

FRANCO RAPETTI*

IL CLIMA DEL VERSANTE MARITTIMO DELLE ALPI APUANE (TOSCANA, ITALIA)

Riassunto – L'analisi degli elementi del clima del versante marittimo delle Alpi Apuane mostra un quadro di relativa mitezza termica fino alle quote più elevate del rilievo, che accompagna una elevata piovosità, seppure con forti differenze lungo i diversi profili pluviometrici. Il tratto distintivo di questo complesso montuoso, che si snoda per circa 60 chilometri secondo la direzione appenninica, consiste tuttavia nell'elevatissima pericolosità pluviometrica, che può presentarsi all'improvviso, talvolta con deboli segnali premonitori, con piogge di eccezionale intensità, con conseguenze spesso disastrose. Lo sviluppo del bilancio idrico del suolo assicura una soddisfacente umidità idro-climatica per gran parte dell'anno, con una debole aridità estiva, rapidamente superata dalle prime piogge autunnali. La singolare vocazione turistica della costa della Versilia, cui fa corona l'imponenza delle Alpi Apuane, descritte da Emanuele Repetti (1820) come "[...] un mare tempestoso, i cui flutti sollevati rimasero impietriti", è favorita dalle condizioni del clima, che dalla primavera ai primi giorni dell'autunno garantiscono un prolungato soleggiamento, temperature miti e la debole ventilazione delle brezze di mare e di valle, che rendono gradevole il soggiorno e le attività all'aperto, mentre dal tardo autunno e nell'inverno le condizioni del tempo rendono il litorale non altrettanto accogliente. La conoscenza della varietà dei topoclimi presenti può essere di utilità per gli auspicabili interventi di restauro ecologico dei boschi e per la prevenzione dai rischi idraulici e idrogeologici dei versanti e delle valli.

Abstract – Analysis of the elements of climate on the maritime slopes of the Apuan Alps reveals a relatively mild climate up to the highest altitudes, together with abundant rainfall, albeit with sharp differences among the different pluviometric profiles. However, the distinctive feature of this mountain range, which runs for about 60 km, following the direction of the Apennines, consists in an extreme rainfall hazard, which may occur suddenly, sometimes with minor warning signs, causing exceptionally hard rainfall, often with disastrous consequences. The development of the soil moisture balance provides evidence of a satisfactory hydro-climatic humidity for most of the year, with mild summer droughts, quickly overcome by the early autumn rainfall. The unique tourist vocation of the Versilia coast, surrounded by the impressive crown of the Apuan Alps, which Emanuele Repetti (1820) describes as "[...] a stormy sea, whose lifted waves were petrified", benefits from climatic conditions that ensure a prolonged exposure to sunlight, mild temperatures and the gentle blowing of valley and sea breezes. This makes it an attractive place to stay and enjoy outdoor activities from spring to the first autumn days, whereas in late autumn and in winter weather conditions tend to make the coast less welcoming. A better knowledge of the variety of existing climates may be of use for all desirable ecological restoration efforts in the woods, as well as for hydrological and hydrogeological risk prevention on the slopes and in the valleys.

Key words – Climate, rainfall events, pluviometric measurement error, bioclimatology, Apuan Alps, Tuscany, Italy

1. Contesto geografico e geomorfologico

Nel bacino del Mediterraneo non è frequente che la posizione geografica e la morfologia di un sistema montuoso abbiano un effetto così rilevante sulla piovosità come si osserva nel Levante Ligure e nelle Alpi Apuane. La prossimità di questo settore al Golfo di Genova, sede di frequenti depressioni dinamiche sottovento alle Alpi (Montalto *et alii*, 1967), potenziate dalle masse di aria atlantica convogliate dalla valle del Rodano nel Golfo del Leone, sono in parte deflesse dagli imponenti rilievi del settore nord-occidentale della Corsica verso la costa ligure-toscana ('*Ritorno di Mistral*' o '*Falso Libeccio*').¹ L'instabilità termodinamica è altresì potenziata dalle differenze termiche tra

l'ambiente marino e l'ambiente terrestre (Bossolasco *et alii* 1969),² che nella bassa troposfera, al contatto tra il mare e le terre, attivano moti convettivi ed advettivi, anch'essi indirizzati contro i versanti marittimi del Levante ligure e del Massiccio Apuano, sospinti verso la costa da frequenti quadri barici, come le brezze di mare, più intense in estate. La ripidità dei versanti, già a pochi chilometri dal mare, concorre a determinare sollevamenti forzati e poderosi 'effetti Stau'. Negli ultimi tre decenni le differenze termiche tra il mare e le terre si sono accresciute, da quando la temperatura della superficie marina del Golfo di Genova, dopo una lieve flessione dall'inizio degli anni Settanta alla fine degli anni Ottanta del secolo scorso, ha ripreso a crescere, seppure debolmente

*) Società Toscana di Scienze Naturali – via S. Maria, 53 – 56126 Pisa. Già Università di Pisa.

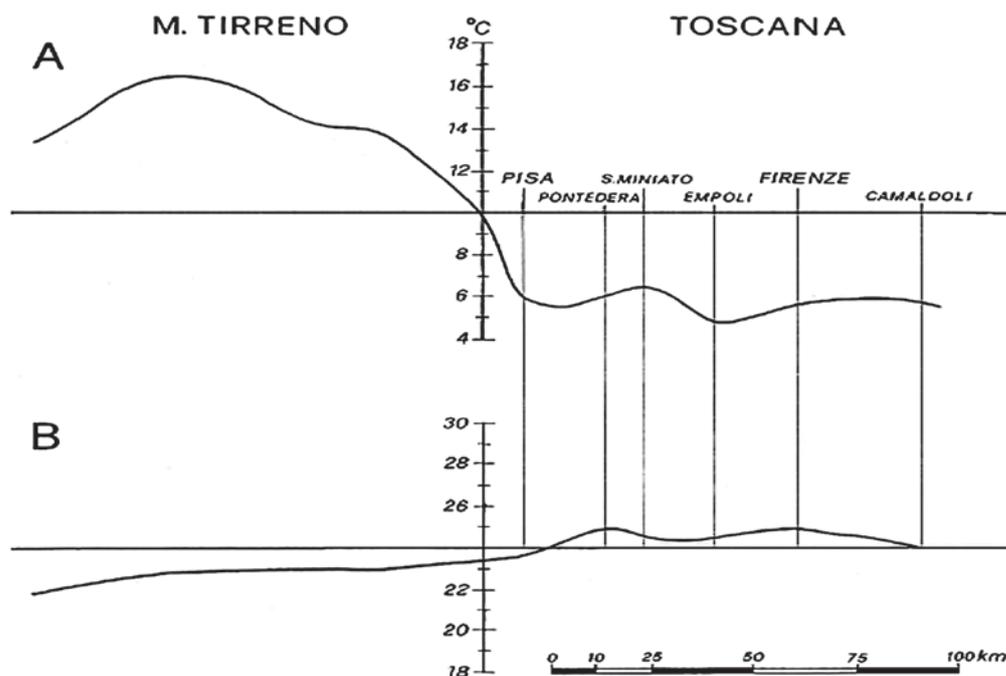


Fig. 1 – Valori termici (°C) nel profilo tra il Mare Ligure, la Foce dell’Arno e Camaldoli in gennaio (A) e in luglio (B) (Rapetti, Vittorini, 2012)

($0,13 \pm 0,03$) °C/10 anni (SNPA, 2019), però con un tasso sensibilmente inferiore a quello della temperatura dell’aria nell’ambiente continentale (fig. 1).

La costa della Toscana settentrionale, dalla foce del Magra al promontorio roccioso di Livorno, ha un andamento pressoché parabolico, con qualche locale deformazione del regolare andamento causata dalle numerose scogliere costruite nell’ultimo secolo a protezione delle spiagge, afflitte dall’erosione costiera (Baldini e Regattieri, 1984) e della più grave perturbazione causata dalla costruzione dei porti di Marina di Carrara, Viareggio e Pisa.³

Le vette più elevate del settore settentrionale, centrale e meridionale delle Alpi Apuane, allineate secondo la direzione appenninica, culminano nel M. Pisanino (1.947 m s.l.m.m.), nella Pania della Croce (1.858 m) e nel M. Matanna (1.317 m), mentre lo spartiacque principale si snoda ad altitudini considerevoli per una lunghezza complessiva di circa sessanta chilometri. I versanti sono acclivi e solcati da torrenti di breve lunghezza, dai profili longitudinali tormentati, fino allo sbocco nella piana costiera, dove hanno subito deviazioni, arginature e coperture, diventando “alvei di strada”, con forte incremento della pericolosità idraulica. Tra i corsi d’acqua di maggiore dimensione si segnalano il torrente Carrione (L = 15,4 km; S = 46,6 km²) e i fiumi Frigido (17,5 km; 63,2 km²), Versilia (13,5 km; 91 km²) e Camaiore (8,3 km; 50,2 km²), che, per la modesta estensione dei bacini idrografici e la brevità dei corsi, hanno un carattere marcatamente torrentizio e vanno incontro a piene di grande pericolosità, come la piena del torrente Carrione del 5 novembre 2014 (Cucurnia, 2020), e quella devastante del fiume Versilia del 19 giugno

1996 (D’Amato Avanzi e Gianecchini, 2003).

La distanza tra la linea di riva e il piede del rilievo apuano è di poco superiore a cinque chilometri, mentre ne corrono circa sedici per raggiungere le cime dei monti Pisanino e Pania della Croce e circa dodici per quella del Matanna. La piana costiera, che si è formata dall’apporto dei sedimenti del Magra, del Serchio, dell’Arno e dei numerosi corsi d’acqua minori, degrada dolcemente verso il mare, raccordata al rilievo apuano da una stretta fascia di colline, oggi coperte da boschi termofili, in origine secondo una serie continua di alternanze di cordoni dunali e depressioni interdunali sub paralleli alle antiche linee di riva. Di questo straordinario scenario non rimangono che deboli tracce, per gli interventi antropici che fino dai tempi più remoti lo hanno modellato per conquistare spazi all’agricoltura, alle vie di comunicazione e all’urbanizzazione. Ben diverso era il paesaggio vegetale fino ai primi decenni del Novecento del secolo scorso, oggi ridotto a pochi lembi degradati, con l’eccezione del margine meridionale della pianura viareggina, dove la “sacra selva” dannunziana (Vannini, 1937) è oggi gravemente danneggiata dall’erosione costiera e dall’aerosol marino, carico degli inquinanti versati in mare dai corsi d’acqua che sfociano in questo tratto di costa toscana (Lapucci *et alii*, 1972).

2. Obiettivi e materiali

Si studiano i caratteri climatici della piana costiera e del versante marittimo delle Alpi Apuane, definiti dal soleggiamento, dalla nuvolosità, dal vento, dalla

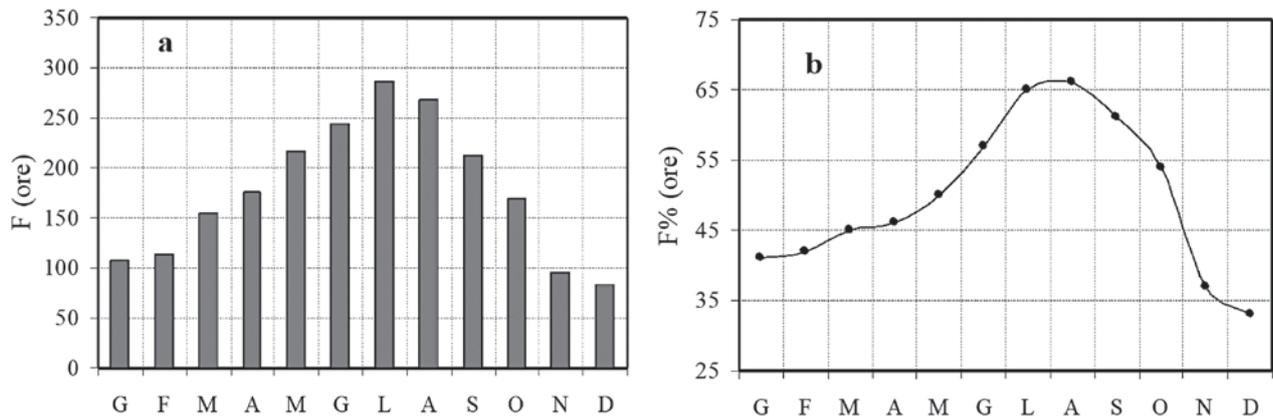


Fig. 2 – Regime annuale del soleggiamento reale (a) e relativo (b) a Viareggio (1913-1972) (fonte: Istituto di Fisica dell' Atmosfera, 1977)

temperatura dell'aria, dalle precipitazioni e dal bilancio idrico-climatico del suolo. Si analizzano altresì brevemente gli aspetti bioclimatici del litorale apuo-versiliese, considerato l'elevato pregio turistico di questo tratto della costa toscana. Le analisi sono state supportate dai dati dell'Ufficio Idrografico dell'Arno di Pisa, dell'Istituto di Fisica dell'Atmosfera (IFA), dell'ARPAT, del Servizio Idrologico Regionale (SIR). Le elaborazioni e gli indici climatici non sono immediatamente confrontabili tra loro, causa la diversa durata dei cataloghi meteorologici delle stazioni.

3. Elementi del clima

3.1. Soleggiamento e nuvolosità

Secondo l'Organizzazione Meteorologica Mondiale (OMM) il soleggiamento, o 'eliofania', consiste nel numero di ore di irraggiamento solare diretto in un punto della superficie terrestre. Si distingue il soleggiamento reale (misurato)⁴ da quello relativo (F%), che si ottiene dal rapporto percentuale tra il soleggiamento reale e quello teorico o astronomico. A Viareggio si sono misurate 2.130 ore di media all'anno, corrispondenti al 50% del valore astronomico, con i valori minimi e massimi mensili in dicembre (83 ore; F% = 33%) e in luglio (286 ore; F% = 65%). I bassi valori del soleggiamento a Viareggio sono dovuti alla presenza delle Alpi Apuane, che schermano la radiazione solare nelle ore della mattina, e sono inoltre causa di una diffusa e in alcuni mesi dell'anno consistente nuvolosità orografica (fig. 2a). La curva del soleggiamento reale mostra una marcata asimmetria rispetto ai mesi centrali dell'anno, che ha spiegazione nella variazione dell'inclinazione dell'arco apparente del Sole sull'orizzonte, i cui raggi, nei mesi di "sole basso", nelle prime ore della mattina sono intercettati dal rilievo, e dalla più intensa nuvolosità dei mesi da ottobre a marzo (fig. 2b). Il regime stagionale presenta 547 ore in primavera (47%), 798 ore in estate (63%), 477 ore in autunno (50%) e 308 ore in inverno (39%). Negli ultimi decenni lo studio

della radiazione solare e del soleggiamento sono stati oggetto di un accresciuto interesse, sia per gli aspetti legati alle attività umane all'aperto, in primo luogo alla balneazione, sia per l'utilizzo energetico dell'irraggiamento solare.

