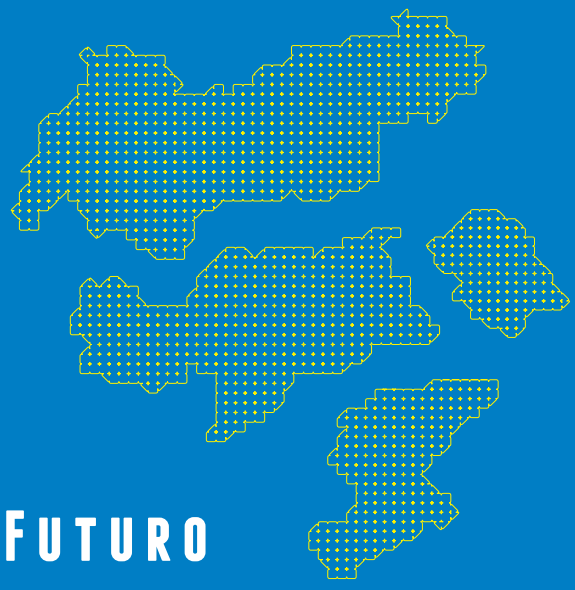
IL CLIMA

DEL TIROLO - ALTO ADIGE - BELLUNESE



PASSATO - PRESENTE - FUTURO

IL CLIMA

DEL TIROLO - ALTO ADIGE - BELLUNESE

Editori
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)
Ripartizione Protezione antincendi e civile – Provincia Autonoma di Bolzano
Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto (ARPAV)

Autori
ZAMG:
Adler Silke
Chimani Barbara
Drechsel Susanne
Haslinger Klaus
Hiebl Johann
Meyer Vera
Resch Gernot
Rudolph James
Vergeiner Johannes
Zingerle Christoph

ARPAV:
Marigo Gianni

Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung IGF:
Fischer Andrea
Seiser Bernd

Per la traduzione dalla lingua tedesca:
Studio Traduc, Bolzano – Dunia Cusin

Layout e Stampa
Fotolito Varesco - Ora

© 2015
Zentralanstalt für Meteorologie e Geodynamik (ZAMG)
Ripartizione Protezione antincendi e civile – Provincia Autonoma di Bolzano
Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto (ARPAV)
Tutti i diritti riservati.

Premessa

Come il clima globale, anche quello delle Alpi è cambiato profondamente, a memoria d'uomo. Ci ricordiamo ad esempio delle estati degli anni Sessanta in cui una temperatura di 30 °C si raggiungeva a malapena o delle precipitazioni che contribuirono, fino al 1980, all'ultimo avanzamento dei ghiacciai alpini. Siamo stati testimoni del netto aumento delle temperature estive sulle Alpi dal 1980 al 2003, con un riscaldamento più marcato rispetto al resto dell'Europa e abbiamo cercato di spiegarlo con l'espansione verso nord dell'area di alta pressione subtropicale (del clima mediterraneo). Il clima varia nello spazio e nel tempo: quel che chiamiamo "tempo" è uno stato momentaneo nella scala temporale; le condizioni "meteo", come lo spirare del Föhn o gli stati di alta pressione, sono fenomeni che possono durare diversi giorni mentre il concetto di "clima" è ristretto a una durata di decenni. Fu alla luce di queste esperienze che i pionieri del XIX e XX secolo coniarono il concetto di "periodo climatico", corrispondente a un trentennio.
In Tirolo fu Franz von Zallinger, nel 1777 ad Innsbruck, a dare inizio alle prime registrazioni della temperatura, riprese in seguito da Julius von Hann quando, nel 1870, descrisse il "clima delle più alte regioni alpine". Heinrich von Ficker scrisse nel 1909 la Climatografia del Tirolo, pubblicata come quarto volume nell'ambito della Climatografia dell'Austria. All'inizio del XX secolo le osservazioni e misurazioni meteorologiche, alla base di ogni studio climatologico, avevano già quasi raggiunto, in numero e qualità, i livelli odierni. Ferdinand Steinhauser, direttore del Zentralanstalt für Meteorologie e Geodynamik, l'Istituto Centrale di Meteorologia e Geodinamica, attinse proprio a questo materiale quando, fra il 1935 e il 1965, pubblicò diversi lavori sugli elementi climatici in alta montagna o nell'intera Austria. Nella sua "Wetterlagenkunde", Franz Fliri descrisse nel 1962 la climatologia del Tirolo, cui seguirono nel 1969 le carte climatiche in scala 1:600.000 inserite nell'Atlante del Tirolo. Il suo volume dedicato al clima delle Alpi nell'area del Tirolo ("Das Klima der Alpen im Raum von Tirol") pubblicato nel 1975 considera il periodo 1931 – 60 in un ampio profilo nord-sud compreso fra i due versanti alpini del Tirolo. In questa tradizione si inserisce anche la presente opera: "Il clima del Tirolo - Alto Adige - Bellunese". Gli autori di questa pubblicazione, diversi dei quali formatisi presso l'Istituto di Meteorologia e Geofisica dell'Università di Innsbruck, descrivono il clima in sei capitoli, non limitandosi però a considerare il corpus di dati disponibili e i diversi elementi climatici come valori medi del periodo, bensì valutandone anche lo sviluppo storico seguito e proponendo una prospettiva di possibile futuro climatico. Si astengono con successo dall'entrare nel merito dell'incerto contributo dell'Uomo al clima, trattando invece l'argomento in maniera obiettiva e documentando scrupolosamente i metodi seguiti nella redazione del rapporto e indicando meticolosamente le fonti di riferimento. Ne nasce quindi una base, valida e obiettiva, dalla quale partire per dare una risposta ai quesiti individuali e alle esigenze scientifiche nello studio dei dati climatici dell'area compresa fra le montagne del Karwendel e la catena delle Dolomiti.

Mi auguro che quest'opera possa avere la diffusione che merita in ambito scientifico, economico, decisionale-amministrativo e didattico, congratulandomi con tutti gli autori per lo straordinario sforzo di cooperazione messo in atto.

Michael Kuhn
Da molti anni Presidente dell'Istituto di Meteorologia e Geofisica e Decano della Facoltà di Scienze Naturali dell'Università di Innsbruck
Innsbruck, gennaio 2015.

CLIMA — "Il complesso di tutte le manifestazioni meteorologiche che caratterizzano lo stato medio dell'atmosfera in un punto specifico della superficie terrestre" Julius Hann, 1883.

Introduzione

CLIMA: un termine, un campo di ricerca sempre più spesso all'attenzione dei media. Leggendo i commenti nei forum o discutendo con esperti del settore, emerge come i partecipanti al dibattito sul clima risultino suddivisi in diverse fazioni. Rappresentano spesso posizioni diametralmente opposte, difese con veemenza, basate su esperienze personali, soggettive. Il clima (lo stato medio dell'atmosfera in un punto specifico della superficie terrestre) viene però definito, oggettivamente, sulla scorta delle misurazioni dei fenomeni meteorologici. Contrariamente a quanto avviene con il "tempo", che descrive lo stato attuale dell'atmosfera, i parametri climatici vengono rilevati su lunghi periodi. Anno dopo anno si ottengono così serie storiche, atte appunto a descrivere uno stato medio e a rivelare eventuali fluttuazioni dell'andamento climatico.
L'IPCC (Intergovernmental Pannel on Climate Change) dell'ONU riferisce ad esempio regolarmente sui cambiamenti climatici, su quelli già prodottisi e su quelli attesi in base alle previsioni dei modelli. Come esempio si riporta l'andamento delle temperature che negli ultimi anni mostra una netta tendenza al rialzo, dato riscontrato ed evidenziato anche nel presente studio.
Sempre più spesso i piani e progetti definiti nei settori più vari della tecnica, agricoltura e silvicoltura, del turismo, della gestione delle acque e delle fonti energetiche, delle costruzioni e delle polizze assicurative, della difesa ambientale, dei trasporti, dell'assetto territoriale, della protezione civile e della difesa dalle catastrofi si basano su dati meteorologici e climatologici. In ogni previsione, tecnica, finanziaria o turistica, i fattori ambientali giocano oggi, di fatto, un ruolo primario. Quanto più esatta è la conoscenza di questi fattori e quanto prima i dati meteo-climatologici confluiscono nel processo di pianificazione, tanto più alta è la probabilità di successo nell'attuazione del progetto in questione. Così era già al tempo in cui le misurazioni meteorologiche e le serie di dati climatici non esistevano ancora. Nelle zone alpine si costruivano i fienili lontani dai siti valanghivi, i villaggi distanti dai corsi dei torrenti o dalle zone a rischio piena e nel realizzare le coperture dei tetti si prestava attenzione a dimensionare correttamente le travi. Allora erano i valori empirici, derivati dall'esperienza, a dettare queste scelte. Con l'avvento delle misurazioni sistematiche, disponibili oggi, è arrivata anche la possibilità di studiare più in dettaglio questi fattori ambientali, tenendone debitamente conto nei processi pianificatori.
Un primo studio completo sul clima, con osservazioni di carattere generale ma anche specifiche per l'arco alpino, fu redatto da Julius Hann. Il suo manuale di climatologia ("Handbuch der Klimatologie"), redatto a cavallo tra la fine del XIX e l'inizio del XX secolo e basato su misurazioni obiettive, è stato per diversi anni oggetto di aggiornamenti continui. Ampiamente usato come libro di studio, è servito da base agli interventi di pianificazione. Già allora Hann era consapevole che la descrizione di "uno stato medio dell'atmosfera" è possibile solo disponendo di dati rilevati nel corso di molti anni e che le differenze regionali sono concretamente riscontrabili solo potendo contare su una fitta rete di misurazioni. Oltre mezzo secolo più tardi, nel 1975, nasce il "Klima der Alpen im Raume von Tirol". Franz Fliri dedicò moltissimo tempo all'analisi e valutazione statistica delle serie di dati raccolti dal 1931 al 1960. Il risultato fu un'opera climatografica divenuta standard di riferimento, ancor oggi di grande attualità, per le università, gli uffici provinciali e di progettazione dell'intera regione compresa fra la Pianura Padana e le Prealpi Bavaresi. Rispetto ad Hann, Fliri poteva contare sull'accesso a una rete di misurazioni assai più ampia e a tecniche di misurazione "moderne" che rendevano possibile anche le prime analisi informatizzate. Entrambi gli studiosi e molti loro colleghi constatarono che le Alpi costituiscono una sorta di spartiacque meteorologico, ma non certo climatico. Nell'arco di uno o pochi giorni le differenze meteorologiche fra versante settentrionale e meridionale delle Alpi possono essere enormi, ma in quelle che sono le montagne più intensamente popolate del mondo, sia a nord che a sud, si possono incontrare, su un asse verticale di soli 4000 metri, quasi tutte le zone climatiche della Terra, dal clima mediterraneo a quello polare.
Negli anni successivi si è fatto molto: le reti di dati sono state ulteriormente ampliate, le tecniche di misurazione rendono ora possibili osservazioni meteo-

rologiche e climatiche eseguibili in passato solo a intervalli di ore o di giorni, mentre le capacità di calcolo dei computer aprono nuove possibilità di analisi e modellazione dei dati. Dopo così tanti decenni era giunto dunque il momento di rilevare la situazione climatica attuale della regione, analizzare i cambiamenti e divulgarli pubblicamente, fornendo così gli strumenti necessari all'attività di pianificazione, ma anche quella didattica e di studio in scuole e università. I servizi meteorologici della regione si sono dunque riuniti nell'ambito del programma Interreg IV Italia-Austria, dando vita al progetto "3PClim – Past, Present and Perspective Climate of Tyrol, Southtyrol and Veneto". L'Istituto Centrale di Meteorologia e Geodinamica del Tirolo e Vorarlberg, l'Ufficio Idrografico di Bolzano e l'ARPA Veneto uniscono dunque forze e competenze in un centro che, con il contributo di esperti in campo climatologico e meteorologico, mira a creare per l'area Tirolo-Trentino-Alto Adige-Veneto, fra autunno 2011 e inizio 2015, un nuovo standard completo di riferimento. Dietro ai risultati ora diffusi si cela uno sforzo e impegno enorme, difficilmente intuibile a un primo sguardo. Le operazioni di raccolta dati, controllo qualità, correzione e omogeneizzazione, necessarie in virtù dei periodi di misurazione, ma anche delle norme e dei parametri diversi applicati nelle singole aree, hanno richiesto circa un terzo del tempo di lavoro. Un altro terzo è servito allo sviluppo e all'applicazione dei metodi. Per poter infine diffondere un prodotto valido e fruibile, il tempo restante è stato quindi investito nella presentazione dei risultati. In tutte tre le fasi è stato in ogni caso palpabile l'effetto positivo risultante dall'intensa attività di cooperazione transfrontaliera e dello sforzo congiunto messo in atto dagli esperti. Le classiche informazioni climatografiche sono ora raccolte in grafici, tabelle e carte. Le serie di misurazioni che, per alcune stazioni della regione, coprono periodi addirittura più lunghi di un secolo, permettono di definire direttamente tendenze di sviluppo delle temperature e delle precipitazioni. La fitta rete di misurazioni e il gran numero di parametri misurati hanno consentito di ottenere mappature di altissima qualità. Un catasto unificato dei ghiacciai evidenzia in particolare i cambiamenti osservabili su entrambi i versanti delle Alpi. Le misurazioni via satellite e radar rendono ora possibile un'osservazione areale completa delle celle temporalesche che sarebbero altrimenti irrilevabili anche disponendo, come è oggi per le Alpi, della rete di stazioni più fitta al mondo. Una novità assoluta è dunque il tentativo di definire una climatografia della convezione sulla base di dati radar e di localizzazione dei fulmini. Anche la modellazione climatologica regionale, sempre più precisa grazie alle nuove capacità di calcolo disponibili e ai continui progressi compiuti in campo scientifico negli ultimi anni, ci fornisce oggi una valida panoramica del futuro climatico della regione. Con gli strumenti oggi disponibili si possono dunque raccogliere dati e applicare metodi e procedure con un potenziale di immenso valore.

Il presente volume è concepito come sintesi dei risultati di un progetto, durato tre anni e mezzo, che ha visto la trattazione di diversi ambiti di studio climatologico in questa subregione dell'arco alpino. L'opera raccoglie i risultati principali; molti altri sono disponibili sul DVD allegato all'opera e accessibili inoltre pubblicamente in Internet. L'intento è di fornire a tutti gli interessati, dal settore didattico a quello delle pianificazioni, risposte alle domande sul clima in Tirolo, Alto Adige e Veneto.

CAPITOLO 1

Base dati, controllo di qualità e omogeneizzazione

1.1 Base dati

A fungere da base dati per una descrizione climatica spazialmente completa e pertanto comprensiva anche della regione fra i Monti del Karwendel e le Dolomiti e della zona che va dal gruppo dell'Ortles fino ai Tauri, è una fitta rete di misurazioni di qualità. In una prima fase si è proceduto alla raccolta di dati meteorologici sul territorio. La tabella 1.1 fornisce una panoramica sui gestori delle reti di monitoraggio e i dati messi gentilmente a disposizione. In essa appare evidente che la densità di stazioni è alta in relazione a dati di temperatura e precipitazione. Già per le misurazioni relative alla neve si va incontro a dei limiti mentre la disponibilità di dati sui restanti parametri è piuttosto ridotta. Per le mappe della radiazione solare, ad esempio, si è quindi fatto ricorso a dati ottenuti tramite modelli, disponibili tuttavia solo per l'Austria (Olefs e Schöner 2012; Olefs 2013).

			Serie di misurazione disponibile all'interno della regione										
Gestori	**nrstat**	**nrfill**	**t**	**tmax**	**tmin**	**pr**	**s**	**fs**	**glo**	**sd**	**clc**	**fog**	**vap**
HD Tirol	431	240	1	1	1	89	92	92	0	0	0	0	0
Zamg	288	126	36	36	36	37	37	37	16	21	32	32	36
ARPA Veneto	202	153	116	100	100	85	7	0	21	0	0	0	0
Hydro BZ	150	107	103	104	104	74	34	43	1	0	1	0	0
MeteoSwiss	136	116	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MeteoTrentino	103	85	75	78	79	66	0	0	0	0	1	0	0
LWD	49	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ARPA FVG	43	36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DWD	39	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TIWAG	9	7	6	6	6	0	0	0	1	0	0	0	0
Aeronautica	5	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Uni Ibk	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MeteoSlo	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 1.1: Gestori, numero di stazioni (nrstat), stazioni con serie continue di dati per il periodo climatico 1981 – 2010 (nrfill) e serie disponibili all'interno della regione considerata per i singoli parametri di misurazione: t, tmax, tmin a rappresentare la temperatura media, così come la massima e minima giornaliera, pr le precipitazioni, s quelle a carattere nevoso, fs la neve fresca, glo la radiazione solare globale, sd le ore di sole, clc la nuvolosità, fog la nebbia e vap il vapore acqueo.

Per alcune stazioni selezionate non si è considerato solo il periodo climatico 1981-2010 ma l'intero arco storico di misurazioni disponibili. Con l'ausilio di serie tanto lunghe è possibile fare affermazioni su variazioni climatiche comunque già accertate. Le discontinuità presenti in queste serie lunghe, dovute per esempio al trasferimento dei siti, vanno comunque tenute in considerazione e compensate mediante una cosiddetta omogeneizzazione dei dati. Questa operazione è attuabile, fra l'altro, mediante il confronto con le stazioni vicine per i cui dati talvolta è stata necessaria in parte una digitalizzazione delle schede climatiche compilate a mano. Per i dettagli sull'omogeneizzazione delle stazioni chiave si rimanda alla sezione 1.3.

La base per la stesura delle mappe climatiche e l'analisi delle stazioni è data dunque dalle succitate serie di valori giornalieri, necessarie per calcolare tutti gli indici climatici richiesti. Ad esempio il numero delle giornate con gelo nel periodo climatico 1981-2010 è calcolabile solo disponendo per questo periodo anche di un'informazione giornaliera completa sulle temperature.

Le serie fornite dalle stazioni che hanno subito negli anni un cambio di sito sono state correlate solo quando la distanza orizzontale tra la vecchia e nuova ubicazione non superasse i 5 km e il dislivello di quota fosse al massimo di 200 m. Eventuali lacune nei dati, precedentemente sottoposti a controllo qualitativo, sono state colmate usando le serie delle tre stazioni vicine con correlazione più elevata. La disponibilità minima di dati originali è stata opportunamente fissata in base ai parametri, arrivando comunque ad un minimo del 50 %. L'algoritmo di riempimento si basa sui valori misurati nelle stazioni vicine e su un fattore di adeguamento stagionale o valore additivo.

La definizione delle medie giornaliere partendo da misurazioni ad alta risoluzione temporale non è uniforme nelle singole regioni. Per le presenti analisi si è proceduto quindi a definire la temperatura media giornaliera partendo dalla media delle temperature massime e minime. Per i dati mensili relativi alle temperature si sono inoltre operate correzioni regionali specifiche tenendo conto dell'altitudine della stazione e della relativa ubicazione in un contesto urbano o rurale (Hiebl et al. 2009).

1.2 Controllo qualità

I dati osservati o raccolti in automatico possono essere affetti da errori o incoerenze. I problemi più frequenti derivano da:
errori nell'osservazione o nella registrazione dei dati
guasti o mancato funzionamento della strumentazione
scostamenti sistematici nelle misurazioni eseguite dai sensori dovuti ad esempio ad un'areazione insufficiente o alla formazione di ghiaccio
serie storiche disomogenee risultanti da modifiche continue del sito di monitoraggio, es. alberi cresciuti in prossimità delle stazioni
errori nell'inserimento dati in fase di digitalizzazione delle vecchie schede climatiche
Allo scopo di ottenere una qualità dati eccellente e uniforme, i dati raccolti e parzialmente anche digitalizzati per la prima volta, sono stati sottoposti a un controllo graduale della qualità, articolato in sei fasi:

Verifiche preliminari:
Si tratta delle verifiche eseguite nel corso della raccolta dei dati, della loro trasformazione e importazione. Comprendono l'individuazione di cosiddetti valori aberranti, la verifica di valori di soglia e della coerenza storica. In questa prima fase operativa venivano segnalati i valori discutibili e, ove possibile, corretti quelli aberranti.

Verifica della completezza:
Questo controllo prevedeva la verifica della completezza delle serie di dati. Si tratta di un aspetto saliente per questo progetto considerando che i calcoli successivi, come ad esempio la determinazione delle somme mensili dei valori misurati per diversi parametri, si basano sulla disponibilità di serie continue. Eventuali lacune sono state colmate, in base ai parametri e alla lunghezza del periodo mancante, con il ricorso a valori default o valori ottenuti per correzione/interpolazione. Utili ai fini di questa verifica qualitativa sono stati i valori originali delle serie termoigrografiche storiche, delle schede climatiche e il controllo mediante immagini radar.

Verifica climatologica:
Consisteva nel testare se tutti i valori misurati rientrassero in un intervallo di valori limite. Tali intervalli dipendono dalla posizione geografica (altitudine) della stazione e dall'epoca della misurazione. Se il valore rilevato non rientra in un dato intervallo fisicamente giustificato, esso viene indicato come "dubbio". A decidere se sia necessario correggere tale valore o, piuttosto, confermarlo come corretto, è il soggetto responsabile della verifica, previa esecuzione di un ulteriore controllo. In questo modo si garantisce che anche eventi meteorologici estremi, in contrasto con le circostanze climatologiche normali, non vengano falsati dal sistema di controllo.

Verifica della coerenza interna:
Per la verifica della coerenza interna, i diversi parametri di una serie storica sono stati sottoposti al controllo delle correlazioni logiche. La temperatura minima misurata in un giorno non può essere, ad esempio, più alta della temperatura massima. Come per la fase precedente, anche qui è il soggetto responsabile della verifica, previo ennesimo controllo, a stabilire come procedere con il valore in questione.

Verifica della coerenza spaziale:
Onde garantire la correttezza delle misurazioni nel contesto spaziale si procede al confronto dei valori giornalieri di una stazione con quelli misurati nelle stazioni vicine.

Ulteriori verifiche a posteriori:
Per questo processo di verifica sono stati messi a punto programmi applicativi su misura, per esempio software di verifica per la neve o la radiazione globale. L'uso pratico di questi programmi informatici basati su algoritmi di controllo spaziale e statistico ha consentito di rilevare, segnalare e correggere automaticamente o manualmente molti valori aberranti ed errori.

Per il progetto in questione si è proceduto a verificare su base giornaliera le serie di dati fornite da un totale di 1460 stazioni per il periodo 01.08.1980 – 31.12.2010. Solo per alcune stazioni di riferimento selezionate, indicate come "stazioni chiave", il controllo ha riguardato la totalità di serie temporali disponibili, per poi impiegarle ai fini dell'omogeneizzazione dei dati (cfr. anche paragrafo Omogeneizzazione).
Rispetto al complesso di dati registrati (584 milioni di valori), approssimativamente l'1,14 % veniva indicato come dubbio e circa 1 % corretto, a mano o in automatico. I parametri più frequentemente corretti sono indicati dalla figura 1.1. Fra questi rientrano i valori

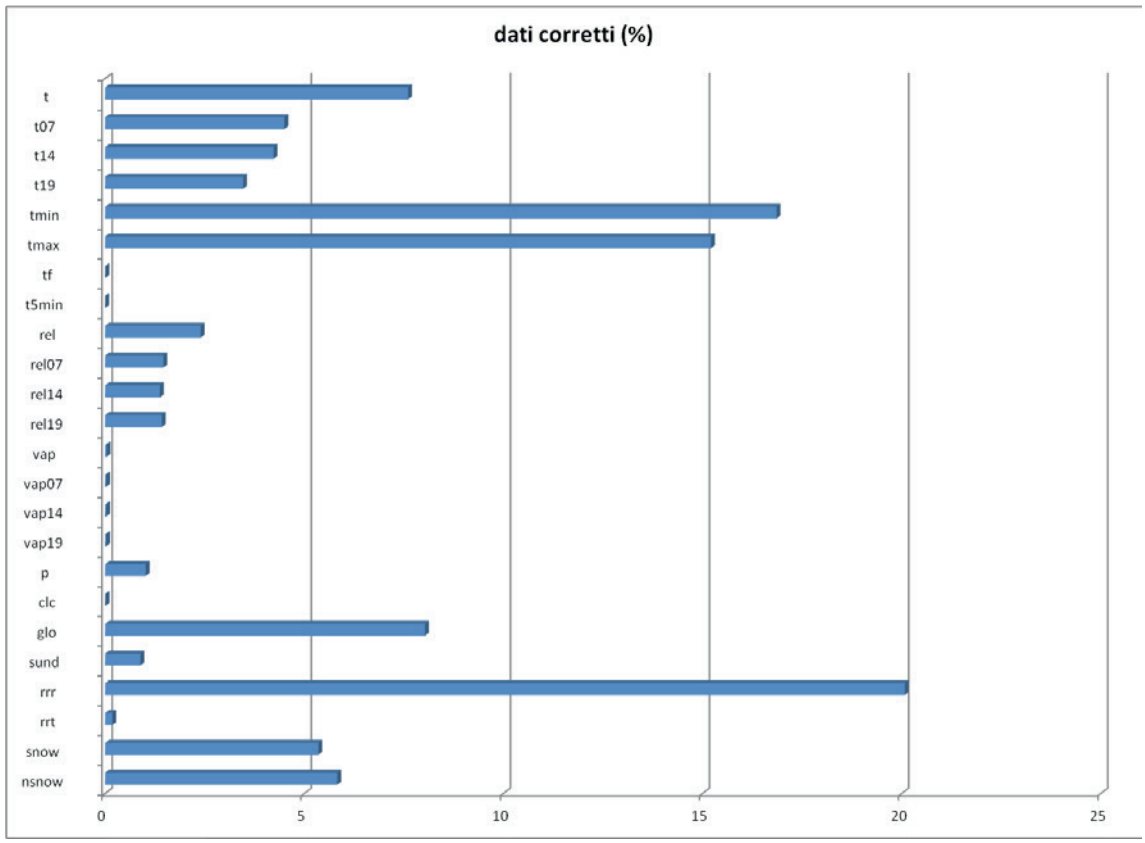


Fig. 1.1: Record di dati corretti: Descrizione parametri: t: temperatura atmosferica media giornaliera rilevata a 2 m, t07/14/19: temperatura atmosferica alle ore 07/14/19 ora locale, tmin: minima giornaliera della temperatura atmosferica rilevata a 2 m, tmax: massima giornaliera della temperatura atmosferica rilevata a 2 m, tf: temperatura di bulbo umido, t5min: temperatura a 5 cm, rel: umidità relativa giornaliera media, rel07/14/19: umidità relativa alle ore 07 /14/19 ora locale, vap: media giornaliera della pressione del vapore, vap07/14/19: pressione del vapore alle ore 07/14/19 ora locale, p: pressione atmosferica rilevata al livello della stazione, clc: nuvolosità giornaliera media, glo: somma giornaliera della radiazione globale, sund: ore di sole (0-24 ora locale), rrr: pioggia (24 h), rrt: tipo di precipitazione, snow: altezza neve totale, nsnow: altezza neve fresca.

relativi alle precipitazioni, alle temperature minime e massime, alla neve, alle nuove nevicate e alla radiazione solare, anche se non tutte le stazioni eseguono rilevazioni per l'intera gamma di parametri.
Le precipitazioni danno origine a una delle maggiori sfide nel campo della verifica dei dati climatici. Da un lato le precipitazioni possono presentarsi come fenomeno molto localizzato, come nel caso degli eventi temporaleschi, e dall'altro possono dare adito a un fenomeno esteso, eventualmente destinato a protrarsi anche per diversi giorni. I condizionamenti topografici, nello specifico i paesaggi montani e vallivi delle Alpi, vanno dunque tenuti in considerazione nella verifica dei dati.

Una volta eliminati gli errori e superata la verifica finale, i record di dati venivano quindi destinati a fungere da base di dati per i test di omogeneità, le rappresentazioni cartografiche, gli studi sulla variabilità climatica e le analisi dei valori estremi.

1.3 Omogeneizzazione

Onde valutare, oltre allo stato di fatto del periodo climatico 1981 – 2010, anche l'evoluzione storica e i possibili trend di cambiamento climatico, si è deciso di selezionare 17 stazioni, caratterizzate da serie tempo-

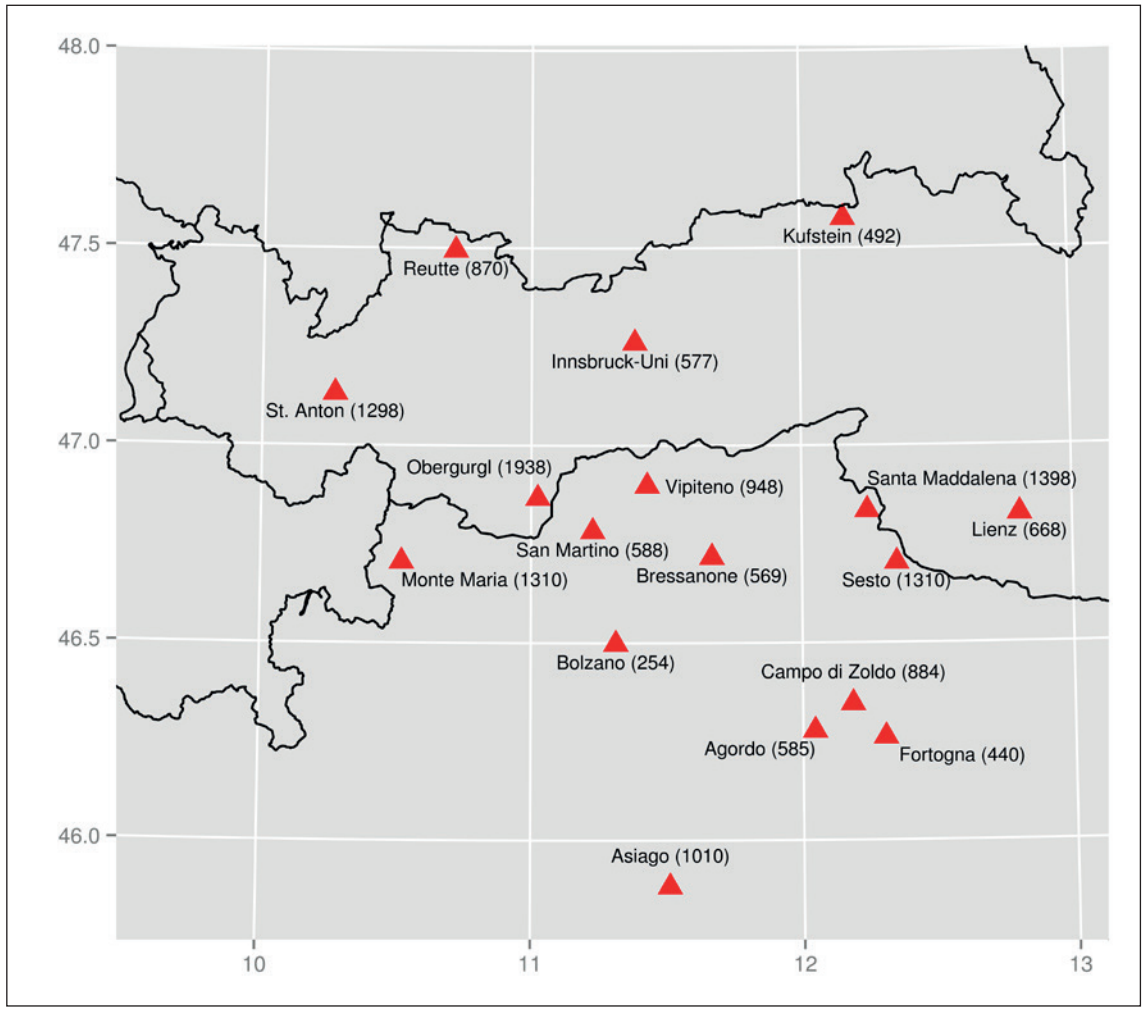


Fig. 1.2: Mappa dell'ubicazione delle stazioni selezionate per l'omogenizzazione dei dati.

rali il più possibile lunghe, inalterate e rappresentative per il clima della regione. Sei di queste diciassette stazioni sono ubicate in Tirolo, sette in Alto Adige e quattro sul territorio della provincia di Belluno (Fig. 1.2). L'analisi degli indicatori ritenuti più significativi in ordine a eventuali variazioni climatiche è stata incentrata sulle temperature (minima e massima giornaliera) e le precipitazioni.

Quanto più lunghe sono le serie di dati misurati, tanto maggiore è la possibilità di discontinuità (interruzioni) dovute per esempio a trasferimenti delle stazioni, progressi tecnici nelle strumentazioni o cambiamenti ambientali prodottisi nel tempo, come i processi di urbanizzazione. In Auer et al. (2007) si segnala che una serie storica in media va incontro a discontinuità ogni 20-30 anni ed essa, in funzione della sua importanza, falsa il segnale climatico, occultando possibili trend. Queste rotture di continuità vanno pertanto eliminate, livellando la serie storica sullo stato attuale. La procedura da utilizzare a questo scopo si basa sulle informazioni fornite dalle stazioni e su diversi metodi statistici e viene definita "processo di omogenizzazione".

Per l'omogenizzazione vanno innanzitutto individuate le eventuali discontinuità. Considerando le registrazioni di archivio relative alla storia della stazione ciò avviene, per quanto riguarda i dati giornalieri, integrando orizzontalmente, in un raggio di 100 km, e verticalmente, di 200 m, tutte le stazioni vicine alta-

mente correlate. Per il rilevamento delle discontinuità in relazione alle precipitazioni si utilizzano inoltre, in percentuale, le somme mensili e la frequenza di giorni con almeno 5mm di precipitazioni. Le discontinuità vengono accettate come tali solo se confermate da diversi metodi.
In una seconda fase si procede alla correzione delle serie storiche. Le stazioni di riferimento servono a stabilire l'entità del necessario adeguamento. Per ulteriori dettagli sull'omogenizzazione dei dati giornalieri si rimanda al lavoro di Nemec et al. (2013).
L'omogenizzazione su base giornaliera è estremamente complessa (Auer et al. 2010) e non sempre coronata da successo. Considerato che la caduta delle precipitazioni varia fortemente nello spazio e nel tempo, soprattutto per questo parametro il rilevamento delle discontinuità rappresenta una grande sfida. In generale è possibile correggere anche solo una discontinuità, e precisamente l'ultima in ordine di tempo.
Essendo i dati mensili spazialmente più omogenei per effetto della media, l'omogenizzazione è per questi nettamente più proficua, rappresentando un metodo affermato (Mestre et al. 2013, Domonkos 2011, Picard et al. 2011). Ove possibile, i dati giornalieri omogeneizzati hanno funto da base per il calcolo delle medie o delle somme. Per le stazioni con impossibilità di omogenizzazione dei dati giornalieri si sono invece utilizzati i dati originali.

Quando dalle somme mensili delle precipitazioni non veniva rilevata alcuna discontinuità, anche i dati giornalieri venivano considerati come omogenei, impiegandoli per le analisi. Per le serie relative alle temperature di Bolzano e Bressanone, per le quali a causa della mancanza di stazioni vicine era impossibile procedere a omogenizzazione, veniva invece utilizzato il corpus di dati HISTALP.

Riferimenti bibliografici

Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones PD, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin J-M, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Cegnar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Nieplova E, 2007: HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760-2003. International Journal of Climatology 27: 17-46. **Auer I**, Nemec J., Gruber C., Chimani B., Türk K.,2010: HOM-START. Homogenisation of climate series on a daily basis, an application to the StartClim dataset. Vienna: Klima- und Energiefonds, project report, 34 pages. Domonkos P., 2011: Adapted Caussinus-Mestre Algorithm for Networks of Temperature series (ACMANT). Int J. Geosci, 2, 293-309 **Hiebl J**, Auer I, Böhm R, Schöner W, Maugeri M, Lentini G, Spinoni J, Brunetti M, Nanni T, Percec Tadic M, Bihari Z, Dolinar M, Müller-Westermeier G (2009): A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. Meteorologische Zeitschrift 18, 507–530, doi:10.1127/0941-2948/2009/0403. **Mestre O**, P. Domonkos, F. Picard, I.Auer, S. Robin, E. Lebarbier, R. Böhm, E. Aguilar, J.Guijarro, G. Vertachnik, M. Klancar, B. Dubuisson, P.Stepanek, 2013: HOMER: a homogenization software – methods and applications, Idöjárás Quarterly Journal of Hungarian Meteorlogical Service, 47-67. **Nemec J.**, Gruber C., Chimani B., Auer I. (2013): Trends in extreme temperature indices in Austria based on a new homogenised dataset of daily minimum and maximum temperature series. International Journal of Climatology 33/6, 1538–1550, doi:10.1002/joc.3532. **Olefs M** (2013): Projekt APOLIS – Austrian photovoltaic information system. Final report. Vienna: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 70 pp. **Olefs M**, Schöner W (2012): A new solar radiation model for research and applications in Austria. In: EGU General Assembly 2012, Vienna, 22.–27.04.2012. **Picard F**, E. Lebarbier, M. Hoebeke, G. Rigaill, B. Thiam, S. Robin, 2011: Joint segmentation, calling and normalization of multiple CGH profiles, Biostatistics 12, 413-428

CAPITOLO 2

Trend delle temperature e precipitazioni

2.1 Storia climatica

Onde permettere la classificazione degli attuali sviluppi climatici, si fornirà ora una breve descrizione della storia climatica "più recente". Quasi 12.000 anni fa, terminata l'ultima glaciazione, andarono gradualmente affermandosi condizioni più miti e stabili, identificate con l'Olocene. Quest'epoca, caratterizzata da oscillazioni ormai solo modeste della temperatura media globale (inferiori a 1 °C), può essere suddivisa in un Primo Olocene, dalle temperature più miti, e in un Tardo Olocene, con temperature più fresche. Approssimativamente solo un secolo fa ebbe inizio la nuova tendenza del riscaldamento globale dovuto anche a fattori antropici. Si tratta di un argomento che, sulla scorta delle misurazioni, è ancora ampiamente dibattuto per l'arco alpino. In un'ottica a lungo termine, tuttavia, la tendenza climatica è stata orientata, negli ultimi 5000 anni, verso un lieve raffreddamento. A questo andamento si sono comunque sovrapposte fasi calde e fredde, durate decenni e secoli.
A titolo di esempio citeremo il Periodo Caldo Medioevale e la Piccola Era Glaciale. Il Periodo Caldo Medioevale culminò negli anni fra il 1000 e il 1300 portando un riscaldamento di 1-2 °C. Il clima favorevole dell'Alto Medioevo permise non solo un'ampia diffusione della viticoltura in Europa ma anche una forte crescita urbana. La Piccola Era Glaciale fu invece un periodo dal clima relativamente freddo, protrattosi dall'inizio del XV sec. fino al XIX. Nell'odierno dibattito climatico, questa fase è vista come il classico esempio di una variazione climatica "naturale" caratterizzata da fluttuazioni di breve durata. I principali fattori responsabili sono presumibilmente dati da modifiche dell'orbita terrestre rispetto al sole, da un'accresciuta attività vulcanica e da un lieve indebolimento della corrente del Golfo. Anche la Piccola Era Glaciale conobbe notevoli fluttuazioni climatiche; i periodi dal 1570 al 1630 e dal 1675 al 1715 furono intervalli temporali particolarmente freddi, correlati in generale a un avanzamento dei ghiacciai. Scarsità dei raccolti e diffusione delle epidemie inasprirono all'epoca le tensioni sociali già esistenti; la Rivoluzione Francese va vista anche in questo contesto. Nel complesso, la stabilità climatica dell'Olocene favorì comunque l'evoluzione umana verso una civiltà agricola sedentaria, accompagnandola fino all'avvento dell'era industriale.
Le nozioni sui cambiamenti sommariamente descritti nelle righe precedenti provengono da molteplici fonti le quali, considerate indicatori climatici indiretti, si definiscono anche "proxy". Fra questi dati rientrano ad esempio le cronache monastiche con annotazione degli estremi meteorologici, delle rese dei raccolti o delle alluvioni, ma anche le analisi delle carote di ghiaccio, dei sedimenti, dei pollini o degli anelli di accrescimento degli alberi. In ambito dendroclimatologico, i ceppi d'albero millenari rinvenuti tra i depositi morenici del Gepatschferner e della lingua del ghiacciaio Pasterze nelle Alpi orientali hanno contribuito a utili ricostruzioni climatiche.
Solo con lo sviluppo dei metodi di misurazione fisica è stato però possibile passare a un'acquisizione e quantificazione sistematiche dei dati climatici. Nell'area alpina le osservazioni meteorologiche periodiche iniziarono nel XVIII secolo, intorno all'anno 1777, ad Innsbruck. Nel 1883 fu pubblicata la prima edizione del Manuale di climatologia di Hann. Inizialmente, dunque, si acquisivano le medie di diverse regioni geografiche servendosi di una fitta rete di misurazioni. Con la considerazione di serie storiche più lunghe, questa climatologia statica si evolse nella climatologia dinamica (o delle fluttuazioni, cfr. Schönwiese, 1974). Questa concentrò la propria attenzione non solo sulla distribuzione geografica delle medie climatiche ma anche sulle loro fluttuazioni in un intervallo temporale più lungo. Per l'arco alpino fu Fliri, geografo di Innsbruck, a raccogliere per la prima volta a livello internazionale i valori climatici relativi a precipitazioni e temperature (Fliri, 1974, 1975, 1984), ma anche al manto nevoso (Fliri, 1992).

2.2 Lo studio del clima nelle Alpi

Nella parte che segue forniremo una breve panoramica delle ricerche climatiche messe in atto nello spazio alpino evidenziando gli aspetti da considerare nell'indagine dei cambiamenti climatici e l'andamento di temperature e precipitazioni negli ultimi decenni.
Per l'area del Tirolo, Alto Adige e Veneto va ricordato innanzitutto che la stessa è esposta all'influenza di diversi elementi climatici: nella zona più settentrionale domina l'influsso atlantico mentre il sud risente maggiormente di quello mediterraneo. Occasionalmente è avvertibile da levante anche l'influsso delle masse

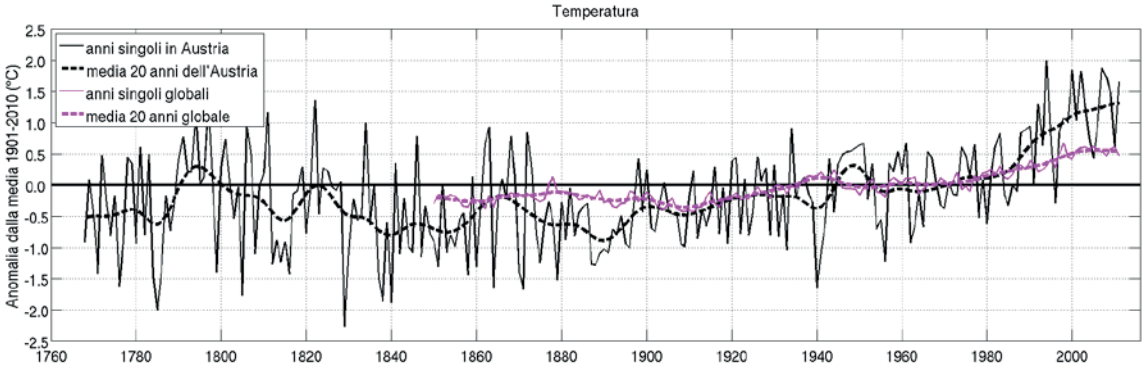


Fig. 2.1: Andamento delle temperature nell'area alpina (Austria in nero) e nella media globale (magenta) secondo Böhm (2010). Le curve continue e spesse rappresentano una media decadica.

d'aria di origine continentale. Di stagione in stagione e di anno in anno arrivano a prevalere vari influssi, responsabili di forti cambiamenti nel carattere delle singole annate, con estati che possono essere umide o secche, fredde o calde. Con il termine cambiamento climatico si intendono, in contrapposizione con questa variabilità stagionale e annua, variazioni a lungo termine. Per la loro analisi sulla scorta di misurazioni dirette sono necessarie serie di misurazioni più lunghe e consistenti (omogenee).

Straordinario in questo contesto è il ruolo della banca dati HISTALP (Auer et al., 1999, Böhm et al., 2009) che ha visto la scrupolosa omogeneizzazione delle misurazioni eseguite dalle stazioni meteorologiche a partire dal 1770. Il complesso di dati copre lo spazio alpino allargato, ossia l'area estesa dal 4° al 19° E e dal 43° al 59° N e suddivisa in cinque regioni. A nord della cresta alpina di confine si trova la regione nordoccidentale, ad est di Salisburgo la regione nordorientale. La linea divisoria fra le subregioni sudoccidentale e sudorientale scorre lungo il margine dolomitico orientale. La quinta è la regione alpina d'alta quota a partire da un'altitudine di 1500 m slm. Questa suddivisione viene ripresa anche per la presente trattazione escludendo la sola regione nordorientale, localizzata esternamente all'area considerata nello studio. Alcune importanti conclusioni per la ricerca climatologica si sono già potute trarre grazie alla buona disponibilità di dati. Dai dati HISTALP si evince per esempio che il riscaldamento nell'area alpina ha ovunque un andamento molto simile, con un aumento della temperatura di quasi 2 °C dal XIX secolo che risulta più marcato rispetto alla media globale (Fig. 2.1). Il fenomeno pare essere principalmente riconducibile allo spostamento verso nord della fascia di alta pressione subtropicale. Questo riscaldamento non ha però un andamento costante, bensì caratterizzato dalla sovrapposizione di massimi e minimi intermedi della durata di 10-30 anni.

Hiebl et. al. (2009) ne hanno ricavato una climatologia delle temperature su scala transfrontaliera, anche se riferita al solo periodo 1961-1990 e non incentrata sui trend, ossia sulle variazioni temporali. L'influenza di fattori quali la lunghezza, larghezza, altitudine e distanza dalla costa è stata presa in considerazione, al pari dei fattori locali quali i laghi d'aria fredda (in inverno) e gli effetti locali, urbani e di versante. L'ordine di grandezza tipico degli effetti locali arriva a 1 °C (Auer e Böhm, 2003). Accanto a queste esistono per la regione una serie di climatologie nazionali e subnazionali (Auer et. al. 2001 per l'Austria, Brunetti et. al. 2009 per l'Italia settentrionale, Mercalli 2003 per la Val d'Aosta) che nel complesso non si spingono però oltre i confini nazionali.

2.3 Fluttuazioni e trend climatici tra l'Arlberg e le Dolomiti

Il presente lavoro si focalizza su un'analisi a livello alpino, e quindi con portata transfrontaliera, del clima e del suo sviluppo fino alla fine del periodo climatico 2010. Per l'indagine si è fatto ricorso a valori giornalieri omogeneizzati delle temperature, minime e

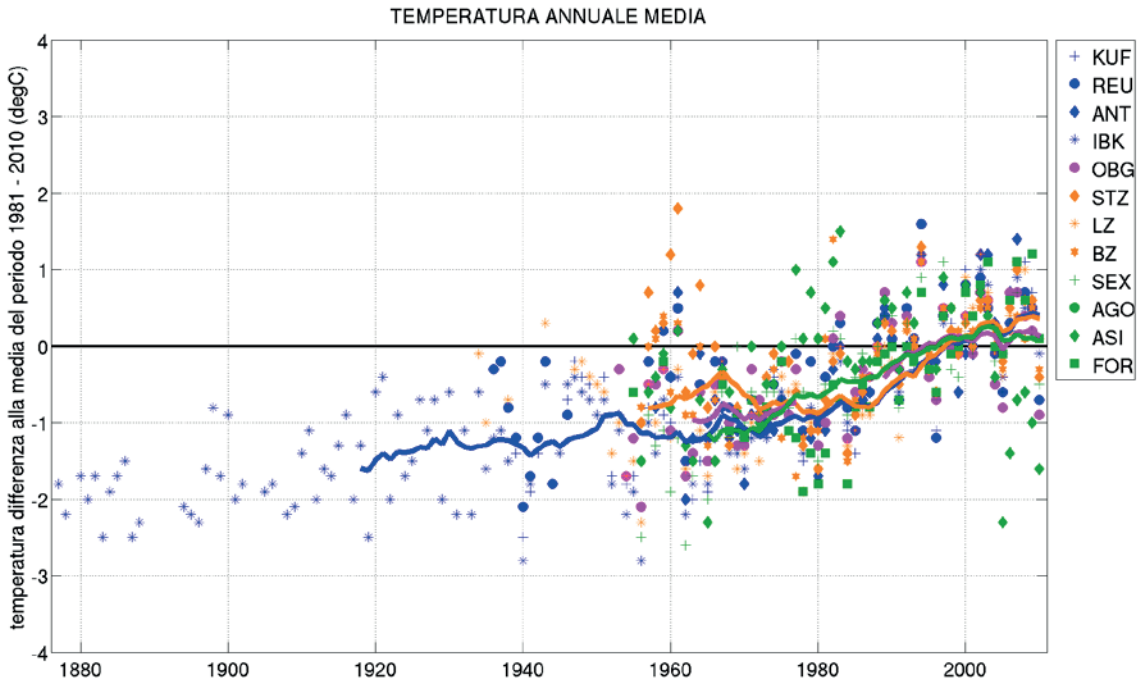


Fig. 2.2: Scostamento della temperatura media annua dalla singola media climatica nell'intervallo 1981 – 2010. I valori delle singole stazioni sono contrassegnati da simboli specificati nella legenda, mentre i colori rappresentano le subregioni (nordoccidentale in azzurro, sudoccidentale in arancio, sudorientale in verde e alpina d'alta quota in magenta). Le linee continue mostrano la media mobile sull'arco di 11 anni.

massime, e delle precipitazioni. L'omogeneizzazione è stata eseguita inizialmente basandosi sui valori giornalieri. Altri parametri interessanti, come la copertura con manto nevoso o la radiazione solare, non si sono purtroppo potuti esaminare a causa della ristrettezza delle risorse disponibili e del fatto che l'applicabilità del metodo non può prescindere da un'elevata densità di dati. Per i dettagli sull'omogeneizzazione si rimanda al capitolo 1.3.

Temperatura

La temperatura dell'aria nello strato atmosferico più vicino al suolo è un'entità importante, se non quella per eccellenza, dell'osservazione climatica. Da ogni serie termica si ricavano altri indicatori, come il numero delle giornate estive o delle giornate di ghiaccio. Per 12 delle 17 stazioni considerate in totale, consistenza e qualità delle serie termiche omogeneizzate sono sufficienti per un'analisi. Queste 12 stazioni servono dunque da base di riferimento per le successive affermazioni. Le quattro stazioni di Kufstein (KUF), Reutte (REU), St. Anton am Arlberg (ANT) e dell'Università di Innsbruck (IBK) sono localizzate nella subregione Settentrionale. A sud della cresta alpina di confine sono Vipiteno-Sterzing (STZ), Lienz (LZ) e Bolzano (BZ) a rappresentare la regione sudoccidentale. Con un influsso mediterraneo già marcato, le stazioni di Sesto-Sexten (SEX), Agordo (AGO), Asiago (ASI) e Fortogna (FOR) rappresentano la regione sudorientale, mentre il clima alpino d'alta quota è sintetizzato dalla stazione di Obergurgl (OBG) sulla cresta alpina di confine.

Come già accennato precedentemente, la variabilità interannuale è notevole. Per evidenziare comunque dei trend a lungo termine, le medie storiche sono solitamente definite nell'arco di diversi anni (filtro passa basso). Considerando inoltre che la correlazione spaziale è elevata per la temperatura, anche una media di più stazioni può far chiaramente emergere una tendenza.

