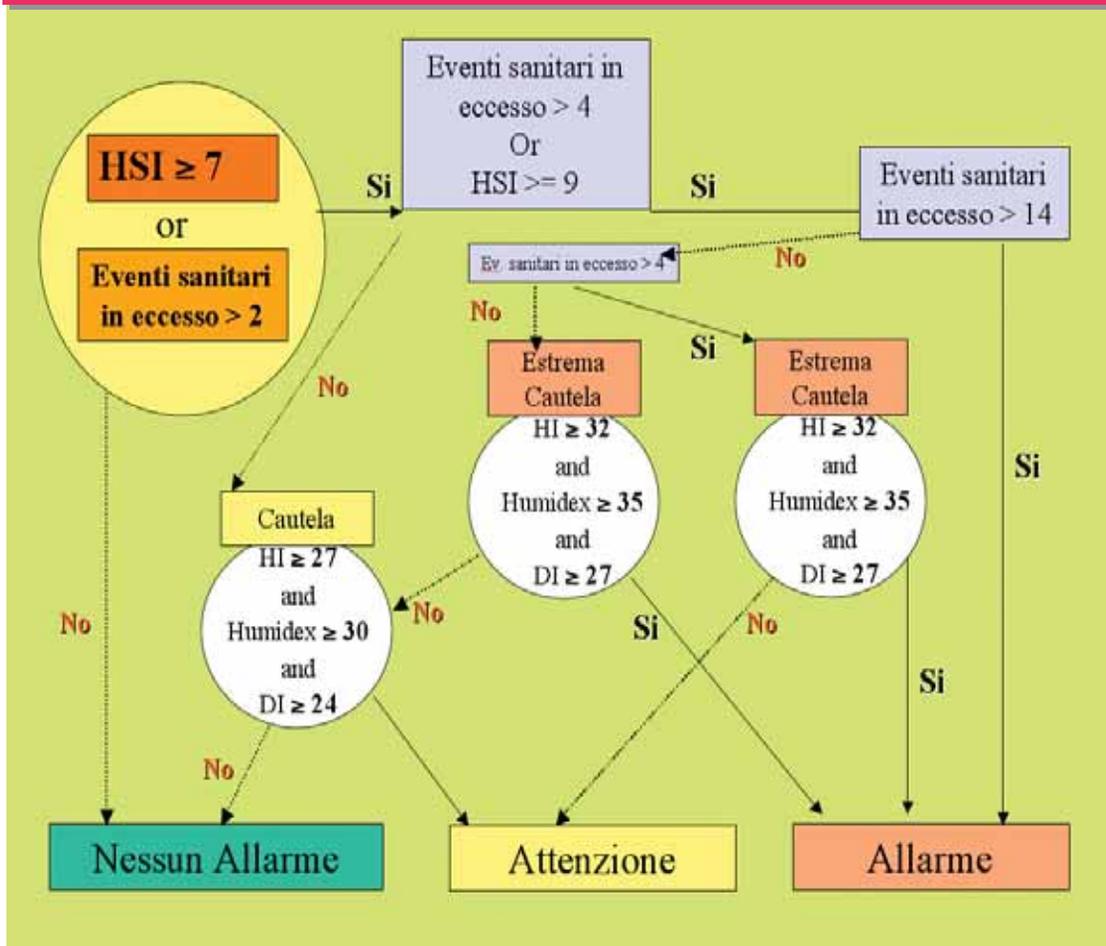
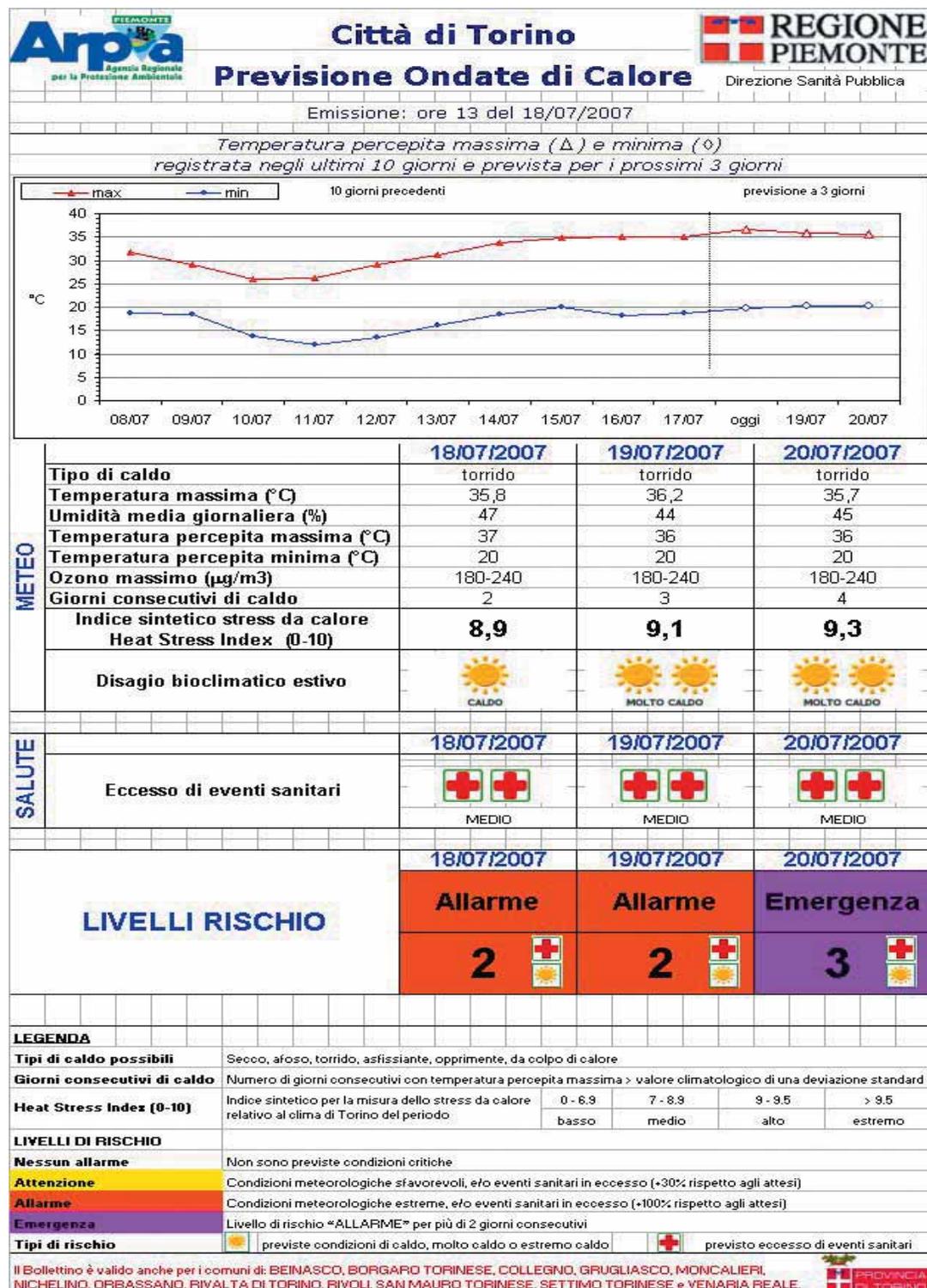