La nuvolosità della costa apuo-versiliese è perciò tra le più elevate della Toscana costiera: dal confine meridionale, presso il promontorio dell'Argentario, aumenta regolarmente fino al corso dell'Arno, mentre più a Nord, con l'approssimarsi del Massiccio Apuano, si accresce rapidamente fino a raggiungere valori annuali superiori a 4,5 okta,⁵ ma dal tardo autunno all'inizio della primavera si raggiungono i massimi valori della scala (fig. 3).



Fig. 3 – Distribuzione annuale della nuvolosità in Toscana in ottavi di cielo coperto (okta) (valori medi del periodo 1961-1990): 3,5-3,7 (azzurro); 3,7-3,9 (grigio chiaro); 3,9-4,1 (grigio scuro); 4,1-4,3 (nero)

3.2. Vento

Il vento al suolo è generalmente poco studiato, anche se riveste grande importanza in molti ambiti naturalistici ed ingegneristici (CNR, 2008). Le masse di aria di provenienza marina, sospinte dai venti dei quadranti occidentali sono infatti la concausa delle frequenti piogge di forte intensità che caratterizzano il rilievo apuano. Nell'ambito bioclimatico l'azione delle brezze di mare e di versante, che sono attive tutto l'anno, ma raggiungono le velocità più elevate in estate, contribuisce a mitigare le temperature costiere con il ritmico ricambio di aria tra l'ambiente marino e i versanti apuani, con effetti sullo stato di "comfort" o di "disagio" dell'uomo nelle attività all'aperto, poiché in inverno accentuano la sensazione del freddo per il loro potere refrigerante ('wind chill'), mentre in estate attenuano la calura delle ore più calde del dì. Nei mesi del tardo autunno e dell'inverno la piana della Versilia è di frequente battuta da venti di forte intensità, che provocano disagi alla popolazione e danni rilevanti alle strutture urbane e balneari.

Nel versante marittimo delle Apuane, dal 2010 sono attive le stazioni anemometriche di Campocecina (MS), Forte dei Marmi e Lido di Camaiore (LU) del Servizio Idrologico Regionale. A Campocecina, dove il vento ha spirato in prevalenza da SE, la velocità media annua è stata di 7,6 km/h e le raffiche più intense hanno raggiunto 145,0 km/h (28 ottobre 2018); a Forte dei Marmi le frequenze si sono ripartite tra ESE e SW e la velocità media annua è stata di 8,3 km/h, con raffiche di 97,4 km/h (3 ottobre 2015); al Lido di Camaiore sono prevalsi i venti dei quadranti occidentali, con una velocità media annua di 6,1 km/h e le raffiche più intense di 93,3 km/h (5 marzo 2015).⁶ Nel complesso si è osservata una polarizzazione stagionale, che ha visto i venti orientali prevalere nel semestre freddo e quelli occidentali nel semestre caldo. I venti della circolazione generale, seppure di debole intensità, possono potenziare le brezze di mare, rendendo più attiva la risalita di masse d'aria umida marina sui versanti delle Apuane, fino al formarsi di sistemi nuvolosi e di piogge intense, spesso di prevedibilità incerta ('effetto Stau').

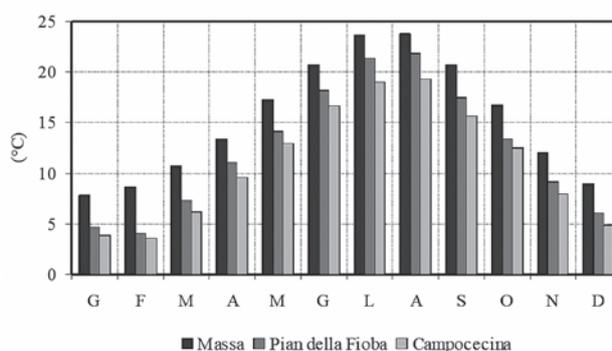


Fig. 4 – Regime annuale della temperatura dell'aria (°C) a Massa, Pian della Fioba e Campocecina

3.3. Temperatura dell'aria

La rete termometrica del lato marittimo delle Alpi Apuane è ancora oggi insufficiente, soprattutto alle quote maggiori dei 1.000 m s.l.m., come insufficiente è la lunghezza e la continuità di alcuni cataloghi termometrici. Una discreta copertura è invece offerta alla piana costiera e alla parte collinare, fino ai 1.140 m di quota delle Cervaiole (tab. 1).

A Massa la misura della temperatura dell'aria ebbe inizio nel 1942, per interrompersi l'anno successivo per le note cause belliche, e riprendere nel 1947, per chiudersi poi nel 1999. La temperatura media annua è stata di 15,4 °C (fig. 4), con i valori minimi e massimi rispettivamente di 14,2 °C (1954, 1956) e 16,8 °C (1994). Alle Cervaiole la temperatura media annua scende a 10,1 °C, con un range tra 9,0 °C (2005, 2010) e 10,8 °C nel 2011 e nel 2015 (tab. 1).

L'isoterma dei 15 °C, che nella Toscana centrale si addentra per decine di chilometri all'interno del territorio fino quasi a toccare il piede dell'Appennino, superato il corso dell'Arno, all'approssimarsi delle Alpi Apuane si dirige verso la costa fino a lambirla, e continua a svolgersi oltre la foce del Magra. Nel risalire i versanti Apuani le isoterme annue si infittiscono per scendere ai 10 °C dei 1.200 metri e a circa 6 °C delle vette più elevate (tab. 1).

Tab. 1 – Valori termici (in °C) di alcune stazioni e tipi termici del versante marittimo delle Alpi Apuane (Gazzolo e Pinna, 1969); i valori termici del monte Pisanino sono virtuali, poiché estrapolati dal gradiente termico verticale

stazione	quota (m. s.l.m.)	periodo	T _{med} annuale	T _{med} mese più freddo	T _{med} mese più caldo	numero mesi con T _{med} ≥ 20°	escursione annua	tipo termico
Forte dei Marmi	0	2003-2017	15,8	8,8	23,7	4	14,9	sublitoraneo
Massa	38	1942-1999	15,4	7,9	23,7	3	18,9	sublitoraneo
Azzano	430	2015-2018	14,9	7,4	23,9	3	16,5	sublitoraneo
Pian della Fioba	809	2009-2018	12,4	4,1	21,9	2	15,4	sublitoraneo
Campocecina	969	2008-2018	11,4	3,6	20,1	1	16,5	subcontinentale
Cervaiole	1.140	2004-2018	10,1	2,3	18,7	0	16,4	subcontinentale
Monte Pisanino	1947	estrapolata	6,4	-1,8	16,0	0	17,8	fresco

3.4. Tendenze termiche

La tendenza del catalogo termometrico di Massa è positiva ($0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ anni), con periodi di sostanziale stabilità, se non di lieve flessione tra il 1969 al 1980, del resto riscontrabile nella quasi totalità dei cataloghi termometrici italiani. La sensibile diminuzione delle temperature dell'aria tra la fine degli anni Sessanta e i primi anni Ottanta del secolo scorso aveva acceso una discussione sulle cause di tale fenomeno, ed allarmato i media circa i possibili effetti della espansione dei ghiacciai alpini,⁷ e le ripercussioni sulle produzioni agricole. In un Report del 1975, la National Academy of Sciences/National Research Council (U.S.) riconosceva che "non disponiamo di un grado di comprensione sufficiente della macchina del clima e di ciò che ne determina l'evoluzione"; passato un decennio, con l'aumento delle temperature, particolarmente sostenuto dalla fine degli anni Ottanta a tutti gli anni Novanta (fig. 5), la stessa fonte affermava: "è molto probabile che la maggior parte del riscaldamento degli ultimi decenni sia da attribuire alle attività umane" (sic).

3.5. Estremi termici

Il litorale apuo-versiliese gode di una generale mitezza termica, che si estende fino alla media montagna delle Apuane. Tale condizione è offerta dall'ampio contatto con il mar Ligure, che si mantiene tiepido anche nei mesi più freddi dell'anno (fig. 1), e dallo schermo offerto dall'Appennino settentrionale nei confronti dei venti invernali dei quadranti settentrionali. Nella piana costiera i giorni con temperature minime minori di $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ('giorni con gelo') sono rari, e rarissimi quelli con temperature massime minori di $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ('giorni senza disgelo'), come non sono frequenti i 'giorni tropicali' ($T_{\max} \geq 30\text{ }^{\circ}\text{C}$); nella montagna apuana, come a Pian della Fioba e alle Cervaiole, si segnalano rispettivamente i valori minimi di $-11,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2 gennaio 1993) e massimi di $35,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1° agosto 2017) e di $-12,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (27 febbraio 2018) e $29,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2 agosto 2017).

Le condizioni di generale mitezza del versante marittimo delle Alpi Apuane non impediscono tuttavia il verificarsi di estremi termici severi, ma sempre in occasione di eventi di scala geografica più

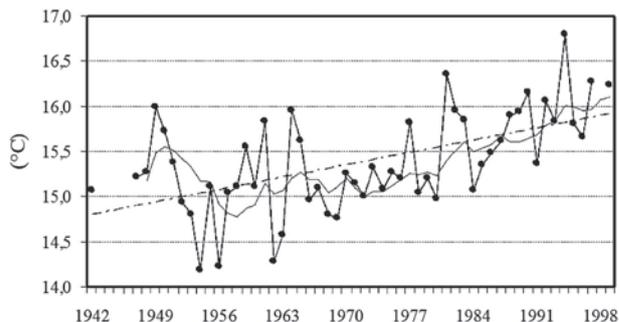


Fig. 5 – Andamento della temperatura media annua dell'aria a Massa (1942-1999) (retta di tendenza e media mobile di ordine 7)

vasta. Tra gli episodi di freddo intenso spicca quello della prima quindicina del gennaio 1985, quando l'Europa occidentale fu interessata da una ondata di gelo di eccezionale intensità. La Toscana pianiziale e collinare non fece eccezione, poiché si registrarono temperature tanto basse da avere pochi precedenti negli ultimi due secoli (Targioni Tozzetti, 1850) (Rapetti, Vittorini, 1986): le minime assolute furono di $-8,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ a Viareggio (11 gennaio 1985), con dodici giorni di gelo, 1 giorno senza disgelo (7 gennaio) e 29 ore di permanenza della temperatura tra $-10,0$ e $-5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$; a Migliarino Pisano si raggiunsero $-13,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (11 gennaio), con un giorno senza disgelo (8 gennaio), mentre a Castelnuovo di Garfagnana, nella Valle del Serchio, si raggiunsero i $-18,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tra i giorni più caldi si ricordano quelli del 1983, con $38,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a Massa (28 luglio 1983), $36,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ a Retignano (28 luglio), $36,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ a Viareggio (26 luglio) e $43,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ a Castelnuovo di Garfagnana (27 luglio) (fig. 6).

3.6. Anno termico

Gli intervalli di tempo (numero di giorni all'anno) durante i quali la temperatura dell'aria si mantiene al di sotto o al di sopra di determinati valori ('anno termico') sono di rilevante interesse in campo agricolo, botanico (fitogeografico, fenologico) e antropico. In Versilia, l'anno termico, insieme al soleggiamento, all'umidità relativa e alla ventosità, concorrono a individuare i periodi di "comfort" rispetto a quelli di "disagio climatico" (Rapetti, 1996). I limiti termici (10 e $20\text{ }^{\circ}\text{C}$), calcolati con le temperature medie mensili come prevede il metodo di calcolo applicato (Conrad

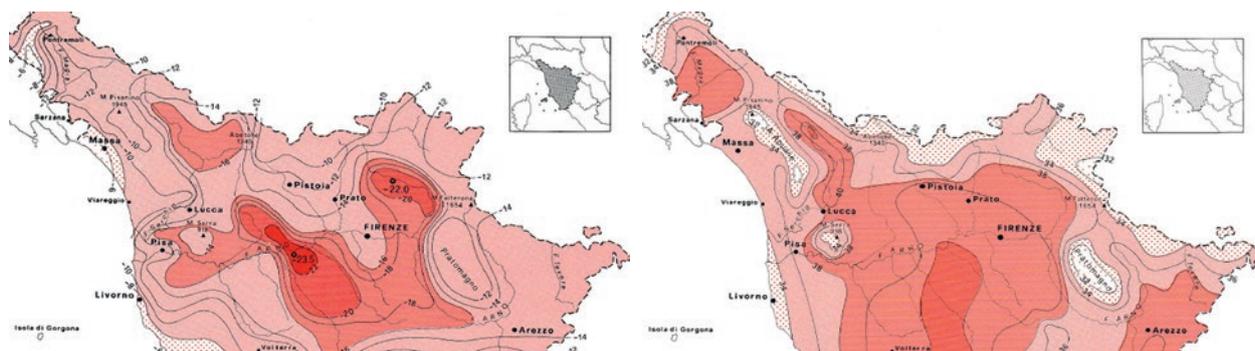


Fig. 6 – La temperatura dell'aria del giorno più freddo (11 gennaio 1985) e più caldo (27 luglio 1983) in Toscana dalla metà del secolo scorso (da Rapetti e Vittorini, 2012)

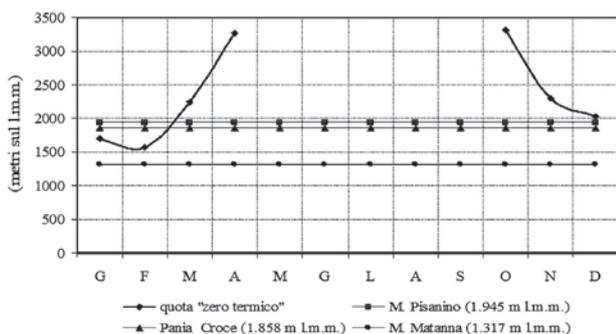


Fig. 7 – Regime annuale dello zero termico nel versante marittimo delle Alpi Apuane (temperature medie mensili)

e Pollak, 1950; Gazzolo e Pinna, 1969), hanno mostrato i seguenti valori: a Forte dei Marmi si sono avuti 287 giorni con $T_m > 10^\circ\text{C}$ (2 marzo-14 dicembre) e 105 giorni con $T_m > 20^\circ$ (7 giugno-22 settembre); a Pian della Fioba rispettivamente 248 giorni (6 marzo-9 novembre) e 57 giorni (2 luglio-28 agosto); a Campocecina 195 giorni (2 maggio-4 novembre) e 30 giorni (1-31 agosto); alle Cervaiole 178 giorni con $T_m > 10^\circ\text{C}$ (27 aprile-26 ottobre) e nessun giorno con $T_m > 20^\circ\text{C}$ (valori virtuali).

