

FRANCO RAPETTI (\*)

TENDENZE ULTRACENTENARIE DEGLI ELEMENTI  
DEL BILANCIO IDRICO CLIMATICO DEL SUOLO  
PRESSO L'ABBZIA DI VALLOMBROSA IN RAPPORTO  
ALLA VEGETAZIONE PRESENTE  
(TOSCANA, ITALIA) (1872-2017)

(\*) Dipartimento Scienze della Terra, Università di Pisa; rapettifranco42@gmail.com

*Le serie meteorologiche ultracentenarie italiane mostrano, con poche eccezioni, l'aumento della temperatura dell'aria e la diminuzione delle precipitazioni. I dati termo pluviometrici raccolti presso l'Abbazia di Vallombrosa (955 metri l.m.m.) dal 1872 al 2017 confermano la tendenza negativa delle precipitazioni mentre indicano una sostanziale stabilità della temperatura, come effetto degli incrementi termici dell'inverno e della primavera appena prevalenti rispetto alle flessioni dell'estate e dell'autunno. Il lieve incremento delle temperature primaverili si correla alla produttività della vegetazione, riducendo di qualche unità il numero annuo di "giorni freddi" ( $T_{med} < 7,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), con riflessi positivi sulla crescita cellulare xilematica dopo la stasi invernale. Il perdurare delle attuali tendenze nel bacino del Mediterraneo Occidentale, mentre può avere effetti significativi nelle aree della Toscana già sottoposte a condizioni di siccità meteorologica e idrologica, come le isole dell'Arcipelago e la fascia costiera a Sud di Livorno, fino ad oggi ha determinato solo modesti effetti sull'aridità della media e alta montagna delle Alpi Apuane e dell'Appennino Tosco-Emiliano. I valori medi, i campi di variazione e le tendenze dei parametri del bilancio idrico (Thornthwaite, 1948) mostrano il lieve aumento dell'evapotraspirazione potenziale, il significativo decremento del surplus idrico e il debole incremento del deficit e, per conseguenza, la riduzione dell'Indice di umidità globale. Si discute delle ripercussioni di tali andamenti sulle specie arboree di elevate esigenze idriche presenti nella Foresta di Vallombrosa (Abete bianco, Faggio). Negli ultimi decenni (1980-2017), a causa del forte incremento delle temperature estive e nonostante una più bassa diminuzione tendenziale delle precipitazioni in questa stagione rispetto all'andamento generale, si riscontra una sensibile riduzione della quantità di acqua disponibile per le piante. Lo studio dei parametri climatici determinanti per il ciclo vitale delle piante arboree è reso incerto dall'attuale assetto fitogeografico della Toscana, profondamente modificato dagli interventi antropici degli ultimi secoli. L'individuazione di stazioni relitte e dei correlativi parametri climatici fornirebbe indicazioni per i tentativi di rinaturalizzazione degli ecosistemi degradati o modificati: la pecceta di Campolino ("pigelleto Chiarugi") nell'alta Valle del T. Sestaione soddisfa al primo requisito, ma non è dotata di una stazione meteorologica, mentre Boscolungo (Passo dell'Abetone, Pistoia), nelle immediate prossimità, offre una serie termo pluviometrica di sufficiente durata e affidabilità per intraprenderne lo studio.*

*Parole chiave:* tendenze termo pluviometriche; bilancio idrico; relazione clima-vegetazione; rinaturalizzazione foreste; Abbazia Vallombrosa; Italia.

*Key words:* temperature and rainfall trends; water balance; climate-vegetation relationship; forest renaturalisation; Vallombrosa Abbey; Italy.

*Citazione:* 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*, 74 (2): 93-113. <https://doi.org/10.4129/ifm.2019.2.02>

## 1. INTRODUZIONE

È riconosciuto che le prime misure meteorologiche della storia furono eseguite nel Monastero degli Angeli a Firenze<sup>1</sup> e presso l'Abbazia di Vallombrosa (Reggello, Firenze) pochi anni dopo la metà del Seicento. Le due stazioni, insieme ad altre fondate in Italia e all'estero, costituirono la rete sinottica “medicea”, voluta dal Granduca di Toscana Ferdinando II de' Medici e diretta, con il concorso degli accademici del Cimento, dal gesuita Luigi Antinori<sup>2</sup> (Cantù, 1984; Maracchi, 1991; Vergari, 2006). Mentre sono certe le date di inizio e di fine delle misure raccolte presso il Monastero degli Angeli a Firenze, rispettivamente il 15 dicembre 1654 e il 31 marzo 1670 (Archivio Meteorologico Centrale Italiano, 1858), permane qualche incertezza legata alle fonti circa il periodo di funzionamento della stazione di Vallombrosa<sup>3</sup> (Cantù e Narducci, 1967).

Presso l'Abbazia, dopo circa due secoli dalle osservazioni “medicee”, fu istituito il Regio Istituto Forestale di Vallombrosa<sup>4</sup>, che ebbe il compito della raccolta di dati meteorologici nell'ambiente forestale (Ministero Agricoltura, 5 gennaio 1870). Dal 1872 al 1970 l'Osservatorio offre una serie ininterrotta di misure, se si eccettuano alcune interruzioni, la più importante durante l'ultimo conflitto mondiale tra il 1944 e il 1947<sup>5</sup>. Nel 1928 il Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici installò una stazione meteorologica nel vivaio della Stazione Sperimentale per la Selvicoltura<sup>6</sup>, che ha proseguito la raccolta delle misure della temperatura dell'aria e delle precipitazioni totali fino al 1996 (Ufficio Idrografico dell'Arno di Pisa. *Annali Idrologici, Parte Prima*) (Fig. 1). Il catalogo termo pluviometrico è stato ricostruito con i dati riportati in appendice alla ricerca di Gandolfo e Sulli (1990), che copre il periodo 1872-1989; per gli anni seguenti sono state utilizzate le misure termo pluviometriche disponibili in rete nel sito del Settore Idrologico Regionale della Toscana (SIR).

---

<sup>1</sup> Vincenzo Antinori afferma: “da una accurata ispezione de' Manoscritti che non si può assicurare che queste Osservazioni siano state fatte in quel Monastero se no che dall'anno 1664 [...] ma certo in Firenze” (Archivio Meteorologico Centrale Italiano, 1858).

<sup>2</sup> Da quegli anni, e per il resto del Seicento, gli studi meteorologici in Italia subirono una stasi. Solo dai primi decenni del Settecento, per merito di alcune Istituzioni e di singoli studiosi, le osservazioni meteorologiche ripresero con vigore in molte città come, ad esempio, a Padova, Torino, Milano, Bologna, Roma, Palermo, Siena, Lucca.

<sup>3</sup> Le date di inizio e di fine delle misure “medicee” presso l'Abbazia di Vallombrosa sono controverse: secondo B. Paoloni, furono iniziate nel 1655, mentre G. Crestani (1931) le fa iniziare nel 1652. Gandolfo e Sulli, che in tempi recenti hanno potuto prendere visione diretta di una copia ottocentesca delle osservazioni “medicee” compilata da B. Tonelli nel 1886, attestano che gli anni di inizio e di fine delle misure furono rispettivamente il 1656 e il 1670.

<sup>4</sup> Il primo direttore dell'Istituto Forestale di Vallombrosa fu Adolfo Bérenger (1815-1895), che tenne la direzione dal 1869 al 1877.

<sup>5</sup> I dati termici e pluviometrici mancanti tra il 1944 e il 1947 sono stati ottenuti da una interpolazione con i corrispondenti valori rilevati presso l'Osservatorio Ximeniano di Firenze (Gandolfo e Sulli, 1990). In particolare è molto incerto il dato pluviometrico del 1945 (valore minimo della serie di Vallombrosa), anche se confortato dai valori annui delle stazioni ultracentenarie della Toscana prossime a Vallombrosa, quali Firenze Ximeniano, Firenze Reparto Idrografico, Prato, Arezzo (Rapetti e Vittorini, 1991).

<sup>6</sup> La prima sede dell'Istituto Forestale del Regno d'Italia fu istituita nel 1870 in località Paterno, non distante da Firenze. In quel luogo fu impiantato un arboreto costituito da circa 230 specie; nel 1884, in seguito all'alienazione di quell'area demaniale, l'arboreto fu trasferito presso l'Abbazia di Vallombrosa.

La ricerca si pone l'obiettivo di definire i valori e gli andamenti del clima presso l'Abbazia dal 1872 al 2017, da correlare alla presenza di alcune specie arboree presenti nella Foresta di Vallombrosa (Castagno, Abete bianco, Faggio), per istituire un confronto con altri settori montani della Toscana e definirne il campo dei valori climatici (Vittorini, 1972) idonei al compimento del ciclo vitale. Questo studio trova ostacolo nell'attuale assetto fitogeografico della Toscana, profondamente modificato dagli interventi antropici degli ultimi secoli: una stazione forestale relictuale, come la pecceta di Campolino ("pigelletto Chiarugi") (Chiarugi 1935; 1936), posta nell'alta valle del Torrente Sestaione (Comune dell'Abetone)<sup>7</sup>, ha le caratteristiche per intraprendere l'indagine, tuttavia in quell'area non sono presenti stazioni meteorologiche. I risultati di una tale ricerca potrebbero orientare il restauro ecologico (*ecological restoration*) della media e alta montagna della Toscana (Nocentini, 2000).



Figura 1 - Stazione meteorologica dell'Abbazia di Vallombrosa, nell'area del Centro Ricerca Selvicoltura di Arezzo (Settore Idrologico della Toscana) (foto F. Rapetti, 2019).