Occupiamoci ora dell'andamento della temperatura

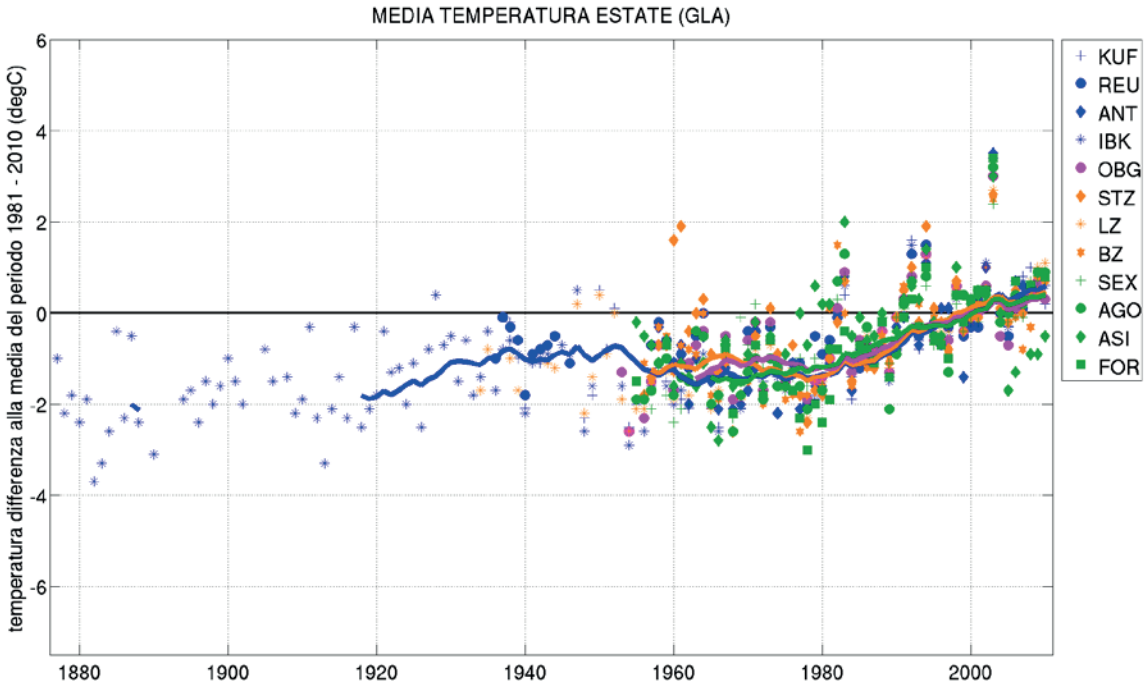


Fig. 2.3: Scostamento della temperatura media in estate (JJA) dalla singola media climatica nell'intervallo 1981 – 2010. I valori delle singole stazioni sono contrassegnati da simboli specificati nella legenda, mentre i colori rappresentano le subregioni (nordoccidentale in azzurro, sudoccidentale in arancio, sudorientale in verde e alpina d'alta quota in magenta). Le linee continue mostrano la media mobile sull'arco di 11 anni.

media annua nelle quattro subregioni visualizzate nella figura 2.2. Fino al 1934 sono disponibili solo le misurazioni fornite dalla stazione presso l'Università di Innsbruck. Il livello termico è fino ad allora di 1-2 °C inferiore alla media climatica 1981-2010. Considerando ora le medie regionali filtrate che mostrano chiaramente questo sviluppo, si constaterà innanzitutto che la temperatura sviluppa un andamento molto simile nelle singole regioni. Uno scostamento verso temperature più miti riscontrabile nella regione sudoccidentale fino al 1970 circa si spiega fra l'altro con anni di partenza straordinariamente caldi registrati presso la stazione di Vipiteno. Per il resto, il trend è da considerarsi comune alle diverse regioni e alle diverse altitudini, interessando un'area che si estende dal margine alpino settentrionale del Tirolo, oltre la cresta alpina di confine, fino al Veneto. Fino al 1980 prevalgono le fluttuazioni di durata approssimativamente decennale con un innalzamento della temperatura di circa 0,1 °C per decade. Questo valore corrisponde essenzialmente al riscaldamento globale. A partire dagli anni Ottanta, la tendenza al riscaldamento aumenta nettamente; nell'ultimo ventennio del secolo l'incremento si aggira tra 0,6 – 1,0 °C (pari a 0,3 – 0,5 °C per decade). Dal 1998 il trend si è leggermente smorzato. Questo effetto "plateau", noto come hiatus, si osserva anche a livello globale (IPCC 2014). Le ragioni del rallentamento sono ancora controverse; in ogni caso pare che a incidere siano le fluttuazioni climatiche di origine naturale associate a una modifica delle correnti marine. Lo scostamento tipico del valore annuo di una stazione dalla media regionale è sui 2 °C.
L'evoluzione descritta non ha però un andamento uniforme evidenziando invece particolarità stagionali. La figura 2.3 illustra l'andamento temporale della temperatura estiva, ossia dei mesi di giugno, luglio e agosto. Anche qui va osservato che le variazioni mostrano parallelismi nel complesso regionale. La descrizione che segue è valida dunque per l'intero territorio considerato, dai monti del Karwendel fino alle propaggini meridionali delle Dolomiti. Fino al 1960 circa prevalgono le oscillazioni quasi-periodiche e non

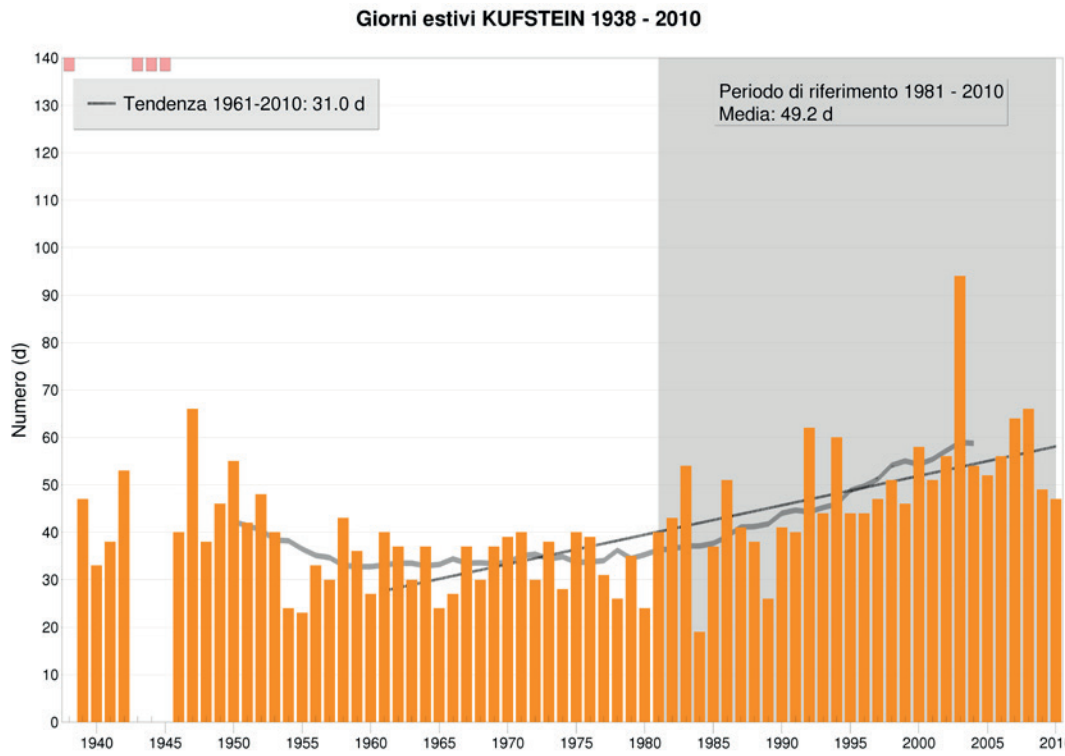


Fig. 2.4: Andamento storico del numero di giornate estive annue a Kufstein.

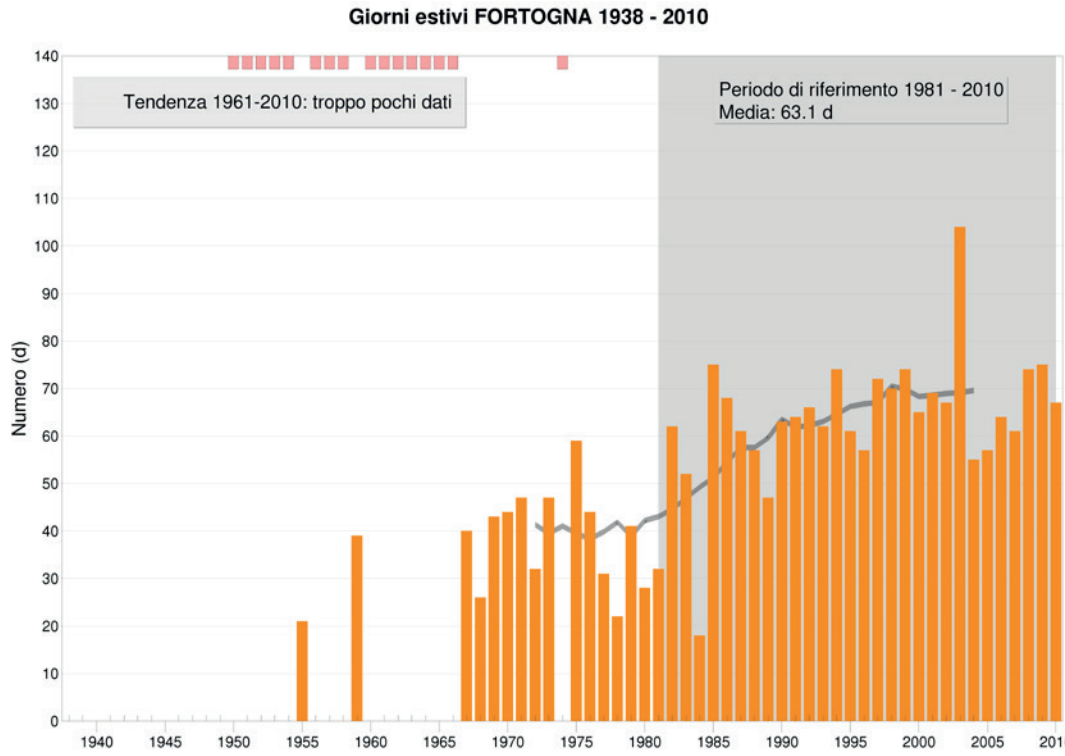


Fig.2.5: Andamento storico del numero di giornate estive annue a Fortogna.

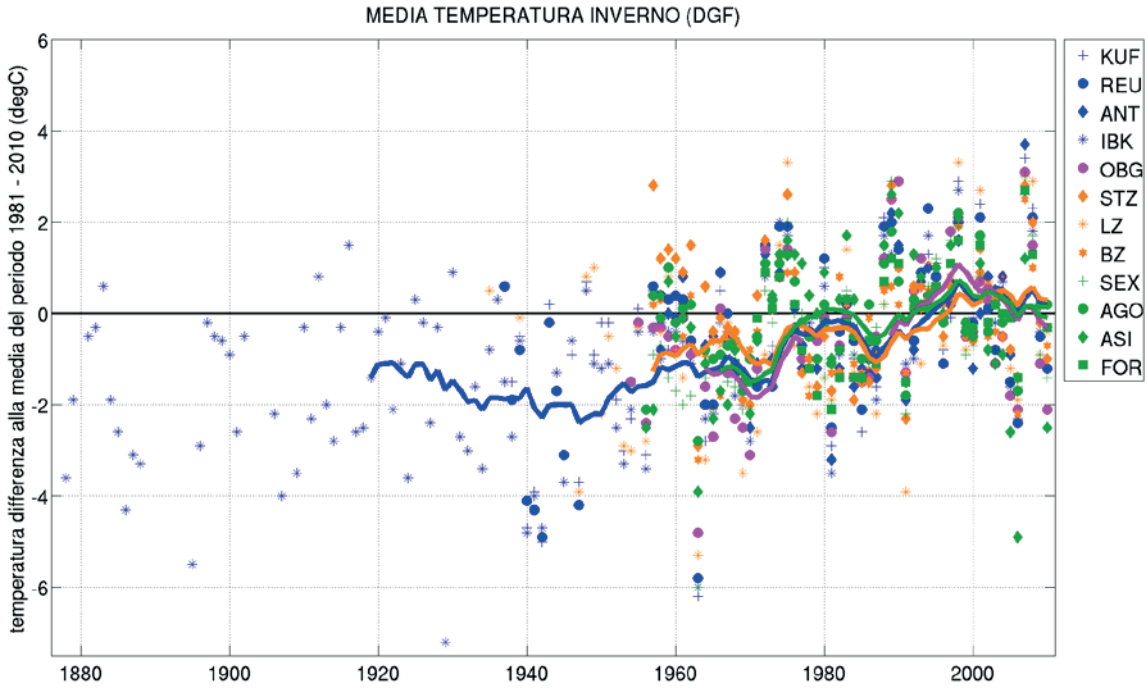


Fig. 2.6: Scostamento della temperatura media in inverno (DJF) dalla singola media climatica nell'intervallo 1981 – 2010. I valori delle singole stazioni sono contrassegnati da simboli specificati nella legenda, mentre i colori rappresentano le subregioni (nordoccidentale in azzurro, sudoccidentale in arancio, sudorientale in verde e alpina d'alta quota in magenta). Le linee continue mostrano la media mobile sull'arco di 11 anni.

si evidenziano chiari segnali di trend. Fra il 1960 e il 1980, pur rimanendo sullo stesso livello, le estati erano di un buon grado più fresche rispetto alla media climatica attuale. Fino al 2000 le temperature estive sono tuttavia salite nettamente, in media di un buon grado centigrado. Da allora la crescita è rallentata; il già citato effetto "plateau" si osserva anche in estate. Eppure l'estate del secolo, quella del 2003, che nei simboli delle stazioni illustrate in figura 2.3 spicca per gli scostamenti positivi più intensi, rientra proprio in questo stesso decennio. La tendenza appena descritta si riflette anche nello sviluppo storico delle giornate estive. Per "giornata estiva" si intende in climatologia una giornata in cui la temperatura massima giornaliera raggiunge o supera i 25 °C. Confrontando dapprima i dati assoluti di Kufstein e Fortogna illustrati nelle figure 2.4 e 2.5, emerge chiaramente che presso la stazione nordtirolese, nel periodo 1981-2010, le giornate estive, con una media di 49, sono in numero nettamente inferiore rispetto alle 63 della stazione veneta. La variazione registrata nel corso degli ultimi decenni è invece analoga. Fino al 1980 domina di anno in anno un'oscillazione di origine naturale. Segue quindi un netto aumento fino al 2000 e da allora il numero di giornate estive permane sullo stesso alto livello, con il record straordinario del 2003. A voler definire un trend lineare, nei 50 anni dal 1961 le giornate estive a Kufstein sono state 31 in più, finendo con il raddoppiarsi. A Fortogna l'aumento non è quantificabile per lo stesso periodo, mancando i dati fino al 1966, ma l'incremento di giornate con una temperatura di almeno 25 °C è comunque evidente.

A mostrare l'andamento della temperatura negli inverni degli ultimi decenni è invece la figura 2.6 per la quale sono riepilogati i mesi di dicembre, gennaio e febbraio. Innanzitutto emerge che le oscillazioni sono nettamente più marcate che in estate. Ciò si spiega con il fatto che nei mesi invernali domina talvolta l'influsso dell'aria fredda di origine continentale a cui subentrano però nuovamente le masse d'aria temperata di origine marittima. Anche l'ampiezza di scostamento dalla media climatica è maggiore in inverno che in estate. Alcuni inverni marcatamente freddi possono anche scendere di 6 °C rispetto alla media sul lungo

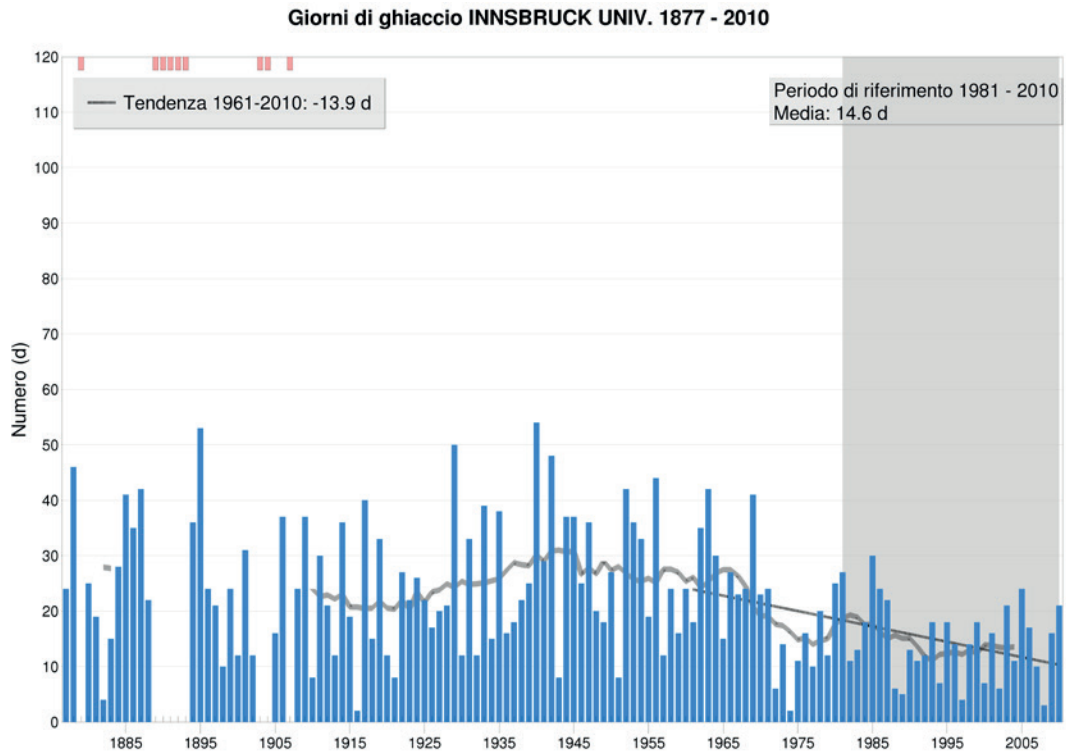


Fig. 2.7: Andamento storico del numero di giornate annue di ghiaccio a Innsbruck.

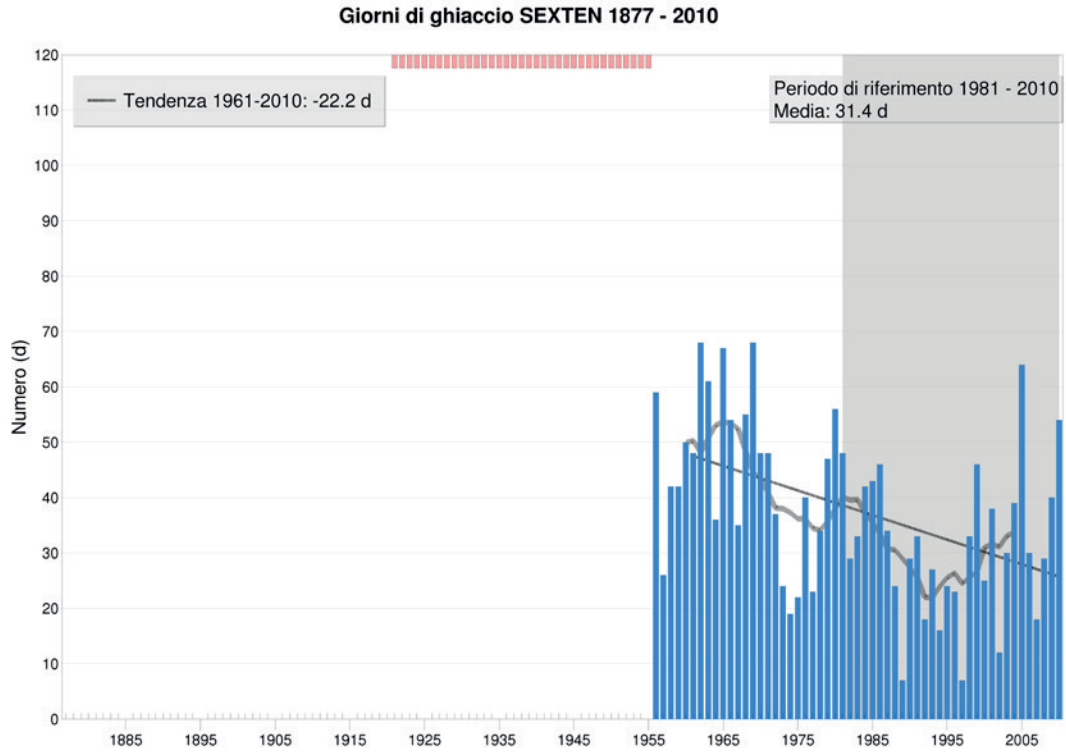


Fig. 2.8: Andamento storico del numero di giornate annue di ghiaccio a Sesto.

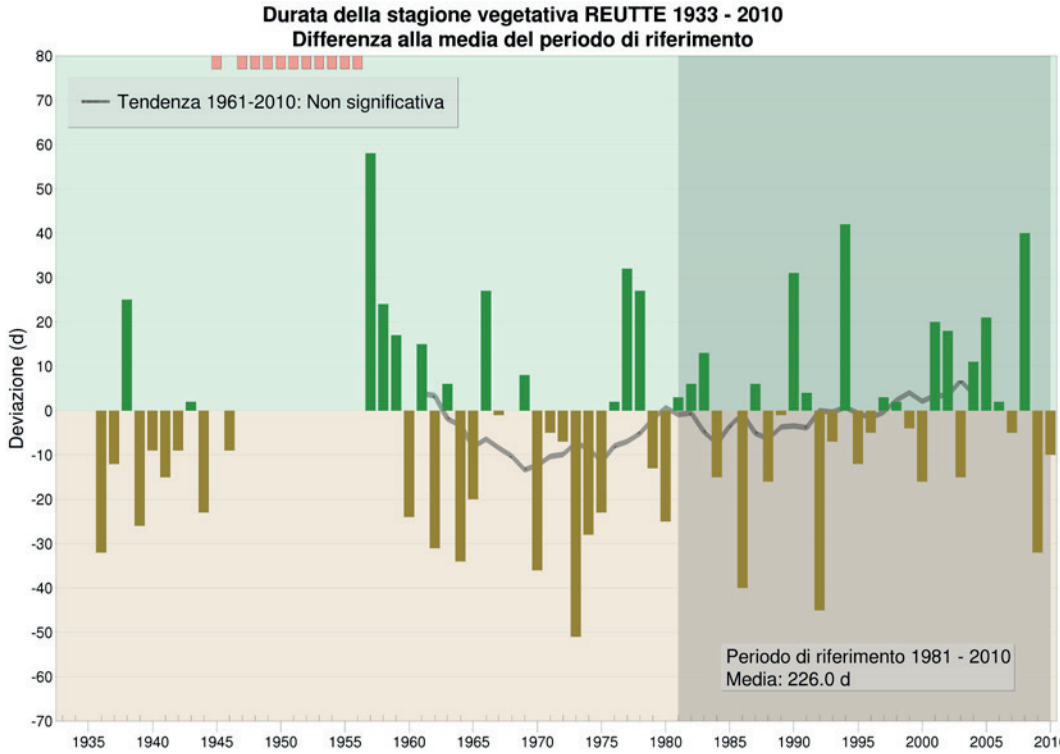


Fig. 2.9: Durata del periodo vegetativo a Reutte.

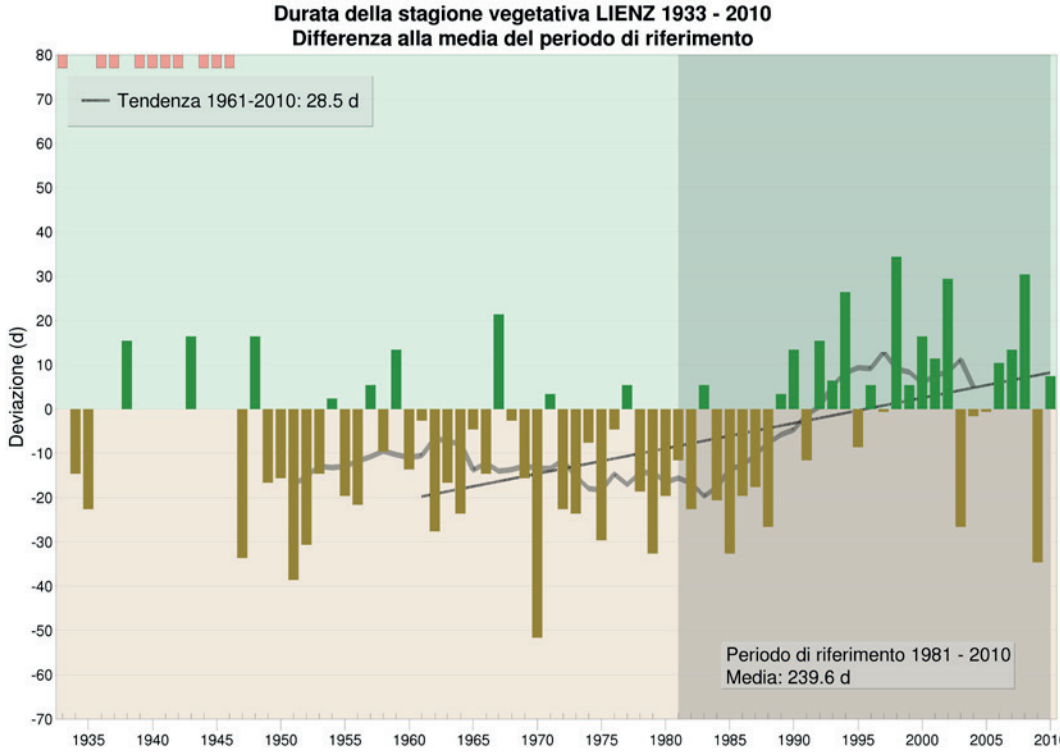


Fig. 2.10: Durata del periodo vegetativo a Lienz.

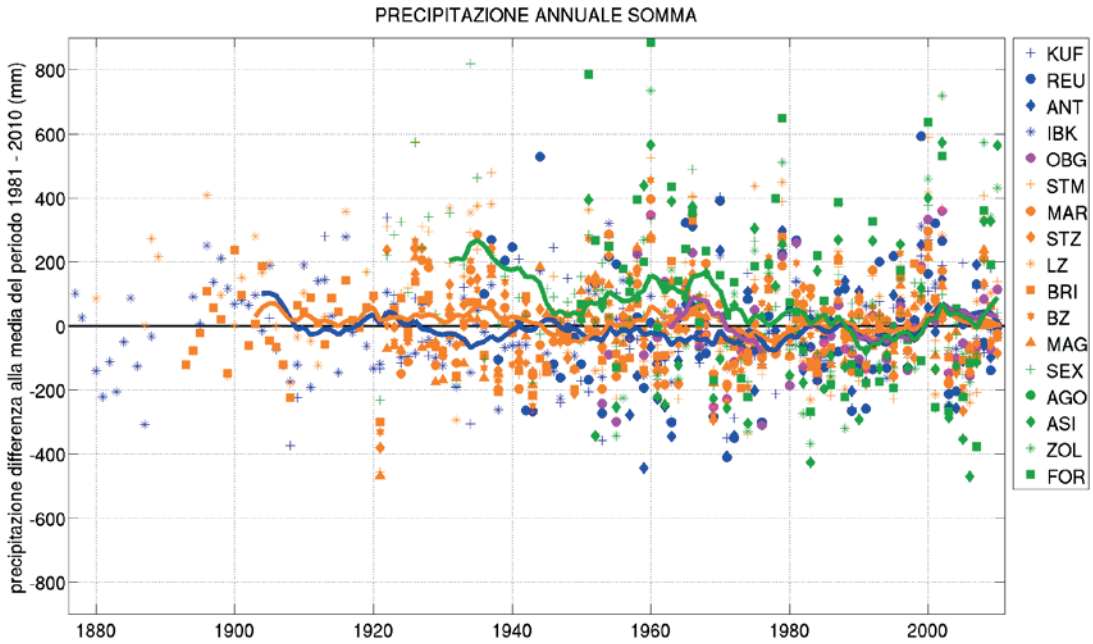


Fig. 2.11: Scostamento della somma delle precipitazioni annue dalla singola media climatica nell'intervallo 1981 – 2010. I valori delle singole stazioni sono contrassegnati da simboli specificati nella legenda, mentre i colori rappresentano le subregioni (nordoccidentale in azzurro, sudoccidentale in arancio, sudorientale in verde e alpina d'alta quota in magenta). Le linee continue mostrano la media mobile sull'arco di 11 anni.

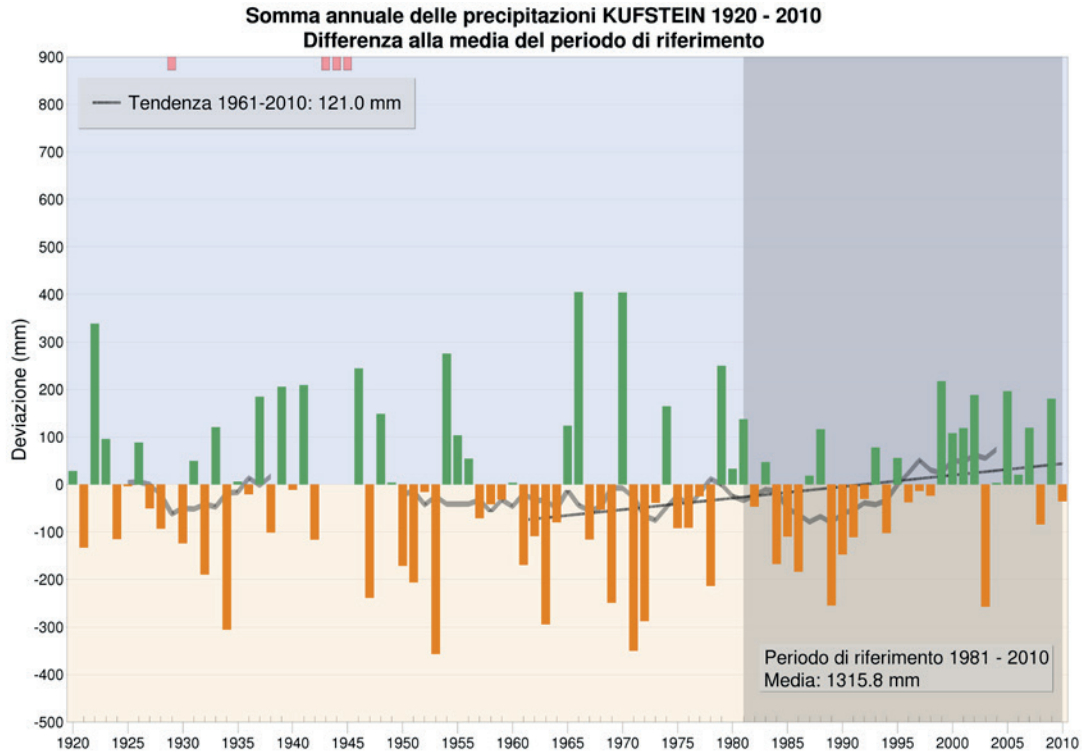


Fig. 2.12: Precipitazioni cumulate annue a Kufstein, evidenziate come scostamento dal valore medio degli anni 1981 - 2010.

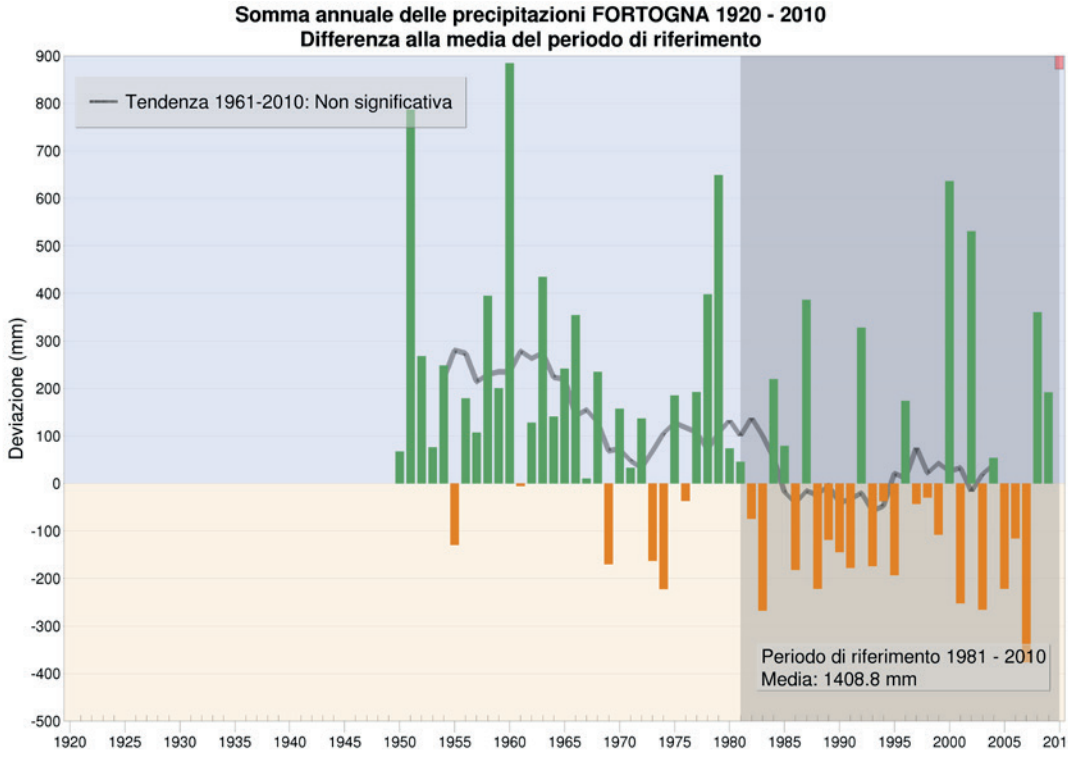


Fig. 2.13: Precipitazioni cumulate a Fortogna, evidenziate come scostamento dal valore medio degli anni 1981 - 2010.

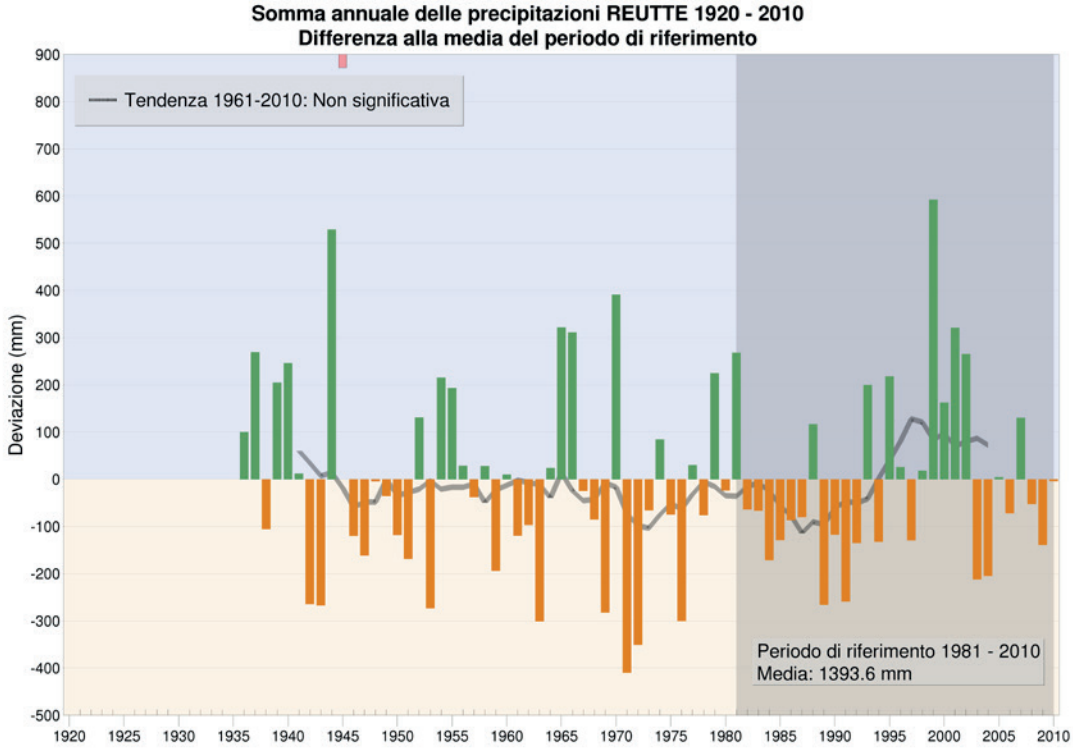


Fig. 2.14: Precipitazioni cumulate annue a Reutte, evidenziate come scostamento dal valore medio degli anni 1981 - 2010.

periodo. Il trend risulta dalle fluttuazioni sopra descritte e da un rialzo osservato a partire dal 1950 con il raggiungimento del massimo sul finire degli anni Novanta. Da allora gli inverni sono stati addirittura lievemente più rigidi, anche se non ogni anno. Che effetto ha tutto questo sul numero di giornate fredde? Per capirlo, nelle figure 2.7 e 2.8 vengono mostrate le giornate di ghiaccio registrate a Innsbruck e Sesto, in rappresentanza delle stazioni a nord e a sud della cresta alpina di confine. Nelle giornate di ghiaccio, la temperatura massima permane sotto lo zero. Il fatto che il numero assoluto rilevato sul margine settentrionale delle Dolomiti sia più alto che nella valle dell'Inn (si confronti la media climatica con i 31 giorni abbondanti di ghiaccio a Sesto contro i 15 scarsi di Innsbruck) dipende dall'altitudine sul livello del mare. La tendenza alla diminuzione del numero di giorni di ghiaccio a partire dalla metà circa degli anni Sessanta si osserva però per entrambe le località. In media, il numero di giornate in cui nella decade 2001-2010 la colonnina del mercurio non ha superato gli 0 °C, si è dimezzato a Innsbruck, rispetto agli anni Sessanta, scendendo invece di un terzo nella località di Sesto. La primavera, ossia i mesi da marzo a maggio, mostra un andamento analogo a quello visto per l'estate. In autunno (settembre-novembre) prevalgono invece le oscillazioni climatiche naturali. Ma pur non rilevando, per la maggior parte delle stazioni osservate, tendenze statisticamente significative dal 1961, gli attuali mesi autunnali sono tendenzialmente più caldi rispetto alla prima metà del XX secolo. È conseguentemente cambiata anche l'epoca di accrescimento delle piante, ovvero di attività fotosintetica? A indicarlo è il periodo vegetativo, climatologicamente descritto come il periodo in cui, nella media a lungo termine, la temperatura giornaliera media supera i 5 °C. Essendo questa una realtà costante, in estate, a quote più basse, la durata del periodo vegetativo dipenderà, fino alle quote di mezza montagna, dalle condizioni meteorologiche regnanti in primavera e autunno. Per illustrare ancora una volta gli sviluppi per l'area a nord e a sud della cresta alpina di confine, nelle figure 2.9 e 2.10 si prendono ad esempio le località di Reutte e Lienz. Prendendo poi Reutte come riferimento, per il margine settentrionale delle Alpi non si evidenzia alcuna tendenza chiara in termini di durata del periodo vegetativo. Anni caratterizzati da un periodo di crescita più lungo si alternano, ripetutamente e irregolarmente, ad anni con un periodo vegetativo più breve. A Lienz, invece, il periodo vegetativo è andato nettamente allungandosi dall'inizio degli anni Sessanta, e precisamente di 4 settimane circa. Nella conca di Lienz il dato si spiega principalmente con le temperature più miti registrate in primavera.

Riepilogando, per l'andamento delle temperature nell'arco alpino centrale è possibile affermare essenzialmente che i trend sono molto simili per l'intera regione considerata, da Außerfern fino a Belluno e a valle come in montagna. Nella media annua prevalgono, fino al 1980, fluttuazioni climatiche di origine naturale. A partire dagli anni ottanta la tendenza al riscaldamento aumenta nettamente. Dal 2000 si osserva un effetto "plateau", riscontrabile anche a livello globale. In primavera e in estate il succitato riscaldamento si manifesta molto chiaramente e con un range di oscillazione minimo. Le temperature autunnali sono quelle che hanno subito meno variazioni negli ultimi decenni. In inverno l'ampiezza di fluttuazione è notevole; dal 1950 gli inverni si sono fatti in media nettamente più miti. Le ripercussioni sugli elementi climatici derivati sono evidenziate da queste variazioni: le giornate calde, con giornate estive o notti tropicali, tendono generalmente ad aumentare; le giornate di ghiaccio o gelo sono invece tendenzialmente in diminuzione. Il periodo vegetativo inizia fondamentalmente in anticipo rispetto a cinquant'anni fa.

Precipitazioni

Accanto all'andamento storico delle temperature si è esaminato anche lo sviluppo delle precipitazioni. Per lo studio delle tendenze si sono potute considerare, oltre alle stazioni descritte sopra, anche le serie di misurazioni fornite per i seguenti siti: per la subregione sudoccidentale le stazioni di San Martino in Passiria (STM), Monte Maria (MAR) in Alta Val Venosta, Bressanone (BRI) in Valle Isarco e Santa Maddalena (MAG) in Val di Casies. Anche per la subregione sudorientale si è presa in considerazione un'altra stazione, quella di Forno di Zoldo (ZOL) nelle Dolomiti sudorientali.

Le precipitazioni che ricadono sull'arco alpino sono causate principalmente da sistemi meteorologici a grande scala (fronti), oltre che da eventi convettivi a piccola scala nella stagione calda. I fronti, che dal settore nordoccidentale si spostano in direzione delle

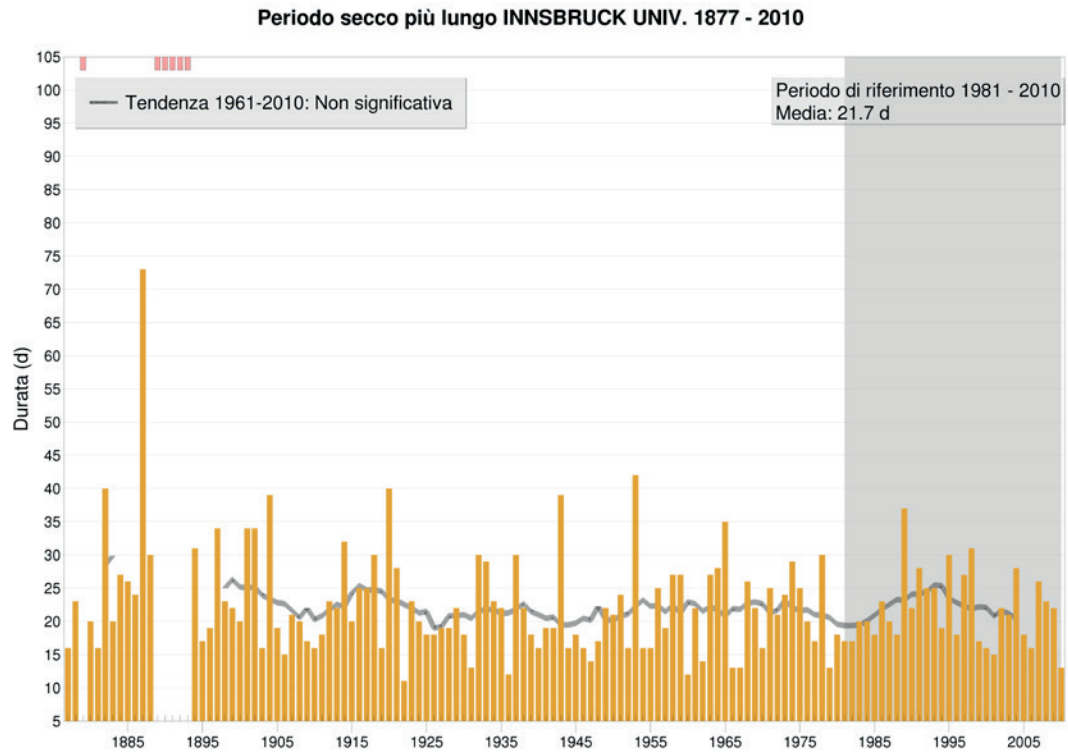


Fig. 2.15: Massimo periodo di secco a Innsbruck.

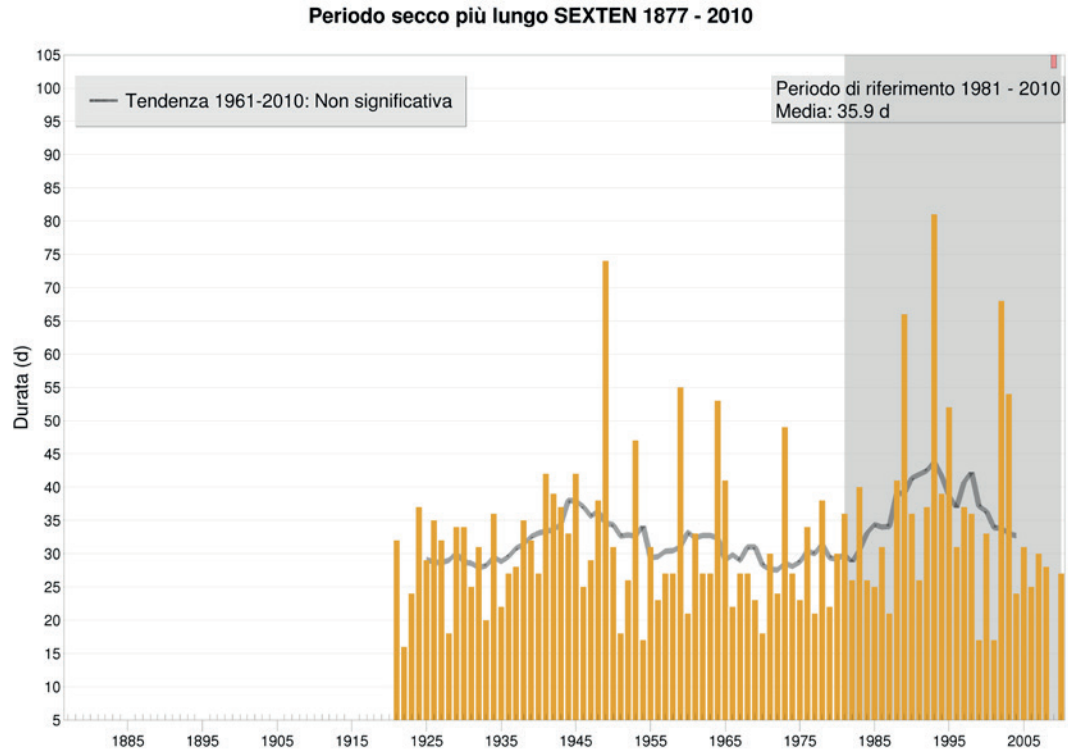


Fig. 2.16: Massimo periodo di secco a Sesto.

Alpi, tendono spesso a indebolirsi sul continente europeo già lungo le proprie direttrici, dando però nuovamente origine a precipitazioni più intense sulle zone marginali ai rilievi alpini per effetto dei fenomeni di Stau. I sistemi meteorologici provenienti dal settore sudovest si rinforzano invece spesso sul Golfo di Genova e la Riviera, "risucchiando" ulteriore umidità sopra al Mediterraneo. Queste circostanze possono originare precipitazioni particolarmente forti a sud della cresta alpina di confine. A livello intralpino, al crescere della distanza dalle zone di Stau sui margini dei rilievi alpini, la quantità media di precipitazioni diminuisce.

Sia a nord che a sud, le stazioni esposte direttamente ai fenomeni di Stau (Reutte, Kufstein, Asiago, Agordo e Fortogna) registrano nel lungo periodo una media di 1300-1400 mm di precipitazione annua. Nelle aree intralpine i valori oscillano fra i 700 mm nelle grandi vallate e conche del versante meridionale delle Alpi (Monte Maria, Bressanone, Bolzano, Vipiteno) e i circa 900 mm nella zona della cresta alpina di confine (Obergurgl, Innsbruck, Lienz). A seconda dello schema predominante nei grandi sistemi, il totale delle precipitazioni risultanti può variare anche considerevolmente nello spazio e nel tempo.

Come risulta evidente in figura 2.11, le precipitazioni annue tendono a discostarsi al massimo di 200-300 mm dalla media del lungo periodo della singola stazione. In casi estremi, tuttavia, sul versante settentrionale delle Alpi le variazioni possono arrivare ai 600 mm, con valori dunque doppi, e triplicarsi addirittura nelle Dolomiti a sudest del versante alpino meridionale, come evidenziano ad esempio le figure 2.12 e 2.13 per Kufstein e Fortogna. Come già accennato sopra, questi eventi pluviometrici estremi riscontrati sulle Dolomiti sudorientali si devono soprattutto ai fenomeni di Stau meridionale, prevalenti in autunno (cfr. figure 3.10d e 3.12a).

Diversamente da quanto visto per le temperature, per le precipitazioni non si evidenziano (quasi) tendenze di sorta. Vi sono solo due eccezioni: la prima riguarda la regione sudorientale. Dopo lunghi periodi di piovosità superiore alla media registrati negli anni trenta e nel ventennio 1950-1970, il clima si è fatto leggermente più secco (Fig. 2.11). La media pluriennale oscilla da allora solo di poco intorno al suo valore medio. Questa tendenza alla diminuzione si osserva per esempio presso la stazione di Fortogna (Fig. 2.13).

Per il periodo 1961-2010 questa tendenza non è però significativa per nessuna delle stazioni dolomitiche. In controtendenza, invece, un significativo aumento delle precipitazioni annue si è registrato presso la stazione di Kufstein sul margine alpino settentrionale (Fig. 2.12). La cumulata annua è cresciuta di 210 mm nel periodo 1961 – 2010. Nelle altre stazioni del settore nordoccidentale, come ad esempio a Reutte (Fig. 2.14), non si osserva alcun trend significativo. Il discorso vale anche per tutti gli indici climatici correlati alle forti precipitazioni. Né le cumulate massime giornaliere né quelle sui cinque giorni mostrano per questa regione variazioni o incrementi significativi. Segnali di un incremento delle precipitazioni a nordovest delle Alpi e di un calo a sudest emergono anche dalle indagini dei dati HISTALP (Böhm 2008, p. 58). Essi si riferiscono tuttavia a regioni più ampie dello spazio alpino allargato.

Correlata a un cambiamento nelle precipitazioni è la questione di un aumento o una diminuzione della durata dei periodi secchi. In generale si osserva che la durata dei periodi senza precipitazioni dipende principalmente dalla posizione rispetto alla cresta alpina di confine. Nelle stazioni a nord della cresta, la massima fase secca annua dura in media tre settimane, mentre a sud arriva a quattro-sei settimane. Il dato appare evidente nel confronto Innsbruck-Sesto (Fig. 2.15 e 2.16). Con una precipitazione annua pressoché identica, di circa 860 mm, a Sesto i periodi secchi durano mediamente due settimane in più che a Innsbruck. Come in tutte le altre stazioni, non si nota però qui alcuna tendenza di rilievo. Nessun cambiamento, dunque, per le fasi secche.

Riferimenti bibliografici

Auer I, Böhm R, Schöner W, 1999. ALOCLIM – Austrian-Central European long-term climate. Creation of a multiple homogenised long-term climate dataset. In: Proceedings of the 2nd seminar for homogenisation of surface climatological data. Budapest, Nov.1998. WCDMP 41, WMO-TD 962: 47-71. **Auer I.**, Böhm R. , Mohnl H. M., Potzmann R., Schöner W. , Skomorowski P., 2001: ÖKLIM: Digitaler Klimaatlas Österreichs. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Vienna, CD-ROM. Auer I., Böhm R., 2003: Jahresmittel der Lufttemperatur. – In: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (Ed.): Hydrologischer Atlas Österreichs. – Österreichischer Kunst- und Kulturverlag, Vienna, Map Sheet 1.6. Böhm R, 2008: Harte und weiche Fakten zum Klimawandel – ein Überblick. In: Böhm R, Godina R, Nachtnebel HP, Pirker O, (Red.), Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft. Hrsg. vom BmLFUW und ÖWAV, Wien, 53-70. **Böhm R.**, 2010: Heiße Luft – nach Kopenhagen. Reizwort Klimawandel. Fakten – Ängste – Geschäfte. 2. Aufl. Wien, Klosterneuburg: Edition vabene, 280 Seiten, ISBN 978-3-85167-243-5. **Böhm R.**, Auer I., Schöner W., Ganekind M., Gruber C., Jurkovic A., Orlik A., Ungersböck M., 2009b: Eine neue Webseite mit instrumentellen Qualitäts-Klimadaten für den Grossraum Alpen zurück bis 1760. Wiener Mitteilungen Band 216: Hochwässer: Bemessung, Risikoanalyse und Vorhersage. **Brunetti M.**, Lentini G., Maugeri M., Nanni T., Simolo C., and Spinoni J.: Estimating local records for Northern and Central Italy from a sparse secular temperature network and from 1961–1990 climatologies, 2009: Adv. Sci. Res., 3, 63-71, doi:10.5194/asr-3-63-2009. **Fliri F.**, 1974: Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 24, Innsbruck, 111 S. **Fliri, F.**, 1975: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol, Monographien zur Landeskunde Tirols I, 454 S. , Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München. **Fliri, F.**, 1984: Synoptische Klimatologie der Alpen zwischen Mont Blanc und Hohen Tauern, in: Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 29, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck. **Fliri, F.**, 1992: Der Schnee in Nord- und Osttirol 1895–1991, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 1124 S. **Hann, J.** von, 1883: Handbuch der Klimatologie, 764 S, Stuttgart. **Hiebl J.**, Auer I., Böhm R., Schöner W., Maugeri M., Lentini G., Spinoni J., Brunetti M., Nanni T., Percec Tadic M., Bihari Z., Dolinar M., Müller-Westermeier G. (2009): A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. Meteorologische Zeitschrift 18/5, 507–530, doi:10.1127/0941-2948/2009/0403. **IPCC** 2014, Climate Change 2014: Synthesis report, Intergovernmental Panel on Climate Change, 27th October – 1st November 2014, Kopenhagen. **Mercalli L.** (Ed.), 2003: Atlante climatico della Valle d'Aosta. – Societá Meteorologica Subalpina, Turin, 416 pp. **Schönwiese C.D.**, 1974: Schwankungsklimatologie im Frequenz- und Zeitbereich. Wiss. Mitteilungen , 24, Meteorologisches Institut der Universität München.