3.7. Gradiente termico verticale e zero termico

È ben noto che la temperatura dell'aria diminuisce quasi linearmente con l'altitudine, con un tasso

di variazione definito gradiente termico verticale ($^\circ\text{C}/100$ metri). Nel versante marittimo delle Apuane, il gradiente ha valori bassi, se confrontati, ad esempio, con quelli della Val di Lima (Rapetti e Vittorini, 1989), per la ricordata mitezza di questo ambiente geografico. Il gradiente medio annuale è stato di $0,44^\circ\text{C}/100$ metri, con valori minimi e massimi di $0,34^\circ\text{C}/100$ metri in luglio e $0,54^\circ\text{C}/100$ metri in novembre. Il regime annuale dello zero termico, ricavato dalle equazioni delle rette di regressione ($^\circ\text{C}/100$ m), indica che solo nelle vette più elevate della montagna apuana possono verificarsi temperature medie mensili negative limitatamente ai mesi di gennaio e febbraio (fig. 7).

4. Precipitazioni

4.1. Precipitazioni mensili, stagionali e annue

Nella Toscana centrale costiera e collinare, fino al corso dell'Arno, ad eccezione dei maggiori rilievi prossimi al mare, come le Colline Metallifere, le piogge sono inferiori a 1.000 mm annuali, mentre a nord del fiume la piovosità si accresce rapidamente con l'approssimarsi del rilievo apuano, fino a valori compresi tra 2.500 e 3.000 mm annuali (figg. 8 e 9). Nel lato marittimo le prime misure sistematiche della pioggia furono eseguite a Carrara (1886), Massa-

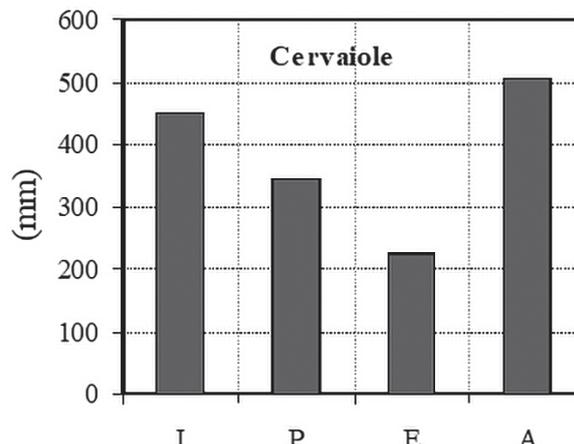
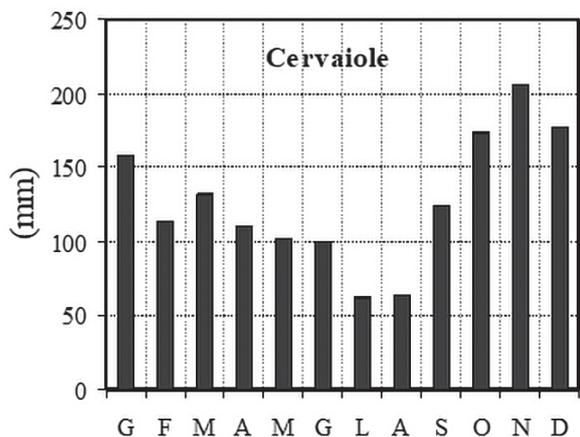
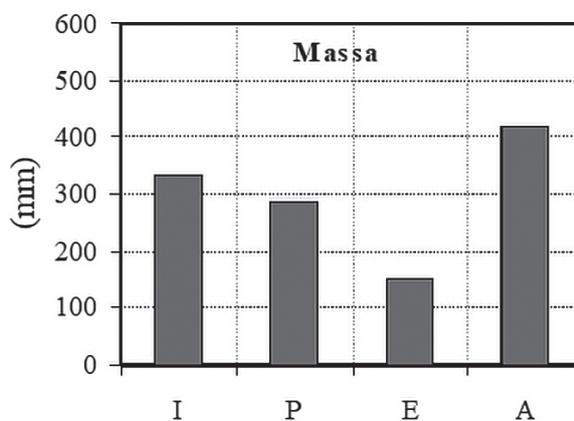
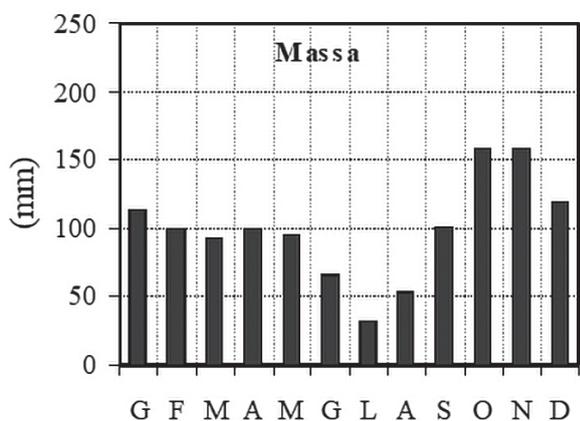


Fig. 8 – Regime annuale e stagionale delle precipitazioni a Massa (1924-2002) e alle Cervaiole (1997-2018)

Carrara (1885) e Viareggio (1881) (Ministero LL.PP., 1919). Dal secondo decennio del secolo scorso, sotto la gestione dell'Ufficio Idrografico dell'Arno di Pisa (Ministero LL.PP.), la rete si accrebbe di nuove stazioni. A Massa le misure della serie "moderna" hanno avuto inizio nel 1924 e sono terminate nel 2002, segnando la media annua di 1.183,8 mm, con il seguente regime stagionale: il massimo principale in autunno (416,8 mm: 35,0%), il massimo secondario in inverno (333,7 mm: 28,0%), seguiti dalla primavera (287,5 mm: 24,1%) e dall'estate (152,8 mm: 12,8%), secondo il tipo detto "submediterraneo" (AIPE) (Pinna e Vittorini, 1985) (fig. 8). A Pietrasanta, che ha la serie pluviometrica più lunga, le osservazioni ebbero inizio nel 1925 e sono continuate fino ad oggi, anche se con numerose interruzioni, la più lunga, dovuta a cause belliche, dal 1944 al 1950. Dalla seconda metà degli anni Novanta del secolo scorso, la rete pluviometrica del versante marittimo delle Apuane è stata potenziata con stazioni a registrazione digitale, in teletrasmissione con il Centro Operativo dell'Ufficio Idrografico dell'Arno di Pisa, con lo scopo di fornire i dati di pioggia in tempo reale, in una delle aree di maggiore pericolosità pluviometrica e idrogeologica della Toscana (tab. 2, fig. 10).

Il regime annuale delle piogge, sia nella stazione di Massa sia in quella delle Cervaiole (fig. 8), ha registrato il massimo assoluto in novembre, con piccole differenze rispetto alle piogge di ottobre e dicembre, mentre il valore minimo è caratteristico dei mesi di luglio (minimo principale) e di agosto (minimo secondario).

4.2. Giorni piovosi

Il numero annuale di giorni piovosi ($P_{\text{giorn.}} \geq 1 \text{ mm}$) è elevato in tutte le stazioni del lato marittimo, con 89 giorni a Massa, 93 giorni a Pietrasanta, 117 a Pomez-

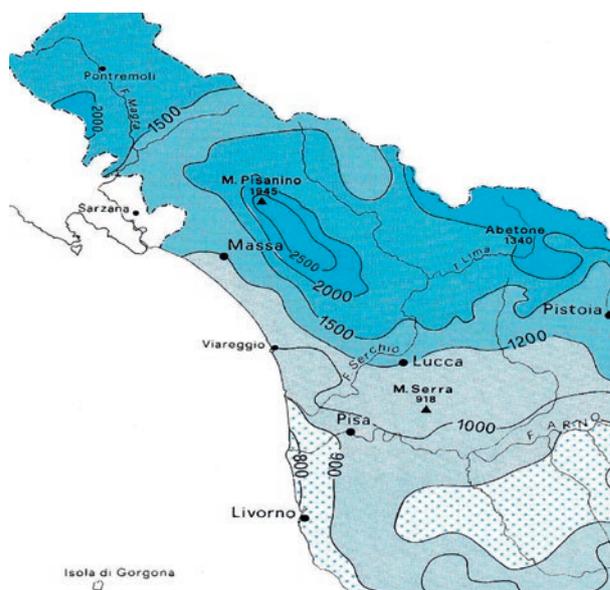


Fig. 9 – Distribuzione delle piogge annue nella Toscana Centro Settentrionale (Rapetti e Vittorini, 2012)

zana, 116 a Pian della Fioba e 114 alle Cervaiole (tab. 2). A Pietrasanta, la tendenza del numero di giorni piovosi è nel complesso debolmente positiva, con una lunga fase di sostanziale stabilità, seguita da una marcata diminuzione tra la fine degli anni Settanta e tutti gli anni Novanta, e da un nuovo aumento negli ultimi due decenni (fig. 11).

4.3. Tendenza delle piogge annue

La tendenza delle piogge annue della fascia costiera apuo-versiliese è debolmente negativa, appena più marcata a Pietrasanta (5 mm/10 anni) rispetto a quella di Massa (2 mm/10 anni), in parte attenuata

Tab. 2 – Precipitazioni medie annue, dell'anno meno piovoso e più piovoso (in mm), numero di giorni piovosi, modulo pluviometrico estremo di alcune stazioni del versante marittimo delle Alpi Apuane

stazione	quota (m. s.l.m.)	periodo	P_{med}	P_{min}	P_{max}	Gg. P.	modulo
Pietrasanta	5	1925-2018	1.174,2	789,9 (1943)	1.971,7 (1960)	93	2,50
Massa	38	1924-2002	1.183,3	541,9 (1924)	1.729,3 (1979)	86	3,19
Cardoso	390	2005-2019	2.254,8	1.485,2 (2015)	3.055,4 (2014)	115	2,06
Azzano	430	1996-2018	1.740,5	1.126,2 (2007)	2.499,2 (2010)	110	2,22
Retignano	440/420	1931-2000 1996-2018	1.840,4	1.223,2 (2007)	2.601,8 (2014)	109	2,13
Pomeziana	600	1997-2018	2.141,3	1509,2 (2007)	2935,0 (2014)	117	1,94
Pian della Fioba	860	2010-2018	2.023,2	1.508,0 (2011)	2.809,6 (2010)	116	1,86
Campocecina	960	2012-2018	1.388,4	910,1 (2015)	2.074,8 (2014)	105	2,28
Cervaiole	1.140	1996-2018	1.523,5	866,0 (2015)	2.292,6 (2014)	114	2,58

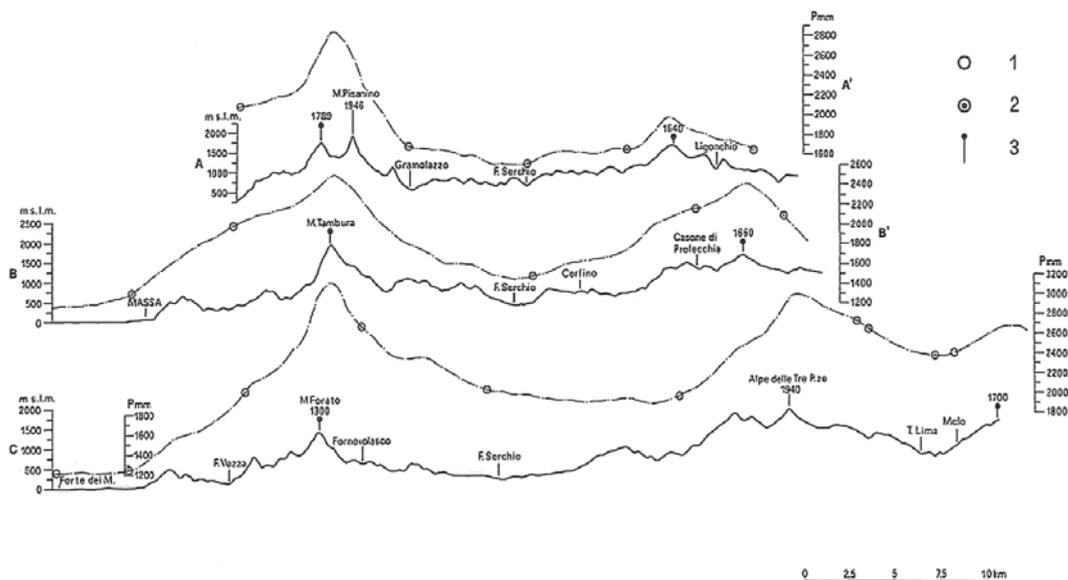


Fig. 10 – Profili altimetrici e pluviometrici delle Alpi Apuane (1 – stazioni pluviometriche nelle sezioni; 2 – stazioni pluviometriche proiettate sui piani di sezione; 3 – punto di spartiacque tra il versante occidentale e orientale marittimo) (da Baldacci et alii, 1993)

dalle consistenti piogge di alcuni anni recenti, come il 2010, il 2013 e il 2014 (fig. 12).

4.4. Indice standardizzato delle precipitazioni

A Pietrasanta, gli anni di siccità e di umidità meteorologica, definiti secondo l'Indice standardizzato delle precipitazioni SPI (*Standardized Precipitation Index*)⁸ (McKee et alii, 1993), mostrano un campo di variazione tra -1,5, che ha caratterizzato vari anni, e +3,2 del 1960. Tale indice rappresenta rispettivamente condizioni di siccità meteorologica severa e di umidità estrema, quest'ultima registrata nel 1960 in tutte le stazioni della Toscana. Nei novantaquattro anni di

funzionamento della stazione di Pietrasanta si contano venti anni privi di rilevamenti, che richiedono prudenza nella valutazione della tendenza dell'indice. Tuttavia, sono di notevole interesse climatologico i valori dell'ultimo decennio, ed in particolare degli anni 2010 (+2,4), 2013 (+1,8), 2014 (+2,3), che hanno segnato una ripresa delle piogge annue, rendendo meno preoccupante la tendenza verso la siccità meteorologica che si era manifestata dagli anni Sessanta del secolo scorso fino ai primi anni del secolo attuale (tab. 3; fig. 13).