Figura 2: Esempio di bollettino relativo all'area di Torino.



Il protocollo tende a favorire il monitoraggio “attivo” della popolazione anziana “fragile” attraverso il coinvolgimento diretto dei Distretti delle ASL, dei Medici di Medicina Generale e dei Servizi socio-assistenziali presenti a livello territoriale. Esso contiene dei suggerimenti per l’adozione di attività di monitoraggio in relazione ai livelli di rischio per la salute previsti dal servizio previsionale di Arpa (ad uso di chi ha in carico l’anziano “fragile”), le raccomandazioni per il personale sanitario ed infine alcune azioni a livello strutturale per ASL e ospedali, come la realizzazione di locali di accoglienza climatizzati e la quantificazione degli approvvigionamenti in funzione delle condizioni climatiche previste. Negli anni di operatività del sistema sono state sviluppate, a livello locale, iniziative basate sull’utilizzo del livello di rischio atteso, ad esempio interventi per il trasporto degli anziani in locali climatizzati, ad opera di associazioni di volontariato o della protezione civile comunale, o a livello di singolo ospedale, come la regolazione delle terapie di idratazione o l’azionamento della ventilazione forzata.

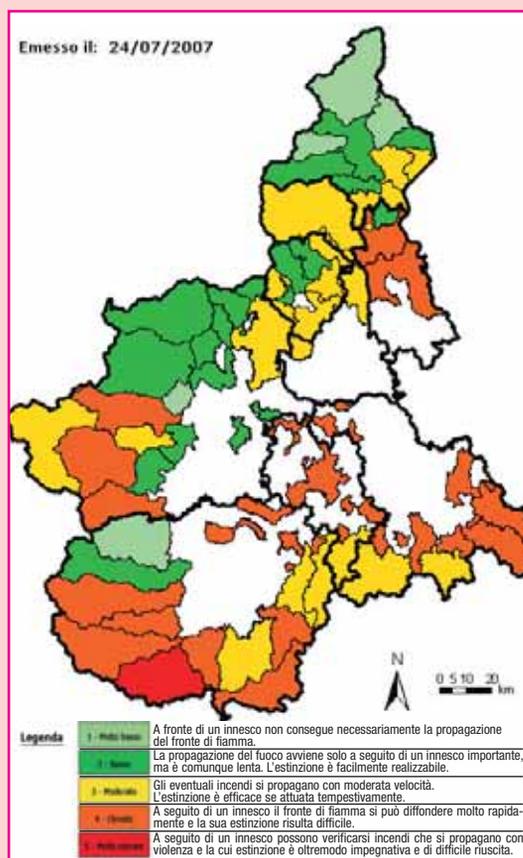
Servizio di previsione del pericolo di incendi boschivi

Gli incendi boschivi rappresentano un aspetto di attualità drammatica che interferisce con la dinamica e la funzionalità del bosco, ponendo problemi di gestione del territorio per l’elevato impatto a diversi livelli del passaggio del fuoco (ecosistemico, paesaggistico, di assetto dei versanti...) giungendo anche a minacciare insediamenti e vite umane per la compenetrazione delle residenze in ambito rurale e per l’avanzata del bosco e degli incolti.

Nel periodo 1997-2005 la Regione Piemonte è stata interessata da 3486 incendi boschivi, in media 387 all’anno, per una superficie percorsa media annuale di 3710 ha e di 9.6 ha per incendio, di cui più della metà boscata, la cui distribuzione negli anni e all’interno degli anni dipende essenzialmente dalle condizioni meteorologiche e stagionali.

Nel periodo considerato la distribuzione degli

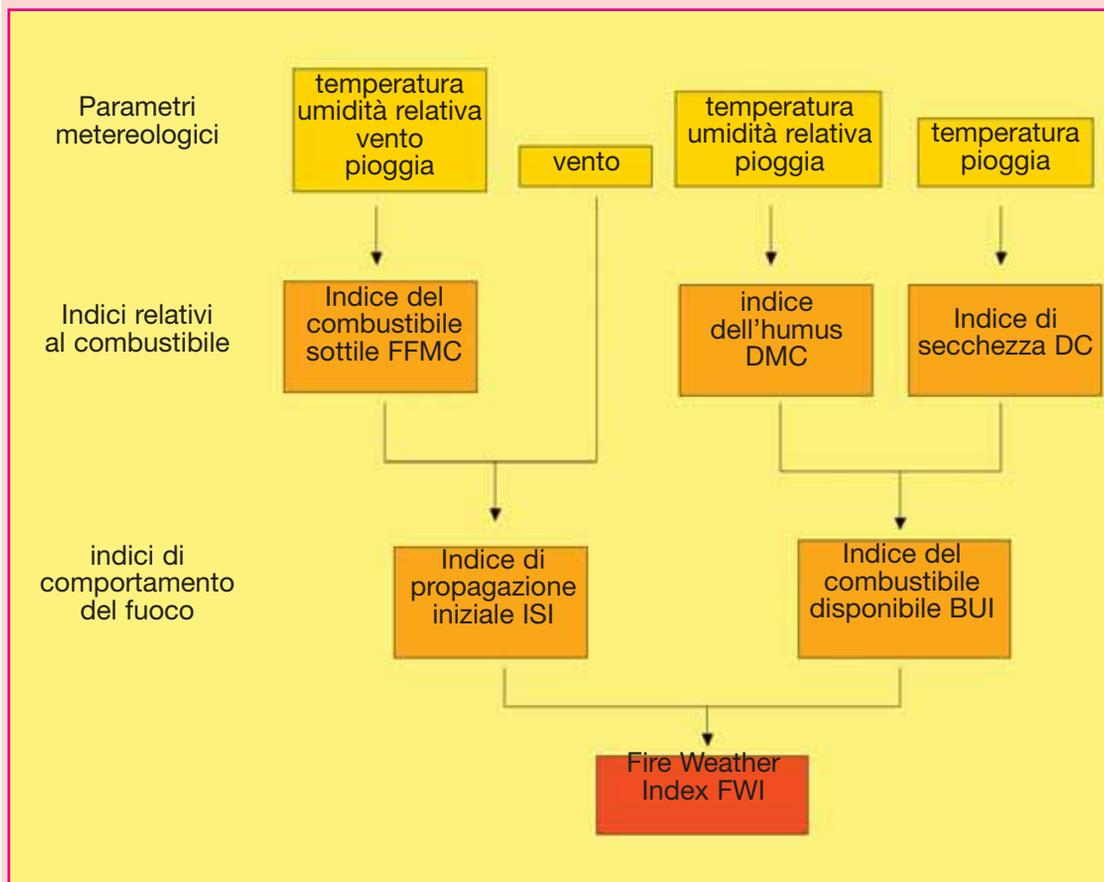
Figura 1: Mappa dell’Indice Meteorologico di Pericolo Incendi Boschivi per la Regione Piemonte.