CAPITOLO 3

Il clima nell'area del progetto

3.1 Area di indagine

Le Alpi sono la catena montuosa più alta d'Europa e, al tempo stesso, la regione d'alta quota più densamente popolata al mondo. È proprio nel cuore dell'arco alpino che si trova l'area di indagine e definizione dello stato medio del clima nell'ultimo trentennio 1981-2010, realizzata sulla scorta di analisi spaziali ed elaborazioni cartografiche. Le mappe climatiche così ottenute comprendono tutte le zone della regione alpina del Tirolo (Fig. 3.1 e 3.2): il Tirolo settentrionale e orientale, rientranti nel Land federale austriaco del Tirolo, l'Alto Adige e il Trentino facenti parte del territorio dello Stato italiano. Anche la provincia veneta di Belluno, comunque interamente inclusa nella mappatura elaborata, è stata inserita nelle trattazioni. L'area di studio comprende pertanto una superficie di 30.000 km² e si estende, sia in direzione nord-sud che est-ovest, su un tratto di circa 225 km. Sono quasi due milioni gli abitanti di questa regione montana. La mappatura climatica interessa dunque un sesto della superficie alpina e un settimo della popolazione delle Alpi.

Il Tirolo e l'area circostante vengono inevitabilmente associati ai rilievi d'alta quota. La topografia di questa regione ne condiziona variamente le caratteristiche climatiche, ma anche lo stesso clima incide sulla formazione e distribuzione dei paesaggi, dei corsi d'acqua e degli insediamenti. Su scala continentale, le Alpi si situano nell'area di sovrapposizione tra l'influsso umido-moderato del Nordovest atlantico, quello secco con inverni freddi ed estati calde dell'Est continentale e quello caldo, con inverni umidi ed estati asciutte del Sud Mediterraneo. Le masse d'aria di origine marittima devono percorrere 850 km dal Golfo di Biscaglia, 650 km dal Mare del Nord, 190 km dal Mar Ligure e solo 60 km dall'Adriatico per raggiungere, lungo il percorso più breve, i margini dell'area alpina. La catena montuosa ostacola la penetrazione diretta delle correnti d'aria, deviandone il corso. La deviazione più nota è il Föhn, o Favonio, vento caldo-secco di caduta. Luogo di scontro diretto privilegiato delle masse d'aria è, spesso, la cresta alpina di confine, ma già le antistanti creste montane delle Alpi settentrionali e meridionali sono interessate da fenomeni analoghi. Nel cuore delle Alpi, circondata da alte catene montuose, la Val Venosta è la zona più efficacemente protetta dagli apporti di umidità. Non sorprende, dunque, che proprio qui si trovi una delle aree più secche dell'arco alpino. In nessun altro luogo la distanza dai margini montani è tanto grande. La larghezza dell'arco alpino, che arriva a 240 km, non è in nessun altro posto tanto massiccia come nell'area oggetto di indagine.

L'estensione verticale del rilievo nell'area di studio è altrettanto impressionante. Dopo avere profondamente inciso il paesaggio, il fiume Sarca si getta nelle acque del Lago di Garda a un'altitudine di soli 65 m, mentre l'Ortles spicca sul paesaggio con i suoi 3899 m di altitudine. Pur sempre la metà della superficie del territorio si colloca nella fascia compresa fra i 1000 e i 2000 metri di quota; solo un quinto si trova a quote più basse e il restante 30 % più in alto. L'altitudine media è di 1620 m. Anche la pendenza dei versanti, in media sui 23°, conferma per l'area esaminata i caratteri della zona d'alta montagna. Solo il 5 % della superficie è da considerarsi pianura (con una pendenza inferiore ai 3°). Corrispondentemente elevati sono i valori del rilievo relativo (cosiddetta "energia del rilievo"): su scala areale, il dislivello è di ben 1380 m nel raggio di soli 3 chilometri. L'assetto del terreno, l'inclinazione e l'orientamento dei pendii hanno un influsso decisivo sulle condizioni di irraggiamento. I pacchetti d'aria, che tendono a raffreddarsi per effetto della radiazione notturna emessa dalla Terra, diventando più pesanti scorrono giù dai pendii, raccogliendosi a valle, e nelle conche, in laghi di aria fredda. Viceversa beneficiano piacevolmente dell'irraggiamento i versanti esposti a sud, sui quali (variabilmente a seconda delle stagioni) i raggi del sole arrivano perpendicolari. I pacchetti d'aria riscaldati (termica) salgono, dando origine alla nuvolosità cumuliforme estiva, più concentrata lungo i rilievi che a bassa quota.

I prevalenti sistemi vallivi, profondamente incisi, dell'Inn e dell'Adige a sud formano gli assi principali dell'insediamento umano. A questi si aggiungono la Drava nel Tirolo orientale e il Piave in provincia di Belluno. Mentre le acque dell'Inn e della Drava, affluenti del Danubio, scorrono verso il Mar Nero, i fiumi Adige, Piave, ma anche Chiese, Sarca e Brenta, si gettano nell'Adriatico. Lo spartiacque continentale scorre dapprima lungo la cresta alpina di confine, piegando a sud sugli Alti Tauri occidentali e, dopo avere attraversato nella Conca di Dobbiaco la Val Pusteria, prosegue sulle Dolomiti di Sesto in direzione est, fino alla cresta principale delle Alpi Carniche. Piccolissime zone al confine con il Vorarlberg rientrano persino nel bacino idrografico del Reno, con riversamento delle acque nel Mare del

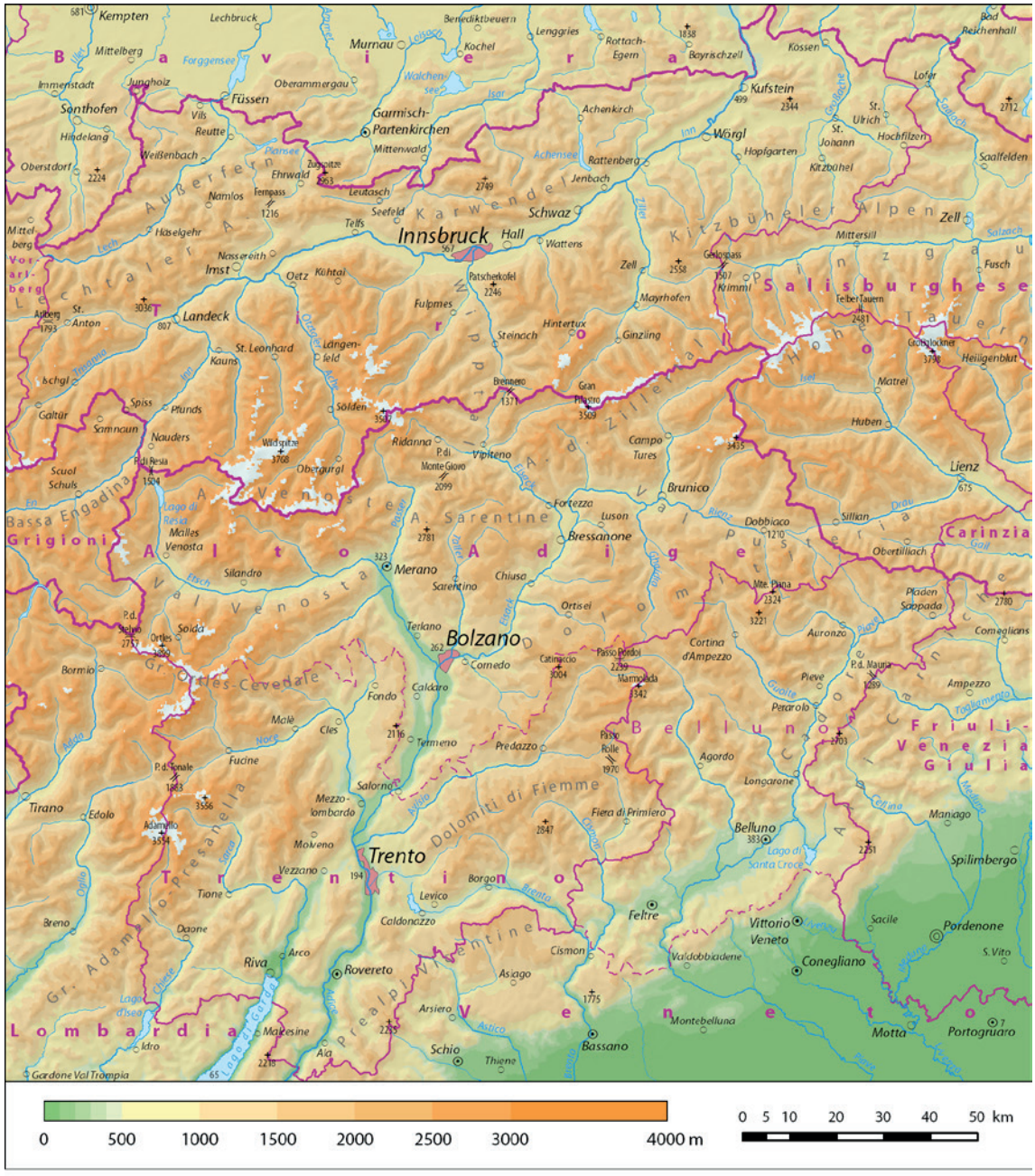


Fig. 3.1: Prospetto topografico dell'area di indagine.

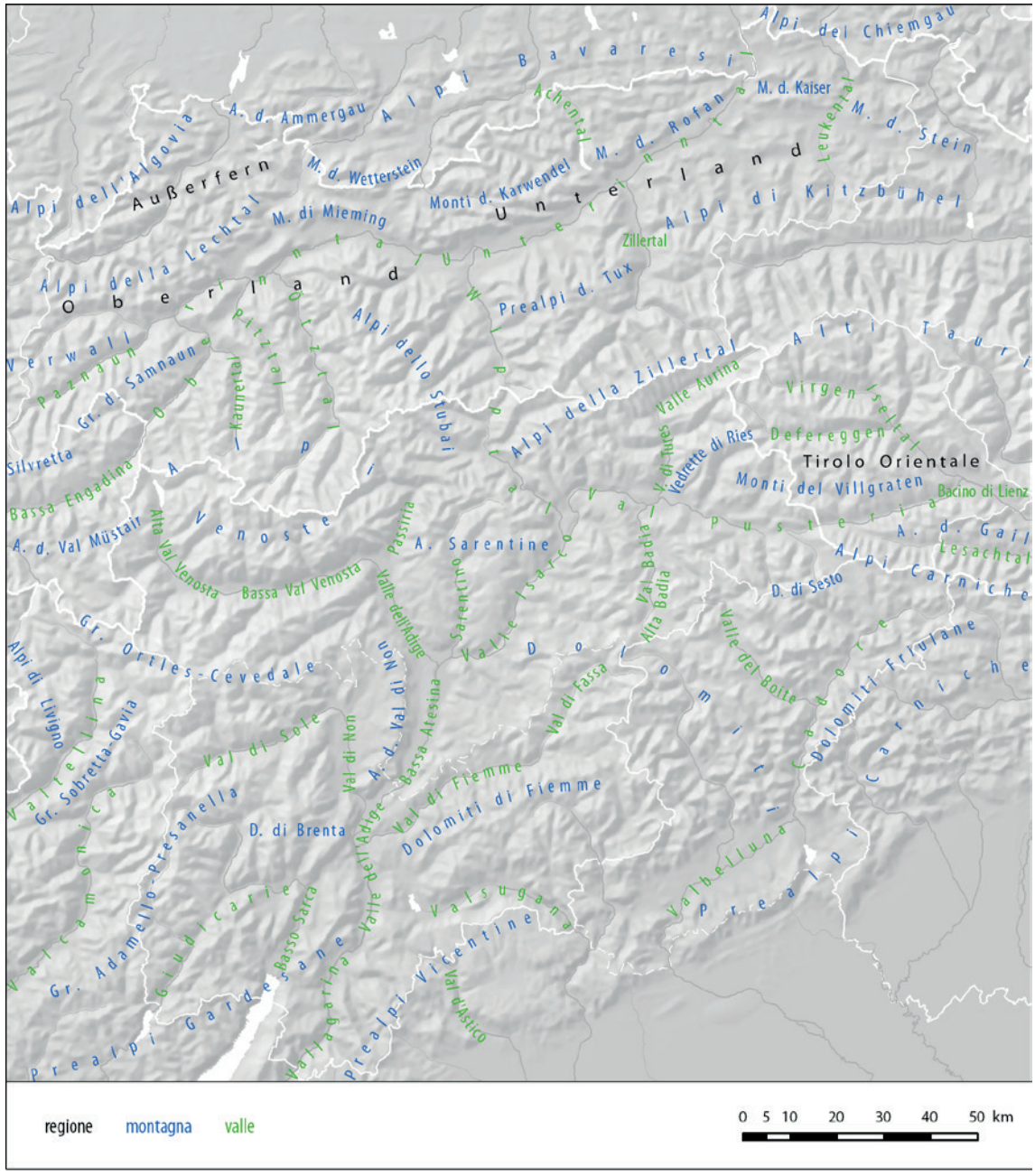


Fig. 3.2: Nomi geografici dell'area di indagine.

Nord. Il Trentino ha accesso al Lago di Garda, il bacino lacuale più grande d'Italia e unico grande specchio d'acqua interno nell'area considerata nello studio. Il calore accumulato nel suo corpo idrico ha un effetto mitigante sulle temperature delle zone rivierasche. Decisamente più piccoli sono il Lago di Santa Croce e il Lago di Resia, in parte o in tutto nati con la costruzione di opere di sbarramento.
Come l'idrologia del territorio, anche la copertura del suolo non ha conservato il suo stato naturale. Iniziata nel Medioevo, la crescente sottrazione di terreni al bosco, per destinarli al pascolo o alla coltivazione agricola, ha comportato modifiche di rilievo per il clima, come la variazione dell'albedo (la capacità della superficie di riflettere la radiazione incidente), dei tassi di evaporazione e rugosità del suolo. Anche in conseguenza di un effetto antropico indiretto, la superficie coperta dai ghiacciai è in diminuzione. Stando ai dati aggiornati, la regione conta 857 ghiacciai su una superficie totale di 412 km², di cui tre quarti sul territorio austriaco (cfr. Cap. 5.3). Da sottolineare è l'effetto isola di calore nelle grandi città, un fenomeno causato principalmente dal maggior riscaldamento delle superfici edificate e dalla ridotta dispersione per evaporazione, dovuta al ridursi dell'estensione delle aree verdi. Con Innsbruck, Trento e Bolzano, ben tre delle quattro grandi urbanizzazioni intralpine con più di 100.000 abitanti rientrano nell'area oggetto di indagine. Curiosamente mancano nella regione le città di medie dimensioni, con Rovereto, Merano e Belluno costituenti centri urbani già nettamente più piccoli.
Riuscire a descrivere esaurientemente la straordinaria varietà del clima alpino in Tirolo, Trentino e provincia di Belluno, oscillante fra il clima glaciale freddo-umido delle regioni dei ghiacciai e il clima pressoché subtropicale delle vallate meridionali, tra Föhn e laghi di aria fredda, accumulo delle precipitazioni da Stau e ombre pluviometriche, masse nevose e posizioni soleggiate, con i loro forti contrasti spesso concentrati in spazi ristretti, è un'impresa impossibile, data la scarsità di conoscenze, dati, metodi e modelli disponibili. La selezione di mappe climatiche che proponiamo di seguito mira tuttavia a fornire un utile spaccato di questa complessa realtà. Numerose altre mappe, oltre a quelle consentite dalle dimensioni di questo volume, sono consultabili su Internet (www.clima-alpino.eu).

3.2 Mappatura

Per la realizzazione delle mappe climatiche che seguono si è fatto ricorso a diversi metodi di interpolazione geostatica, corrispondenti allo stato attuale della ricerca, applicati con l'utilizzo di software di programmazione e GIS (Sistema Informativo Geografico). Un modello altimetrico digitale del terreno e le medie climatiche delle stazioni di osservazione hanno costituito la base di lavoro. Dal modello altimetrico, la risoluzione spaziale di 500×500 m si è tradotta sulle mappe dei risultati in reticoli digitali. I valori climatici delle stazioni di osservazione considerate coprono il periodo 1981 – 2010 e le mappe climatiche hanno dunque validità in questo trentennio. La scelta del metodo di spazializzazione o interpolazione più adatto a un certo parametro climatico è stata basata su considerazioni relative al comportamento fisico-spaziale del parametro e al funzionamento statistico del metodo. Sono tre i gruppi principali di metodi di interpolazione applicati.
Le mappe climatiche relative a temperatura, neve e nevicate sono state realizzate ricorrendo a un metodo di recente pubblicazione (Frei 2014; Hiebl e Frei 2015), appositamente messo a punto per l'interpolazione delle temperature in area montana. Esso congiunge un campo di fondo macroclimatico , descrivente le fluttuazioni orizzontali su ampia scala e le stratificazioni verticali, a un campo residuale mesoclimatico, illustrante piuttosto fenomeni locali, come laghi di aria fredda a valle e strati di Föhn. I profili verticali vengono definiti per subregioni predefinite ma fluttuanti nell'area di studio. Il campo residuale viene creato dal fondo mediante ponderazione dei residui di stazione. Lo schema di ponderazione non è rigidamente riferito alle distanze (euclidee), ma utilizza invece un set predefinito di campi distanziometrici generalizzati, definiti con l'ausilio di un'unità di distanza non euclidea che tiene conto dell'ostacolo topografico alle correnti d'aria.
Le mappe climatiche relative alle precipitazioni sono state realizzate con il ricorso a regressioni geografiche ponderate (Daly et al. 1994; 2008; Frei e Schär 1998). Il metodo, fortemente riferito alle dipendenze altimetriche, consente di ottenere un alto livello di variabilità spaziale. Risente tuttavia della scarsa densità di stazioni ad alta quota. Per ogni punto reticolare del campo raster si esegue, guardando alle stazioni successive, una regressione individuale del parametro climatico rispetto all'altitudine sul livello del mare. Per controllare il con-

tributo delle stazioni, le stesse vengono ponderate in base alla rappresentatività delle condizioni topografiche nel punto del reticolo.
Le mappe climatiche relative alla radiazione solare sono state riprese da un corpus di dati già esistenti sull'irraggiamento (Olefs e Schöner 2012; Olefs 2013). Questo complesso di dati comprende analisi orarie della radiazione globale al suolo eseguite in Austria a copertura dell'intero periodo di indagine e tiene conto della complessa interrelazione esistente fra radiazione e topografia. A causa della mancanza di dati derivanti da osservazioni, la modellazione della radiazione non si è potuta però estendere alla parte italiana dell'area di studio. Anche per la parte austriaca, del resto, la scarsità di osservazioni disponibili per gli anni Ottanta ha costretto in parte a calcolare i dati sulla radiazione globale, con l'ausilio delle formule Ångström, a partire dal soleggiamento, e a scomporli in quota diretta e diffusa ricorrendo alle misurazioni della radiazione globale e diffusa, oltre che alle registrazioni del soleggiamento relativo. Per tener conto dell'effetto nuvolosità si sono quindi considerati raster di differenziazione, suddivisi in base alla radiazione diretta e diffusa, fra valori di radiazione in assenza di nuvolosità di un modello di radiazione e misurazioni al suolo.
Il grado di interpolazione è stato valutato con la validazione sistematica incrociata leave-one-out, consistente cioè nel lasciare progressivamente fuori una osservazione per stazione, e la relativa prognosi autonoma del metodo. Ne sono risultati errori di interpolazione (nel senso di errori medi assoluti) dell'ordine di 0,6 – 0,8 °C per le temperature medie mensili dell'aria, dell'ordine di 9 - 12 mm per le medie mensili delle cumulate di precipitazione e di 2 - 15 cm per l'altezza media del manto nevoso a metà mese. La qualità di interpolazione si colloca quindi essenzialmente in un ordine di grandezza analogo a quello della precisione delle misurazioni.
Le mappe riportate di seguito illustrano il mesoclima, o clima altimetrico-topografico, ossia le caratteristiche climatiche tipiche di montagne, vallate, grandi centri urbani o rive di grandi laghi. Resta invece volutamente escluso dalla trattazione il microclima, per esempio quello di scarpate, doline, vegetazioni o strutture stradali. Questo non tanto per questioni di risoluzione spaziale o di carente comprensione del funzionamento, quanto piuttosto per il fatto che il materiale di dati a disposizione, proveniente da stazioni di misurazione possibilmente rappresentative della più ampia area circostante, riflette nella migliore delle ipotesi aspetti mesoclimatici e non microclimatici.

3.3 Temperatura dell'aria

La temperatura dell'atmosfera vicina al suolo è il parametro più frequentemente considerato in climatologia. È uno dei fattori ecologici più importanti in assoluto, capace di condizionare sensibilmente, ad esempio, il bilancio termico degli organismi viventi. La temperatura dell'aria è espressione dell'energia cinetica delle molecole dell'aria. La sua diminuzione con il crescere dell'altitudine (nella media climatica) è una conseguenza del ridursi della compressione dell'aria, ossia della minore pressione atmosferica. La distribuzione spaziale delle temperature nell'area montana di indagine dipende dunque principalmente dall'altitudine. Ad essa si sovrappongono particolarità del clima topografico, quali i laghi di aria fredda, gli influssi lacustri e del Föhn, oltre alle isole di calore urbane. La temperatura dell'aria è condizionata principalmente dal bilancio della radiazione della superficie terrestre e mostra dunque fluttuazioni nell'andamento giornaliero o stagionale. La capacità di accumulo termico del terreno posticipa tuttavia di alcune ore o settimane il manifestarsi di estremi termici giornalieri o annui rispetto ai corrispondenti massimi di radiazione. La temperatura dell'aria è inoltre soggetta a oscillazioni di origine naturale e antropica protratte nel tempo (cfr. Cap. 2.3). Le analisi che seguono si basano sui valori medi giornalieri della temperatura calcolati, come d'abitudine in Austria, come media aritmetica dell'osservazione mattutina (ore 07:00) e serale (ore 19:00). Le medie giornaliere per Italia, Germania e Svizzera, rispondenti ad altre convenzioni regionali, sono state adeguate a questo metodo di calcolo della media.
La temperatura media dell'aria calcolata sull'intero arco dell'anno è il tipo di rappresentazione più generica del clima termico (Fig. 3.3). Nelle vallate densamente popolate si colloca fra i 7 e i 9 °C a nord e fra i 9 e i 12 °C a sud della cresta alpina di confine. Mentre i punti più caldi (13 °C) si individuano sulla riva settentrionale del Lago di Garda, località situate in vallate d'alta quota come Kühtai o Solda fanno registrare temperature medie annue di soli 2 °C. L'isoterma zero gradi oscilla grossolanamente, da nord a sud, fra quota 2300 e quota

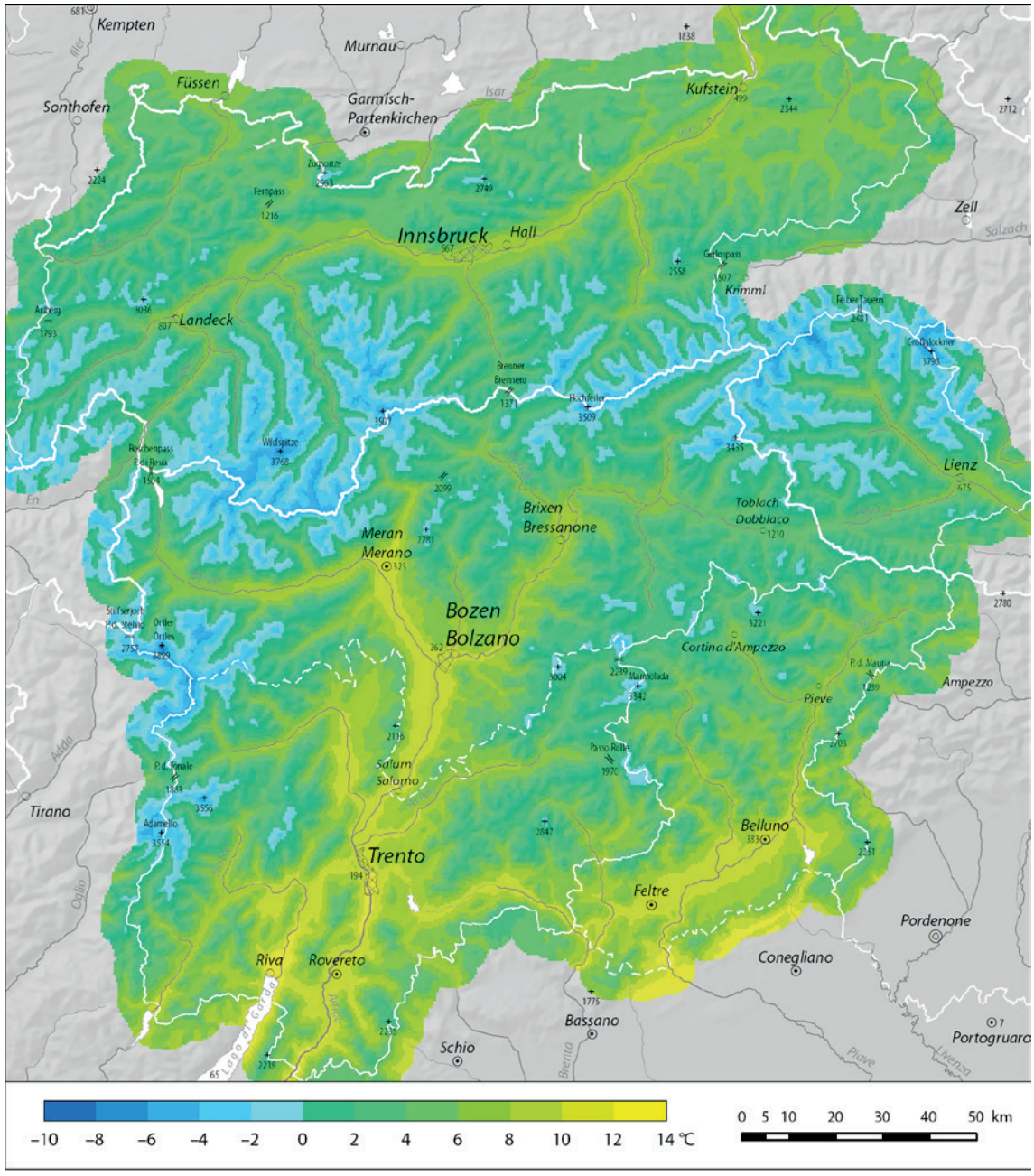


Fig. 3.3: Temperatura media annua dell'aria.

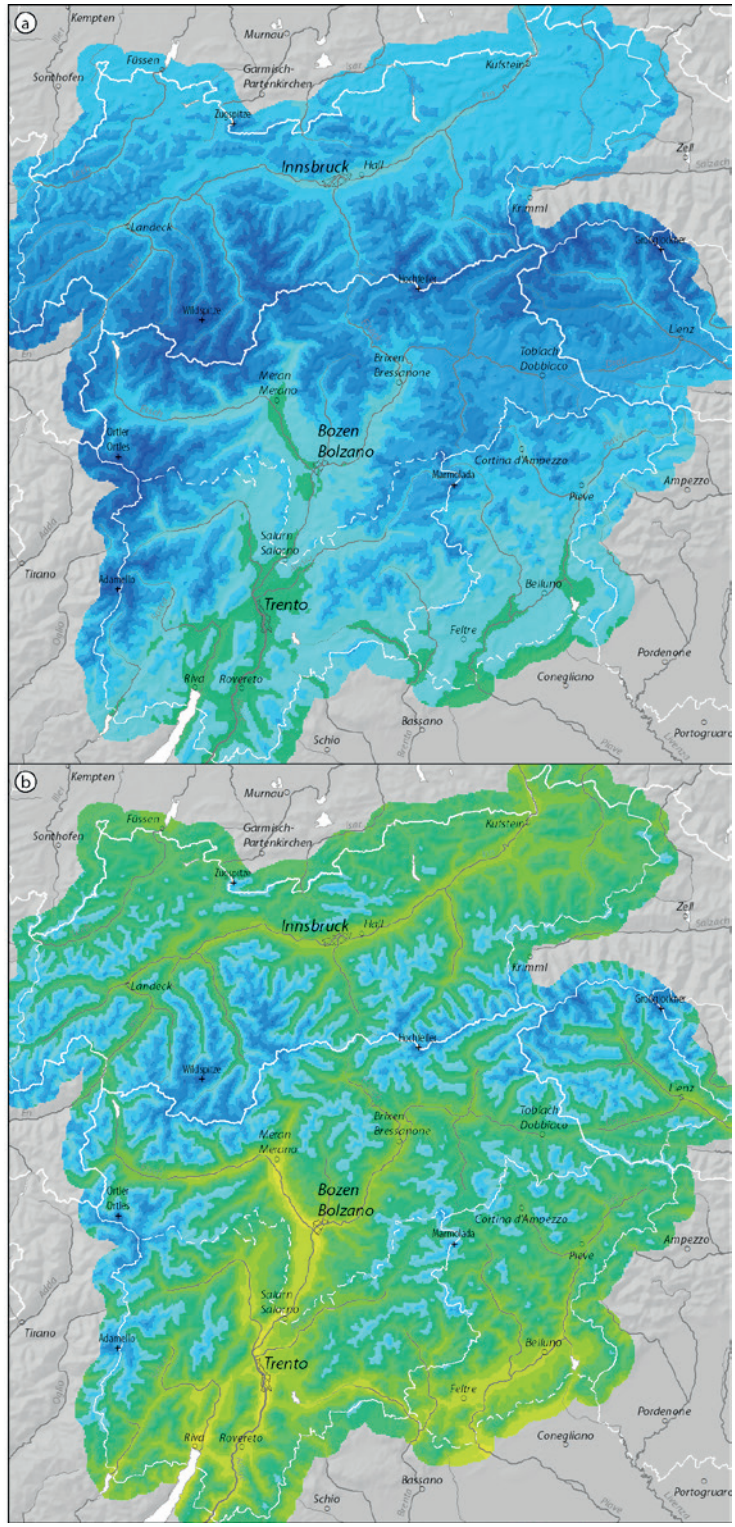


Fig. 3.4ab: Media mensile della temperatura dell'aria nei mesi di gennaio (a) e aprile (b).

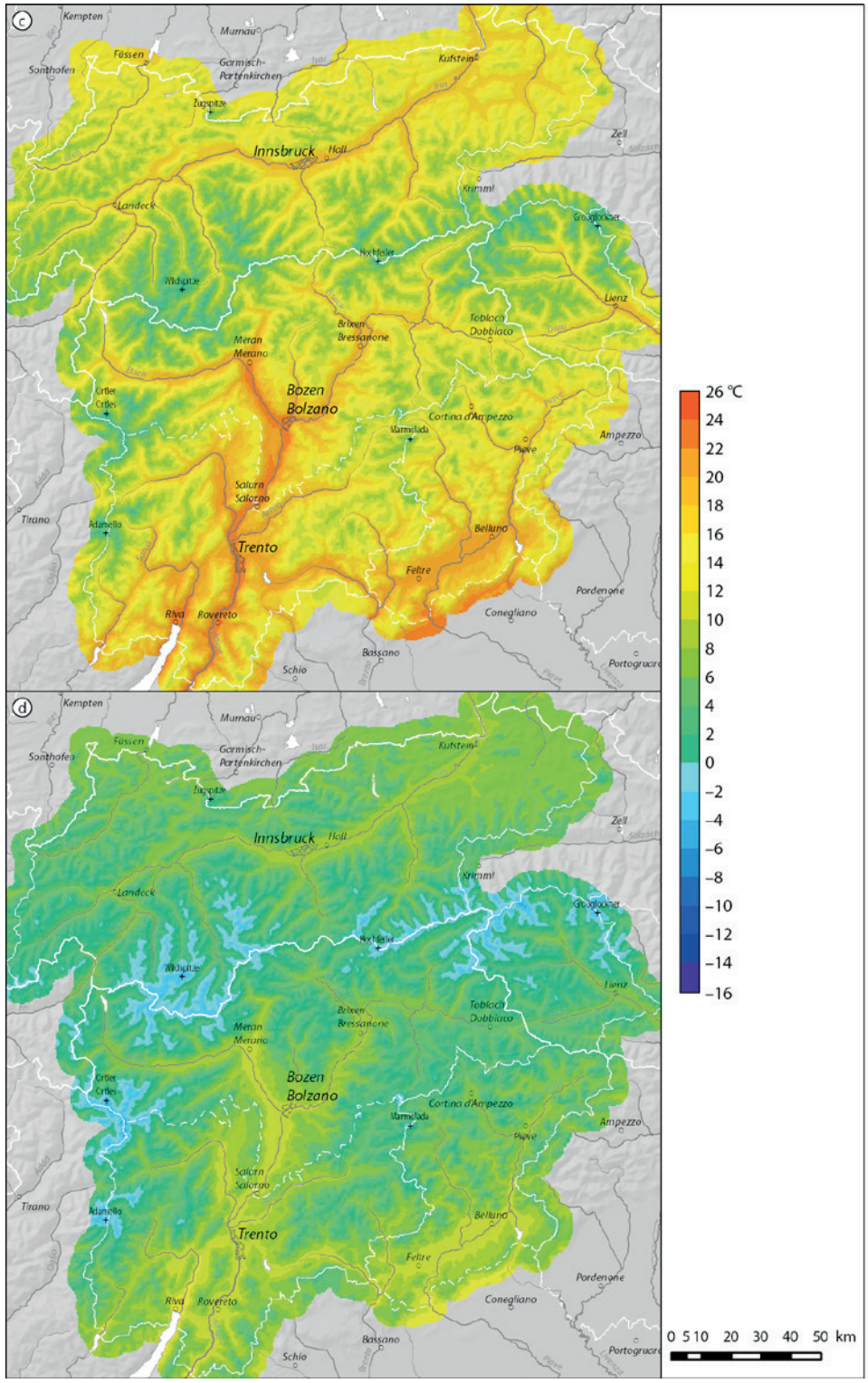


Fig. 3.4cd: Media mensile della temperatura dell'aria nei mesi di luglio (c) e ottobre (d).

2600 m s.l.m. Sulla vetta dell'Ortles la temperatura media annua si attesta a soli -9 °C. La media spaziale per l'area di indagine considerata è di 4 °C.
Con una media spaziale di –4 °C, il mese di gennaio è il più freddo dell'anno (Fig. 3.4a). La distribuzione altimetrica della temperatura è più asistematica degli altri mesi dell'anno. Talune zone intralpine come la Val Defereggen (–8 °C), la Val Badia (–7 °C) e la Valle di Paznaun (–6 °C) presentano temperature assai rigide a causa della frequente formazione di strati di inversione termica di valle. In funzione dell'ampiezza della valle, dell'orientamento e dell'esposizione alla radiazione solare, la temperatura varia fortemente anche fra valli vicine, per esempio fra la Val Badia e la Valle del Boite. Mentre le temperature medie a nord della cresta alpina di confine permangono costantemente sotto lo zero, nella Valle dell'Adige e nella zona meridionale della Provincia di Belluno oscillano intorno ai 0 gradi centigradi. La zona con temperature più miti è nella Valle del Basso Sarca con temperature medie che arrivano ai 3 °C. Nelle regioni delle vette alpine d'alta quota, le medie mensili si attestano a soli -15 °C. Le temperature medie di gennaio riferite all'intera regione si sviluppano su un arco piuttosto ristretto di 18 °C.
Su scala regionale, il mese di febbraio è leggermente più mite di gennaio ma, oltre quota 1800 m circa, il secondo mese dell'anno è addirittura più freddo del primo (fino a -16 °C in vetta all'Ortles). In marzo si riduce invece sensibilmente l'alterazione della distribuzione verticale della temperatura dovuta agli strati di inversione termica nelle vallate.
Nel mese di aprile le temperature crescono rapidamente a bassa quota, mentre ad altitudini più elevate la progressione è lenta (Fig. 3.4b). Oltre i 2000 m circa prevalgono ancora le gelate; sulla cima dell'Ortles i -11 °C sono nella norma, a metà primavera. Il motivo va cercato nello spesso manto nevoso, ancora presente in questa stagione in alta montagna, il quale riflette buona parte della radiazione solare incidente. Nei centri urbani localizzati a quote più basse la temperatura media raggiunge in aprile gli 8 °C (a Lienz), 10 °C (a Innsbruck e Belluno) o i 12 °C (a Bolzano). A Trento le temperatura sono ancor più calde (13 °C). Un valore di 2 °C è da considerarsi un valore rappresentativo per l'intera regione.
Il più intenso innalzamento termico da un mese all'altro si verifica fra aprile e maggio. A giugno il legame fra distribuzione delle temperature e topografia è più stretto giacché la notevole altezza del sole sull'orizzonte comporta un'efficace redistribuzione verticale degli strati inferiori dell'atmosfera.
Con una media a terra di 13 °C, il mese di luglio è il più caldo dell'anno (Fig. 3.4c). Massimo è, contemporaneamente, anche il divario termico fra punto più freddo (vetta dell'Ortles: -2 °C) e punto più caldo (Valle del Basso Sarca: 24 °C), con una differenza di 26 °C. Il limite medio del gelo è intorno ai 3600 m di altitudine. In piena estate, dunque, le regioni d'alta montagna risultano ancora sensibilmente più fredde rispetto alle aree più calde della zona d'indagine nel cuore dell'inverno. Valori fra i 17 e i 19 °C sono da ritenersi rappresentativi per le vallate principali del Tirolo settentrionale e orientale, mentre per le vallate principali dell'Alto Adige, del Trentino e della Provincia di Belluno lo sono temperature comprese fra i 21 e i 23 °C.
Il mese di agosto è caratterizzato da uno schema termico analogo a quello di luglio, con temperature lievemente più fresche solo nelle valli. Da agosto a settembre la media della temperatura dell'aria al suolo scende da 13 a 9 °C.
L'abbassamento autunnale delle temperature si produce più rapidamente nelle vallate che sulle montagne. Nel mese di ottobre il limite medio dello zero termico è a quota 2700 m s.l.m., nettamente più in alto rispetto a metà primavera (Fig. 3.4d). Sulle vette più alte, le temperature di ottobre oscillano intorno a –8 °C. La media mensile per Valle dell'Inn, Val Venosta, Val Pusteria e Cadore resta sotto i 10 °C. Da Merano, Chiusa e Perarolo di Cadore, scendendo il corso del fiume, si raggiungono medie mensili di 10-12 °C, fino ai 14 °C di Arco.
Il raffreddamento stagionale è massimo nel passaggio da ottobre a novembre. Le notti più lunghe e le frequenti aree di alta pressione favoriscono l'abbassamento delle masse d'aria in raffreddamento e la formazione di laghi di aria fredda. Le medie di novembre sono dunque già inferiori allo zero termico nelle vallate d'alta quota come la Valle di Paznaun, l'Altopiano di Seefeld, la Val Defereggen, la Conca di Dobbiaco e la Val Badia. Il Lago di Garda ha invece un effetto mitigante sull'immediata zona ripariale. A dicembre la distribuzione termica diventa ancor più disomogenea. Il calo termico spostandosi verso la zona di mezza montagna è debole; solo oltre i 2000 m circa la temperatura scende nettamente. Le medie delle temperature minime e massime annuali dell'aria vengono calcolate sulla base delle minime e

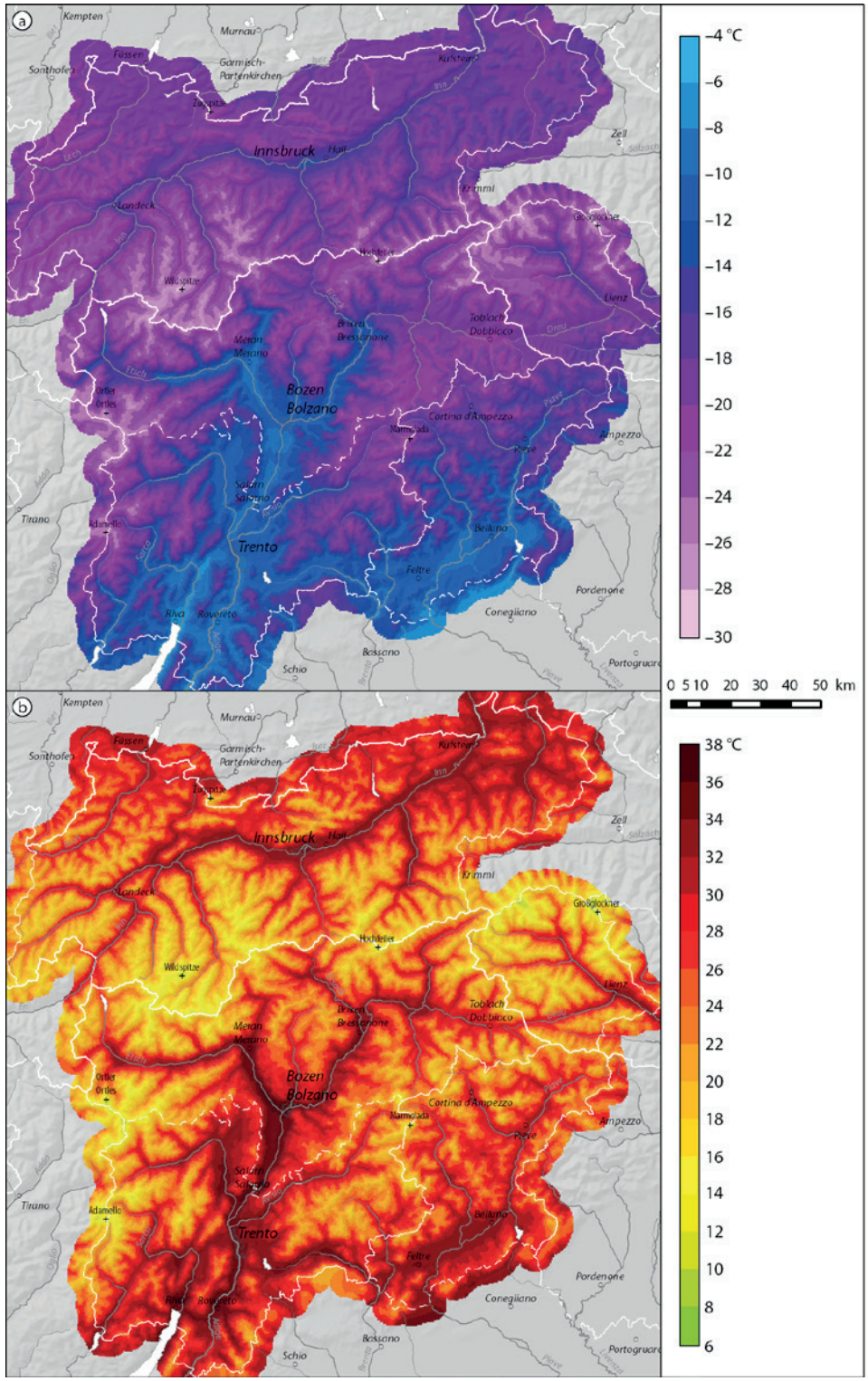


Fig. 3.5: Media delle minime (a) e massime (b) annue della temperature dell'aria.

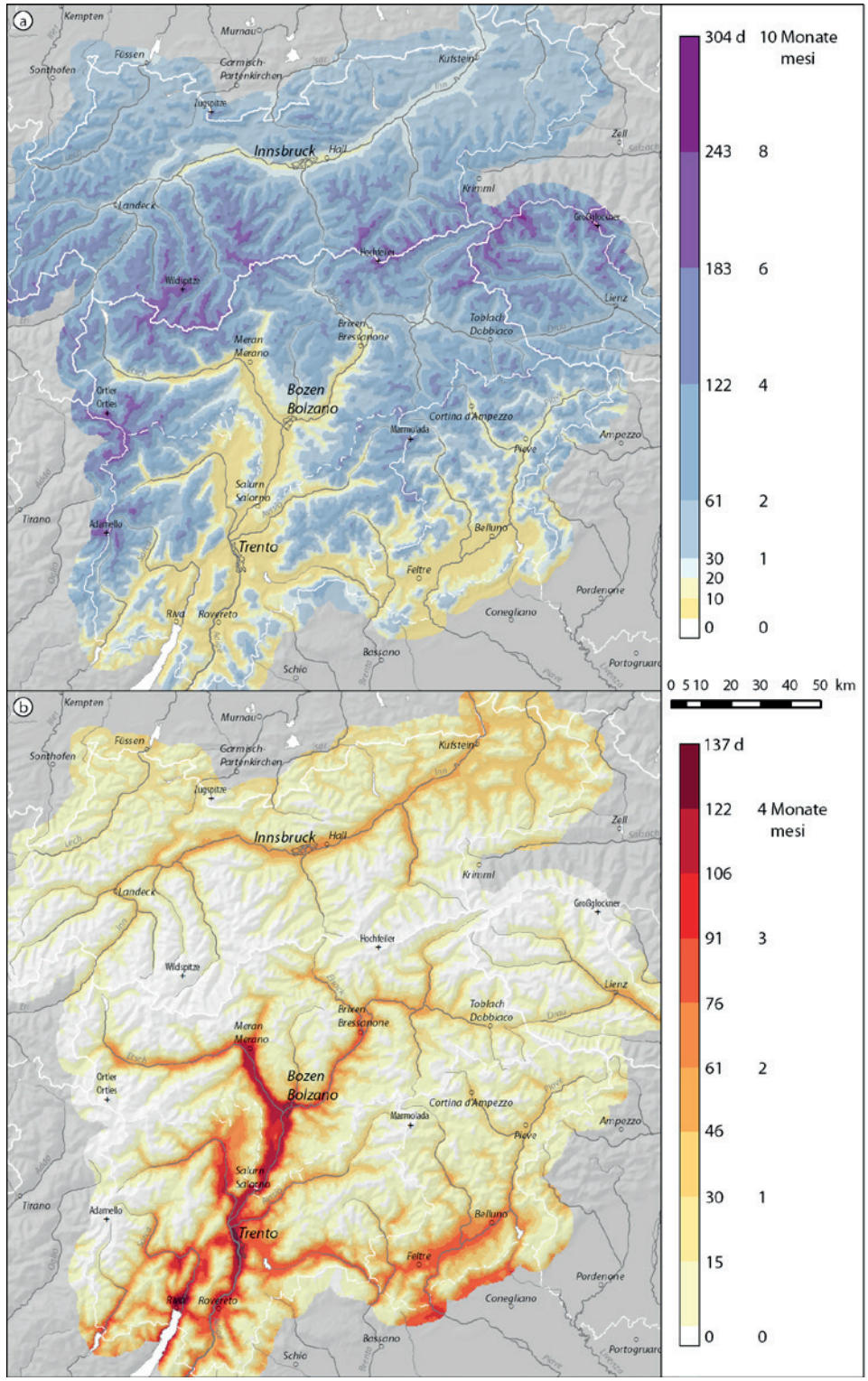


Fig. 3.6: Media del numero annuo di giornate di ghiaccio (a) e giornate estive (b).

massime termiche del trentennio. In singole annate si sono dunque registrate temperature ancora più basse, o più alte. In buona parte del Tirolo settentrionale e orientale, in Alta Val Venosta, in Val Pusteria e nelle valli dolomitiche interne, la temperatura minima annua si attesta in media fra -18 e -16 °C (Fig. 3.5a). Meno fredda è l'area urbana di Innsbruck e l'ansa dell'Inn in zona Landeck. Ancor più fredde sono invece, per esempio, l'Alta Val Badia (–21 °C), la Valle di Paznaun (–22 °C) e la Val Defereggen (–23 °C), la valle in assoluto più fredda dell'area considerata. La Val di Achen è l'unica zona sotto i 1000 metri di altitudine a far registrare in media temperature inferiori a -20 °C. Sulle montagne questi valori si riscontrano solo a quote superiori ai 2200 m circa. Sulla cima dell'Ortles si raggiungono regolarmente temperature di -30 °C.
Da Silandro a Fortezza scendendo il fiume, il freddo è mitigato di colpo: le temperature fra i –12 e i –9 °C sono minime annue abituali nelle vallate meridionali principali, arrivando a -6 °C direttamente sulle sponde del Lago di Garda.
La temperatura massima annua si colloca abitualmente fra i 32 e i 34 °C (Fig. 3.5b) in molte valli della regione considerata, come nella Valle dell'Inn, in Val Venosta, in Valle Isarco, nella Conca di Lienz e in Valbelluna.
Le medie annue delle temperature massime tendono omogeneamente a diminuire al crescere dell'altitudine, fino ai 23 °C circa registrati nelle aree vallive più alte, a quota 2000 m circa. Ad altitudini analoghe, le zone di valico sono di uno o due gradi più fresche. Anche sulle vette più elevate si raggiungono ogni anno temperature nettamente positive, come i 7 °C sull'Ortles. Queste massime annue tipiche arrivano a 35-36 °C nella Valle dell'Adige; anche molto più a monte del fiume, a Merano, sono di 36 °C. La località più torrida è Bolzano, dove si raggiungono abitualmente i 37 °C.
Consultando i valori soglia ed eseguendo somme e differenze è possibile derivare un gran numero di indicatori termoclimatici utili per diverse applicazioni particolari. Una selezione di questi indicatori viene illustrata di seguito con l'ausilio di descrizioni e mappe. Il numero annuo di giornate di ghiaccio comprende i giorni in cui la temperatura massima permane sotto lo zero. Anche nella media a lungo termine esso varia sensibilmente all'interno dell'area considerata nell'indagine (Fig. 3.6a): nella Valle del Basso Sarca, le giornate di ghiaccio capitano meno di una volta all'anno (e precisamente una volta ogni cinque-dieci anni). Al contrario, sulle vette più alte, fino a tre quarti dell'anno sono caratterizzati dalla presenza di gelo permanente. Il contrasto fra le vallate più fredde del Tirolo settentrionale e orientale e quelle più calde meridionali emerge con chiarezza. Da notare, in particolare, il marcato gradiente nel punto di transizione dalla Val Pusteria, costantemente fredda (fino a sette settimane di giornate di ghiaccio), alla Valle Isarco, termicamente favorita (circa una settimana di giornate di ghiaccio).
Il numero annuo di giornate estive consiste nel totale delle giornate con temperature massime di 25 °C o più. Sono da 50 a 60 le giornate estive registrate mediamente all'anno nella Valle dell'Inn e nella Conca di Lienz (Fig. 3.6b). In Val Venosta, Valle Isarco, in Valsugana e Valbelluna, temperature oltre i 25 °C si raggiungono abitualmente in 60-90 giornate all'anno. Persino 100-125 giornate estive lungo l'Adige, fra Merano e Rovereto, sono tutt'altro che insolite, superate solo da Arco, nella Valle del Basso Sarca. Ad altitudini più elevate, il numero di giornate estive è condizionato da influssi locali come l'orientamento dei versanti e il volume d'aria di una valle. A circa 1500 m s.l.m. il numero oscilla fra 1 e 20 giornate estive. Il limite superiore delle giornate estive è a circa 2000 m di altitudine, ma varia sensibilmente su scala regionale.
Le giornate in cui la temperatura dell'aria attraversa lo zero termico vengono indicate come giornate di gelo/disgelo. In queste giornate la temperatura minima è inferiore allo zero e quella massima superiore allo zero. Il numero annuo di giornate di gelo/disgelo è, rispetto al numero di giorni di gelo costante (giornate di ghiaccio), un indicatore più eloquente dell'intensità di disgregazione meteorica (weathering) delle rocce e opere tecniche. Il loro schema spaziale mostra un complesso interagire di effetti altimetrici e di inversione (Fig. 3.7a). Laddove il gelo tende a prodursi essenzialmente con minore frequenza, come nella Valle del Basso Inn, nella Valle dell'Adige e in Valbelluna, anche il numero di giornate di gelo/disgelo è contenuto. Lo stesso si verifica nelle aree alpine d'alta quota, anche se in queste zone il fenomeno accade perché nella maggior parte delle giornate la temperatura permane sotto lo zero. Le zone di mezza montagna e in particolare le vallate intralpine più alte fanno registrare il maggior numero di giornate di gelo/disgelo. Il picco si osserva in Val di Fassa.
Per gradi giorno si intende la somma, estesa a tutti i giorni dell'anno, delle differenze giornaliere tra la tem-

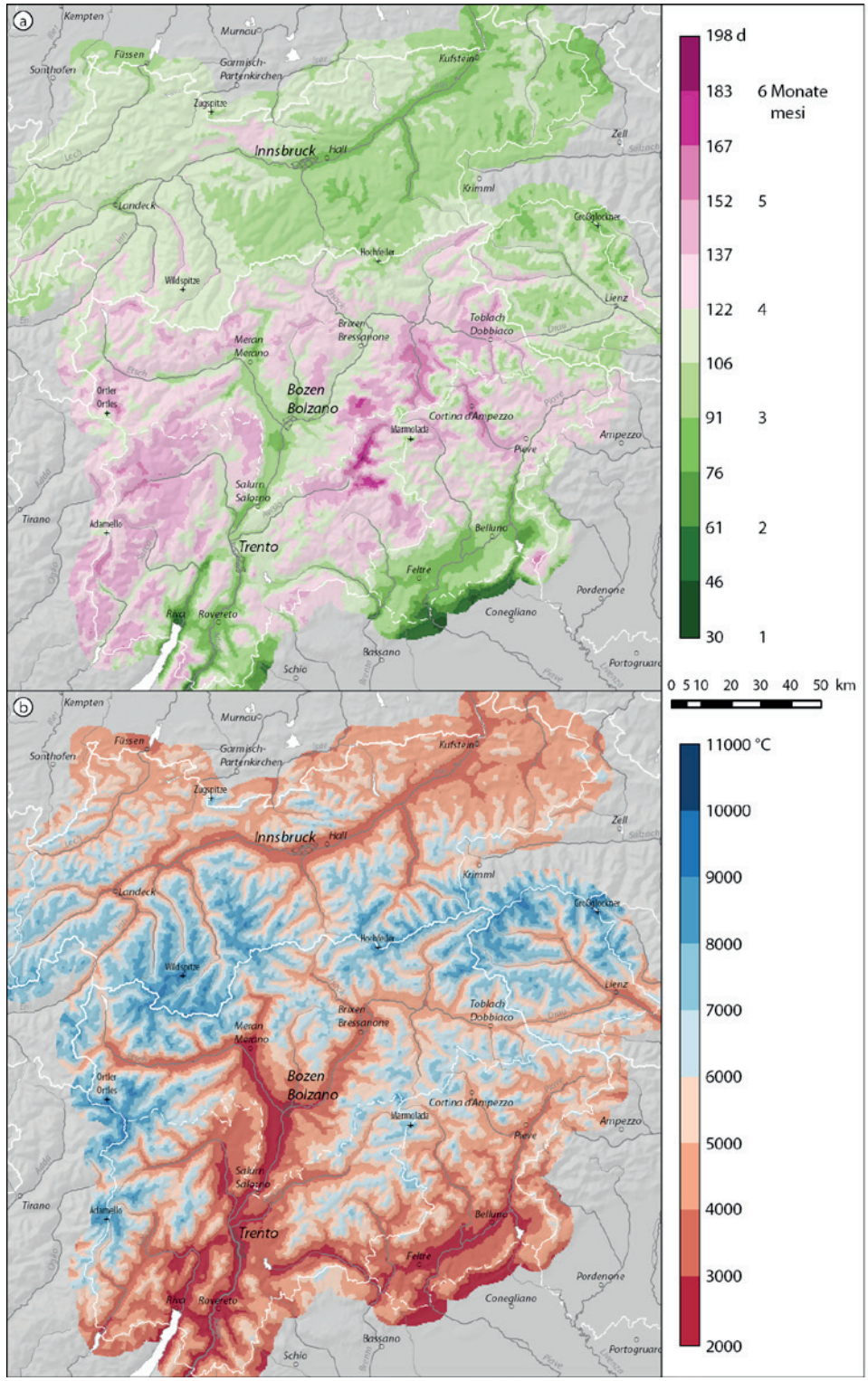


Fig. 3.7: Media del numero annuo di giornate di gelo/disgelo (a) e media annua dei gradi giorno (b).