In Toscana l'anno più piovoso degli ultimi decenni è stato il 1960, quando si verificarono piogge

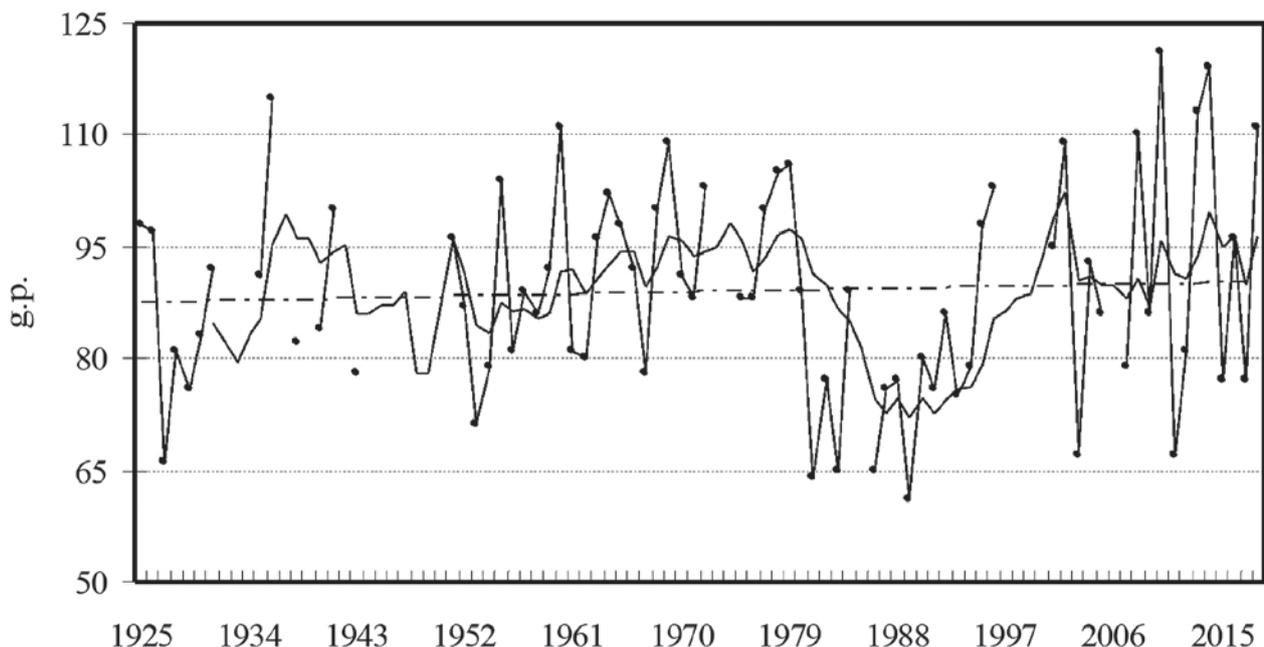


Fig. 11 – Andamento del numero di giorni piovosi a Pietrasanta (1925-1917), con la retta di regressione lineare e la media mobile di ordine 7

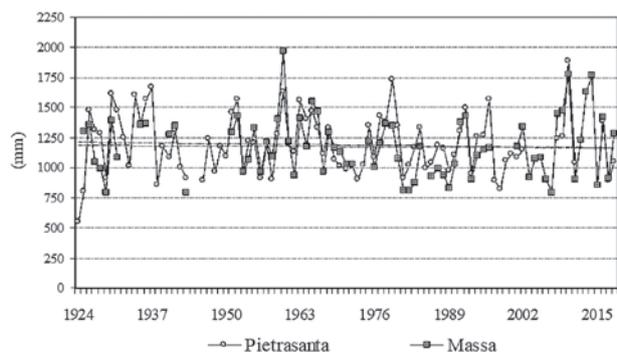


Fig. 12 – Andamento delle precipitazioni a Massa (1924-2002) e Pietrasanta (1925-2018)

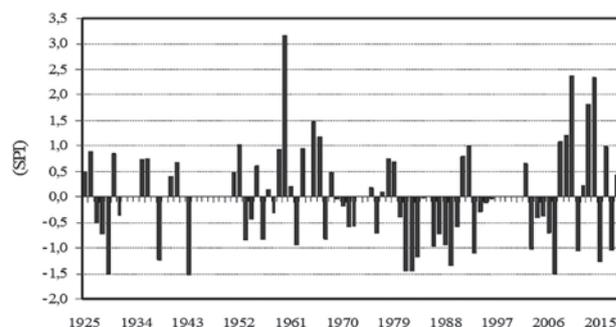


Fig. 13 – Andamento dell'indice standardizzato delle precipitazioni annue (SPI) a Pietrasanta (1925-2018)

eccezionali nei versanti orientali dei monti Pisanino, Tambura, Sumbra, Altissimo, Pania della Croce, con 4.730,6 mm a Campagrina e 4.557,8 mm a Orto di Donna. Valori molto elevati si ebbero anche nella piana costiera e nella bassa collina del versante marittimo, con 1.971,7 mm a Pietrasanta, 1.433,0 mm a Viareggio, 2.208,8 mm a Camaiore, 2.055,7 mm a Carrara, 1.630,8 mm a Massa, 2.885,2 mm a Retignano (*Annali Idrologici*, parte I).

4.5. Neve

A causa della mitezza termica, accresciutasi negli ultimi decenni, e della forte turbolenza dell'aria per l'impatto con il rilievo apuano, il numero di giorni nevosi e la permanenza della neve al suolo nella media e alta montagna apuana hanno valori molto bassi, oggi ridotti a pochi giorni all'anno.⁹ Ma, a dimostrazione delle mutate condizioni climatiche, ancora fino alla prima metà del secolo scorso, sulle Apuane erano attivi gli "Uomini della Neve", come testimoniano alcuni toponimi tuttora rimasti, quali *Cantoni di Neve Vecchia* (Pizzo d'Uccello), *Buca della Neve* e *Passo degli Uomini della Neve* nel quadrante nord-orientale della Pania della Croce (Nice, 1952; Taiuti, 1984; Bini e De Lorenzo, 2004).¹⁰

4.6. Gradiente pluviometrico verticale

Le piogge si incrementano con l'altitudine con un tasso di variazione denominato gradiente pluviometrico verticale (mm/100 m), secondo una legge quasi lineare. Nel versante marittimo delle Apuane si rilevano valori alquanto diversi lungo le sezioni Pietrasanta-Carrara-Casania-La Polla (torrente Carrione), dove il tasso di incremento è di 56 mm/100 metri, e tra Forte dei Marmi-Fossacava-Rifugio Belvedere (196 mm/100 m) (Cavazza, 1985). Nel complesso il gradiente medio del versante marittimo, confrontato con quelli di altri distretti montani della Toscana settentrionale (Rapetti e Vittorini, 1989), è di bassa entità: 0,13 mm/100 m in agosto; 6,8 mm/100 m in novembre e un valore annuale di 32 mm/100 m.

4.7. Eventi pluviometrici estremi

Le Alpi Apuane sono interessate da ricorrenti piogge improvvise, di eccezionale intensità, concentrate su limitate porzioni di territorio. Nella tempesta di pioggia del 19 giugno 1996, che può essere assunta a paradigma della pericolosità pluviometrica di questo complesso montuoso, le massime intensità si verificarono nella parte montana del bacino del fiume Versilia, con un effetto devastante sulle popo-

Tab. 3 - Distribuzione dell'Indice standardizzato delle precipitazioni (SPI) a Pietrasanta (1925-2018); sono indicati gli anni in cui si è registrato il massimo valore (negativo o positivo) di ciascuna classe

Classi SPI	tipo	n. anni	%	anno
$SPI \leq -2,0$	siccità estrema	0	0,0	-
$-2,0 < SPI \leq -1,5$	siccità severa	5	6,8	vari anni
$-1,5 < SPI \leq -1,0$	siccità moderata	5	6,8	1989
$-1,0 < SPI \leq +1,0$	normalità	55	74,3	vari anni
$+1,0 \leq SPI < +1,5$	umidità moderata	3	4,1	1965
$+1,5 \leq SPI < +2,0$	umidità elevata	2	2,7	2013
$SPI \geq +2,0$	umidità estrema	4	4,1	1960



Fig. 14 – Stazione pluviometrica di Pomezzana in Alta Versilia, attrezzata con un pannello solare in tampone con un sistema di batterie per l'alimentazione elettrica del sistema e dell'antenna per la trasmissione dei dati in tempo reale presso l'Ufficio Idrografico e Mareografico dell'Arno di Pisa (foto F. Rapetti)

lazioni, sull'ambiente e sulle infrastrutture (Rapetti e Rapetti, 1996; D'Amato Avanzi e Giannecchini, 2003; Bartelletti *et alii*, 2004). Le analisi meteorologiche dell'evento non hanno portato fino ad oggi a spiegazioni soddisfacenti, mentre sono concordi sul punto dell'imprevedibilità, soprattutto per l'assenza in quegli anni di un adeguato sistema di sorveglianza ad "area limitata". Sono invece conosciuti con precisione

i tempi di sviluppo della pioggia e le intensità, con tempi di aggregazione della massima fitezza (1, 2, 3, 4, 5, 15, 30, 45 minuti; 1, 3, 6, 12, 24 ore), grazie ad una rete di pluviografi digitali a registrazione magnetica, sincronizzati tra loro e connessi in tempo reale con l'Ufficio Idrografico dell'Arno di Pisa, distribuiti a cavallo tra il versante marittimo e il versante orientale delle Alpi Apuane¹¹ Tale complessa struttura di rilevamento e trasmissione (fig. 14), a quel tempo all'avanguardia nel territorio nazionale, era stata inserita solo da pochi anni nella rete pluviometrica del Compartimento della Toscana, di supporto alla rete tradizionale costituita da pluviografi meccanici, per un più attento monitoraggio degli eventi che già in passato avevano mostrato una elevata pericolosità idraulica e geomorfologica. La nuova rete di pluviografi – inaugurata nel 1995 – era costituita dalle stazioni di Retignano, Azzano, Pomezzana e Cervaiolo nel versante marittimo delle Alpi Apuane, e di Palagnana, Campagrina e Gallicano nel versante orientale.¹²

Gli afflussi, nei brevissimi intervalli di tempo da 1 a 5 minuti, e negli intervalli fino da 1 a 24 ore, indicano che le massime intensità colpirono l'area su cui sorge il piccolo borgo di Pomezzana, nel versante occidentale del monte Matanna, a circa 2,25 km da Cardoso di Stazzema, devastato dalla piena dei rivi e torrenti che scendono dai monti Forato e dalla Pania della Croce. È in quest'area che, presumibilmente, si sarebbe verificato il "focus" dell'evento (tab. 4; fig. 15). Nella stazione di Pomezzana il massimo orario fu di 176,4 mm caduti tra le 6:50 e le 7:45, nettamente superiore al valore calcolato con la statistica TCEV (*Two Component Extreme Value*), che stima, per un tempo di ritorno di 200 anni, la pioggia massima in 102,3 mm/h (Servizio Idrologico Regionale <http://www.sir.toscana.it>; valori aggiornati al 2012) (tab. 4).

Nel versante marittimo delle Apuane le prime gocce di pioggia iniziarono a cadere a Retignano, tra le 4:05 e le 4:10 (0,6 mm/5 min), seguite da quelle delle Cervaiolo tra le 4:25 e le 4:30 (0,2 mm/5 min),

Tab. 4 – Cumulate massime per le diverse aggregazioni temporali della pioggia del 19 giugno 1996 tra l'Alta Versilia e la Garfagnana nelle stazioni del versante marittimo (Cervaiolo, Azzano, Retignano, Pomezzana) e del versante orientale delle Alpi Apuane (Palagnana, Campagrina, Gallicano) (fonte: Ufficio Idrografico dell'Arno di Pisa)

stazioni	1 min	2 min	3 min	4 min	5 min	15 min	30 min	45 min	1 ora	3 ore	6 ore	12 ore	24 ore
Cervaiolo	5,0 12:46	8,6 12:45	12,2 12:45	15,0 12:44	17,0 12:43	31,4 12:41	42,0 12:28	51,8 12:30	67,2 12:35	125,8 12:30	183,2 10:07	229,8 5:26	245,6 4:29
Azzano	2,4 10:04	4,6 10:03	6,8 10:02	8,8 10:02	10,6 10:01	22,2 09:56	34,6 14:38	44,6 14:35	61,2 14:11	144,4 13:00	184,2 9:56	242,0 4:34	260,6 3:43
Retignano	3,4 6:06	6,2 13:13	8,6 6:04	11,2 6:04	13,6 6:04	33,8 6:03	54,4 5:50	69,6 5:37	79,2 5:28	165,2 5:22	214,6 4:15	387,4 4:02	400,6 3:09
Pomezzana	9,0 6:26	16,2 6:26	22,6 6:26	27,2 6:26	31,4 6:26	68,2 6:20	112,8 6:15	138,0 6:02	176,4 5:46	319,4 5:15	390,8 4:31	474,6 3:47	478,0 3:29
Campagrina	- -	- -	- -	- -	15,8 13:40	31,0 13:30	54,4 13:20	66,6 13:15	97,0 12:55	214,0 11:15	287,4 11:00	325,6 5:55	335,4 5:15
Palagnana	2,0 9:28	4,0 9:28	5,6 9:27	7,2 9:27	9,0 12:47	19,2 12:44	35,4 13:10	44,8 12:44	59,6 12:44	118,0 8:18	221,2 8:15	296,4 4:29	298,6 4:25
Gallicano	- -	- -	- -	- -	1,2 14:15	4,4 14:30	5,0 14:35	6,0 14:55	8,2 14:45	17,0 16:55	20,4 18:00	23,0 19:00	23,0 18:55