## 2. ANALISI DI OMOGENEITÀ DELLA SERIE TERMO PLUVIOMETRICA

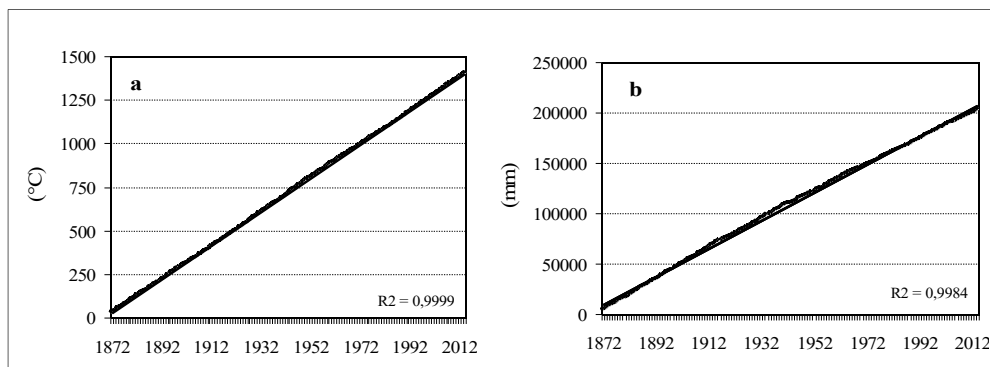
La ricostruzione del catalogo termo pluviometrico ultracentenario dell'Abbazia di Vallombrosa presenta le incertezze tipiche di tutte le serie ultracentenarie, a causa dei cambiamenti subiti nel tempo dagli strumenti di misura e dai criteri di acquisizione dei dati. Ai fini dello studio delle tendenze climatiche di lungo periodo è richiesto perciò che i dati di osservazione posseggano il requisito dell'*omogeneità non climatica* (Cortemiglia, 2002). La verifica di tale condizione è stata condotta con i diagrammi cumulativi dei valori medi annui delle temperature e delle precipita-

---

<sup>7</sup> La Riserva Naturale Orientata di Campolino copre un'area di circa 98 ha (Comune dell'Abetone - PT) e si estende sul versante destro dell'alta Valle del Torrente Sestaione come formazione continua tra quota 1442 (Lago del Greppo) e 1730 metri l.m.m. Fu istituita tra il 1971 e il 1972 al fine di preservare la pecceta relictuale, eccezionale testimonianza postglaciale würmiana (Chiarugi, 1935; 1936).

zioni in funzione del tempo (Searcy e Hardinson, 1960; Ven Te Chow, 1964; Guggino Picone e Gramignani, 1966; Arléry *et al.*, 1973). La soddisfacente sovrapposizione delle curve cumulate con le rispettive rette di regressione lineare indica l'omogeneità non climatica dei dati di osservazione (Fig. 2a, b).

Figura 2 a, b - Vallombrosa (1872-2017): curve cumulate e relative rette di regressione lineare delle temperature medie annue dell'aria (a) e delle precipitazioni totali annue (b) in funzione del tempo.



### 3. IL CONTESTO GEOLOGICO E PEDOLOGICO

La dorsale del Pratomagno, che culmina nella Croce del Pratomagno a 1592 metri l.m.m., separa i bacini fluvio-lacustri del Valdarno e del Casentino, due classici bacini intermontani dell'Appennino Settentrionale. Da un punto di vista tettonico e stratigrafico il rilievo è costituito da una struttura monoclinale inclinata immergente a NE, nota come monoclinale del Pratomagno. Il lato occidentale, verso il Valdarno, presenta versanti più acclivi del lato orientale, seppure interrotti da alcuni ripiani, costituiti da una struttura a blocchi, segmentati da un sistema di faglie che si sono prodotte durante il sollevamento della dorsale, con un rigetto totale di almeno 2000 metri rispetto alla depressione del Valdarno. Questo bacino, come gli altri bacini intermontani dell'Appennino Toscano, è il risultato di un lungo periodo di tettonica estensionale, che è seguita alle fasi compressive generatrici dell'orogeno appenninico sin dal Medio-Tardo Miocene. Recentemente lo studio delle fasi tettoniche che hanno dislocato l'area si è complicato perché vengono riconosciute fasi compressionali intermittenti alla grande fase estensionale, anche se le prime non infirmano il quadro prima delineato del ruolo della distensione crostale che ha dato origine alla catena appenninica. Le sequenze sedimentarie del Pratomagno sono costituite dalle formazioni torbiditiche terrigene dell'Unità Tettonica Monte Cervarola-Monte Falterona (Foglio 276 della Carta Geologica d'Italia: Figline Valdarno). Sopra una poco consistente sequenza marnoso-argillosa-calcareo paleogenica conosciuta come Scisti Varicolori, è presente una formazione prevalentemente arenacea, le Arenarie del Falterona, che affiorano estesamente con torbiditi arenacee medio-grossolane, in banchi di notevole potenza, con un infittimento verso l'alto di sottili strati siltoso-marnosi e di argilliti nere. La potente formazione, che raggiunge uno spessore

fino a 1500 metri, nello spazio di 200 metri passa alle sovrastanti Arenarie del M. Cervarola, un'alternanza regolare di arenarie torbiditiche fini e marne siltose, che presentano generalmente spessori modesti, salvo l'intercalazione di torbiditi arenacee di qualche metro di spessore. Anche questa formazione è potente quanto le sottostanti Arenarie del M. Falterona, la cui sedimentazione va ricondotta all'Aquitano-Langhiano. In evidente relazione fra il sollevamento del Pratomagno e le fasi estensionali che hanno modellato i bacini intermontani è il parziale riempimento di questi ultimi con sedimenti continentali, dovuti alla demolizione dei rilievi contermini per erosione subaerea. Nel versante sud-occidentale l'elemento morfologico tipico è la conoide di Loro Ciuffenna: si tratta di un grande accumulo di conglomerati fluviali del torrente Loro (che sboccava già allora nell'ampia valle intermontana del Valdarno di Sopra), che si presenta come una grande superficie pianeggiante, ma incisa dallo stesso torrente Loro allorché il Pratomagno aumentava la propria energia del rilievo con successivi innalzamenti. Fronti di accavallamento delle unità tettoniche, rilievi orogenici, faglie e bacini intermontani caratterizzano questa parte dell'Appennino dando origine ad una morfologia varia e articolata.

Il suolo derivato dalle formazioni arenacee, prevalentemente dovuto a processi di alterazione in ambiente umido, pur avendo proprietà e caratteri diversi secondo la natura chimica della frazione granulare, sabbiosa, pelitica e argillosa e del cemento delle rocce madri, presenta una reazione da sub-acida a acida. Il materiale sabbioso quarzoso si mescola a derivati da strati marnosi intercalati alle arenarie, così da formare un impasto discretamente ricco di minerali argillosi, che nel complesso conferiscono al suolo buone attitudini agronomiche.

#### 4. IL CONTESTO CLIMATICO

Il crinale e i versanti tirrenici dell'Appennino Settentrionale sono interessati da venti che in gran parte dell'anno raggiungono velocità molto elevate, con effetti non trascurabili sulla vegetazione (Piussi, 1994; Rapetti, 1997) e sulla distribuzione delle piogge sui versanti secondo l'orientamento cardinale (Panicucci 1966, Rapetti e Vittorini, 1972; Torri, D'Egidio, 1979). Nell'ambiente forestale i venti di bassa intensità rendono più attivo il ciclo biologico delle piante per gli effetti sulla traspirazione fogliare<sup>8</sup> e l'approvvigionamento del diossido di carbonio ed anche per una più efficiente impollinazione anemofila; i venti di forte intensità sono invece estremamente pericolosi per i danni meccanici che possono arrecare alle strutture arboree, fino allo schianto di rami e fusti e allo sradicamento, come occorso per la tempesta di vento che ha investito la Foresta di Vallombrosa il 5 marzo 2015<sup>9</sup>.

---

<sup>8</sup> Un faggio del diametro di 40 cm ha una superficie fogliare di circa 300 m<sup>2</sup> e può traspirare da 360 a 720 dm<sup>3</sup> di acqua in 12 ore, ossia da 57×10<sup>3</sup> a 114×10<sup>3</sup> dm<sup>3</sup> di acqua nel corso di una stagione di accrescimento.

<sup>9</sup> Il 5 marzo 2015 le raffiche più intense raggiunsero 33,3 m/s a Stia Monte, 39,3 m/s a Subbiano e 25,3 m/s a Loro Ciuffenna. I danni provocati al patrimonio boschivo della Foresta di Vallombrosa furono discussi

Lo studio della ventosità del Pratomagno è stato condotto sulla base dei dati raccolti nelle stazioni aretine di Stia Monte-Pratovecchio (836 metri l.m.m.), Montecchiesse-Subbiano (585 metri l.m.m.) e Pratomagno-Loro Ciuffenna (695 metri l.m.m.) (Settore Idrologico Regionale della Toscana) (Fig. 3). La Valle del Casentino è aperta ai venti da Maestrale a da Scirocco: a Stia Monte (2010-2018) il vento dominante ha spirato da Maestrale, con la velocità media di 2,0 m/s e raffiche fino a 58,8 m/s (13 novembre 2017); a Subbiano (2015-2018) il vento prevalente è stato da Levante con velocità media di 2,9 m/s e raffiche fino a 39,3 m/s (5 marzo 2015); a Loro Ciuffenna (2010-2018) le direzioni prevalenti hanno riguardato i quadranti occidentali con la velocità media di 1,4 m/s e raffiche fino a 59,9 m/s (1 marzo 2018). In questo settore appenninico, come in altri ambiti montani del Paese, dal 2015 è in atto un sensibile aumento delle tempeste di vento, che hanno arrecato gravi danni alle strutture civili e al patrimonio e forestale<sup>10</sup>.

Il Pratomagno è interessato da una piovosità molto elevata, inferiore in Toscana solo a quella che investe le Alpi Apuane e l'alta Val di Lima (Rapetti e Vittorini, 2013). Le perturbazioni provenienti da Libeccio hanno un accesso relativamente agevole alla dorsale, poiché attraversano l'ampia area pianiziale e collinare della Toscana a sud dell'Arno, appena interferite dalla presenza delle Colline Metallifere, tuttavia troppo distanti e isolate per influire in modo sensibile sulla piovosità del Pratomagno; più significativa, per la breve distanza (circa 25 km), è la presenza dei Monti del Chianti, sui quali si scarica una frazione consistente dell'umidità associata alle perturbazioni dirette verso l'Appennino.