incendi estesi, cioè degli incendi che interessano un’area superiore ai 10 ha, ha visto il massimo spostarsi negli ultimi anni dai mesi di marzo–aprile al mese di agosto, in conseguenza dei periodi prolungati di siccità tardo primaverile-estiva.

Il problema degli incendi boschivi viene affrontato dalla Regione Piemonte, come riportato anche nel Piano regionale di previsione, prevenzione e lotta attiva agli incendi boschivi, a livello di pianificazione territoriale, la quale deve essere inquadrata aumentando le conoscenze sul possibile comportamento del fuoco, per organizzare adeguatamente la protezione e gli interventi di contrasto, con la prevenzione, identificando sistemi informativi in grado di fare una valutazione in tempo reale sulle condizioni favorevoli l’innesco e la propagazione degli incendi boschivi.

Figura 2: Schema per la valutazione del Fire Weather Index e degli indici accessori a partire dai parametri meteorologici.



A questo fine Arpa Piemonte ha sviluppato, in collaborazione con il Settore Antincendi Boschivi e Rapporti con il Corpo Forestale dello Stato della Regione Piemonte, un servizio quotidiano per il pericolo di incendi boschivi.

La regione è stata divisa in 60 piccole aree di allertamento, secondo criteri amministrativi e di competenza dell'organizzazione locale del servizio antincendio regionale, per ognuna delle quali viene elaborato un livello di rischio adottando una scala di colori di immediata comprensione.

I livelli di rischio sono calcolati mediante l'utilizzo del Fire Weather Index FWI (Van Wagner, 1987), calcolato sulla base dei dati delle stazioni meteorologiche gestite da Arpa Piemonte. L'FWI è un indice composito che

valuta le risposte dei vari combustibili disponibili nell'ambiente boschivo al variare dei parametri meteorologici.

Un'accurata analisi statistica ha permesso di assegnare diverse soglie di pericolo per ciascuna area di allertamento, allo scopo di rendere la definizione del livello di pericolo accurata e limitare il numero di falsi allarmi.

Attualmente l'indice FWI viene calcolato sui dati del giorno precedente a quello di emissione, al fine di rendersi conto delle condizioni attuali di pericolo. È in corso l'estensione in modalità previsionale a +3 giorni, mediante l'utilizzo della previsione dei parametri meteorologici locali effettuata con una tecnologia di post-processing dei dati della modellistica numerica (Multimodel SuperEnsemble:

mediante l'utilizzo combinato di previsioni provenienti da più modelli meteorologici, pesate con opportuni pesi, permette una buona stima dei parametri meteorologici sulle stazioni).

La gestione della risorsa idrica nei periodi siccitosi

A partire da luglio 2006, Arpa Piemonte e Regione Piemonte hanno dato il via ad un nuovo servizio di informazione sul quadro idrologico regionale con l'obiettivo di mantenere costantemente aggiornata la conoscenza della disponibilità delle risorse idriche.

Tale servizio si basa sull'emissione di un Bollettino Idrologico a cadenza mensile, emesso all'inizio di ogni mese, che riassume in un quadro sinottico e sintetico elaborazioni numeriche, statistiche e modellistiche, basate sui dati della rete di monitoraggio meteoidrografica regionale e sui dati forniti dai gestori dei principali invasi artificiali. Il documento riguarda tutto il territorio regionale e riporta i risultati delle analisi svolte alla scala dei principali bacini idrografici, relativamente alle precipitazioni ed alla copertura nevosa. Riassume inoltre lo stato dei principali invasi artificiali e del Lago Maggiore e l'andamento delle portate dei più importanti

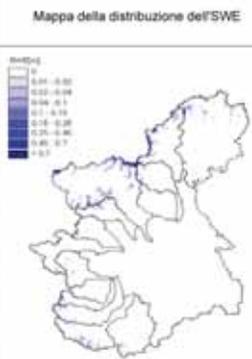
corsi d'acqua, con l'obiettivo di evidenziare il possibile instaurarsi di condizioni siccitose e di scarsa disponibilità idrica e di fornire conseguentemente il maggior numero di indicazioni utili per le autorità incaricate della gestione delle risorse idriche.

Per quanto riguarda l'indicazione delle condizioni siccitose, viene utilizzato l'indice SPI (Standardizes Precipitation Index) che è in grado di fornire indicazioni sui deficit di pioggia calcolati su scale temporali multiple. I volumi di pioggia rappresentano la forzante del sistema e sono senza dubbio il principale indicatore dello stato del sistema idrologico nel breve medio termine. La copertura nivale consente di tenere conto del fatto che nei bacini alpini, con regime idrologico nivale o pluvio-nivale, l'accumulo idrico nei mesi invernali è spesso così consistente da influenzare la disponibilità idrica nei periodi primaverili ed estivi; in particolare al fine di stimare correttamente il contenuto idrico del manto nevoso e l'incidenza della fusione dello stesso sulle portate viene utilizzato un modello che ne simula la dinamica. Infine le portate idriche nei corsi d'acqua e i volumi invasati nei principali invasi naturali e artificiali rappresentano direttamente l'effettiva disponibilità idrica principalmente a fini irrigui.