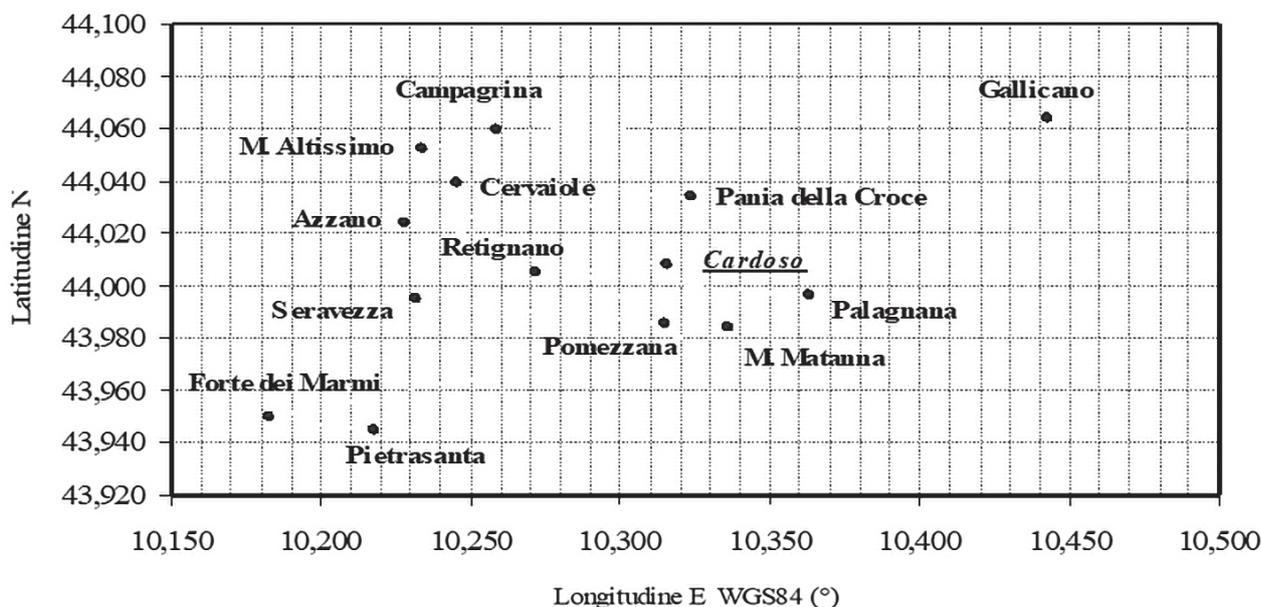


Fig. 15 – Posizione delle stazioni pluviometriche e dei luoghi interessati dall'evento del 19 giugno 1996 in Alta Versilia e nel versante interno delle Alpi Apuane (WGS84)

di Pomezzana (0,4 mm/5 min) e Azzano tra le 4:45 e le 4:50 (0,2 mm/5 min); nel versante orientale, sottovento alla direzione delle celle temporalesche ('rain shadow effect'), la prima piccola pioggia fu registrata a Palagnana tra le 5:00 e le 5:05 (0,2 mm), poi a Campagrina tra le ore 5:10 e le 5:15 (0,2 mm), ed infine a Gallicano tra le 5:15 e le 5:20 (0,2 mm). Gli sfasamenti temporali di inizio della pioggia, in mancanza dei necessari parametri meteorologici, come la sinottica della pressione atmosferica ad area limitata e delle condizioni anemometriche durante l'evento, rendono legittima l'ipotesi che la perturbazione provenisse dal terzo quadrante e che abbia esaurito la propria energia nel fondovalle della Garfagnana, in prossimità di Gallicano, dove la pioggia del 19 giugno non superò infatti 23,0 mm totali (fig. 16; tab. 4)

4.8. Errori di misura della pioggia in montagna

Per una corretta valutazione della quantità di pioggia intercettata dal suolo delle stazioni di collina e di montagna, in rapporto a quella misurata dal pluviografo a bocca orizzontale, è necessario considerare che i due valori possono divergere significativamente, in ragione dell'acclività e dell'orientamento cardinale dei versanti su cui insiste la stazione, e della deviazione delle gocce dalla verticale quando la pioggia è accompagnata dal vento (Panicucci 1966; 1967; Rapetti e Vittorini, 1972; Torri e D'Egidio, 1979; Torri, 1979). Risulta perciò che la pioggia misurata sia sottostimata o sovrastimata rispetto a quella che bagna il suolo e alimenta il deflusso. La fig. 14 mostra il contesto morfologico della stazione di Pomezzana, caratterizzato da versanti a diverso orientamento ed acclività, ciascuno dei quali, nel corso dell'evento del 19 giugno 1996, ha raccolto un diverso volume di acqua per unità di superficie, che potrebbe essere

stimato solo con larga approssimazione disponendo di un modello digitale del terreno e dei dati della ventosità (direzione e velocità) durante la pioggia, oppure avendo utilizzato pluviografi direzionali, la cui bocca è aderente al terreno, ma la cui gestione non ne consente l'uso su vaste aree, bensì solo nelle stazioni sperimentali. Un altro aspetto di incertezza riguarda il ruolo del bosco, che riduce la quantità di pioggia che giunge al suolo, in misura non facile da stimare, ma senz'altro consistente. Nelle aree boschive la quantità di pioggia misurata al limite superiore delle chiome degli alberi, detta 'pioggia incidente' ('gross rainfall'),¹³ segue vie diverse nel movimento verso il suolo: una frazione cade direttamente o indirettamente nel pluviografo posto sul letto del bosco ('throughfall'), una seconda frazione arriva al suolo per scorrimento lungo le foglie, i rami e il tronco degli alberi ('stemflow'), la terza frazione bagna la vegetazione, e torna direttamente all'atmosfera per evaporazione ('interception loss'). Quest'ultima frazione è molto diversa nelle varie condizioni sia meteorologiche (intensità, umidità relativa, vento, durata della pioggia) sia floristiche (specie sempreverdi o caducifoglie, percentuale di terreno coperto dalle chiome, ed altre) che accompagnano la pioggia, ma in ogni caso è persa per il rifornimento idrico del suolo e per il deflusso nelle sue varie forme (Hamilton e Rowe, 1949). Ne consegue che il suolo del bosco riceve una quantità di pioggia diminuita del 20-30% rispetto alla pioggia incidente (fig. 17) (Rapetti, 1997). Se ne può trarre la conclusione che le aree forestali in zone di altissima piovosità, come le Alpi Apuane, oltre a sottrarre acqua al suolo per i "consumi interni" della vegetazione, esercitano una efficace regimazione delle piene fluviali, anche ritardando i movimenti dell'acqua verso il suolo, soprattutto nelle fasi iniziali della pioggia, quando

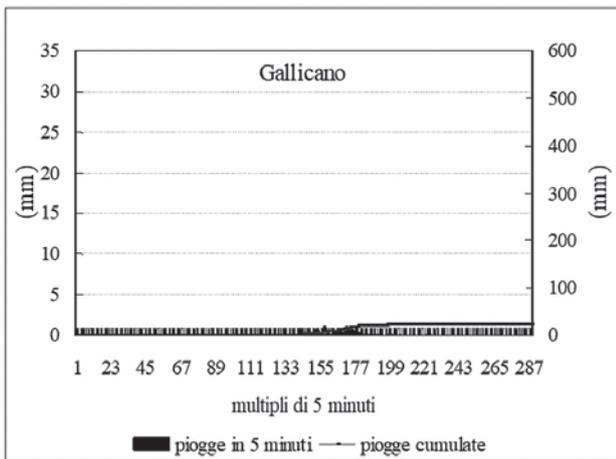
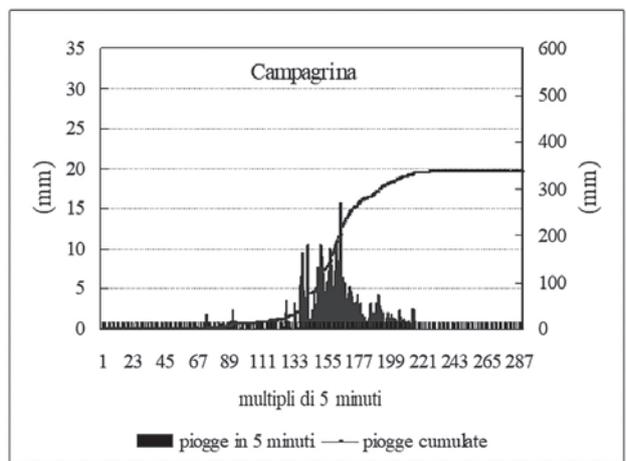
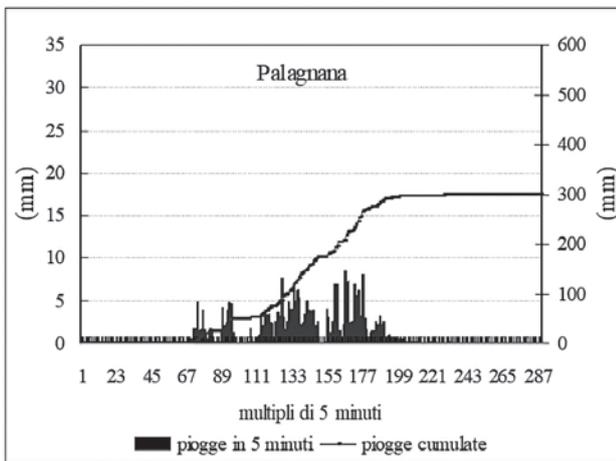
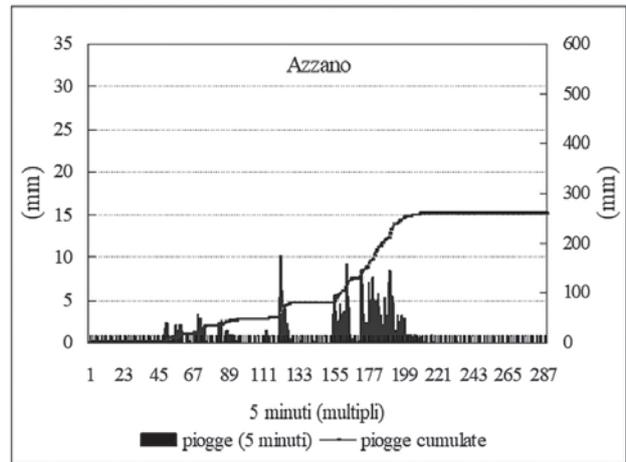
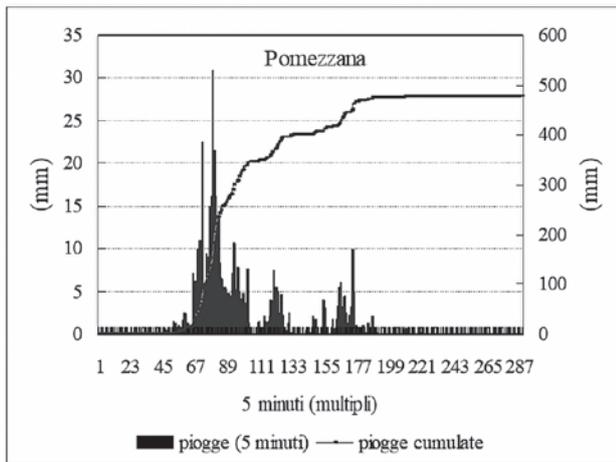
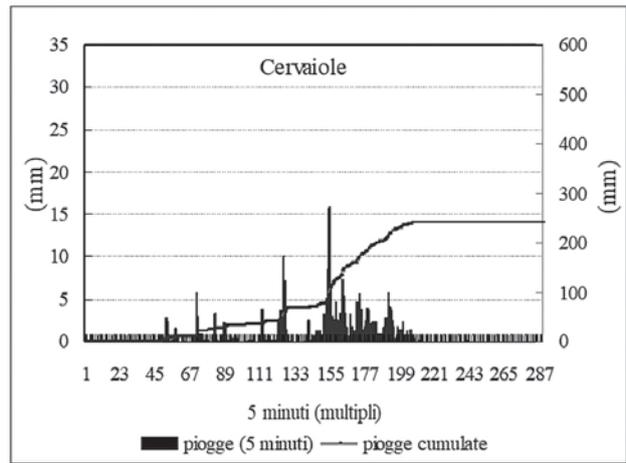
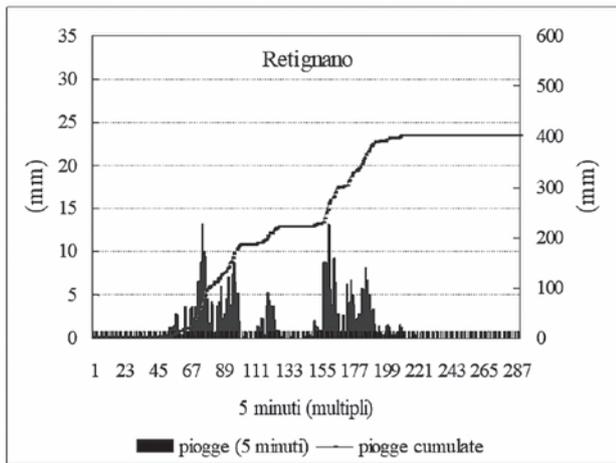


Fig. 16 – Pluviogrammi con aggregazione delle piogge a 5 minuti (asse principale delle ordinate) e curva integrale delle piogge (asse secondario delle ordinate) del 19 giugno 1996 nelle stazioni di Retignano, Cervaiolo, Pomezzana, Azzano (Alta Versilia) e di Palagnana, Campagrina, Gallicano (Valle del Serchio)

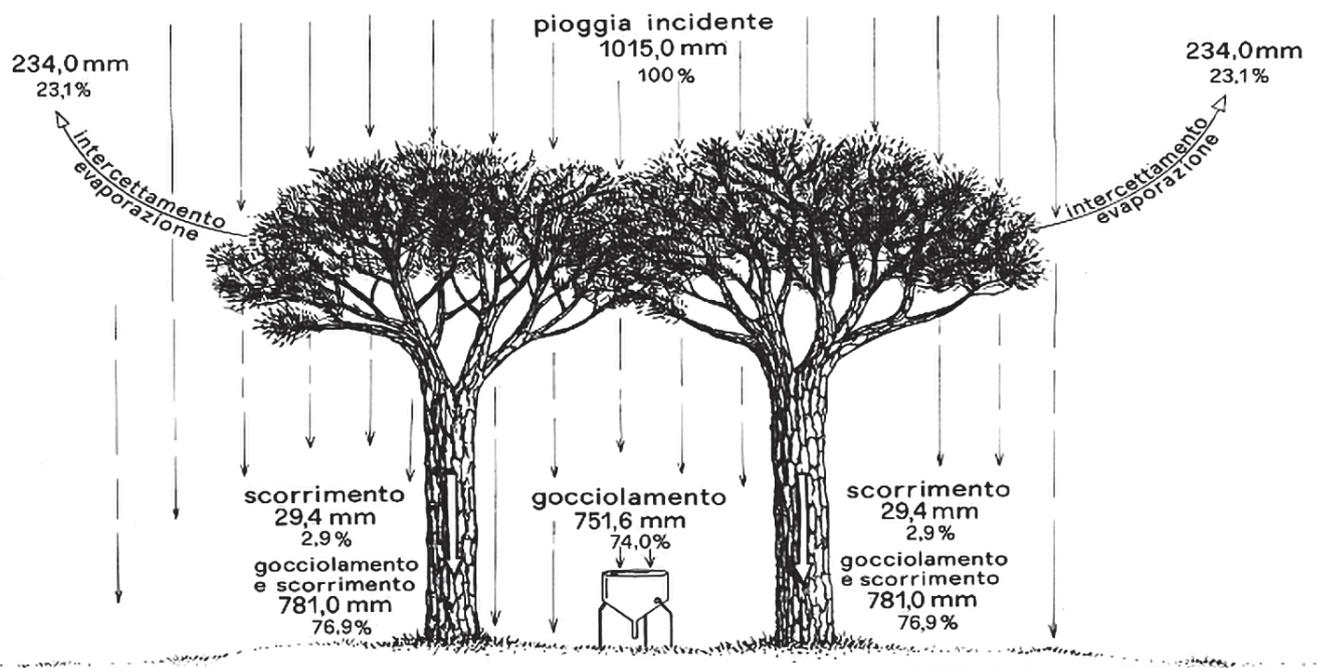


Fig. 17 – Frazionamento della “pioggia incidente” in un bosco misto di *Pinus pinea* L. e *Pinus pinaster* Aiton, presso Poggio Grosso (3 m s.l.m.m.; Lat. 43° 47' 50" Nord, Long. 10° 17' 27" Est) nella Macchia di Migliarino (disegno C. Mallegni) (Rapetti, 1997)

gran parte dell'acqua che cade bagna le strutture vegetali (Iovino *et alii*, 2009).

