

Università degli Studi di Napoli Federico II

Scuola Politecnica e delle Scienze di Base

Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse

Corso di Dottorato in Scienze della Terra dell'Ambiente e delle Risorse
(XXX Ciclo)

Coordinatore del Corso di Dottorato: Prof. Maurizio Fedi

Ph.D. Thesis in Applied Hydrogeology

Modellazione della ricarica degli acquiferi carbonatici
dell'Appennino meridionale (Italia), a scala regionale e di bacino

Tutor
Prof. Pantaleone De Vita
Dott. Vincenzo Allocca

Ph.D. Student
Giovanni Ruggieri

Dicembre 2017

Abstract

In molti Paesi del mondo, gli acquiferi carbonatici sono la principale fonte di approvvigionamento di acque sotterranee poiché le loro risorse idriche sotterranee sono cruciali per lo sviluppo socio-economico del territorio e la conservazione degli ecosistemi acquatici (Goldscheider, 2012), terrestri e costieri che dipendono dalle acque sotterranee (Groundwater Dependent Ecosystems, GDE) (Foster et al., 2015).

Per questi acquiferi, la stima della ricarica e la previsione dei processi "afflusso-deflusso", a diverse scale spazio-temporali e con metodologie sempre più innovative, è un fondamentale presupposto per un uso sostenibile delle acque sotterranee, una corretta gestione dei sistemi di approvvigionamento-adduzione-distribuzione della risorsa idrica ed un'efficace prevenzione dei rischi legati ai cambiamenti climatici in atto, a scala globale e locale.

Nell'Appennino meridionale la misura diretta delle diverse grandezze idrologiche, necessarie per la stima della ricarica degli acquiferi carbonatici, attraverso il bilancio di massa, è molto complessa e impegnativa, data la mancanza, ad alta quota, di stazioni pluviometriche (Allocca et al., 2014), lisimetriche e idrometriche per la misura diretta della pioggia, temperatura dell'aria, dell'evapotraspirazione e del deflusso idrico superficiale.

Pertanto, in tale contesto, l'integrazione di dati idrologici terrestri e telerilevati può rappresentare un valido approccio per superare e/o limitare le incertezze legate alla mancanza di misure e serie storiche di campo.

L'obiettivo della presente tesi di dottorato è stato la modellazione della ricarica, degli acquiferi carbonatici di un'ampia porzione dell'Appennino meridionale, dalla scala regionale e medio-annua alla scala di bacino e giornaliera.

La modellazione della ricarica, a scala regionale e medio-annua, ha riguardato 40 acquiferi carbonatici di una vasta area dell'Appennino meridionale, estesa circa 19.339 km² e ricadente nelle regioni Abruzzo, Lazio, Molise, Campania e Basilicata. La modellazione è stata effettuata attraverso l'integrazione di dati idrologici terrestri (temperatura dell'aria e precipitazioni) con dati telerilevati dal satellite MODIS, per la stima dell'evapotraspirazione reale (ET_a). Per il periodo 2000-2014, le serie storiche idrologiche di pioggia di 266 pluviometri e di temperatura dell'aria di 150 stazioni termometriche, sono state utilizzate per la ricostruzione dei modelli regionali distribuiti di precipitazione, temperatura dell'aria e deflusso idrico globale.

La stima della ricarica con dati MODIS è stata, poi, confrontata con le stime derivanti da altre metodologie empiriche (Coutagne, 1954; Turc, 1954; Thornthwaite, 1948), largamente validate per l'Appennino carbonatico meridionale.

La modellazione della ricarica alla scala di bacino e giornaliera ha riguardato l'acquifero carbonatico del Monte Cervialto (Campania) ed è stata eseguita attraverso la simulazione dei processi "afflusso-deflusso" per il bacino sotterraneo di alimentazione della sorgente Sanità di Caposele (AV), mediante l'utilizzo di 3 differenti modelli di reti neurali artificiali: Multilayer Perceptron (MLP), Long Short Term Memory (LSTM) ed Echo State Network (ESN). Sono state effettuate previsioni per diversi archi temporali: a 60 giorni, a 120 giorni ed a 180 giorni.

I risultati evidenziano che, a scala regionale e medio-annua, per tutti i 40 acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale la ricarica calcolata con i dati di ET_a MODIS, è pari a 448 mm, corrispondente ad un volume medio-annuo di 3.834 × 10⁶ m³. Considerando i valori dell'ET_a stimati con la formula di Coutagne (1954), Turc (1954) e Thornthwaite (1948), la ricarica medio-annua è risultata pari, rispettivamente, a 533, 494 e 437 mm, corrispondente ad un volume medio-annuo rispettivamente di 4.561×10⁶ m³, 4.228×10⁶ m³ e 3.740×10⁶ m³.

A scala di bacino e giornaliera, per il bacino sotterraneo di alimentazione della sorgente Sanità di Caposele, la simulazione dei processi "afflusso-deflusso" mostra che i tre modelli di reti neurali artificiali a 60 giorni forniscono un'ottima risposta previsionale, coerente con l'andamento reale dell'idrogramma sorgivo, replicando i punti nodali, di massimo e di minimo deflusso sorgivo, e le diverse dinamiche idrologiche di ricarica e recessione, con errori di previsione mediamente del 5%. In conclusione, sulla base del primo approccio, la modellazione a scala regionale e medio-annua della ricarica con l'uso integrato di dati idrologici terrestri con dati satellitari MODIS apre nuove prospettive per la stima dei volumi delle risorse idriche sotterranee, consentendo di limitare le incertezze derivanti dalla totale assenza di copertura meteorologica delle aree di ricarica degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale.

Inoltre, l'applicazione delle reti neurali artificiali in campo idrogeologico si è rivelato uno strumento innovativo per la modellazione, a scala di bacino e giornaliera, di processi non lineari, quali "ricarica-deflusso" in sistemi discontinui, eterogenei ed anisotropi come gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale.

KEYWORDS: acquiferi carbonatici, ricarica delle acque sotterranee, evapotraspirazione, telerilevamento, MODIS, portate sorgive, reti neurali artificiali, Appennino meridionale, Italia.

Lista delle figure

Fig. 1/1 - Affioramenti di rocce carbonatiche nel mondo (Ford and Williams, 2007).

Fig. 2.1/1.a – Carta geologica semplificata dell'Appennino meridionale (Patacca e Scandone, 2007).

Fig. 2.1/1.b - Sezione geologica regionale costruita lungo il profilo sismico di riflessione CROP-04, posizione in figura 2.1/1.a (Patacca e Scandone, 2007).

Fig. 2.1/2 - Distribuzione della tessitura dei suoli piroclastici ricoprenti i versanti carbonatici dell'area di studio (Allocca et al., 2014). 1) tessitura sabbioso-limosa; 2) tessitura limo-sabbiosa; 3) tessitura sabbiosa.

Fig. 2.1/3 - Analisi di frequenza della distribuzione delle diverse classi di pendenza dei versanti carbonatici dell'area di studio (Allocca et al., 2014). La linea tratteggiata nera è la media della distribuzione cumulativa e l'istogramma è la distribuzione di frequenza delle classi di pendenza.

Fig. 2.1/4 - Aree endoreiche e plateau sommitali per i diversi massicci carbonatici dell'area di studio (Allocca et al., 2014).

Fig. 2.1/5 - Distribuzione dei massicci carbonatici dell'area di studio. (A) unità calcaree e dolomitico-calcaree della serie di piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (B) unità dolomitiche della serie di piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (C) unità dei calcari marnosi della serie del bacino esterno (Triassico-Paleogene); (D) unità molassiche e unità terrigene pre-, sin- e tardo- orogeniche (Cretaceo-Pliocene); (E) centri vulcanici (Pliocene-Quaternario); (F) unità alluvionali e epiclastiche (Quaternario); (G) limiti idrogeologici e numero identificativo degli acquiferi carbonatici; (H) principali sorgenti basali degli acquiferi carbonatici.

Fig. 2.1/6 - Principali tipologie di uso del suolo dei rilievi carbonatici dell'area di studio. 1) bosco; 2) pascolo e prateria; 3) area urbana; 4) zone carbonatiche nude.

Fig. 2.1/7 - Distribuzione della media delle precipitazioni mensili (barre blu) e della temperatura dell'aria (linea rossa).

Fig. 2.2/1 - L'acquifero carbonatico del Monte Cervialto (Celico e Civita, 1976).

Fig. 2.2/2 - Il rilievo carbonatico del Monte Cervialto, visto dal vicino Monte Terminio.

Fig. 2.2/3 - Il polje del lago Laceno e i rilievi circostanti del Monte Cervialto.

Fig. 2.2/4 - Assetto idrostrutturale dell'area sorgiva Sanità di Caposele e lungo discontinuità tettonica del rio Zagarone (Celico e Civita, 1976).

Fig. 2.2.1/1a, b - La sorgente Sanità di Caposele ed il fiume Sele, agli inizi del 1900, prima della captazione (a) e il fiume Sele oggi, immediatamente a valle della sorgente (b).

Fig. 2.2.1/2 - Portate medie mensili della sorgente Sanità di Caposele (periodo 1921-2006), precipitazioni e evapotraspirazione potenziale (Fiorillo, 2009, modificato).

Fig. 2.2.1/3 - Logaritmo naturale della portata giornaliera della sorgente Sanità di Caposele durante le diverse fasi di recessione del periodo 2000-2011. Il giorno 0 coincide con l'1 settembre; solo per il 2002 coincide con il 6 Aprile (Fiorillo, 2013).

Fig. 2.2.1/4 - Idrogramma di portata della sorgente Sanità di Caposele, precipitazioni giornaliere e cumulate durante un anno idrologico di piena (a) e di magra (b) (Fiorillo, 2009, modificato).

Fig. 2.2.1/5 - Portate della sorgente Sanità di Caposele, reali e simulate, ed effetti cosismici indotti dal terremoto del 1980 sul regime idrologico (Celico e Mattia, 2002).

Fig. 2.2.1/6 - Portate della sorgente Sanità di Caposele, reali e simulate, effetti co-sismici indotti dal terremoto del 1980 sul regime idrologico ed effetto "compensazione" e autoregolazione delle portate erogate dall'acquifero carbonatico (Celico e Mattia, 2002).

Fig. 3.1/1 - Classificazione delle rocce calcaree, basata su calcite, dolomite e minerali argillosi.

Fig. 3.1/2 - Modello di un acquifero carsico non confinato (da Stevanovic', 2015)

Fig. 3.1/3 - Modello schematico di un epicarso (Mangin, 1974).

Fig. 3.1/4 - Riserve idriche sotterranee in un acquifero epicarsico localizzato al di sopra di una barriera capillare drenante. Le doline sono manifestazioni topografiche della dissoluzione in particolari zone in cui si verifica il deflusso di acqua (Williams 1983; modificato in Hartmann et al., 2012).

Fig. 3.1/5 - Caratteristiche idrogeologiche della zona dell'epicarso (Klimchouk, 2000).

Fig. 3.1/6 - Diagrammi schematici di tre tipi di acquiferi carbonatici secondo White (1969): a) Flusso diffuso, b) Flusso libero, c) Flusso confinato.

Fig. 3.1/7 - Schematizzazione delle tipologie di flusso secondo Tóth in un acquifero carsico non confinato. Legenda 1) linea di flusso, 2) linee equipotenziali, 3) sorgente, Reg / Int / Loc) Flusso regionale, intermedio e locale, R) zona di ricarica, D) zona di drenaggio.

Fig. 3.1/8 - Modello concettuale di un sistema carsico che comprende i processi carsici; Linee tratteggiate in verde scuro e rosso rappresentano rispettivamente il sottosistema suolo/epicarso e il sottosistema delle acque sotterranee (Hartmann et al., 2014).

Fig. 3.1/9 - Schematizzazione dei diversi flussi e relativa risposta dell'idrogramma sorgivo. La figura in alto rappresenta la situazione intermedia (diffuso e veloce), la figura al centro rappresenta il flusso diffuso mentre la figura in basso rappresenta i flussi veloci nei condotti carsici (Bonacci, 1993).

Fig. 3.1/10 - Tre diversi modelli di sistemi carsici proposti da Perrin, 2003.

Fig. 3.1/11 - Modello concettuale di un acquifero carsico secondo Trček, 2006. Da Trček e Krothe (2002).

Fig. 3.2.1/1- Pianta e sezione di un sistema di un Dominant conduit system (Vigna, 2007).

Fig. 3.2.1/2 - Pianta e sezione di un sistema di un Interconnected conduit system (Vigna, 2007).

Fig. 3.2.1/3 - Pianta e sezione di un sistema di un Dispersed circulation system (Vigna, 2007).

Fig. 3.2.2/1 - Carta idrogeologica dell'Appennino meridionale (Allocca et al., 2007).

Fig. 3.2.2/2 - (a) modello idrogeologico di un acquifero carbonatico dell'Appennino meridionale; (b) esempio di ubicazione di una sorgente in dipendenza della cintura impermeabile (Celico, 1986).

Fig. 3.2.2/3 - Modello schematico dell'attivazione di una sorgente di alta quota (1: suoli piroclastici; 2: calcari; 3: zona cataclastica; 4: epicarso; 5: piezometria; 6: sorgente temporanea) (Petrella et al., 2009).

Fig. 3.2.2/4 - Rappresentazione schematica di un sistema acquifero costituito da bacini in serie (le frecce rappresentano il flusso di acqua sotterranea attraverso le zone di faglia (Celico et al., 2006).

Fig. 3.2.2/5 - Evoluzione del gradiente idraulico tra due pozzi nell'attraversare una zona di faglia (legenda: 1-Zona di faglia a bassa permeabilità; 2-sorgente; 3-livello piezometrico; 4-piezometro di osservazione) (Petrella et al., 2014).

Fig. 3.2.2/6 - immagini delle caratteristiche tipiche delle falde acquifere carsiche dell'Appennino meridionale. (a) bacino endoreico, zona del monte Matese; (b) zona endoreica, Acqua della Madonna (Monte Terminio); (c e d) Zone di pendio; (e) sistema superficiale in un pendio costituita da un insieme suolo-vegetazione su terreni piroclastici; (f) sistema superficiale in un'area di pianura costituita da un insieme suolo-vegetazione su terreni piroclastici; (g) Inghiottoio (da Manna, 2015).

Fig. 3.2.2/7 - Modellizzazione dell'epicarso dell'area denominata "Acqua della Madonna" (Petrella et al., 2007).

Fig. 3.2.2/8 - Principali conformazioni pedogeologiche (s è il suolo piroclastico, ep1 è l'epicarso con una carsificazione pervasiva, ep2 è l'epicarso con carsificazione non pervasiva, f è il calcare fratturato) (Celico et al., 2010).

Fig. 4.1/1 - Diagramma schematico concettuale di un sistema di bacino idrografico in cui sono rappresentati i diversi compartimenti, le loro relazioni e gli input del sistema (Markstrom et al., 2008).

Fig. 4.1/2 - Schematizzazione degli scambi idrici tra corpi superficiali e corpi idrici sotterranei. a) Flusso idrico dal corpo idrico sotterraneo al fiume, b) Flusso idrico dal fiume alle acque sotterranee, c) Flusso idrico dal fiume al corpo idrico sotterraneo che non è direttamente in contatto idraulico con il fiume.

Fig. 4.2/1 - Schematizzazione delle componenti dell'evapotraspirazione.

Fig. 4.2/2 - Evaporazione stagionale globale MOD 16 ET (MAM: Marzo, Aprile, Maggio; JJA: Giugno, Luglio, Agosto; SON: Settembre, Ottobre, Novembre; DJF: Dicembre, Gennaio, Febbraio. (<http://www.ntsg.umd.edu/project/mod16>).

Fig. 4.2/3 - Rappresentazione dei diversi tipi di Evapotraspirazione: ETO (Evapotraspirazione potenziale di riferimento), ETc Evapotraspirazione potenziale colturale, ET_{adj} = ET_a Evapotraspirazione reale.

Fig. 4.2/4 - Lisimetro a pesata. 1) Contenitore con terreno; 2) terreno circostante; 3) sistema di pesatura; 4,5) apparato di misurazione.

Fig. 4.2/5 - Schematizzazione delle componenti del bilancio idrico di un terreno ricoperto di vegetazione.

Fig. 4.2/6 - Flowchart dell'algoritmo modificato per il calcolo dell'evapotraspirazione dai dati MODIS.