BOLLETTINO N° 06/2007 Pag.2/4	DATA EMISSIONE 03/07/2007	VALORITA' GIUGNO 2007	AGGIORNAMENTO MENSILE	SERVIZIO A CURA DI ARPA - Area Protezione e Monitoraggio Ambientale Regione Piemonte - Direzione Pianificazione delle risorse idriche	AMBITO TERRITORIALE Regione Piemonte
---	-------------------------------------	---------------------------------	---------------------------------	--	--

Neve al 30-06-2007

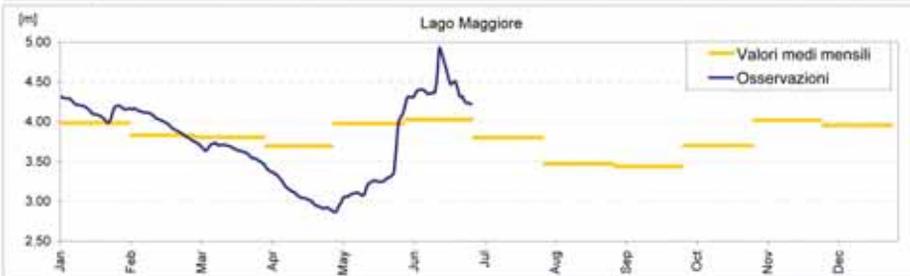
Settore	Nivometri			Modello idrologico dell'equivalente idrico della neve		
	Stazione	Hs [cm] Neve al suolo	Riferimento storico 1° decile 9° decile	Bacino	SWE [10 ⁶ mc]	Heg [mm]
Lepontine	Formazza L. Verrino (2180 m)	0	0 0	Ticino	0.2	0.0
	Formazza Ponte (1300 m)	0	0 0	Toce	22.2	12.5
	Antona A. Cavalli (1500 m)	0	0 0	Sesia	6.9	6.1
Pennine	Macugnaga Capoluogo (1300 m)	0	0 0	Cervo	0.0	0.0
	Ceresole L. Serrù (2295 m)	0	0 0	Dora Baltea	43.4	11.0
Graie	Ussegio Malciaussia (1820 m)	0	0 0	Orco	1.0	1.1
	Bardonecchia Rochemolles (1975 m)	0	0 0	Stura Lanzo	0.7	0.8
Cozie	Ponte Chianale L. Castello (1589 m)	0	0 0	Dora Riparia	0.0	0.0
	Entracque Chiotas (2010 m)	0	0 0	Pellice	0.0	0.0
Marittime	Vinadio Rofreddo (1206 m)	0	0 0	Alto Po	0.0	0.0
				Varaita	0.0	0.0
				Maira	0.0	0.0
				Stura Demonte	0.0	0.0
				Tanaro	0.0	0.0
				Totale	74.5	3.3



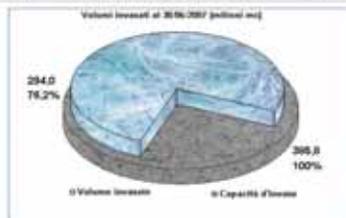
N.B. Nella tabella Nivometri il riferimento storico è dato dal 1° e 9° decile della distribuzione dei valori storici di altezza di neve al suolo considerando i dati degli ultimi 10 giorni del mese. I valori che ricadono nell'intervallo compreso tra il 1° e il 9° decile possono essere considerati pertinenti nella variabilità media dell'innevamento.

Nella tabella Modello idrologico dell'equivalente idrico della neve il valore Heg, si riferisce all'altezza media di precipitazione equivalente: viene calcolato dividendo l'SWE (snow water equivalent) su tutto il bacino per l'area. Il s. significa valori non significativi.

Riserve disponibili al 30-06-2007



Bacino	N° di invasi *	Capacità di invaso [10 ⁶ mc]
Varaita	1	9.8
Dora Riparia	2	54.4
Stura di Lanzo	1	7.8
Orco	6	86.4
Sesia	3	18.5
Stura Demonte	2	35.7
Toce	16	173.2
Totale	31	385.8



N.B. * Bacini di capacità massima di invaso > 1 milione di mc.

Il volume complessivamente invaso è stornabile in circa 294 milioni di mc, pari al 76,2% circa della capacità massima teorica complessiva (385,8 milioni di mc). Una frazione di tali volumi è da considerarsi indisponibile a causa di vincoli ambientali e funzionali.

Diffusione: www.arpa.piemonte.it o www.regione.piemonte.it/itacqua

BOLLETTINO N° 06/2007 Pag.3/4	DATA EMISSIONE 03/07/2007	VALIDITA' GIUGNO 2007	AGGIORNAMENTO MENSILE	SERVIZIO A CURA DI ARPA - Area Previsione e Monitoraggio Ambientale Regione Piemonte - Direzione Pianificazione delle Acque (DPA)	AMBITO TERRITORIALE Regione Piemonte
---	-------------------------------------	---------------------------------	---------------------------------	--	--

Deflussi in alcune sezioni significative: GIUGNO

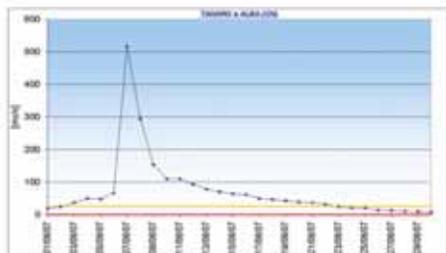
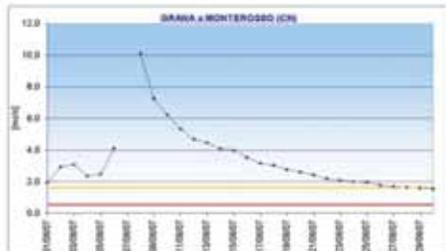
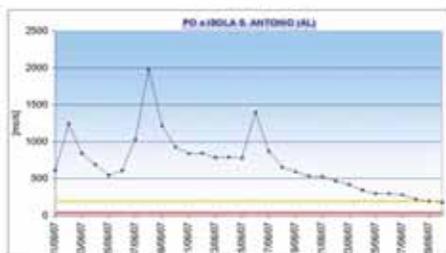