5. Bilancio idrico climatico e ciclo annuale dell'acqua del suolo

5.1 Bilancio idrico climatico di Thornthwaite

Il contenuto idrico del suolo svolge un ruolo essenziale nella formazione dei deflussi, delle piene fluviali e nei processi geomorfologici. Il sistema di Thornthwaite (Thornthwaite, 1948; Thornthwaite e Mather, 1957), pur sottoposto a qualche critica (Gentili, 1953), trova ancora utile applicazione in campo idrologico e nella classificazione dei climi (Thornthwaite e Carter, 1958; Vittorini, 1972; Costantini, 1998; Rapetti, 2019), anche se, come ogni altro sistema indiretto, fornisce valori virtuali, che solo le “prove di campo” possono confermare o smentire (Billaux, 1978). Il bilancio idrico del suolo è espresso dalla equazione idrologica:

$$P = E \pm \Delta R + D$$

P = precipitazioni, E = evapotraspirazione, ΔR = variazione della riserva idrica del suolo, D = deflusso

Il parametro fondamentale del sistema è l'evapotraspirazione potenziale (EP),¹⁴ definita come la quantità di acqua che evapora dal suolo e che traspira dagli apparati fogliari delle coperture vegetali quando il suolo, dalla superficie alla massima profondità degli apparati radicali, è saturo ('capacità di campo').¹⁵ La profondità degli apparati radicali delle piante ha perciò grande importanza nei processi idrologici e geomorfologici, poiché le

piante a radici profonde assorbono acqua dal suolo (potenziale idrico) fino alla loro massima profondità, per restituirla all'atmosfera con la traspirazione, così da diminuirne il contenuto idrico ('storage').

5.2. Ciclo annuale dell'acqua del suolo

A Massa il valore medio annuale dell'EP è stato di 808,8 millimetri (1947-1999), a Pian della Fioba (2009-2018) di 672,0 mm, a Campocecina (2004-2018) di 671,1 mm. Si osserva come nel versante marittimo delle Apuane questo parametro si riduca con la quota, secondo il gradiente di -14,5 mm/100 m, molto minore dei -33,2 mm/100 metri calcolati da Vittorini (1972) nel bacino dell'Arno per le altitudini maggiori di 700 metri s.l.m.m.

A Massa lo stato di saturazione del suolo ha avuto la durata media di 200 giorni/anno, dalla prima decade di novembre alla fine di maggio; a Pian della Fioba di 260 giorni, dalla metà di ottobre a alla metà di giugno; a Campocecina di 220 giorni, dai primi giorni di ottobre alla metà di maggio (valori medi virtuali). Nei mesi estivi e nei primi giorni di settembre, la vegetazione dei versanti marittimi delle Apuane è sottoposta a stress idrico, tuttavia di modesta entità e di breve durata, poiché dalla seconda metà di settembre, con la ripresa delle piogge autunnali, viene ripristinata la piena capacità di campo (fig. 18).

5.3. Tipi di clima

L'Indice di umidità globale (Im) ('moisture index') costituisce il parametro guida della classificazione dei climi di Thornthwaite, secondo la relazione:

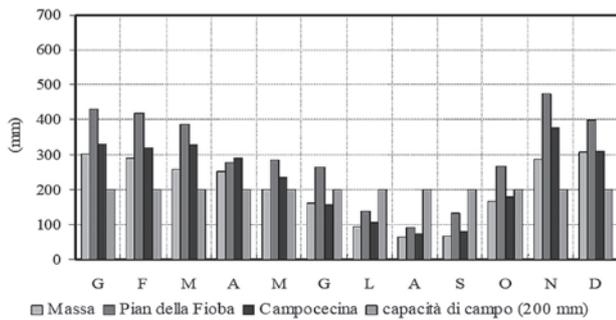


Fig. 18 – Ciclo annuale dell'acqua del suolo a Massa, Pian della Fioba e Campocecina (capacità di campo 200 mm)

$$Im = (S - D) / EP \times 100$$

S = surplus idrico, D = deficit idrico, EP = evapotraspirazione potenziale (in mm annui)

I valori positivi dell'Im indicano i climi umidi, secondo una scala di umidità decrescente: A₂ (Im ≥ 200), A₁ (Im ≥ 100), B₄ (100 > Im ≥ 80), B₃ (80 > Im ≥ 60), B₂ (60 > Im ≥ 40), B₁ (40 > Im ≥ 20), C₂ (20 > Im ≥ 0); i valori negativi i climi aridi C₁ (0 > Im ≥ -33,3), D (-33,3 > Im ≥ -66,6), E (Im < -66,6).

La classificazione climatica di Thornthwaite prevede che i topoclimi siano contrassegnati da una espressione alfanumerica, costituita da quattro elementi: Indice di umidità globale (Im), evapotraspirazione potenziale (EP), indice di aridità o di umidità (Ia, Ih), valore percentuale dell'EP estivo in rapporto al valore annuale (CEET) (Thornthwaite e Mather, 1957). L'espressione climatica di alcune stazioni delle Alpi Apuane è riportata nella tab. 5.

Tab. 5 – Tipi di clima secondo Thornthwaite di Massa, Pian della Fioba, Campocecina e Cervaiolo

stazioni	anni	fomula	descrizione sintetica del tipo climatico (Thorntwaite)
Massa	1951-1996	B2 B'2 r b'4	umido, secondo mesotermico, basso deficit estivo
Pian della Fioba	2009-2018	A2 B'1 r a'	perumido, primo mesotermico, basso deficit estivo
Campocecina	2004-2018	A1 B'1 r b'4	perumido, primo mesotermico, basso deficit estivo
Cervaiolo	2005-2018	A1 B'1 r b'4	perumido, primo mesotermico, basso deficit estivo

Tab. 6 – Parametri idro-climatici e tipi climatici secondo Thornthwaite e Mather (1957) alle Cervaiolo (1.140 m s.l.m.m.) e alle fasce altimetriche dei 1.500 e dei 2.000 m nel versante marittimo delle Apuane (valori stimati con i gradienti termici e pluviometrici)

stazione/quota	Tm	P	D	S	EP	Im	tipi
Cervaiolo (1.140 m)	10,1	1523,5	24,2	972,1	639,2	148,3	A1 B'1 r b'4
1.500 m	8,4	1791,3	24,9	1226,6	589,5	203,9	A2 B''1 r b'4
2.000 m	6,2	1972,1	16,2	1044,1	521,9	277,9	A2 C' 2 r b'2

Dalla Toscana centrale verso quella settentrionale, il valore dell'Indice di umidità globale aumenta di passo all'avvicinarsi delle Alpi Apuane, passando dal tipo subumido (C₂), ai tipi umidi (B₁, B₂, B₃), che si incontrano appena superato il corso dell'Arno, fino ai tipi perumidi (A₁: Im ≥ 100 e A₂: Im ≥ 200), che caratterizzano le aree più piovose delle Apuane (non comprese nella fig. 19).

6. Climi di altitudine

6.1 Climi di altitudine e fitogeografia

La copertura altimetrica della rete termo-pluvio-metrica delle Alpi Apuane è tuttora insoddisfacente, culminando ai 1.140 m s.l.m.m. delle Cervaiolo, mentre il versante si spinge fin quasi ai 2.000 metri delle maggiori vette. La storica carenza di stazioni meteorologiche della media e alta montagna ha posto gravi limiti alla conoscenza dei climi di questo ambiente, che pure copre più di un terzo del territorio nazionale (fonte ISTAT). Questi limiti hanno avuto in passato, e hanno tuttora, gravi ripercussioni in numerosi settori della storia naturale e delle applicazioni. Nel campo della fitogeografia, per esempio, non consentono di fissare con precisione i limiti climatici della distribuzione dei biomi delle nostre montagne, alcuni di eccezionale interesse epiontologico,¹⁶ ma, non meno gravi sono le ripercussioni nel settore della mitigazione dei rischi pluviometrici, idraulici e geomorfologici degli ambienti montani, che sono i maggiori contributori dei volumi di acqua che fluiscono verso valle (tab. 6; fig. 20).

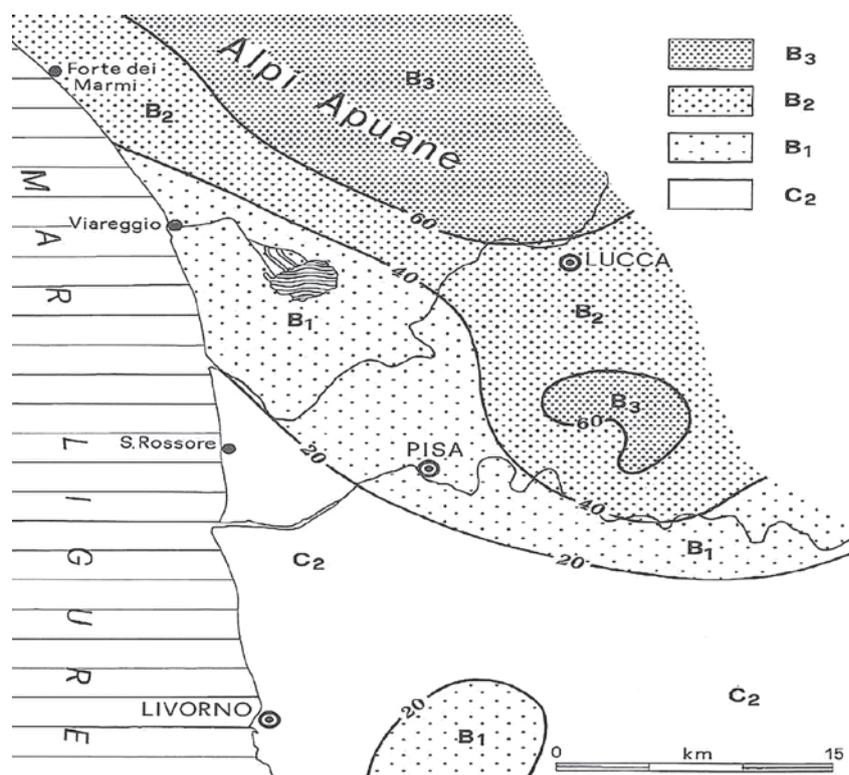


Fig. 19 – Andamento dell'Indice di umidità globale nella Toscana Centro-Settentrionale: C₂ (20 > Im ≥ 0), B₁ (40 > Im ≥ 20), B₂ (60 > Im ≥ 40), B₃ (80 > Im ≥ 60) (ridisegnato da Bartelletti, 1983-1984)

7. Caratteri del bioclimate della fascia costiera apuo-versiliese

7.1 Indici bioclimatici all'aperto

Lo stato di benessere o di disagio climatico percepiti dall'uomo nelle attività all'aperto derivano dalla combinazione di condizioni ambientali, quali la temperatura dell'aria e del suolo (Rapetti e Vittorini, 1978; Rapetti, 1982), l'umidità relativa, il vento, l'irraggiamento solare, lo stato elettrico e l'inquinamento chimico dell'aria, e proprie del soggetto, quali l'età, il sesso, lo stato di salute fisica e psicologica, la copertura del corpo. È da considerare che gli indici dello stato di comfort/disagio, avendo natura empirica, rappresentano le sensazioni del "soggetto medio", e sono pertanto solo largamente indicative per il singolo soggetto.

Il disagio da freddo è influenzato dalla temperatura dell'aria (Ta) e dalla velocità del vento (v), che sottrae calore al corpo, fino all'esito più estremo del congelamento. Una delle formule più utilizzate definisce la "temperatura equivalente" ('Wind Chill Temperature'), quella che, in determinate condizioni di vento e di temperatura dell'aria, produce la stessa perdita di calore subita dal viso scoperto di un soggetto che si muova alla velocità di 1,4 km/h.¹⁷ A Forte dei Marmi, in uno dei giorni più freddi degli ultimi anni, con la temperatura dell'aria di -3,0 °C (27 febbraio 2018) e la velocità del vento di 2,6 km/h, si sarebbe prodotta solo una lieve sensazione di "disagio" da freddo.

Il disagio da caldo si manifesta quando il corpo umano ha difficoltà a smaltire l'eccesso di calore mediante la traspirazione, che è ostacolata da tassi

elevati dell'umidità relativa (U%) e dalle elevate temperature dell'aria (Ta). L'Indice di calore di Steadman (1979) ('Heat Index') assume come riferimento un soggetto di 170 cm di statura e 70 kg di peso, coperto da indumenti leggeri, che cammini all'ombra alla velocità di 0,6 m/s, in presenza di una ventilazione non superiore a 1,1 m/s.¹⁸ A Forte dei Marmi, nel giorno più caldo dall'inizio delle osservazioni (33,0 °C il 3 agosto 2018),¹⁹ con il tasso di umidità relativa del 78%, l'indice HI è stato di 47,2, capace di determinare un disagio da caldo umido piuttosto elevato, con possibili crampi da disidratazione e colpi di calore.