Fig. 4.2/7 - Validazione dati dell'Evapotraspirazione reale MODIS.

Fig. 4.3/1 - Modello di rete neurale naturale e artificiale.

Fig. 4.3/2 - Modello di rete neurale artificiale multistrato.

Fig. 4.3/3 - Alcune funzioni di attivazioni comunemente usate.

Fig. 4.3/4 - Rappresentazione di una rete neurale ricorrente (<http://www.wildml.com/2015/09/recurrent-neural-networks-tutorial-part-1-introduction-to-rnns/>)

- Fig. 4.3/5 - Rappresentazione di una rete di tipo Echo State Network. (immagine da Ragusa, 2016).
- Fig. 5/1 - Flowchart dell'algoritmo modificato per il calcolo dell'evapotraspirazione dai dati MODIS (da Mu et al. 2011).
- Fig. 5/2 - Ubicazione delle stazioni pluviometriche (a) e termometriche (b).
- Fig. 5/3 - Modello di variogramma dei residui dei valori di temperatura dell'aria per l'anno 2010. Modello: Esponenziale, Range = 185202, Partial Sill: 0.34, Nugget= 0.40.
- Fig. 5/4 - Portate della sorgente Sanità di Caposele per l'intervallo 02/01/1920 al 28/02/2011 per complessivi 33296 giorni.
- Fig. 5/5 - Portate della sorgente Sanità di Caposele e precipitazioni della stazione di Senerchia nell'intervallo dal 02/08/2000 al 28/02/2011 per complessivi.
- Fig. 6.1/1 - Mappa dell'evapotraspirazione reale (mm), dai dati MODIS, per l'anno 2014. Nel riquadro l'unità n. 17.
- Fig. 6.1/2 - Box Plot dei valori medi pluriennali di ET_a per ogni unità per gli anni dal 2000 al 2014.
- Fig. 6.1/3 - Variazione temporale dei valori minimo, media e massimo dell' ET_a per l'unità 18 con retta di regressione per la media dei valori.
- Fig. 6.1/4 - Box Plot dei dell' ET_a per gli anni dal 2000 al 2014 per l'Unità 40.
- Fig. 6.1/5 - Regressione per la media delle temperature dell'aria per gli anni 2000-20014 e quote ($R^2 = 0.87$, $p < 0.05$).
- Fig. 6.1/6 - Mappa della distribuzione delle medie pluriannuali della temperatura dell'aria ($^{\circ}C$).
- Fig. 6.1/7 - Regressione lineare per la media delle piogge per gli anni 2000-20014 e quote ($R^2 = 0.29$, $p=0.29$) considerando tutte le stazioni pluviometriche.
- Fig. 6.1/8 - Regressione lineare per la media delle piogge per gli anni 2000-20014 e quote ($R^2 = 0.5$, $p < 0.01$), **a**) mappa con in rosso le stazioni pluviometriche non considerate nell'analisi, **b**) regressione con evidenziati in rosso le stazioni pluviometriche non considerate nell'analisi di regressione.
- Fig. 6.1/9 - Modello di variogramma dei residui dei valori delle piogge per l'anno 2010. Modello: Esponenziale, Range = 52438, Sill: 263187.
- Fig. 6.1/10 - Mappa della distribuzione delle medie pluriannuali dei quantitativi di pioggia (mm.).
- Fig. 6.1/11 - Mappa dei valori medi pluriennali dell'NDVI.
- Fig. 6.1/12 - Mappa dell'uso del suolo dove sono evidenziate le aree che corrispondono al codice 3.1 del Corine 2° livello).
- Fig. 6.1/13 - Mappa delle coperture litologiche suddivise per unità.
- Fig. 6.1/14 - Matrice di correlazione per i parametri ET_a MODIS, Temperatura, Pioggia, NDVI, Quota, percentuale foreste, distanza dalla Costa e percentuale Calcari.
- Fig. 6.1/15 - Analisi di regressione lineare, di tipo stepwise backward elimination, tra ET_a e i parametri come precipitazioni, temperature, quota, NDVI, percentuale foreste, percentuale calcari e distanza media dalla costa.
- Fig. 6.1/16 - Dendrogramma relativo all'analisi cluster gerarchica con evidenziati i gruppi ad un'altezza uguale a 6.

Fig. 6.1/17 - Gruppi di unità risultanti dalla Cluster Analysis.

Fig. 6.1/18 - Mappe della distribuzione dei valori medi pluriennali dell'evapotraspirazione per i metodi MODIS, Thornthwaite, Turc e Coutagne.

Fig. 6.1/19 - Valori medi pluriennali dell'evapotraspirazione, per ciascuna unità idrogeologica, per MODIS, Thornthwaite, Turc e Coutagne.

Fig. 6.1/20 - Differenze tra i valori medi pluriennali di evapotraspirazione (mm), per unità, derivati dal MODIS con quelli calcolati con i metodi di Turc, Coutagne e Thornthwaite.

Fig. 6.1/21 - Distribuzione (in percentuale) dei valori delle differenze di evapotraspirazione tra MODIS verso, Turc, Coutagne e Thornthwaite (calcolati per ciascun pixel). Vengono riportati i valori di media e deviazione standard, oltre che la funzione di probabilità.

Fig. 6.1/22 - Valori medi pluriennali della ricarica, per ogni unità, utilizzando i valori di evapotraspirazione calcolati con i metodi di MODIS, Thornthwaite, Turc e Coutagne.

Fig. 6.1/23 - Mappe della distribuzione dei valori medi pluriennali della ricarica, utilizzando i valori di evapotraspirazione calcolati con i metodi di MODIS, Thornthwaite, Turc e Coutagne.

Fig. 6.1/24 - Differenze delle ricariche (mm.) calcolate utilizzando i valori di evapotraspirazione provenienti dai diversi metodi.

Fig. 6.1/25 - Distribuzione (in percentuale) dei valori delle differenze di ricarica tra quelli calcolati considerando l'evapotraspirazione con MODIS verso, quelli calcolati con i metodi di Turc, Coutagne e Thornthwaite (calcolati pixel per pixel). Vengono riportati i valori di media e deviazione standard, oltre che la funzione di probabilità.

Fig. 6.2/1 - Stima spettrale smoothed della serie storica delle portate della sorgente Sanità.

Fig. 6.2/2 - Andamento dell'errore per 100 epoche per il modello MLP Back: 60, Forward: 60.

Fig. 6.2/3 - Andamento dell'errore per 40 epoche per il modello MLP Back: 60, Forward: 60.

Fig. 6.2/4 - Previsione della serie per il modello MLP Back: 60, Forward: 60.

Fig. 6.2/5 - Previsione della serie per il modello MLP Back: 120, Forward: 60.

Fig. 6.2/6 - Previsione della serie per il modello MLP Back: 60, Forward: 120.

Fig. 6.2/7 - Previsione della serie per il modello MLP Back: 120, Forward: 120.

Fig. 6.2/8 - Previsione della serie per il modello LSTM Back: 60, Forward: 60.

Fig. 6.2/9 - Previsione della serie per il modello LSTM Back: 120, Forward: 60.

Fig. 6.2/10 - Previsione della serie per il modello LSTM Back: 60, Forward: 120.

Fig. 6.2/11 - Previsione della serie per il modello ESN Back: 60, Forward_Fin: 60.

Fig. 6.2/12 - Previsione della serie per il modello ESN Back: 120, Forward_Fin: 60.

Fig. 6.2/13 - Previsione della serie per il modello ESN Back: 60, Forward_Fin: 120.

Lista delle tabelle

Tab. 2.1/1 – ID, estensione delle aree di ricarica, delle percentuali di aree calcaree ed endoreiche dei massicci carbonatici affioranti nell'area di studio

Tab 4.2/1 - Valori del coefficiente k_e per un evaporimetro di Classe A per differenti tipologie ambientali di installazione e per diversi livelli di umidità media relativa e di velocità del vento (FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24).

Tab. 4.2/2 - Valori mensili del coefficiente K a diverse latitudini per i diversi mesi dell'anno.

Tab. 5/1 – Criteri di prestazione per la valutazione del modello per il coefficiente di Nash-Sutcliffe (S. Wang et al., 2012).

Tab. 6.2/1 - intervalli di confidenza per la stima spettrale della serie.

Tab. 6.2/2 - Valori di RMSE e NS ed epoche per I diversi modelli. MLP: Multilayer Perceptron; LSTM: Long Short Term Memory; ESN: Echo State Network; B: Back; F: Forward; RMSE: Root Mean Square Error; NS: Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient.

Lista degli acronimi e delle abbreviazioni

AGRC	Annual Groundwater Recharge Coefficient
ANN	Artificial Neural Network
ARMAX	Autoregressive moving average with exogenous input
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
BPTT	Backpropagation Through Time
CN	Numero di curva
DEM	Digital Elevation Model
ESN	Echo State Network
EIC	Coefficiente di infiltrazione efficace
ET	Evapotraspirazione
ET ₀	Evapotraspirazione potenziale di riferimento
ET _a	Evapotraspirazione reale
ET _c	Evapotraspirazione potenziale colturale
EVI	Indice di vegetazione
GMAO	NASA's Global Modeling and Assimilation Office
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
LAI	Indice di area fogliare
LI-ESN	Leaky Integrator Echo State Network
LM	Levenberg–Marquardt
LSTM	Long Short Term Memory
MLP	Multilayer Perceptron
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSE	Mean Square Error
MSG	Meteosat Second Generation
NAO	North Atlantic Oscillation
NDVI	Normalized Different Vegetation Index
NS	Coefficiente di efficienza di Nash-Sutcliffe
P	Precipitazioni
Q _{mean}	Portata media
Reg / Int / Loc	Flusso regionale, intermedio e locale
RMSE	Root Mean Square Error
RNN	Recurrent Neural Network

SVAT	Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
ZFP	Piano a flusso zero

Lista dei simboli

a	Leaking decay rate
A	Energia radiativa disponibile
A_f	Contributo della falda o di eventuali infiltrazioni di fiumi, laghi, etc.
b_i	Bias
c_p	Calore specifico dell'aria
C_p	Concentrazione di cloruro in P
C_r	Concentrazione di cloruro in R
C_{SR}	Concentrazione dei cloruri nelle acque di ruscellamento
D	Acqua persa per percolazione o drenaggio
e_a	Tensione di vapore dell'aria
e_s	Tensione di vapore saturo
ET	Evapotraspirazione
ET_a	Evapotraspirazione reale
ET_o	Evapotraspirazione potenziale
ET_{om}	Evapotraspirazione potenziale media mensile in mm.
H	Altitudine
K	coefficiente dipendente dalle ore d'insolazione media mensile e funzione della latitudine e del mese
I	Acqua di irrigazione
L	Potere evaporante dell'atmosfera
NS	Coefficiente di efficienza di Nash-Sutcliffe
NW_{in}	Numero di unità di input nel tensore dei pesi
NW_{out}	Numero di unità di output nel tensore dei pesi
P	Precipitazioni
q	Flusso attraverso una sezione verticale A
Q_s	Portate della sorgente
Q_t	Prelievi
Q_m^t	Portata predetta
Q_o^t	Portata osservata
$\overline{Q_o}$	Media delle portate osservate
R	Ricarica
r_a	Resistenza aerodinamica del flusso di vapore

r_c	Resistenza del manto vegetale al flusso di vapore
$RMSE$	Root mean square error
RO	Ruscellamento superficiale
rs	Resistenza superficiale
R_p	Acqua persa per ruscellamento
S	Superficie a monte della sezione
SR	Aliquote di ruscellamento
S_y	Coefficiente di immagazzinamento per acquiferi non confinati
T_m	Temperatura media mensile in °C
T_{min}	Temperatura minima dell'aria
U_0	Travasi verso acquiferi adiacenti
u_2	Velocità del vento a 2 m. di altezza
U_i	Travasi da parte degli acquiferi adiacenti
VPD	Deficit di pressione di vapore
x_i	Input dei dati
\hat{x}_i	Valore predetto
\hat{y}	Output dei dati
w_i	Pesi
W_{ji}	Generico peso
Δ	Pendenza della curva di saturazione
ΔH	Variazione dell'altezza piezometrica
ΔS	Variazione del contenuto idrico dello strato di terreno
Δt	Intervallo di tempo
ΔW_t	Variazione annuale delle riserve idriche sotterranee
γ	Costante psicometrica
$\frac{\partial E}{\partial W_{ji}}$	Derivata della funzione d'errore rispetto ai pesi
λ	Calore latente di evapotraspirazione
λE	Flusso latente di calore
η	Learning rate
ρ	Densità dell'aria

Indice

Abstract	pag. 002
1. Introduzione	pag. 015
2. Aree di studio	pag. 017
2.1 Massicci carbonatici dell'Appennino meridionale	pag. 017
2.2 Monte Cervialto	pag. 024
2.2.1 Sorgente Sanità di Caposele	pag. 028
3. Modelli idrogeologici concettuali degli acquiferi carbonatici	pag. 034
3.1 Acquiferi carbonatici europei e del resto del mondo	pag. 034
3.2 Acquiferi carbonatici italiani	pag. 041
3.2.1 Acquiferi carbonatici delle Alpi	pag. 041
3.2.2 Acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale	pag. 043
4. Metodi per la stima della ricarica e delle portate sorgive in acquiferi carbonatici	pag. 050
4.1 Metodi per la stima della ricarica	pag. 050
4.2 Metodi per la stima dell'evapotraspirazione	pag. 057
4.3 Metodi per la stima delle portate sorgive mediante reti neurali artificiali	pag. 069
5. Dati e metodologie	pag. 077
6. Risultati	pag. 087
6.1 Modellazione della ricarica a scala regionale mediante dati satellitari	pag. 087
6.2 Modellazione delle portate sorgive a scala di bacino mediante reti neurali artificiali	pag. 107
7. Discussione	pag. 117
8. Conclusioni	pag. 119
Bibliografia	pag. 120
Ringraziamenti	pag. 130

1. Introduzione

Su circa il 20% della superficie terrestre affiorano terreni carbonatici (Fig. 1/1). Escludendo l'Antartico, l'Islanda e la Groenlandia, la superficie totale dei terreni carbonatici che affiora sui cinque continenti è pari a circa 17,7 Milioni di km² corrispondente a circa 13,2% delle terre emerse.

Dei cinque continenti, quello maggiore presenza di rocce carbonatiche è l'America, con circa 4 milioni di km², anche se la percentuale più elevata, rispetto al totale della superficie continentale, è detenuta dall'Asia centrale e medio-orientale con circa il 23%.

Data anche la loro elevata estensione, gli acquiferi carbonatici rappresentano le principali risorse idriche sotterranee a scala globale (Shiklomanov, 1998) e ospitano paesaggi ed ecosistemi naturali con una grande geo e biodiversità (Goldscheider, 2012).

Circa il 25% della popolazione mondiale dipende dalle acque sotterranee provenienti da acquiferi carbonatici (Ford e Williams, 2007). Negli Stati Uniti, il 40% delle acque sotterranee utilizzate per uso potabile proviene da acquiferi carbonatici (Quinlan e Ewers, 1989). Anche in India, gli acquiferi carbonatici costituiscono una risorsa significativa di acque sotterranee, soddisfacendo la domanda di acqua di circa 35 milioni di persone (Dar et al., 2014).

In tutti i paesi europei e del Mediterraneo, dove le litologie carbonatiche occupano circa il 35% della superficie continentale, le grandi aree urbane sono alimentate, interamente o parzialmente, da acque provenienti da acquiferi carbonatici (Ford e Williams, 2007).