Sezione	Codice	Portata media mensile [mc/s]	Deflusso mensile [10 ⁶ mc]	Portata media mensile storica [mc/s]	Deflusso mensile storico [10 ⁶ mc]	Scarto [10 ⁶ mc]	Scarto [%]
Po a Isola S. Antonio	POIS	700.1	1814.7	451.0	1169.1	645.6	55.2
Pellice a Vilafranca	PELVI	30.4	78.9	17.6	45.6	33.3	72.9
Grana a Monterosso	GRAMO	3.3	8.7	2.7	7.1	1.6	22.3
Dora Baltea a Tavagnasco	DBATA	225.5	584.6	200.3	519.2	65.4	12.6
Tanaro ad Alba	TANAB	72.1	186.9	62.9	163.0	23.9	14.7
Stura di Demonte a Fossano	SDEFO	36.6	94.7	51.0	132.1	-37.4	-28.3
Bormida di M.mo a Camerana	BOMCA	1.4	3.6	1.6	4.3	-0.7	-16.0
Cervo a Quinto V.se	CEVQU	33.3	86.4	14.5	37.5	48.9	130.5

BOLLETTINO N° 06/2007 Pag. 4/4	DATA EMISSIONE 03/07/2007	VALIDITÀ GIUGNO 2007	AGGIORNAMENTO MENSILE	SERVIZIO A CURA DI ARPA - Area Previsione e Monitoraggio Ambientale Regione Piemonte - Direzione Pianificazione delle risorse idriche	AMBITO TERRITORIALE Regione Piemonte
--	-------------------------------------	--------------------------------	---------------------------------	--	--

Andamento delle portate medie giornaliere in alcune sezioni significative: **GIUGNO**

Legenda: Q media giornaliera —●— Q minima storica — Q media dei minimi mensili —



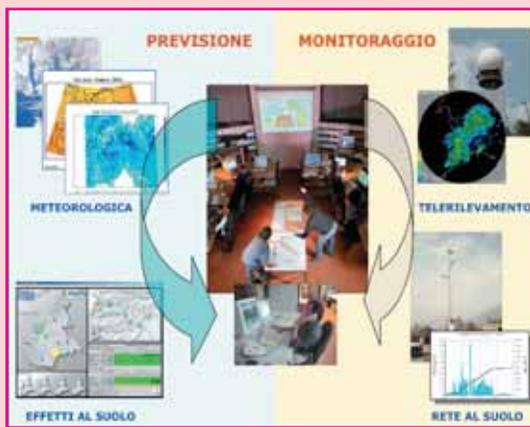
Per informazioni scrivere a: servizio idrologico@arpa.piemonte.it o monitoraggio.acqua@regione.piemonte.it

Diffusione: www.arpa.piemonte.it o www.regione.piemonte.it/acqua

Il sistema di allertamento per rischio idrogeologico

Gli eventi alluvionali che si susseguono con ricorrenza sul territorio italiano hanno evidenziato il ruolo fondamentale dei sistemi di previsione e sorveglianza ed in particolare l'importanza dell'acquisizione dei dati in tempo reale e la loro elaborazione e diffusione immediata a tutti i soggetti impegnati nelle fasi di previsione e di gestione delle situazioni di emergenza. Di qui ha cominciato a prendere corpo la convinzione della necessità di prevedere un modello organizzativo per la gestione coordinata di un sistema per la sorveglianza e l'allerta nazionale, che, a partire dalla Direttiva del Presidente del Consiglio dei Ministri del 27/02/2004 "Indirizzi operativi per la gestione organizzativa e funzionale del sistema di allerta nazionale e regionale per il rischio idrogeologico e idraulico ai fini di protezione civile", si è concretizzata con l'istituzione della rete dei Centri Funzionali regionali e nazionali e la definizione di procedure condivise. Nell'ambito delle procedure dei Centri Funzionali, il sistema di allertamento per il rischio idrogeologico della Regione Piemonte, sviluppato da Arpa Piemonte ed utilizzato fin dagli anni '90, è stato preso a riferimento nazionale come lo strumento che definisce l'avvio delle attività di prevenzione del rischio e di gestione delle emergenze. Il sistema di allertamento regionale è definito da una fase previsionale e da una fase di monitoraggio e sorveglianza, che sono

Figura 1: Le fasi del sistema di allertamento.



entrambe attuate dal Centro Funzionale Regionale, presso Arpa Piemonte.

La fase previsionale riguarda la valutazione della situazione meteorologica attesa e la previsione degli effetti al suolo attraverso l'interpretazione delle simulazioni dei modelli numerici, articolandosi nei seguenti passi: il primo è relativo alla previsione degli eventi meteorologici (vento, pioggia, neve, gelo, temporali ecc.); il secondo è relativo alla previsione del rischio atteso e degli effetti che il manifestarsi di tali eventi determinerebbe per l'integrità della vita, dei beni, degli insediamenti e dell'ambiente sul dominio territoriale; il terzo è relativo alla valutazione del livello di criticità, ottenuto confrontando le previsioni elaborate con le soglie adottate per i diversi fenomeni. La fase di sorveglianza e monitoraggio ha lo scopo di fornire informazioni che consentano, tramite la trasmissione, la raccolta e la concentrazione dei dati rilevati presso il Centro Funzionale, per diverse finalità da sensori di diversa natura, sia di formulare e/o di confermare lo scenario previsto, sia di aggiornarlo a seguito dell'evoluzione dell'evento in corso. Nella fase di sorveglianza sono importanti sia l'osservazione qualitativa

Figura 2: Le Zone di Allerta in cui è suddiviso il territorio regionale.



e quantitativa diretta e strumentale dell'evento in atto sia la previsione a breve delle forzanti meteorologiche (nowcasting) e dei relativi effetti.

Ai fini delle attività di previsione e prevenzione, il territorio è suddiviso in Zone di Allerta, ambiti territoriali significativamente omogenei per l'atteso manifestarsi sia di eventi meteorologici intensi sia della tipologia e della severità dei relativi effetti, che suddividono e/o aggregano i bacini idrografici o parti di essi.

In ogni Zona di Allerta e per ciascuna tipologia di pericolo, sono identificati i precursori, e i valori che tali precursori assumono quali indicatori del probabile manifestarsi di prefigurati scenari di evento e di effetti sull'integrità della

vita, dei beni, degli insediamenti e dell'ambiente. Tale identificazione è ottenuta sulla base sia della conoscenza storica del manifestarsi e dell'evolversi nel tempo e sul territorio di eventi significativi e dei relativi effetti, sia di modellazioni, anche speditive, degli eventi e degli effetti ritenuti più probabili.