La temperatura minima giornaliera T_{min} ≥ 20 °C costituisce un buon indicatore del discrimine tra le notti calde, dette 'tropicali', e quelle 'fresche' (T_{min} < 20 °C), che concedono al riposo notturno uno stato termico confortevole. Dalla metà degli anni Ottanta del secolo scorso, la media latitudine dell'Europa è stata interessata da un significativo aumento delle temperature dell'aria, soprattutto delle massime giornaliere. A Forte dei Marmi, la ricerca sistematica dei valori più elevati delle minime diurne (2001-2019) indica che l'aumento tendenziale delle 'notti tropicali' (Agarini e Rapetti, 2006) è stato di circa 8 unità/10 anni, con una distribuzione mensile di 21,8 notti in luglio, 21,2 in agosto, 8,5 in giugno, 4,8 in settembre e 0,2 in maggio (valori medi di periodo). I numeri più elevati di 'notti tropicali' si sono avuti nel 2018 (71 notti), nel 2003 (70 notti), nel 2012 e 2019 (69 notti). La tendenza all'aumento del numero delle 'notti tropicali' dei mesi di luglio e agosto è poco diversa e stimabile in 3,1 notti/10 anni, mentre negli ultimi anni si osserva il loro sensibile incremento in settembre (3,7 notti/10 anni) (fig. 21).

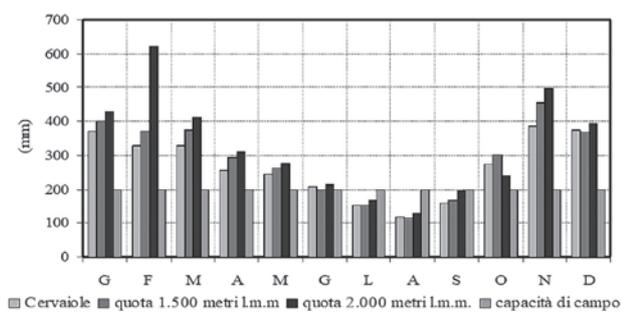


Fig. 20 – Ciclo annuale dell’acqua del suolo alle Cervaiolo (1.140 m s.l.m.m.) e alle quote di 1.500 e di 2.000 m nel versante marittimo delle Apuane (valori stimati con i gradienti termici e pluviometrici altimetrici)

Considerati gli indicatori bioclimatici di Forte dei Marmi, che possono essere estesi con poche differenze a tutta la fascia costiera apuana, nel semestre caldo è generalmente presente un apprezzabile comfort climatico, pur considerando che nei mesi di luglio e di agosto il riposo notturno può subire qualche disturbo a causa del numero non trascurabile di ‘notti tropicali’.

8. Conclusioni

La prossimità delle Alpi Apuane al Golfo di Genova, sede di frequenti depressioni bariche di natura dinamica, generate dall’interazione tra le correnti occidentali e i sistemi montuosi alpini e appenninici, l’ampio contatto con il mare, che si mantiene tiepido durante tutto l’anno, imprimono un carattere peculiare alle Alpi Apuane, con l’abbondante piovosità, ma anche con le improvvise tempeste di pioggia, che sovente sopraggiungono con deboli segni premonitori, concentrate su ristrette porzioni di territorio e di estrema pericolosità idraulica e geomorfologica.

Il versante marittimo delle Alpi Apuane, fino alle quote più elevate, offre altresì un clima termico generalmente mite, pur non esente, in occasione di eventi molto freddi o molto caldi di scala regionale,

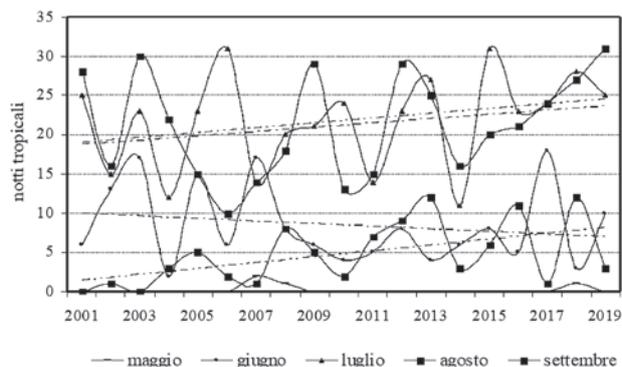


Fig. 21 – Andamento del numero delle ‘notti tropicali’ a Forte dei Marmi (2001-2019).

da estremi termici di una certa intensità.

Le piogge relativamente abbondanti, anche nel tratto costiero, determinano un bilancio idroclimatico tale da garantire una buona dotazione di acqua del suolo per la maggior parte dell’anno, che si riduce solo nei mesi estivi, ma viene prontamente ripristinata dalle prime piogge autunnali, a beneficio delle aree forestali e delle coltivazioni.

Le temperature miti, il buon soleggiamento del semestre caldo, le brezze di mare e di terra che spirano con una maggiore intensità nella stagione calda, assicurano un costante ricambio dell’aria tra la piana costiera e la montagna, con benefici effetti sul “comfort” climatico, anche se nei mesi centrali dell’estate il non trascurabile numero di “notti tropicali” determina qualche disturbo al riposo notturno.

La conoscenza della varietà dei topoclimi attuali, e della vegetazione che nei secoli passati ricopriva questa montagna, costituisce un indispensabile supporto per un progetto di rinaturalizzazione dei boschi, sottoposti dalla fine del Settecento a tagli indiscriminati e a rimboschimenti non sempre rispettosi del paesaggio forestale originario (Pilla, 1954; Nocentini, 2000; Vergari, 2019). Tale restauro ambientale, oltre a restituire la bellezza originaria ai versanti apuani, sarebbe di valido supporto alla mitigazione del rischio idraulico e geomorfologico delle valli e dei versanti.

NOTE

1) La Corsica presenta almeno 117 tra cime, anticime e speroni rocciosi oltre i 2.000 metri di altitudine, per la maggior parte distribuiti nell'intorno del monte Cinto (2.706 m l.m.m.; Lat.: 42° 22' 46,86" N, Long.: 08°56' 44,22" E), che si erge nel quadrante nord-occidentale dell'isola, perciò affacciato ai flussi atmosferici provenienti dal quarto quadrante, cui fa da barriera.

2) Gli studi mostrano che in inverno la massima attività temporalesca si presenta sul mare in prossimità della costa, in autunno è pressoché centrata nell'area costiera, mentre in primavera, ma soprattutto in estate, ben all'interno del continente.

3) La costituzione della "Compagnia Guarda Coste" di Viareggio, adibita al controllo delle attività costiere e marittime, fu decretata dal governatore austriaco del Ducato di Lucca – dal 1815 al 1818 – J. von Werklein, mentre la costruzione della prima darsena del porto di Viareggio (darsena vecchia o darsena Lucca), dovuta a Maria Luisa di Borbone, risale al 1819. Da quegli anni il profilo della linea di riva subì la prima significativa perturbazione, ma è dai primi tre decenni del Novecento, con la costruzione del porto di Marina di Carrara (1922) e dei pennelli alla foce dell'Arno (1926), che si verificò il deciso aggravamento dell'erosione costiera e la perturbazione del profilo della costa (Rapetti, Vittorini, 1974).

4) Il soleggiamento reale consiste nel numero giornaliero/mensile/annuale di ore in cui la radiazione solare ha un'intensità maggiore di 120 W/m² (OMM). Fino alla seconda metà del secolo scorso la grandezza era misurata con il solarimetro di Campbell-Stokes, costituito da una sfera di cristallo con funzione di convergenza dei raggi solari su una carta termosensibile, che veniva annerita quando l'irradianza superava un definito limite, caratterizzato da una precisione incerta e di difficile gestione, mentre oggi le misure sono eseguite con un pireliometro registratore ad inseguimento solare.

5) L'okta è l'unità di misura empirica della copertura nuvolosa del cielo (in ottavi di cielo coperto): 0 okta: cielo sereno, [...], 8 okta: copertura totale del cielo, 9: okta: cielo invisibile a causa della nebbia o della caduta della neve in presenza del vento forte.

6) Negli ultimi anni in Italia, come in altri paesi europei, per cause non ancora ben chiarite, è in atto un sensibile aumento della ventosità, che in più occasioni ha determinato gravi danni al patrimonio forestale dell'Appennino e delle Alpi. I danni più gravi sono stati arrecati dal ciclone "Vaia", che tra il 27 e il 30 ottobre 2018 si è abbattuto sul Trentino e l'Alto Adige, con raffiche fino a 200 km/h, con effetti devastanti su vastissime estensioni di bosco e la distruzione di piante di alto fusto per una stima di 8,6 milioni di metri cubi di legname di alto pregio. Anche nel Pratomagno (Valdarno Superiore), la tempesta di vento abbattutasi sulla Foresta di Vallombrosa nel marzo 2015 provocò gravi danni, le cui conseguenze furono discusse nel convegno *I danni da vento nelle foreste della Toscana, a seguito dell'evento del 5 marzo 2015* (Regione Toscana, Consorzio LaMMA, Corpo Forestale dello Stato, Accademia Italiana di Scienze Forestali, Dipartimento GESAAF dell'Università di Firenze. Firenze 4 luglio 2016).

7) Nel "Messaggero" del 30 ottobre 1973, a firma del giornalista e scrittore Ito de Rolandis, apparve un articolo intitolato: *L'umanità nella morsa dei ghiacci in aumento*, in resoconto di un convegno di glaciologi che si era tenuto a Chamonix il giorno precedente, dove si era ipotizzato che la diminuzione delle temperature in atto in quegli anni, che aveva effettivamente determinato un modesto avanzamento delle fronti dei ghiacciai alpini, potesse essere imputata all'immissione di polveri fini nell'atmosfera prodotte dalle attività antropiche, che avrebbe determinato l'aumento dell'albedo dell'atmosfera terrestre (nota di V. Fava Messina, Rivista di Meteorologia Aeronautica, 1982, XLI, 4).

8) $SPI = (X - \bar{X})/\sigma$, dove X indica il valore di un qualsiasi anno del catalogo pluviometrico considerato, \bar{X} il valore medio del periodo, σ la deviazione standard dei valori argomentali.

9) Nei primi quindici anni dell'Ottocento, le condizioni climatiche della Versilia furono ben diverse da quelle attuali, come risulta dai dati meteorologici raccolti a Camaiore, tra il 1777 e il 1826, da Pietrantonio Butori, Canonico della Collegiata di S. Maria Assunta (Butori, 1817; Rapetti e Vittorini, 2014). Quel periodo, ricordato per le gravi carestie e le epidemie di tifo petecchiale, può considerarsi come l'ultima recrudescenza della "Piccola Età Glaciale", culminata nell'anno 1816, tristemente conosciuto come "anno senza estate" (Butori, 1827).

10) Fino alla prima metà del Novecento gli "Uomini della Neve" delle Alpi Apuane, dal luogo di raccolta della neve pressata, attraverso percorsi accidentati e pericolosi, la portavano a valle in pani di 30-40 kg, protetti solo da sacchi di fibra vegetale riempiti di paglia, detti "bardello". La neve veniva poi utilizzata per gli usi terapeutici negli ospedali di Pietrasanta e di Seravezza, nell'industria del pesce a Viareggio, per la produzione di gelati e la conservazione dei cibi. Non erano rare grandi commissioni di neve ghiacciata per occasioni speciali, come in occasione delle nozze di Cosimo III de' Medici, celebrate a Firenze il 18 aprile 1661, quando furono organizzati carichi che, in partenza dal paese di Terrinca, venivano portati a Firenze al ritmo di 2.000 libbre al giorno (circa 700 kg).

11) Nella mattina del 19 giugno 1996, tra le 8:00 e le 9:00, presso il Centro Operativo dell'Ufficio Idrografico e Mareografico dell'Arno di Pisa, erano arrivati i segnali dell'eccezionale intensità della pioggia che si era abbattuta in Alta Versilia poche ore prima (testimonianza diretta di alcuni funzionari presenti).

12) Il primo passaggio legislativo per il trasferimento delle competenze dagli Uffici Idrografici e Mareografici dello Stato alle Regioni, è costituito dal D.L. 31 marzo 1998, n. 112. Il D.P.C.M. 24 luglio 2002, con l'istituzione dei Servizi

Idrologici Regionali, che pose fine alla vita quasi centenaria degli Uffici Idrografici, che avevano raccolto in tutta Italia una straordinaria mole di dati meteorologici, idrografici, idrologici e mareografici, coordinati da una struttura centrale, costituita prima dal Ministero dei Lavori Pubblici (IV Sezione-Consiglio Superiore) e, dal 1989, presso la Presidenza del Consiglio dei Ministri (L. n. 183 del 18 maggio 1989).

13) Nelle superfici boscate la 'pioggia incidente' si misura collocando l'imbutto di raccolta sopra le chiome degli alberi di maggiore altezza.

14) Una modalità di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale, che "prove di campo" dimostrano essere più aderente alla condizione fisica del suolo, è stata proposta da Penman (1963). Il limite di tale procedura di calcolo consiste nel numero di parametri fisico-meteorologici che devono essere conosciuti, disponibili solo in poche stazioni sperimentali. Per questo motivo il metodo Thorthwaite è da preferire quando l'area di studio sia lo spazio geografico.

15) L'evapotraspirazione potenziale si ricava da alcune relazioni esponenziali, note la latitudine, la durata media mensile del dì e le temperature medie mensili del luogo.

16) L'attuale carenza di stazioni meteorologiche in quota impedisce la conoscenza del clima di alcune aree della montagna toscana che ospitano preziosi popolamenti di abete rosso [*Picea abies* (L.) H. Karst.] (Riserva integrale orientata di Campolino nell'alta valle del torrente Sestaione) e di abete bianco (*Abies alba* Mill.) e nel piccolo circo glaciale di Orto di Donna (Riserva integrale del Parco Regionale delle Alpi Apuane), di natura certamente relittuale (Bertoloni, 1819; 1854; Chiarugi, 1936; Ansaldo *et alii*, 1988).

17) $WCT = 13,12 + 0,6215 \times Ta - 11,37 \times v^{0,16} + 0,3965 \times Ta \times v^{0,16}$; WCT: temperatura equivalente (°C); v: velocità del vento (km/h); Ta: temperatura dell'aria (°C).

18) $HI = -42,379 + 2,04901523 Ta + 10,14333127 U\% - 0,22475541 Ta U\% - 6,83783 \times 10^{-3} Ta^2 - 5,481717 \times 10^{-2} U\%^2 + 1,22874 \times 10^{-3} Ta^2 U\% + 8,5282 \times 10^{-4} Ta U\%^2 - 1,99 \times 10^{-6} Ta^2 U\%^2$.

19) La temperatura massima di 33,0 °C, registrata a Forte dei Marmi il 3 agosto 2018, ha superato il massimo precedente di 32,5 °C dell'8 agosto 2003, ricordata nelle cronache meteorologiche come tra le più calde degli ultimi decenni.