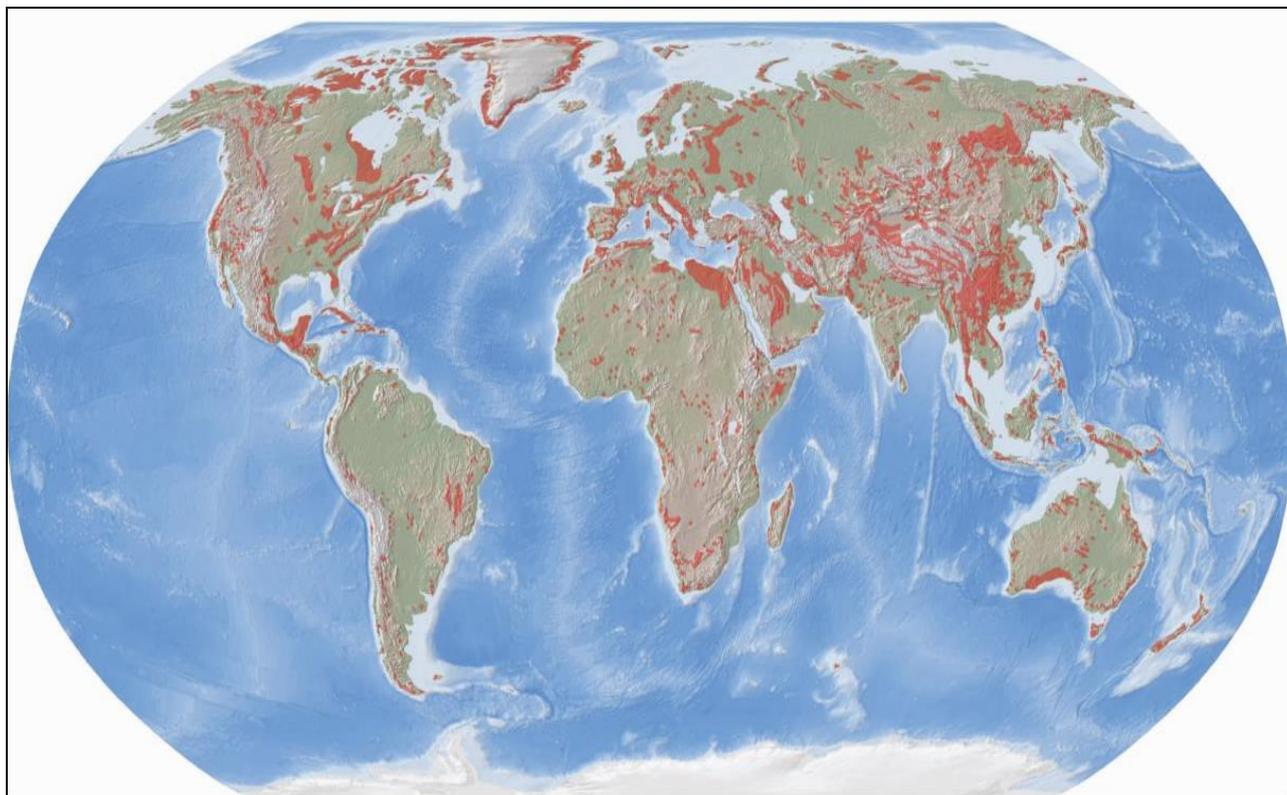


Fig. 1/1 - Affioramenti (in rosso) di rocce carbonatiche nel mondo (Ford e Williams, 2007).

In Italia, circa il 18% della superficie è caratterizzata da affioramenti di rocce carbonatiche, mentre per diverse regioni del sud Italia, come Abruzzo, Lazio, Molise, Campania e Basilicata, la percentuale di affioramenti carbonatici raggiunge circa il 45%.

Per l'Italia meridionale, gli acquiferi carbonatici costituiscono la principale fonte di approvvigionamento per il comparto potabile, industriale, irriguo e termo-minerale (Celico, 1983; Celico et al., 2000; Allocca et al., 2007), svolgendo un ruolo vitale per la conservazione degli ecosistemi fluviali dipendenti dalle acque sotterranee (GDE) (Allocca et al., 2014). Il volume medio annuo di acque sotterranee erogato è pari a circa 4.100×10^6 m³/anno con un rendimento medio unitario variabile da 0,025 a 0,045 m³/s/km² (Celico, 1983a; Celico, 1983 b; Celico et al., 2000; Allocca et al., 2007).

Alla luce di tali considerazioni, è evidente che la gestione sostenibile e la salvaguardia di questi importanti acquiferi non può prescindere da una stima quantitativa sempre più accurata, a diverse scale spazio-temporali, dei volumi di acque sotterranee disponibili e ancora utilizzabili.

Tali evidenze sono ancor più marcate se si considera che, da un lato, queste risorse sono in gran parte captate ed utilizzate da sistemi acquedottistici regionali ed interregionali del Sud Italia (Allocca et al., 2007), dall'altro, sono sempre più minacciate da scenari di siccità, come quelli degli ultimi anni, derivanti dalla riduzione e/o tropicalizzazione delle precipitazioni (Mazzarella, 1999) e dalla variabilità climatica di medio-lungo termine che caratterizza alcune regioni dell'Italia meridionale (De Vita et al., 2012).

Sulla base delle suddette premesse, la presente tesi di dottorato ha avuto come obiettivo:

- la valutazione dell'evapotraspirazione per mezzo di dati satellitari e confronto con i valori di evapotraspirazione stimati con tre metodi comunemente usati, per 40 acquiferi dell'Appennino meridionale, ricadenti nelle regioni Abruzzo, Lazio, Molise, Campania e Basilicata, quindi mediante un approccio integrato di dati idrologici terrestri e dati satellitari;
- stima e modellazione, a scala regionale e medio-annua, della ricarica delle acque sotterranee per i suddetti acquiferi;
- stima e modellazione, a scala di bacino e giornaliera, dei processi "afflusso-deflusso" per l'acquifero carbonatico sperimentale del Monte Cervialto (Campania), mediante l'utilizzo di reti neurali artificiali e l'uso integrato di dati giornalieri di pioggia e di portata della lunga serie storica della sorgente Sanità di Caposele.

La tesi è organizzata nel modo che segue.

Nel capitolo 2 è sinteticamente illustrato lo stato delle conoscenze sulle caratteristiche idrologiche e geomorfologiche delle aree di studio, comprendenti i 40 acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale, il Monte Cervialto e la sorgente Sanità di Caposele (Campania). Nel capitolo 3 è riportata una rassegna dei differenti modelli idrogeologici concettuali degli acquiferi carbonatici italiani, europei e del resto del mondo. Nel capitolo 4 è riportata una rassegna dei metodi, diretti e indiretti, utilizzati per la stima della ricarica, dell'evapotraspirazione e delle portate sorgive, mediante l'uso di reti neurali artificiali. Nel capitolo 5 è riportata una descrizione delle serie storiche idrologiche utilizzate e dei diversi metodi applicati per la modellazione delle risorse idriche sotterranee, dalla scala regionale e medio-annua alla scala di bacino e giornaliera. I risultati, la discussione e le conclusioni sono riportati nei capitoli 6, 7 e 8.

2. Aree di studio

2.1 I massicci carbonatici dell'Appennino meridionale

L'Appennino meridionale è caratterizzato da una struttura articolata e complessa, derivata dall'impilamento di numerose unità stratigrafico-strutturali che sono riconducibili alla deformazione di unità paleogeografiche preesistenti deformate ed impilate durante l'orogenesi Miocenica (Patacca & Scandone, 2007; Scrocca, 2010).

Tra i corpi rocciosi sedimentari che formano l'Appennino meridionale, quelli riconducibili alle successioni carbonatiche sono maggiormente rappresentati in affioramento.

Dal punto di vista lito-stratigrafico, detti rilievi carbonatici ricoprono una superficie di circa 8.560 km² (Fig. 2.1/1.a) e sono caratterizzati da dolomie triassico-liassiche, calcari giurassici e calcari marnosi della serie di piattaforma carbonatica mesozoica.

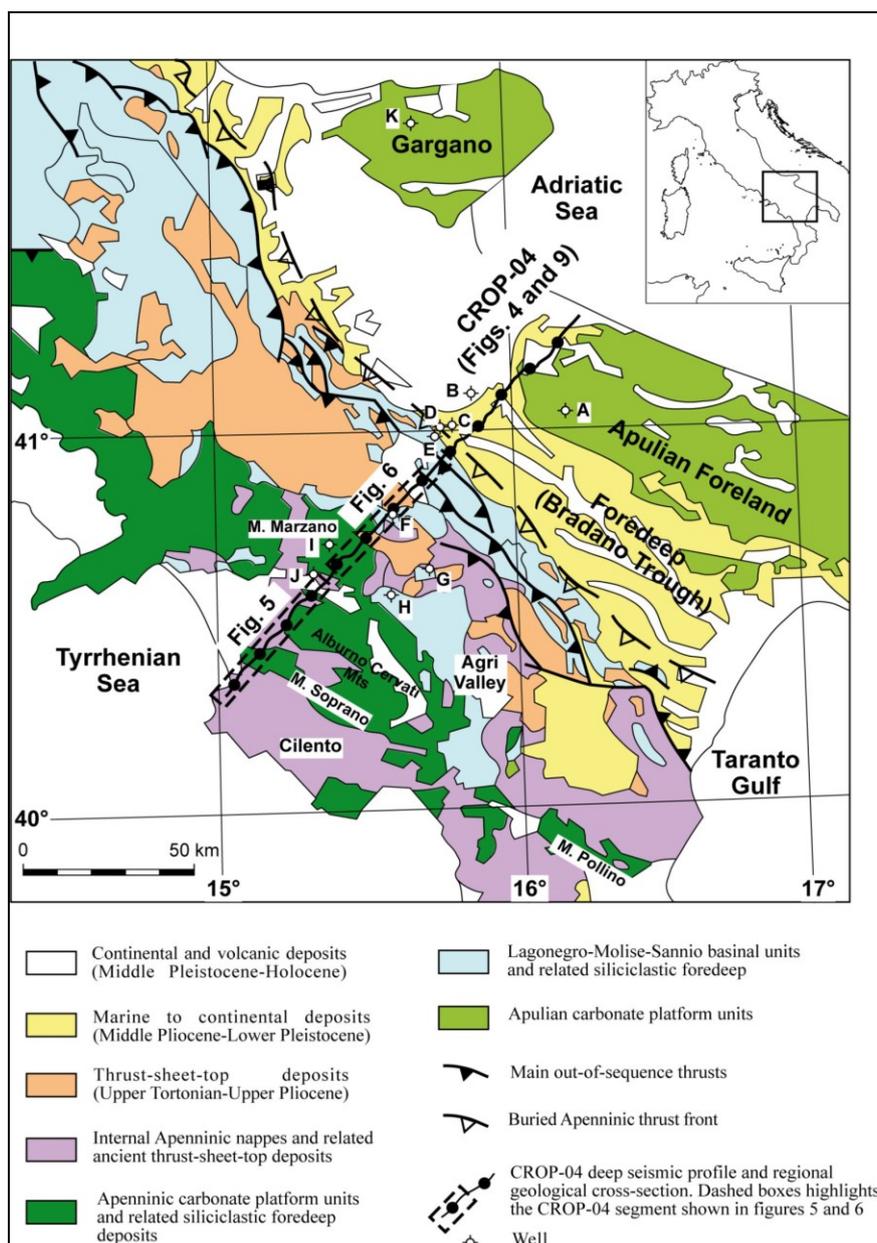


Fig. 2.1/1.a – Carta geologica semplificata dell'Appennino meridionale (Patacca e Scandone, 2007, modificato).

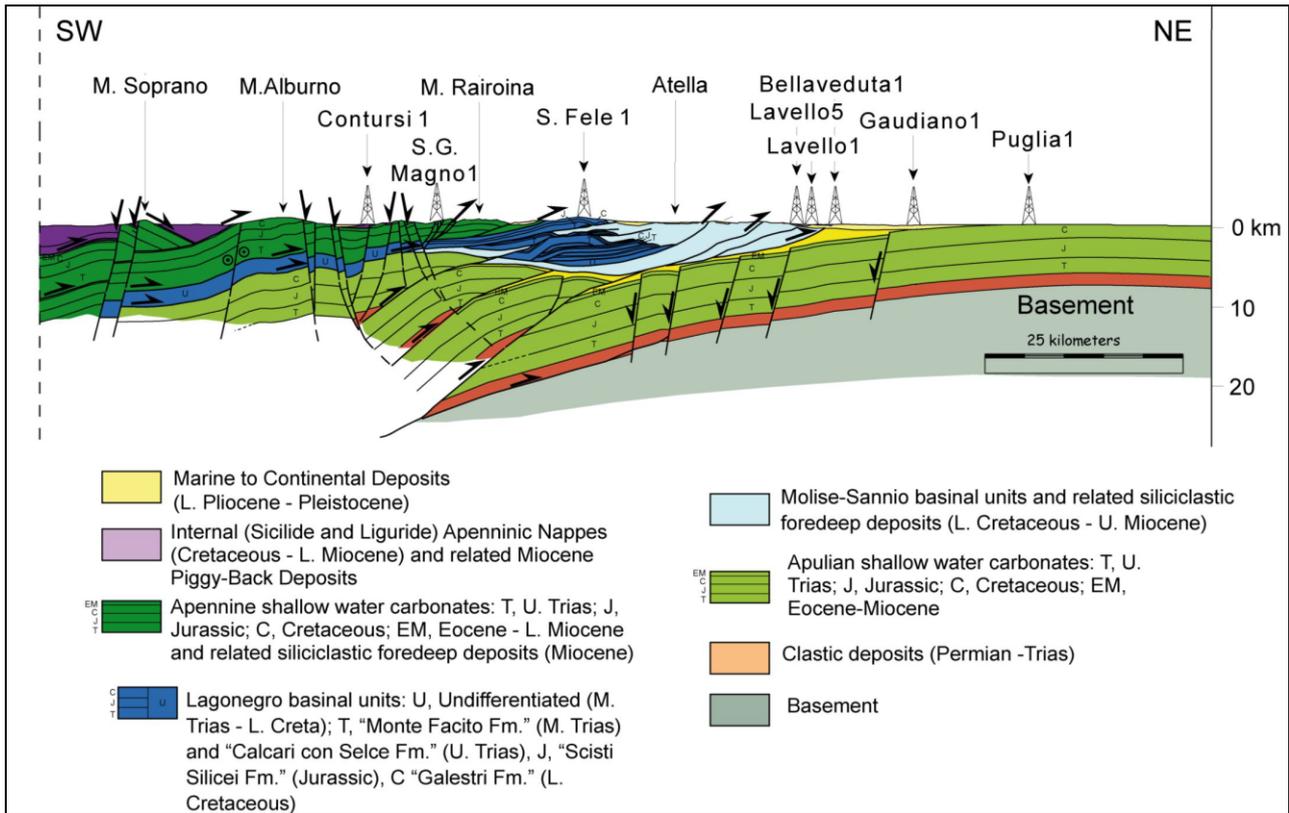


Fig. 2.1/1.b - Sezione geologica regionale costruita lungo il profilo sismico di riflessione CROP-04, la cui traccia è in figura 2.1/1.a (Patacca e Scandone, 2007, modificato).

Dato l'assetto geologico-strutturale dell'Appennino meridionale, i diversi massicci carbonatici si rinvengono giustapposti ad unità lito-stratigrafiche, a bassa permeabilità, provenienti dalle unità flyschiodi di bacino (Fig. 2.1/1.b). Queste successioni torbiditiche, spesso, delimitano lateralmente e alla base, i singoli massicci carbonatici, isolandoli dal punto di vista idrogeologico, sia dagli altri rilievi carbonatici, sia da domini circostanti, favorendo, altresì, il recapito delle acque sotterranee in aree sorgive ben localizzate (Fig. 2.1/2).

Data l'estrema vicinanza di diversi centri vulcanici della provincia magmatica laziale-campano-lucana, i rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale sono, spesso, ricoperti da spessori variabili di depositi piroclastici (Fig. 2.1/3), a granulometria sabbioso-limoso (Allocca et al., 2014), la cui presenza condiziona fortemente i processi di ricarica (Allocca et al., 2015; Fusco et al., 2017), di sviluppo dell'epicarso (Petrella et al., 2007; Celico et al., 2010), il chimismo delle acque sotterranee (Boschetti et al., 2014) e il trasporto di taluni contaminanti microbici (Celico et al., 2004; Allocca et al., 2008; Naclerio et al., 2008).

Dal punto di vista geomorfologico, i rilievi carbonatici dell'area di studio sono costituiti da versanti che presentano pendenze medie intorno ai 30-35° (Allocca et al., 2014), formati dall'evoluzione da originarie scarpate di faglia (Fig. 2.1/4). Spesso si rinvengono ampi *plateau* sommitali, con pendenze minori del 5%, conche endoreiche, polje, campi doliniformi e inghiottitoi (Fig. 2.1/5), anche di notevole dimensioni (Brancaccio et al., 1978; Bull, 2007; Allocca et al., 2014). Oltre alle forme carsiche epigee, sono molto diffuse anche le fenomenologie carsiche ipogee (pozzi e condotti carsici), sviluppatasi durante il Quaternario, che influenzano sia i processi di ricarica, diretta e secondaria, sia i processi di circolazione idrica sotterranea.