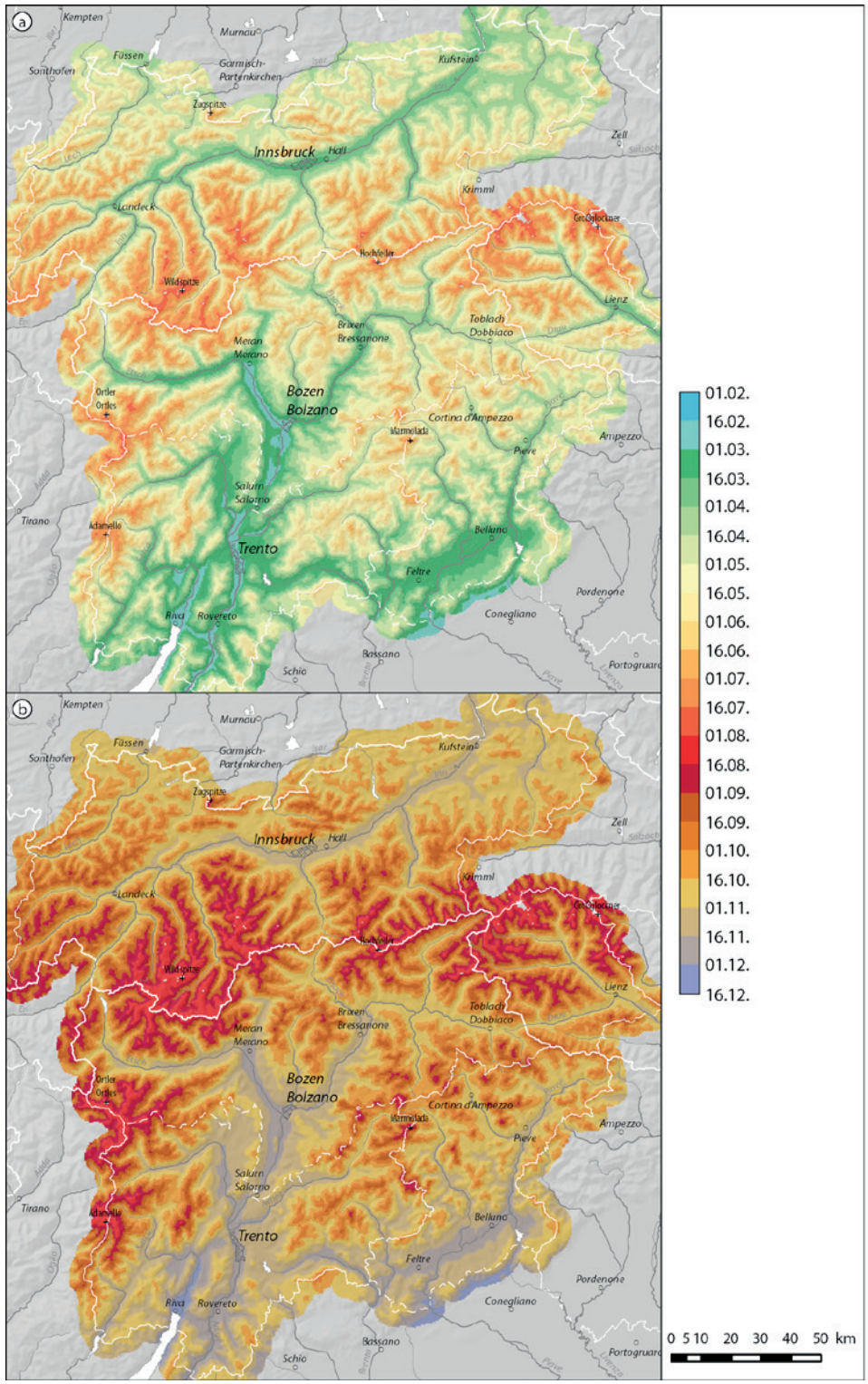


Fig. 3.8: Media dell'inizio (a) e della fine (b) del periodo vegetativo oltre la soglia dei cinque gradi.

peratura ambiente (fissata a 20 °C) e la temperatura media (esterna) diurna. Solo i giorni di riscaldamento con una temperatura media (esterna) di massimo 12 °C vengono presi in considerazione ai fini del calcolo.
I gradi giorno annui sono dunque un indicatore del fabbisogno termico di energia necessario nel periodo convenzionale di riscaldamento. La distribuzione spaziale dei valori è strettamente legata all'altitudine (Fig. 3.7b). Il livello è in generale lievemente più alto nella zona settentrionale della regione rispetto alla parte meridionale. I valori vanno dai 2500 °C circa della Valle dell'Adige agli oltre 3000 °C della Valbelluna, ai 3500 °C della Valle dell'Inn fino ai 4000 °C della Conca di Lienz. I rifugi di montagna a quota 2000 m presentano un fabbisogno annuo di riscaldamento di circa 6000 °C. A quota 3000 m i gradi giorno arrivano a 8500 °C circa.
Per periodo vegetativo si intende quella fase dell'anno in cui le piante sono fotosinteticamente attive, ossia crescono, fioriscono e fruttificano. Il periodo vegetativo oltre la soglia dei cinque gradi comprende la più lunga fase continua di giornate con una temperatura media di almeno 5 °C. Viene fatta tuttavia rientrare già, o ancora, nel periodo vegetativo anche una fase precedente o successiva a questa serie di giorni miti, quando questa duri più a lungo della somma di tutti i giorni intermedi più freschi. La soglia dei cinque gradi ha una validità agricola generale e viene correlata all'evidente aumento della vigoria vegetativa delle piante. Lungo l'Adige, da Avio a Merano, il periodo vegetativo ha solitamente inizio già prima della fine di febbraio (Fig. 3.8a). Nel corso del mese di marzo, il periodo di crescita vegetale inizia nella maggior parte delle zone a bassa quota della regione considerata. Nell'Außerfern, nella Leuckental, in Val Pusteria e nella Valle del Boite questa fase arriva solo in aprile. A maggio, giugno e luglio, l'inizio del periodo vegetativo si estende ai 1700, 2300 e 2800 m di altitudine, pur con notevoli differenze nord-sud in queste altitudini medie. La fine del periodo vegetativo si produce abitualmente nel mese di agosto sui 2700 m e a settembre intorno ai 2200 m s.l.m. (Fig. 3.8b). Durante la seconda metà di ottobre il periodo vegetativo termina nelle prime zone a bassa quota, ossia nell'Außerfern, nell'Alta Val d'Isarco-Wipptal e in Val Pusteria. Nella Valle dell'Adige sotto Merano, in Valsugana e Valbelluna la stagione vegetativa si protrae fino alla seconda metà di novembre. Nella Valle del Basso Sarca il periodo vegetativo prosegue fino ai primi giorni di dicembre. Nelle zone termicamente favorite delle vallate meridionali più basse ci sono a disposizione, ogni anno, dai nove ai dieci mesi circa per lo sviluppo delle piante. Nella Valle dell'Inn, nella Conca di Lienz e in Val Pusteria, la fase vegetativa va dai sette agli otto mesi abbondanti.

3.4 Precipitazioni

Con il termine precipitazione si intende l'acqua condensata proveniente da nubi e nebbia che raggiunge la superficie terrestre allo stato liquido, sotto forma di pioggia e pioviggine, o allo stato solido, sotto forma di neve, grandine, chicchi di ghiaccio e gragnola. Unitamente all'evapotraspirazione (potenziale), la precipitazione determina il bilancio idroclimatico. Essa condiziona la conformazione della rete fluviale di superficie, le possibilità di sfruttamento dell'energia idraulica, la formazione delle falde idriche, le caratteristiche della vegetazione naturale e l'attività agricola. Considerato come la distribuzione delle precipitazioni vari notevolmente nello spazio e nel tempo, la rete di misurazioni pluviometriche è il più fitto di tutti i parametri climatici. Purtuttavia, solo il 3 % dei dati disponibili proviene dalle stazioni di misurazione ubicate su quel 30 % della superficie regionale situata oltre i 2000 m di altitudine. (Per le unità pluviometriche che non richiedano una risoluzione giornaliera, lo svuotamento più raro dei recipienti di raccolta, cosiddetti totalizzatori, migliora lievemente la situazione dati.) A questo si aggiunge il problema fondamentale delle misurazioni pluviometriche, ossia la deriva di origine eolica delle idrometeore sul recipiente di raccolta, un fenomeno particolarmente grave soprattutto ad alta quota, a causa delle elevate velocità del vento e della maggior quota di precipitazioni nevose. Per le raffigurazioni cartografiche che seguono, tutto ciò significa due cose: la qualità delle mappe diminuisce visibilmente all'aumentare dell'altitudine, con i dati della zona alpina d'alta quota che finiscono con l'avere mero carattere di ordini di grandezza; secondariamente, tutte le analisi si riferiscono alla quantità di precipitazioni misurata, anche se il totale di precipitazioni effettivamente cadute può essere potenzialmente superiore.
La somma delle precipitazioni annuali o mensili per unità di superficie (espressa in litri per metro quadro) corrisponde nella media del lungo periodo al livel-

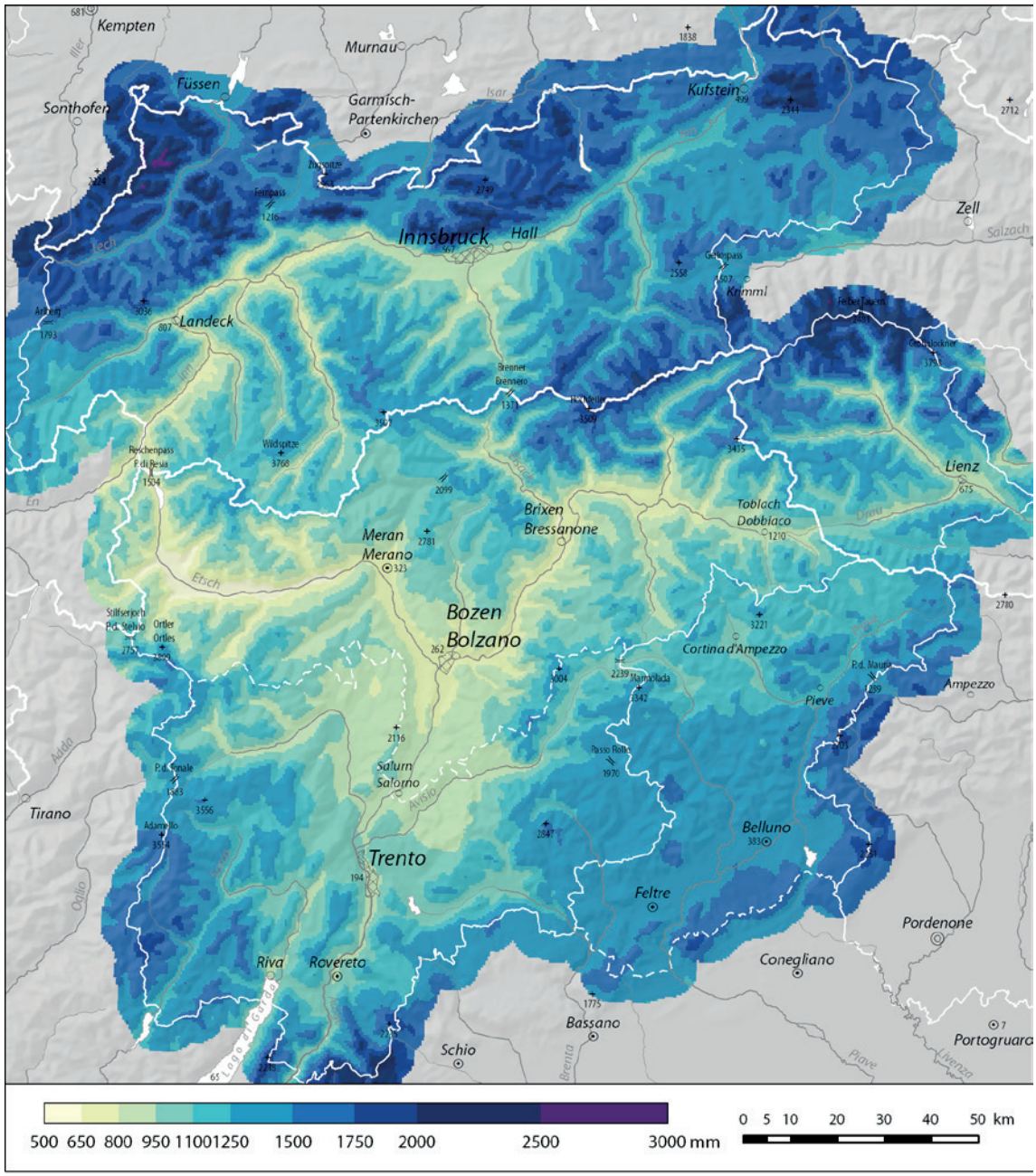


Fig. 3.9: Cumulata media delle precipitazioni annue.

lo delle precipitazioni cumulate, misurate (in mm) nell'arco di un anno o di un determinato mese solare. L'aumento generico delle precipitazioni al crescere del livello altimetrico non è sufficiente a spiegare la distribuzione delle precipitazioni nell'anno medio (Fig. 3.9). L'innalzamento delle masse d'aria umida lungo le catene montuose genera precipitazioni di Stau nettamente più intense sul versante montano esposto al vento, soprattutto sul margine alpino, lasciando l'aria più secca sul lato sottovento (Föhn), soprattutto nelle vallate intralpine. Le Alpi calcaree settentrionali ricevono dunque elevate precipitazioni dalle correnti nordoccidentali, proprio come le Alpi meridionali le ricevono dalle correnti meridionali. L'esempio più drastico è dato dal dislivello improvviso che si incontra fra le Alpi dell'Allgäu (2800 m circa), dove si registrano le cumulate medie annue più alte della regione, e la Valle dell'Alto Inn (circa 700 mm). Sulle Dolomiti il passaggio è molto più morbido. La valle più asciutta della regione, inserita nel cuore delle Alpi, è la Val Venosta (530 mm). Lungo la cresta alpina di confine le precipitazioni variano notevolmente fra gli Alti Tauri, che ricevono molte precipitazioni sia da nord che da sud, e le Alpi Venoste di Levante, più secche. La cumulata media annua è di 1300 mm nella media areale dell'intera regione di indagine.

A gennaio l'area di indagine riceve circa 65 mm di precipitazioni (Fig. 3.10a). Localmente, la quantità di precipitazioni varia tuttavia in maniera considerevole. Mentre sulle Alpi calcaree settentrionali cadono complessivamente fino a 250 mm di precipitazioni, principalmente in forma nevosa, sulle Alpi meridionali (con l'eccezione delle Alpi Vicentine) si rilevano in generale cumulate più basse, fra i 40 e gli 80 mm. Discorso identico per alcune zone delle Alpi centrali; nelle Alpi dello Stubai e della Zillertal, gennaio è il mese dell'anno con la maggiore scarsità di precipitazioni. Zone marcatamente secche si individuano a valle, fra il Lago di Resia e Bolzano, nonché più oltre, verso Dobbiaco, dove in un gennaio medio scendono meno di 25 mm di precipitazioni, localmente anche solo 15 mm.

Febbraio è solitamente il mese dell'anno più povero di precipitazioni, sia a livello areale che nella maggior parte delle sezioni dell'area di indagine considerata.

A marzo si rafforzano le precipitazioni di Stau, sia in provenienza da nord che da sud

Ad aprile (su scala areale la precipitazione media mensile si attesta sui 100 mm) si rinforza nettamente il fenomeno di Stau a sud, mentre le precipitazioni tendono a diminuire sulle Alpi calcaree settentrionali (Fig. 3.10b). I gruppi dell'Ortles, Adamello-Presanella e Dolomiti ricevono quindi precipitazioni mensili (fra 70 e 200 mm circa) paragonabili a quelle delle catene montuose settentrionali, fra le Alpi della Lechtal e il massiccio del Kaisergebirge. Le Alpi dell'Ötztal e le Alpi Sarentine, con cumulate mensili generalmente sotto i 100 mm, restano essenzialmente più asciutte. Nell'Außerfern e nella Valle dell'Alto Inn, Verwall e Silvretta, il mese di aprile è solitamente il mese dell'anno con meno precipitazioni. Per quanto riguarda il fondovalle dell'Inn, le precipitazioni medie mensili si riducono di oltre due terzi dal confine bavarese verso quello dei Grigioni. Analogamente ripartiti sono anche gli estremi spaziali: 30 mm nella Valle dell'Alto Inn contro i 300 mm nelle zone d'alta quota delle Alpi Vicentine.

A maggio aumenta il contributo delle precipitazioni convettive da rovesci e temporali, con conseguenti maggiori quantità di precipitazioni anche nelle zone intralpine. La variabilità delle precipitazioni di maggio (vista in relativo) risulta conseguentemente la più equilibrata. La media areale delle precipitazioni continua poi a crescere nel mese di giugno. Questo si deve a un rinforzo delle precipitazioni nei due terzi settentrionali dell'area di indagine, mentre l'aria a sud della Val Venosta, Val di Fiemme e Valle del Boite inizia a seccarsi sotto il crescente influsso delle zone d'alta pressione subtropicale.

A livello areale, il mese più caldo dell'anno è anche quello con le precipitazioni più abbondanti (Fig. 3.10c). Più in dettaglio, il discorso vale per le zone a nord di Val Venosta e cresta dolomitica di confine, comprendendo anche queste. Il mese di luglio porta solitamente oltre 150 mm di precipitazioni nella media areale, il che corrisponde quasi al triplo della cumulata media di febbraio. All'apice della stagione convettiva, scendono fra i 70 mm e ben oltre i 300 mm di precipitazioni fra la Val Venosta e le cime degli Alti Tauri. Più a sud le precipitazioni diminuiscono ulteriormente in piena estate, pur rimanendo comunque sui 90-190 mm.

Ad agosto le cumulate restano a un livello generalmente alto. Verso il mese di settembre le precipitazioni medie totali diminuiscono, con l'eccezione del gruppo meridionale dell'Adamello e delle Alpi Vicentine.

Nel mese di ottobre (con una media spaziale ferma sui 120 mm), aumentano i contrasti (Fig. 3.10d). Da un lato cresce, per effetto del raffreddamento del conti-

nente, l'influsso delle zone di alta pressione autunnale costante. Diminuiscono dunque le precipitazioni lungo la cresta alpina di confine e a nord di essa, scendendo a 60 – 180 mm e persino a 45 mm, come nel caso estremo della Valle dell'Alto Inn. Nelle zone d'alta quota delle Alpi Calcaree settentrionali, il mese di ottobre è quello più povero di precipitazioni nella media annua. Dall'altro, le fasi di stabilità meteorologica vengono interrotte da zone isolate di bassa pressione in lento avanzamento dalle acque calde del Mar Ligure e Adriatico, le quali si trattengono soprattutto sulle Alpi meridionali dando origine a intense precipitazioni. Anche nella media del lungo periodo nelle zone d'alta quota delle Alpi Vicentine si raggiungono ben oltre 300 mm di precipitazioni e anche le vallate meridionali sono bagnate da 150-220 mm di piogge. La zona a sud della linea Ortles – Val di Sole – Termeno – Alpi della Val di Fiemme – Marmolada – Sappada soddisfa quindi in termini di precipitazioni il criterio del clima mediterraneo, con un massimo di precipitazioni mensili non primariamente localizzate in estate, bensì in autunno.
Nel mese di novembre le precipitazioni tendono per lo più a diminuire lievemente, rispetto al mese precedente. Non però nelle Alpi calcaree settentrionali e nelle zone d'alta quota degli Alti Tauri dove i fronti atlantici provocano invece un aumento delle precipitazioni. Dal Gruppo Adamello-Presanella fino alle Alpi Carniche meridionali, l'influsso della zona di bassa pressione mediterranea continua ad essere forte. A dicembre, nelle zone a sud della cresta alpina di confine, il clima si fa nettamente più secco, mentre le cumulate di precipitazioni ad ovest e a nord della Valle dell'Inn, nonché a nord delle Alpi di Kitzbühel continuano ad aumentare.
Il numero annuo di giorni con precipitazioni corrisponde al totale annuale delle giornate in cui la quantità di precipitazioni cadute è di 1 mm o più. La maggior parte dei giorni con precipitazioni si è registrata, per gli effetti di Stau, nelle Alpi settentrionali (Fig. 3.11a). Pioggia e neve cadono sulle vette dalle Alpi dell'Allgäu, al Karwendel fino alle Alpi di Kitzbühel fino a 180 giorni all'anno. Valori analoghi si ritrovano direttamente anche sulla cresta alpina di confine degli Alti Tauri, che riceve precipitazioni sia da nord che da sud. Circa 160-130 giorni con precipitazioni sono la norma per, rispettivamente, il Gruppo Adamello-Presanella e le Alpi dell'Ötztal. Sulle Dolomiti la distribuzione temporale delle precipitazioni, con 120 giorni, è più episodica.
Le precipitazioni più rare si hanno in Alta Val Venosta, dove la media annua arriva a soli 70 giorni con precipitazioni di almeno 1 mm. Su scala areale la media si attesta sui 125 giorni all'anno.
La durata media dei periodi secchi si riferisce all'intervallo di tempo medio che intercorre fra due giorni di precipitazioni con caduta di almeno 1 mm. Nelle vallate principali a sud della cresta alpina di confine, fra due eventi di precipitazioni trascorrono in media 5-7 giorni (Fig. 3.11b). Nelle vallate settentrionali la durata media dei periodi secchi è di 3,5 – 5 giorni. In generale la diminuzione è modesta all'aumentare dei livelli altimetrici. Le zone d'alta quota delle Alpi calcaree settentrionali e degli Alti Tauri presentano i periodi secchi di minore durata, ridotti a circa 3 giorni. Su scala areale, la durata media dei periodi secchi è di 4,5 giorni.
La media delle massime annue delle cumulate giornaliere corrisponde alla media di lungo periodo delle precipitazioni massime giornaliere di un anno. Essa indica dunque il giorno dell'anno più ricco di precipitazioni. Il massimo delle precipitazioni nelle 24 ore apporta solitamente, nella maggior parte dell'area esaminata, fra i 50 e i 70 mm di acqua (Fig. 3.12a). A causarle sono principalmente i temporali. Tuttavia, l'influsso del sistema di bassa pressione adriatico si manifesta, avanzando verso sudest, sotto forma di un graduale aumento. Le Alpi Vicentine, la Valbelluna e le Alpi Carniche meridionali sono interessate a tutte le quote da massime di cumulate giornaliere comprese fra 90 e 180 mm. Il valore spaziale minimo si individua principalmente nell'Ötztal, dove nel giorno con le precipitazioni più intense dell'anno scendono in media meno di 40 mm. La media areale si attesta sui 70 mm.
L'evento trentennale di tre giorni di precipitazioni è dato dalla somma delle precipitazioni cadute in 72 ore con una ricorrenza statistica di 30 anni. Almeno una volta ogni trent'anni, cioè, è da attendersi che la quantità di precipitazione indicata cada in un arco di tempo di tre giorni. Settantadue ore di intense precipitazioni possono causare vaste inondazioni, smottamenti e frane. Per ampie zone dell'area considerata, l'evento trentennale di cumulata nelle 72 ore si colloca fra i 140 e 210 mm circa (Fig. 3.12b). Le vallate alpine centrali, tuttavia, sono ben lungi dal raggiungere valori simili. Nella Valle dell'Alto Inn e in Val Pusteria sono localmente nella norma valori di circa 90 mm. Fatta eccezione per le Alpi dell'Ötztal, dello Stubai e le Alpi Sarentine, nelle zone d'alta quota il valore si colloca fra i 180 e i 300 mm. Livelli di precipitazioni fino a 550 mm

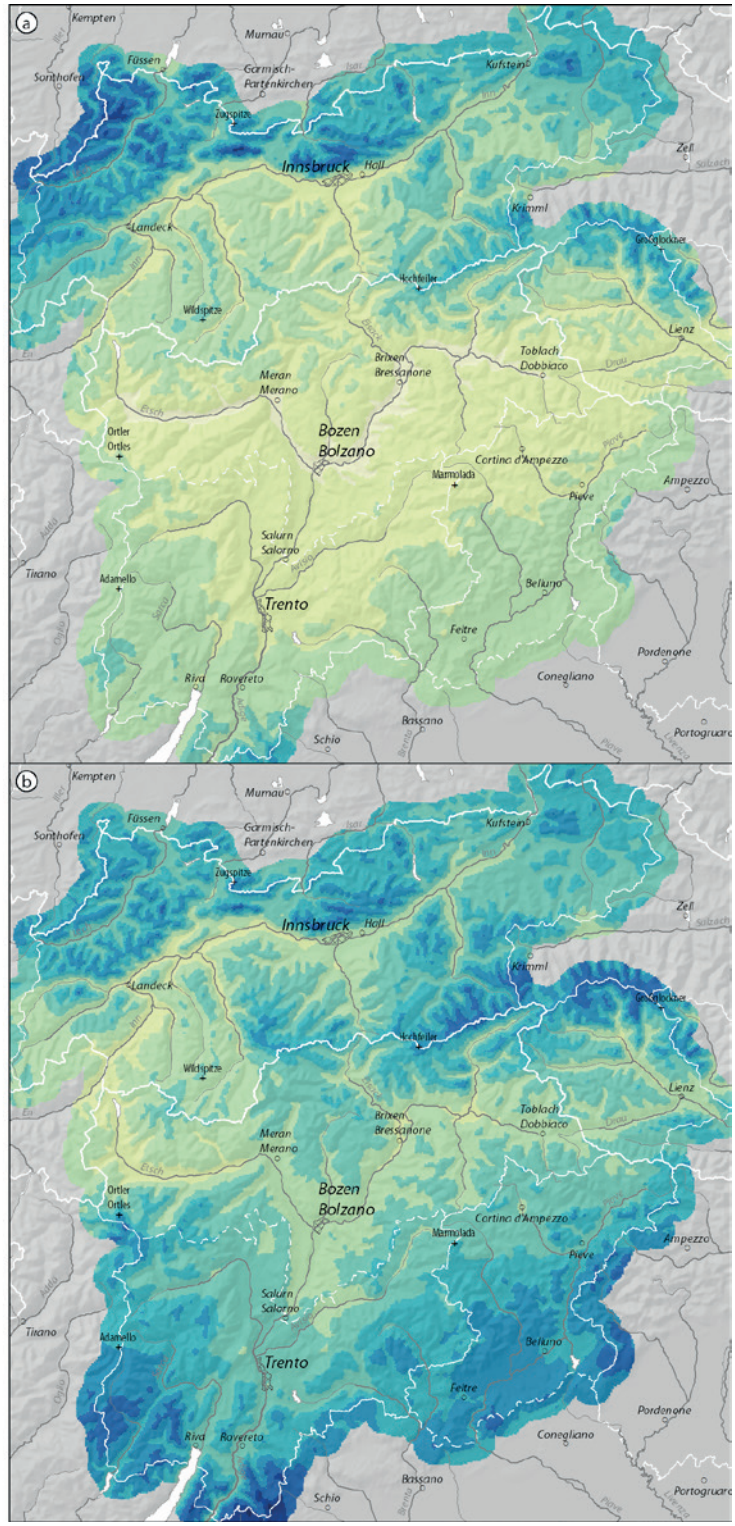


Fig. 3.10ab: Media delle cumulate mensili delle precipitazioni a gennaio (a) e aprile (b).

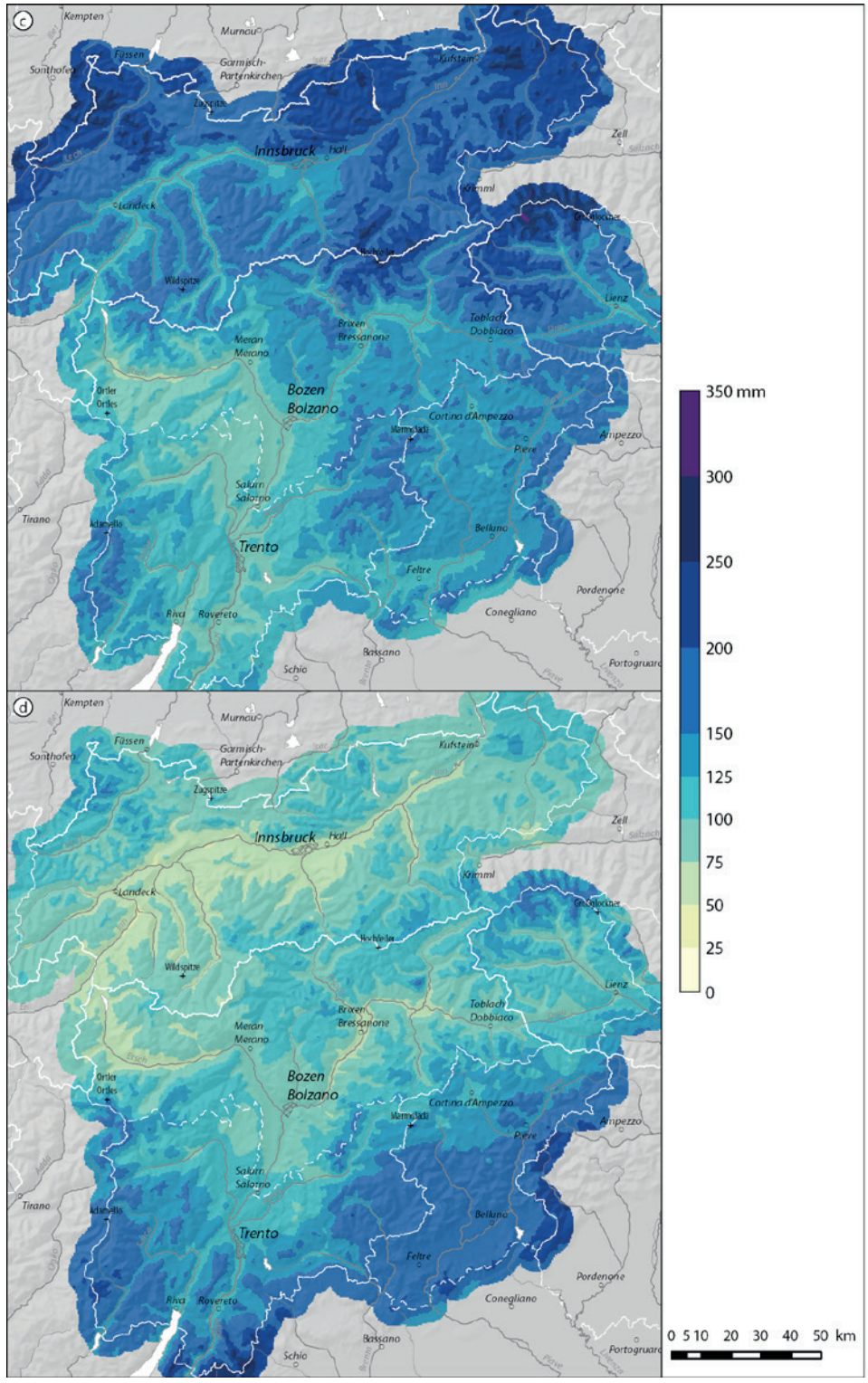


Fig. 3.10cd: Media delle cumulate mensili delle precipitazioni a luglio (c) e ottobre (d).

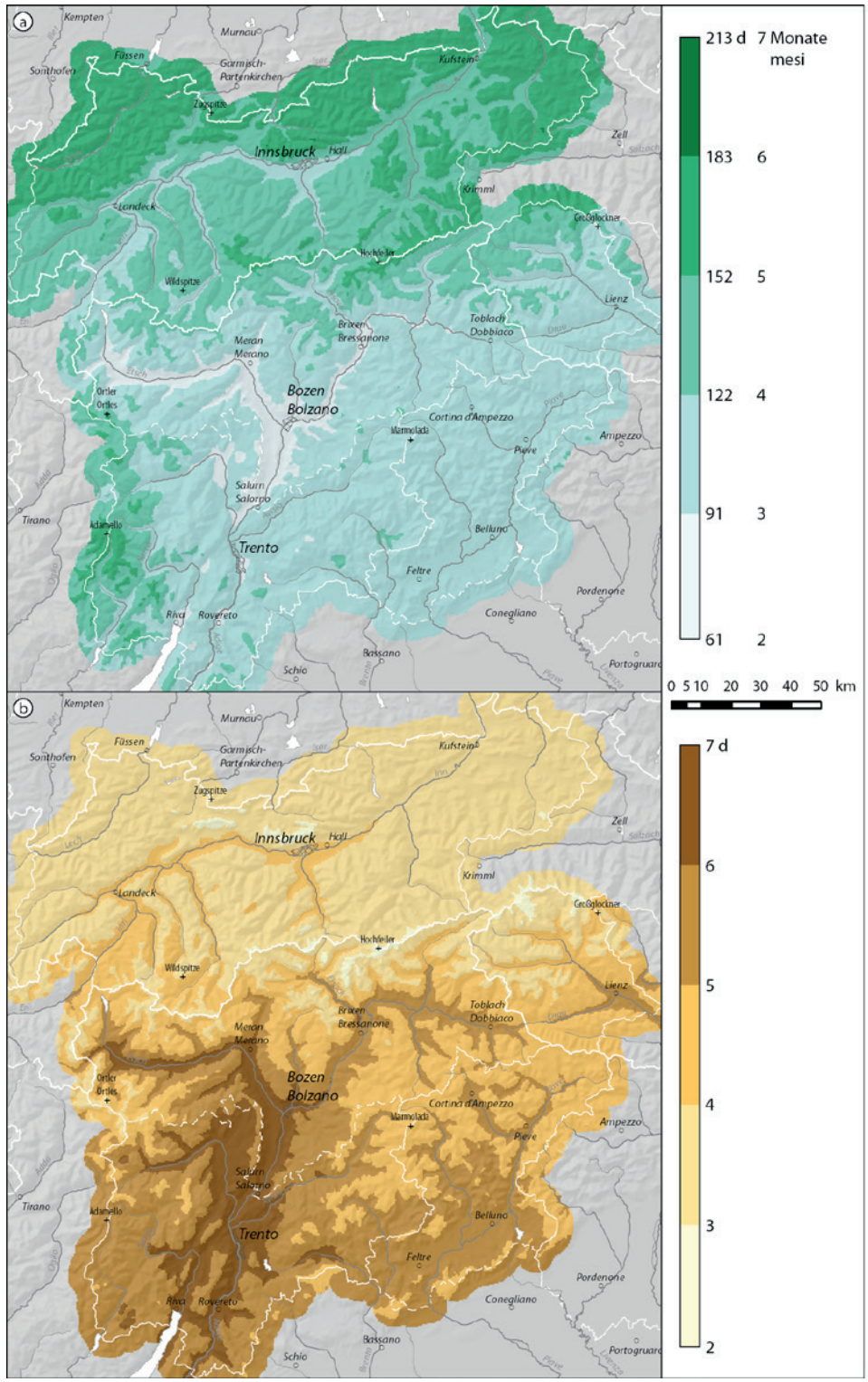


Fig. 3.11: Numero medio annuo dei giorni con 1 mm di precipitazioni (a) e durata media dei periodi secchi (b).

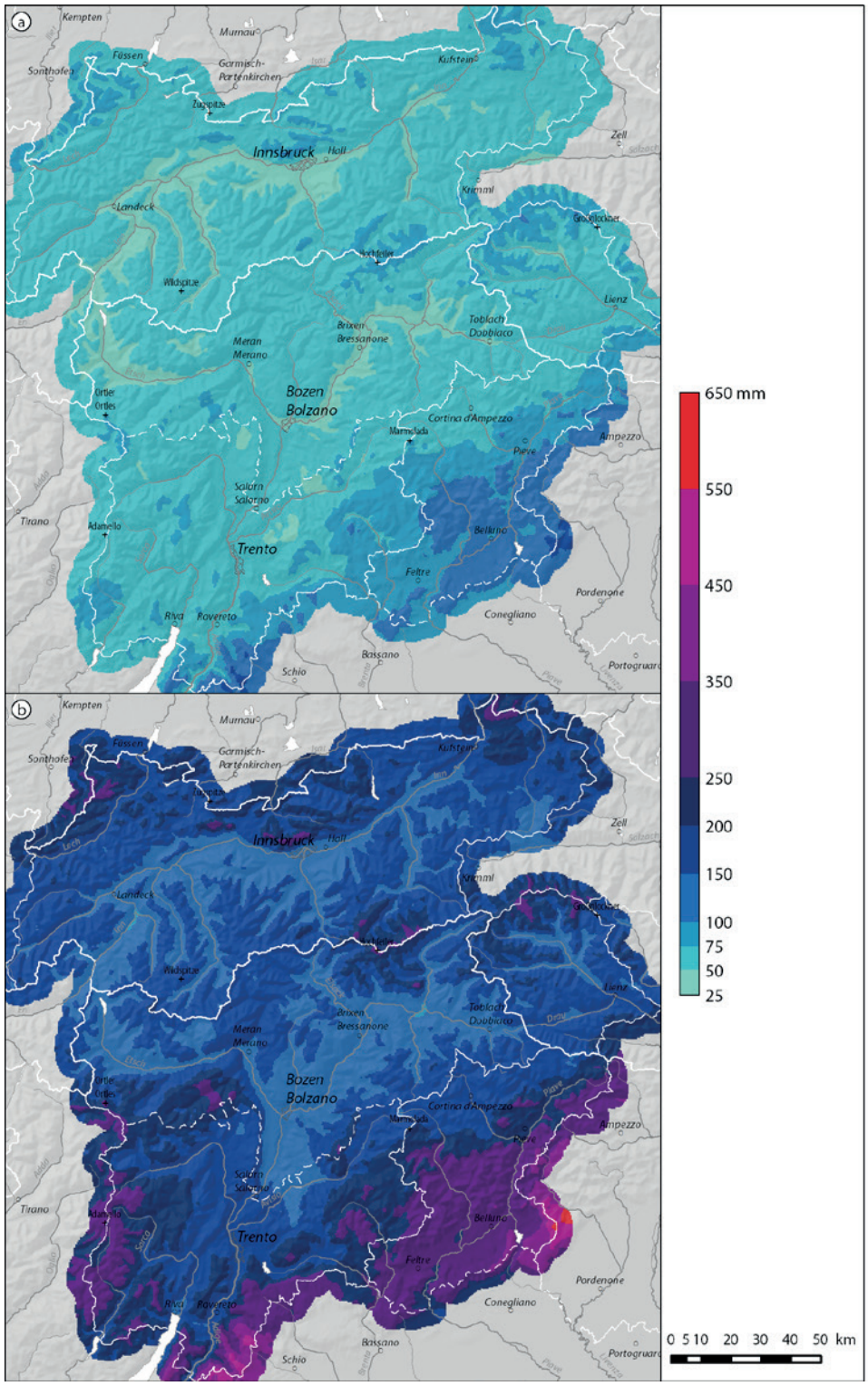


Fig. 3.12: Media annua delle cumulate massime giornaliere (a) ed evento trentennale di cumulata delle precipitazioni nelle 72 ore (b).

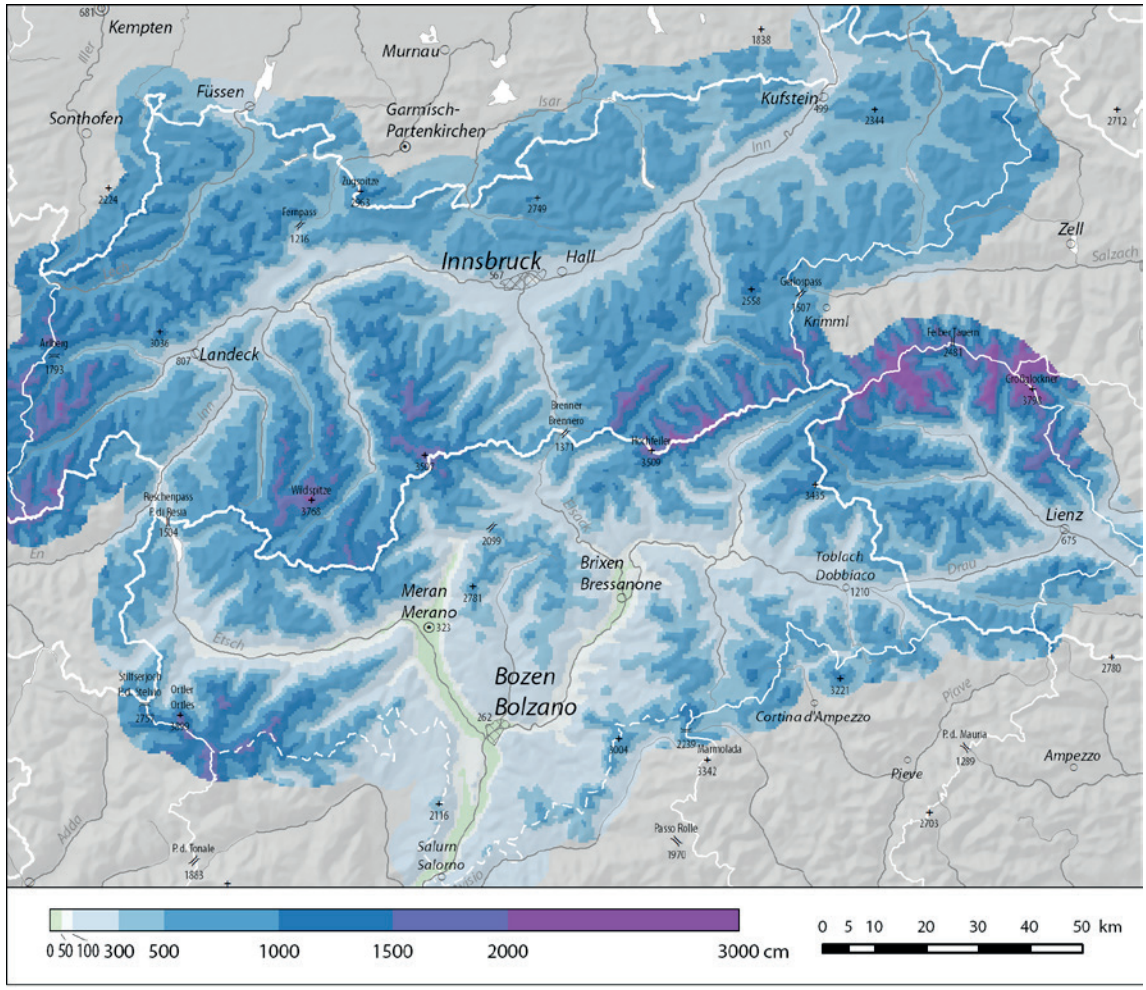


Fig. 3.13: Accumuli medi annui di neve fresca.

dovrebbero verificarsi verso le Dolomiti friulane, mentre valori compresi fra i 250 e i 350 mm caratterizzano questi eventi trentennali anche nel fondovalle della Valbelluna.

3.5 Manto nevoso

La parte di precipitazioni che in presenza di temperature sufficientemente basse raggiunge il suolo sotto forma di nevicate, può contribuire all'innalzamento di un manto nevoso. La presenza di una copertura nevosa ha effetti di rilievo dal punto di vista ecologico ed economico: a causa del fortissimo albedo, la neve fresca riflette circa l´85 % della radiazione solare incidente, una quota di irraggiamento che non può quindi contribuire al riscaldamento. A causa delle numerose inclusioni d'aria, con effetto isolante, il manto nevoso rappresenta un'efficace difesa dal freddo per le componenti vegetali sottostanti e le sementi invernali. L'acqua temporaneamente accumulata nel manto nevoso porta a un calo del deflusso idrico in inverno e a un suo aumento all'epoca dello scioglimento della neve, con le note conseguenze per la produzione idroelettrica. Non da ultimo, la pratica di sport invernali e lo sfruttamento turistico della neve determinano la formazione di un substrato nivale. In climatologia si definisce manto nevoso uno strato compatto di neve di almeno 1 cm di altezza. Nelle misurazioni si distinguono l'altezza giornaliera della neve

fresca e della neve accumulata (intesa come altezza complessiva della neve), solitamente rilevate alle ore 7:00 del mattino. Il materiale di dati e osservazioni a disposizione per il presente studio ha incontrato anche qui alcuni limiti metodologici: capita, ad esempio, che coltri di neve di breve durata non vengano registrate in occasione delle osservazioni mattutine. Ancor più importante è il problema della forte riduzione della densità di stazioni di misurazione al crescere dell'altitudine. A causa dell'estrema variabilità degli accumuli di neve nei suoli alpini d'alta quota, fortemente frammentati, a causa del trasporto eolico e dello spostamento causato dal distacco delle valanghe, i valori indicati sono da considerarsi approssimazioni teoriche con una rappresentatività spaziale per le aree circostanti. A questo aspetto si vanno a sommare le differenze riscontrabili nelle convenzioni regionali che regolano le osservazioni nonché la mancanza di serie di osservazioni continue nella sezione meridionale dell'area di studio, le quali non consentono purtroppo di fornire una mappatura climatica delle precipitazioni nevose di adeguata qualità per l'intera area di indagine prescelta.

Nell'accumulo annuo di neve fresca si sommano le singole altezze giornaliere di neve fresca misurate in un anno. Nel dato non si tiene conto dell'effettiva disgregazione del manto nevoso dovuta ad assestamento, fusione e vapotraspirazione. Lo schema spaziale dell'accumulo annuo di neve fresca appare, a un primo sguardo, strettamente legato all'altitudine (Fig. 3.13). A quota 1000 m circa, le Alpi settentrionali ricevono però, con un'altezza di 3-6 m, quasi il triplo della quantità di neve fresca che cade sulle Alpi centrali ad altitudini analoghe. Il fatto è dovuto alle correnti di provenienza nordoccidentale le cui masse d'aria non sono solo cariche di precipitazioni ma anche relativamente fredde. Anche a quota 2000 m circa le Alpi settentrionali ricevono la maggior parte di neve fresca (circa 7-10 m) mentre lungo la cresta alpina di confine e a sud di essa le quantità si riducono di circa il 15-25 %. In alta montagna si raggiungono infine enormi accumuli di neve fresca che possono arrivare anche ad oltre 20 m. Al di fuori delle zone di alta montagna i massimi valori si riscontrano nell'Außerfern: l'Hahnenkamm vicino a Reutte (1670 m) registra una media di quasi 11 m di accumulo, Hochfilzen (1000 m) di considerevoli 6,8 m. Sia a Innsbruck (579 m) che a Lienz (661 m), nel corso di un inverno scendono in media 1,1 m di neve fresca. Il minimo spaziale si individua nettamente nelle vallate altoatesine a più bassa quota. A Bolzano (254 m) cadono in media, in una stagione, solo 22 cm di neve.