Questo sistema permette di emanare dei prodotti informativi che consentono, in funzione del livello di rischio atteso, l'estensione delle attività di presidio e sorveglianza o l'allertamento di tutte le strutture di protezione civile interessate, al fine di attuarne l'attivazione.

Riferimenti Bibliografici

Capitolo 1

Acot P., Storia del clima (Dal Big Bang alle catastrofi climatiche). Donzelli, Roma 2004.

ENEA, collana 'Sviluppo sostenibile', opuscolo n. 21, "Clima e cambiamenti climatici" ([HYPERLINK](http://www.enea.it/com/web/pubblicazioni/Op21.pdf)

"<http://www.enea.it/com/web/pubblicazioni/Op21.pdf>"

<http://www.enea.it/com/web/pubblicazioni/Op21.pdf>).

Ferrara V., "Effetto serra antropico", aggiornamento dati 2006.

Gottschalck J., Kousky V-, Higgins W., L'Heureux M., Madden Julian Oscillation (MJO), NOAA/CPC, Tutorial material, 2005. WMO, Statement on the Status of the Global Climate in 2006, WMO-No. 1016, Ginevra 2006.

IPCC, Climate Change 2007 - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC.

Madden R., Julian P., Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, J. Atmos. Sci., 29, 1109-1123, 1972.

Madden R., Julian P., Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, J. Atmos. Sci., 28, 702-708, 1971.

Madden R., Julian P., Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review, Mon. Wea. Rev., 112-814-837, 1994.

Navarra A., Pinchera A., Il Clima. Laterza, Roma 2002.

Pavan V., Marchesi S., Morgillo A., Cacciamani C., Doblas-Reyes F., (2005) Downscaling of DEMETER winter seasonal hindcasts over Northern Italy. Tellus A 57(3): 424.

Pfister C., I cambiamenti climatici nella storia dell'Europa. Sviluppi e potenzialità della climatologia storica.

In Bonardi L., 2003: Che tempo faceva? Variazioni del clima e conseguenze sul popolamento umano. Fonti, metodologie e prospettive.

Franco Angeli, Milano 2003, pp. 19-59.

Quaderni 'Le Scienze', "La dinamica del clima", a cura di Guido Visconti, n. 104, Ottobre 1998.

United Nations Environment Programme (UNEP) 2005, One Planet Many People: Atlas of our Changing Environment.

Wallace J., Vogel S., El Nino and climate prediction. Reports to the Nation on Our Changing Planet, UCAR/NOAA, Vol.3, p. 25.

Capitolo 2

Alexandersson, H. (1986) A homogeneity test applied to precipitation data. Int. J. Climatol., 6, 661- 675.

Biancotti et al, Distribuzione regionale di piogge e temperature, Regione Piemonte, 1998.

Cantù e Narducci, Lunghe serie di osservazioni meteorologiche, Rivista di Meteorologia Aeronautica, (Anno XXVII, n. 2, 71-79), 1967.

Cortemiglia, Serie Climatiche Ultracentenarie, Regione Piemonte, 1999.

Di Napoli, Mercalli, Moncalieri 130 anni di meteorologia 1865 – 1994, Società Meteorologica Subalpina, 1996.

Efthymiadis, D., P. D. Jones, K. R. Briffa, I. Auer, R. Böhm, W. Schöner, C. Frei, and J. Schmidli (2006), Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800–2003, *J. Geophys. Res.*, 111.

Eischeid, J.K., P.A. Pasteris, H.F. Diaz, M.S. Plantico, and N.J. Lott, 2000: Creating a Serially Complete, National Daily Time Series of Temperature and Precipitation for the Western United States. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1580–1591.

Kalnay E., Atmospheric modelling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press. 2003, pp. 150-165.

Maugeri, Disponibilità, affidabilità e omogeneità di serie storiche di dati meteorologici in Italia, Workshop CLIMAGRI.

Uboldi F., Lussana C., Salvati M., 2007: "Three-dimensional spatial interpolation of surface meteorological observations from high-resolution local networks", in sottomissione.

Capitolo 3

Beniston, M., 2005. Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics* 162, 1587–1606.

Begert, M., Schlegel, T., Kirchhofer, W., 2005. Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology* 25, 65–80.

Bordi I., Sutera A. Drought monitoring and forecasting at large scale. In *Methods and Tools for Drought Analysis and Management Series: Water Science and Technology Library*, Vol. 62 Rossi, Giuseppe; Vega, Teodoro; Bonaccorso, Brunella (Eds.) Springer 2007, XVI.

Carollo A., Libera V., 1989. Influence des lacs sur la température. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie, Acte colloque de Pavia*, 1989.

Ciccarelli N., von Hardenberg J., Provenzale A., Ronchi C., Vargiu A., Pelosini R. (2007), Climate Variability in North-Western Italy during the Second Half of the 20^o Century, accettato da *Global and Planetary Change*.

Efron, B., 1981. Nonparametric estimates of standard error: The jackknife, the bootstrap and other methods. *Biometrika* 68, 589–599.

Hurrell, J. W., 1995. Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation – regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679.

Lloyd-Hughes B., Saunders M.A. (2002) A drought climatology for Europe. *Int J Climatol*, vol 22, pp. 1571–1592.

McKee, T.B., Doesken, N.J. and Kleist, J. (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scales. 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, California, pp. 179-184.

Ronchi C., Rabuffetti D., Salandin A., Vargiu A. Barbero S., Pelosini R., Development of the Piedmont Region Hydrological Bulletin as a support to water resources monitoring and management. In *Methods and Tools for*

Drought Analysis and Management Series: Water Science and Technology Library , Vol. 62 Rossi, Giuseppe; Vega, Teodoro; Bonaccorso, Brunella (Eds.) Springer 2007, XVI.

Uppala, S. M., Kallberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L. V. D., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., H'olm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J. F., Morcrette, J. J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131, 2961–3012.

Von Storch, H., Zwiers, F. W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press.

Wallace, J. M., Gutzler, D. S., 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 109, 784–812.

Wibig, J., 1999. Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. *International Journal of Climatology* 19, 253–269.

Capitolo 4

ACIA, 2004: Arctic Climate Impact Assessment (ACIA): Impacts of a Warming Arctic. Cambridge University Press, New York, NY, p. 140.