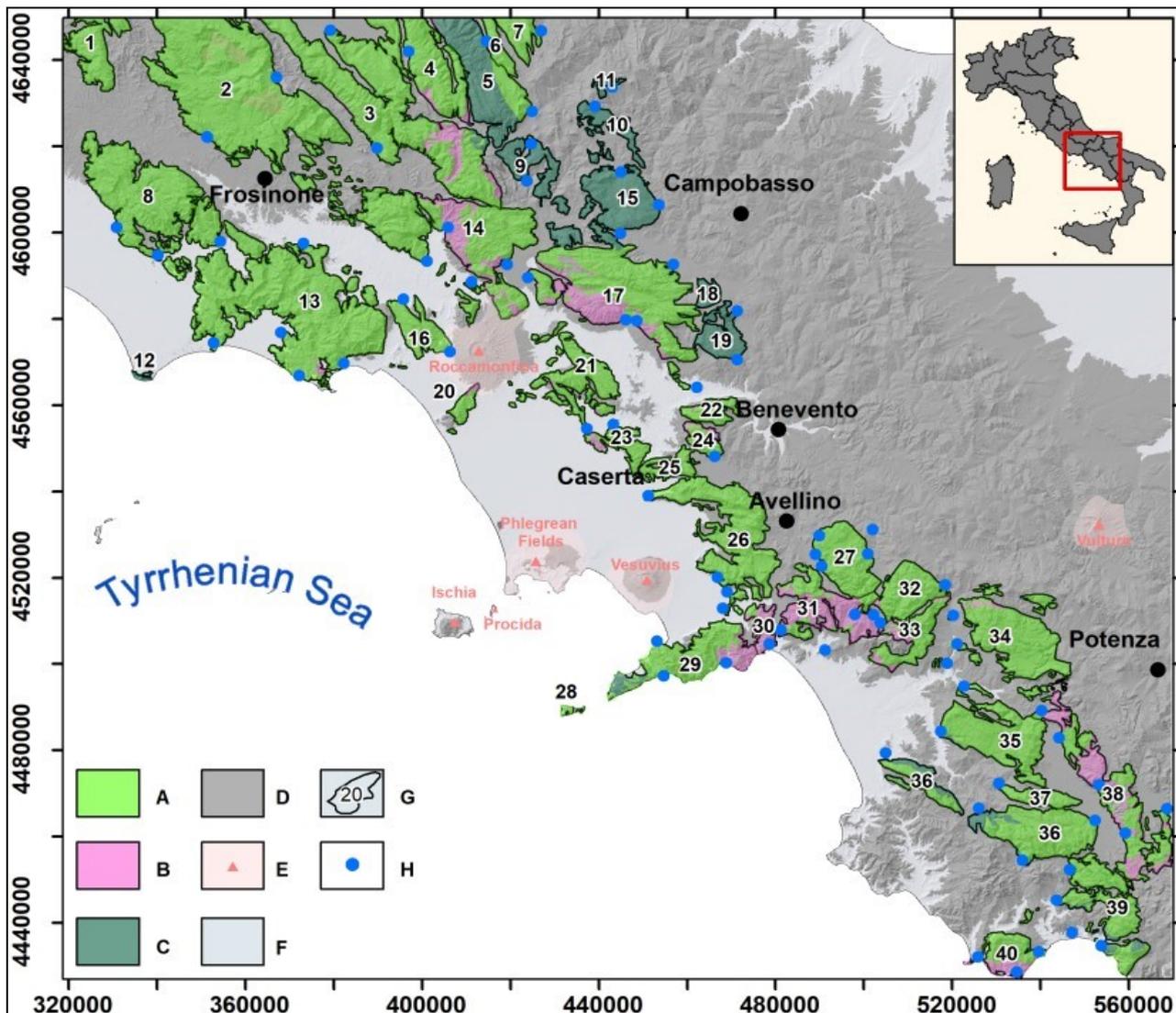


Fig. 2.1/2 – I massicci carbonatici dell'area di studio. (A) unità calcaree e dolomitiche-calcaree della serie di piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (B) unità dolomitiche della serie di piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (C) unità dei calcari marnosi della serie del bacino esterno (Triassico-Paleogene); (D) unità delle molasse e dell'unità terrigene pre- sin- e tardo-orogeniche (Cretaceo-Pliocene); (E) centri vulcanici (Pliocene-Quaternario); (F) unità alluvionali e epiclastiche (Quaternario); (G) limiti idrogeologici e numero identificativo degli acquiferi carbonatici; (H) principali sorgenti basali degli acquiferi carbonatici.

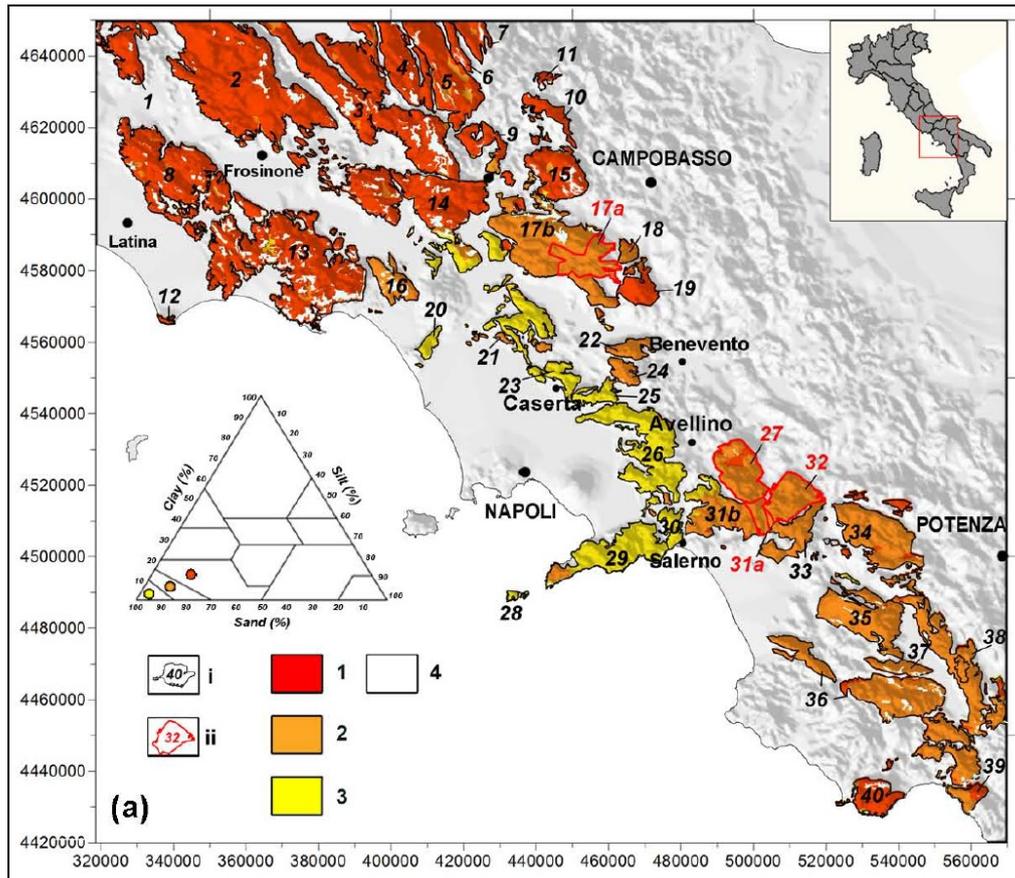


Fig. 2.1/3 – Tessitura dei suoli ricoprenti i versanti carbonatici dell’area di studio (Allocca et al., 2014). 1) tessitura sabbioso-limoso; 2) tessitura limo-sabbiosa; 3) tessitura sabbiosa.

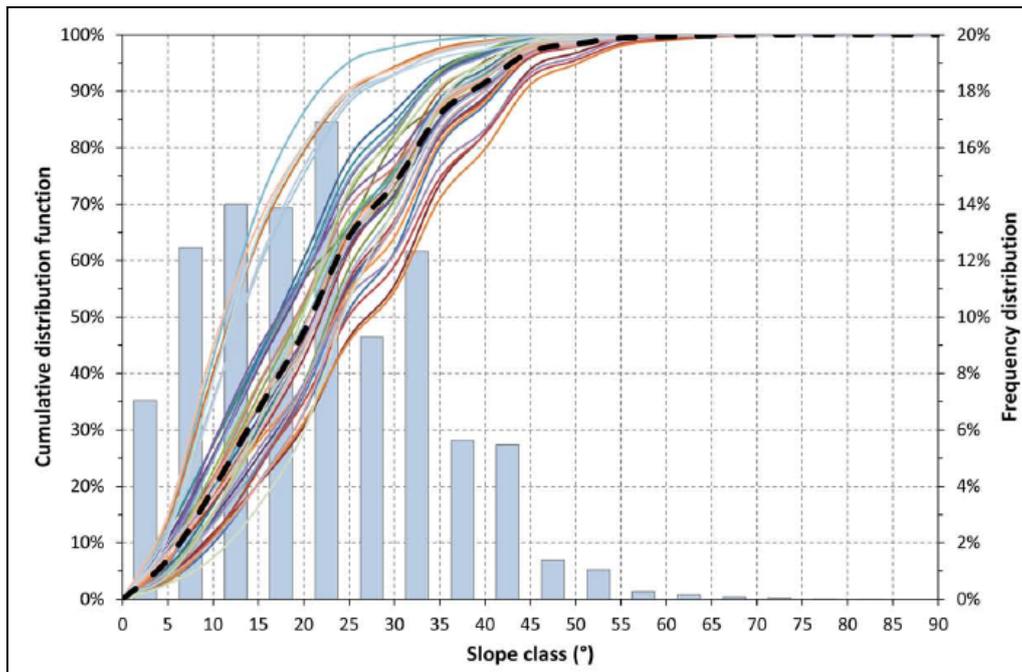


Fig. 2.1/4 – Analisi di frequenza della distribuzione delle diverse classi di pendenza dei versanti carbonatici dell’area di studio (Allocca et al., 2014). La linea tratteggiata nera è la media della distribuzione cumulativa e l’istogramma è la distribuzione di frequenza delle classi di pendenza.

Dal punto di vista idrogeologico, i rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale sono suddivisibili, a scala regionale, in tre gruppi principali (Fig. 2.1/2):

- rilievi calcarei e calcareo-dolomitici, aventi un deflusso medio pari a $3700 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$ e un rendimento medio unitario variabile da 0.016 a $0.045 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$;
- rilievi dolomitici, aventi un deflusso medio di $300 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$ e un rendimento medio unitario variabile da 0.013 a $0.021 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$;
- rilievi costituiti da alternanza di calcari, calcari con selce, calcari marnosi e subordinatamente marne, aventi un deflusso medio pari a $100 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$ e un rendimento medio unitario variabile da $0,009$ a $0,015 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

Dal punto di vista della tipologia di uso del suolo (Fig. 2.1/6), nell'ambito dei rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale, si individuano 4 principali classi (Allocca et al., 2014).

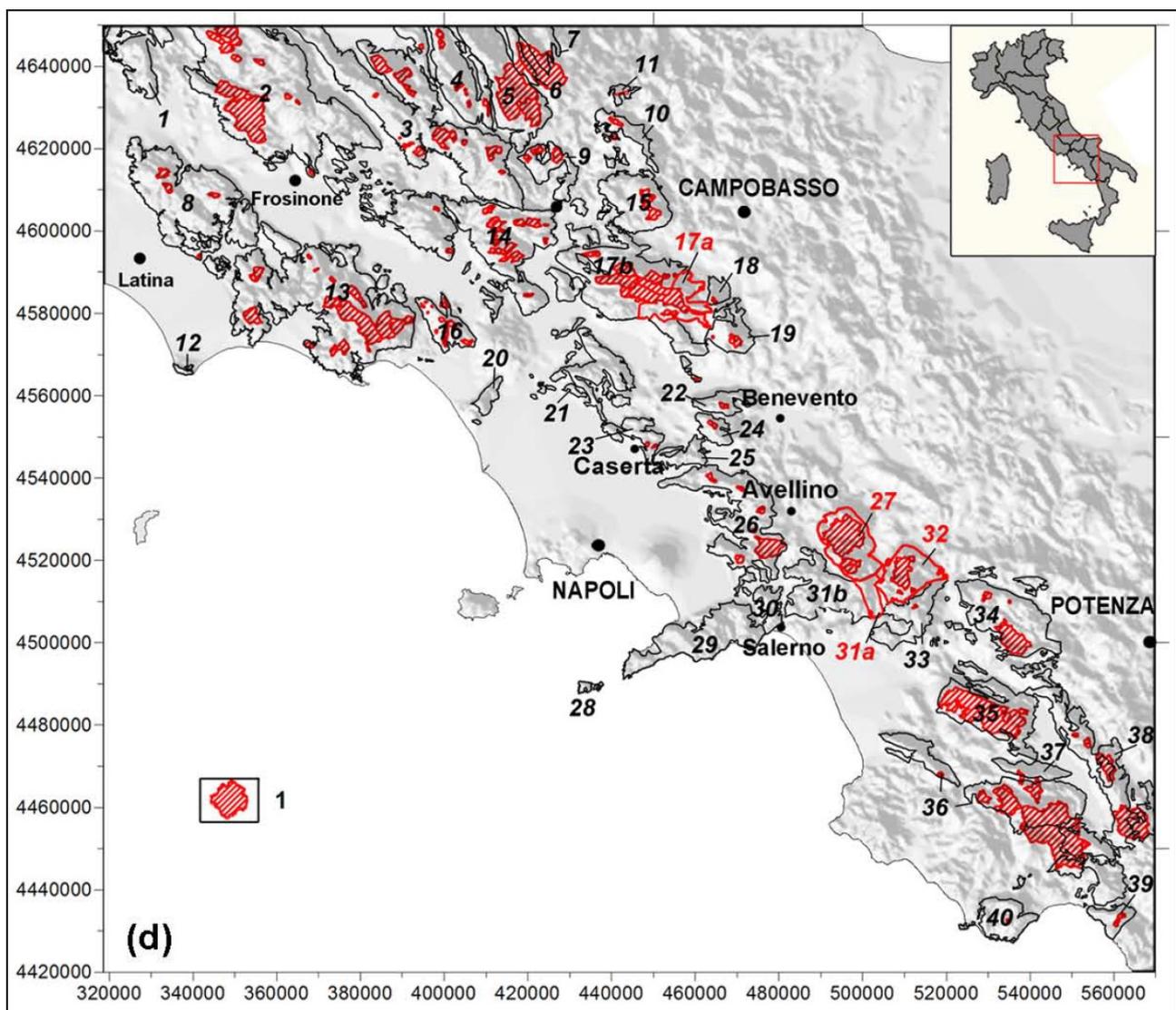


Fig. 2.1/5 – Aree endoreiche e plateau sommitali per i massicci carbonatici dell'area di studio (Allocca et al., 2014).

Dal punto di vista climatico, l'Appennino carbonatico meridionale è caratterizzato da un clima che varia dal tipo mediterraneo (Csa), per il settore costiero, ad un clima mite mediterraneo (CSb) nelle aree interne (Geiger, 1954). La variabilità climatica, di medio-lungo periodo, per questo

settore del bacino del Mediterraneo è fortemente condizionata dall'Oscillazione Nord Atlantica (NAO), con periodi freddi e umidi, con valori di precipitazione superiore alla media, e periodi secchi, con scarse precipitazioni (De Vita et al., 2012).

La distribuzione spaziale delle precipitazioni medio-annue è inoltre fortemente influenzata dall'orografia della catena montuosa appenninica (Henderson-Sellers e Robinson, 1986), condizionando la distribuzione e la circolazione delle masse d'aria umida provenienti dal Mar Tirreno. Procedendo da ovest verso est, si registrano precipitazioni orografiche (Roe, 2005; Houze, 2012), con valori massimi di 1700÷2000 mm/a, in corrispondenza dello spartiacque appenninico. Ad Est di quest'ultimo, le precipitazioni medio-annue diminuiscono fino a valori di 700-900 mm. Il regime delle precipitazioni medio-annue (Bandini, 1931) è caratterizzato da un massimo relativo nel periodo autunno-inverno e un minimo relativo in estate (Fig. 2.1/7).