La comparsa/scomparsa del manto nevoso coincide con il primo/ultimo giorno di un anno in cui al mattino si rilevi uno strato nevoso di almeno 1 cm di altezza. Gli anni vengono analizzati da agosto a luglio, anziché da gennaio a dicembre, per evitare in questo modo il taglio della stagione nevosa naturale. La durata del manto nevoso che intercorre fra questi due episodi può senz'altro comprendere fasi periodiche di scopertura. Ad altitudini analoghe, il primo manto nevoso si presenta sulle Alpi settentrionali in media da due a tre settimane prima di quanto non avvenga a sud della cresta alpina di confine (Fig. 3.14a). Per la data dell'ultimo manto nevoso il rapporto è esattamente inverso (Fig. 3.14b). A quota 2000 m, ad esempio, a nord c'è da attendersi già nella prima metà di settembre un primo assaggio dell'inverno, mentre a sud bisogna attendere l'inizio di ottobre. Al contrario, a queste altitudini, l'ultimo manto di neve si scioglie, mediamente, verso il solstizio d'estate nelle Alpi settentrionali e già ai primi di giugno sul versante alpino meridionale. Mentre a quota 1000 m s.l.m. le Alpi settentrionali si presentano coperte da un manto nevoso prevalentemente tra la fine di ottobre e la seconda metà di aprile, sul versante alpino meridionale la prima neve si vede a metà novembre e l'ultima a inizio aprile. A Innsbruck e Lienz il primo manto di neve si forma in media intorno al 20 novembre, mentre l'ultimo strato scompare a cavallo fra marzo e aprile. A Bolzano la durata media del manto nevoso è di sole otto settimane in inverno, da metà dicembre a metà febbraio. L'altezza media mensile della neve definisce nel lungo periodo l'altezza complessiva della neve rilevata a metà (giorno 15) del mese in questione. La frequenza media mensile del manto nevoso indica nel lungo periodo il numero medio di giornate al mese in cui sia presente una coltre compatta di neve di almeno 1 cm di altezza. Nel mese di novembre, considerato nel complesso di tutte le altitudini, lo strato di neve presente è ancora relativamente modesto (Fig. 3.15a). Le grandi vallate ne sono mediamente prive (Bassa Val Venosta, Valle dell'Adige e Valle Isarco, Bassa Atesina) o solo lievemente coperte (Valle dell'Inn e Val Pusteria). Nelle valli a quota più alta e sulle montagne, l'inverno è normalmente già arrivato. Le condizioni meteo tipicamente portatrici di neve sono in questa stagione dell'anno le correnti da nordovest. Il dato è rivelato ad esempio dalle altezze

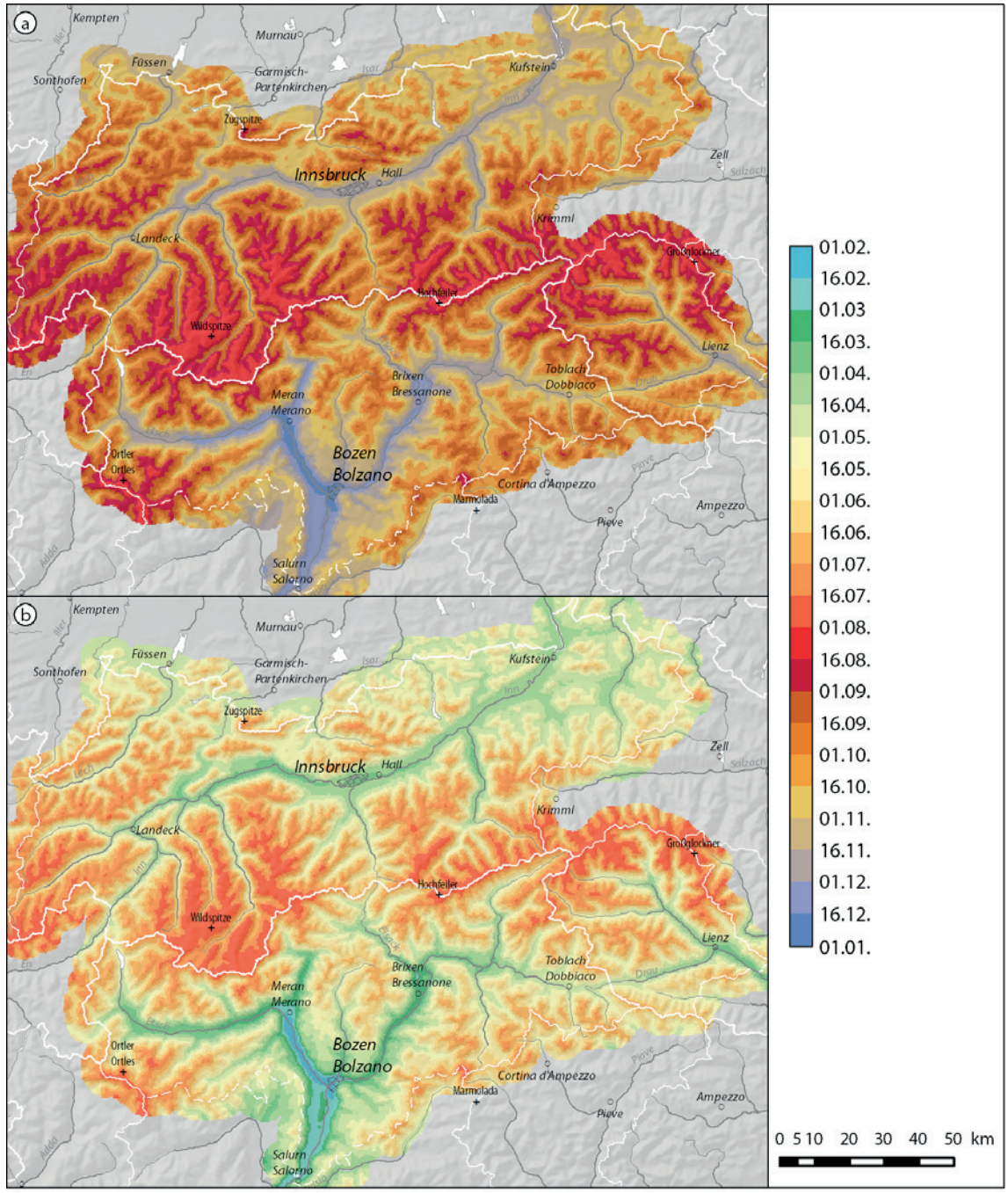


Fig. 3.14: Media della comparsa (a) e scomparsa (b) del manto nevoso.

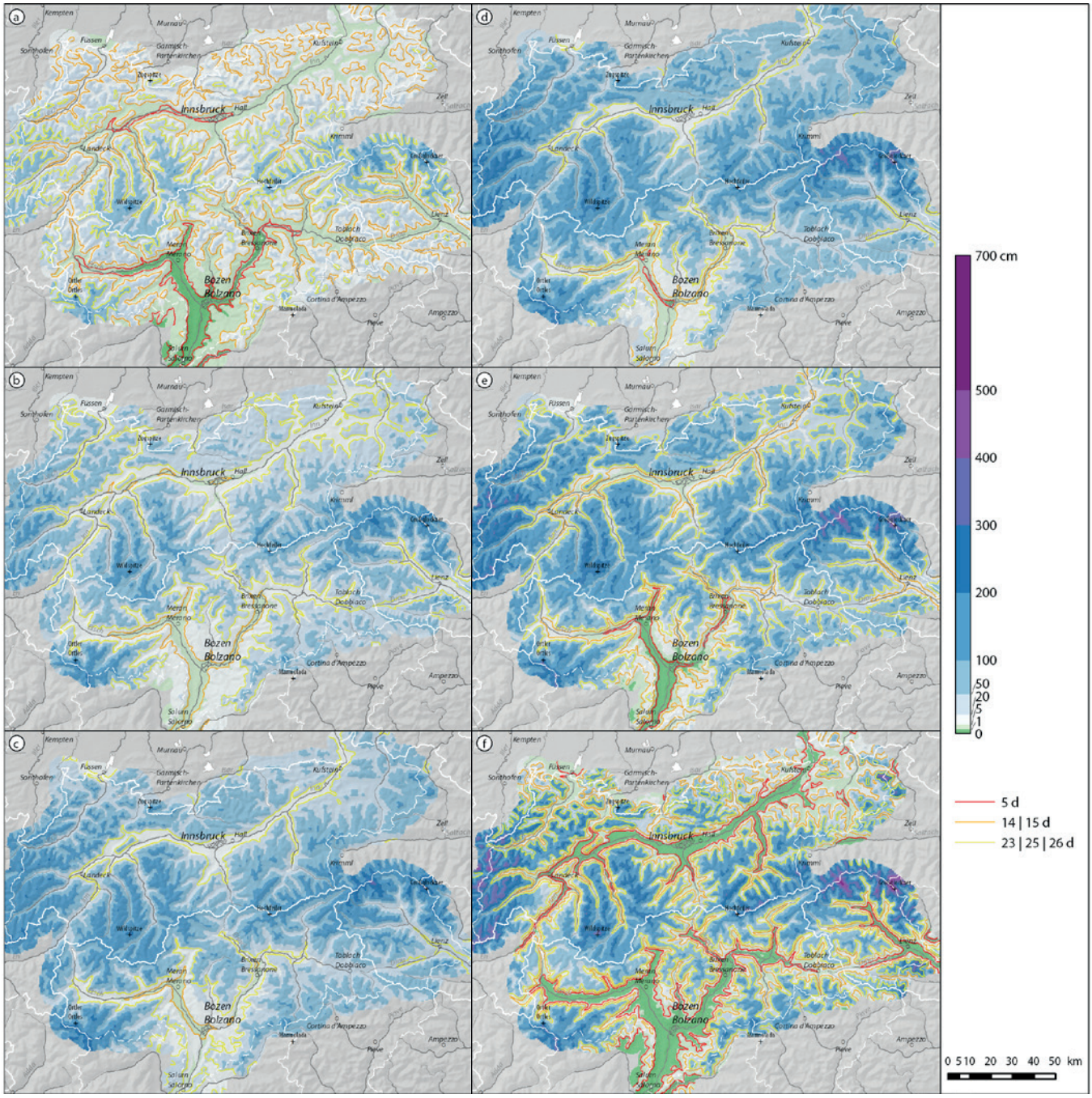


Fig. 3.15: Altezza media della neve a metà mese e frequenza media mensile del manto nevoso in novembre (a), dicembre (b), gennaio (c), febbraio (d), marzo (e) e aprile (f).

medie registrate a quota 2000 m: mentre nelle Alpi settentrionali si registrano in media strati di 30 cm di neve, in prossimità della cresta alpina di confine e sul versante meridionale delle Alpi il manto nevoso arriva approssimativamente alla metà. Le altezze medie della neve non sono ovviamente omogeneamente distribuite di anno in anno. È dunque la frequenza del manto nevoso a fornirci, piuttosto, un elemento indicatore della probabilità di comparsa del manto nevoso. Nelle zone a bassa quota intorno ai 500 m, la neve giace al suolo circa 6 giorni nelle Alpi settentrionali, presentandosi invece solo due giorni nelle zone intralpine e sul versante alpino meridionale. L'aumento della frequenza del manto nevoso al crescere dell'altitudine ha uno sviluppo ancora relativamente rettilineo a inizio della stagione nevosa. A quota 1500 m, sulle Alpi settentrionali, la presenza di un manto nevoso si osserva generalmente in 18 giornate, le quali si riducono a 12 sulle Alpi meridionali. A quote ancor più elevate, il divario nord-sud tende sempre più ad annullarsi. In alta montagna è possibile attendersi ovunque, per quasi tutto novembre, la presenza di un manto nevoso.

Nel periodo pre-natalizio, a metà dicembre, l'altezza media della neve, anche nelle vallate a più bassa quota, è appena sopra zero (Fig. 3.15b). Bolzano, Merano (330 m) e Bressanone (569 m) arrivano in media a 1 cm, Innsbruck a 4 cm e Lienz a 13 cm. Solitamente, tuttavia, un manto nevoso copre Bolzano solo 6 giorni e Bressanone solo 9 giorni di dicembre. Mentre dunque queste città sono prevalentemente prive di neve nel mese natalizio, Innsbruck e Lienz, rispettivamente con 15 e 18 giorni di manto nevoso, possono sperare in un "white Christmas". Sulle montagne il manto nevoso cresce rapidamente. A circa 2000 m s.l.m. lo strato raddoppia mediamente nel corso di un mese, arrivando a circa 60 cm sulle Alpi settentrionali e triplicandosi nelle Dolomiti, dove l'altezza del manto nevoso sale a 45 cm. Anche le crescenti correnti da sud originano poi precipitazioni nevose. Protette sia dai fenomeni di Stau da nordovest che da quelli provenienti da sud, la Val Sarentina, le Alpi dello Stubai e dell'Ötztal hanno in media 35 cm di neve in meno.

Nel pieno dell'inverno, a metà gennaio, l'altezza del manto nevoso tende a crescere fortemente all'aumentare dell'altitudine (Fig. 3.15c). A nord della cresta alpina di confine si rileva, in media, a quota 500 m s.l.m. un'altezza di circa 10 cm, a quota 1500 m di circa 50 cm e a quota 2500 m di circa un metro e mezzo. A sud della cresta alpina di confine i manti nevosi sono leggermente meno spessi: considerata la prevalenza delle perturbazioni nordoccidentali anche in questa stagione dell'anno, sull'Hahnenkamm di Reutte si registrano in media manti nevosi di 1,1 m di altezza, mentre sul Monte Piana (2265 m) nelle Dolomiti di Sesto, nettamente più elevato, lo strato di neve arriva a 67 cm. Per quanto gennaio sia da considerarsi in generale il mese che, a bassa quota, è più ricco di neve, Bolzano supera difficilmente un'altezza media di appena 1 cm. Nel capoluogo altoatesino sono essenzialmente 8 le giornate di gennaio con presenza di manto nevoso contro i 20 giorni di Innsbruck e i 24 di Lienz. A sud di Bolzano la frequenza del manto nevoso aumenta leggermente, considerato che verso i margini montani le precipitazioni sono più frequenti che nelle aree interne protette dai rilievi. Nelle valli a più alta quota e nelle tipiche località di sport invernali il mese di gennaio è quello con la neve decisamente assicurata.

Nel mese di febbraio, altezza media e frequenza del manto nevoso tendono nuovamente a diminuire leggermente, a quote basse (Fig. 3.15d). Nelle zone di mezza e alta montagna il manto nevoso cresce invece massicciamente facendo raggiungere, nella media areale, la maggiore altezza mensile dell'anno. Nell'intera area si rilevano in media 15 cm scarsi di neve a quota 500 m, buoni 35 cm a quota 1000 m e circa 60 cm a quota 1500 m s.l.m.. Regionalmente, tuttavia, le differenze sono notevoli: mentre nelle Alpi di Kitzbühel a quota 1000 m circa l'altezza del manto nevoso sale in media a 84 cm (Hochfilzen), il livello ristagna nelle vallate dolomitiche interne fermandosi a una media di 8 cm (Lusòn, 981 m). Sul Brennero (1445 m) troviamo in media 65 cm e sul monte Zugspitze (2964 m) ben 2,8 m di neve. La riduzione delle giornate di manto nevoso rispetto al mese precedente è più marcata a sud della cresta alpina di confine che nelle Alpi settentrionali. A Lienz la media si attesta sui 20 giorni, a Innsbruck arriva a 16 e Bolzano conta a febbraio 5 giorni di neve.

Nel mese di marzo aumentano i contrasti spaziali nella distribuzione nevosa (Abb. 3.15e). Il manto nevoso tende già quasi ovunque a scomparire fino alle zone di mezza montagna (sul Brennero scende a circa 52 cm), ma il netto aumento delle nevicate in alta montagna (con un manto nevoso che sul monte Zugspitze arriva a circa 3,6 m) compensa pienamente questa perdita. L'elevata media areale dell'altezza della neve osservata nel mese di febbraio si mantiene dunque anche a mar-

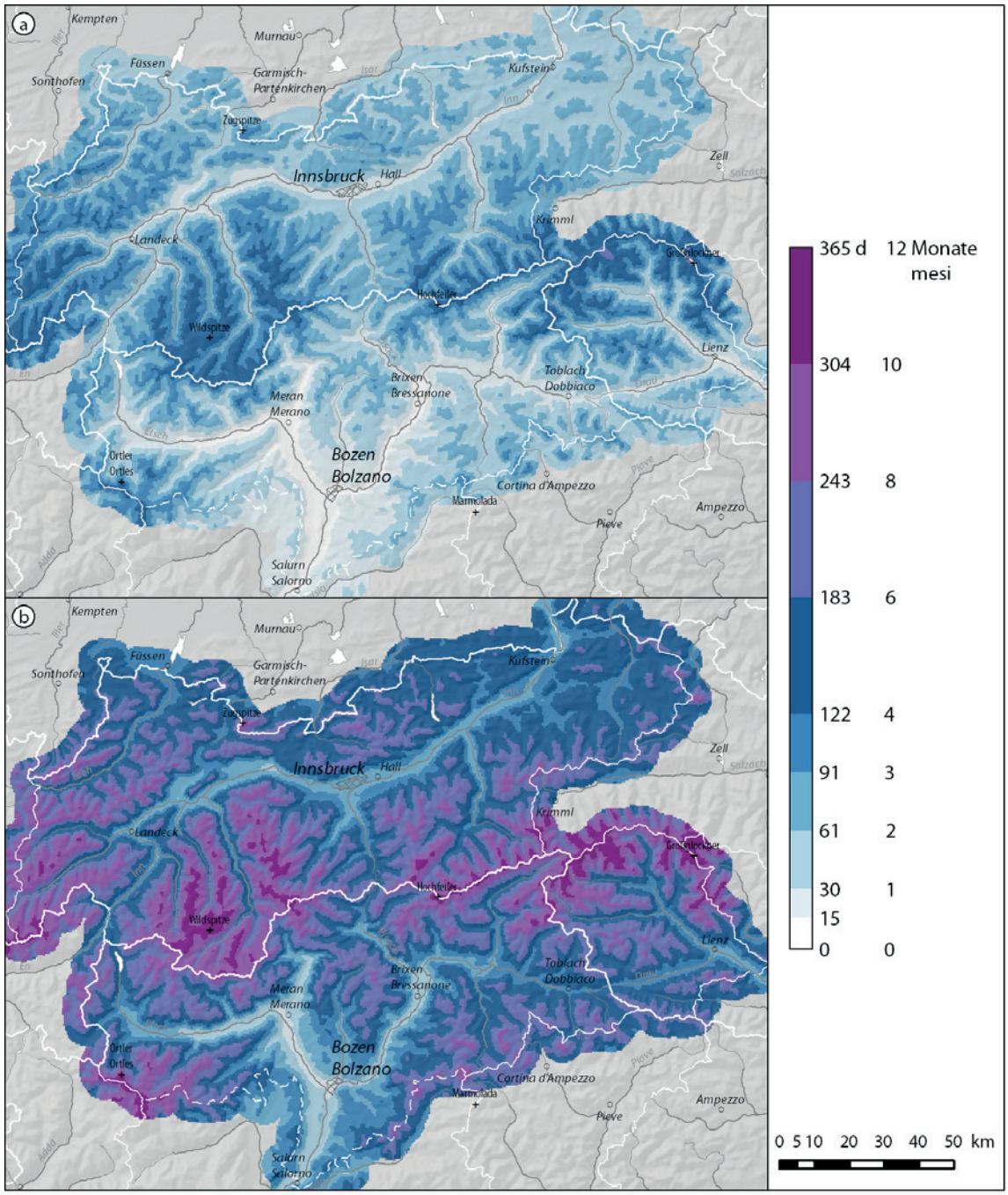


Fig. 3.16: Numero medio annuo dei giorni con 1 cm di neve fresca (a), di neve cumulata (b).

zo, malgrado l'avanzare della stagione. A Bolzano, Merano e Bressanone l'altezza media della neve tende verso lo zero, ma anche Innsbruck arriva ad appena 1 cm, con Lienz che ne presenta però ancora 6. A quota 2000 m circa è soprattutto nelle Alpi della Lechtal che si rileva il maggiore spessore del manto nevoso (mediamente 1,9 m); nel gruppo dell'Ortles e nelle Alpi Sarentine arriva frequentemente ad appena un terzo di questa altezza. Mentre le zone a bassa quota, nella maggior parte delle annate, sono già prive di manto nevoso, la probabilità di trovare neve in montagna è invariabilmente alta. Ne consegue che le linee di certe frequenze di manto nevoso tendono a concentrarsi in un intervallo altimetrico sempre più ristretto. L'isolinea che segnala una probabilità di manto nevoso del 50 % (15 giorni al mese) viene tracciata a quota 700 m circa a nord della cresta alpina di confine e a quota 900 m s.l.m. a sud. Bolzano, Merano e Bressanone sono generalmente coperte di neve solo 2-3 giorni a marzo, contro i 7 del manto nevoso di Innsbruck e gli 11 di Lienz.
Nel mese di aprile i contrasti si accentuano ulteriormente (Fig. 3.15f). Mentre a metà mese la presenza di un manto nevoso a bassa quota è assolutamente eccezionale e anche nelle zone di mezza montagna è forte il disgelo, in alta montagna, il picco annuo dell'altezza del manto nevoso deve ancora arrivare. Sul Patscherkofel (2247 m) la neve è alta in media 86 cm, raggiungendo sulla montagna dello Zugspitze altezze di 3,8 m. Nelle località sportive invernali d'alta quota, come Obergurgl (1938 m) e Kühtai (1970 m), si trova ancora una spessa coltre di neve, con un'altezza compresa in media fra i 62 e i 120 cm. Lo scioglimento è più forte nelle Alpi settentrionali fra quota 1000 e 1500 m s.l.m., dove l'altezza della neve, rispetto a metà marzo, è scesa in media di oltre 30 centimetri. Qui sono soprattutto le precipitazioni piovose a contribuire al processo di scioglimento e assestamento. Oltre quota 1300 - 1600 m circa, la presenza di un manto nevoso è tuttavia più probabile di una sua assenza. La zona di passaggio da una bassa a un'alta frequenza di manto nevoso, individuabile nella zona di mezza montagna, è sempre più netta. A quote oltre i 2000 m circa la neve continua ad essere pressoché garantita. A quote più basse, sotto i 1000 m, l'eventuale manto nevoso riscontrato ad aprile non è dato di norma dagli accumuli di neve in fase di progressiva scomparsa, quanto piuttosto da tardivi colpi di coda dell'inverno. Innsbruck e Lienz arrivano in media ad essere coperte di neve un giorno solo in aprile. Alcune zone della Valle dell'Alto Inn, della Val Passiria e le vallate principali altoatesine sono di solito completamente prive di neve.
Il numero annuo di giorni di neve fresca comprende i giorni che, nel corso di un intero anno, presentano al mattino uno strato di neve fresca di 1 cm o più. La loro frequenza è principalmente legata all'altitudine. Per l'area di studio nel suo complesso è possibile riscontrare, nella media degli anni, un aumento di circa 42 giorni per 1000 m di altitudine. In cifre assolute, questo dato corrisponde a circa 21 giornate di neve fresca a valle (intorno ai 500 m s.l.m.) e circa 105 giorni di nevicate in alta montagna (a quota 2500 m circa). L'effettiva distribuzione spaziale mostra tuttavia che la maggior parte delle giornate di neve fresca si registrano sul versante nordoccidentale di Stau e in prossimità della cresta alpina di confine (Fig. 3.16a). Località con una media di oltre 50 giorni di nevicate all'anno sono per esempio Achenkirch (904 m), Galtür (1587 m) e Obergurgl. Ma anche nelle zone di mezza montagna del Tirolo orientale e dell'Alto Adige la presenza di neve fresca si osserva in una media in 40 giornate all'anno (Ridanna, 1350 m) fino alle 45 di Obertilliach (1400 m). A Innsbruck la copertura nevosa cresce in media 23 giorni all'anno e a Lienz, dove le nevicate sono più episodiche, cumuli analoghi di neve fresca si osservano solo in 15 giornate. Un valore medio inferiore alle 10 giornate di neve fresca è registrato a bassa quota nelle vallate principali dell'Alto Adige: sono solo 6, per esempio, i giorni di nevicata a Bolzano.
Il numero annuo di giorni con copertura nevosa indica il totale delle giornate all'anno che al mattino presentano un'altezza di neve (cumulata) uguale o superiore a 1 cm. Il dato non dipende solo dalla frequenza e quantità delle nevicate bensì anche, in base alle temperature, dalla possibilità di permanenza della neve precedentemente caduta. In questo senso sono le zone alpine d'alta quota a risultare favorite, ma anche le conche e vallate interessate dalla formazione di laghi di aria fredda. La minore frequenza si ha nelle vallate intralpine a bassa quota del versante alpino meridionale; Bolzano, per esempio, è coperta di neve solo 23 giorni all'anno (Fig. 3.16b). Nel Tirolo settentrionale la frequenza di manto nevoso è almeno doppia; il minimo locale, 53 giorni, si riscontra a Telfs (618 m), nella Valle dell'Alto Inn. A Innsbruck la copertura nevosa si mantiene in media per 63 giorni, a Lienz sono invece 80 all'anno. Al crescere dell'altitudine aumenta sensibil-

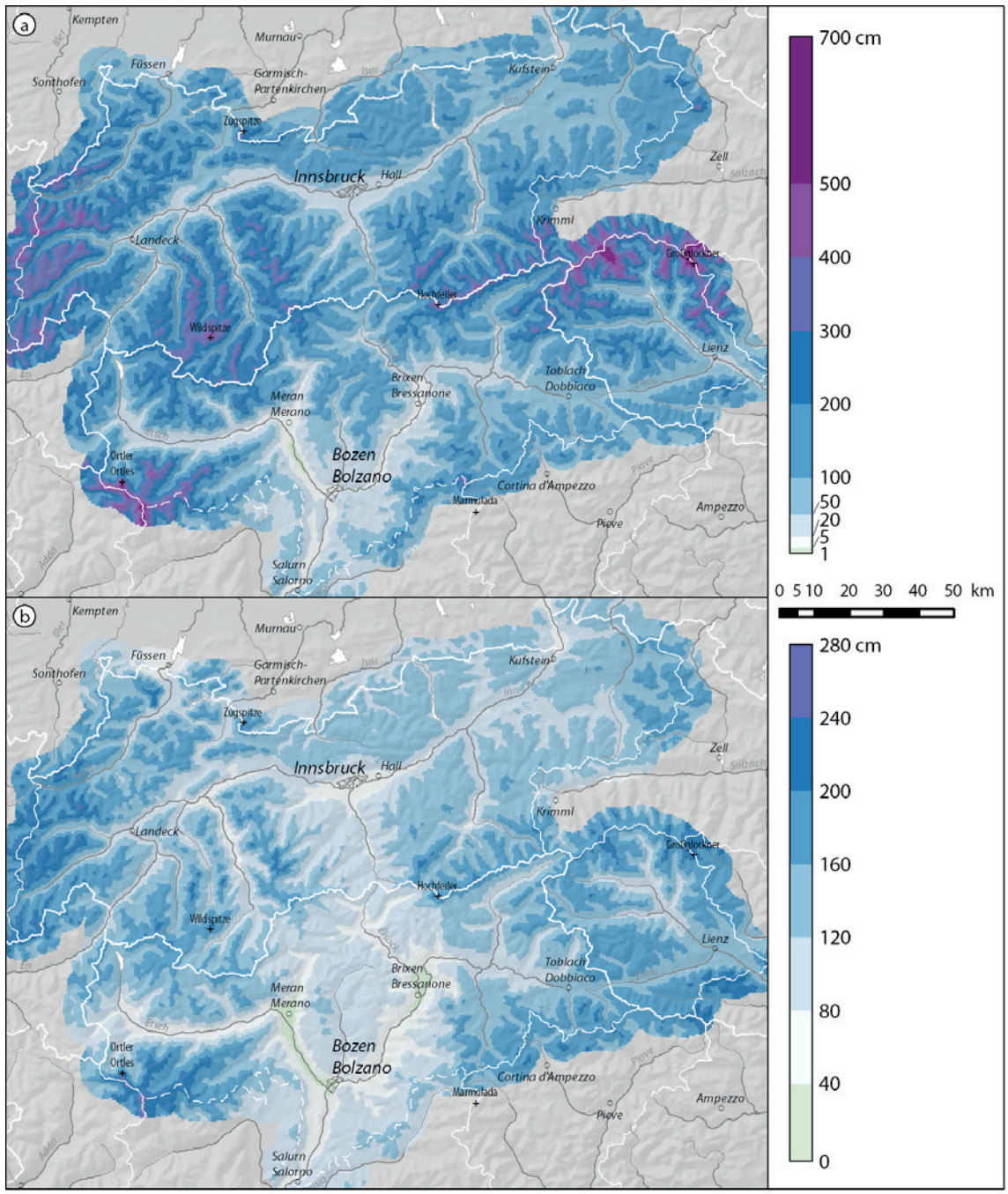


Fig. 3.17: Media del massimo accumulo di neve annuo (a) ed evento trentennale di accumulo di neve fresca nelle 72 ore (b).

mente anche la frequenza di copertura nevosa, di una decina di giorni fino a quota 1500 m e di una dozzina ogni 100 m di altitudine oltre questa quota. A 2000 m s.l.m., per esempio, ci si può attendere in media una presenza di copertura nevosa in quasi 190 giorni, contro gli abbondanti 220 giorni delle Alpi settentrionali. La media del massimo accumulo di neve annuo consiste nella media sul lungo periodo della massima altezza raggiunta dalla neve in un anno sulla base delle osservazioni quotidiane. Oltre a una dipendenza dall'altitudine e a un divario nord-sud, essa mostra l'esistenza di un contrasto fra zone marginali montane e vallate intralpine (Fig. 3.17a). I valori massimi si registrano laddove le condizioni meteorologiche portatrici di neve incontrano le prime barriere montane e le temperature sono inoltre sufficientemente basse da permettere alla neve di rimanere. Fino alle quote di mezza montagna queste circostanze si verificano soprattutto nella zona settentrionale del Basso Tirolo e nella regione dell'Arlberg. Il massimo di accumulo nevoso annuo a quota 1000 m s.l.m. raggiunge qui una media compresa fra 70 e 105 cm, mentre nella regione dell'Ortles e delle Dolomiti arriva appena a 40 cm. A 2000 m di altitudine, ai circa 2,2 m delle Alpi settentrionali si contrappone un'altezza di circa 1,3 m sul versante meridionale delle Alpi. Ad alta quota, anche le Alpi dell'Ortles e gli Alti Tauri, dove i valori massimi raggiungono in media i 6-7 m, mostrano di fungere da efficace barriera. Nella regione dell'Arlberg si registrano in vetta circa 5 m. A Lienz, una volta all'anno, la neve arriva mediamente a 46 cm, contro i 30 di Innsbruck e gli 8 cm di Bolzano. L'evento trentennale di accumulo di neve fresca in tre giorni corrisponde alla quantità di neve accumulatasi in 72 ore con una ricorrenza statistica di 30 anni. Almeno una volta in un trentennio, cioè, c'è da aspettarsi che l'altezza neve indicata sia raggiunta in 3 giorni. Eventi nevosi estremi limitano la vita sociale, ostacolano il traffico e aumentano il rischio valanghe. In media, le nevicate rientranti in un simile evento aumentano di circa mezzo metro ogni 1000 m di altitudine (Fig. 3.17b). Al di sotto dei 2000 m, sono le Alpi settentrionali a ricevere le maggiori precipitazioni nevose. Oltre questa quota, sia sul margine alpino settentrionale che meridionale si registrano analoghi valori estremi. Il dato segnala che le nevicate intense raggiungono l'arco alpino da entrambi i versanti. Considerata la minore temperatura delle masse d'aria di origine settentrionale, il loro potenziale di originare forti nevicate anche a basse quote è più alto sulle Alpi settentrionali: l'evento trentennale si ipotizza quindi sia a Sankt Ulrich am Pillersee (870 m) che a Obertilliach nell'ordine di oltre 1,5 m. Per Lienz si considera pur sempre un accumulo di 1,4 m di neve fresca mentre per Innsbruck solo la metà. In generale si fissano valori molto più bassi per le zone vallive intralpine più protette, dove diffusamente si raggiungono cumulate inferiori al metro. Fra Merano e Bolzano, ma anche intorno a Bressanone, sono già sufficienti 30 - 35 cm di neve fresca caduti in tre giorni per parlare di evento trentennale.

3.6 Radiazione

La radiazione emessa dal sole è il più importante di tutti i parametri climatologici. Essa determina, infatti, il bilancio energetico della Terra e della sua atmosfera, fungendo dunque da motore del sistema climatico e del ciclo dell'acqua. Tutti gli altri parametri climatici dipendono, direttamente o indirettamente, dalla radiazione solare. Una parte della radiazione solare può essere utilizzata dalle piante per la fotosintesi, processo che in ultima analisi fa funzionare i cicli biogeochimici di tutti gli ecosistemi della Terra. Nel ruolo di fonte ecologica di energia, la radiazione solare è andata notevolmente crescendo di importanza negli ultimi decenni. La radiazione solare che colpisce la superficie terrestre è, fra l'altro, strettamente connessa alla nuvolosità: l'irraggiamento solare diretto è ridotto, da un lato, dalla presenza di nubi; gli effetti di diffusione e riflessione sulle nubi (e le particelle dell'aria) aumentano però, dall'altro, la radiazione celeste diffusa. Le due componenti vanno a formare la radiazione globale.
La radiazione globale comprende dunque tutta la radiazione solare incidente sulla superficie terrestre e quindi sia la parte che vi penetra senza incontrare ostacoli (radiazione solare diretta) che quella diffusa e riflessa (radiazione celeste diffusa) per effetto delle nubi e delle particelle presenti nell'aria. Il suo valore ha una rilevanza decisiva per lo sfruttamento dell'energia solare tramite collettori e celle fotovoltaiche. Nella parte che segue considereremo la radiazione globale sulla superficie realmente inclinata, ossia sull'effettivo terreno. Ottimizzando l'orientamento degli impianti solari è possibile tuttavia aumentare la produzione di energia solare. La misurazione della radiazione solare è iniziata

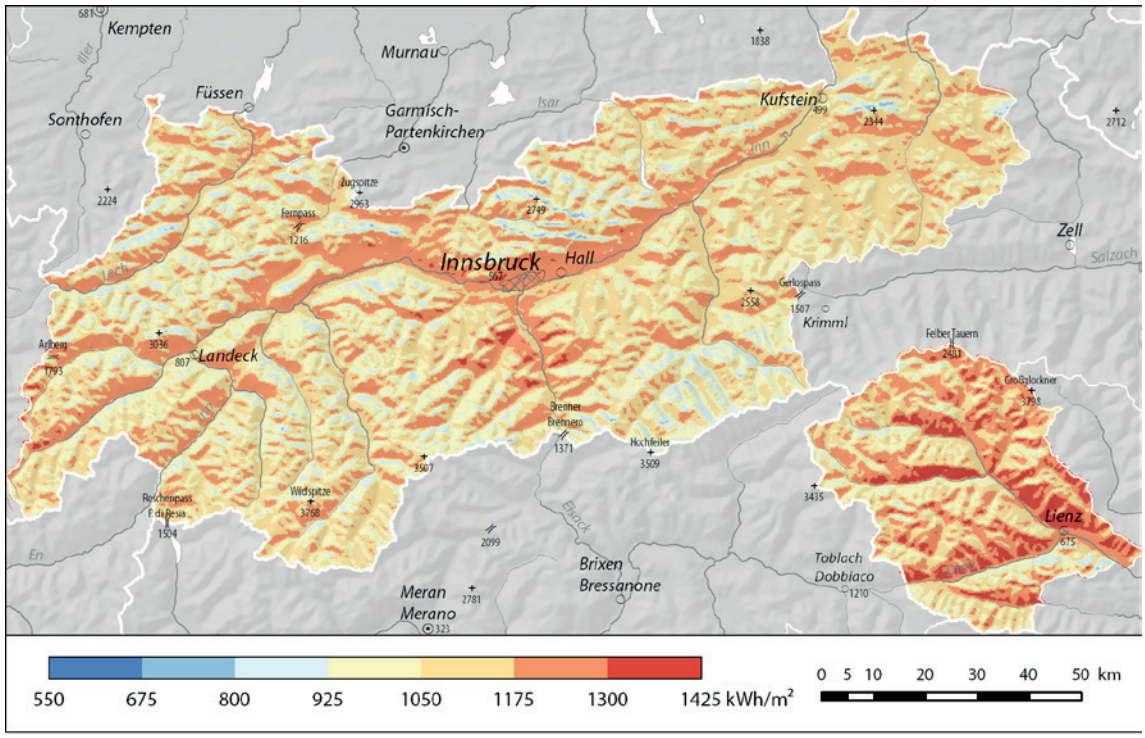


Fig. 3.18: Media annua della radiazione globale.

solo gradualmente nel corso del periodo di indagine. Per coprire l'intero arco di tempo si è proceduto ad approssimare matematicamente i valori della radiazione globale, ricorrendo alle serie di osservazioni orarie del soleggiamento. Le quantità di dati disponibili per la parte italiana dell'area di studio sono ancora scarse, con una conseguente difficoltà di valutazione su scala areale. Le analisi spaziali si riferiscono dunque a un modello orario della radiazione globale necessariamente limitato alla sola parte austriaca dell'area di indagine. L'ombreggiamento originato dalla conformazione topografica viene però tenuto fedelmente in debito conto, sia sul piano spaziale che temporale.

La distribuzione spaziale della radiazione globale dipende da svariati fattori di influenza. La stessa è, infatti, innanzitutto condizionata da presupposti astronomici, ossia dalla durata del giorno e dall'angolo di incidenza dei raggi, i quali a loro volta sono determinati dal grado di latitudine geografica. Oltre a questi, vi sono le caratteristiche topografiche ad avere un ruolo importante, ovvero l'ombreggiamento legato al grado di elevazione sull'orizzonte, all'orientamento e all'inclinazione del sito specifico. Infine ci sono gli influssi atmosferici a modificare l'irraggiamento energetico di un luogo, ossia la nuvolosità e l'offuscamento. Non sorprende dunque che l'intensità di radiazione sia variamente distribuita sull'area del Tirolo settentrionale e orientale (Fig. 3.18). Nella media del periodo di indagine, la quantità annua di radiazione globale è pari a circa 1.100 kWh/m². Le zone ombreggiate presenti sulle erte pareti nord, come nel massiccio del Karwendel, arrivano talvolta a ricevere approssimativamente solo 600 kWh/m². Gli irraggiamenti annui maggiori si hanno sui pendii meridionali con un angolo di inclinazione di circa 45°. Laddove, inoltre, la nuvolosità media è ridotta, ad esempio per effetto del Föhn nella parte centrale della Valle dell'Inn e nella Wipptal nonché, in particolare, a sud della cresta alpina di confine nel Tirolo orientale, sono possibili irraggiamenti compresi fra i 1300 e gli oltre 1400 kWh/m².

Su scala areale, la radiazione globale raggiunge a gennaio una media di 33 kWh/m² (Fig. 3.19a). La variabilità spaziale (relativa rispetto alla media areale) è contemporaneamente la più alta in questo mese. I versanti

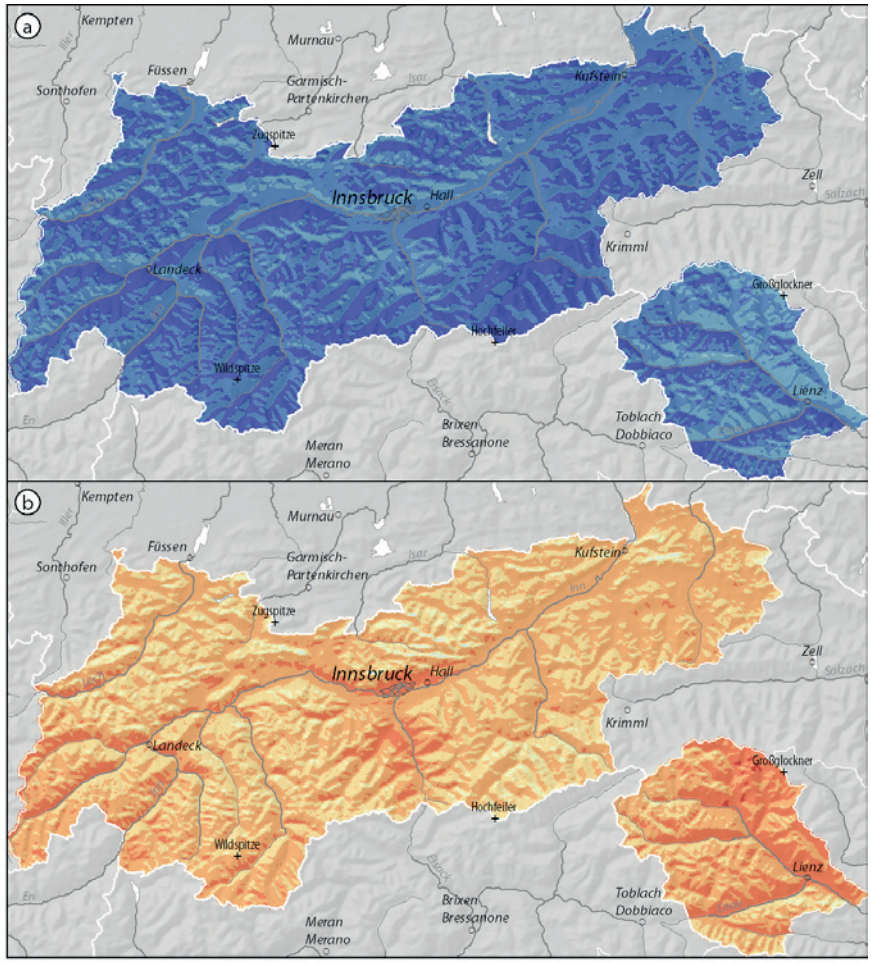


Fig. 3.19ab: Media mensile della radiazione globale in gennaio (a) e aprile (b).

meridionali più ripidi situati a monte delle zone vallive soggette a nebbia sono i più favoriti dall'irraggiamento. I versanti meridionali d'alta quota del Tirolo orientale registrano mediamente, anche in pieno inverno, irraggiamenti superiori a 60 kWh/m². Spostandosi verso nord, l'irraggiamento tende a diminuire rapidamente al crescere dell'inclinazione del versante. Un'incidenza mensile di circa 20 kWh/m², come quella diffusamente presente in questa stagione sui versanti nord totalmente privi di sole, si deve esclusivamente alla radiazione celeste diffusa. Ma anche nelle conche e a valle la radiazione globale è ridotta in inverno a causa della più frequente nuvolosità di inversione rispetto alle vette e alle alte quote a sud. In generale, il contributo della radiazione celeste alla radiazione globale è percentualmente più elevato nella stagione buia rispetto all'estate. Nel mese di febbraio il sole raggiunge già buona parte dei versanti nord, prima costantemente all'ombra, e su scala areale la radiazione globale cresce, nella media climatica, arrivando a 55 kWh/m². Verso marzo, il sole più alto e un calo della nuvolosità portano a un forte aumento dell'irraggiamento mensile, quasi triplo rispetto al valore di gennaio, con una media di 96 kWh/m². Nelle stagioni intermedie, le differenze di irradiazione fra versanti nord e sud sono le più marcate (Fig. 3.19b). L'ulteriore influsso della nuvolosità spiega la comparsa di estremi locali nella media di aprile. I versanti nord delle Alpi calcaree settentrionali, dove l'aria è costretta a risalire per effetto delle correnti nordoccidentali, raffreddandosi e portando a un'ulteriore formazione di

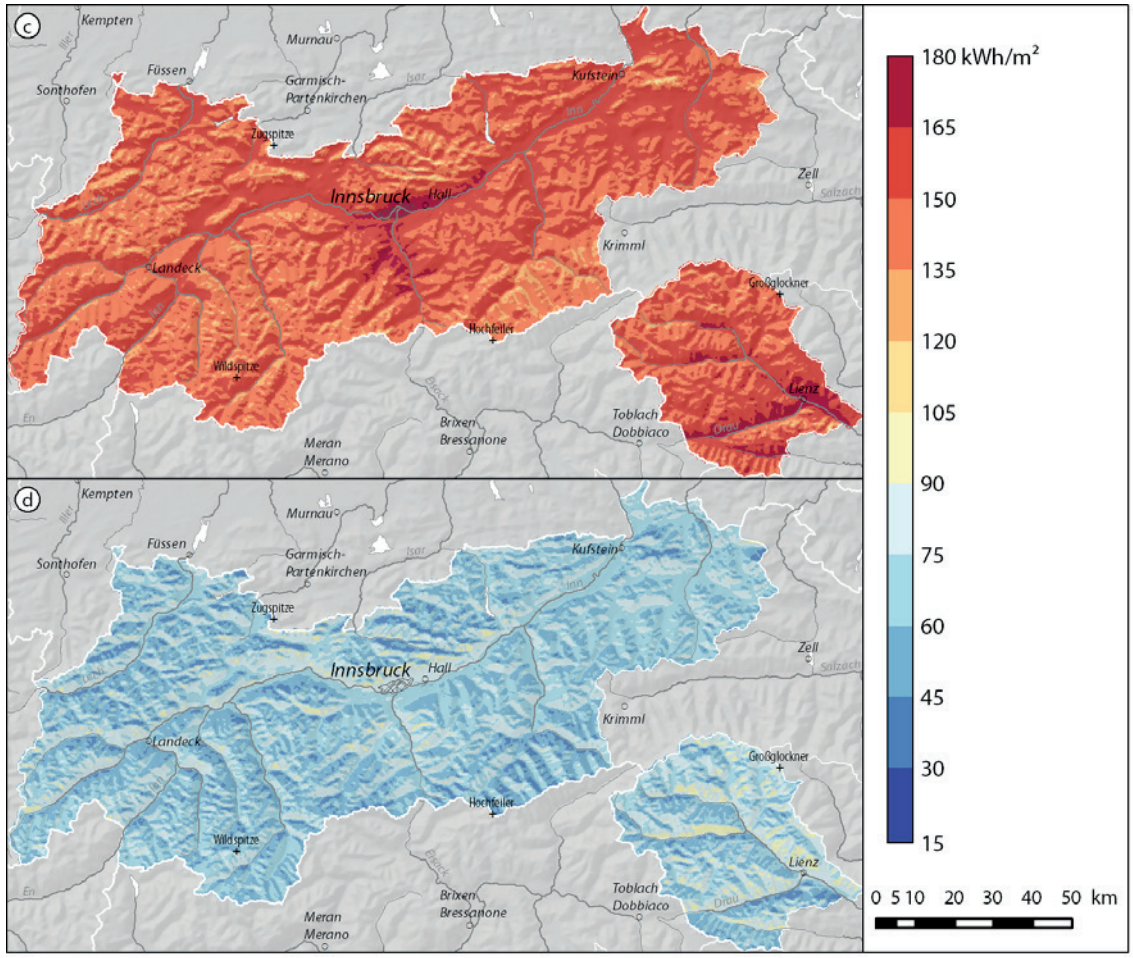


Fig. 3.19cd: Media mensile della radiazione globale in luglio (c) e ottobre (d).

nubi, si devono talvolta accontentare di 70 kWh/m². Al contrario, quelli meridionali degli Alti Tauri dove l'aria, una volta attraversata la cresta alpina di confine, scende, asciugandosi e facendo dissolvere le nubi, arrivano a 160 kWh/m². Considerando una media fra Tirolo settentrionale e orientale, l'irraggiamento medio mensile è di 124 kWh/m².

Nel mese di maggio l'incidenza della radiazione globale aumenta nuovamente raggiungendo mediamente, su scala areale, già 148 kWh/m². I picchi annui della radiazione globale media mensile, compresi fra i 170 e gli oltre 180 kWh/m², si registrano ora in particolare nelle zone più basse dei versanti sud del Tirolo orientale. Anche le zone più sfavorite, come le ombrose pareti nord delle Alpi settentrionali, raggiungono valori dell'ordine di 90 kWh/m². Quando il sole è allo zenit, nel mese di giugno, la radiazione globale è tuttavia per lo più persino lievemente in calo, rispetto al mese precedente. Il fenomeno si spiega con un aumento della nuvolosità dovuto all'accresciuta convezione e attività di bassa pressione (cd. "freddo delle pecore"). L'apporto energetico in questa stagione dell'anno è il più omogeneamente distribuito dal punto di vista spaziale (relativo rispetto alla media areale).

All'avvicinarsi del picco dell'estate, la nuvolosità media tende lievemente a diminuire. Il mese di luglio fa registrare su scala areale una media di 150 kWh/m², un livello di poco inferiore alla media massima dell'anno (Fig. 3.19c). Come evidente ad esempio nel caso della Conca di Lienz, le zone pianeggianti e solo poche di

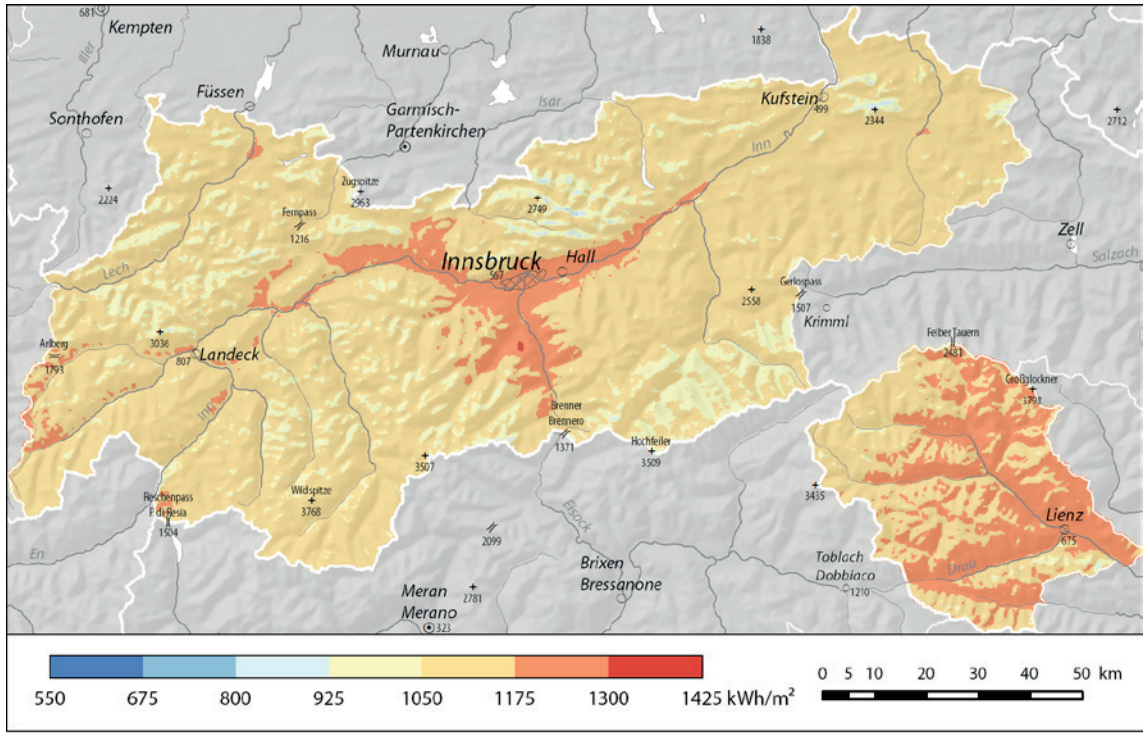


Fig. 3.20: Media mensile della radiazione globale sulla superficie orizzontale.

quelle inclinate, soprattutto orientate a sud, ricevono la maggior parte di energia. I pendii meridionali con un'inclinazione di 10-20° arrivano a 170 kWh/m², ma anche quelli settentrionali di analoga pendenza registrano valori di irraggiamento solo di poco inferiori. Anche i versanti esposti ad ovest e ad est fanno rilevare valori elevati poiché il sole, nelle ore mattutine/serali, è già, o ancora, relativamente alto in cielo. Al crescere della pendenza, diminuisce tuttavia drasticamente il possibile beneficio dei raggi. Le vette montane, inoltre, sono spesso avvolte in nubi cumuliformi in questo periodo dell'anno, mentre a valle brilla il sole, con una conseguente progressiva riduzione della radiazione globale in risalita verso le zone di alta montagna.
Ad agosto (quando la media climatica su base areale è pari a 127 kWh/m²), la radiazione globale media ritorna ai livelli di aprile, malgrado le tante ore di sole. Le condizioni di irraggiamento all'epoca dell'equinozio d'autunno in settembre sono assolutamente paragonabili a quelle regnanti nella stagione opposta, a marzo. Contrariamente alla primavera, quando marzo presenta nella sequenza mensile il maggiore incremento di radiazione rispetto agli altri due mesi, il calo della radiazione in autunno è invece omogeneamente distribuito nel trimestre. Per effetto degli stati autunnali di alta pressione, il sole appare piuttosto di frequente nel mese di ottobre (cd. "estate indiana"), ma la maggiore brevità delle giornate e l'angolo di incidenza più basso dei raggi solari riducono fortemente il beneficio dell'irraggiamento (Fig. 3.19d). Nella media del Tirolo settentrionale e orientale e del periodo di indagine considerato, l'irraggiamento mensile si attesta sui 67 kWh/m². Come già visto per la primavera, anche in autunno emerge il contrasto fra i pendii soleggiati esposti a sud, con valori che arrivano a 100 kWh/m², e i versanti ombreggiati rivolti a nord, che non superano talvolta i 35 kWh/m². Nel mese di novembre le ore di soleggiamento si riducono notevolmente, sia per effetto dell'aumento di nubi e nebbia a bassa quota, dovuto al fenomeno dell'inversione, che per l'avanzare della stagione. Molti versanti esposti a nord ritornano a essere completamente all'ombra. La radiazione globale media si riduce dunque mediamente di quasi la metà rispetto al mese precedente. A dicembre, in tutte le zone del Tirolo settentrionale

e orientale, il raggiungimento da parte del sole del suo punto più basso viene a coincidere con il minimo annuo della radiazione globale media mensile. Su scala climatica e areale l'irraggiamento medio si colloca sui 26 kWh/m² scendendo a 15 kWh/m² appena nelle zone più svantaggiate. Circa un quinto della superficie regionale non viene raggiunta tutto il mese da alcuna luce solare diretta.