Aira M.J., Dopazo A., Jato M.V. (2001). Aerobiological monitoring of Cupressaceae pollen in Santiago de Compostela (NW Iberian peninsula) over six years. *Aerobiologia* 17: 319-325.

Alba F., Diaz de la Guardia C. (1998). The effect of air temperature on the starting dates of the *Ulmus*, *Platanus* and *Olea* pollen seasons in the SE Iberian Peninsula. *Aerobiologia* 14: 191-194.

Balletto E., Bonelli S., Cassulo L., Meregalli M., Tontini L., 2003 - Italy. In: C. A. M. Van Swaay & M. S. Warren (Eds) – *Prime Butterfly Areas in Europe: priority sites for conservation*.-Ministry of Agriculture, Nature Management and Fisheries, The Netherlands. pp. 328-356.

Barbero F., Crocetta A., Bonelli S., Balletto E., 2002 - La regolazione della distribuzione spaziale dei nidi delle formiche del genere *Myrmica* in rapporto alle piante nutrici utilizzate dai Licenidi *Maculinea alcon* e *M. teleius* (Lepidoptera). XX Convegno nazionale della Società Italiana di Etologia, Torino, 17-20 settembre 2002.

Bonelli S., Crocetta A., Barbero F., Balletto E., 2005 - Oviposition behaviour in the myrmecophilous butterfly *Maculinea alcon* (Lepidoptera: Lycaenidae). IN *Studies on the ecology and conservation of butterflies in Europe*. Vol.2: Species ecology along a European gradient: *Maculinea* butterflies as a model. Eds Settele J., Kühn E. & Thomas J. PENSOFT Sofia-Moscow 2005. PP: 65-68.

Casini E., Mercuri A.M., Torri P., Accorsi C. A. (2006). Rilascio di polline e temperatura: il caso di *Taxus*. *GEA*; 1: 195-196.

Chapin et al. 2005, Role of Land-Surface Changes in Arctic Summer Warming *Science* 28 October 2005: Vol. 310. no. 5748, pp. 657 – 660.

Climate Change Futures, Health, Ecological and Economic Dimensions, The Center for Health and the Global Environment, Harvard Medical School, Settembre 2006.

Climate change and human health, RISKS AND RESPONSES, World Health Organization, Geneva, 2003.

Collins, M. and the CMIP Modelling Group (2005): 'El Nino – or La Nina-like climate change? *Climate Dynamics*' 24: 89-104.

Colman R. (2003) "A comparison of climate feedbacks in general circulation models", *Journal Climate Dynamics*, Volume 20, Numbers 7-8 / May, 2003, pp. 865-873.

Church, J.A., and N.J. White (2006): 'A 20th century acceleration in global sea-level rise', *Geophysical Research Letters*, 33, L01602, doi: 10.1029/2005GL024826.

Cox P.M., C. Huntingford and C.D. Jones (2006): 'Conditions for Sink-to-Source Transitions and Runaway Feedbacks from the Land Carbon Cycle', in *Avoiding dangerous climate change*, H.J. Schellnhuber et al. (eds.), Cambridge: Cambridge University Press, pp.155 – 163.

Dai, A., et al., 2005: Atlantic thermohaline circulation in a coupled general circulation model: Unforced variations versus forced changes. *J. Clim.*, 18, 3270–3293.

Emanuel, Kerry. "Increasing Destructiveness of Tropical Cyclones Over the Past 30 Years." *Nature* 436: 686–688. 4 August 2005.

Freguelli G., Tedeschini E., Veronesi F., Bricchi E. (2002). Airborne pine (*Pinus spp.*) pollen in the atmosphere of Perugia (Central Italy): behaviour of pollination in the two last decades.

Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts et al. (2006): 'Climate-carbon cycle feedback analysis: results from C4MIP model intercomparison', *Journal of Climate*, 19: 3337-3353.

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 33, L12704, doi:10.1029/2006GL026894, 2006. Kevin E. Trenberth¹ and Dennis J. Shea¹, "Atlantic hurricanes and natural variability in 2005", Received 13 May 2006; accepted 24 May 2006; published 27 June 2006.

Gorham, E. (1991): 'Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming', *Ecological Applications* 1: 182-195, doi: 10.2307/1941811.

Green Paper UE

Hadley Centre (2005): 'Stabilising climate to avoid dangerous climate change – a summary of relevant research at the Hadley Centre', available from HYPERLINK "<http://www.metoffice.com/research/hadley-centre/pubs/brochures>" <http://www.metoffice.com/research/hadley-centre/pubs/brochures>.

Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, et al. (2006): 'Global temperature change, *Proceedings of the National Academy*', 103: 14288-14293.

Hosaka, M., D. Nohara, and A. Kitoh, 2005: Changes in snow coverage and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20km-mesh global atmospheric model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1, 93–96.

Katz R. et al, (1992) *Journal Climatic Change* "Extreme events in a changing climate: Variability is more important than averages" Volume 21, Number 3, pp. 289-302.

Lejoly – Gabriel M. (1978). *Recherches ecologiques sur la pluie pollinique en Belgique*. Acta Geographica Lovaniensia.

Meleshko, V.P., et al., 2004: Anthropogenic climate change in 21st century over Northern Eurasia. *Meteorol. Hydrol.*, 7, 5–26.

Meinshausen, M. (2006): 'What does a 2°C target mean for greenhouse gas concentrations? A brief analysis based on multi-gas emission pathways and several climate sensitivity uncertainty estimates', *Avoiding dangerous climate change*, in H.J. Schellnhuber et al. (eds.), Cambridge: Cambridge University Press, pp. 265 – 280.

Murphy, J.M., D.M.H. Sexton D.N. Barnett et al. (2004): 'Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations', *Nature* 430: 768 – 772.

Nowicki P., Bonelli S., Barbero F., Balletto E., 2005 - Population dynamics in the genus *Maculinea* revisited: comparative study of sympatric *M. alcon* and *M. teleius*. In: J. Settele, E. Kühn , J. Thomas (Eds) - *Species Ecology along a European gradient: Maculinea butterflies as a model*. pp. 136-139. Pensoft Publ. Co., Sofia & Moscow.

Pezza, Alexandre and Simmonds, Ian. "The First South Atlantic Hurricane: Unprecedented Blocking, Low Shear, and Climate Change." *Geophysical Research Letters* 32(L15712). 12 August 2005 www.agu.org/journals/gl/.