La temperatura minima media annua, con valori di 10-12 °C, si registra lungo il crinale appenninico, mentre i valori di 12-13° C e 13-15° C si rinvergono, rispettivamente, nelle pianure circondate da montagne e nella zona costiera.

In tabella 2.1/1 è riportato l'ID, la denominazione e alcune caratteristiche principali dei massicci carbonatici dell'area di studio.

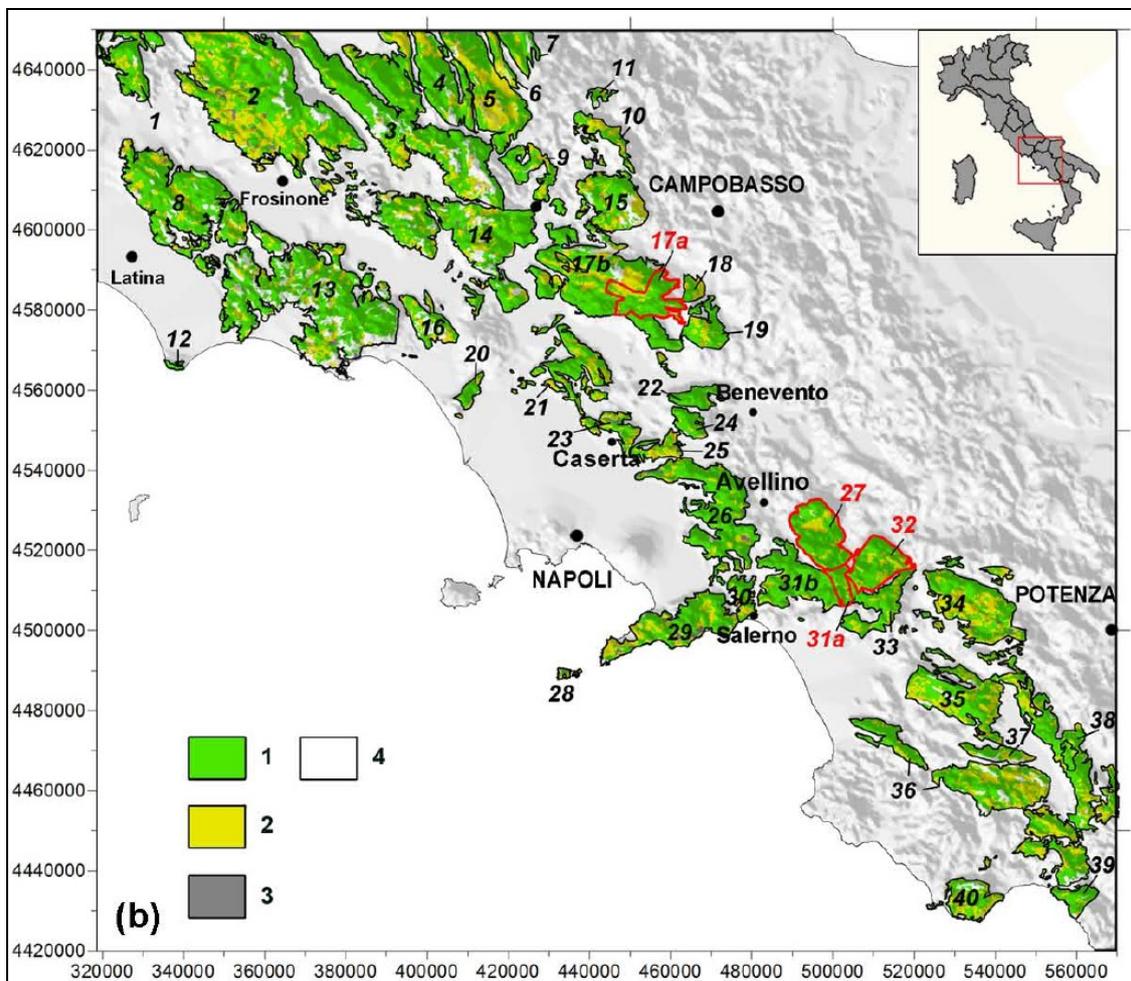


Fig. 2.1/6 – Principali tipologie di uso del suolo dei rilievi carbonatici dell'area di studio. 1) bosco; 2) pascolo e prateria; 3) area urbana; 4) zone carbonatiche nude.

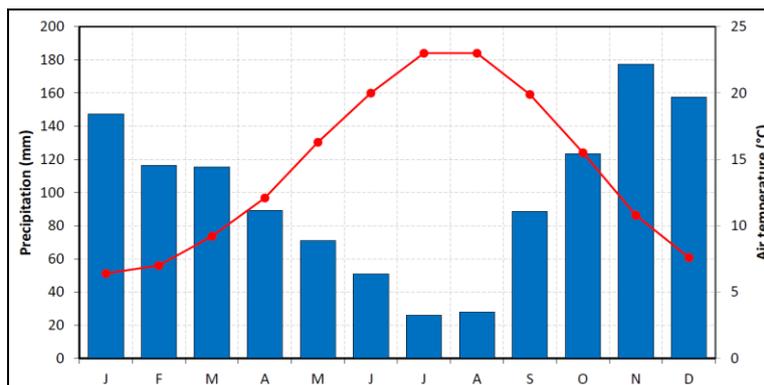


Fig. 2.1/7 – Distribuzione della media delle precipitazioni mensili (barre blu) e della temperatura dell'aria (linea rossa).

ID	Massici carbonatici	Estensione (km ²)	Aree calcaree (%)	Plateau sommitali e aree endoreiche (%)
1	Cerella	137	100	0
2	Simbruini	1075	94	12
3	Cornacchia	723	90	7
4	Marsicano	204	94	5
5	Genzana	277	10	34
6	Rotella	40	100	40
7	Porrara	63	100	25
8	Lepini	483	100	2
9	Colli Campanari	88	0	12
10	Capraro	70	0	5
11	Campo	16	0	13
12	Circeo	6	0	0
13	Ausoni	822	99	15
14	Venafro	362	74	11
15	Totila	183	0	8
16	Maio	93	98	12
17	Matese	600	71	31
18	Tre Confini	28	0	4
19	Moschiatturo	85	0	7
20	Massico	29	89	0
21	Maggiore	157	99	0
22	Camposauro	50	99	4
23	Tifatini	80	90	2
24	Taburno	43	81	4
25	Durazzano	52	100	0
26	Avella	334	100	9
27	Terminio	167	100	43
28	Capri	9	93	0
29	Lattari	244	75	0
30	Salerno	46	13	0
31	Accellica	206	33	0
32	Cervialto	129	98	20
33	Polveracchio	117	81	0
34	Marzano	292	97	13
35	Alburni	254	99	42
36	Cervati	318	81	13
37	Motola	52	100	4
38	Maddalena	307	59	21
39	Forcella	217	86	5
40	Bulgheria	100	68	1

Tab. 2.1/1 – ID, estensione delle aree di ricarica, delle percentuali di aree calcaree ed endoreiche dei massicci carbonatici affioranti nell'area di studio

2.2 Monte Cervialto

Il massiccio carbonatico del Monte Cervialto (Fig. 2.2/1 e 2.2/2) è caratterizzato da una successione carbonatica meso-cenozoica appartenente all'unità stratigrafico-strutturale Monti Picentini-Taburno della piattaforma carbonatica campano-lucana (Bonardi et al., 1988). Tale successione, di spessore complessivo pari a circa 3.000 m, è costituita da dolomie, calcari dolomitici, calcari, calcareniti, calcari oolitici e pseudoolitici molto fratturati e carsificati, con intercalazioni di conglomerati a matrice calcareo-marnosa e di calciruditi.

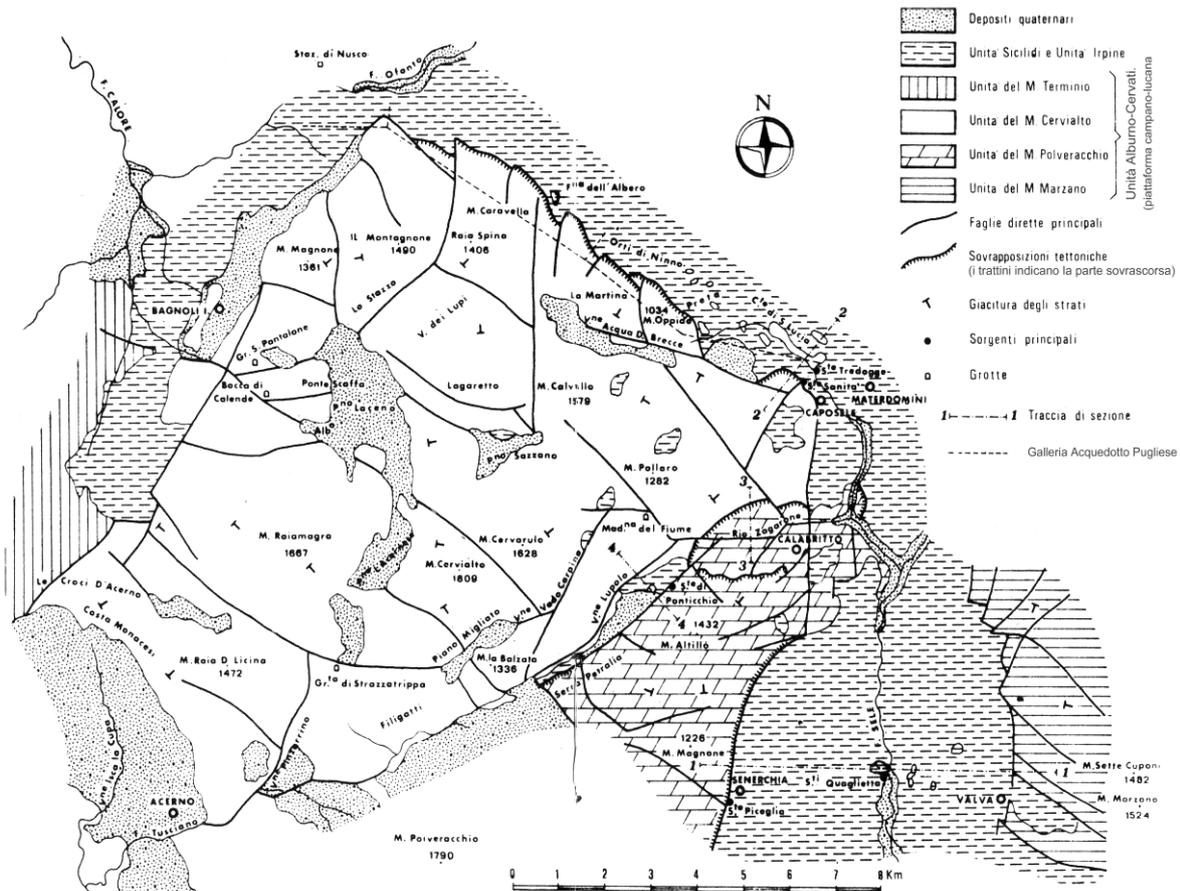


Fig. 2.2/1 - L'acquifero carbonatico del Monte Cervialto (Celico e Civita, 1976).

Lungo il bordo nord-orientale e nord-occidentale affiorano banchi di calcari marnosi, alternati a siltiti, argille e marne, riferibili alla Formazione di Corleto-Perticara (Cocco et al., 1974), di età Cretacico sup. – Paleocene, ed arenarie con intercalazioni di sabbie e argille, ascrivibili alla Formazione di Castelvetere (Pescatore et al., 1970). Nella parte più settentrionale del massiccio carbonatico si rinvencono le Argille Varicolori. In copertura ai versanti carbonatici sono presenti depositi piroclastici delle eruzioni vulcaniche del Somma-Vesuvio, su cui si è impiantata la tipica vegetazione appenninica, con fitte faggete (*Fagus sylvatica* L.) che rappresentano il tipo forestale prevalente.

Nelle aree interne al massiccio (Fig. 2.2/3) affiorano, invece, depositi lacustri e detritico-piroclastici quaternari, ricoperti da ampie praterie destinate a pascolo.

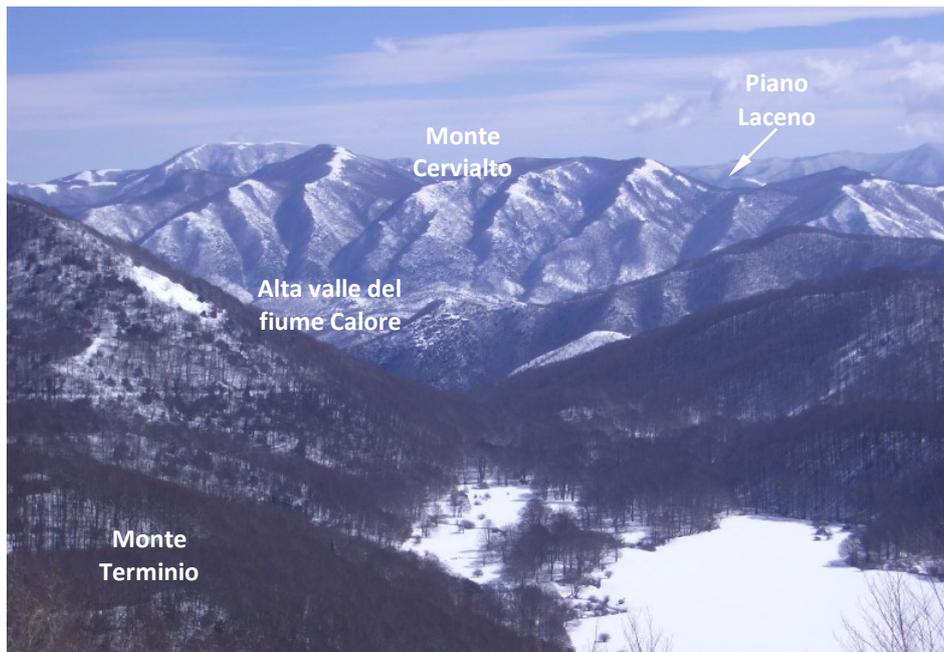


Fig. 2.2/2 - Il rilievo carbonatico del Monte Cervialto, visto dal vicino Monte Terminio

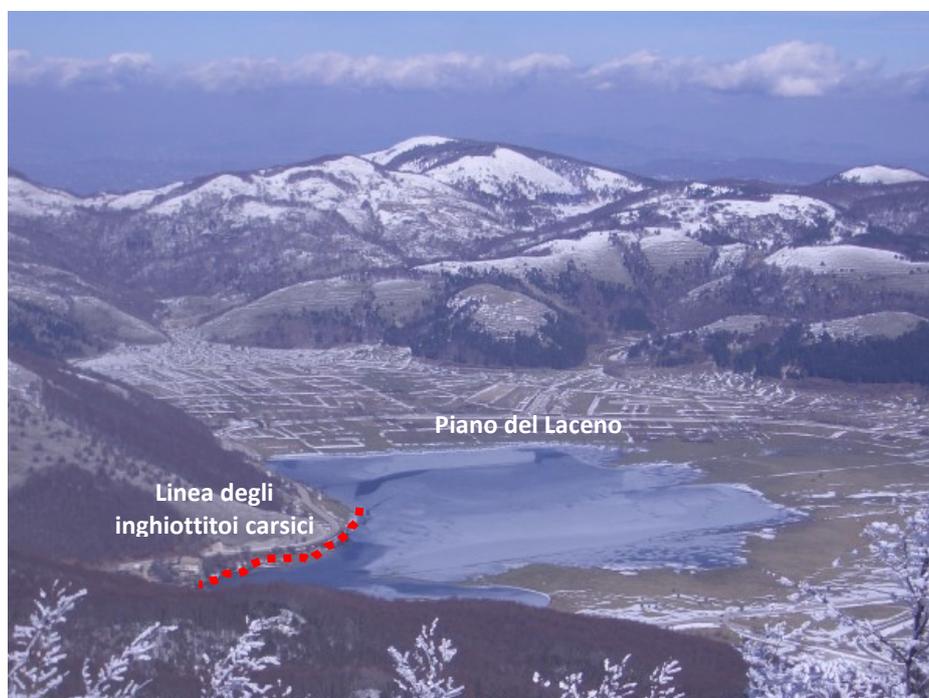


Fig. 2.2/3 - Il polje del lago Laceno e i rilievi circostanti del Monte Cervialto

I limiti idrogeologici dell'acquifero carbonatico del Monte Cervialto sono ben delineati (Celico e Civita, 1976; Celico, 1978; 1983; Celico et al., 2000; Allocca et al., 2007):

- a NW ed a NE, dall'accavallamento tettonico delle rocce carbonatiche sui depositi terrigeni delle Unità Sicilidi e dal contatto con le Unità Irpine;
- a SW, dall'innalzamento del substrato dolomitico e dalla discontinuità strutturale presente lungo la depressione di Acerno;
- a SE, dalla direttrice tettonica Acerno-Calabritto e dall'accavallamento tettonico del Monte Polveracchio sul Monte Cervialto (Fig. 2.2/4).