Per gli impianti di produzione di energia solare orientabili a piacimento, la radiazione globale sulla superficie orizzontale è l'unità di confronto più adatta. L'influsso della pendenza effettiva del versante e del suo orientamento è azzerato, anche se permane quello dell'ombreggiamento dovuto alla presenza dei rilievi montani. Senza il condizionamento dell'inclinazione e dell'orientamento del terreno, fattore responsabile di circa la metà della variabilità spaziale nella distribuzione effettiva della radiazione globale nel Tirolo settentrionale e orientale, passa più nettamente in primo piano la componente climatica della radiazione globale, ossia l'influsso dovuto alla nuvolosità (Fig. 3.20). Diffusamente si osservano valori di irraggiamento compresi fra 1.000 e 1.250 kWh/m² sulla superficie piana, con una media areale che si colloca sui 1.120 kWh/m². Considerato che nella stagione dell'anno caratterizzata da una più intensa irradiazione tendono a prevalere, preferibilmente sui pendii, fenomeni di nuvolosità convettiva, è evidente il calo riscontrabile al crescere dell'altitudine. Le erte pareti esposte a nord sono tuttavia le più svantaggiate, con un irraggiamento nettamente inferiore ai 900 kWh/m². Favorite dall'irraggiamento sono al contrario, per effetto del Föhn, la valle mediana dell'Inn e la Wipptal nonché, in particolare, il Tirolo orientale, dove si registrano picchi che arrivano ai 1300 kWh/m² sul piano.

Riferimenti bibliografici

Auer I, Böhm R, Dobesch H, Koch E, Lipa W, Mohnl H, Potzmann R, Ragette G, Svabik O (2001): Klima von Vorarlberg. Eine anwendungsorientierte Klimatographie. Band 1, 2 und 3. Bregenz: Amt der Vorarlberger Landesregierung, 1073 S. ISBN: 9-783-9014-8728-6. **Daly C**, Halbleib M, Smith JI, Gibson WP, Doggett MK, Taylor GH, Curtis J, Pasteris PP (2008): Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. Int J Climatol 28, 2031–2064. doi: 10.1002/joc.1688. **Daly C**, Neilson RP, Phillips DL (1994): A statistical-topographical model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. J Appl Meteorol 33, 140–158. doi: 10.1175/1520-0450(1994)033<0140:ASTMFM>2.0.CO;2. **Fliri F** (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 454 S. ISBN: 978-3-7030-0009-0 (= Monographien zur Landeskunde Tirols 1). **Frei C** (2014): Interpolation of temperature in a mountainous region using nonlinear profiles and non-Euclidean distances. Int J Climatol 34, 1585–1605. doi: 10.1002/joc.3786. **Frei C**, Schär C (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. Int J Climatol 18, 873–900. doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9. **Häckel H** (2012): Meteorologie. Stuttgart: Ulmer, 447 S. ISBN: 978-3-8252-3700-4. **Hiebl J**, Auer I, Böhm R, Schöner W, Maugeri M, Lentini G, Spinoni J, Brunetti M, Nanni T, Percec Tadic M, Bihari Z, Dolinar M, Müller-Westermeier G (2009): A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. Meteorol Z 18, 507–530, doi: 10.1127/0941-2948/2009/0403. **Hiebl J**, Frei C (2015): Daily temperature grids for Austria since 1961 – concept, creation and applicability. Theor Appl Climatol (submitted). **Hiebl J**, Reisenhofer S, Auer I, Böhm R, Schöner W (2011): Multi-methodical realisation of Austrian climate maps for 1971–2000. Adv Sci Res 6, 19–26, doi: 10.5194/asr-6-19-2011. **Olefs M** (2013): Projekt APOLIS – Austrian photovoltaic information system. Projektbericht. Wien: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 70 S. **Olefs M**, Schöner W (2012): A new solar radiation model for research and applications in Austria. In: EGU General Assembly 2012, Wien, 22.–27.04.2012. **ZAMG** (Hg.) (2014): Unser Klima – was, wann, warum. Wien: facultas.wuv, 239 S., ISBN: 978-3-7089-1018-5. **Schönwiese CD** (2013): Klimatologie. Stuttgart: Ulmer, 489 S. ISBN: 978-3-8252-3900-8

CAPITOLO 4

Convezione

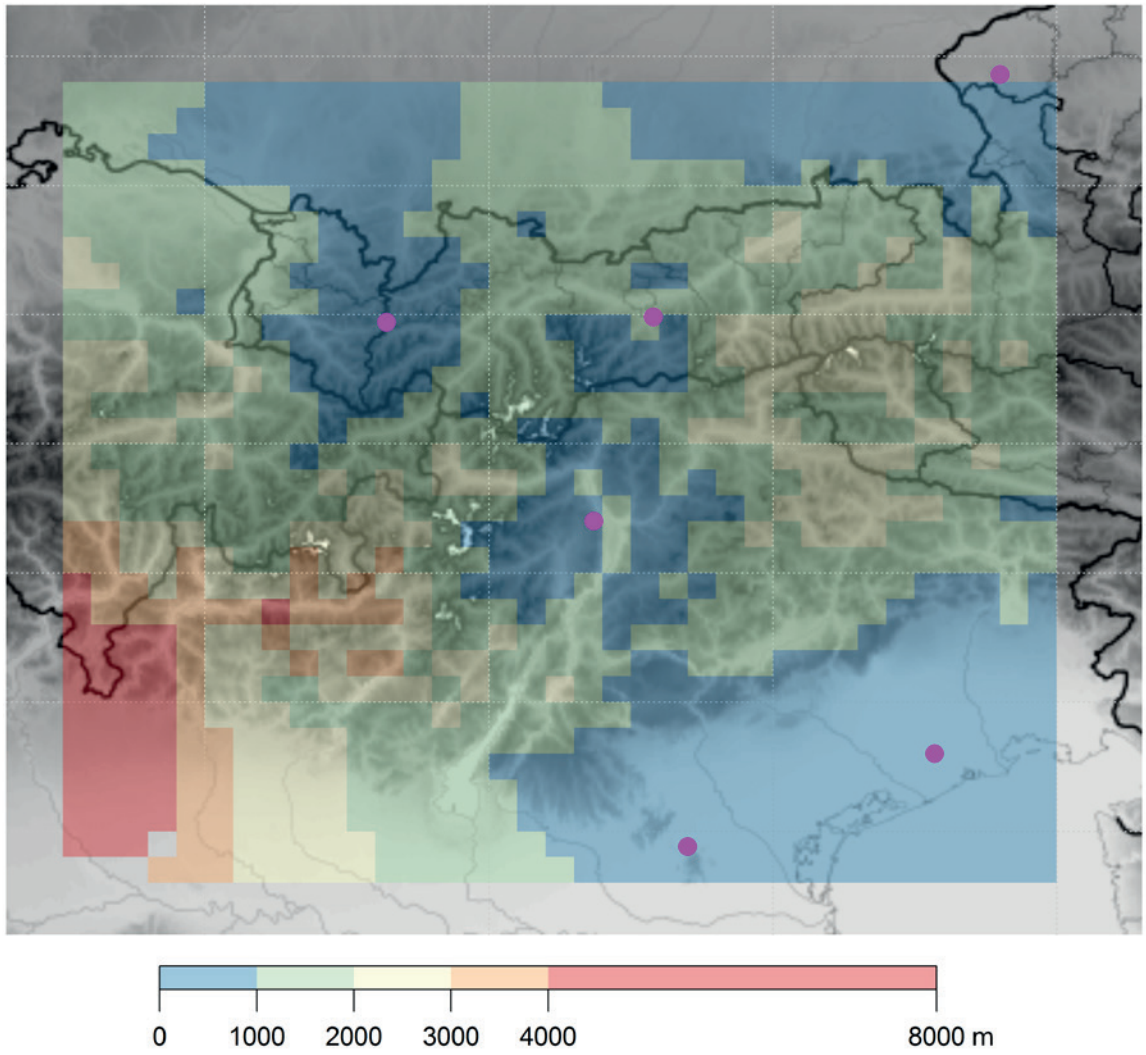


Fig. 4.1: Mappa della visibilità del radar. La gradazione cromatica mostra la visibilità radar minima oltre la topografia. La mappa risulta dalla media ottenuta usando gli stessi reticoli della figura 4.2. I punti segnalano i siti radar ubicati all'interno dell'area di indagine.

4.1 Convezione

Il termine meteorologico "convezione" descrive tipicamente il trasporto verticale di calore (e umidità) da uno strato più caldo, e prossimo alla superficie terrestre, a uno strato alto e più freddo per effetto della risalita dell'aria calda (umida). Quando il fenomeno si produce solo in virtù di queste forze ascensionali, si parla di convezione "libera". Un esempio è quello dei noti temporali pomeridiani che scoppiano nelle calde giornate estive. Il forte irraggiamento solare riscalda la superficie terrestre con una rapidità variabile a seconda delle caratteristiche del terreno e dell'orientamento rispetto al sole. Una volta riscaldata, la superficie trasmette calore allo strato d'aria soprastante, il quale va gradualmente perdendo densità e diviene quindi più leggero. Se, a causa della diversità di superficie, lo strato diventa più leggero dell'aria circostante, inizia la risalita di singole masse d'aria. E se il moto è sufficientemente intenso può formarsi una corrente ascensionale e, successivamente, una cella convettiva.
La convezione non è sempre evidenziata dalla formazione di nubi. La convezione intensa o profonda[1], invece, come quella oggetto delle nostre indagini, è

1. I termini tecnici inglesi "severe convection" e "deep moist convection" sono descritti fra l'altro in Doswell, 2001.

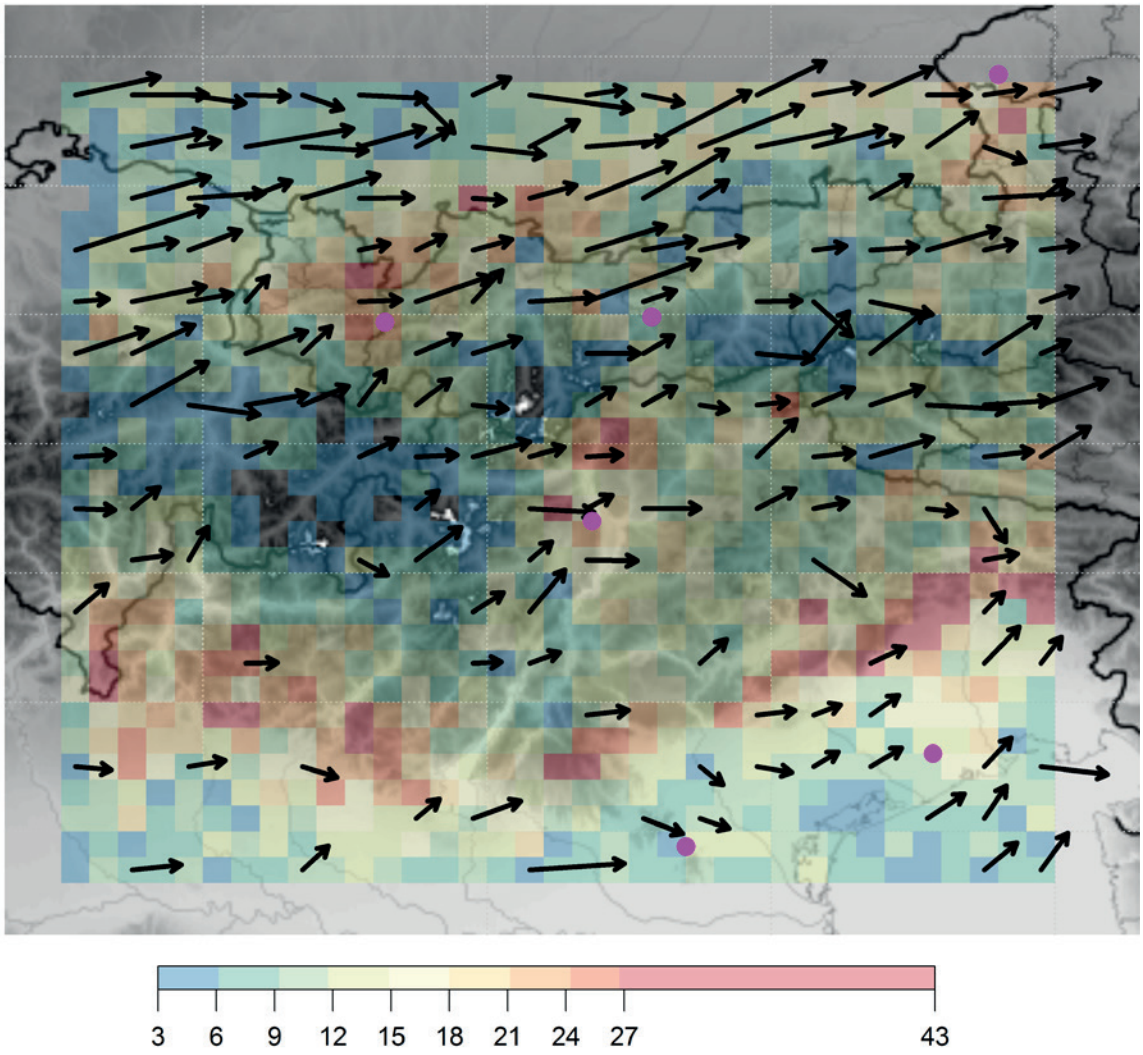


Fig. 4.2: Mappa con numero di formazioni di celle convettive con rovescio, direttrice privilegiata e distanza media percorsa. La gradazione cromatica mostra il numero delle celle convettive sorte durante il periodo di osservazione entro ciascun reticolo da 10 km x 10 km individuato nell'area di indagine. Le frecce indicano la direzione mediana e la distanza media dello spostamento delle celle in partenza dal reticolo al cui centro si trova il singolo inizio di freccia. Quando la distanza media dello spostamento è inferiore ai 10 km non viene indicata alcuna freccia. I punti segnalano i siti radar ubicati all'interno dell'area di indagine.

caratterizzata da processi di condensazione e quindi formazione di nubi. La convezione intensa è chiamata, per questa ragione, anche "convezione profonda". I forti eventi convettivi, con il verificarsi di precipitazioni piovose particolarmente intense, scariche di fulmini, grandinate, venti di ricaduta e persino tornado, sono di particolare interesse per i gravi danni che possono provocare e per la seria minaccia che dunque rappresentano per l'Uomo, la natura e l'economia. Essenziale nella formazione di queste celle convettive è la presenza di aria calda umida e instabile, spinta in un movimento ascensionale per convezione libera o forzata. Quest'ultima è provocata da linee di convergenza di tipo dinamico[2], sollevamento orografico o sistemi frontali. Inserite nella corrente atmosferica, le celle convettive sviluppano una propria e marcata dinamica, incentrata prevalentemente intorno a una corrente ascensionale. Lo sviluppo specifico di ogni singola cella convettiva è però fortemente condizionato dalle caratteristiche ambientali, dall'atmosfera e dall'orografia.
I processi originati da convezione, anche da quella intensa, sono per lo più eventi limitati, nello spazio e nel tempo, con durate inferiori all'ora. Con metodi di telemonitoraggio (immagini satellitari, rilevazioni via

2. Una linea di convergenza descrive la confluenza (convergenza) di aria a terra. Convergendo, le masse d'aria sono costrette a risalire e, in presenza di sufficiente umidità, a formare nubi e conseguentemente precipitazioni. In estate originano spesso temporali lungo le linee di convergenza.

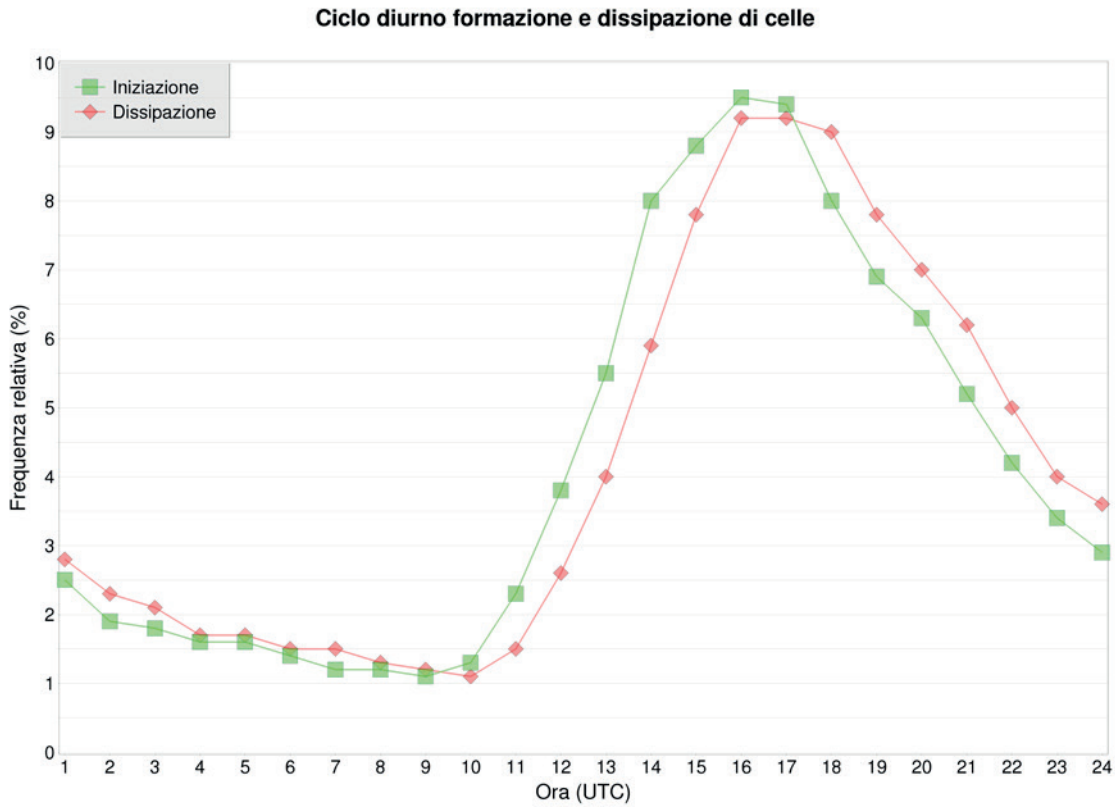


Fig. 4.3a: Andamento diurno della formazione (verde) e dissipazione (rosso) delle celle rappresentato in quote relative. N.B.: Il fuso orario CEST (Central European Summer Time) comunemente utilizzato corrisponde all'UTC (Coordinated Universal Time) più 2 ore.

radar delle precipitazioni e localizzazione dei fulmini) è possibile descrivere in maniera soddisfacente i processi convettivi. Questi dati presentano una risoluzione spazio-temporale sufficientemente elevata per la rilevazione di processi convettivi, pur non coprendo però ancora un trentennio, considerato l'intervallo di tempo tipico degli studi climatici. Al momento, tuttavia, la disponibilità di dati va progressivamente ampliandosi, offrendo una buona idea del comportamento generale dell'attività convettiva. Questo aspetto è riscontrabile anche dalla crescente letteratura specialistica fiorita in materia[3].

La realizzazione di una climatologia della convezione in una regione montana come quella alpina rappresenta in qualche modo una sfida, considerato che la fonte di dati più importante per un monitoraggio dell'attività convettiva sull'intera area, ossia il radar meteorologico, risente fortemente dell'occlusione parziale o totale del fascio a causa dell'orografia. Pur in presenza di radar installati sui rilievi o in vetta, la visione degli strati inferiori dell'atmosfera è comunque limitata dalla presenza di montagne circostanti. In figura 4.1 viene rappresentata una mappa della visibilità radar relativa all'area di indagine. Si tratta dell'altezza minima osservabile mediante la rete radar, considerando i limiti imposti dall'orografia; la visibilità radar è un indicatore della capacità della rete radar di rilevare il processo convettivo nel punto specifico. Essa ammonta in media a 1500 m. Nelle zone in cui l'altezza minima visibile è bassa, il radar è in grado di rilevare le precipitazioni fino a terra, con buona probabilità di individuare fenomeni convettivi. Nelle zone più lontane dal radar o dove il raggio è bloccato o parzialmente occluso dai rilievi montuosi, la visibilità del radar è ridotta. In questi casi può accadere di non riuscire a rilevare con il radar le precipitazioni a bassa quota. I fenomeni in esame tuttavia generalmente denotano una marcata estensione verticale con la possibilità, per il radar, di

3. Fra gli altri, soprattutto Kaltenboeck e Steinheimer, 2014; Rudolph e Friedrich, 2013; Nisi et al., 2013; Puskeiler et al., 2013; Goudenhoofdt e Delobbe, 2013; Davini et al., 2012; Meyer e Schaffhauser, 2012 e altri ancora.

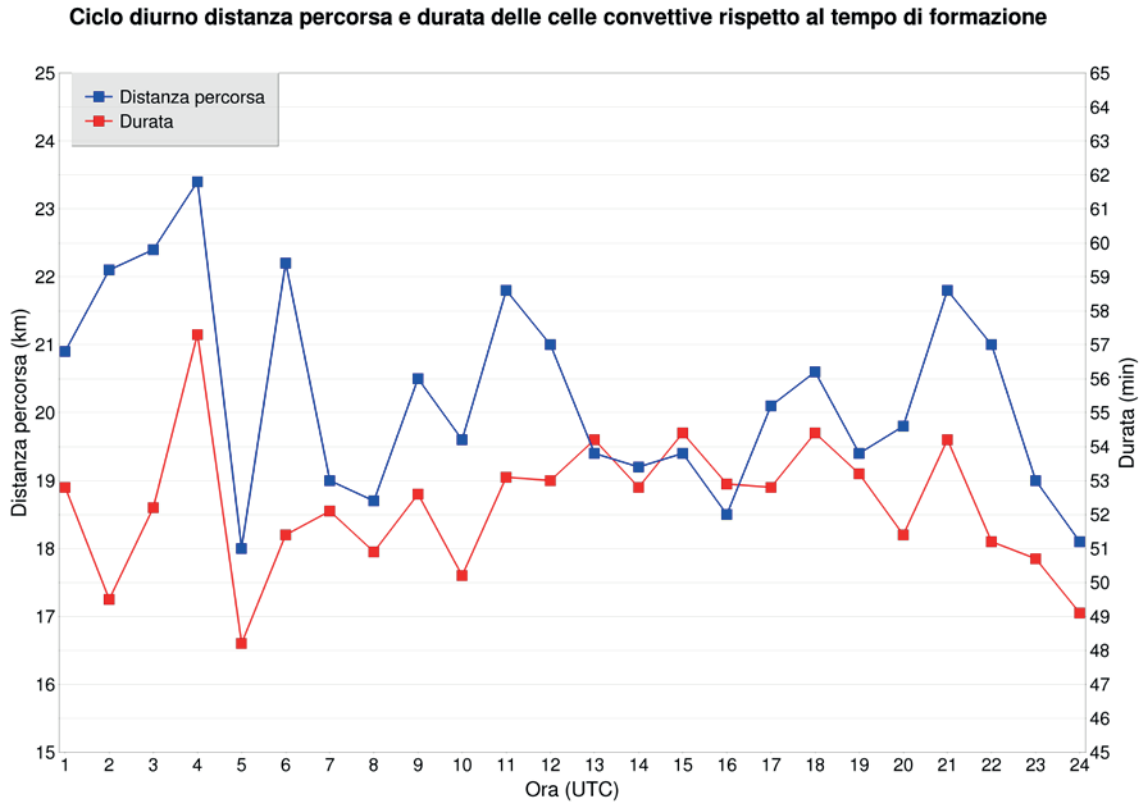


Fig. 4.3b: Distanza media (linea blu, scritta asse sx) e durata media (linea rossa, scritta asse dx) delle celle convettive in base all'ora di formazione. N.B.: Il fuso orario CEST (Central European Summer Time) comunemente utilizzato corrisponde all'UTC (Coordinated Universal Time) più 2 ore.

riuscire comunque a rilevare la parte superiore della cella convettiva, pur rimanendo nascosta quella più bassa. Zone scarsamente visibili al radar sono ad esempio le Alpi della Zillertal, gli Alti Tauri, buona parte del Tirolo orientale, il Parco Naturale Fanes-Senes-Braies, i dintorni di Lavaredo e le zone ad ovest del Gruppo dell'Ortles. La localizzazione dei fulmini non risente invece di effetti di occlusione. Per questa ragione i dati relativi ai fulmini sono particolarmente indicati come fonte integrativa di informazioni, di utile supporto nel monitoraggio della convezione in regioni con scarsa visibilità per i radar, ma anche in caso di mancanza occasionale di dati radar. Il vantaggio che ne deriva impone però una nuova sfida: le scariche dei fulmini non sono strettamente legate alle regioni di risalita termica. Possono infatti verificarsi anche in regioni non convettive adiacenti a una cella convettiva, rendendo più difficile individuare e seguire i contorni della cella con il solo ricorso ai dati di fulmini. Combinando le informazioni provenienti da entrambe le fonti di dati, si dovrebbe riuscire ad approfittare dei vantaggi attenuandone le debolezze.

4.2 Osservazione

Per l'indagine della convezione profonda si sono dunque considerati sia dati radar che dati di rilevamento fulmini. I dati radar utilizzati per la definizione di una climatologia della convezione provengono da tre diverse reti di radar meteorologici: la rete radar austriaca, la rete radar del Veneto e quella di Bolzano. Complessivamente vi sono otto stazioni radar (C-Band) a coprire l'area di Austria, Alto Adige e Veneto. I dati sui fulmini provengono dalla "European Cooperation for Lightning Detection" (EUCLID) (www.euclid.org).
Per ottenere un'osservazione uniforme a partire dai

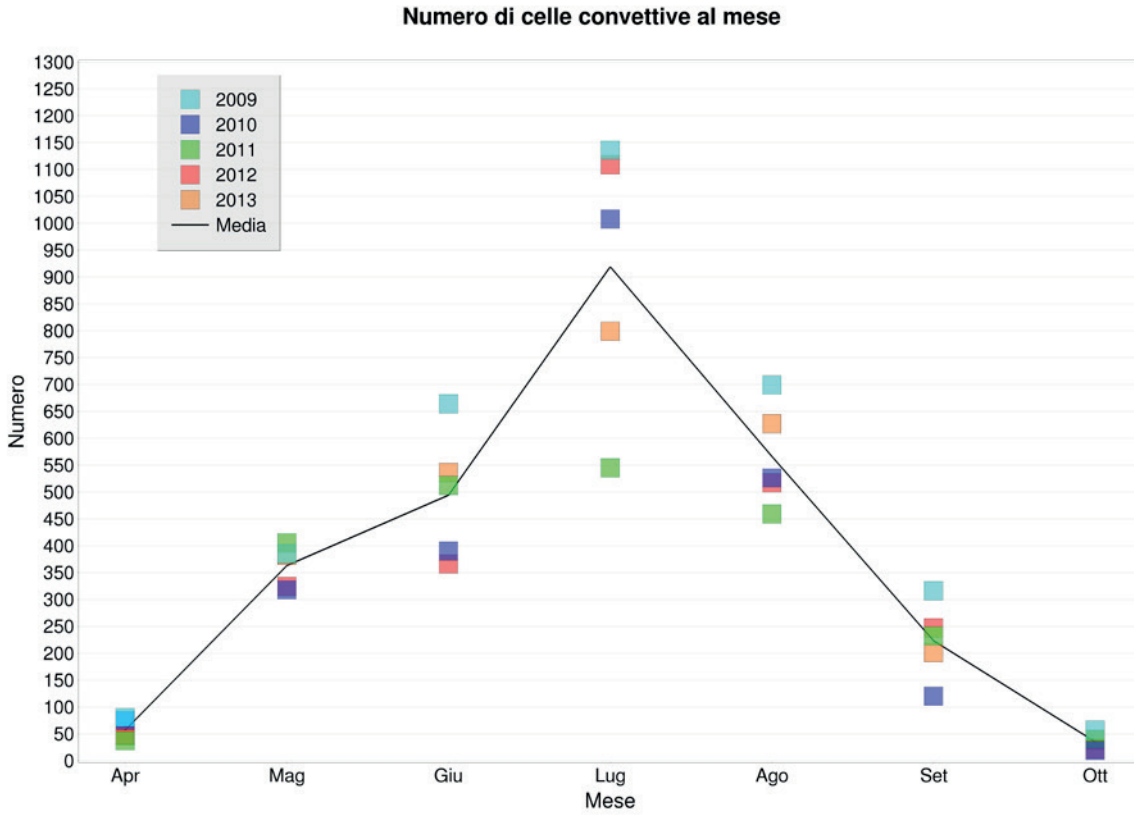


Fig. 4.4a: Numero di temporali al mese nella stagione convettiva (da aprile a ottobre) per gli anni dal 2009 al 2013 e media mensile.

singoli corpus di dati forniti dalle tre reti radar si è adottato un processo automatizzato. L' "Austrian Thunderstorm Nowcasting Tool" (A-TNT)[4] combina informazioni provenienti da dati radar e fulmini allo scopo di individuare e seguire l'attività convettiva. L'osservazione combinata delle celle consente di compensare il deficit della visione ristretta dei radar in zona alpina. Con l'aiuto delle informazioni sui fulmini è inoltre possibile distinguere fra temporale e semplice cella convettiva con rovescio, giacché la presenza di fulmini nelle celle convettive funge da definizione generalmente valida per gli eventi temporaleschi[5].

Al fine di migliorare la qualità delle misurazioni radar in zona alpina, dovute alle riflessioni delle vette montane ma anche ad altri echi radar cosiddetti non-meteorologici (clutter), si sono considerate solo le celle convettive con una vita minima di 30 minuti e che nel corso della loro vita abbiano raggiunto almeno una volta una dimensione di almeno 50 km². Lo svantaggio è dato dal fatto che in questo modo si escludono dallo studio le celle minori e di breve durata, come quelle che si formano tipicamente direttamente sopra le vette montane. In quasi tutte le indagini, inoltre, si sono prese in considerazione solo le celle convettive individuate sia nei dati radar che in quelli sui fulmini, ossia quelle individuate come veri temporali. In questo modo si dovrebbe riuscire a garantire un'osservazione il più possibile uniforme della convezione profonda nelle zone scarsamente visibili e nelle zone lontane dal radar, così come in mancanza di dati radar. Operando questa restrizione si escludono però dallo studio le celle convettive che non producono fulmini (in ultima analisi il 31 % di tutte le celle). Questo compromesso viene accettato in virtù della maggiore comparabilità della qualità di osservazione. Oltre a questi criteri di selezione, le celle esaminate devono avere un'intensità di precipitazione di almeno 9 mm/h. Questo dato è stato impostato come parte del rilevamento automatiz-

4. Per ulteriori informazioni sul metodo, consultare Meyer et al. 2013. Il tool A-TNT è fortemente basato sul metodo lì documentato.
5. Cfr. AMS Glossary of Meteorology alla pagina http://glossary.ametsoc.org/wiki/Thunderstorm oppure la definizione del servizio meteorologico tedesco DWD all'indirizzo http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/index.htm?ID=G&DAT=Gewitter.

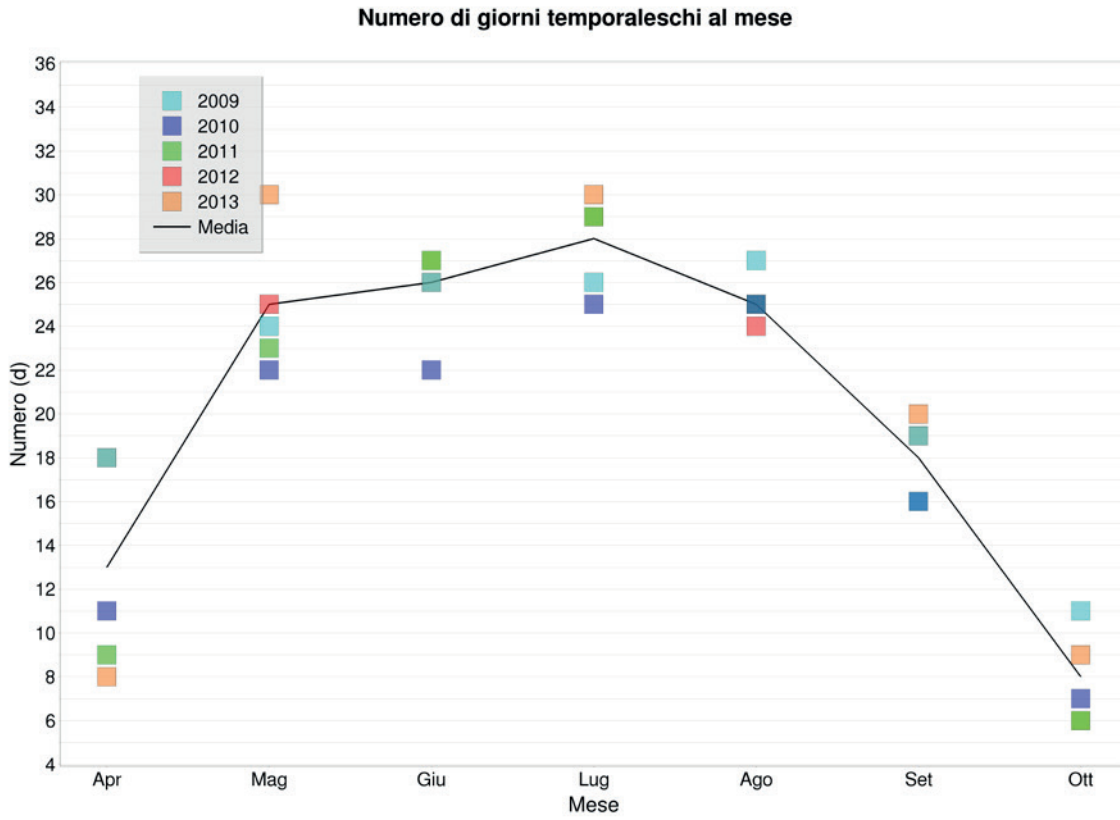


Fig. 4.4b: Numero di giornate temporalesche al mese nella stagione convettiva (da aprile a ottobre) per gli anni dal 2009 al 2013 e media mensile.

zato delle celle, al fine di individuare le celle convettive già in uno stadio precoce, grazie alla loro intensità di precipitazione.
L'intervallo di indagine comprende i mesi da aprile a ottobre degli anni dal 2009 al 2013. Il periodo aprile-ottobre è considerato "stagione convettiva" visto che la maggior parte dell'attività convettiva si sviluppa proprio in quest'epoca. Nel periodo di indagine sono 13283 le celle che risultano conformi ai criteri di selezione precedentemente descritti.

4.3 Risultati

La maggior parte delle celle temporalesche si forma sul margine settentrionale e meridionale delle Alpi (cfr. Fig. 4.2). Gli eventi convettivi si verificano frequentemente laddove le masse d'aria in arrivo da nord (sud) sono costrette a risalire il versante settentrionale (meridionale) delle Alpi a causa della presenza del rilievo. La convezione che si viene a formare all'interno dell'area di indagine si muove generalmente sulla direttrice nordest. La distanza media di spostamento nella zona settentrionale dell'area di indagine risulta più lunga rispetto alla zona a sud delle Alpi. Il motivo potrebbe essere ricercato nell'influsso della topografia sullo sviluppo delle celle e sulla loro direttrice di spostamento. Mentre il margine alpino settentrionale con orientamento prevalente ovest-est limita ben poco lo spostamento sulla direttrice prevalente, la frammentazione locale nettamente più marcata del versante alpino meridionale, con i massicci montani isolati e l'orientamento prevalentemente nord-sud delle vallate, ostacola lo sviluppo di direttrici marcate di spostamento. Il numero minore di celle temporalesche rilevate nelle zone intralpine è probabilmente dovuto a una più scarsa visibilità dei radar (cfr. mappa sulla

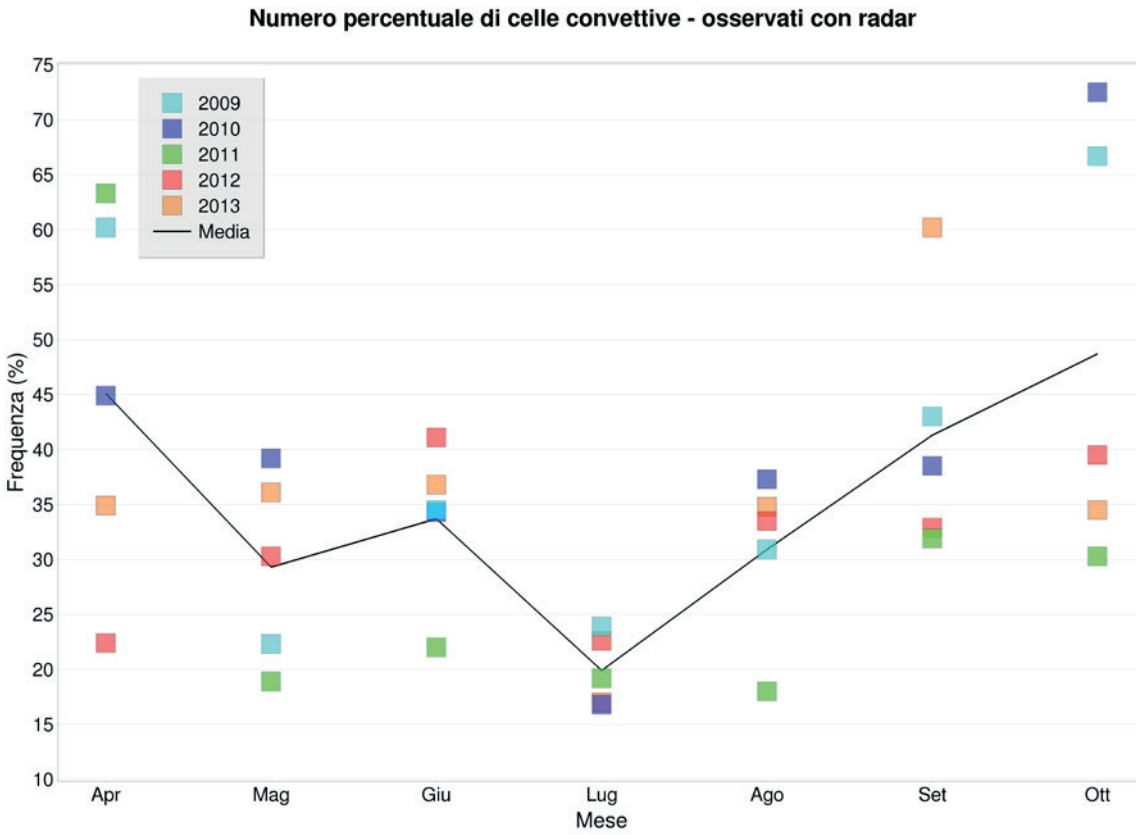


Fig. 4.5a: Confronto delle diverse tipologie di celle convettive rilevate al mese nella stagione convettiva (da aprile a ottobre) per gli anni 2009 - 2013 e media mensile. Valori percentuali delle celle convettive rilevate solo mediante segnali radar.

visibilità/occlusione) e alle minori dimensioni delle celle temporalesche intralpine, escluse dunque già in fase di preselezione.

L'andamento illustrato in figura 4.3a mostra lo schema diurno di formazione (primo rilevamento) e dissipazione (ultimo rilevamento) dei processi convettivi. La linea verde (rossa) indica la quota percentuale rispetto al totale delle celle formatesi (o dissipatesi) entro la singola ora del giorno. Il sole induce un andamento diurno della convezione dovuto al riscaldamento del suolo e, conseguentemente, degli strati più bassi dell'atmosfera. Quest'aria riscaldata prossima al suolo inizia a risalire e, come già descritto nella parte introduttiva, può determinare infine fenomeni di convezione e temporali. Questo processo si riflette nell'andamento diurno dell'attività convettiva, in continuo aumento a partire da mezzogiorno (10:00 UTC[6]) fino a oltre il pomeriggio. La formazione di temporali raggiunge il culmine verso le 16:00 UTC per poi attenuarsi in serata, nelle ore notturne e fino alle prime ore del mattino. Fra le 09:00 UTC e le 17:00 UTC, quando l'irraggiamento solare diventa più intenso raggiungendo il picco massimo, sono più le celle in fase di formazione rispetto a quelle in dissipazione. Nelle ore serali e di notte invece il rapporto si inverte, visto l'indebolimento o la scomparsa dell'irraggiamento solare. I processi di formazione e dissipazione delle celle seguono un andamento diurno analogo giacché la maggior parte delle celle temporalesche tende a dissiparsi a meno di un'ora dalla formazione. Un'eccezione è quella dei temporali inseriti nell'ambito di sistemi frontali e quindi soggetti a forzanti di più ampia portata. Essendo però questa forma temporalesca meno frequente, l'incidenza statistica resta conseguentemente ridotta.

Contrariamente al numero di formazioni e dissipazioni, la distanza percorsa e la durata delle celle non permettono di individuare un chiaro andamento diurno. La figura 4.3b mostra la distanza media (linea blu, scritta

6. Il fuso orario CEST (Central European Summer Time) comunemente utilizzato corrisponde all'UTC (Coordinated Universal Time) più 2 ore.

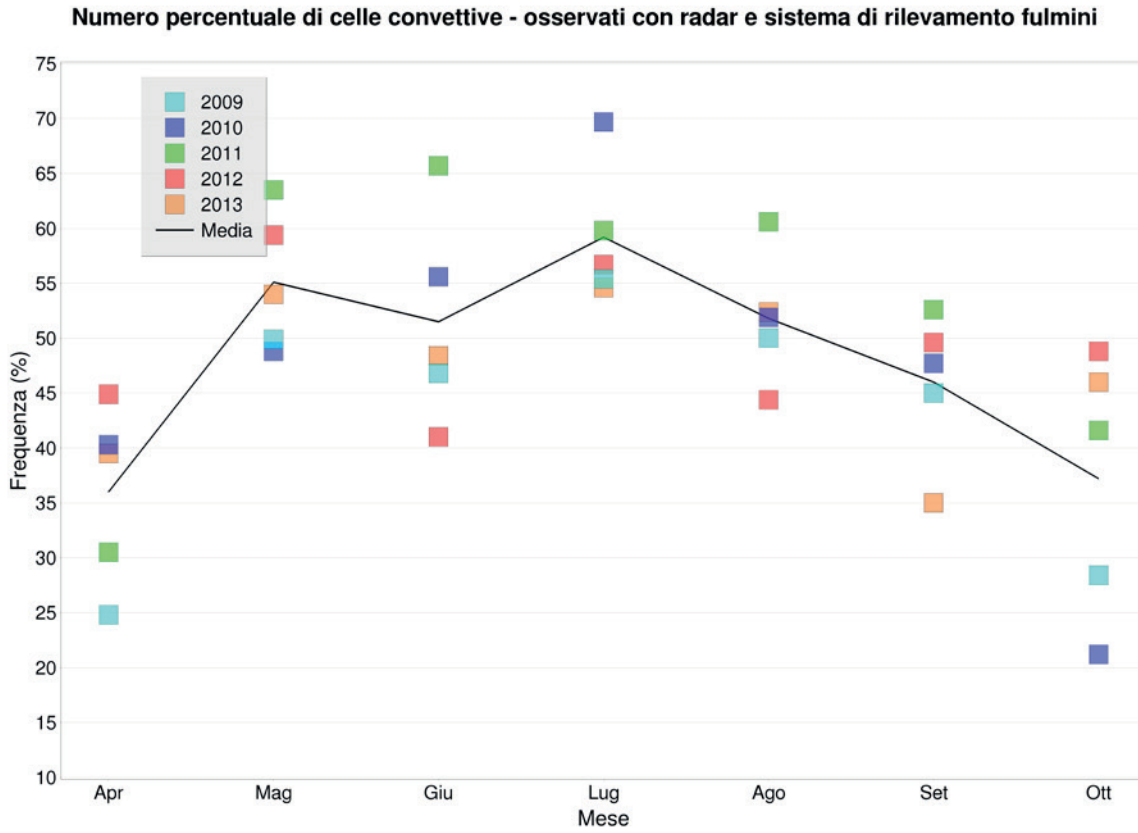


Fig. 4.5b: Confronto delle diverse tipologie di celle convettive rilevate al mese nella stagione convettiva (da aprile a ottobre) per gli anni 2009 - 2013 e media mensile. Valori percentuali delle celle convettive rilevate sia mediante segnali di rilevamento fulmini che segnali radar.

asse sx) e la vita media (linea rossa, scritta asse dx) delle celle convettive in base al momento di formazione. La distanza media percorsa dalle celle convettive analizzate è di 20 km e la vita media di 52 minuti. La variazione dei due parametri è generalmente notevole, con un andamento leggermente più costante nelle ore diurne e nelle prime ore notturne. A partire dal pomeriggio fino alla tarda serata (dalle 13:00 UTC alle 20:00 UTC) si osservano soprattutto temporali localmente limitati, ossia temporali stazionari, caratterizzati da spostamenti più brevi. La distanza percorsa è variabile, ma in generale più lunga durante le ore serali, notturne e del mattino. In queste ore è più probabile che le celle siano correlate a passaggi di fronti e, inserite negli stessi, percorrano distanze maggiori. La durata dei temporali resta relativamente costante nel corso della giornata. Solo nel tardo pomeriggio si accenna una durata leggermente maggiore. Nello studio comparativo, comprendente l'area a nord e ad est delle Alpi (qui non mostrato), si è invece riscontrata una chiara diminuzione delle distanze medie durante le ore pomeridiane e distanze medie più lunghe percorse di notte fino alle prime ore del mattino. Uno studio analogo, incentrato sulle distanze medie delle direttrici in Piemonte (Davini et al. 2013), evidenzia un andamento diurno analogamente marcato. Il motivo dell'andamento diurno relativamente poco marcato delle distanze e durate osservate nell'area di indagine potrebbe risiedere nella topografia, prevalentemente alpina e fortemente frammentata, la quale tende a limitare formazioni temporalesche di lunga durata.

In figura 4.4a viene evidenziato il numero di temporali mensili registrati nella stagione convettiva (da aprile ad ottobre) negli anni 2009-2013, oltre alla media mensile per l'intero periodo di indagine. Seguendo l'andamento della temperatura, il numero di temporali mensili raggiunge a luglio un picco massimo quando il sole è alto e le elevate temperature pomeridiane, unite

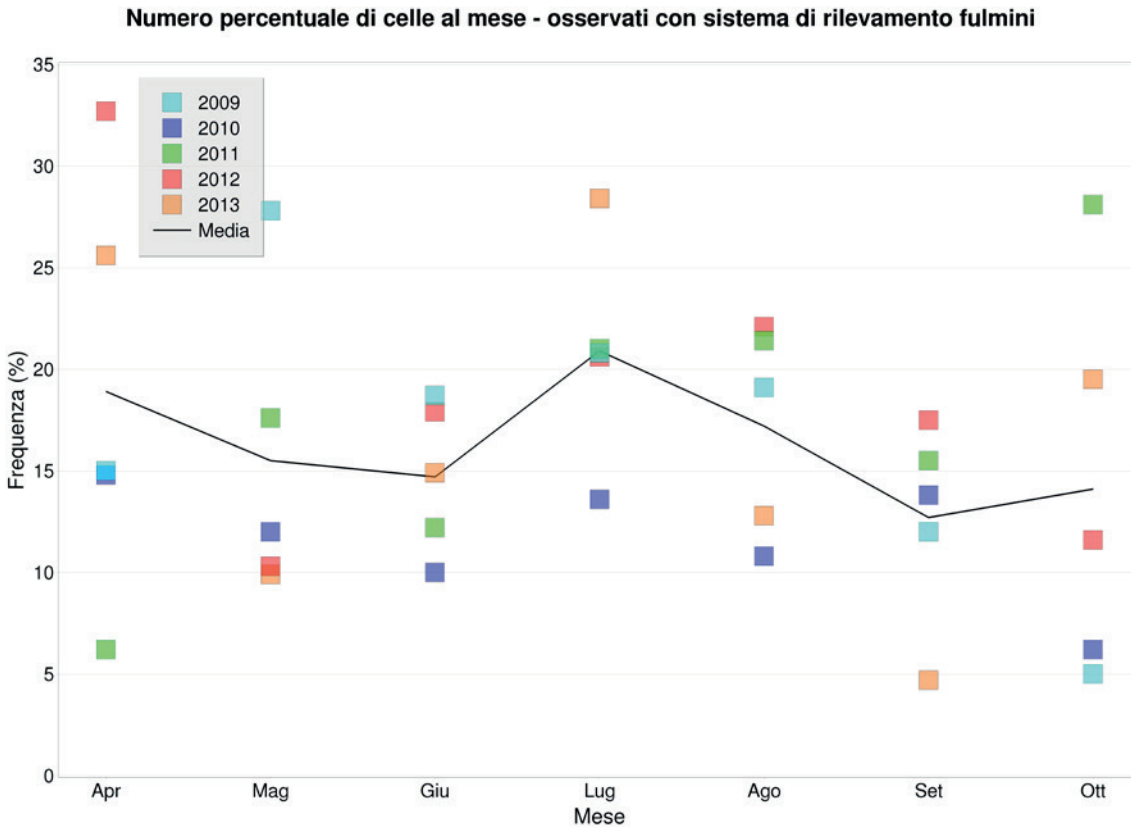


Fig. 4.5c: Confronto delle diverse tipologie di celle convettive rilevate al mese nella stagione convettiva (da aprile a ottobre) per gli anni 2009 - 2013 e media mensile. Valori percentuali delle celle convettive rilevate solo mediante segnali di rilevamento fulmini.

a una sufficiente umidità dell'atmosfera, favoriscono la formazione di moti convettivi. Corrispondentemente minore è quindi il numero di eventi temporaleschi durante i mesi più freschi di aprile e ottobre. Analogamente, nei mesi da maggio ad agosto si osservano quasi quotidianamente temporali in qualche zona dell'area di indagine, come evidenziato in figura 4.4b. I mesi di aprile, settembre e ottobre, fanno registrare meno giornate temporalesche, per quanto anche durante questi mesi più freschi si osservino temporali in oltre la metà dei giorni.

Ricorrendo all'uso di dati radar e di rilevamento dei fulmini è possibile distinguere diverse tipologie di celle. Vi sono ad esempio celle rilevabili solo mediante segnali radar (semplici celle con rovescio), solo con segnali di rilevamento fulmini oppure con entrambe le fonti di dati. La figura 4.5a-c mostra un confronto dell'incidenza percentuale delle singole tipologie di celle al mese nella stagione convettiva per gli anni 2009-2013, oltre alla media mensile. Il 31 % di tutte le celle convettive rilevate nel periodo aprile - ottobre degli anni 2009 – 2013 è stato rilevato solo con il radar (Fig. 4.5a). In base alla definizione dei temporali si tratta quindi di semplici celle con rovescio, ossia tali da produrre solo una precipitazione intensa, senza fulmini. All'inizio e alla fine della stagione convettiva cresce la percentuale di tali celle (45 % in aprile, 49 % in ottobre). Per effetto del minore irraggiamento solare, nei mesi più freschi la convezione è meno intensa e minore è anche la probabilità di attività elettrica sotto forma di fulmini. La convezione pomeridiana nei mesi estivi più caldi, al contrario, mostra una più frequente attività fulminigena, con una percentuale invece più bassa di semplici celle con rovescio (20 % a luglio). Questo si riflette anche nelle percentuali di celle rilevate sia tramite segnali di rilevamento fulmini che mediante

segnali radar (Fig. 4.5b) e quindi effettivamente classificate come temporali. L'incidenza percentuale di celle convettive fulminigene e precipitazioni è massima nel mese di luglio (59 %) e più bassa nei mesi più freschi di aprile (36 %) e ottobre (37 %). Complessivamente è rientrato in questa categoria il 52 % di tutte le celle convettive rilevate nel periodo di indagine. Il 17 % di tutte le celle convettive rilevate nel periodo di indagine è stato invece registrato in base ai soli fulmini (Fig. 4.5c). In questi casi la cella convettiva ha prodotto solo fulmini con una precipitazione non intensa oppure ha prodotto sia fulmini che precipitazioni intense, ma si è trovata in una zona poco visibile al radar in cui la relativa precipitazione non ha potuto dunque essere rilevata (cfr. Fig. 4.1). La percentuale media di celle solo fulminigene resta relativamente costante in tutta la durata della stagione convettiva con una aumentata variabilità annua nei mesi di aprile e ottobre.