BIBLIOGRAFIA

- AGARINI I., RAPETTI F. (2006) – *Le “notte tropicali” a Lucca in relazione al disagio termico nell’uomo*, Atti della Società Toscana Scienze Naturali, memorie, ser. A, CXI, 7-12.
- ANSALDI M., BARTELLETTI A., TOMEI P.E. (1988) – *L’abete bianco (Abies alba Miller) sulle Alpi Apuane*, Atti della Società Toscana Scienze Naturali, memorie, ser. B, XCV, 41-49.
- BALDACCIO F., CECCHINI S., LOPANE G., RAGGI G. (1993) – *Le risorse idriche del Bacino del Fiume Serchio e il loro contributo all’alimentazione dei bacini idrografici adiacenti*, Memorie della Società Geologica Italiana, XLIX, 365-391.
- BALDINI A., REGATTIERI M. (1984) – *Correnti prossimali e apporto solido tra la foce dell’Arno e la foce del F. Morto Nuovo*, in “Nuovi dati di osservazione sulla spiaggia campione di S. Rossore (Pisa)”, a cura di M. Tongiorgi e S. Vittorini, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, ser. A, XC suppl., 1-149.
- BARTELLETTI A. (1983-1984) – *Osservazioni sul clima del litorale nord-versiliese*, sottotesi di laurea, Università di Pisa, corso di laurea in Scienze Naturali, 1-46.
- BARTELLETTI A., MIOZZO M., BRACCIOTTI G., GIANNINI R., AMORFINI A., GUAZZI E., ZOCCO PISANA L., BICHI A., RONCHIERI I., FAGARAZZI C., ROCCHI F. (2004) – *Studio per la definizione delle relazioni tra dissesti idrogeologici e copertura forestale nei bacini montani interessati dagli eventi alluvionali del 19 giugno 1966 nelle Alpi Apuane. II. Descrizione dell’evento alluvionale e precedenti storici*, Acta apuana, III, 13-23.
- BERTOLONI A. (1819) – *Flora Alpium Apuanarum*, in “*Amoenitates Italicae sistentes opuscula ad rem herbariam et zoologiam Italiae spectantia*”, Bologna.
- BERTOLONI A. (1854) – *Flora Italica*. Bologna, vol. X.
- BILLAUX P. (1978) – *Estimation du regime hydrique des sols au moyen des données climatiques. La méthode graphique: son utilisation dans le cadre de la Taxonomie Americane des sols*, Cahiers O.R.S.T.O.M., sér. Pédologie, XVI (3), 317-338.
- BINI M., DE LORENZO E. (2004) – *Gli uomini della neve sulle Alpi Apuane*, Bollettino della Società Geografica Italiana, ser. XII, IX, 983-989.
- BOSSOLASCO M., DAGNINO I., FLOCCHINI G. (1969) – *Il contrasto mare-terra nella genesi dei temporali*, Geofisica e Meteorologia, Bollettino Società Italiana di Geofisica e Meteorologia, XVIII (3-4), 45-50.
- BUTORI P. (1817) – *Resultati meteorologici di anni quaranta offerti e dedicati all’Accademia Lucchese delle Scienze e delle Belle Lettere ed Arti dal collega Pietrantonio Butori*, Atti dell’Accademia Lucchese di Scienze, Lettere ed Arti, Lucca, 1-52.
- BUTORI P. (1827) - *Memoria meteorologica degli anni 1817, 1818, 1819, 1820 del Signor Canonico Pietrantonio Butori*, Atti dell’Accademia Lucchese di Scienze, Lettere ed Arti, III.
- CAVAZZA S. (1985) – *Contributo alla determinazione dei regimi pluviometrici in Italia*, in “Contributi di Climatologia”, a cura di M. Pinna, Memorie della Società Geografica Italiana, XXXIX, 239-277.
- CHIARUGI A. (1936) – *Ricerche sulla vegetazione dell’Etruria marittima. I. Cicli forestali postglaciali nell’Appennino etrusco attraverso l’analisi pollinica di torbe e depositi lacustri presso l’Alpe delle Tre Potenze e il Monte Rondinaio*, Nuovo Giornale Botanico Italiano, n. ser., XLIII (1), 3-61.
- CONRAD V., POLLAK L.W. (1950) – *Methods in Climatology*, seconda edizione, Harvard.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (CNR) (2008) – *Istruzioni per la valutazione delle azioni e degli effetti del vento sulle costruzioni*, CNR - DT 2007/2008, 1-226.
- CORTEMIGLIA G.C. (2002) – *Messa a punto di una procedura per l’analisi climatica delle serie termopluviometriche storiche italiane con relativa applicazione esemplificativa alla serie storica di Genova (1833-2001)*, Quaderno n. 3 del Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse dell’Università di Genova, Tortona, 1-162.
- COSTANTINI E.A.C. (1998) – *Pedoclimi italiani e aree sensibili*, in atti del convegno “Gli studi climatologici: strumenti per la gestione del territorio”, Palermo-Mondello, 16 dicembre 1998, 29-39.
- CUCURNIA G. (2020) – *L’alluvione di Marina di Carrara (Toscana, Italia) del 5 novembre 2014: descrizione dell’evento meteorologico ed analisi dei fattori geografici e geomorfologici predisponenti*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, memorie, ser. A, CXXVII, 13-24 .
- D’AMATO AVANZI G., GIANNACCCHINI R. (2003) – *Eventi alluvionali e fenomeni franosi nelle Alpi Apuane (Toscana). Primi risultati di un’indagine retrospettiva nel bacino del fiume Versilia*, Rivista Geografica Italiana, CX (3), 527-559.

- GAZZOLO T., PINNA M. (1969) – *La distribuzione della temperatura dell'aria in Italia nel trentennio 1926-1955*, Ministero LL.PP., pubbl. XXI, fasc. IV., Roma, 1-117.
- GENTILI J. (1953) – *Une critique de la méthode de Thornthwaite pour la classification des climats*, Annales de Géographie, LXII (331), 180-185.
- HAMILTON E.L., ROWE P.B. (1949) – *Rainfall interception by chaparral in California*, State of California, Department of Natural Resources, Division of Forestry, 1-43.
- IOVINO F., BORGHETTI M., VELTRI A. (2009) – *Forest and water cycle*, Forest@ - Journal of Silviculture and Forest Ecology, VI, 256-273.
- LAPUCCI P.L., GELLINI R., PAIERO P. (1972) – *Contaminazione dell'acqua marina quale causa di moria dei pini lungo le coste tirreniche*, Annali dell'Accademia Italiana di Scienze Forestali, XXI, 323-358.
- McKEE, T.B., DOESKEN N.J., KLEIST J. (1993) – *The relationship of drought frequency and duration to time scale*, in "Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology", Anaheim (California) 17-22 January 1993, American Meteorological Society, Boston, 179-184.
- MINISTERO LL.PP., CONSIGLIO SUPERIORE DELLE ACQUE. SERVIZIO IDROGRAFICO (1919) – *Osservazioni pluviometriche raccolte a tutto l'anno 1915. Liguria e Toscana. Ordinate a cura del prof. Filippo Eredia*, Roma.
- MINISTERO LL.PP., CONSIGLIO SUPERIORE DELLE ACQUE. SERVIZIO IDROGRAFICO (1925) – *Osservazioni Pluviometriche raccolte nel quinquennio 1916-1920. Liguria e Toscana. Ordinate a cura del prof. Filippo Eredia*. Roma.
- MINISTERO LL.PP., SERVIZIO IDROGRAFICO (1967) – *Carta delle linee dei massimi periodi con precipitazione nulla nel quarantennio 1921-1960*. Roma.
- MINISTERO LL.PP., UFFICIO IDROGRAFICO DELL'ARNO DI PISA (1921-1996) – *Annali Idrologici (Parte Prima)*, Roma.
- MONTALTO M., PELLEGRINI F., RIVOSECCHI I. (1967) – *Sulla climatologia delle ciclogenesi sottovento alle Alpi*, Rivista di Meteorologia Aeronautica, XXVII (3), 3-29.
- NICE B. (1952) – *Le Alpi Apuane. Studio antropogeografico*, C.N.R., Memorie di Geografia Antropica, 7, Roma.
- NOCENTINI S. (2000) – *La rinaturalizzazione dei sistemi forestali: aspetti concettuali*. L'Italia Forestale e Montana, LV (4), 211-218.
- PANICUCCI M. (1966) – *Sugli errori derivanti dalle registrazioni effettuate mediante comuni pluviometri in zone non pianeggianti (Valutazione teorica)*, Istituto Studio e Difesa Suolo, Firenze, 1-20.
- PANICUCCI M. (1967) – *Sugli errori derivanti dalle registrazioni effettuate mediante comuni pluviometri in zone non pianeggianti (Il pluviometro «direzionale»)*, Istituto Studio e Difesa Suolo, Firenze, 1-13.
- PENMAN L.H. (1963) – *Vegetation and Hydrology*, Techn. Comm. n. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, 1-125.
- PILLA C. (1954) – *Campagna toscana del '700, Monti e Boschi*, V, 195-202.
- PINNA M., VITTORINI S. (1985) – *Contributo alla determinazione dei regimi pluviometrici in Italia*. in "Contributi di Climatologia", a cura di M. Pinna, Memorie della Società Geografica Italiana, XXXIX, 147-167.
- RAPETTI F. (1982) – *Il microclima termico dell'arenile di S. Rossore (Pisa)*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, memorie, ser. A, LXXXIX, 345-358.
- RAPETTI F. (1996) – *Discussione su alcuni indici bioclimatici relativi alla foce del Fiume Morto Nuovo (Litorale Pisano)*, Rivista Geografica Italiana, CIII, 31-50.
- RAPETTI F. (1997) – *L'influenza del bosco mediterraneo sul clima I - La Macchia di Migliarino (Litorale Pisano)*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, memorie, serie B, CIV, 73-90.
- RAPETTI F. (2007) – *Lineamenti climatici della Versilia*, in "La Via dell'Arte", Viareggio, 142-162.
- RAPETTI F. (2019) – *Tendenze ultracentenarie degli elementi del bilancio idrico climatico del suolo presso l'Abbazia di Vallombrosa in rapporto alla vegetazione presente (Toscana, Italia) (1872-2017)*, L'Italia Forestale e Montana, LXXIV (2), 93-113.
- RAPETTI C., RAPETTI F. (1996) – *L'evento pluviometrico eccezionale del 19 giugno 1996 in Alta Versilia (Toscana) nel quadro delle precipitazioni delle Alpi Apuane*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, memorie, ser. A, CIII, 143-159.
- RAPETTI F., VITTORINI S. (1972) – *I venti piovosi a Legoli (Toscana) in relazione ai processi di erosione del suolo*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, memorie, ser. A, LXXIX, 150-175.
- RAPETTI F., VITTORINI S. (1978) – *Osservazioni sul clima del litorale pisano*, Rivista Geografica Italiana, LXXXV, 1-26.

- RAPETTI F., VITTORINI S. (1986) – *L'episodio di gelo del gennaio 1985 in Toscana, con particolare riguardo alla bassa valle dell'Arno*, Rivista Geografica Italiana, XCIII, 437-447.
- RAPETTI F., VITTORINI S. (1989) – *Aspetti del clima nei versanti tirrenico e adriatico lungo l'allineamento Livorno-M. Cimone-Modena*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, memorie, ser. A, XCVI, 159-192.
- RAPETTI F., VITTORINI S. (1992) – *Gli estremi termici in Toscana dal 1929 al 1987*, Rivista Geografica Italiana, XCIX, 415-441.
- RAPETTI F., VITTORINI S. (2012) – *Note illustrative della carta climatica della Toscana*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, memorie, ser. A, CXVII-CXIX, 41-74.
- RAPETTI F., VITTORINI S. (2014) – *Gli anni freddi e umidi tra il primo e il secondo decennio dell'Ottocento a Camaiore (Stato di Lucca-Toscana) e le conseguenze sulle popolazioni e sull'ambiente*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, memorie, ser. A, CXXI, 79-98.
- REGIONE TOSCANA, CONSORZIO LAMMA, CORPO FORESTALE DELLO STATO, ACCADEMIA ITALIANA DI SCIENZE FORESTALI, DIPARTIMENTO GESAAF DELL'UNIVERSITÀ DI FIRENZE (2016) – *I danni da vento nelle foreste della Toscana, a seguito dell'evento del 5 marzo 2015*, Firenze.
- REGIONE TOSCANA, IRPET (2018) – *Rapporto delle Foreste in Toscana, 2016*, Arezzo, 1-158.
- REPETTI E. (1820) – *Sopra l'Alpe Apuana ed i Marmi di Carrara*, Badia Fiesolana, 1-231.
- SEVRUK B. (1996) – *Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements*, Atmospheric Research, XLII (1-4), 237-246.
- SNPA (2019) – *Rapporto ambiente SNPA – Report di Sistema 07 2019*, Roma, 1-345
- STEADMAN R.G. (1979) – *The assessment of sultriness. Part I: a temperature-humidity index based on human physiology and clothing science*, Journal of Applied Meteorology, XVIII, 861-873.
- TAIUTI M. (1984) – *La ghiacciaia del Granducato. Le Buche della Neve sul Monte Pania*. Studi Versiliesi, II, 105-108.
- TARGIONI TOZZETTI A. (1850) – *Brevi cenni sul freddo intenso e straordinario dell'inverno 1849-1850*, Atti Regia Accademia dei Georgofili, XXVIII, 235-247.
- TORRI D. (1979) – *Modello per la stima degli afflussi su un versante mediante misure standard di pioggia. Direzione e velocità del vento*, Annali Istituto Sperimentale Studio e Difesa Suolo, X, 225-233.
- TORRI D., D'EGIDIO G. (1979) – *Misura degli afflussi idrometeorici su un versante*, Annali Istituto Sperimentale Studio e Difesa Suolo, X, 211-223.
- VANNINI L. (1937) – *La pineta di Viareggio - Contributo storico e botanico*, Viareggio, 1-48.
- VERGARI D. (2019) – *Gli scritti sul bosco dei Georgofili di fine Settecento: l'evoluzione del dibattito scientifico e della percezione del paesaggio forestale*, Rivista di Storia dell'Agricoltura, LIX (2), 59-77.
- VITTORINI S. (1965) – *La valutazione quantitativa dell'erosione nei suoli argillosi pliocenici della Val d'Era*, in "Atti del XIX Congresso Geografico Italiano (A.Ge.I)", Como, 83-100.
- VITTORINI S. (1971) – *La degradazione in un campo sperimentale nelle argille plioceniche della Val d'Era (Toscana) e i suoi riflessi morfogenetici*, Rivista Geografica Italiana, LXXVIII (2), 3-30.
- VITTORINI S. (1972) – *Ricerche sul clima della Toscana in base all'evapotraspirazione potenziale e al bilancio idrico*, Rivista Geografica Italiana, LXXIX, 1-30.