Al suo interno, l'acquifero carbonatico presenta numerose discontinuità tettoniche connesse alle fasi distensive plio-quadernarie (Fig. 2.2/1), che hanno smembrato il diffuso sistema carsico ipogeo, rendendolo influente sul regime idrologico della sorgente Sanità di Caposele.

Le acque di infiltrazione diretta alimentano la falda di base, avente un gradiente idraulico di $0,2 \div 0,3\%$ e una quota media della superficie piezometrica all'interno del rilievo di circa 450 m s.l.m. La falda di base è alimentata anche dalle acque di infiltrazione secondaria del bacino endoreico del piano Laceno (Fig. 2.2/3), assorbite da alcuni inghiottitoi collegati con il sistema carsico della grotta del Caliendo (Bellucci et al., 1983).

Con una stima del 67% del coefficiente di infiltrazione efficace (AGRC), la ricarica medio-annua delle acque sotterranee è pari a $120 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ (Allocca et al., 2014), equivalente ad un rendimento medio unitario dell'acquifero pari a circa $0,030 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ (Celico et al., 2000; Allocca et al., 2009).

Il flusso in rete della falda di base è orientato da SW verso NE (Fig. 2.2/1), ma il complesso assetto idrostrutturale nella zona di Coste di S. Lucia (Fig. 2.2/4, Sezione I) e l'accavallamento tettonico del Monte Polveracchio sul Monte Cervialto nella valle del rio Zagarone (Fig. 2.2./4, Sezione II) fanno sì che il recapito principale sia la sorgente Sanità di Caposele (posta a 420 m s.l.m.) e non la sorgente Tredogge (posta a quota 415 m s.l.m), ovvero altri potenziali punti ubicati nei pressi dell'abitato di Calabritto, dove la cintura impermeabile del massiccio carbonatico raggiunge quote minime di circa 250 m s.l.m.. Altre sorgenti minori (con $Q_{\text{media annua}} < 10 \text{ l/s}$) sono alimentate da falde sospese o di alta quota presenti nella parte alta del massiccio carbonatico.

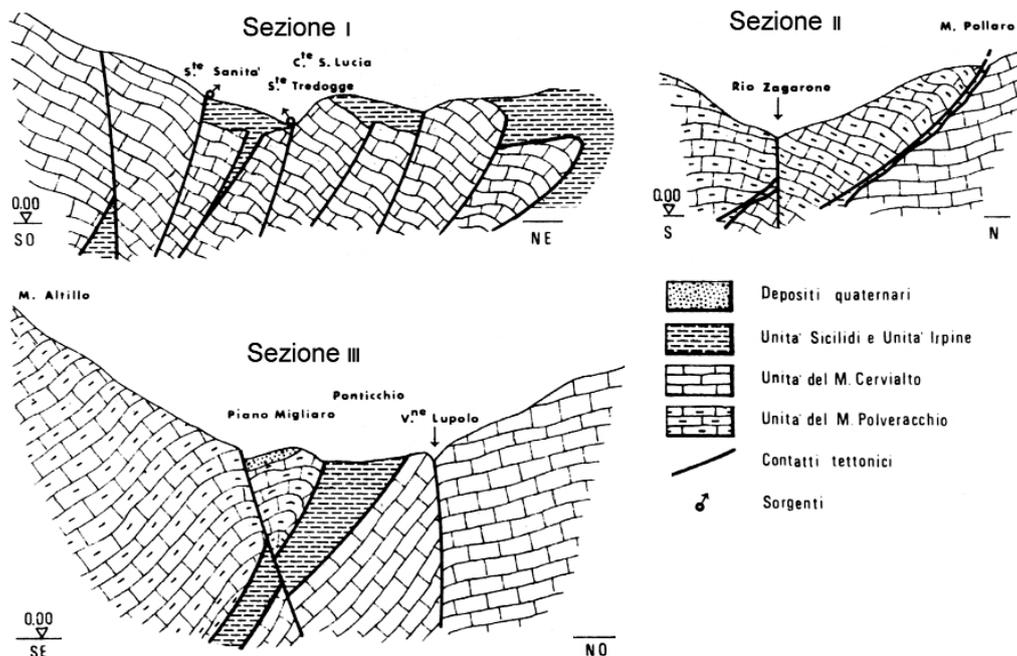


Fig. 2.2/4 - Assetto idrostrutturale dell'area sorgiva Sanità di Caposele e lungo discontinuità tettonica del rio Zagarone (Celico e Civita, 1976).

Dal punto di vista climatico, l'area carbonatica del Monte Cervialto è caratterizzata da un tipico clima mediterraneo, con periodi caldi e asciutti, in estate e tarda primavera, e periodi piovosi, in autunno e inverno. Le precipitazioni mensili hanno il massimo nel mese di novembre ed il minimo

nel mese di luglio. Il regime dell'evapotraspirazione è anticiclico a quello delle precipitazioni, raggiungendo il minimo nei mesi di dicembre-gennaio ed il massimo nel mese di luglio.

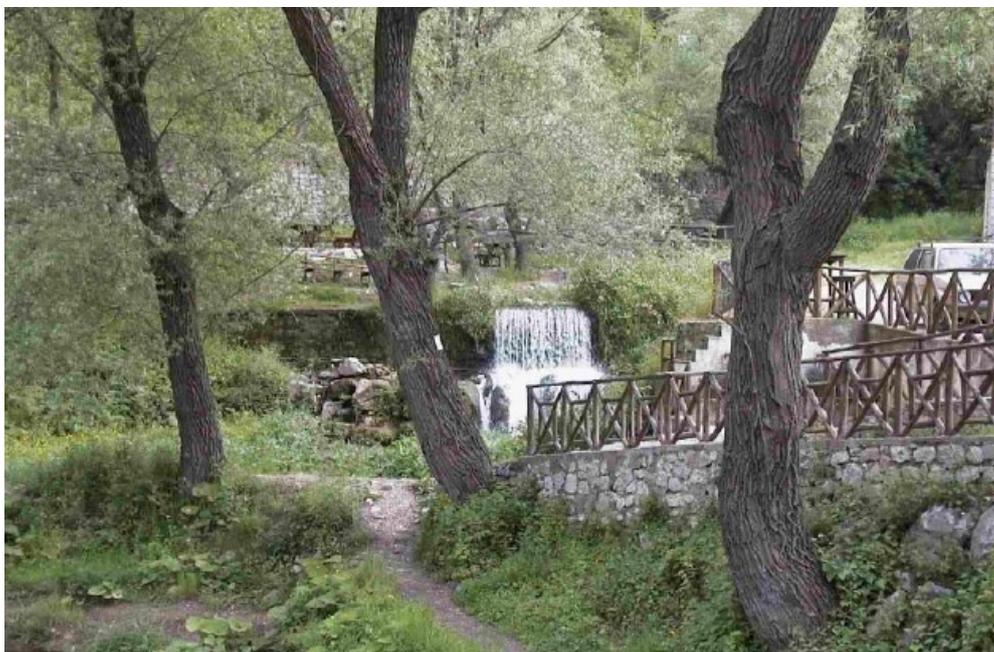
La temperatura media annua dell'aria è circa 8.5 °C. Le precipitazioni medio-annue sono pari a circa 2000 mm/a, mentre le precipitazioni efficaci medio-annue (P-ETR) sono pari a circa 1380 mm/a (Allocca et al., 2014). Durante i mesi invernali, le precipitazioni possono essere anche a carattere nevoso, soprattutto a quote superiori ai 600-800 m s.l.m., costituendo una "ricarica ritardata" per l'acquifero carbonatico.

2.2.1 Sorgente Sanità di Caposele

La sorgente Sanità di Caposele (denominata anche sorgente Sanità o sorgente Caposele) è ubicata a circa 420 m s.l.m, alla base del versante nord-orientale del Monte Cervialto, dalle cui acque si origina il fiume Sele (Figg. 2.2.1/1a, b). Tale scaturigine, classificabile come sorgente per soglia di permeabilità sottoposta (*sensu* Civita, 1972), ha un bacino sotterraneo di alimentazione di estensione pari a circa 130 km². Con una portata media annua pari a circa 4.0 m³/s (periodo 1920-2012), la sorgente Sanità di Caposele è tra le grandi sorgenti basali dell'Appennino carbonatico dell'Italia meridionale.



a)



b)

Fig. 2.2.1/1a, b - La sorgente Sanità di Caposele e il fiume Sele, agli inizi del 1900, prima della captazione (a) e il fiume Sele oggi, immediatamente a valle della sorgente (b).

La lunga serie storica di dati di portata giornaliera della scaturigine (Allocca et al., 2007a), avente caratteristiche di eccezionalità nel panorama nazionale ed internazionale, ha consentito di analizzare diversi processi idrologici caratterizzanti del regime della sorgente (Celico, 1981a, b; Celico, 1983a; Celico e Mattia, 2002; Fiorillo, 2009; 2013; Fiorillo e Doglioni, 2010; De Vita et al., 2012).

Le portate medio-annue mostrano, sul lungo periodo, una robusta correlazione con le fasi cicliche dell'indice NAO (Oscillazione Nord Atlantica) (De Vita et al., 2012).

Inoltre, le portate medie mensili e giornaliere (Figg. 2.2.1/2 e 2.2.1/4), mostrano un regime sorgivo molto modulato. L'indice di Meinzer (Meinzer, 1923), per il periodo 2000-2011, è pari a 73%, tipico di una sorgente con regime sorgivo sub-variabile.

La fase di ricarica dell'acquifero ($V_{ricarica} > V_{uscita}$ dalla sorgente) inizia a gennaio-febbraio e termina a giugno, quando si registrano le portate di massima ricarica (Fig. 2.2.1/2). I singoli eventi di pioggia giornaliera (Fig. 2.2.1/4) non hanno una diretta influenza sulla portata della sorgente. Viceversa, le portate sorgive sono dipendenti dalle piogge cumulate sul lungo periodo (Fig. 2.2.1/2). Dalle diverse relazioni "piogge cumulate-portate", sono stati stimati i tempi di risposta dell'acquifero, variabili da 35 giorni (Celico e Mattia, 2002) fino ad alcuni mesi (Fiorillo e Doglioni, 2010; Fiorillo, 2013), con velocità di percolazione nel serbatoio non-saturo pari a circa 26 m/g (Celico e Mattia, 2002).

La fase di svuotamento dell'acquifero inizia a luglio-agosto e termina a novembre. In questo periodo, per effetto dell'elevato tasso di evapotraspirazione e per le limitate precipitazioni, la ricarica efficace può essere considerata trascurabile o non influente sulle dinamiche della falda.

Durante la fase di svuotamento, l'acquifero mostra un comportamento di tipo lineare, il cui regime è simulabile con il modello di Maillet (1905). I valori di α (coefficiente di recessione), per il periodo 2000-2011, variano da $9,01 \times 10^{-4} \text{ g}^{-1}$ a $2,30 \times 10^{-3} \text{ g}^{-1}$ (Fiorillo, 2013). In accordo con quelli calcolati per gli anni precedenti (Celico e Mattia, 2002; Celico, 1981a, b; Celico, 1983a), presentano una dipendenza lineare positiva con la portata registrata all'inizio (Q_0) del periodo di svuotamento (Fiorillo, 2013).

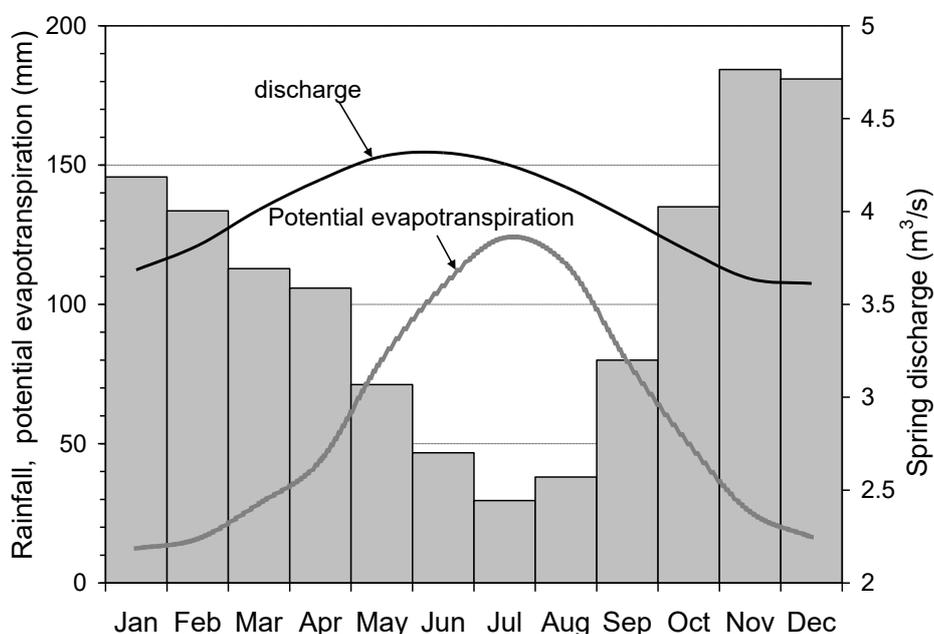


Fig. 2.2.1/2 - Portate medie mensili della sorgente Sanità di Caposele (periodo 1921-2006), precipitazioni e evapotraspirazione potenziale (Fiorillo, 2009, modificato).

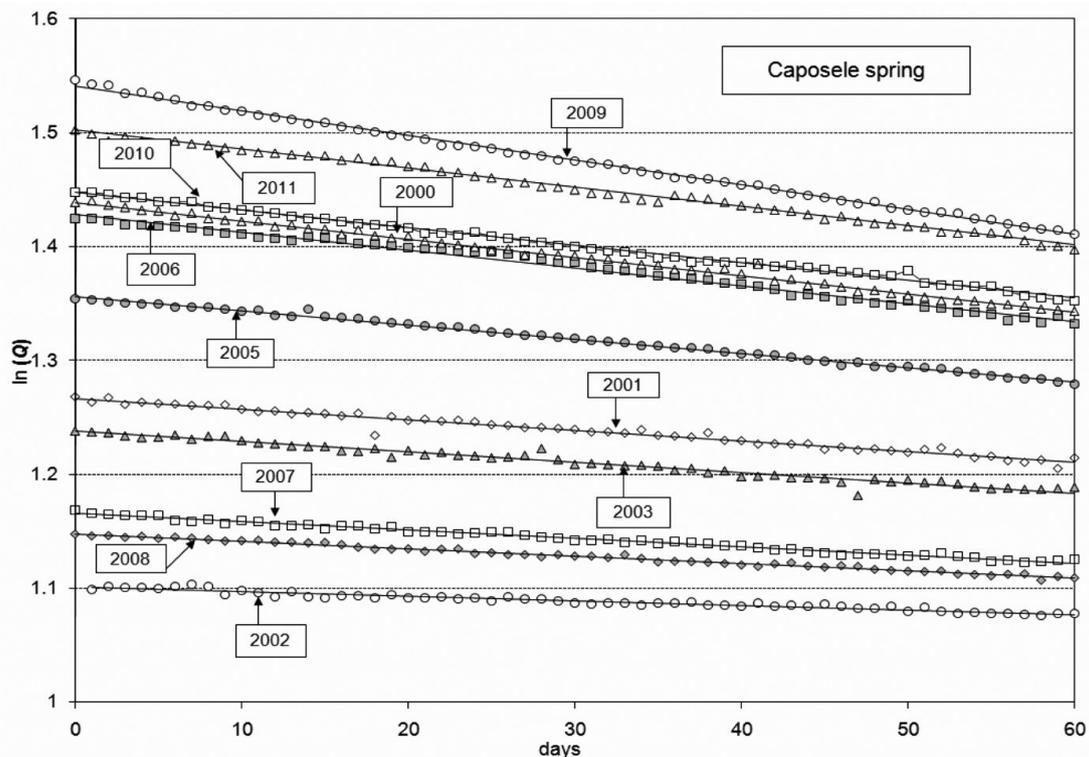


Fig. 2.2.1/3 - Logaritmo naturale della portata giornaliera della sorgente Sanità di Caposele durante le diverse fasi di recessione del periodo 2000-2011. Il giorno 0 coincide con l'1 settembre; solo per il 2002 coincide con il 6 Aprile. Non sono mostrati i dati del 2004 (Fiorillo, 2013).