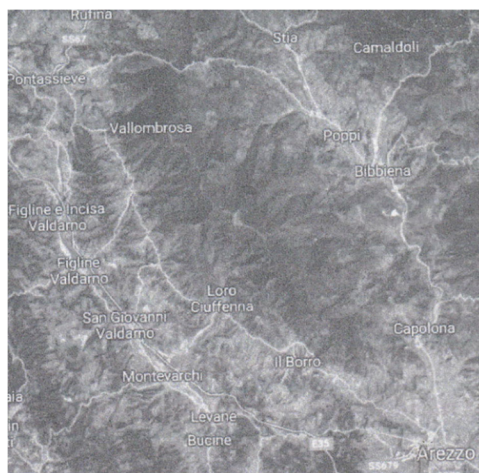


Figura 3 - Vallombrosa nel Pratomagno, tra il Valdarno Superiore e il Casentino.

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) tenutosi a Firenze il 4 luglio 2016.

<sup>10</sup> Tali tempeste di vento hanno interessato anche altre aree del Paese: il Trentino e l'Alto Adige, tra il 27 e il 30 ottobre 2018, sono stati colpiti dal ciclone "Vaia", che ha generato un campo di vento da Scirocco straordinariamente intenso, con raffiche maggiori di 55 m/s. L'evento meteorologico, che ha pochi precedenti nell'ultimo cinquantennio, ha provocato gravissimi danni al patrimonio forestale del Nord-Est d'Italia, con la distruzione di decine di migliaia di alberi, per un volume stimato di 8,6 milioni di metri cubi di legname.

## 5. IL CONTESTO VEGETAZIONALE

Nella foresta del Pratomagno, tra i 470 metri l.m.m. del piano inferiore ai 1.440 metri l.m.m. del piano superiore della Riserva, sono presenti sei tipologie fisionomiche di boschi: faggete, castagneti, boschi misti di latifoglie, boschi misti di latifoglie e conifere, impianti puri artificiali di conifere, impianti sperimentali di specie esotiche. Tra 470 e 800 metri l.m.m. predominano i castagneti e i boschi misti di latifoglie; tra 600 e 1.000 metri l.m.m. l' Abete bianco, sia allo stato puro, sia compresente al Castagno e al Faggio, rispettivamente alle quote inferiori e superiori della Riserva; nel piano superiore (800-1.440 metri l.m.m.) domina la faggeta pura con la presenza di abetine di impianto artificiale (C.F.S. - Piano per la R.S.N. di Vallombrosa, 2011).

## 6. ANDAMENTO DELLA TEMPERATURA DELL'ARIA E DELLE PRECIPITAZIONI TOTALI

### 6.1 *Temperatura dell'aria*

La temperatura media annua dell'aria è stata di 9,7 °C (campo di variazione: 8,3 °C, 1980; 11,3 °C, 1872). Il regime annuo mostra il minimo in gennaio (1,9 °C) e i massimi in luglio e in agosto (18,5 °C) (Tab. 1; Fig. 4a).

*Tabella 1* - Vallombrosa (1872-2017): campo di variazione delle temperature medie mensili e annue (°C) e valori medi.

Valori	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
T <sub>min</sub>	-2,5	-3,5	0,5	4,5	8,0	11,9	14,9	14,7	10,8	5,9	3,5	-2,3	8,3
data	1942	1956	1983	1903	1902	1884	1980	1976	1912	1974	1912	1940	1980
T <sub>max</sub>	5,1	5,9	9,4	11,4	16,5	20,1	22,5	22,6	18,9	13,6	9,9	6,1	11,3
data	1936	1926	1938	1961	1920	2003	1928	2003	1985	1921	1926	1932	1872
T <sub>med</sub> (1872-	1,9	2,4	4,7	7,8	11,9	15,5	18,5	18,5	15,1	10,8	6,3	3,1	9,7

I valori termici medi da gennaio a luglio sono stati minori rispetto a quelli da luglio a dicembre (Tab. 1); tale andamento, definito da Keller (1947) come “regime di tipo zero”, denota il carattere “marittimo” della Toscana<sup>11</sup>, dalla fascia costiera alle aree interne appenniniche. Secondo la classificazione dei climi di Köppen (Köppen e Geiger, 1936; Pinna, 1970) il clima termico di Vallombrosa rientra in prima approssimazione nel tipo “temperato fresco”<sup>12</sup>.

Il numero di mesi all'anno con temperatura media dell'aria minore o maggiore di fissati valori (anno termico) è di rilevante interesse fitogeografico e fenologico,

<sup>11</sup> In Italia, oltre al regime di tipo zero, sono presenti i tipi 2, 3 e 4: nel regime di “tipo 2” febbraio è più caldo di dicembre; nel regime di “tipo 3” marzo è più caldo di novembre; nel regime di “tipo 4” aprile è più caldo di ottobre (Gazzolo e Pinna, 1969).

<sup>12</sup> *Clima temperato-fresco* di altitudine: T<sub>med</sub> annua compresa tra 6,0° e 9,9 °C; T<sub>med</sub> del mese più freddo tra 0,0 e -3,0 °C, T<sub>med</sub> del mese più caldo tra 15,0 e 19,9 °C, escursione termica annua tra 18,0 e 20,0 °C (Pinna, 1970).

come d'interesse sono le date di passaggio della temperatura sopra o sotto tale valore (Pinna, 1969). Ricerche condotte presso le *treeline*<sup>13</sup> (Grace, 1989; Schmitt *et al.*, 2004; Rossi e Deslauriers, 2007) dei massicci montuosi di varie aree del globo dimostrano che l'accrescimento cambiale, in combinazione con il fotoperiodo, è attivo quando la temperatura dell'aria supera determinati valori di soglia, con qualche differenza in relazione alle specie arboree considerate. Secondo Rossi e Deslauriers (2007) la crescita cellulare xilematica verrebbe inibita o limitata da temperature inferiori a 6-8 °C. Presso l'Abbazia di Vallombrosa, fissato il valore di soglia di 7,0 °C, si sono registrati cinque “mesi freddi”<sup>14</sup>, che sono iniziati intorno alla prima decade di novembre e terminati nella prima decade di aprile; alla scala giornaliera il numero di “giorni freddi” ha oscillato tra 150 giorni (1887, 1974) e 270 giorni (1938, 1948, 1994, 1997, 2012), con una tendenza di sostanziale stabilità.

L'andamento della temperatura media annua è pressoché stabile, con tre consistenti oscillazioni della durata rispettivamente di 75 anni, di 52 anni e di 17 anni e punti di massimo nel 1872 (11,3 °C), nel 1949 (11,1 °C), nel 2000 (11,0 °C) e di minimo nel 1909 (8,7 °C) e nel 1980 (8,3 °C) (Fig. 5a). Le tendenze stagionali indicano il lieve aumento delle temperature dell'inverno e quello più consistente della primavera, mentre si osserva la lievissima flessione termica dell'estate e dell'inizio dell'autunno. Di particolare interesse botanico sono i valori e le tendenze delle temperature dell'estate, quando nella media e alta montagna appenninica il ciclo biologico delle piante è più attivo: dopo una fase di sensibile riduzione tendenziale iniziata nel 1945 e conclusasi nel 1979, dal 1980 al 2017 si assiste al forte aumento dei valori termici di questa stagione, che hanno il punto di culminazione della serie di Vallombrosa nel 2003, quando si verificarono 42 giorni con  $T > 25$  °C e 10 giorni con  $T > 30$  °C; la  $T_{\max} = 32,4$  °C (7 agosto) e la  $T_{\text{med}} = 21,2$  °C (Fig. 5 c).

## 6.2 Precipitazioni totali

Le precipitazioni totali medie annue del periodo sono state di 1.399,1 mm (648,3 mm, 1945; 2.094,1 mm, 1915), cui corrisponde il “modulo pluviometrico estremo” di 3,23, caratteristico delle province climatiche di media variabilità pluviometrica (Réménéieras, 1959).

Il regime annuo, di tipo bimodale, ha presentato il massimo principale in novembre (167,6 mm), il massimo secondario in aprile (137,9 mm) e il minimo in luglio (52,3 mm) (Tab. 2; Fig. 3b). Il regime stagionale ultracentenario ha mo-

<sup>13</sup> *Treeline*: “linea immaginaria che connette i gruppi isolati di alberi (con fusti eretti di almeno tre metri di altezza) situati nel limite altitudinale o latitudinale della loro distribuzione potenziale. Nei massicci montuosi italiani questa linea delimita una fascia ecotonale compresa fra il bosco denso subalpino e le praterie di alta quota” (Rossi e Deslauriers, 2007).

<sup>14</sup> In questa ricerca si definisce “mese freddo” quello con la temperatura media dell'aria inferiore a 7,0 °C: a Vallombrosa si sono registrati 5 mesi freddi nel 57,4% degli anni, 4 mesi nel 24,0% degli anni, 6 mesi nel 19,9% degli anni; si sono inoltre registrati 5 anni con 3 mesi freddi e 2 anni con 7 mesi freddi.



Tabella 2 - Vallombrosa (1872-2017): campo di variazione delle precipitazioni totali mensili e annue (mm) e valori medi.