Rodriguez- Rajio F.J., Frenguelli G., Jato V. (2003). The influence of air temperature on the starting date of *Quercus* pollination in the South of Europe. *Grana* 42: 145-152.

Schär C., P.L. Vidale, D. Lüthi, et al. (2004): 'The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves', *Nature* 427: 332-336, doi: 10.1038/nature02300.

Scholze, M., K. Wolfgang, N. Arnell and C. Prentice (2006): 'A climate-change risk analysis for world ecosystems', *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103: 13116 – 13120.

Soden, B.J., D.L. Jackson, V. Ramaswamy, et al. (2005): 'The radiative signature of upper tropospheric moistening', *Science*, 310: 841-844.

Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.A. Meehl, 2006: Going to the extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim. Change*, 79, 185-211.

Tedeschini E. (2006). Il monitoraggio pollinico: uno strumento per valutare il cambiamento climatico. *GEA*; 1: 32-33.

Tirpak et al., Report of the International Scientific Steering Committee Hadley Centre, Met Office, Exeter, UK, 1-3 February 2005 May 2005, HYPERLINK
"http://www.stabilisation2005.com/Steering_Committee_Report.pdf"
http://www.stabilisation2005.com/Steering_Committee_Report.pdf.

SCHWARZ C.J., ARNASON A.N., 1996 - A general methodology for the analysis of capture-recapture experiments in open populations. *Biometrics* 52:860–873.

Warren Washington and Claire L. Parkinson 2nd Edition, University Science Books, 2005, *An Introduction to Three- Dimensional Climate Modeling*.

Webster, P. J. et al. "Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment." *Science* 309(5742): 1844–1846. 16 September 2005.

Capitolo 5

Cane D., Milelli M., "Weather forecasts obtained with a Multimodel SuperEnsemble Technique in a complex orography region", *Meteorologische Zeitschrift*, 2006, Vol. 15, No. 2, 207-214.

CNEL (Consiglio Nazionale dell'Economia e del Lavoro). Attuazione del Protocollo di Kyoto: il secondo periodo di applicazione della Direttiva Emissions Trading in Italia. Osservazioni e proposte. 2006. HYPERLINK "<http://www.portalecnel.it/>" <http://www.portalecnel.it/>.

Costa G., Colombo S., Zanetti R., D'Ambrosio R., Rosso S., Ponti A., Segnan N. Stato di salute della popolazione a Torino. Cause di morte nei residenti, anno 1982, USL 1/23, Torino 1984.

European Commission. Winning the battle against global climate change, Background paper, 2005.

Ferrara V., Elementi guida per la CONVENZIONE SUI CAMBIAMENTI CLIMATICI ed il PROTOCOLLO DI KYOTO. ENEA – Progetto speciale Clima Globale, 2006.

Frei, C., R. Schöll, S. Fukutome, J. Schmidli and P. L. Vidale, 2005: Future Change of Precipitation Extremes in Europe: An Intercomparison of Scenarios from Regional Climate Models, submitted to J. Geophys. Res.

Grassi G, 2005. Quanto ancora le foreste riusciranno a mitigare l'aumento di CO₂ atmosferica?. *Forest@ 2* (3): 268-269. [online] URL: HYPERLINK "<http://www.sisef.it>" <http://www.sisef.it>.

IPCC, 2007. Climate change 2007: Mitigation. Contribution of Working group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [B. Metz, O. R. Davidson, P. R. Bosch, R. Dave, L. A. Meyer (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Kalkstein LS , Jamason PF , Greene JS, Libby J, Robinson L. The Philadelphia Hot Weather-Health Watch/Warning System:

Development and Application, Summer 1995. Bulletin of the American Meteorological Society 1996;1519-28. Kalkstein LS, Watts J , The Development of a Warm Weather Relative Stress Index for Environmental Applications, October 2003. University of Delaware, Newark 2003.

Lovelock, J.E., Gaia: a new look at life on earth. Oxford University Press, Oxford 1979.

Masterson, J.M., and F. A. Richardson, 1979: Humidex, A Method of Quantifying Human Discomfort Due to Excessive Heat and Humidity, CLI 1-79, Environment Canada, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, p. 45.

Michelozzi P, Fano V, Forastiere F, Barca A, Kalkstein LS, Perucci CA. Weather conditions and elderly mortality in Rome during summer. Bulletin of the World Meteorological Organization 2000; 49(4):348-355.

Ministero dell'Ambiente della Tutela del Territorio e del Mare e il Ministro dello Sviluppo Economico, (2006) Piano Nazionale d'Assegnazione per il periodo 2008-2012 elaborato ai sensi dell'articolo 8, comma 2 del D.lgs. 4 aprile 2006, n. 216.

Ministero dell'Ambiente della Tutela del Territorio e del Mare. Il Protocollo di Kyoto della Convenzione sui Cambiamenti Climatici. HYPERLINK "<http://www2.minambiente.it/sito/home.asp>" <http://www2.minambiente.it/sito/home.asp>.

Morabito M., Bacci L., 2002: Gli indici biometeorologici nella valutazione dello stato di benessere dell'uomo.

Ronchi E., Caminiti N.M., Federico T., Il protocollo di Kyoto in Italia (le politiche e le misure sul cambiamento climatico), ISSI (Istituto Sviluppo Sostenibile Italia), Roma 2004.

Trenberth, Moore, Karl and Norbre,
Monitoring and Prediction of the Earth's
Climate: a future perspective, Journal of
Climate, Vol 19, 2006.
Parry 1999, Hare 2003, IPCC TAR.

Servizio Meteorologico Canadese:
www.weatheroffice.pyr.ec.gc.ca.
Steadman, R.G. 1984. A universal expres-
sion of apparent temperature. J. Appl.
Meteor. 23, 1674-87.

Van Wagner, C.E. 1987, "Development and
structure of the Canadian forest fire weather
index", Can. For. Serv., Ottawa, Onto For.
Tech. Rep. 35.

WBGU: Climate Protection Strategies for the
21st Century: Kyoto and beyond Special
Report; Berlin, 2003.

Zemp, M., W. Haeberli, M. Hoelzle, and F.
Paul (2006), Alpine glaciers to disappear
within decades?, Geophys. Res. Lett., 33.



Area Previsione e Monitoraggio Ambientale
Via Pio VII, 9
10135 Torino
Tel. 011 19681340
sc05@arpa.piemonte.it
www.arpa.piemonte.it