Inoltre, osservando l'intera serie storica di portata sorgiva giornaliera, non sempre il regime della sorgente Sanità di Caposele mostra entrambi le fasi idrologiche, di ricarica e svuotamento, dell'acquifero.

Per gli anni idrologici piovosi (per esempio 1971-1972), gli idrogrammi sorgivi sono caratterizzati da entrambe le fasi, di ricarica e svuotamento, con portate di colmo che si registrano nella tarda primavera (Fig. 2.2.1/4a).

Negli anni idrologici di magra (esempio 1974-1975), gli idrogrammi non mostrano la fase di ricarica e le portate di colmo durante il periodo invernale. Viceversa presentano una fase di svuotamento prolungata che inizia nella tarda estate e si protrae fino all'anno idrologico successivo (Fig. 2.2.1/4b), con un volume di scarico dall'acquifero superiore al volume di ricarica.

La riduzione delle portate di piena per l'anno idrologico successivo evidenzia una "memoria idrologica" dell'acquifero (Fiorillo, 2009; 2013) per l'anno di magra antecedente e, al tempo stesso, dimostra come ogni anno idrologico dipende anche dalle condizioni idrologiche dell'anno precedente.

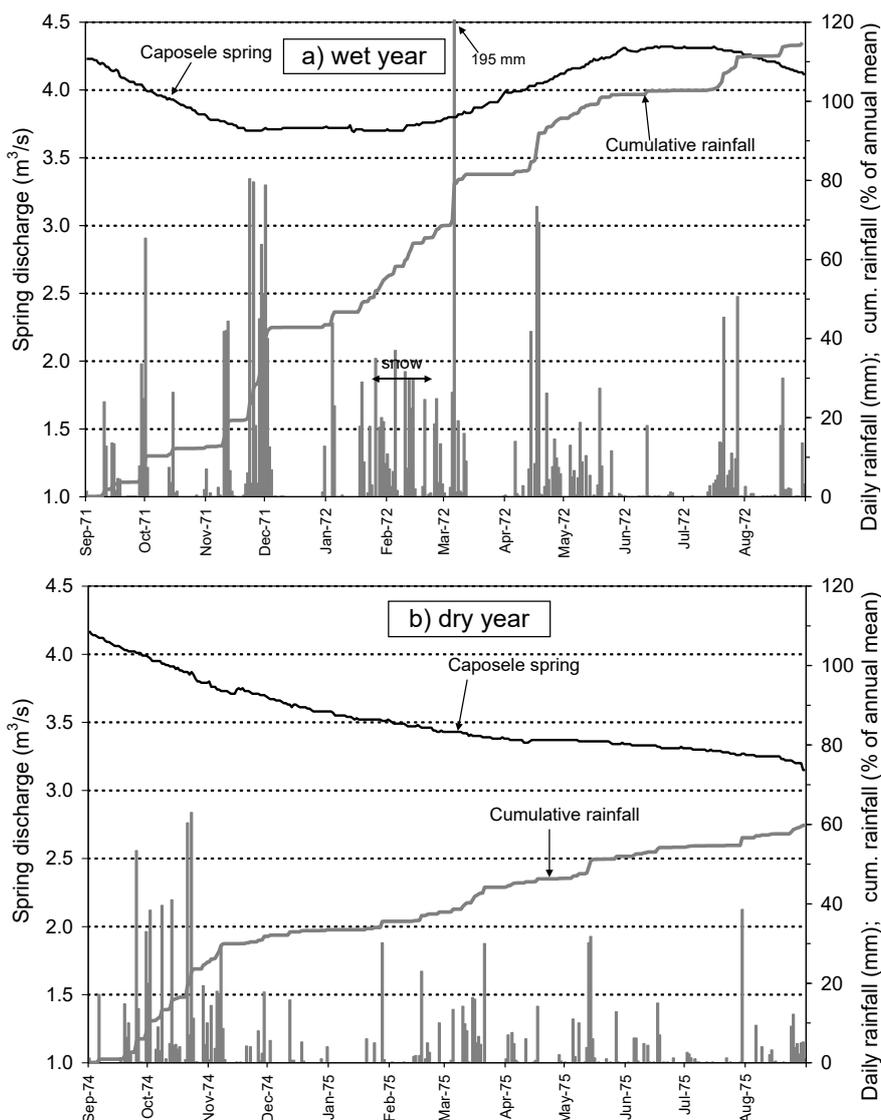


Fig. 2.2.1/4 - Idrogramma di portata della sorgente Sanità di Caposele, precipitazioni giornaliere e cumulate durante un anno idrologico di piena (a) e di magra (b) (Fiorillo, 2009, modificato).

Il 23 novembre del 1980, alle ore 19:34, un forte terremoto di magnitudo 6.9 colpì una vasta zona dell'Appennino campano-lucano, compresa tra le province di Avellino, Salerno (Campania) e Potenza (Basilicata).

Immediatamente dopo il terremoto, importanti effetti idrogeologici sismo-indotti furono registrati sul regime idrologico della sorgente Sanità di Caposele, suscitando uno stato di forte preoccupazione e di una gestione emergenziale per l'Acquedotto Pugliese nei mesi successivi al sisma (Celico, 1986; 1988). Tuttavia, i primi studi idrogeologici eseguiti all'indomani del sisma (Celico, 1981a, b) evidenziarono subito una chiara relazione causa-effetto (Figg. 2.2.1/5 e 2.2.1/6) tra l'evento tellurico e l'aumento di portata sorgiva.

Nei giorni successivi al terremoto è stato registrato un prolungato incremento di portata, non legato alla ricarica invernale, che ha raggiunto picchi di 0,30 m³/s nella medesima giornata (Celico, 1981a e b; Cotecchia e Salvemini, 1981). Il 19 gennaio 1981, con 5-6 mesi di anticipo rispetto al periodo di massima piena della sorgente (maggio-giugno), è stata misurata la più elevata portata

storica pari a $7,30 \text{ m}^3/\text{s}$. Alla fine del mese di gennaio 1981 (Fig. 2.2.1/5) il prolungato incremento delle portate indotto dalla sollecitazione sismica si è esaurito.

Diversi Autori (Celico, 1981a, b; Cotecchia e Salvemini, 1981; Esposito et al., 2001; Celico e Mattia, 2002) hanno analizzato gli effetti indotti dal sisma sul regime sorgivo. L'analisi idrologica ha consentito di stimare il volume idrico aggiuntivo erogato dalla sorgente, pari a $42,10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ (Celico e Mattia, 2002), per effetto del sisma e di simulare l'idrogramma sorgivo (Figg. 2.2.1/5 e 2.2.1/6) per effetto della sola ricarica naturale. Dall'idrogramma di figura 2.2.1/6 si osserva, inoltre, come la sorgente Sanità di Caposele, dopo l'incremento di portata, ha erogato, per i 3 anni idrologici successivi al terremoto, un volume inferiore rispetto a quello derivante verosimilmente dalla sola ricarica netta, con un deficit idrico pluriennale complessivamente pari a circa $44,50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ ($15,20 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$, $18,00 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$, $11,20 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ rispettivamente per l'anno idrologico 1981-1982, 1982-1983 e 1983-1984).

Il recupero del naturale regime della sorgente è avvenuto nell'anno idrologico 1984-1985, a distanza di circa 5 anni dal terremoto del 23 novembre del 1980, testimoniando l'effetto "compensazione" delle portate e di autoregolazione interannuale dell'acquifero.

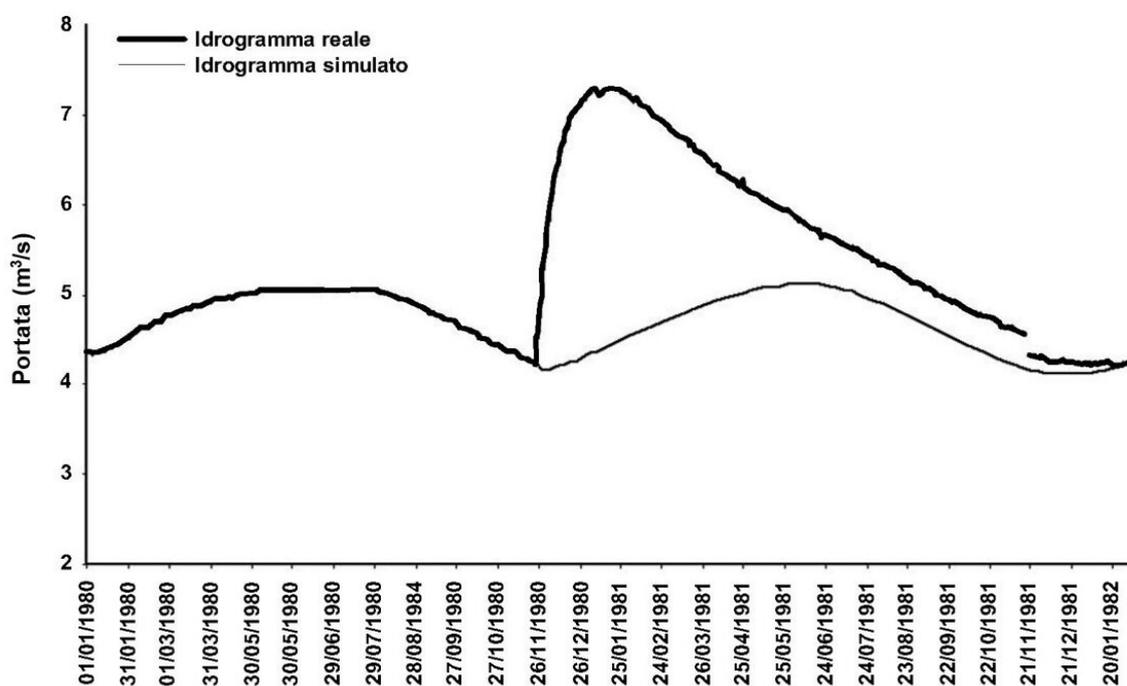


Fig. 2.2.1/5 - Portate della sorgente Sanità di Caposele, reali e simulate, ed effetti cosismici indotti dal terremoto del 1980 sul regime idrologico (Celico e Mattia, 2002).

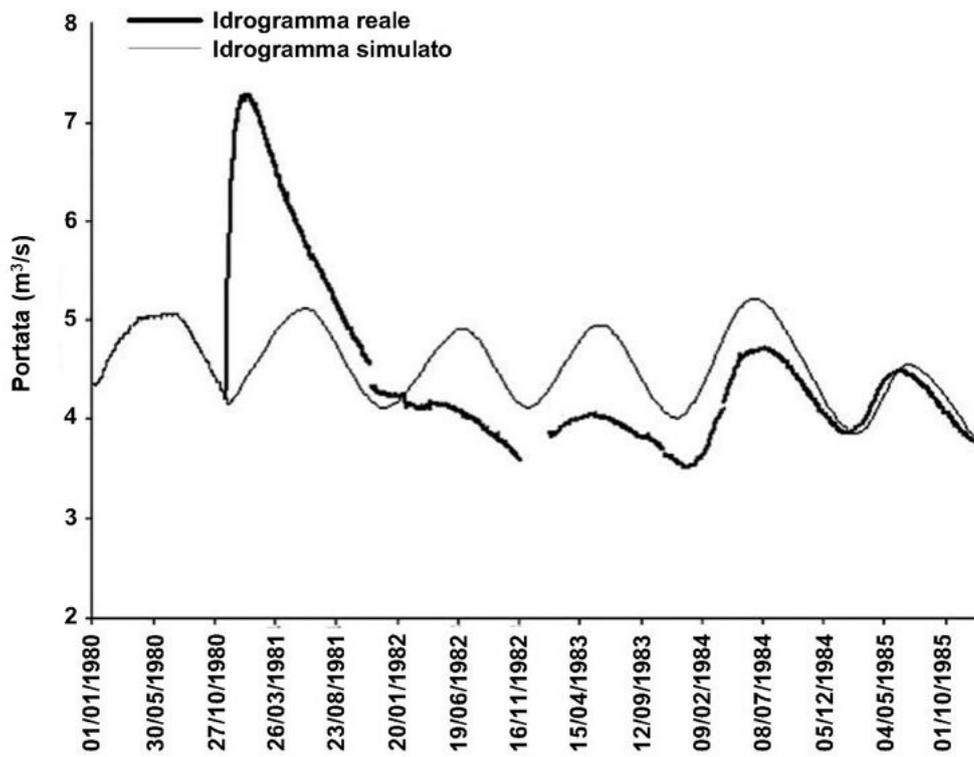


Fig. 2.2.1/6 - Portate della sorgente Sanità di Caposele, reali e simulate, effetti co-sismici indotti dal terremoto del 1980 sul regime idrologico ed effetto "compensazione" e autoregolazione delle portate erogate dall'acquifero carbonatico (Celico e Mattia, 2002).

3. Modelli idrogeologici concettuali degli acquiferi carbonatici

3.1 Acquiferi carbonatici europei e del resto del mondo

Gli acquiferi carbonatici sono costituiti principalmente da rocce calcaree o calcareo-dolomitiche, ma anche da dolomie e marne. La maggior parte delle rocce calcaree provengono da depositi sedimentari di ambiente marino. La compattazione, cementazione e i processi di dolomitizzazione possono agire sui depositi mentre avviene il processo di litificazione modificando, così, notevolmente la loro porosità e permeabilità. Tuttavia, la principale trasformazione post-deposizionale in rocce calcaree è la dissoluzione di una parte della roccia quando essa è in contatto con acque sotterranee leggermente acide. La dissoluzione di queste rocce producono aperture che variano da fratture ampliate o da piccoli tubi fino a cavità che possono essere decine di metri di larghezza e centinaia o migliaia di metri di lunghezza. Gli acquiferi carsici, con reti carsiche ben connesse, producono grandi quantità di acqua e sono caratterizzate alla loro base da sorgenti con portate importanti.

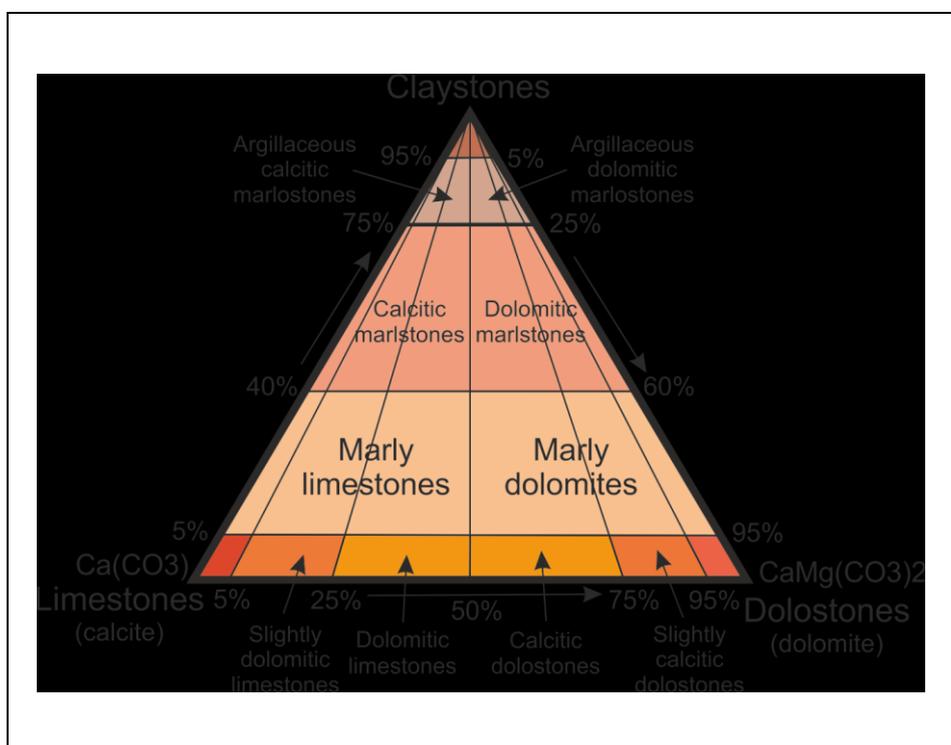


Fig. 3.1/1 - Classificazione delle rocce calcaree, basata su calcite, dolomite e minerali argillosi.