Valori	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
P <sub>min</sub>	4,1	1,9	0,0	9,2	7,4	2,4	0,0	0,0	0,0	8,2	7,2	6,4	648,3
data	1880	1949	1948	2007	1979	1952	1880	1903/6	1895	1965	1924	2015	1945
P <sub>max</sub>	367,2	345,4	321,9	452,6	351,5	289,0	172,6	301,7	405,8	648,2	483,7	409,5	2.094,1
data	1948	2016	1901	1879	1939	1884	1932	1896	1996	1992	1905	1901	1915
P <sub>med (1872-2017)</sub>	109,1	105,2	119,2	137,9	128,3	99,4	52,3	64,8	110,5	161,5	167,9	142,9	1399,1

strato il massimo in autunno (440,1 mm, 31,5%), seguito dalla primavera (385,4 mm, 27,5%), dall'inverno (357,2 mm, 25,5%) e dall'estate (216,5 mm, 15,5%), corrispondente al tipo "sublitoraneo" (*APIE*) (Pinna e Vittorini, 1985). Nella serie ultracentenaria si sono verificati diciassette regimi diversi, alcuni estremamente rari, come i tipi *EIPA* (1884), *PELA* (1908), *LAEP* (1909) e *IEPA* (1968), mentre le frequenze più elevate sono spettate ai tipi *APIE* ("sublitoraneo") e *AIPE* ("sub mediterraneo"), occorsi rispettivamente in 28 e 22 anni. Il massimo principale in estate, caratteristico dei regimi continentali, si è verificato solo nel 1884, per le cospicue piogge di giugno (289,0 mm), mentre il massimo secondario estivo si è avuto in 7 anni<sup>15</sup>.

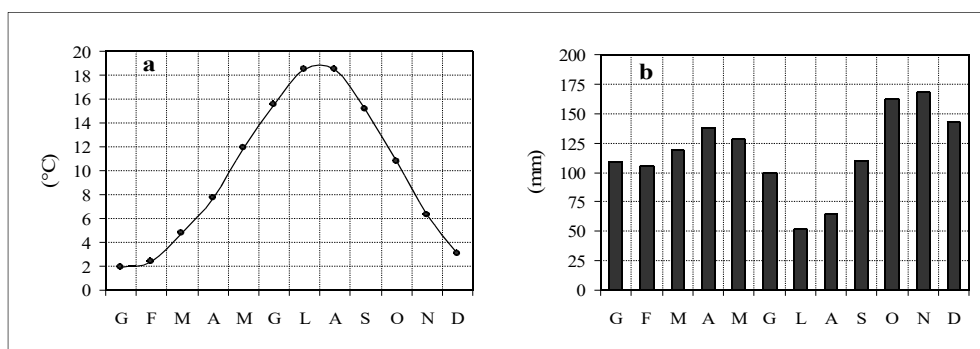


Figura 4a, b - Vallombrosa (1872-2017): regime annuo della temperatura dell'aria (a) e delle precipitazioni totali (b).

La tendenza delle precipitazioni annue indica un decremento regolare (22 mm/10 anni), con moderate oscillazioni intorno alla retta di regressione (fig. 5b), imputabile principalmente alle flessioni dei mesi della primavera e dell'estate. Le precipitazioni estive, essenziali per il mantenimento dell'umidità del suolo, a

<sup>15</sup> Secondo questo sistema di classificazione, le possibili combinazioni dei regimi pluviometrici stagionali sono ventiquattro, che si ottengono dalla permutazione delle iniziali delle stagioni: EAPI, EPAI, EPIA, EAIP, AEPI, AEIP, PAEI, PEAI, APEI, EIAP, EIPA, PELI, PAIE, PIEA, PIAE, APIE, AIPE, AIEP, IAPE, IAEP, IPAE, IPEA, IEAP, IEPA (Pinna e Vittorini, 1985).

fronte del valore medio di 216,5 mm (29,9 mm, 1879; 521,4 mm, 1896) e alla diminuzione tendenziale di 11 mm/10 anni (fig. 5 d), dal 1980 al 2017, hanno ridotto la flessione (6 mm/10 anni), causa le notevoli piogge del 1989 (323,0 mm), 1992 (312,6 mm) e 2002 (385,2 mm) (Fig. 5 d).

In Toscana i periodi annui più lunghi con assenza di pioggia ( $P_{\text{gior.}} < 1,0$  mm/giorno) si sono protratti fino a 150 giorni nelle isole minori dell'Arcipelago, mentre nell'Appennino Tosco-Emiliano non hanno superato 40-60 giorni (Min.LL.PP., 1967).

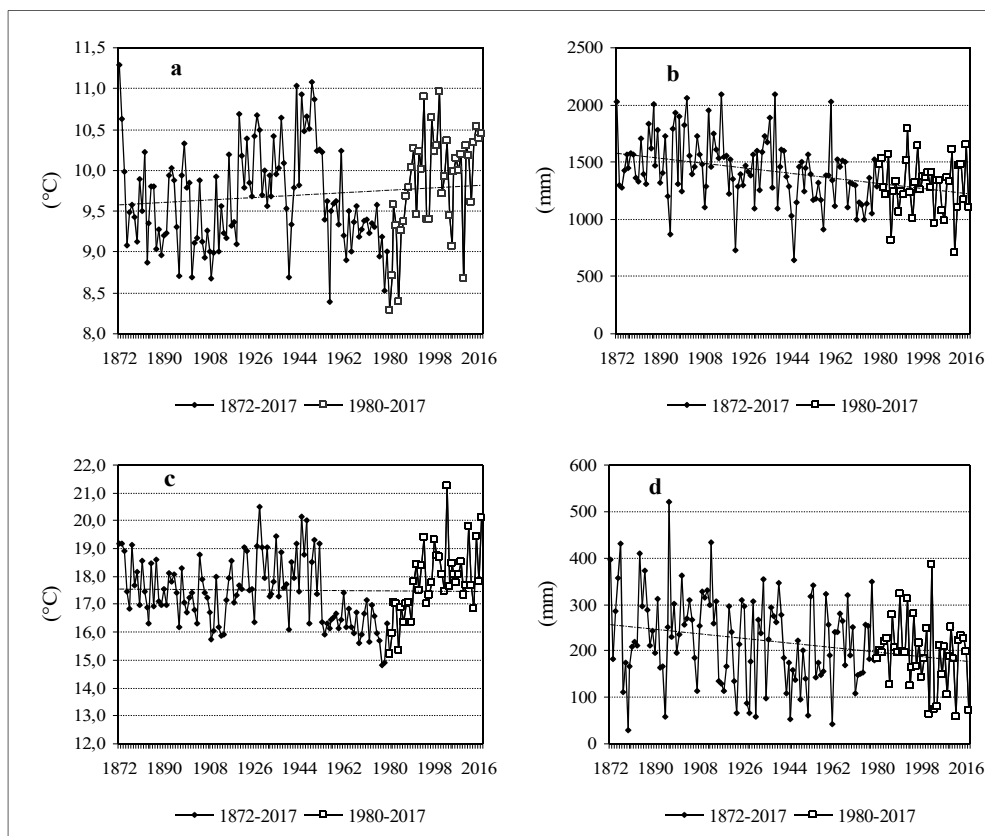


Figura 5a, b, c, d - Vallombrosa: andamento della temperatura dell'aria e delle precipitazioni totali (1872-2017) (a, b) e dell'estate (1980-2017) (c, d).

## 7. BILANCIO IDRICO CLIMATICO DEL SUOLO

La relazione tra il clima e la distribuzione delle formazioni vegetali è stata indagata fino dall'antichità classica. Lo studio razionale del problema è stato tuttavia affrontato in tempi relativamente recenti da A. von Humboldt (1769-1859), come risultato delle ricerche fatte dallo studioso germanico nel corso di numerose spedizioni scientifiche in molte parti del mondo. Egli, osservando la vegetazione dei Paesi che aveva visitato sulle due sponde dell'Atlantico, aveva ricercato le “leggi

fisiche” che potessero spiegare le differenze osservate<sup>16</sup>. Tra la fine dell'Ottocento e i primi decenni del Novecento gli studi climatici si svilupparono secondo una modalità separativa, ovvero le indagini dei due principali elementi del clima, la temperatura dell'aria e le piogge, furono condotte in modo indipendente. I primi tentativi di considerare l'interazione tra i due elementi, anche per comprendere il ruolo del clima nella distribuzione geografica delle flore, risalgono alla elaborazione di alcuni indici, come quelli di de Martonne (1941), di Bagnouls e Gausson (1957) e di Köppen (1936). Negli stessi anni furono sviluppati sistemi di classificazione climatica più completi: tra questi il sistema di Thornthwaite (1948), che nasce dalle esperienze dell'autore nel campo della idrologia delle piante coltivate. Negli anni successivi, con il contributo di altri autori, questo sistema venne utilizzato nel campo della classificazione dei climi e della distribuzione della vegetazione.

Tra i sistemi proposti per la stima delle condizioni di aridità o di umidità del suolo, in questo studio è stato applicato il metodo di C.W. Thornthwaite (Thornthwaite, 1948; Thornthwaite e Mather, 1957)<sup>17</sup>. Il climatologo statunitense, dopo aver definito il concetto di evapotraspirazione potenziale, pone a confronto le entrate (afflussi idrometeorici) e le uscite di acqua dal suolo, dovute al fenomeno fisico-biologico della evapotraspirazione (Thornthwaite e Carter, 1958). Il bilancio idrico è espresso dalla equazione idrologica fondamentale:

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

(P: precipitazioni, E: evapotraspirazione,  $\Delta R$ : variazione della riserva idrica del suolo, D: deflusso).

### 7.1 Evapotraspirazione potenziale e reale

A Vallombrosa, l'evapotraspirazione potenziale (*thermal efficiency*) (EP), definita come la quantità di acqua che evapora dal suolo e che traspira dagli apparati fogliari di una copertura vegetale densa in uno stato di vita attiva, i cui bisogni idrici sono completamente soddisfatti (“capacità di campo”), ha avuto il valore medio di 627,8 mm (578,7 mm, 1980; 678,3 mm, 1872), con il regime annuo di 6,7 mm in gennaio e 118,5 mm in luglio (fig. 6 a), mentre il valore medio dell'estate è stato di 325,1 mm (282,2 mm, 1977; 392,4 mm, 2003). L'evapotraspirazione reale (*actual evapotranspiration*) media annua (AE)<sup>18</sup> è stata di 571,0 mm (424,8 mm, 2003; 677,1 mm, 1872)<sup>19</sup>.

<sup>16</sup> Humboldt avvertì per primo la necessità di fondare le basi della scienza del clima attraverso studi sulla distribuzione della temperatura dell'aria, costruendo nel 1817 la prima carta a linee isoterme.