Riepilogo

Il presente studio indaga il fenomeno della convezione nell'area alpina e prealpina di Tirolo, Alto Adige, Veneto e Trentino, coprendo per la prima volta l'intera area grazie a un sistema di monitoraggio automatizzato e all'informazione combinata fornita da dati radar e dati di rilevamento fulmini. Non si tratta di uno studio climatico in senso stretto, essendo troppo breve il periodo di osservazione di sole cinque stagioni convettive. L'indagine fornisce tuttavia informazioni interessanti sull'aspetto dei processi convettivi, destinate ad essere ampliate, affinate e completate con gli studi a venire.

RINGRAZIAMENTI

Desideriamo ringraziare la European Cooperation for Lightning Detection (EUCLID, www.euclid.org) e in particolare l'Austrian Lightning Detection and Information System (ALDIS) e il Centro Sperimentale Italiano Elettrotecnico (CESI SIRF) per aver messo a disposizione i dati di rilevamento dei fulmini che hanno permesso l'esecuzione dello studio con questa modalità. Un particolare ringraziamento va inoltre al Dr. Wolfgang Schulz per i dibattiti e i confronti interessanti che ci hanno permesso di meglio chiarire e interpretare i risultati sotto gli aspetti della localizzazione dei fulmini.

Riferimenti bibliografici

Charles A. Doswell III, 2001: Severe Convective Storms—An Overview. Meteorological Monographs, 28, 1–26. doi: http://dx.doi.org/10.1175/0065-9401-28.50.1 **Davini, P.**, R. Bechini, R. Cremonini, and C. Cassardo, 2012. Radar-based analysis of convective storms over northwestern Italy. Atmosphere, 3, 33–58. **Fabry, F.**, Cazenave, Q., Basivi, R., 2013. Echo climatology, impact of cities, and initial convection studies: new horizons opened using 17 years of Conterminous US radar composites. AMS 36th Conference on Radar Meteorology, Breckenridge, CO. Goudenhoofdt, E., Delobbe, L., 2013. Statistical characteristics of convective storms in Belgium derived from volumetric weather radar observations. J. Appl. Meteorol. Climatol. 52, 918–934. **Kaltenboeck, R.**, Steinheimer, M, 2014. Radar-based severe storm climatology for Austrian complex orography related to vertical wind shear and atmospheric instability. Atmos. Res., doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.006. **Meyer, V.**, Schaffhauser, A., 2012. Systematic investigations of intense convective precipitation events in Austria based on radar cell tracking. 7th Europ. Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Toulouse, France. **Meyer V.**, H. Höller, and H.-D. Betz, 2013, Automated thunderstorm tracking: utilization of three-dimensional lightning and radar data, Atmos. Chem. Phys., 13, 5137-5150, doi:10.5194/acp-13-5137-2013. **Nisi**, **L.**, Martius, O., Hering, A., Germann, U., 2013. Hail storms over Switzerland: spatial and temporal characteristics derived from radar-based hail products. 7th European Conference on Severe Storms, Helsinki, Finland. **Puskeiler, M.**, Kunz, M., Schmidberger, M., 2013. Modelling of the hail hazard in Germany. 7th European Conference on Severe Storms, Helsinki, Finland. **Rudolph, J.**, Friedrich, K., 2013. Seasonality of vertical structure in radar-observed precipitation over southern Switzerland. J. Hydrometeorol. 14, 318–330.

CAPITOLO 5

Ghiacciai: indicatori dei cambiamenti climatici

Fig. 5.1: Il ghiacciaio di Malavalle in alta Val Ridanna - Alto Adige: confronto di una immagine storica di fine diciannovesimo secolo (foto a sinistra) con una foto scattata il 18/10/2014 (destra, fonte: Ufficio Idrografico, Bolzano).

5.1 Ghiacciai: indicatori dei cambiamenti climatici

I ghiacciai montani sono indicatori sensibili dei cambiamenti climatici: risentono, in particolare, delle variazioni termiche nella stagione del disgelo e delle precipitazioni in forma nevosa. Le tracce lasciate dai ghiacciai sulla conformazione del paesaggio a testimonianza delle precedenti fasi di avanzamento e le registrazioni e misurazioni storiche dei cambiamenti subiti dai ghiacciai forniscono informazioni sui cambiamenti climatici intervenuti in zone ed epoche per le quali sono assenti o disponibili solo in minima parte misurazioni strumentali del clima. La rilevanza dei ghiacciai quali indicatori climatici indiretti emerge in particolare dagli innovativi studi di Penk e Brückner (1909) che dimostrarono il trasporto di massi erratici nell'area prealpina avvenuto ad opera dei ghiacciai formatisi in epoca glaciale e, con esso, l'esistenza stessa delle ere glaciali. La loro deduzione segnò l'inizio della climatologia delle fluttuazioni, ossia della scienza dei cambiamenti climatici.
I metodi moderni di monitoraggio dei ghiacciai non si limitano a ricostruire i precedenti stadi di sviluppo dei ghiacciai sulla scorta dell'osservazione dei depositi morenici, ma eseguono anche misurazioni dettagliate dei cambiamenti di massa e frontali dei ghiacciai montani, delle superfici e altezze dei ghiacciai e delle loro variazioni. Su scala globale i ghiacciai montani sono in generale ritiro (Vaughan et al., 2013) dopo il massimo raggiunto nella Piccola Era Glaciale (P.E.G. o Little Ice Age, LIA). Su scala locale o regionale, le variazioni dei singoli ghiacciai, anche considerandone le caratteristiche topografiche, si collocano su intervalli spazio-temporali piuttosto ristretti (Kuhn et al., 1985).
In Tirolo, Alto Adige e nelle Dolomiti che si ergono oltre la Provincia di Bolzano, ossia nell'area di indagine considerata, le prime misurazioni glaciologiche risalgono al 1601 (Nicolussi, 1990). Registrazioni sistematiche e periodiche degli stadi di avanzamento e ritiro dei ghiacciai furono eseguite, a partire dal 1891, ad opera del Servizio misurazione ghiacciai del Club Alpino Austriaco per il territorio facente parte dell'Impero Austro-Ungarico e più tardi, a partire dal 1919, dalle organizzazioni che vi subentrarono sul territorio statale italiano.
Attualmente le variazioni della lunghezza sono rilevate per il 10 % dei ghiacciai; dall'inizio degli anni Cinquanta, inoltre, si eseguono misurazioni dei bilanci di massa, oggi ridotte a coprire solo l'1 % dei ghiacciai. I catasti dei ghiacciai raccolgono informazioni sull'estensione e l'altezza areale di tutti i ghiacciai. Nelle tre regioni del Tirolo, Alto Adige e Dolomiti, l'area complessivamente coperta dai ghiacciai montani è di 411,57 km².
Per l'interpretazione dei dati glaciologici è importante conoscere come funziona un ghiacciaio e come esso reagisce ai cambiamenti climatici. I ghiacciai sono corpi glaciali formatisi per accumulo perenne di neve caduta (Cuffey e Paterson, 2010). Durante i mesi estivi, la neve invernale, con una densità variabile tra i 100 kg/m³ e i 400 kg/m³, non si scioglie mai completamente alle grandi altitudini, nelle zone in ombra e nei punti in cui, a causa del vento o delle valanghe, tende ad accumularsi. La neve che permane più a lungo di un anno si compatta a formare il cosiddetto Firn (o "nevata", con una densità variabile fra i 400 kg/m³ e gli 830 kg/m³), per diventare infine ghiaccio (918 kg/m³) dopo alcuni decenni. Neve, ghiaccio e Firn scivolano verso valle sotto l'azione della forza di gravità.
La porzione areale di un ghiacciaio sulla quale in un periodo annuale di bilancio (da ottobre a settembre dell'anno successivo) si viene ad aggiungere massa è definita zona di accumulazione. Nell'area di ablazione, invece, il ghiacciaio perde massa nella media annuale. La somma delle variazioni di massa registrate nelle zone di accumulazione e di ablazione è chiamata bilancio di massa. Se il bilancio di un anno risulta negativo significa che il ghiacciaio ha perso volume. Se il bilancio resta in negativo per diversi anni il ghiacciaio regredisce anche in termini di lunghezza e area coperta. Al contrario, quanto il bilancio di massa è positivo, il ghiacciaio cresce di volume. Con essa aumenta anche la velocità di scorrimento e il ghiacciaio tende ad avanzare. Durante la fase di avanzamento, il ghiacciaio trascina con sé detriti e blocchi di pietra che dopo il ritiro del ghiaccio restano visibili sotto forma di depositi morenici. Le posizioni delle morene segnalano i massimi raggiunti dai ghiacciai, databili con sistemi di analisi con radiocarbonio o delle età di esposizione.

5.2 Bilanci di massa dei ghiacciai

Il bilancio di massa di un ghiacciaio è il parametro glaciologico direttamente correlato agli eventi meteorologici che si producono durante il corso dell'anno

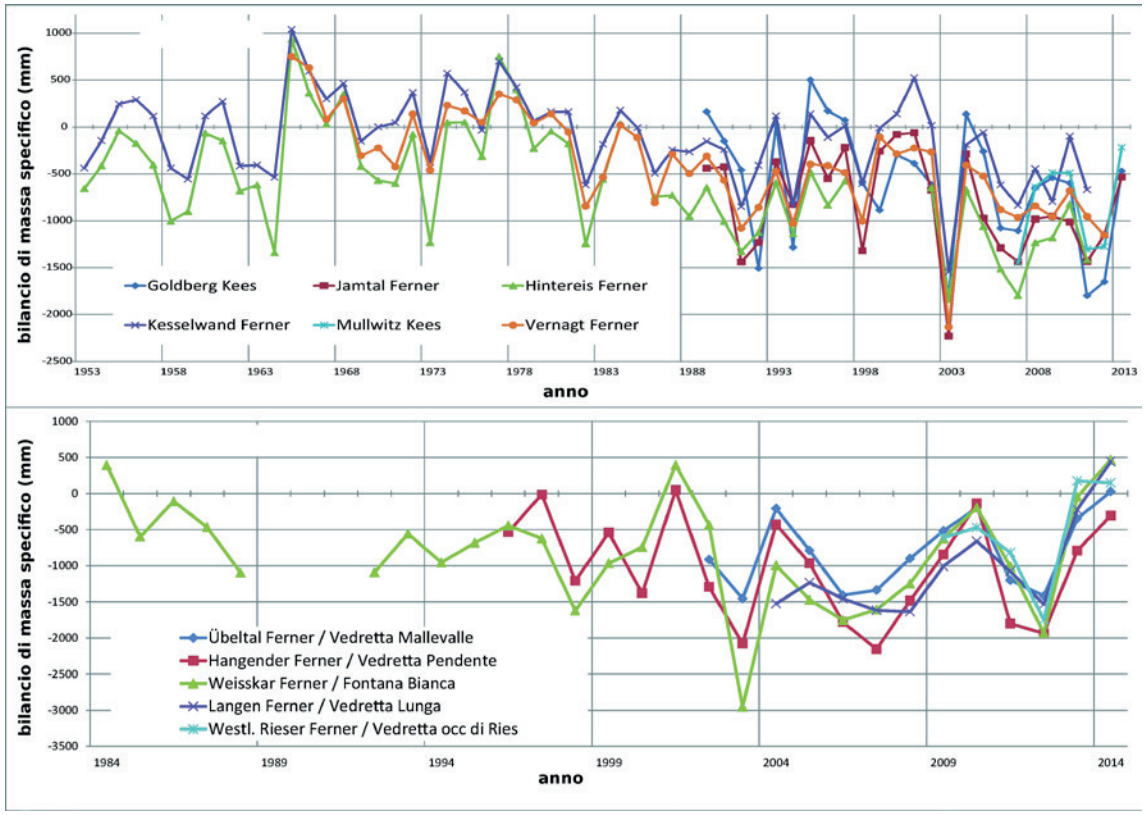


Fig. 5.2: Bilancio di massa specifico di alcuni ghiacciai altoatesini e tirolesi.

di bilancio. La misurazione diretta o glaciologica del bilancio di massa di un ghiacciaio si esegue mediante rilevamento dell'accumulo di neve in trincee e della fusione della neve con l'uso delle cosiddette paline ablatometriche (Honkes, 1970). Dai diversi punti di misurazione, distribuiti sull'intera area del ghiacciaio, si calcola quindi la media del bilancio di massa per l'intera superficie del ghiacciaio, ossia il bilancio di massa specifico. Diversamente dal bilancio di massa, che esprime le variazioni di volume o di massa del ghiacciaio in metri cubi o chilogrammi, il bilancio di massa specifico in chilogrammi per metro cubo permette di eseguire un confronto fra diversi ghiacciai. Spesso, inoltre, il bilancio di massa specifico viene indicato in millimetri di acqua equivalente. Il valore, corrispondente a un litro di acqua per metro quadrato, è direttamente comparabile con la precipitazione media di una zona. In aggiunta o in alternativa alle misurazioni dirette è possibile servirsi anche del metodo geodetico di rilevamento dei bilanci di massa decadici ottenuti dalle variazioni di volume assumendo una data densità. Per il calcolo del bilancio di massa glaciologico diretto si rilevano i dati di aumento e perdita di massa con l'ausilio di trincee e paline ablatometriche, estrapolando poi questi risultati sull'intera area coperta dal ghiacciaio (Hoinkes 1970). Per ghiacciai di notevoli dimensioni o di difficile accesso, questo metodo non è però utilizzabile a causa dell'enorme onere di misurazione. In queste situazioni può essere quindi utile un bilancio geodetico di massa. In questo metodo, le variazioni decadiche del volume vengono convertite, con una densità ipotizzata, in una variazione di massa.

I ghiacciai tirolesi e altoatesini mostrano una complessiva perdita di volume a partire dal 1950 (Fig. 5.2). A nord della cresta alpina di confine, in Tirolo, sono stati misurati bilanci di massa positivi negli anni Sessanta e Ottanta. A causa del ridotto numero di misurazioni eseguite nello stesso periodo, non si sono potuti accertare per l'Alto Adige gli stessi aumenti di massa, i quali sono però segnalati dagli avanzamenti. Dopo il 2000 i bilanci

di massa sono stati generalmente sempre più negativi, con la torrida estate del 2003 che ha rappresentato un anno di perdita record per la massa di più o meno tutti i ghiacciai monitorati. Negli ultimi due anni l'aumento delle precipitazioni sul versante meridionale ha favorito nuovamente bilanci di massa positivi sui ghiacciai a ridosso della cresta alpina di confine e a sud di essa.

5.3 Variazioni frontali dei ghiacciai

La variazione annuale della lunghezza di un ghiacciaio è misurata calcolando la differenza delle distanze della lingua del ghiacciaio da determinati punti fissi individuati sul terreno. Le variazioni frontali di un ghiacciaio non dipendono solo dal clima, ma anche dalle proprietà geomorfologiche individuali del ghiacciaio come la sua esposizione, pendenza, lo spessore del ghiaccio e la distribuzione dei livelli altimetrici. Per questa ragione è necessario considerare un gran numero di ghiacciai per trovare una relazione tra le variazioni frontali e i cambiamenti climatici. Queste misurazioni vengono eseguite a intervalli regolari dalle istituzioni nazionali come il "Comitato Glaciologico Italiano" o il "Gletschermessdienst des Österreichischen Alpenvereins". Per l'Austria i dati sono stati riepilogati da Patzelt (1970) e Fischer (2014). Per l'Alto Adige e il Veneto i dati sono stati pubblicati solo parzialmente e quindi ripresi dagli archivi regionali.
I dati delle variazioni di lunghezza misurati nelle tre regioni mostrano un generale ritiro dei ghiacciai a partire dagli anni Trenta, con la parentesi di un periodo di avanzamento riscontrato negli anni Ottanta (Fig. 5.3). La comparazione delle misure delle variazioni frontali mostra che il verificarsi e la portata stessa dell'avanzamento variano in base al tipo e al comportamento di ciascun ghiacciaio. Un ghiacciaio come il Kesselwandferner in Tirolo, per esempio, noto per la sua rapidità di reazione, mostra fino al 1985 un marcato processo di avanzamento, mentre il vicino Hintereisferner, sempre in Tirolo, mostra una capacità di reazione molto più lenta, facendo registrare solo un modesto ritiro in risposta allo stesso segnale climatico. La stessa reazione individuale a un segnale climatico comune può essere osservata comparando le variazioni frontali della Vedretta del Cevedale rispetto alla Vedretta Lunga, entrambi ghiacciai del gruppo dell'Ortles. Da questi esempi emerge dunque la grande variabilità della durata e del grado di avanzamento dei ghiacciai negli anni Ottanta. Una reazione comune ai cambiamenti climatici prodottisi su larga scala e a lungo termine è invece il ritiro, in accelerazione dopo gli anni Novanta.

5.4 I catasti dei ghiacciai

Il presente catasto dei ghiacciai comprende i ghiacciai delle Dolomiti (prevalentemente situati in Veneto ma anche, parzialmente, in Trentino e Alto Adige), di altre zone dell'Alto Adige, del Tirolo e alcuni ghiacciai del Salisburghese e delle Alpi bavaresi situati nelle prossimità degli osservatori climatici. I dati in esso contenuti sono ripresi dagli inventari regionali: dal catasto dei ghiacciai delle Dolomiti (Veneto), dal catasto dell'Alto Adige (Knoll, et al., 2010), dal catasto austriaco del 1998 (Kuhn et al., 2008) e dal catasto dei ghiacciai bavaresi (Hagg et al., 2012). In Veneto (Dolomiti), i ghiacciai coprono un'area di 6,52 km^2; i ghiacciai altoatesini coprono 92,67 km^2, quelli del Tirolo 312,38 km^2 e i ghiacciai bavaresi 0,68 km^2.
Per l'Alto Adige l'area totale coperta dai ghiacciai è diminuita del 19,7 % tra il 1983 e il 1997, dell'11,9 % tra il 1997 e il 2006. I ghiacciai tirolesi hanno perso fra il 1998 e il 2011 il 17,9 % della loro superficie (55,97 km^2) e negli anni 1969-1998 il 23,2 % (94,21 km^2). La perdita annua è cresciuta dunque di 0,23 km^2 all'anno fra il 1998 e il 2011. Nelle Dolomiti l'area dei ghiacciai è diminuita del 7,3 % tra il 2004 e il 2009 e del 29,4 % tra il 1980 e il 2009. La figura 5.4 mostra la diminuzione areale subita dal ghiacciaio del Gurgler Ferner, in Tirolo, dalla fine della Piccola Era Glaciale in base ai dati registrati nei catasti austriaci dei ghiacciai.

5.5 Il ritiro dei ghiacciai dalla fine della Piccola Era Glaciale (P.E.G.)

Nell'ultima fase della Piccola Era Glaciale, alla metà del XIX sec., la maggior parte dei ghiacciai del mondo raggiungeva il punto di massima espansione. Mappe storiche, dipinti, immagini fotografiche, studi dendrocronologici e la mappatura delle fronti dei ghiacciai e

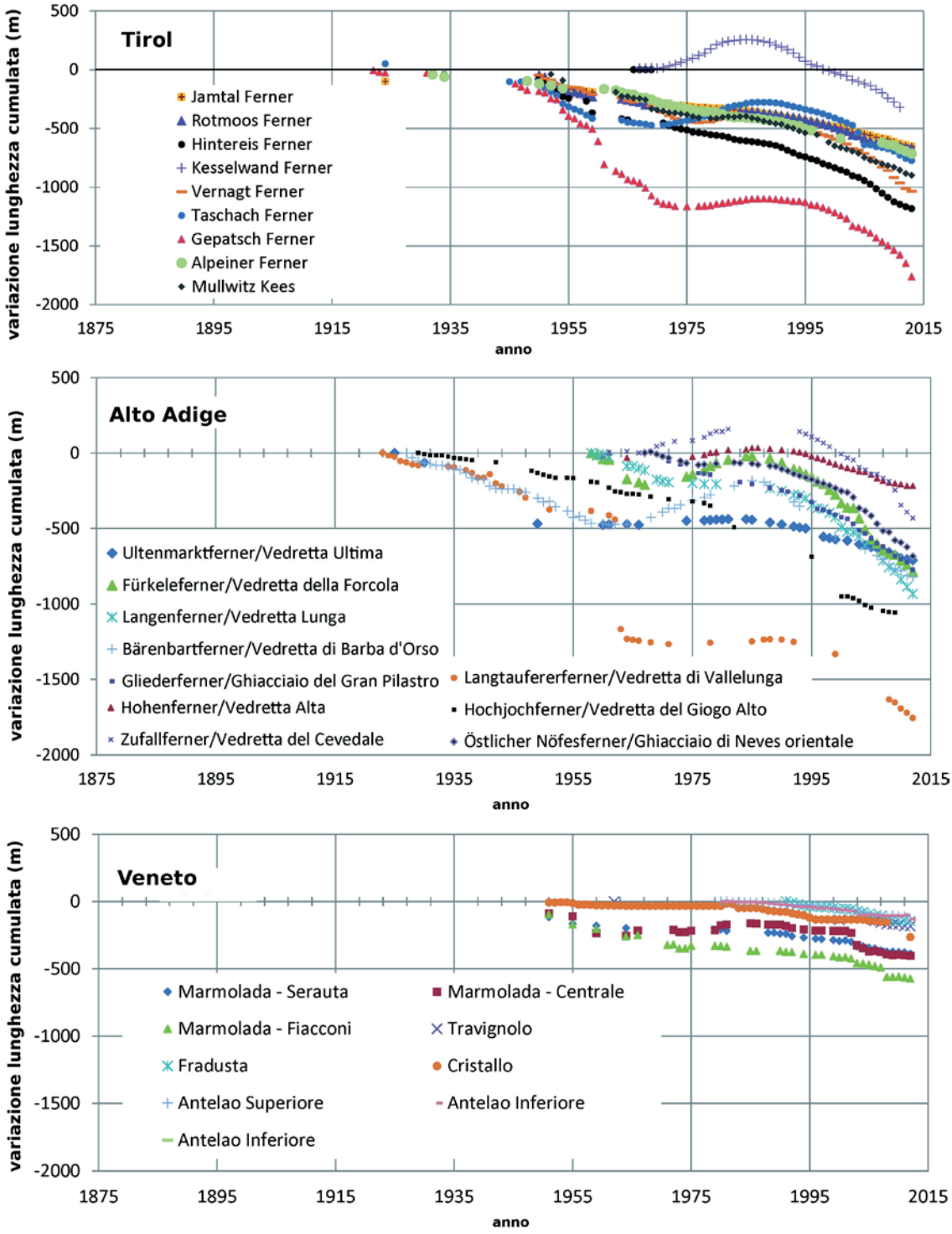


Fig. 5.3: Variazioni frontali cumulative di alcuni ghiacciai in Tirolo, Alto Adige e Veneto.

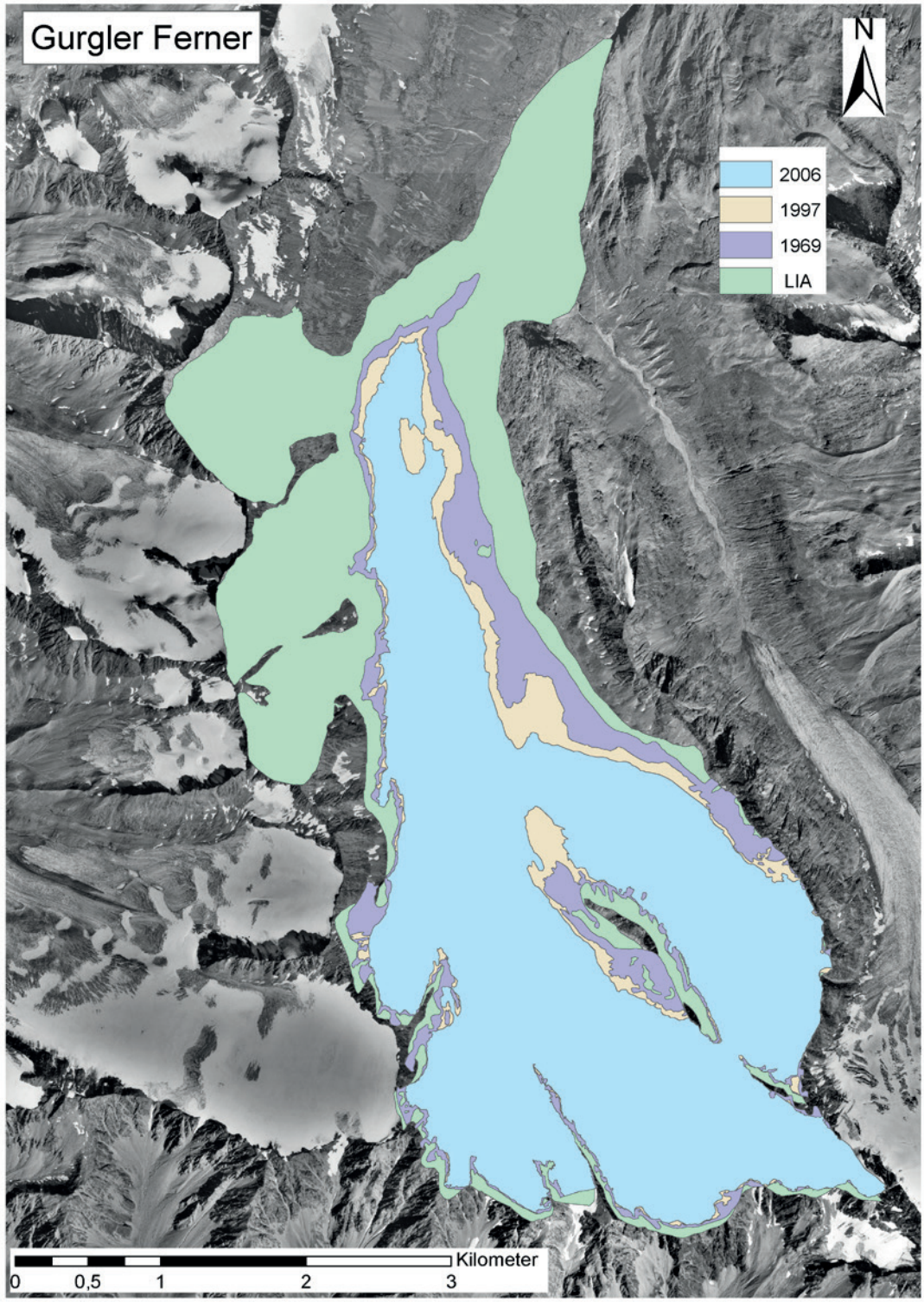


Fig. 5.4: Diminuzione areale del Gurgler Ferner (Tirolo) dalla fine della Piccola Era Glaciale come risultante dai catasti austriaci dei ghiacciai (Fischer et al., 2014).

Fig. 5.5: Variazione di altitudine areale del ghiacciaio della Marmolada fra il 1875 e il 2007.

delle morene consentono di ricostruire le dimensioni mostrate allora dai ghiacciai (Zumbühl e Holzhauser 1988). Questi dati sono di grande valore scientifico vista la possibilità di ricostruire, sulla scorta di immagini storiche, le variazioni intervenute in termini di volume e di lunghezza del ghiacciaio, oltre alle caratteristiche della superficie di questi corpi, come la copertura con Firn.

L'estensione dell'85 % dei ghiacciai austriaci al termine della Piccola Era Glaciale è stata calcolata da Groß (1987) sulla scorta di rilievi di campo, mappe e ortofoto del catasto ghiacciai del 1969. Questi dati sono stati in seguito riprodotti e integrati da Fischer (2014). Per la Provincia Autonoma di Bolzano/Alto Adige sono stati invece utilizzati i dati di Knoll (2009). Entrambi i lavori si basavano su ortofoto e modelli digitali altimetrici ad alta risoluzione. Nell'interpretare le aree coperte da ghiacciai durante la Piccola Era Glaciale è inevitabile una certa imprecisione a livello spazio-temporale. Lo sfasamento temporale è dovuto all'asincronia di raggiungimento del massimo della Piccola Era Glaciale. In casi estremi, il raggiungimento della massima estensione può infatti scostarsi anche di decenni dal 1850, l'anno frequentemente utilizzato come sinonimo di punto massimo della Piccola Era Glaciale.

All'epoca di massima espansione esistevano 310 ghiacciai in Alto Adige. I tre maggiori erano il ghiacciaio della Vedretta del Cevedale (gruppo dell'Ortles-Cevedale, 14,88 km²), quello della Vedretta di Mallevalle (Alpi di Stubai, 12,41 km²) e quello della Vedretta di Solda (gruppo dell'Ortles-Cevedale, 10,18 km²). Di questi 310 ghiacciai, tredici (il 4,2 %) erano più estesi di 4 km² e 238 (76,8 %) si estendevano su meno di 1 km². L'area totale dei ghiacciai altoatesini era di 276 km². Negli ultimi 150 anni, pertanto, l'area glacializzata complessiva si è ridotta di due terzi (Knoll 2009).

Fig. 5.6: Mappe storiche del ghiacciaio Gurgler Ferner, nelle Alpi dell'Ötztal in Tirolo, prima e dopo il massimo della P.E.G., tratte dal secondo e terzo censimento della Monarchia Austro-Ungarica (fonte: TIRIS).

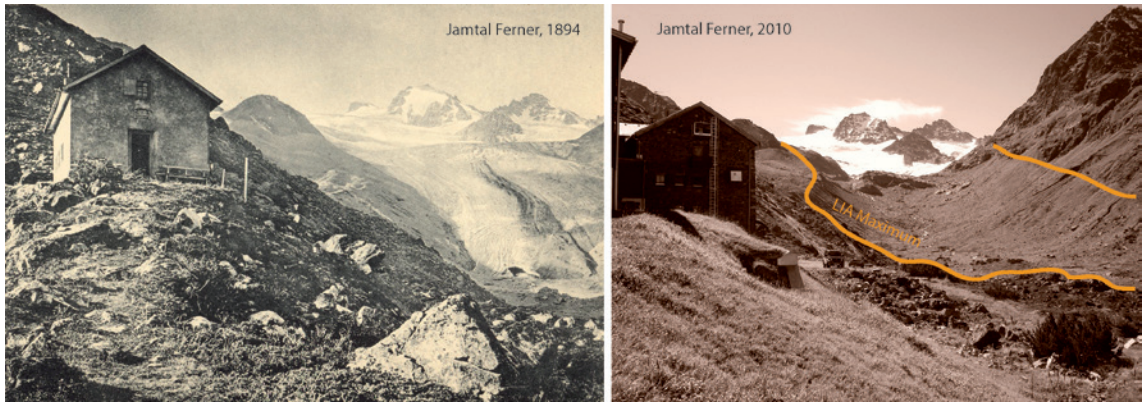


Fig. 5.7: Il ritiro del ghiacciaio dello Jamtal Ferner, Silvretta, Tirolo, dall'epoca del massimo della P.E.G.

La perdita di superficie dei ghiacciai austriaci si colloca intorno al 56 % circa rispetto al massimo della P.E.G., con un'area complessiva scesa da 941,13 km² a 415,11 km². La perdita di superficie varia profondamente tra i diversi gruppi montuosi: solo l'11 % dell'area glacializzata all'epoca del massimo della P.E.G. è rimasta ancora coperta da ghiacciai nel gruppo del Samnaun. Tra il 51 e il 45 % della copertura raggiunta nella P.E.G. è ancora glacializzata nel Reticone, nelle Alpi di Ötztal, nel gruppo del Venediger, Silvretta, gruppo del Glockner e nelle Alpi dello Stubai.
L'area complessiva dei ghiacciai più rappresentativi delle Dolomiti, che ricoprono la maggior parte dell'area glacializzata totale (72 %), è scesa da 9,25 km² nel 1910 (Marinelli, 1910) a 4,75 km² nel 2009 (Crepaz et al., 2013), con una perdita del 48,62 %.

5.6 Ghiacciai e cambiamenti climatici nelle regioni: sintesi

La distribuzione e dimensione dei ghiacciai presenti nelle tre regioni riflettono le condizioni climatiche esistenti in zona e la topografia dei rilievi montani: nelle zone soggette a forti precipitazioni invernali, i ghiacciai tendono a raggiungere dimensioni maggiori, spingendosi anche più a valle e localizzandosi ad altitudini minori rispetto alle aree con precipitazioni invernali meno copiose (Abermann et al., 2011). Le diverse tipologie di ghiacciai risentono variamente dei cambiamenti climatici. I piccoli ghiacciai di circo formatisi in zone all'ombra e a notevoli altitudini subiscono attualmente meno cambiamenti rispetto ai grandi ghiacciai vallivi. L'adattamento dei diversi tipi di ghiacciaio alle nuove condizioni climatiche non avviene in contemporanea (Abermann et al., 2009). Malgrado due periodi di avanzamento, i ghiacciai presenti nelle tre regioni risultano in generale ritiro a partire dalla Piccola Era Glaciale, con bilanci di massa che negli ultimi decenni sono sempre più in negativo. I parametri climatici responsabili di queste reazioni sono dati dalla temperatura regnante nella stagione di ablazione (da maggio a settembre) e dalle precipitazioni nevose cadute durante la stagione di accumulazione (da ottobre ad aprile). La figura 5.8 mostra per alcune stazioni ubicate a nord e a sud della cresta alpina di confine la media mobile trentennale di questi parametri. Procedendo in questo modo si tiene conto dei tempi di reazione dei ghiacciai ai cambiamenti climatici passati. Dall'analisi delle variazioni così calcolate delle condizioni climatiche medie emergono le medie delle minime termiche estive terminate negli anni Venti e Ottanta del secolo scorso, responsabili degli ultimi avanzamenti. Sul margine settentrionale delle Alpi, l'avanzata dei ghiacciai negli anni Ottanta fu favorita anche da un aumento delle precipitazioni invernali, dato che si riflette nelle differenze regionali riscontrabili nella durata di queste fasi di avanzamento.

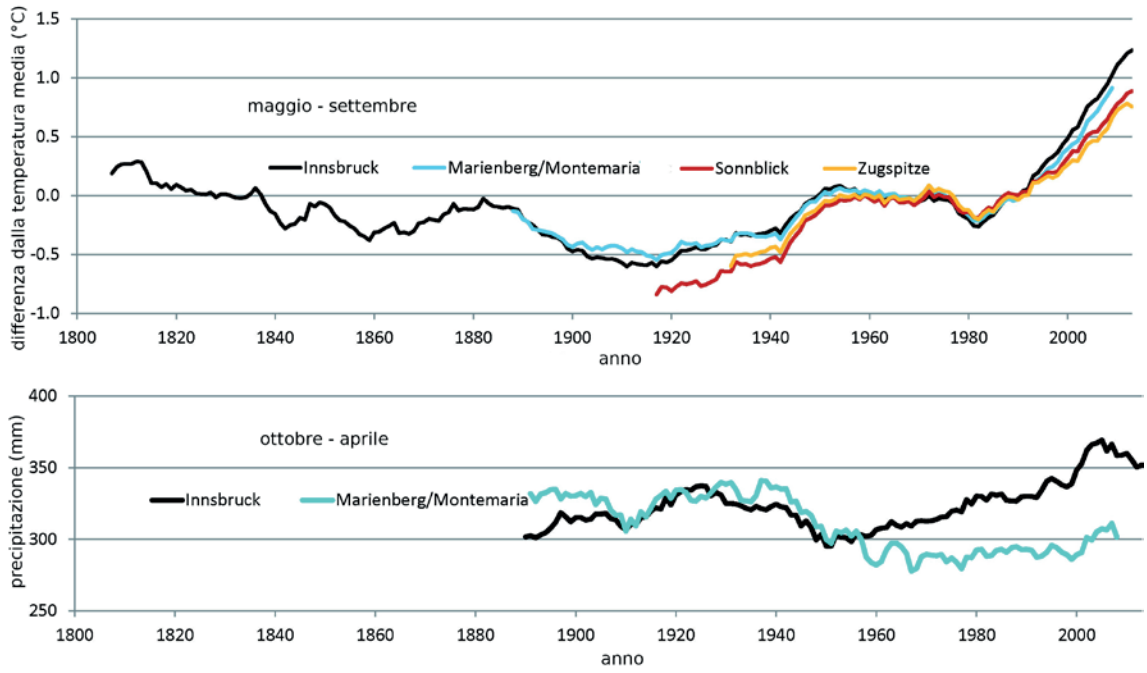


Fig. 5.8: In alto: media trentennale mobile dell'anomalia delle temperature atmosferiche durante la stagione di ablazione (da maggio a settembre) per 4 stazioni. In basso: media trentennale mobile delle cumulate di precipitazione per la stagione di accumulazione (da ottobre ad aprile) per due stazioni. Le medie mobili sono centrate sulla fine dell'intervallo.

Riferimenti bibliografici

Abermann J, Lambrecht A, Fischer A, Kuhn M (2009): Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006), The Cryosphere 3, 205-215. **Abermann J**, Kuhn M, A Fischer (2011): Climatic controls of glacier distribution and changes in Austria. Annals of Glaciology 52/59, 83-90. Crepaz A, Cagnati A, De Luca G (2013): Evoluzione dei ghiacciai delle Dolomiti negli ultimi 100 anni e recenti bilanci di massa in tre apparati glacial. Neve e Valanghe 80, 20-25. **Cuffey K M**, Paterson W (2010): The physics of glaciers, Elsevier. **Fischer A**, Patzelt G, Kinzl, H (2013): Length changes of Austrian glaciers 1969-2013. Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Innsbruck, doi:10.1594/PANGAEA.82182. **Fischer A**, Seiser B, Stocker-Waldhuber M, Mitterer C, Abermann J (2014): Tracing glacial disintegration from the LIA to the present using a LIDAR-based hi-res glacier inventory, The Cryosphere Discussions 8, 5195-5226, 2014. **Groß G** (1987): Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850-1920-1969, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 23(2), 131 -141. **Hagg W**, Mayer C, Mayr E, Heilig A (2012): Climate and glacier fluctuations in the Bavarian Alps during the past 120 years. Erdkunde 66, 121-142. **Hoinkes H** (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 6, 37 - 90. **Knoll C**, Kerschner H, Heller A, Rastner P (2009): A GIS based Reconstruction of Little Ice Age Glacier Maximum Extents for South Tyrol, Italy. Transactions in GIS 13.5 6, 449-463. **Knoll C,** Kerschner H (2010): A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data, Annals of Glaciology 50, 53, 46-52. **Kuhn M**, Lambrecht A, Abermann J, Patzelt G, Groß G (2008): Die österreichischen Gletscher 1998 und 1969, Flächen und Volumenänderungen. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien. **Kuhn M**, Markl G, Kaser G, Nickus U, Obleitner F, Schneider H (1985): Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 21, 409–416. **Marinelli O** (1910): I Ghiacciai delle Alpi Venete, Memorie Geografiche pubblicate come supplemento alla Rivista Geografica Italiana dal Dott. Giotto Dainelli, Firenze. **Nicolussi K** (1990): Bilddokumente zur Geschichte des Vernagtferners im 17. Jahrhundert. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 26 (2): 97-119. **Patzelt G** (1970): Die Längenmessungen an den Gletschern der österreichischen Ostalpen 1890-1969, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 6(1-2), 151-159. **Penck A,** Brückner E (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Taunitz, Leipzig. **Vaughan DG**, Comiso JC, Allison I, Carrasco J, Kaser G, Kwok R, Mote P, Murray T, Paul F, Ren J, Rignot E, Solomina O, Steffen K, Zhang T (2013): Observations: Cryosphere. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Hrsg. Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. **Zumbühl HJ**, Holzhauser H (1988): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. Die Alpen. Zeitschrift des Schweizer Alpen-Club SAC, 129–322.

CAPITOLO 6

Il futuro del clima

6.1 Definizione di scenari climatici

Il nostro sistema climatico è guidato da una serie di cosiddetti driver (o forzanti) climatici. Il più importante di questi elementi propulsori è il sole, principale fonte di energia per il sistema climatico della Terra. Ad esso si aggiungono altre unità di comando che comprendono ad esempio i gas serra, con l'effetto del riscaldamento climatico, oppure gli aerosol, sia di origine naturale che antropica, con la loro azione prevalentemente rinfrescante. L'andamento del clima, l'alternarsi di ere glaciali e periodi caldi, nasce dalla combinazione di diversi forzanti climatici.
Al momento stiamo assistendo a un aumento della temperatura media globale, pur con notevoli differenze a livello regionale. Studiosi ed esperti ritengono che una parte di questo incremento globale della temperatura sia da ricondurre all'attività dell'Uomo, in particolare all'emissione di gas ad effetto serra, anidride carbonica o metano, ma anche alle consistenti modifiche intervenute negli ultimi secoli nell'uso del suolo (IPCC AR5 2013). Rispetto al grado di incidenza di questo fattore, tuttavia, le opinioni restano divergenti. È ipotizzabile comunque che le temperature continueranno a crescere anche nel corso del XXI secolo. Per la nostra società è importante riuscire a stimare i cambiamenti che negli anni e decenni a venire potranno delinearsi nell'ambito del sistema climatico in generale e, in particolare, per effetto dell'intervento umano.
Lo strumento utilizzato per la simulazione dei possibili scenari climatici futuri è dato dai cosiddetti "modelli climatici globali" (Global Climate Models, GCM). Si tratta di modelli matematici che simulano in formato digitale i processi che interessano l'atmosfera. I primi GCM erano meri modelli atmosferici con i quali si cercava di simulare correttamente la circolazione generale dell'atmosfera (la sigla GCM venne per questo utilizzata anche per indicare il General Circulation Model). Nelle ultime generazioni di GCM la componente atmosferica è abbinata a modelli oceanici, modelli di scudo glaciale, della vegetazione e della superficie terrestre. Ci cerca in questo modo di ricostruire nella maniera più completa possibile i processi del sistema terrestre, non parlando dunque più di GCM in senso stretto, bensì dei cosiddetti "modelli del sistema terrestre".
Nei GCM conformi allo stato dell'arte la superficie terrestre viene suddivisa in un reticolo con maglie di 200-100 km, talvolta anche più strette. L'atmosfera, ma anche l'oceano, vengono inoltre suddivisi in 20-40 strati verticali. Nel reticolo tridimensionale che ne deriva, i processi di rilievo per l'atmosfera, come la circolazione dei venti, la formazione di nubi e di precipitazioni, i trasferimenti di energia e tutti i processi di scambio in atto fra superficie terrestre, oceanica e vegetazione, vengono calcolati con l'ausilio di equazioni matematiche al ritmo di alcuni minuti. Il risultato di questi calcoli dovrebbe essere un'approssimazione realistica dei processi che interessano il sistema terrestre.
I GCM vanno tuttavia alimentati con dati senza i quali il calcolo non sarebbe altrimenti possibile. E qui entrano in gioco i driver climatici di cui si parlava all'inizio. Essi costituiscono le unità di accesso per il modello climatico e sono composti dall'irraggiamento solare, dalla concentrazione dei gas serra e dalla quantità di aerosol presenti in atmosfera. Queste forzanti non sono però noti per il futuro e impongono pertanto il ricorso agli scenari possibili.
In realtà si tratta di una cascata di scenari con la definizione, innanzitutto, di quelli di tipo socioeconomico destinati a ipotizzare i possibili sviluppi dell'umanità in termini di popolazione, rendimento economico, produzione energetica ecc. In un ampio e complesso studio (Nakicenoviç N. e Swart 2000) si sono individuati quattro orientamenti principali di possibile sviluppo socioeconomico, sintetizzati dalle seguenti espressioni (cfr. anche Fig. 6.1, a sinistra):

A1: maggiore globalizzazione, più crescita economica
"Il mondo tecnicizzato, globalizzato della crescita economica"
A2: rafforzamento di singole regioni, più crescita economica
"Il mondo dell'ognuno-lotti-per-sé"
B1: maggiore globalizzazione, crescente coscienza ambientale
"Il nuovo mondo globalmente pianificato e verde"
B2: rafforzamento di singole regioni, crescente coscienza ambientale
"Il mondo delle regioni verdi"

Questi scenari socioeconomici guidano la caratterizzazione degli scenari dei gas ad effetto serra: i gas serra emessi nell'atmosfera nel corso del XXI secolo saranno

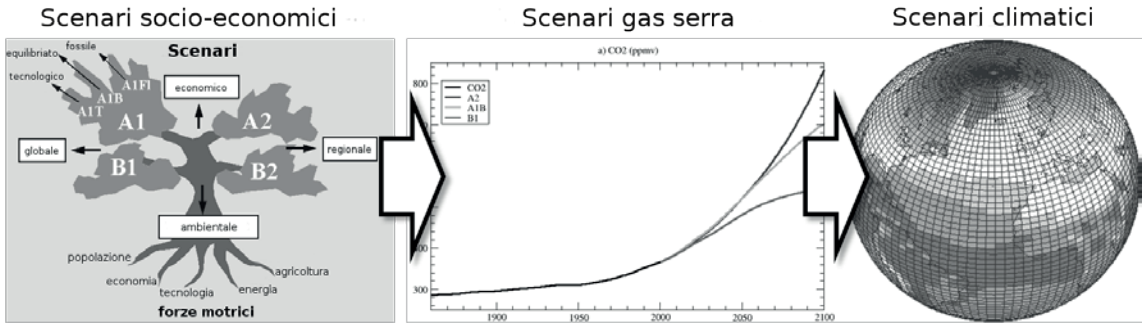


Fig. 6.1: Cascata di scenari delle simulazioni climatiche globali: gli scenari socioeconomici fungono da base per la derivazione di scenari dei gas ad effetto serra, i quali servono a loro volta da driver per i modelli climatici globali (GCM).

di più o di meno in base all'orientamento economico o politico seguito. Gli scenari dei gas ad effetto serra riflettono l'andamento temporale della concentrazione nell'atmosfera, espressa in ppm (ingl. parts per million, parti per milione). Questo valore è convertibile, a sua volta, in un driver climatico e solo con questi dati di propulsione è possibile simulare il GCM climatico per i decenni a venire. Va osservato tuttavia che esistono stime future solo per i fattori climatici antropogenici. Altri driver di rilievo per l'orizzonte temporale umano, come ad esempio l'intensità della radiazione solare, vengono mantenuti costanti con una media di lungo periodo, non esistendo modelli di previsione del futuro dell'attività solare. Per gli stessi motivi di imprevedibilità, anche l'influsso del vulcanismo esplosivo, con tutti i profondi cambiamenti possibili nel sistema climatico, va mantenuto costantemente sullo zero.

I singoli orientamenti principali degli scenari mostrano in primo luogo forti differenze fra gli scenari ad orientamento economico e quelli ad orientamento ecologico. Col passare del tempo è andato tuttavia consolidandosi un cosiddetto "scenario guida", ritenuto dalla comunità scientifica il più realistico: lo scenario A1B. In questo scenario si ipotizza uno sviluppo globalizzato incentrato sulla crescita economica, con l'uso di un mix equilibrato tra fonti energetiche fossili e rinnovabili. Nella parte che segue si attingerà pertanto anche ai risultati di simulazione derivanti dallo scenario A1B. Con la pubblicazione dell'ultimo rapporto di valutazione IPCC (IPCC AR5 2013) sono stati introdotti nuovi scenari di emissione, i cosiddetti RCP (Representative Concentration Pathways), destinati a sostituirsi gradualmente ai vecchi scenari dell'anno 2000. All'avvio dei lavori per la stesura del presente volume, questi scenari non erano ancora disponibili e i calcoli sono stati pertanto basati ancora sul "vecchio" scenario A1B, corrispondente essenzialmente a RCP 6.0.

Come osservato più sopra, i modelli climatici globali funzionano con maglie reticolari di passo 100-200 km. Soprattutto per le regioni montane come l'arco alpino, con la sua topografia complessa e microframmentata, questa risoluzione orizzontale non è sufficiente a simulare tutti i processi di rilievo nel sistema climatico. Già la sola rappresentazione fatta delle altimetrie topografiche delle Alpi, con altitudini massime di poco superiori ai 1000 m s.l.m. nei GCM a maglie grosse, evidenzia questa realtà delle cose. Per risolvere il problema si ricorre a una riduzione scalare statistica o dinamica (downscaling).

Nel downscaling statistico si cerca di creare un nesso statistico fra le variabili misurate a grande scala (es. campi di pressione al suolo) e una variabile locale (es. temperatura dell'aria presso una stazione di misurazione). Questa connessione viene quindi utilizzata per derivare dai dati GCM a grande scala le variabili locali per una stazione.

A fare da pendant al downscaling statistico è il cosiddetto downscaling dinamico, eseguito mediante modelli climatici regionali (Regional Climate Models, RCM). Pur strutturalmente analoghi ai GCM, questi modelli regionali simulano i processi atmosferici in una griglia tridimensionale con accoppiamento della superficie terrestre con quella oceanica. Contrariamente ai modelli globali GCM, i modelli regionali RCM

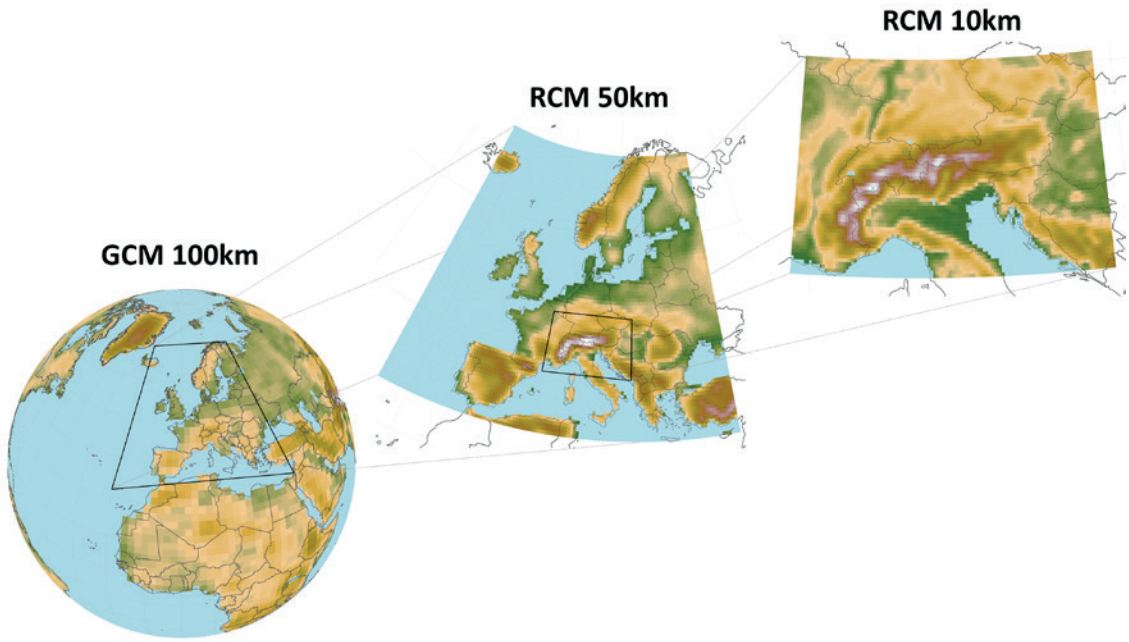


Fig. 6.2: Rappresentazione schematica di un approccio di doppio nesting.

si basano però solo su una determinata zona della superficie terrestre, ad esempio sull'arco alpino, e presentano una risoluzione spaziale, di alcuni chilometri, nettamente superiore. Ai margini della zona interessata dal modello, il modello RCM si arricchisce di dati sull'intensità e la direzione del vento, sull'umidità dell'aria e la temperatura provenienti da un GCM a minore risoluzione, simulando infine il clima dell'area di indagine con una risoluzione spaziale maggiore (nesting).