<sup>17</sup> Indici fisicamente basati per la stima dell'evapotraspirazione potenziale in campo agronomico, sono, ad esempio, quello di Penman (1948).

<sup>18</sup> L'evapotraspirazione reale rappresenta l'effettiva quantità di acqua che è trasformata in vapore dal complesso dei fattori atmosferici e dalla vegetazione, in relazione alla quantità di acqua del suolo disponibile per la vegetazione.

<sup>19</sup> Tra i metodi indiretti per la determinazione dell'evapotraspirazione reale annua (AE) si ricorda quello proposto da L. Turc (1954):  $AE = P / (0,9 + P^2/L^2)^{1/2}$ , dove T è la temperatura media annua (°C), P le precipitazioni annue (mm),  $L = 300 + 25T + 0,05T^3$ . A Vallombrosa i valori annui dell'AE (Turc) sono inferiori del 5,2% rispetto a quelli determinati con il metodo Thornthwaite.

La tendenza dell'EP è debolmente positiva, al contrario di quella dell'AE, sensibilmente negativa a causa della progressiva lieve riduzione del contenuto idrico del suolo, conseguente alla diminuzione tendenziale delle precipitazioni. Nell'andamento dell'EP sono presenti alcune fluttuazioni, la più importante, di segno positivo, tra il 1909 e il 1945, seguita da una flessione tra il 1945 e il 1980. Negli ultimi decenni si sono alternate, in rapida successione da un anno all'altro, variazioni anche di notevole intensità: dai 597 mm del 2010 ai 667,9 mm del 2003 (fig. 6b).

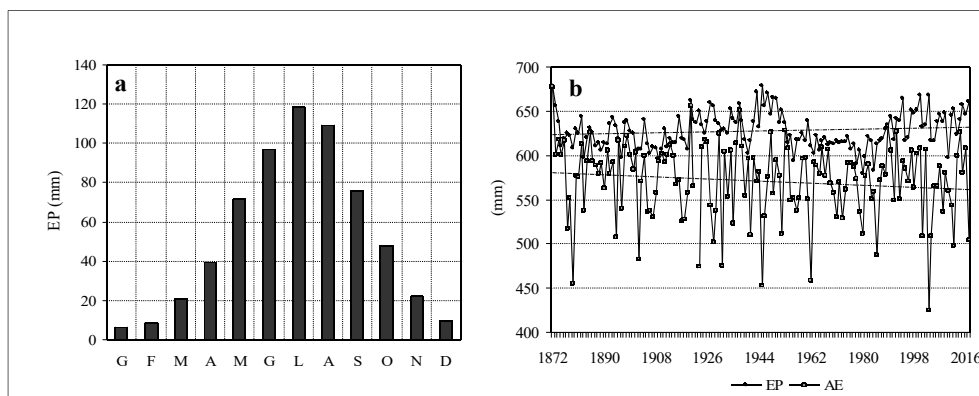


Figura 6a, b - Vallombrosa (1872-2017): regime annuo dell'evapotraspirazione potenziale (a); andamento dell'EP e dell'AE (b).

## 7.2 Concentrazione estiva dell'efficienza termica

La concentrazione estiva dell'efficienza termica ( $CEET = EP_{estiva} / EP_{annua} \times 100$ ) (Pinna, 1977) aumenta con la latitudine per motivi astronomici, dai valori teorici del 25% all'equatore, al 50% alle medie latitudini, al 100% delle regioni polari; le condizioni geografiche e meteorologiche locali possono tuttavia determinare deviazioni molto consistenti rispetto ai valori teorici. A Vallombrosa il valore medio è stato di 51,7 unità (45,5 unità, 1948; 58,8 unità, 2003). Nel complesso la tendenza del parametro è debolmente negativa, pure con fluttuazioni ben delineate: la prima, negativa, che si è manifestata tra il 1872 e il 1977 e la seconda, decisamente positiva, da quest'ultimo anno al 2003, quando si è verificata l'estate più calda dall'inizio delle osservazioni (58,8) (Rapetti, 1998) (Fig. 7). In generale i valori bassi dell'efficienza termica estiva denotano periodi di clima più "marittimo", al contrario dei valori elevati che invece sono indicativi di fasi più "continentali". Nella classificazione di Thornthwaite questo indice fornisce una ulteriore specificazione dei climi locali<sup>20</sup>.

<sup>20</sup> Campo di variazione della CEET presso l'Abbazia di Vallombrosa: < 48 (a); 48,0-51,9 (b<sub>4</sub>); 51,9-56,3 (b<sub>3</sub>); 56,3-61,6 (b<sub>2</sub>); 61,6-68,0 (b<sub>1</sub>); 60,0-76,3 (c<sub>2</sub>); 76,3-88,0 (c<sub>1</sub>); > 88 (d). Vallombrosa ricade nei sottotipi a' (CEET < 48), b<sub>4</sub>' (48,0-51,9), b<sub>3</sub>' (51,9-56,3), b<sub>2</sub>' (56,3-61,6).

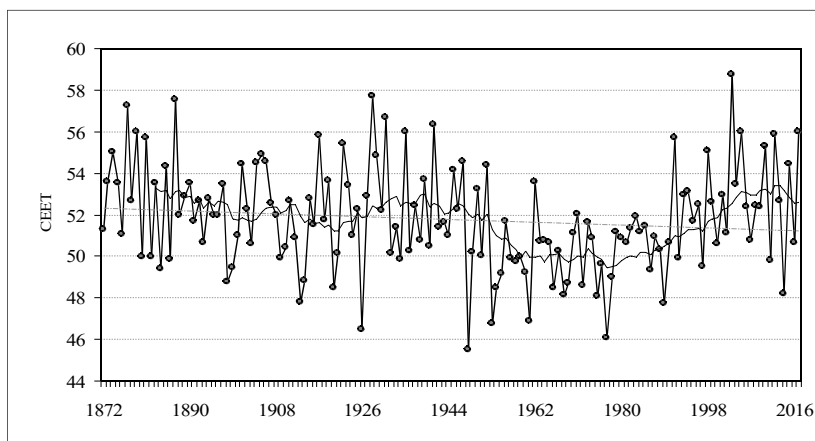


Figura 7 - Vallombrosa (1872-2017): andamento della concentrazione estiva dell'efficienza termica (CEET).

### 7.3. Deficit idrico e surplus idrico

Il deficit idrico ( $D = EP - AE$ )<sup>21</sup> è stato 56,7 mm (1,0 mm, 1901; 233,1 mm, 2003). Il surplus (S) è presente quando la riserva idrica del suolo raggiunge il valore massimo ("capacità di campo") e  $P > EP$ ; in queste condizioni  $S = P - EP$ : il valore medio è stato di 820,2 mm (161,5 mm, 2011; 1526,3 mm 1915). Le tendenze ultracentenarie del deficit idrico e del surplus hanno andamenti convergenti, poiché il deficit mostra la debole crescita di 2 mm/10 anni, contro la consistente riduzione del surplus di 22 mm/10 anni (Fig. 8), da imputare principalmente alla diminuzione delle precipitazioni.

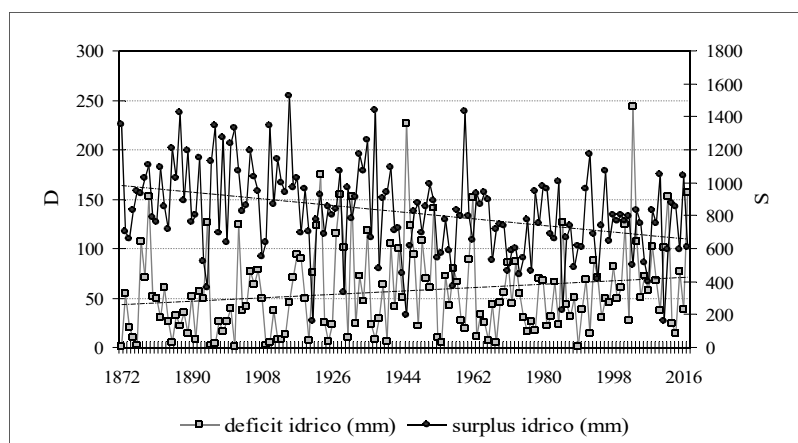


Figura 8 - Vallombrosa (1872-2017): andamento del deficit (D) e del surplus (S).

<sup>21</sup> L'evapotraspirazione reale (AE) deriva dalla relazione mensile tra le piogge (P), l'evapotraspirazione potenziale (EP) e il contenuto idrico del suolo (ST): nei mesi nei quali  $P > EP$  la AE è uguale alla EP; nei mesi nei quali  $P < EP$  la AE è uguale a  $P + C.ST$  (variazione negativa del contenuto del suolo).

#### 7.4 Indice di umidità globale

Il principale parametro della classificazione dei climi di Thornthwaite è l'Indice di umidità globale (*moisture index*) ( $I_m = (S-D)/EP \times 100$ ), che ha avuto il valore medio di 122,8 unità (-4,4 unità, 1945; 241,1 unità, 1915)<sup>22</sup>. Dal 1872 si sono verificati 7 anni con  $I_m > 200$  (A<sub>2</sub>), 95 anni con  $200 > I_m > 100$  (A<sub>1</sub>), 21 anni con  $100 \geq I_m > 80$  (B<sub>4</sub>), 13 anni tra  $80 \geq I_m > 60$  (B<sub>3</sub>), 4 anni tra  $60 \geq I_m > 40$  (B<sub>2</sub>), 2 anni tra  $40 \geq I_m > 20$  (B<sub>1</sub>), 3 anni tra  $20 \geq I_m > 0$  (C<sub>2</sub>) e 1 anno tra  $0 \geq I_m > -20$  (C<sub>2</sub>). La tendenza ultracentenaria dell' $I_m$  è negativa (4 unità/10 anni), con oscillazioni di segno negativo e positivo, la cui intensità tende ad attenuarsi nel tempo, soprattutto dall'inizio degli anni Ottanta del secolo scorso ad oggi. Nell'anno 2000 la retta della tendenza interseca il valore 100, che discrimina i climi perumidi (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>) da quelli umidi (B<sub>4</sub>, B<sub>3</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>) (Fig. 9). Di interesse, al fine di un confronto tra sistemi di classificazione diversi, è l'andamento dell'Indice di umidità globale e dell'indice di de Martonne (1941), poiché i loro valori e andamenti, a meno delle diverse scale numeriche, sono pressoché sovrapponibili, come le rette delle regressioni lineari.

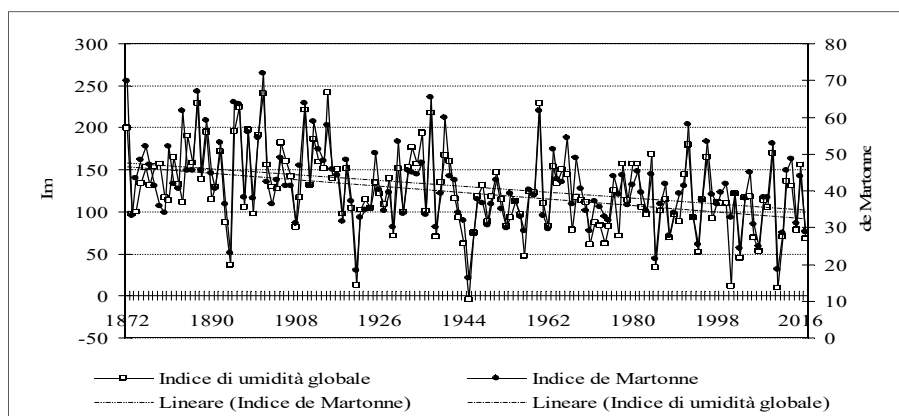


Figura 9 - Vallombrosa (1872-2017): andamento dell'Indice di umidità globale e dell'indice di de Martonne.

#### 7.5 Indice di aridità e di umidità

L'Indice di umidità globale offre un valore sintetico del tipo di clima, mentre non fornisce indicazioni circa il regime annuo dell'umidità/aridità. Thornthwaite introduce perciò un indice che mostri le fasi umide ( $I_u = S/EP \times 100$ ) e le fasi aride ( $I_a = D/EP \times 100$ ): nella serie ultracentenaria di Vallombrosa i valori estremi si sono registrati nel 1945 ( $s_2$ : eccedenza solo in inverno) e nel 1915 ( $r$ : modesto deficit solo in luglio e agosto - Tab. 3).

<sup>22</sup> Le stazioni con valori positivi dell' $I_m$  appartengono alla classe dei climi umidi, secondo la scala di umidità decrescente: A<sub>2</sub> ( $I_m \geq 200$ ), A<sub>1</sub> ( $I_m \geq 100$ ), B<sub>4</sub> ( $100 > I_m \geq 80$ ), B<sub>3</sub> ( $80 \geq I_m \geq 60$ ), B<sub>2</sub> ( $60 > I_m \geq 40$ ), B<sub>1</sub> ( $40 \geq I_m \geq 20$ ), C<sub>2</sub> ( $20 \geq I_m \geq 0$ ); i valori negativi indicano i climi aridi C<sub>1</sub> ( $0 > I_m \geq -33,3$ ), D ( $-33,3 > I_m \geq -66,6$ ), E ( $I_m < -66,6$ ).

### 7.6. Tipi di clima

I tipi di clima sono rappresentati da una formula costituita da quattro indici:  $I_m$ ,  $EP^{23}$ ,  $I_u/I_a$ , CEET. L'anno più arido è stato il 1945 (con qualche incertezza circa la qualità dei dati causa il periodo bellico) e l'anno più umido il 1915 - Tab. 3).

Tabella 3 - Vallombrosa (1872-2017): tipi climatici dell'anno più arido, più umido e dell'anno medio.

Aridità/umidità	Anno	Formula	Tipo climatico
Massima aridità	1945	$C_1 B_1' s_2 b_3'$	Sub arido, primo mesotermico, eccedenza idrica in inverno, 54%
Massima umidità	1915	$A B_1' r b_3'$	Perumido, primo mesotermico, deficit assente o molto piccolo, 53%
Tipo medio	1872-2017	$A B_1' r b_4'$	Perumido, primo mesotermico, deficit assente o molto piccolo, 52%

### 7.7 Ciclo annuo dell'acqua nel suolo

Il contenuto idrico, che è legato al bilancio tra le entrate e le uscite di acqua dal suolo, costituisce uno dei fattori primari dello sviluppo della vegetazione. Nel 1945 il surplus è stato presente da dicembre ad aprile; nell'anno più umido (1915) è stato inferiore a 200 mm (capacità di campo) solo in luglio e in agosto; in quell'anno, pur non disponendo di misure della portata liquida dei torrenti che scendono dal versante occidentale del Protomagno, tra cui il T. Vicano di Sant'Ellero, tributari di destra del F. Arno, il deflusso idrico superficiale e ipodermico è stato molto ingente e non si è interrotto neppure nei due mesi di deficit idrico<sup>24</sup>. Nella serie ultracentenaria la quantità di acqua nel suolo è stata inferiore alla capacità di campo (200 mm) soltanto nei mesi estivi (Fig. 10).

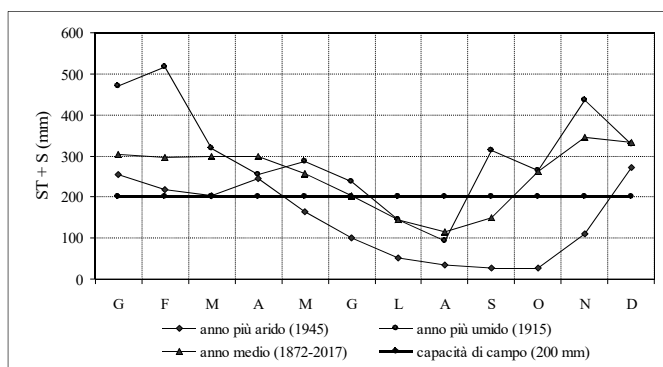


Figura 10 - Vallombrosa: regime annuo dell'acqua nel suolo nell'anno più arido (1945), nell'anno più umido (1915) e nell'anno medio (1872-2017).

<sup>23</sup> L'evapotraspirazione potenziale (EP) si è distribuita nelle classi del "secondo microtermico" (427-570 mm) ( $C_2$ ) e del "primo mesotermico" (570-712 mm) ( $B_1$ ).

<sup>24</sup> A riscontro dell'eccezionalità pluviometrica e idrologica del 1915 nel bacino dell'Arno, risulta che agli idrometri Acciaiuoli di Firenze, Leoncini di Pontedera e Sostegno di Pisa, tra gennaio e febbraio si misurarono sette piene di forte intensità (Natoni, 1944).

## 8. CLIMA E VEGETAZIONE

Tra la fine dell'Ottocento e i primi decenni del Novecento gli studi climatici si sono sviluppati considerando separatamente i due principali elementi del clima, la temperatura dell'aria e le piogge. I primi tentativi di considerare l'interazione tra i due elementi, anche per comprendere il ruolo del clima nella distribuzione geografica delle forme vegetali, risalgono alla elaborazione di alcuni semplici indici, come quelli di Köppen (1936), de Martonne (1941) e di Bagnouls e Gaussen (1957). Solo dalla seconda metà del Novecento furono sviluppati sistemi di classificazione climatica con migliori applicazioni nei campi dell'idrologia, dell'erosione del suolo e della bioclimatologia: tra questi il sistema di Thornthwaite (1948), che nasce dalle esperienze dell'autore nel campo della idrologia delle piante coltivate. Le ricerche condotte da questo autore negli Stati Uniti, e più tardi da altri studiosi in altre parti della Terra, indicano che i valori annui dell'evapotraspirazione potenziale (EP) e dell'Indice di umidità globale ( $I_m$ ) possono individuare i limiti climatici delle formazioni vegetali spontanee (Thornthwaite, 1952; Mather, Yoshioka, 1968; Arrigoni, 1968; Vittorini, 1972; Bianchi *et al.*, 2003). W. Köppen considera "la pianta come uno strumento meteorologico che integra i vari elementi del clima e che ... può essere letta come un termometro o un pluviometro" (Thornthwaite, 1948), mentre per Thornthwaite le piante restituiscono l'acqua del suolo all'atmosfera attraverso la traspirazione fogliare.

La variazione dell'EP ridotta al livello del mare tra l'estremo settentrionale e meridionale della Toscana ( $\Delta \text{Lat.} \cong 2^\circ 7'$ ) è di scarsa entità; molto rilevante è invece l'effetto della quota, poiché nel bacino dell'Arno, per altitudini maggiori di 700 metri l.m.m., essa decresce con un tasso annuo di 33,2 mm/100 m (Vittorini, 1972). Più complessa è la distribuzione geografica dell'Indice di umidità globale ( $I_m$ ), fortemente dipendente dalle precipitazioni, che sono legate alla posizione geografica, dalla quota e dall'orientamento dei massicci montuosi: le Alpi Apuane e l'Appennino Tosco-Emiliano, a causa della breve di stanza dal Golfo Ligure, sede di depressioni sottovento alla catena alpina, e dell'orientamento e della lunghezza dei crinali, sono soggetti ad una piovosità molto elevata, che trova pochi risconti nel resto dell'Italia.