Si utilizzano qui i risultati della simulazione del modello climatico regionale COSMO-CLM (CCLM). Il nome sta per "COSMO Climate Limited-area Model". Nato nell'ambito del Servizio Meteorologico Tedesco, viene sviluppato da diversi anni da un gruppo internazionale di ricercatori, fra cui l'Alfred-Wegener-Center di Graz e l'Istituto centrale di meteorologia e geodinamica di Vienna. Nell'ambito di un'iniziativa di ricerca nata in territorio austriaco (reclip:century, Loibl et al. 2011) sono stati ulteriormente affinati mediante RCM diversi scenari climatici tratti da GCM per l'arco alpino aventi una risoluzione temporale già relativamente alta. Per farlo, i ricercatori hanno seguito una doppia strategia di nesting come illustrata in figura 6.2. Il modello regionale RCB, cioè, è stato prima inserito nel GCM per calcolare il clima per l'Europa con una risoluzione di 50 km. Poi si è usata questa simulazione per simulare ancora una volta l'arco alpino con una maglia di circa 10 km. Questo è un passo necessario per evitare un eccessivo salto scalare che potrebbe rendere instabile il modello RCM.

Il CCLM si basa sul GCM ECHAM5 degli Istituti Max Planck di Meteorologia di Amburgo che ipotizza lo scenario di emissioni A1B. L'intervallo di simulazione va dal 1961 al 2100, con il GCM che fino al 2000 si basa su driver climatici osservati e a partire dal 2001 solo sulle emissioni antropogeniche di gas serra. Al termine della simulazione si ottengono per ogni punto del reticolo dati a risoluzione oraria di un gran numero di elementi climatici come temperatura, precipitazioni e vento, ma anche informazioni sull'umidità del suolo, sulla copertura nevosa, sul deflusso ecc.

Anche con risoluzioni spaziali elevate, le simulazioni climatiche sono necessariamente legate a elementi di incertezza. I modelli climatici, siano essi GCM o RCM, sono solo modelli matematici astratti della realtà e come tali non possono fornirne una rappresentazione assolutamente fedele. Mettendo a confronto le

simulazioni climatiche del passato con i dati delle osservazioni emergono scostamenti che, a seconda delle regioni, degli elementi climatici e dell'aggregazione temporale, possono essere anche notevoli. Per le regioni montane le simulazioni climatiche sono ancora più incerte (Haslinger et al. 2013, Gobiet et al. 2014). Le ragioni sono molteplici: da un lato anche le risoluzioni di 10 km non sono sufficienti a tenere conto della topografia microframmentata delle Alpi, il che sarebbe invece fondamentale soprattutto per una corretta simulazione di vento e temperature nelle valli alpine minori. Dall'altro la rappresentazione topografica, fortemente appiattita, non consente di simulare con sufficiente esattezza le precipitazioni nelle zone di accumulo. In generale è possibile affermare che proprio per le precipitazioni e la loro genesi complessa si incontrano le maggiori incertezze nella simulazione climatica. Le previsioni sull'andamento delle temperature sono leggermente più solide, vista la migliore facilità di comprensione dei processi e la migliore resa consentita dai modelli climatici.
L'area oggetto di indagine è ubicata principalmente in zona montana, laddove cioè le incertezze degli scenari climatici sono relativamente alte. I risultati presentati di seguito vanno pertanto visti come una cauta approssimazione e non certo come una verità incontrovertibile. Eppure forniscono un utile punto di appoggio per la definizione dei possibili cambiamenti a cui andrà incontro, nei prossimi decenni, il clima nel cuore delle Alpi.

6.2 La regione esaminata nel modello

La figura 6.3 mostra la superficie terrestre come si presenta nel modello climatico utilizzato. Come già accennato, la risoluzione spaziale è di 10x10 km: ogni pixel, cioè, copre un'area relativamente ampia. Questo significa che, a computer, il Tirolo, il Trentino e il Veneto assomigliano più a un paesaggio di mattoncini che a un'area montana. Questo paesaggio di mattoncini è il risultato di una semplificazione necessaria alla modellazione, la quale ha come conseguenza il fatto che le Alpi dell'Ötztal risultano, nel modello, più alte del Gruppo dell'Ortles. Le vette non corrispondono dunque a quelle reali. Non perderemo tempo a cercare nel modello CCLM l'Ortles con i suoi 3899 m o la Wildspitze con i suoi 3768 m: i più alti di questi "mattoncini" arrivano a 2731 m, i più bassi a 443 m. Rispetto ai modelli globali, questa rappresentazione costituisce però un notevole progresso se si considera che nei primi, per le necessarie semplificazioni, le Alpi appaiono più simili a dolci colline.
Anche con i modelli odierni non è tuttavia possibile fornire informazioni esatte sull'andamento del tempo, ad esempio, a Bressanone nell'estate del 2047 o su quanti millimetri di pioggia scenderanno fra vent'anni su uno dei quartieri di Bolzano. Solo estendendo lo sguardo a un arco di molti anni è possibile evidenziare tendenze e variazioni, formulando previsioni per regioni più ampie e intervalli di tempo più lunghi, ad esempio per una variazione in atto fra diversi decenni in Tirolo o su ampie zone del Trentino. Alcune affermazioni, inoltre, sono da considerarsi molto probabili e presumibilmente destinate a verificarsi, mentre altre sono accompagnate da un punto di domanda con previsioni assai incerte, come nel caso delle previsioni che riguardano le modifiche alla frequenza di accadimento di eventi estremi localizzati.
Le mappe illustrate mostrano le variazioni del modello climatico fra il "presente climatico" (1981- 2010), il futuro prossimo (2026 - 2055) e la fine del XXI secolo (2071 - 2100). È importante capire che il clima del modello si discosta dalle mappe climatiche illustrate nel Capitolo 3 per effetto della già accennata semplificazione topografica operata nelle simulazioni climatiche. Per questo motivo non ha senso operare confronti diretti di singole porzioni cartografiche fra le mappe climatiche presentate in questo volume e i modelli climatici. Ad essere importanti nelle previsioni che riguardano le modifiche attese non sono solo i valori in sé, quanto piuttosto le stime oltre le incertezze. A tale scopo viene usato uno schema a tre livelli per la classificazione della solidità delle affermazioni: molto probabile, probabile, incerto.
Basandoci su quanto esposto nel Capitolo 2, nella parte che segue descriveremo dunque possibili tendenze future e variazioni della temperatura atmosferica e delle precipitazioni, i fattori di maggiore importanza per l'Uomo e l'ambiente. Sulla pagina Internet del presente studio, www.clima-alpino.eu, troverete molto altro materiale informativo, mappe e grafici.

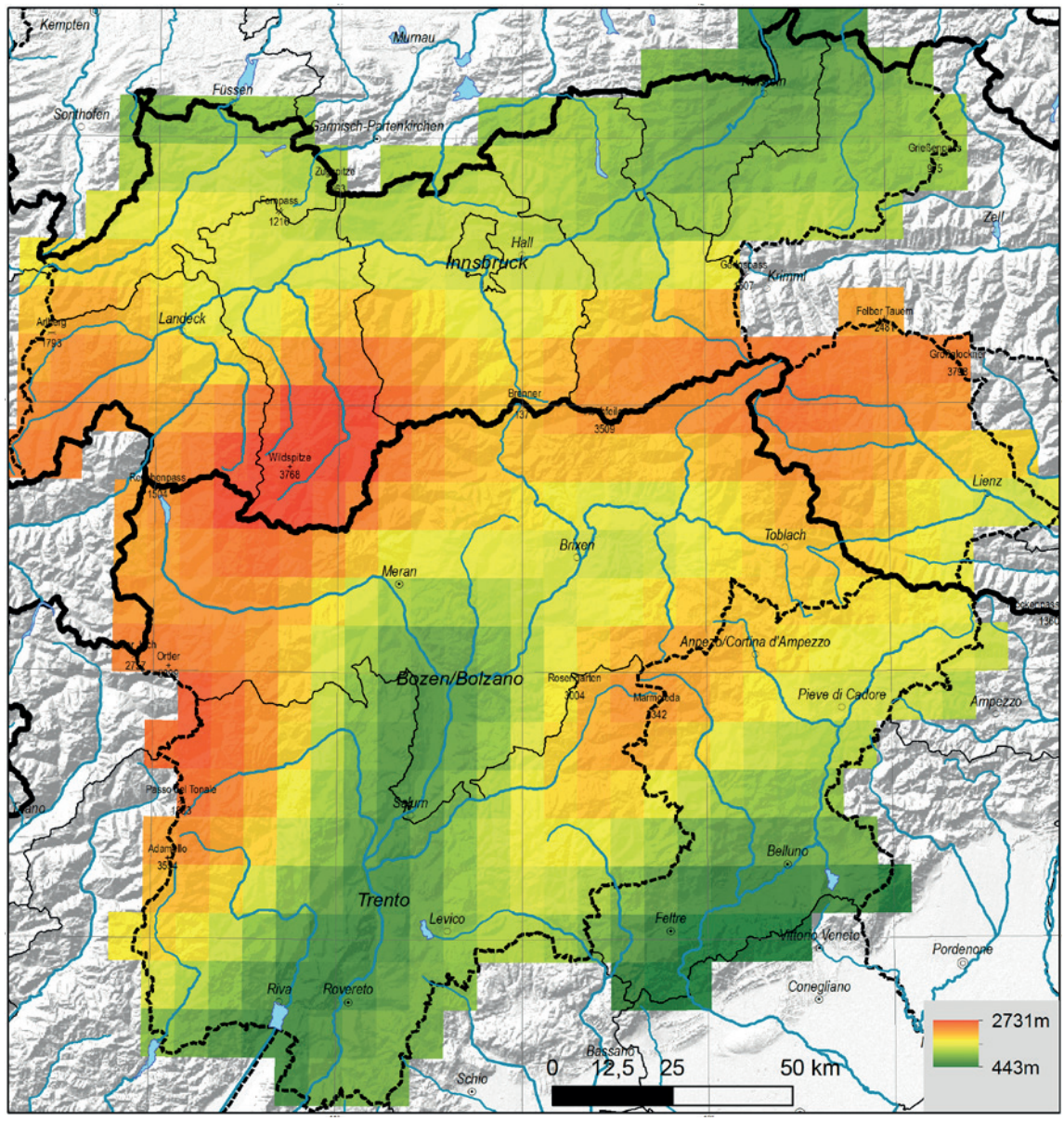


Fig. 6.3: Struttura altimetrica della superficie terrestre del modello climatico di riferimento per l'area di indagine.

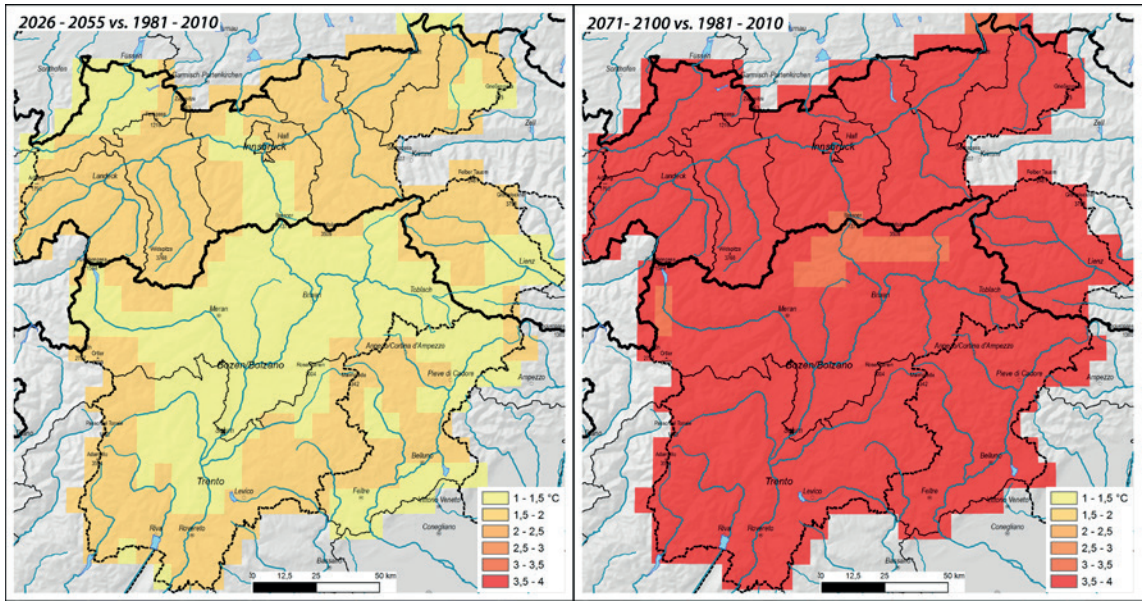


Fig. 6.4: Variazioni della temperatura media giornaliera dell'aria previste nel modello per i periodi 2026 - 2055 e 2071 - 2100 a confronto con il periodo 1981 - 2010.

6.3 Temperature

La figura 6.4 mostra la variazione della temperatura media annua nelle singole celle reticolari del modello fino alla metà, ovvero fino al termine, del secolo. L'aumento termico globale si ripercuote anche sull'intera regione con variazioni previste della temperatura molto simili su ampie aree. Ciò significa che le temperature nella regione di indagine tenderanno quasi uniformemente a crescere, prima lentamente, di circa 1,5 °C rispetto al livello odierno, fino al periodo compreso fra il 2026 e il 2055, e poi di circa 3,8 °C fino alla fine del secolo. Le variazioni termiche previste per la regione si muovono dunque in un quadro analogo a quello previsto per la temperatura media globale.
A seconda dei diversi scenari di emissione, stando alle valutazioni IPCC (AR5 2013) è da ipotizzare a livello globale un aumento della temperatura da 1 a 2 °C entro la metà del secolo e di 1,5 – 4 °C per la fine del secolo. In base allo scenario realistico A1B considerato nel modello le variazioni a livello regionale rientrano dunque nella fascia più alta della banda contemplata. La previsione si spiega con le maggiori variazioni termiche che interessano le superfici terrestri rispetto a quelle oceaniche che confluiscono nel calcolo della temperatura media globale. Nel Rapporto austriaco 2014 di valutazione dei cambiamenti climatici (APCC 2014) si postula una variazione termica di 1,7 °C entro metà del secolo, anche se in relazione al periodo di riferimento 1961-1990. Le proiezioni per la regione, pertanto, sono da considerarsi plausibili e rientrano nell'ambito dei tassi di variazione previsti in altri studi.
I trend simulati di variazione termica sono essenzialmente simili a quanto già noto con l'analisi dei dati delle osservazioni (cfr. Böhm 2012). Nel Capitolo 2 del presente volume si parlava di trends di variazione termica compresa fra 0,3 e 0,5 °C per decade nella regione di indagine per il periodo 1961 – 2000. Il dato corrisponde approssimativamente al riscaldamento massimo simulato per fine secolo dai modelli climatici. A questo proposito va osservato che l'intervallo storico degli anni Ottanta e Novanta corrisponde alla fase in cui si sono riscontrati i maggiori tassi di riscaldamento. Queste forti tendenze di variazione termica si sono nuovamente attenuate dopo il 2000. A causa della non-linearità e della variabilità interna del sistema climatico, ossia delle variazioni non riconducibili a processi naturali o all'influsso umano, si producono fasi di più intenso riscaldamento alternate a periodi di

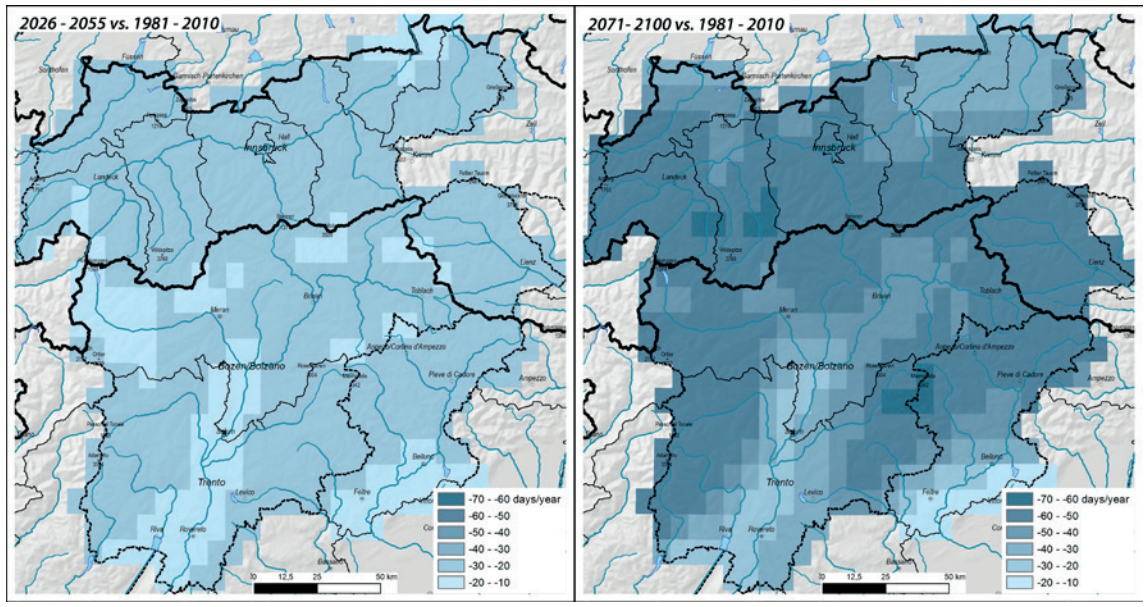


Fig. 6.5: Variazioni della media dei giorni di ghiaccio (massima giornaliera <= 0 °C) previste nel modello relativo ai periodi 2026 - 2055 e 2071 - 2100 a confronto con il periodo 1981 - 2010.

minore incremento della temperatura. La tendenza generale verso l'alto rimane comunque invariata in virtù delle crescenti concentrazioni di gas ad effetto serra. L'aumento delle temperature è alla base di tutte le modifiche che interessano il sistema climatico con conseguenze di ampia portata, come quelle che derivano dallo spostamento verso l'alto del limite delle nevicate (Böhm 2008, Gobiet et al. 2013) o da un prolungamento del periodo vegetativo (Menzel et al. 2006). Quest'ultimo significa teoricamente che nei prossimi decenni il limite del bosco tenderà a spostarsi lentamente verso l'alto, con un infittimento della vegetazione arborea e un'anticipazione della fioritura. Sulle Alpi, però, il limite del bosco è fortemente condizionato dall'azione dell'Uomo e in misura minore dal clima (Grace et al. 2002), facendo dunque delle variazioni climatiche un motivo non sufficiente, da solo, a determinare questi cambiamenti. Per la fauna queste modifiche degli habitat non implicano necessariamente un peggioramento. Le condizioni di vita degli animali potrebbero addirittura migliorare, grazie al prolungamento dei periodi di nidificazione o alla riduzione delle morti per fame in inverno (Dunn e Winkler 2010). D'altro canto, il cambiamento climatico potrebbe variamente influire su certe interazioni, come quelle fra piante e impollinatori (Hegland et al. 2009). La temperatura dell'aria è considerata "variabile guida" nel rilevamento dei cambiamenti climatici. Le affermazioni sui futuri sviluppi delle temperature possono considerarsi "molto probabili", vista la capacità di comprensione relativamente buona dei processi fisici che sottendono le variazioni termiche nel sistema climatico globale. Si presume, inoltre, che i modelli climatici siano in grado di simulare correttamente la reazione del sistema climatico alle mutate condizioni dei gas serra su scale temporali più grandi rispetto alle periodicità della variabilità climatica interna (> 30 anni).

La figura 6.5 mostra la variazione del numero medio di giorni di ghiaccio per anno. Si tratta delle giornate in cui la temperatura non sale oltre lo zero termico. Viste le variazioni termiche generali previste nei decenni a venire, il numero di giorni di ghiaccio scenderà molto probabilmente in tutte le regioni: fino al periodo 2026 - 2055 è attesa una riduzione di circa 20 - 30 giorni ed entro il periodo 2071 - 2100 di circa 40 - 60 giorni. Diversamente da quanto visto per le modifiche alla temperatura dell'aria, per quelle che riguardano il numero di giorni di ghiaccio si delinea uno schema spaziale innanzitutto verso la fine del secolo, e precisamente con una minore riduzione alle quote più basse del modello. Maggiormente interessate da

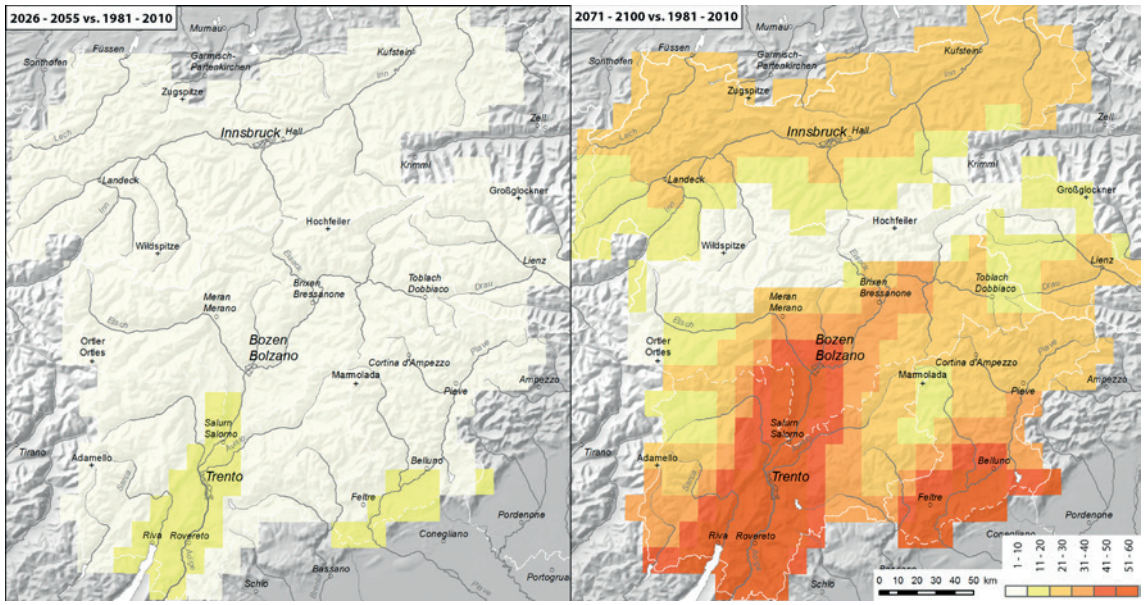


Fig. 6.6: Variazioni della media dei giorni estivi (massima giornaliera >= 25 °C) previste nel modello relativo ai periodi 2026 - 2055 e 2071 - 2100 a confronto con il periodo 1981 - 2010.

queste modifiche saranno invece le regioni alpine. Questo si spiega con il fatto che a valle si registrano di norma meno giornate di ghiaccio, rendendo automaticamente più modesta la variazione. Nelle zone vallive meridionali le poche giornate di ghiaccio che vengono ancora registrate saranno in futuro assenti o quasi e le modifiche pertanto limitate. In quota, invece, dove si rileva un maggior numero di giorni di ghiaccio, anche a lungo termine saranno possibili variazioni più marcate.

Le variazioni sono conformi alle proiezioni dell'IPCC. Nell'AR5 (2013) si ipotizza un calo di 50-60 giorni per l'Europa centrale entro fine secolo. Le modifiche simulate nei modelli sono confermate nel frattempo anche dalle analisi dei dati di misurazione. Nemec et al. (2013) hanno indicato sulla scorta di serie storiche omogeneizzate delle minime termiche giornaliere in Austria che il numero di "notti fredde" (con minime inferiori al decimo percentile) è talvolta significativamente diminuito nel periodo 1961 - 2000. Anche per la regione qui esaminata si è potuto evidenziare nel Capitolo 2 un netto decremento delle giornate di ghiaccio per le stazioni con serie storiche lunghe.

Il minor numero di gelate comporta fra l'altro il disgelo del permafrost in alta montagna, ossia del suolo costantemente gelato. Con il riscaldamento del terreno può prodursi un aumento dei processi franosi e di caduta massi (Gruber et al. 2004), oltre a un incremento degli smottamenti e slittamenti, con pericolo di compromissione dell'infrastruttura alpina, come piloni delle funivie, recinzioni antivalanga o complessi stradali. L'ancoraggio della vetta del Sonnblick eseguito nel 2003-2004 con ganci e tiranti direttamente sotto l'osservatorio in quota di Salisburgo è un esempio di intervento probabilmente destinato, in futuro, ad essere adottato con sempre maggiore frequenza.

Analogamente al calo dei giorni di ghiaccio, aumenterà in futuro il numero di giornate estive (Fig. 6.6), ossia di quelle in cui la colonnina del mercurio arriva o supera la soglia dei 25 °C. Fino al 2026 - 2055 l'incremento sarà ancora modesto (da 0 a +10 giorni), con un aumento che può arrivare ai 20 giorni nelle conche meridionali. Verso la fine del secolo, il numero di giornate estive aumenta invece nettamente, ancora una volta in modo più marcato nelle regioni prealpine meridionali, nella valle dell'Adige e nelle zone meridionali della provincia di Belluno. Qui l'aumento è di 50 - 60 giorni. Per effetto del livello generalmente più alto delle temperature in queste zone, anche la soglia dei 25 °C sarà superata con una frequenza nettamente maggiore rispetto alle zone vallive del Tirolo settentrionale. Nessuna variazione si delinea invece

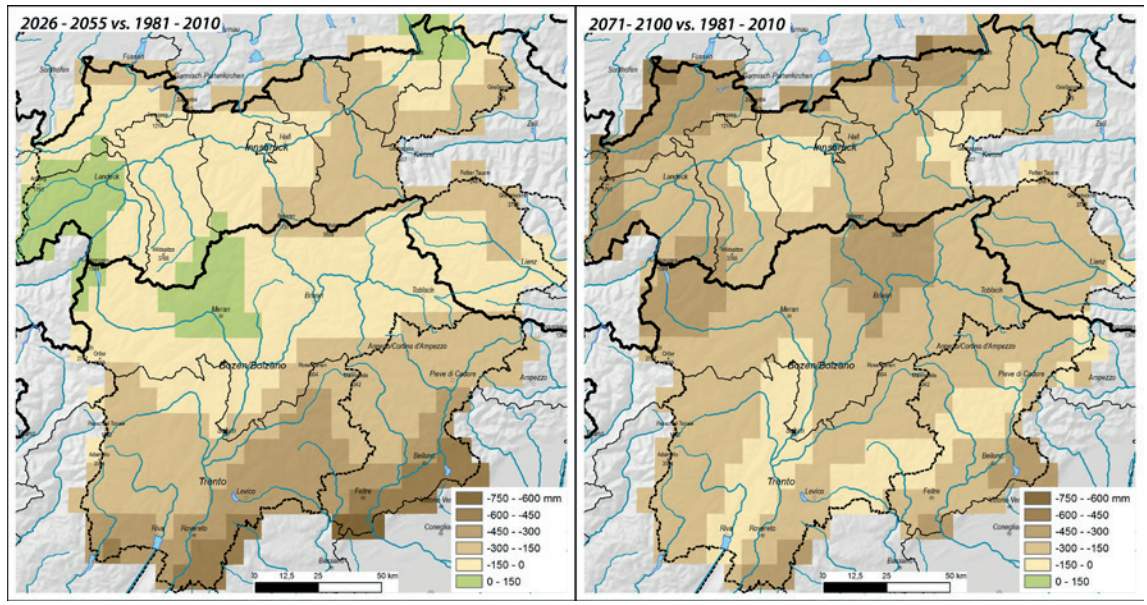


Fig. 6.7: Variazioni della media di cumulate annue previste nel modello per i periodi 2026 - 2055 e 2071 - 2100 a confronto con il periodo 1981 - 2010.

per la cresta alpina di confine, visto che anche nella topografia fortemente appiattita utilizzata nel modello la cresta alpina è tanto alta da non presentare a fine secolo nessuna giornata estiva a queste altitudini.
Le previsioni di modifica sono riscontrabili già nei dati di osservazione. Nel Capitolo 2 è stato evidenziato il netto aumento delle giornate estive per tutte le stazioni guida dell'area di indagine. A prescindere da questi dati, Nemec et al. (2013) hanno dimostrato anche sulla scorta dei dati omogeneizzati delle massime giornaliere per l'Austria un netto aumento dei giorni estivi nel periodo 1961 - 2000.
Come per le proiezioni sulla temperatura atmosferica, anche le previsioni relative al numero di giorni estivi sono da considerarsi "molto probabili". Un incremento delle giornate estive si accompagnerà presumibilmente anche a un aumento delle isole di calore (Zuvela-Aloise 2013), un fenomeno destinato a essere maggiormente avvertito nelle zone a bassa quota e negli agglomerati urbani a sud della cresta alpina di confine. A quote medie, invece, le infrastrutture turistiche presenti potrebbero beneficiare delle più miti condizioni estive.

6.4 Precipitazioni

I calcoli di previsione delle modifiche delle precipitazioni nelle decadi a venire mostrano un forte grado di incertezza: a incidervi è, fra l'altro, la risoluzione ancora relativamente sommaria, abbinata alle caratteristiche topografiche dell'area alpina. Le proiezioni climatiche segnalano tendenze, ma tutte le conclusioni qui tratte sull'andamento delle precipitazioni vanno fatte rientrare nella categoria di "incertezza".
Come emerge in figura 6.7, la cumulata annua media dovrebbe tendere a ridursi, secondo il modello, nel corso del secolo. Dapprima in misura lieve, fino al periodo 2026 - 2055, e poi in maniera più marcata fino al 2071 - 2100. Per la fine di questo secolo scenderanno annualmente fra i 160 e i 180 mm di pioggia in meno, con cali lievemente più marcati a nord e sulla cresta alpina di confine.
In conseguenza delle più frequenti perturbazioni da ovest, le precipitazioni invernali tenderanno probabilmente a crescere in misura lieve, mentre le estati saranno più asciutte per la maggiore frequenza di situazioni di alta pressione (Haslinger et al. 2015). Nell'immediato futuro, l'aumento delle precipitazioni invernali è sufficiente a compensare la diminuzione

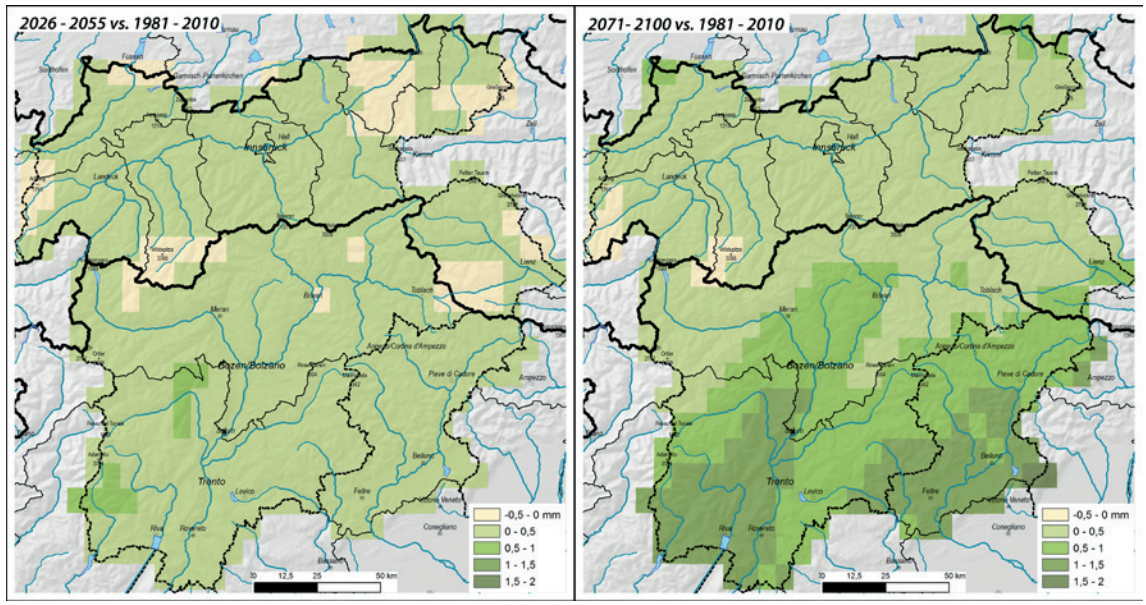


Fig. 6.8: Variazioni della media dell'intensità delle precipitazioni previste nel modello per i periodi 2026 - 2055 e 2071 - 2100 a confronto con il periodo 1981 - 2010.

delle precipitazioni estive solo in alcune zone delle Alpi centrali e del Tirolo settentrionale. Sul finire del secolo l'aumento delle precipitazioni invernali sarà quasi irrilevante e quindi non più in grado di compensare la tendenza alla diminuzione delle precipitazioni estive. Nel secondo periodo si osserverà pertanto una diminuzione generale. I risultati ottenuti per la regione risultano conformi a quelli previsti in altri lavori sull'andamento delle precipitazioni nell'arco alpino. Anche Rajczak et al. (2013) hanno per esempio segnalato un aumento delle precipitazioni invernali associato a un contemporaneo netto calo delle piogge estive in Europa centrale, ancora più marcato verso sud. Risultati analoghi si trovano anche in Smiatek et al. (2009) o Kotlarski et al. (2015).

Gli scenari futuri indicano per sommi capi ciò che già si conosce dalle osservazioni, seppure con qualche differenza. Nell'analizzare le tendenze di lungo periodo delle precipitazioni cadute sull'arco alpino negli ultimi 200 anni, Haslinger et al. (2012) o anche Brunetti et al. (2006) hanno riscontrato ad esempio un aumento delle precipitazioni invernali a nord delle Alpi, senza osservare, a sud dell'arco alpino, variazioni degne di nota. Questo incremento è spiegabile in primis con la tendenza all'aumento delle perturbazioni da ovest.

In estate si osserva su tutto l'arco alpino una tendenza alle precipitazioni lievemente in calo, anche se in maniera non significativa. I dati raccolti con le osservazioni mostrano invece, soprattutto per le zone a sud delle Alpi, in autunno, una chiara e significativa tendenza di riduzione delle quantità delle precipitazioni, dovuta alla maggiore frequenza di formazione degli stati di alta pressione, non altrettanto visibili nelle simulazioni. Nell'analizzare i dati delle stazioni climatiche presenti nella regione (cfr. Capitolo 2), è stato rilevato per Kufstein, negli anni 1961-2010, una tendenza significativa all'aumento delle precipitazioni annue, contro una tendenza alla riduzione osservata invece nelle zone sudorientali dell'area di indagine. Per le altre stazioni esaminate, la notevole variabilità annua non permette di evidenziare tendenze in termini di cumulate annue delle precipitazioni.

Le variazioni nella quantità delle precipitazioni, unite agli spostamenti delle stagioni, modificano necessariamente il bilancio idrico della regione. Le variazioni stagionali previste non si ripercuotono probabilmente sul deflusso annuo complessivo nei corsi d'acqua. In estate, tuttavia, è prevedibile un calo dei deflussi nelle zone non interessate dai ghiacciai, mentre in inverno, a causa delle crescenti precipitazioni e della

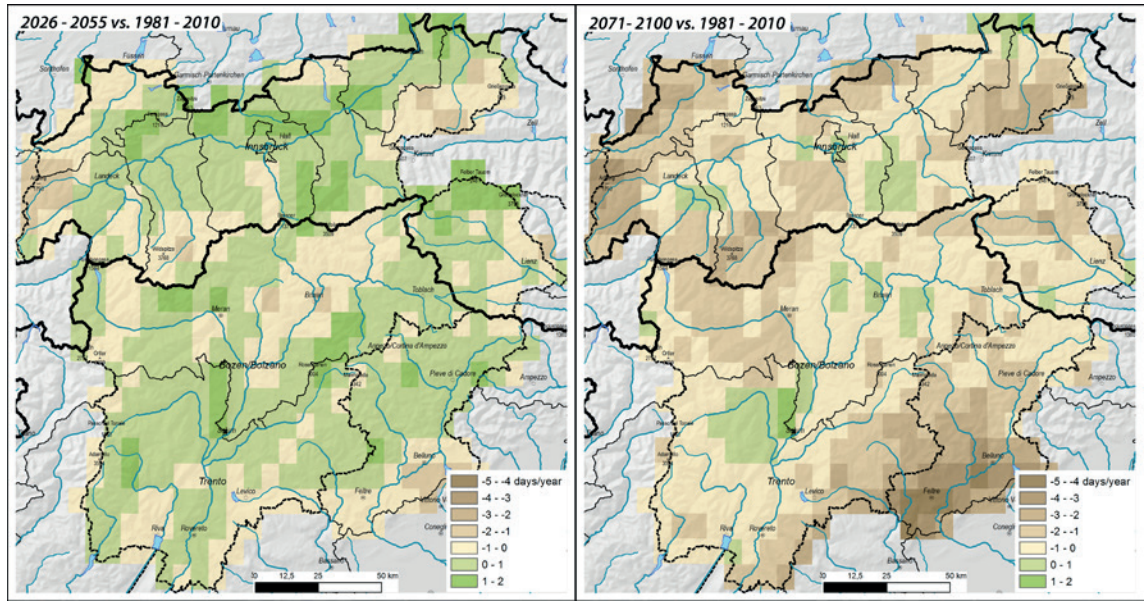


Fig. 6.9: Variazioni della media di giorni con precipitazioni > 20 mm previste nel modello relativo ai periodi 2026 - 2055 e 2071 - 2100 a confronto con il periodo 1981 - 2010.

maggiore quota di pioggia dovuta all'innalzamento delle temperature, è da attendersi un deflusso più corposo (Blaschke et al. 2011).
Queste affermazioni sui futuri sviluppi delle precipitazioni sono, come si diceva, molto più incerte di quelle formulate sull'andamento delle temperature. Si consideri, inoltre, che le variazioni attese in base al modello delle precipitazioni saranno nettamente più modeste rispetto alla variabilità annua (cfr. Schöner et al. 2011).
Per intensità media delle precipitazioni si intende la media della quantità di pioggia caduta in un giorno. Deriva dalla somma delle precipitazioni annue divisa per il numero dei giorni di precipitazione all'anno. La figura 6.8 illustra la variazione dell'intensità media delle precipitazioni entro metà/fine secolo. Nel primo periodo non si segnalano quasi modifiche, se si esclude un minimo incremento di 0,5 - 1 mm previsto per alcune zone dell'Alto Adige. Sul finire del secolo si riconoscono invece variazioni più nette, pur circoscritte però, ancora una volta, alla sola zona meridionale dell'area di indagine. Qui si segnalano aumenti di intensità delle precipitazioni che possono arrivare ai 2 mm.
Le variazioni sono nuovamente analoghe a quelle evidenziate in altri studi. In Rajczak et al. (2013) si segnala parimenti un lieve aumento dell'intensità media delle precipitazioni giornaliere in Europa centrale. L'aumento non è però da ricondurre, come si potrebbe supporre, alle precipitazioni estive, ma interessa invece i mesi autunnali e invernali. In queste due stagioni, fermo restando il numero di giornate di precipitazione, si ipotizza un aumento delle cumulate e quindi anche un aumento dell'intensità delle precipitazioni (cfr. Gobiet et al. 2013). Diverso, invece, l'andamento in estate, quando diminuiscono sia le giornate di precipitazioni che le cumulate, con un'intensità delle precipitazioni che rimane dunque costante.
Dalle analisi delle osservazioni emerge tuttavia una tendenza opposta. Auer et al. (2010) hanno dimostrato ad esempio che l'intensità delle precipitazioni nell'arco alpino centrale ha seguito un netto trend negativo negli ultimi 100 anni. Queste discrepanze, unite alle incertezze generali che affliggono i modelli di previsione delle precipitazioni, consentono di fare ben poche previsioni sugli sviluppi futuri dell'intensità delle precipitazioni. Le tendenze previste con i modelli vanno dunque considerate come "incerte".
Gli odierni modelli climatici non consentono ancora di simulare singole celle temporalesche assai marcate con tutte le loro conseguenze, rendendo dunque

altrettanto impossibili affermazioni sull'aumento o la diminuzione di tutti gli eventi che ne derivano, come ad esempio gli estremi di forte piovosità. Troppo limitati nello spazio sono, infatti, questi eventi per permetterne una rappresentazione valida con i modelli attualmente a disposizione. Con un'incertezza altrettanto grande potranno dunque formularsi ipotesi sugli eventi di maggior scala, come ad esempio sul numero di giorni con precipitazioni areali superiori ai 10 - 20 mm. A titolo esemplificativo si è comunque proceduto, nel modello, a una loro analisi. Le variazioni di questo indice mostrano nel modello un'immagine assai eterogenea, come si evincerà dalla figura 6.9. Fino a metà del secolo prevalgono le zone in cui le giornate con precipitazioni superiori ai 20 mm aumentano di 1-2 giorni circa, mentre sul finire del secolo queste tendono piuttosto a diminuire, soprattutto nelle zone marginali nordoccidentali e sudorientali della regione, in cui si riducono di 2 - 4 giorni circa.
In ragione dei diversi indici climatici considerati negli studi di climatologia, un confronto diretto delle modifiche qui presentate con quelle risultanti da altri lavori non è impresa facile, ma si tenterà egualmente. Smiatek et al. (2009) hanno esaminato, anche per l'arco alpino centrale, la variazione del 90° percentile delle precipitazioni giornaliere entro fine secolo. I risultati del modello mostrano un aumento in inverno (15-20 %) e una diminuzione (-10 %) in estate, evidenziando complessivamente una lieve crescita.
In uno studio su scala europea, Nikulin et al. (2011) hanno ipotizzato un aumento delle cumulate giornaliere estreme fino al 2100 soprattutto, anche qui, in inverno, ma con un lieve aumento pure in estate. Questo lavoro ha però ben evidenziato come singoli modelli possano portare a risultati anche molto eterogenei. Gli schemi areali delle variazioni mostrano ad esempio caratteristiche diverse nei vari modelli. In un altro studio di Dankers e Hiederer (2008) emerge un aumento della cumulata delle precipitazioni cadute in cinque giorni per l'inverno, con un contemporaneo calo in estate.
Come già visto per la rilevazione dell'intensità delle precipitazioni, anche nell'analisi degli eventi pluviometrici maggiori le simulazioni sono affette da un alto grado di incertezza. In uno studio di Beniston et al. (2007) emerge chiaramente la discrepanza fra le singole simulazioni; le variazioni delle precipitazioni massime giornaliere in estate coprono un arco che va da -26 % a +22 % per l'ultimo trentennio del secolo. Dal punto di vista meteorologico è certamente comprensibile che a causa dell'aumento del tenore di umidità nell'atmosfera, riconducibile all'aumento delle temperature, sia da attendersi una maggiore tendenza di formazione di forti eventi convettivi. Alcuni studi basati su dati di osservazione provano l'esistenza di questa correlazione (Lenderink e Meijgaard 2010, Mohr e Kunz 2013). Tuttavia è da ipotizzare anche che, per effetto del maggiore aumento delle temperature negli strati superiori della troposfera rispetto a quelli vicini al suolo, la stratificazione atmosferica diventi più stabile (APCC 2013). Questo contrasterebbe l'effetto dell'accresciuta umidità. Altre indagini suggeriscono invece che la correlazione temperatura-forti precipitazioni abbia validità solo per certe regioni (Shaw et al. 2011) e che le caratteristiche degli estremi di precipitazione giornaliera dipendano invece da un gran numero di altri fattori (orografia, avvezione di umidità, dimensioni e movimento del sistema, ecc.) (cfr. Haerter e Berg 2009) non necessariamente legati alla temperatura.
Tutti questi fatti rendono incredibilmente difficile una stima futura degli estremi di precipitazione, rendendo dunque incerta ogni previsione sull'argomento.

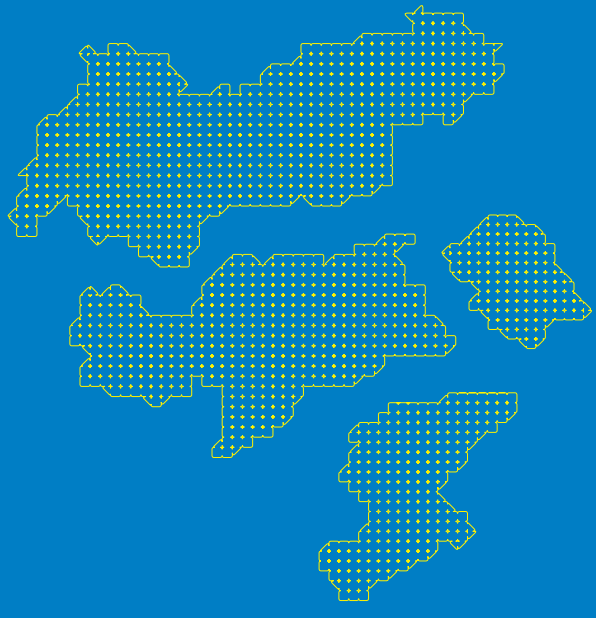
Riferimenti bibliografici

APCC (2014): Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). Austrian Panel on Climate Change (APCC), Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, Österreich, 1096 Seiten. **Auer I.**, Prettenthaler F., Böhm R., Proske H. (2010): Zwei Alpentäler im Klimawandel, in: Alpine Space – Man and Environment. Innsbruck University Press, 199 Seiten. **Beniston M.**, Stephenson D.B., Christensen O.B., Ferro C.A.T., Frei C., Goyette S., Halsnaes K., Holt T., Jylhä K., Koffi B., Palutikof J., Schöll R., Semmler T., Woth K. (2007): Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. Climatic Change 81, 71–95. **Blaschke A.P.**, Merz R., Parajka J., Salinas J., Blöschl G. (2011): Auswirkungen des Klimawandels auf das Wasserdargebot von Grund- und Oberflächenwasser. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 63, 31-41. **Böhm R.** (2008): Schnee im Klimawandel – Snow and Climate Change. In: Katalog zur Ausstellung „Vom Schnee" im Winter 2008/09 im Museum Kitzbühel. 60-87. **Böhm R.** (2012): Changes of regional climate variability in central Europe during the past 250 years. The European Physical Journal Plus 127/5, 54. **Brunetti M.**, Maugeri M., Nanni T., Auer I., Böhm R., Schöner W. (2006): Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800–2003 period. Journal of Geophysical Research, 111, D11107. **Dankers R.**, Hiederer R. (2008): Extreme temperatures and precipitation in Europe: analysis of a high-resolution climate change scenario (JRC Scientific and Technical Reports No. EUR 23291 EN / No. 52). **Dunn P.O.**, Winkler, (2010): Effects of climate change on timing of breeding and reproductive success in birds, in: Møller, A.P., Fiedler, W., Berthold, P. (Eds.), Effects of Climate Change on Birds. Oxford University Press, Oxford; New York, 113–128. **Formayer H.**, Hoftstätter M., Haas P., (2009): Untersuchung der Schneesicherheit und der potenziellen Beschneiungszeiten in Schladming und Ramsau (Endbericht zum Projekt STRATEGE No. BOKU-Met Report 11). Inst. für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Wien. **Gobiet A.**, Kotlarski S., Beniston M., Heinrich G., Rajczak J., Stoffel M. (2013): 21st century climate change in the European Alps-A review. Science of the Total Environment, 493, 1138-1151. **Grace J.**, Berninger F., Nagy L., (2002): Impacts of climate change on the tree Line. Ann Bot 90, 537–544. **Gruber S.**, Hoelzle M., Haeberli W. (2004): Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. Geophysical Research Letters, 31. **Haerter J.O.**, Berg P. (2009): Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type? Nature Geoscience, 2, 372 – 373. **Haslinger K.**, Anders I., Hofstätter M. (2013): Regional Climate Modelling over complex terrain ¬- an evaluation study of COSMO-CLM hindcast model runs for the Greater Alpine Region. Climate Dynamics, 40, 511-529. **Haslinger K.**, Chimani B., Böhm R. (2012): 200 years of liquid and solid precipitation in major river systems originating in the Greater Alpine Region. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-1798. **Haslinger K.**, Schöner W., Anders I. (2015): Future drought probabilities in the Greater Alpine Region based on COSMO-CLM experiments – spatial patterns and driving forces. Meteorologische Zeitschrift, akzeptiert. **Hegland S.J.**, Nielsen A., Lázaro A., Bjerknes A.-L., Totland Ø., (2009): How does climate warming affect plant-pollinator interactions? Ecology Letters 12, 184–195. **IPCC** (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Hrsg.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 Seiten. **Kotlarski S.**, Lüthi D., Schär C. (2015): The elevation dependency of 21st century European climate change: an RCM ensemble perspective. International Journal of Climatology, doi: 10.1002/joc.4254. **Lenderink G.**, Meijgaard E. v. (2010): Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes. Environmental Research Letters, 5, 025208. **Loibl W.**, Formayer H., Schöner W., Truhetz H., Anders I., Gobiet A., Heinrich G., Köstl M., Nadeem I., Peters-Anders J., Schicker I., Züger H. (2011): reclip:century 1 – Research for Climate Protection: Century Climate Simulations – Final Report Part A: Models, Data and GHG-Scenarios, Simulations. AIT Austrian Institute of Technology, Vienna, Austria, 22 Seiten. **Menzel, A.**, Sparks, T.H., Estrella, N., Koch, E., Aasa, A., Ahas, R., Alm-KüBler, K., Bissolli, P., Braslavská, O., Briede, A., Chmielewski, F.M., Crepinsek, Z., Curnel, Y., Dahl, A., Defila, C., Donnelly, A., Filella, Y., Jatczak, K., Måge, F., Mestre, A., Nordli, øYvind, Peñuelas, J., Pirinen, P., Remišová, V., Scheifinger, H., Striz, M., Susnik, A., Van Vliet, A.J.H., Wielgolaski, F.-E., Zach, S., Zust, A., (2006): European phenological response to climate change matches the warming pattern. Global Change Biology 12, 1969–1976. **Mohr S.**, Kunz M. (2013): Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. Atmospheric Research, 6th European Conference on Severe Storms 2011. Palma de Mallorca, Spain 123, 211–228. **Nakicenovic N.**, Alcamo J., Davis G., De Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregory K., Grübler A., Jung T.Y., Kram T., La Rovere E.L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L. Raihi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shulka P., Smith S., Swart R., Van Rooijen S., Victor N., Dadi Z. (2000): IPCC Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 599 Seiten. Nemec J., Gruber C., Chimani B., Auer I. (2013): Trends in extreme temperature indices in Austria based on a new homogenised dataset. International Journal of Climatology, 33/6, 1538–1550. **Nikulin G.**, Kjellström E., Hansson U., Strandberg G., Ullerstig A. (2011): Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations: Temperature, Precipitation and Wind extremes over Europe. Tellus A 63, 41–55. **Rajczak J.**, Pall P., Schär C. (2013): Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118, 3610-3626. **Schöner W.,** Böhm R., Haslinger K., Blöschl G., Kroiß H., Merz R., Blaschke A.P., Viglione A., Parajka J., Salinas J.L., Drabek U., Laaha G., Kreuzinger N. (2011): Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft. Wien: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, 517 Seiten. **Shaw S.B.**, Royem A.A., Riha S.J. (2011): The Relationship between Extreme Hourly Precipitation and Surface Temperature in Different Hydroclimatic Regions of the United States. Journal of Hydrometeorology, 12, 319–325. **Smiatek, G.**, Kunstmann H., Knoche R., Marx A. (2009): Precipitation and temperature statistics in high-resolution regional climate models: Evaluation for the European Alps, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 114, D19107. **Zuvela-Aloise, M**. (2013): FOCUS-I Future Of Climatic Urban heat stress Impacts. ACRP Projektendbericht, Wien, 29 Seiten.

CLIMA: una parola, un campo di ricerca. L'attuale clima dell'area alpina e la sua possibile evoluzione rivestono un grande interesse socio-economico, per esempio per il turismo, per l'agricoltura, la silvicoltura, il traffico, la protezione civile.

I servizi meteorologici a nord e a sud del Brennero come nelle Dolomiti, nell'ambito del progetto Interreg IV „3PCLIM" hanno realizzato un nuovo unico volume sulla climatologia delle regioni del Tirolo, Alto Adige e Belluno (Veneto). La presente opera fornisce informazioni sul clima del recente passato, e mediante grafici e carte mostra l'attuale clima. La panoramica viene completata dalla documentazione degli effetti sui ghiacciai e da una climatografia dei fenomeni convettivi sulla base di dati radar e di localizzazione dei fulmini. I trend registrati negli ultimi decenni, come anche uno sguardo al clima futuro danno informazioni sulle modificazioni osservate e su quelle ulteriormente possibili.

Il DVD allegato al libro contiene tutti i dati elaborati e le relative illustrazioni, disponibili anche alla pagina internet www.clima-alpino.eu.



ZAMG

AUTONOME PROVINZ BOZEN SÜDTIROL | PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO ALTO ADIGE

arpav

Interreg IV

3P CLIM