Dalle ricerche di S. Vittorini (1972), che ha messo a confronto le attuali distribuzioni geografiche di alcune specie arboree (Leccio, Cerro, Castagno, Abete bianco, Faggio) (Fenaroli, 1970)<sup>25</sup> con gli elementi del bilancio idrico climatico di

---

<sup>25</sup> L'attuale distribuzione dell'Abete bianco e delle altre specie arboree, di rado conforme a quella naturale (Rovelli, 1995), è il risultato di notevoli interventi antropici che si sono sviluppati nel tempo. Durante il governo de' Medici il patrimonio forestale della Toscana fu sottoposto ad uno stretto regime vincolistico, che in montagna poneva limiti molto severi al taglio del bosco, con divieto pressoché assoluto di interventi entro la zona "del miglio dal crine" [crinale]. Nel 1768, tre anni dopo l'avvento del granduca Pietro Leopoldo d'Asburgo-Lorena, fu attuato il progressivo "smantellamento" dei vincoli fissati dai Medici nei duecento anni precedenti, fino alla legge del 24 ottobre 1780, che liberalizzò il taglio nel miglio dal crinale (Pilla, 1954). A causa del nuovo regime forestale la distribuzione della vegetazione naturale subisce un grave rimaneggiamento, tanto che le stazioni di Abete bianco nell'Appennino Tosco-Emiliano sono da considerarsi prevalentemente frutto di rimboschimenti, oppure il prodotto di una selezione operata all'interno di foreste



216 stazioni meteorologiche della Toscana, si ricava che tali specie arboree occupano piani altitudinali caratterizzati da definiti valori dell'EP e dell'I<sub>m</sub> (Tab. 4). La foresta presso l'Abbazia di Vallombrosa ha valori del bilancio idrico idonei all'Abete bianco e al Faggio, mentre per il Cerro, e ancor più per il Leccio, l'umidità idro climatica è eccessiva, anche se in alcuni anni recenti, come nel 2001, 2003 e 2017, la forte aridità estiva ha favorito il Cerro a discapito dell'Abete bianco e del Faggio, pur dovendo considerare che l'inerzia dei sistemi forestali consente di superare senza modificazioni floristiche brevi fasi climatiche difformi dagli andamenti di lungo periodo (Tab. 4).

Tabella 4 - Valori minimi, massimi, medi e intervalli di variazione del deficit idrico, del surplus idrico, dell'evapotraspirazione potenziale e dell'Indice di umidità globale relativi ad alcune specie arboree in Toscana (secondo S. Vittorini, 1972) e presso l'Abbazia di Vallombrosa (valori annui) (1872-2017).

Stazioni	Specie arborea	D	S	EP	I <sub>m</sub>
Toscana	Abete bianco	0-50	780-2.000	545-685	105-240
	Faggio	0-70	650-2.000	545-715	105-240
	Castagno	0-150	260-1.300	535-805	20-140
	Cerro	90-200	100-450	720-845	0-60
	Leccio	110-270	80-350	730-845	-20/50
Vallombrosa	valori minimi	1,0 (1901)	161,5 (2011)	578,7 (1980)	-4,4 (1945)
	valori massimi	233,0 (2003)	1.526,3 (1915)	678,3 (1972)	241,1 (1915)
	valori medi	56,7	820,2	627,8	122,8

Nel periodo 1980-2017 si osserva la sensibile diminuzione estiva dell'acqua disponibile per le piante, dovuta per la maggior parte al consistente incremento termico di questa stagione (Fig. 5 c), nonostante una attenuata flessione delle piogge rispetto alla tendenza ultrasecolare (Bianchi *et al.*, 2003). Queste tendenze non paiono fino ad ora costituire fattore limitante per le specie arboree che richiedono una buona umidità estiva del suolo, poiché il deflusso idrico (scorrimento superficiale e deflusso ipodermico fino alla profondità degli apparati radicali), per il consistente surplus che si accumula da ottobre a giugno (RO)<sup>26</sup>, contribuisce ad attenuare la carenza pluviometrica estiva. Se queste tendenze dovessero protrarsi per un lungo periodo di tempo si potrebbero determinare le condizioni per la migrazione delle specie arboree di maggiori

---

miste (Faggio e Abete bianco), che ha favorito l'Abete bianco a discapito del Faggio. Poche stazioni conservano i tratti della relittualità, come alcune ristrette aree contermini all'Eremo di Camaldoli e "Popolazioni naturali di *Abies alba* delle Alpi Apuane" (Regione Toscana-Piano Paesaggistico: Ambito 03 Garfagnana e Val di Lima) e le Riserve di Campolino (presso il Passo dell'Abetone Abetone, Pistoia) e di Sasso Fratino nel Parco Nazionale delle Foreste Casentinesi, Monte Falterona e Campigna Bagno di Romagna (Forlì-Cesena).

<sup>26</sup> Studi idrologici hanno dimostrato che nei bacini idrografici circa il 50% del surplus di un dato mese defluisce effettivamente; la parte rimanente è trattenuta nel bacino e resa disponibile per il deflusso dei mesi successivi fino all'esaurimento (Thornthwaite e Mather, 1957).

esigenze idriche verso le quote più elevate dell'Appennino, dove oggi nel piano superiore della Foresta sono presenti condizioni di maggiore umidità idro climatica, a causa della diminuzione della temperatura dell'aria e dell'aumento delle piogge (Rapetti e Vittorini, 2013 (Tab. 5).

*Tabella 5* - Foresta di Vallombrosa (1872-2017): parametri annui del bilancio idrico climatico del piano basale (470 metri l.m.m.) (valori calcolati), della stazione di Vallombrosa (955 metri l.m.m.), del piano superiore (1.440 metri l.m.m.) (valori calcolati).

Posizione	D	S	EP	Im
piano basale	64,3	476,4	711,9	57,9
Abb. Vallombrosa	56,7	820,2	627,9	122,8
piano superiore	10,4	1.090,7	540,5	199,9

La definizione degli intervalli dell'evapotraspirazione potenziale, dell'Indice di unità globale (Thornthwaite) e di altri indicatori bioclimatici (De Martonne, 1941; Rivas-Martínez *et al.*, 2011; Bianchi *et al.*, 2003; Canu *et al.*, 2015) idonei a consentire lo sviluppo, il ciclo vitale e il rinnovamento delle piante arboree è reso incerto dall'attuale assetto fitogeografico della Toscana, profondamente modificato e degradato dall'intenso sfruttamento delle foreste e dall'introduzione di specie alloctone ed esotiche. L'individuazione di stazioni relitte (Ciancio *et al.*, 1994; Millar e Woolfenden, 1999; Nocentini, 1995; Nocentini, 2000) e dei correlativi parametri climatici fornirebbe indicazioni per i tentativi di restauro ecologico: la pecceta di Campolino ("pigelletto Chiarugi") (Chiarugi 1935; 1936) nell'alta Valle del T. Se-staione, mentre soddisfa al primo requisito, non è dotata di una stazione meteorologica in sito, tuttavia Boscolungo (Passo dell'Abetone, Pistoia), prossimo alla pecceta, offre una serie meteorologica di sufficiente durata e affidabilità tale da consentirne la soddisfacente definizione del clima.

#### SUMMARY

*More-than-one-hundred-year-old trends of the elements of soil hydro-climatic balance at Vallombrosa Abbey in relation to the existing vegetation (Tuscany, Italy) (1872-2017)*

The Italian more-than-one-hundred-year-old meteorological series show - with only few exceptions - the increase of air temperature along with the decrease of precipitations. Temperature and rainfall data recorded at Vallombrosa Abbey (955 m a.s.l.) from 1872 to 2017 confirm the negative trend of precipitations while showing a substantial stability of temperatures, as a result of winter and spring rise being hardly higher than summer and autumn decrease. The slight spring rise in temperatures is related to the productivity of the tree stand, reducing of a few units the annual number of "cold days" ( $T_{ave} < 7,0^{\circ}\text{C}$ ), with positive consequences upon the xylogenesis after the winter stasis. The persistence of the present trends in the western Mediterranean basin can produce significant effects in the areas of Tuscany that were already suffering from meteorological and hydrological drought, such as the islands of the Archipelago and the coastal strip south of Leghorn, but so far it has only produced minor effects in the average and high mountains of the Apuan Alps

and of the Tuscan-Emilian Apennines. The average records, the ranges and trends of water balance parameters (Thornthwaite, 1948) show a slight increase of potential evapotranspiration, a remarkable decrease of water surplus and a weak increase of deficit, and consequently a reduction of the global moisture index. Consequences of such trends upon the tree species that are most demanding in soil moisture in the Forest of Vallombrosa (Silver Fir, Beech) are discussed. In the last decades (1980-2017), due to the strong increasing trend of summer temperatures and despite a decreasing trend of total precipitations in the same season that is weaker than the general one, a significant reduction of the amount of water available to plants is recorded. The study of climatic parameters enabling arboreal plants life-cycle is made uncertain by the present phytogeographical set in Tuscany, which has been deeply altered by human intervention in the last centuries. The detection of remains of native vegetation and of the related climatic parameters would provide useful information to try and renaturalize damaged or modified ecosystems: Campolino spruce forest (“pigelletto Chiarugi”), in the high Sestaione Valley, meets the first requirement, but it is not equipped with a meteorological station, while Boscolungo (Abetone Pass, Pistoia), next to the spruce forest, offers a meteorological series long and reliable enough to be studied.

## BIBLIOGRAFIA

- Antinori V., 1858 - *Archivio Meteorologico Centrale Italiano e Regio Museo di Fisica e di Storia Naturale*. Prima Pubblicazione. Società Tipografica sulle Logge del Grano, Firenze.
- Arléry R., Grisolle H, Guilmet B., 1973 - *Climatologie. Méthodes et pratiques*. Édition Gauthier-Villars. Paris: 1-434.
- Arrigoni P.V., 1968 - *Fitoclimatologia della Sardegna*. Webbia, 23: 1-100.  
<https://doi.org/10.1080/00837792.1968.10669879>
- Bagnouls F., Gaussen H., 1957 - *Les climats biologiques et leur classification*. Annales de Géographie, 2: 193-220. <https://doi.org/10.3406/geo.1957.18273>
- Bianchi L., Calamini G., Gregori E., Zorn G., 2003 - *Valutazione degli effetti del rimboscimento in zone aride della Sardegna. Inquadramento delle aree sperimentali*. L'Italia Forestale e Montana, 55 (5): 389-407.
- Cantù V., 1984 - *Ferdinando II de' Medici creatore della meteorologia moderna*. Atti della Fondazione Giorgio Ronchi, 28 (56): 661-675.
- Cantù V., Narducci P., 1967 - *Lunghe serie di osservazioni meteorologiche*. Rivista Meteorologia Aeronautica, 27 (2): 72-79.
- Canu S., Rosati L., Fiori M., Motroni A., Filigheddu R., Farris E., 2015 - *Bioclimate map of Sardinia (Italy)*, Journal of Maps, 11 (5): 711-718. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.988187>
- Chiarugi A., 1935 - *Risultati dell'analisi pollinica della Torbiera del Lago del Greppo nell'Appennino Etrusco*. Nuovo Giornale Botanico Italiano, 42 (2): 469-471.
- Chiarugi A., 1936 - *Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria Marittima. III. L'indigenato della "Picea excelsa" nell'Appennino etrusco*. Nuovo Giornale Botanico Italiano, 43 (1): 131-166.
- Ciancio O., Iovino F., Nocentini S., 1994 - *La teoria del bosco normale*. L'Italia Forestale e Montana, 49 (5): 446-462.
- Corpo Forestale dello Stato, 2011 - *Piano per la R.S.N. di Vallombrosa (Reggello, FI - EUAP 0145)*. Ufficio Territoriale per la Biodiversità di Vallombrosa, 1: 56.
- 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: 1-162. Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse dell'Università di Genova. Litocoop Tortona (AL).
- Crestani G., 1931. *Climatologia*. UTET, Torino: 1-359.
- De Martonne E., 1941 - *Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité*. La Météorologie, 1: 449-459.
- Gandolfo C., Sulli M., 1990 - *Vallombrosa 1872-1989: serie ultracentenaria di misure di precipitazioni e di temperatura in ambiente forestale*. Annali Istituto Sperimentale Silvicultura, Arezzo, vol. 21: 147-181.

- Gazzolo T., Pinna M., 1969 - *La distribuzione della temperatura in Italia nel trentennio 1926-1955*. Ministero LL.PP., Servizio Idrografico, 21 (4): 1-116. Istituto Poligrafico dello Stato, Roma.
- Guggino Picone G., Gramignani M., 1966 - *Sull'analisi "doppia cumulata" per precipitazioni annue*. L'Energia Elettrica, 9: 521-530. Roma.
- Grace J., 1989 - *Tree lines*. Philosophical Transaction of Royal Society of London, B 324: 233-245. <https://doi.org/10.1098/rstb.1989.0046>
- Keller R., 1947 - *Die Temperaturjahreszeiten Europas*. *Erdkunde*, vol. 1, n. 2. <https://doi.org/10.3112/erdkunde.1947.02.07>
- Köppen W., 1936 - *Das geographische system der klimate*. In: W. Köppen & G. Geiger (Eds.), *Handbuch der klimatologie*, Vol. 1, Part C: 1-44. Berlin.
- Maracchi G., 1991 - *Breve storia della meteorologia a Firenze dalle origini a oggi*. X Session of the Commission for Agricultural Meteorology W.M.O., 2-13 dicembre 1991, Firenze: 7-29.
- Mather J.R., Yoshioka G.A., 1968 - *The role of climate in the distribution of vegetation*. *Annals of the Association of American Geographers*, 58: 29-41. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1968.tb01634.x>
- Millar C.I., Woolfenden W.B., 1999 - *The role of climate change in interpreting historical variability*. *Ecological Applications*, 9: 1207-1216. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(1999\)009\[1207:TROCCI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(1999)009[1207:TROCCI]2.0.CO;2)
- Ministero LL.PP., Servizio Idrografico (1929-1996) - *Annali Idrologici*. Parte I, Poligrafico dello Stato, Roma.
- Ministero LL.PP., Servizio Idrografico, 1967 - *Carta delle linee dei massimi periodi con precipitazione nulla nel quarantennio 1921-1960*. Cartografia Riccardi, Roma.
- Natoni E., 1944 - *Le piene dell'Arno e i provvedimenti di difesa*. Accademia d'Italia, Felice Le Monnier, Firenze: 1- 397.
- Nocentini S., 1995 - *La rinaturalizzazione dei rimboschimenti. Una prova sperimentale su pino nero e laricio nel comprensorio di Monte Morello (Firenze)*. *L'Italia Forestale e Montana*, 50 (4): 425-435.
- Nocentini S., 2000 - *La rinaturalizzazione dei sistemi forestali: aspetti concettuali*. *L'Italia Forestale e Montana*, 55 (4): 211-218.
- Panicucci M., 1966 - *Sugli errori derivanti dalle registrazioni effettuate mediante comuni pluviometri in zone non pianeggianti (nota 1. Valutazione teorica)*. Istituto Sperimentale Studio Difesa Suolo. Firenze.
- Paoloni B., 1925 - *Firenze sulla dei primi termometri e barometri e l'Osservatorio dei Benedettini a Vallombrosa*. *La Meteorologia Pratica*, p. 79-80.
- Penman H.L., 1948 - *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 193 (1032): 120-145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Pilla C., 1954 - *Campagna toscana del '700*. *Monti e Boschi*, 5: 195-202.
- Pinna M., 1970 - *Contributo alla classificazione del clima d'Italia*. *Memorie Società Geografica Italiana*, 70 (2): 129-152.
- Pinna M., 1977 - *Climatologia*. Unione Tipografico-Editrice Torinese, Torino: 1-442.
- Pinna M, Vittorini S., 1985 - *Contributo alla determinazione dei regimi pluviometrici in Italia*. In: Pinna M. (a cura di), *Contributi di Climatologia*. *Memorie Società Geografica Italiana*, 39: 147-167.
- Piussi P., 1994 - *Selvicoltura generale*. Scienze Forestali e Ambientali. UTET. Torino: XVI-454.
- Rapetti F., 1997 - *L'influenza del bosco mediterraneo sul clima. I - La Macchia di Migliarino (Litorale Pisano)*. *Atti Società Toscana Scienze Naturali, Memorie, Serie B*, 104: 73-90.
- Rapetti F., 1998 - *Le temperature estive e gli episodi di caldo intenso di Lucca dal 1929 al 1996*. *Memorie Rivista Geografica Italiana*, 55: 55-66. In: "Studi in onore di Mario Pinna", P. Ghelardoni (a cura di), Roma.
- Rapetti F., Vittorini S., 1972 - *I venti piovosi a Legoli (Toscana) in relazione ai processi di erosione del suolo*. *Atti Società Toscana Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, 80: 1-16.
- Rapetti F., Vittorini S., 1991 - *Studio di serie pluviometriche secolari in Toscana*. In: M. Pinna: *Le variazioni recenti del clima (1800-1990) e le prospettive per il XX secolo*. *Proceedings of the Italian Geographical Society Conference*, Roma, 5-6 aprile 1990. *Memorie Società Geografica Italiana*, 46: 457-478.

- Rapetti F., Vittorini S., 2013 - *Note illustrative della Carta Climatica della Toscana*. Atti Società Toscana Scienze Naturali. Memorie, Serie A, vol. 120: 41-74.
- Réménieras G., 1959 - *Éléments d'hydrologie appliquée*. Éditions Armand Colin, Paris: 1-208.
- Rivas-Martínez S., Rivas-Sáenz S., Penas-Merino A., 2011 - *Worldwide Bioclimatic classification system*. Global Geobotany, 1: 1-638. <https://doi.org/10.5616/ijgr110002>
- Rossi S., Deslauriers A., 2007 - *Scale temporali d'azione di temperatura e fotoperiodo sulla xilogenesi al limite superiore del bosco*. Forest@, 4 (1): 6-10. <https://doi.org/10.3832/efor0444-0040006>
- Rossi S., Deslauriers A., Anfodillo T., Carraro V., Carrer M., Urbinati C., Menardi R., Fontanella F., 2007 - *Effetti della temperatura e del fotoperiodo sulla xilogenesi al limite superiore del bosco*. L'Italia Forestale e Montana, 62 (2): 81-97. <https://doi.org/10.4129/IFM.2007.2.02>
- Rovelli E., 1995 - *La distribuzione dell'abete (Abies alba Mill.) sull'Appennino*. Monti e Boschi, n. 6: 5-13.
- Schmitt U., Jalkanen R., Ecksteind., 2004 - *Cambium dynamics of Pinus sylvestris and Betula spp. in the northern boreal forest in Finland*. Silva Fennica, 38: 167-178. <https://doi.org/10.14214/sf.426>
- Searcy J.K., Hardinson C.H., 1960 - *Double-mass curve*. Manual of Hydrology. Part I. General Surface-water Techniques. Water Suppl. Paper. U.S. Geological Survey, 1441-B.
- Thornthwaite C.W., 1948 - *An approach toward a rational classification of climate*. Geographical Review, 38: 55-94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Thornthwaite C.W., 1952 - *Grassland climates*. Publications in Climatology, 5: 1-14.
- Thornthwaite C.W., Mather J.R., 1957 - *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Publications in Climatology, 10 (3): 185-311.
- Thornthwaite C.W., Carter B.D., 1958 - *Three water balance maps of Southwest Asia*. Publications in Climatology, 11, 23.
- Tonelli B., 1886 - *Lettera dedicatoria al Padre Antonio Furia della copia manoscritta delle osservazioni meteorologiche fatte a Vallombrosa dall'anno 1565 al 1670*. Archivio dell'Abbazia di Vallombrosa (manoscritto di dieci pagine datato 16 gennaio 1866 unito al primo registro della trascrizione).
- Torri D., D'Egidio G., 1979 - *Misura degli afflussi idrometeorici su un versante*. Annali Istituto Studio e Difesa Suolo, 10: 211-223. Firenze.
- Turc, L., 1954 - *Le bilan d'eau des sols: Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement*. Annales Agronomiques, 5: 491-595.
- Ven Te Chow, 1964 - *Handbook of applied Hydrology*. New York, Mac-Graw-Hill.
- Vergari D., 2006 - *Contributo alla storia meteorologica di Firenze. Le osservazioni meteorologiche fiorentine fra il 1751 e il 1813*. Annali di Storia di Firenze, 1 99-120. Firenze, University Press.
- Vittorini S., 1972 - *Ricerche sul clima della Toscana in base all'evapotraspirazione potenziale e al bilancio idrico*. Rivista Geografica Italiana, 49 (5): 446-462.