Gli elementi caratterizzanti un acquifero carsico sono i seguenti:

1. Zona superficiale;
2. Epicarso;
3. Zona vadosa;
4. Zona satura;
5. Zona basale.

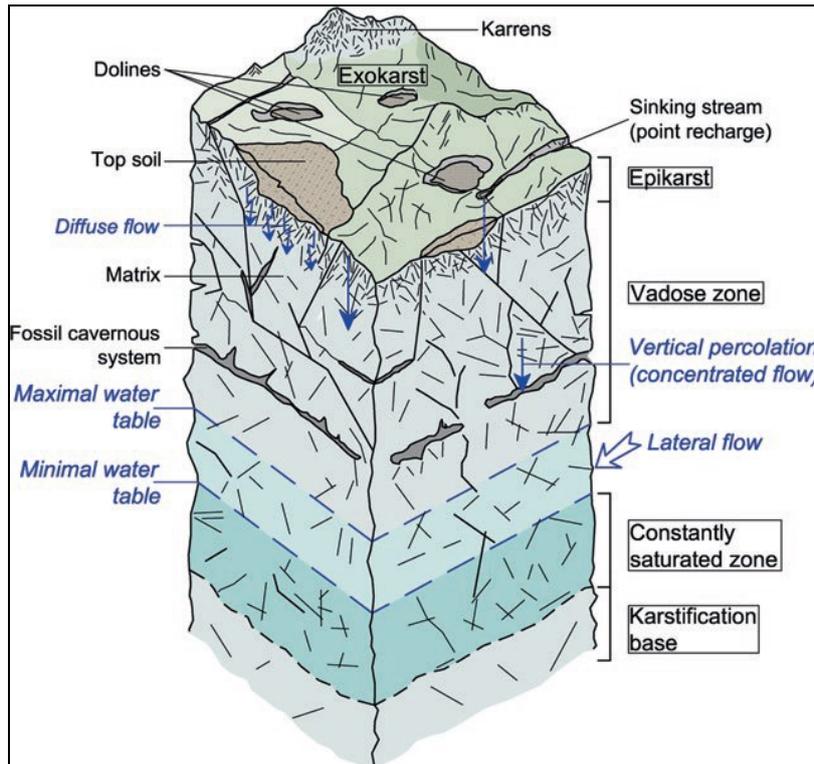


Fig. 3.1/2 - Modello di un acquifero carsico non confinato (Stevanovic, 2015)

La zona superficiale è definita da tutti quegli elementi caratteristici di una morfologia carsica. Queste superfici spesso sono dominate dalle doline che permettono un rapido deflusso delle acque superficiali verso la zona sottostante.

Mangin (1974) è stato il primo ad introdurre il concetto di "epicarso": una zona carsificata, ad elevata permeabilità, posta appena al di sotto del suolo, in grado di immagazzinare parte dell'acqua di infiltrazione (Fig. 3.1/3).

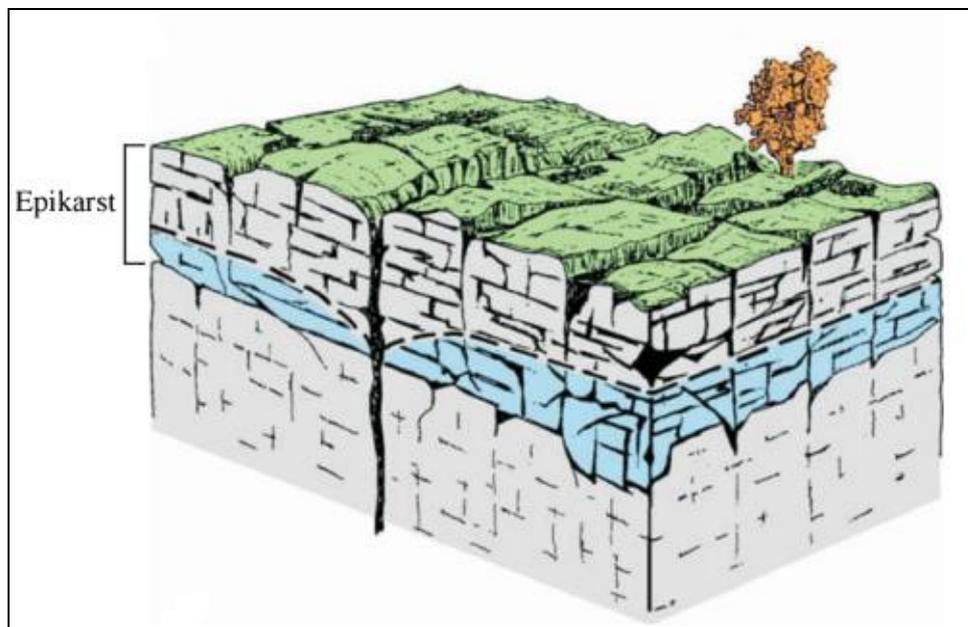


Fig. 3.1/3 - Modello schematico di un epicarso (Mangin, 1974).

White ha presentato una classificazione (1969, e aggiornata successivamente) dei tipi di flusso in un acquifero carbonatico: (1) Flusso diffuso caratterizzato da calcari e dolomie cristalline con elevata porosità primaria o con fratture distribuite uniformemente; (2) Flusso libero collegato a rocce solubili, sia in acquiferi profondi che superficiali, con condotti sviluppati lungo fratture o faglie; (3) Flusso confinato caratterizzato da un flusso localizzato in acquiferi confinati ricoperti da terreni a bassa permeabilità (Fig. 3.1/4).

Atkinson (1977) e Gunn (1983) hanno classificato il flusso in due categorie: un flusso diffuso, cioè un flusso laminare in piccole fratture ed un flusso turbolento, cioè un flusso veloce in condotti o fratture (> 10 mm di diametro).

Un'altra definizione della gerarchia dei flussi in acquiferi carbonatici è stata definita da Tóth (1999, 2009). La classificazione è basata sulla tipologia di flusso condizionata dagli aspetti gravimetrici. In questo modo si possono distinguere tre tipologie di flusso: 1) Flusso locale, 2) Flusso intermedio e 3) Flusso regionale (Fig. 3.1/5).

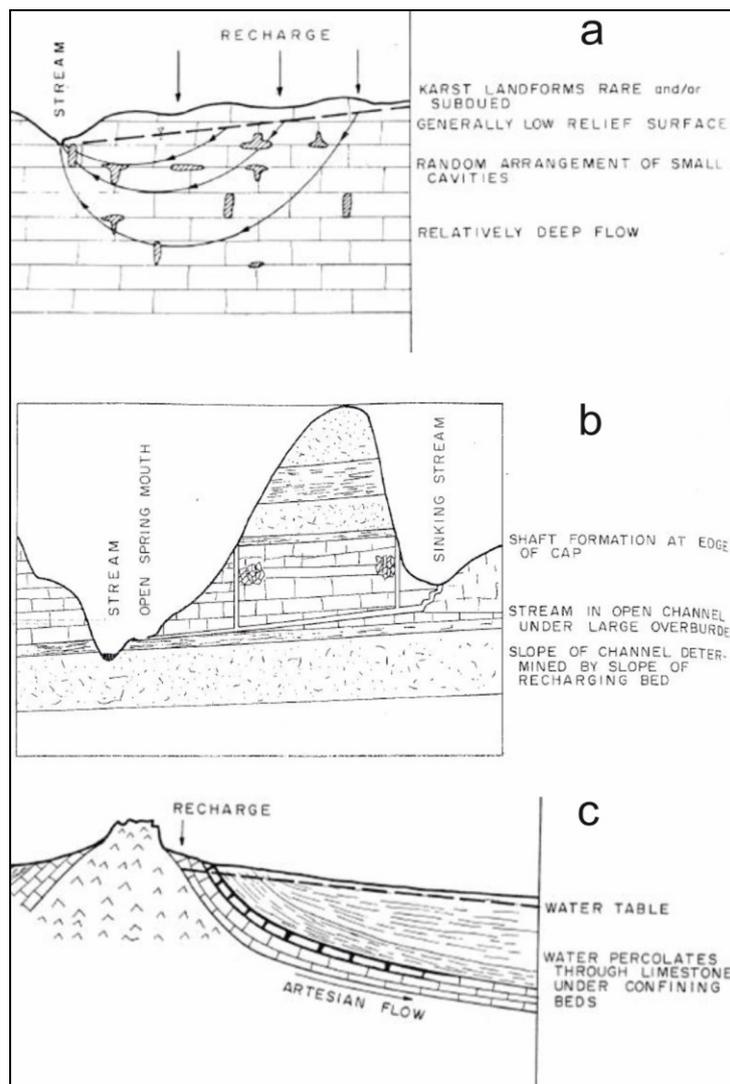


Fig. 3.1/4 - Diagrammi schematici di tre tipi di acquiferi carbonatici secondo White (1969): a) Flusso diffuso, b) Flusso libero, c) Flusso confinato.

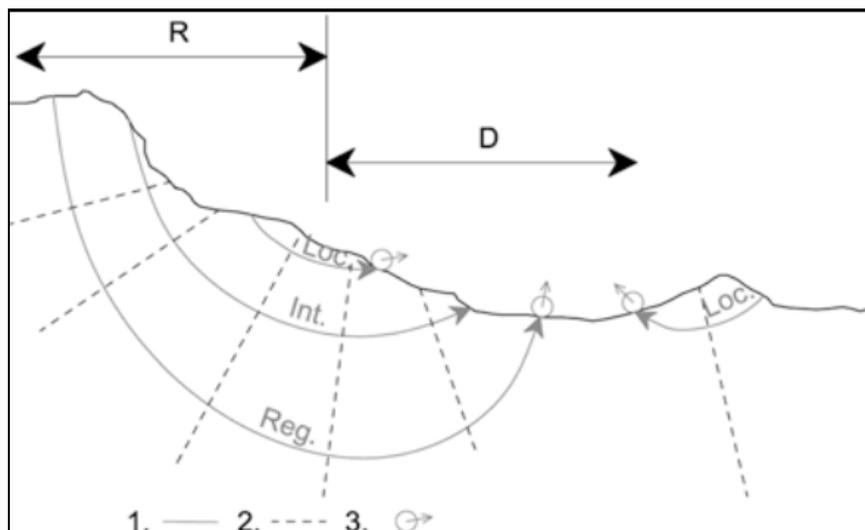


Fig. 3.1/5 - Schematizzazione delle tipologie di flusso secondo Tóth in un acquifero carsico non confinato. Legenda 1) linea di flusso, 2) linee equipotenziali, 3) sorgente, Reg / Int / Loc) Flusso regionale, intermedio e locale, R) zona di ricarica, D) zona di drenaggio.

In un acquifero carbonatico le eterogeneità possono essere presenti come una rete di canali, con alta permeabilità, immersi in un volume calcareo caratterizzato da fratture, a bassa permeabilità relativa, ben connesse e collegate all'area di deflusso. Questa particolare struttura fa sì che durante l'anno il flusso assuma comportamenti diversi. In particolare si ha un processo di infiltrazione che può essere lento, se è diffuso, e veloce, se è concentrato ed interessa zone ad elevata permeabilità. Il flusso delle acque sotterranee può essere lento nella matrice calcarea ma veloce attraverso i condotti carsici. Nell'area di deflusso si può avere un deflusso lento nei periodi secchi dove il flusso di acque sotterranee interessa tutto il volume, ed un flusso variabile durante i periodi piovosi laddove vengono attivati i condotti carsici (Fig. 3.1/6).

Bonacci (1993) mette in relazione l'andamento dell'idrogramma sorgivo con il tipo di flusso all'interno del sistema carsico. Laddove vi siano picchi e declini veloci dell'idrogramma questi vengono messi in relazione a circuiti veloci delle acque sotterranee con un relativo piccolo contributo del flusso di base. Per i flussi diffusi i picchi sono minori e c'è un ritardo tra gli eventi piovosi e la risposta dell'idrogramma (Fig. 3.1/7). In una condizione mista (diffuso e veloce) si creano delle situazioni intermedie.

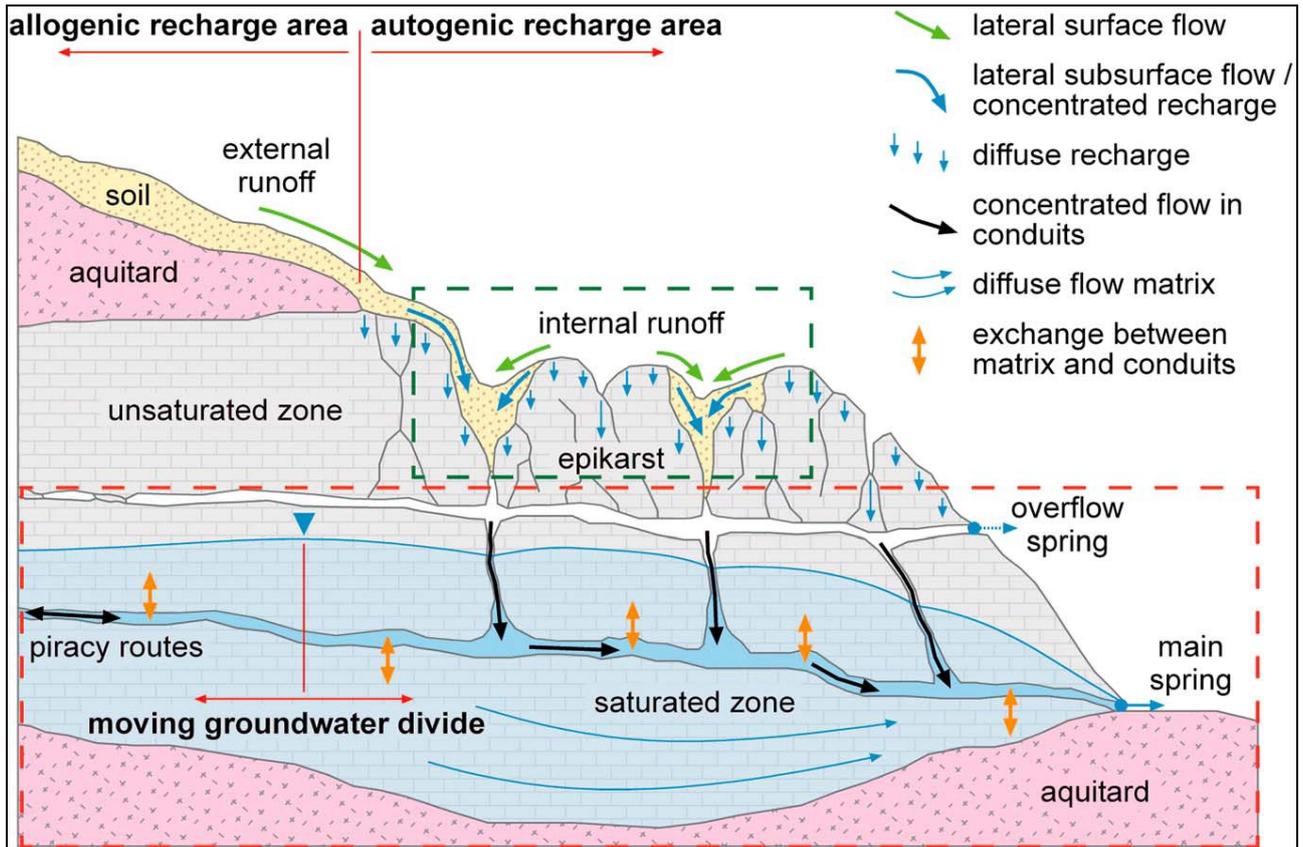


Fig. 3.1/6 - Modello concettuale di un sistema carsico che comprende i processi carsici; Linee tratteggiate in verde scuro e rosso rappresentano rispettivamente il sottosistema suolo/epicarso e il sottosistema delle acque sotterranee (Hartmann et al., 2014).

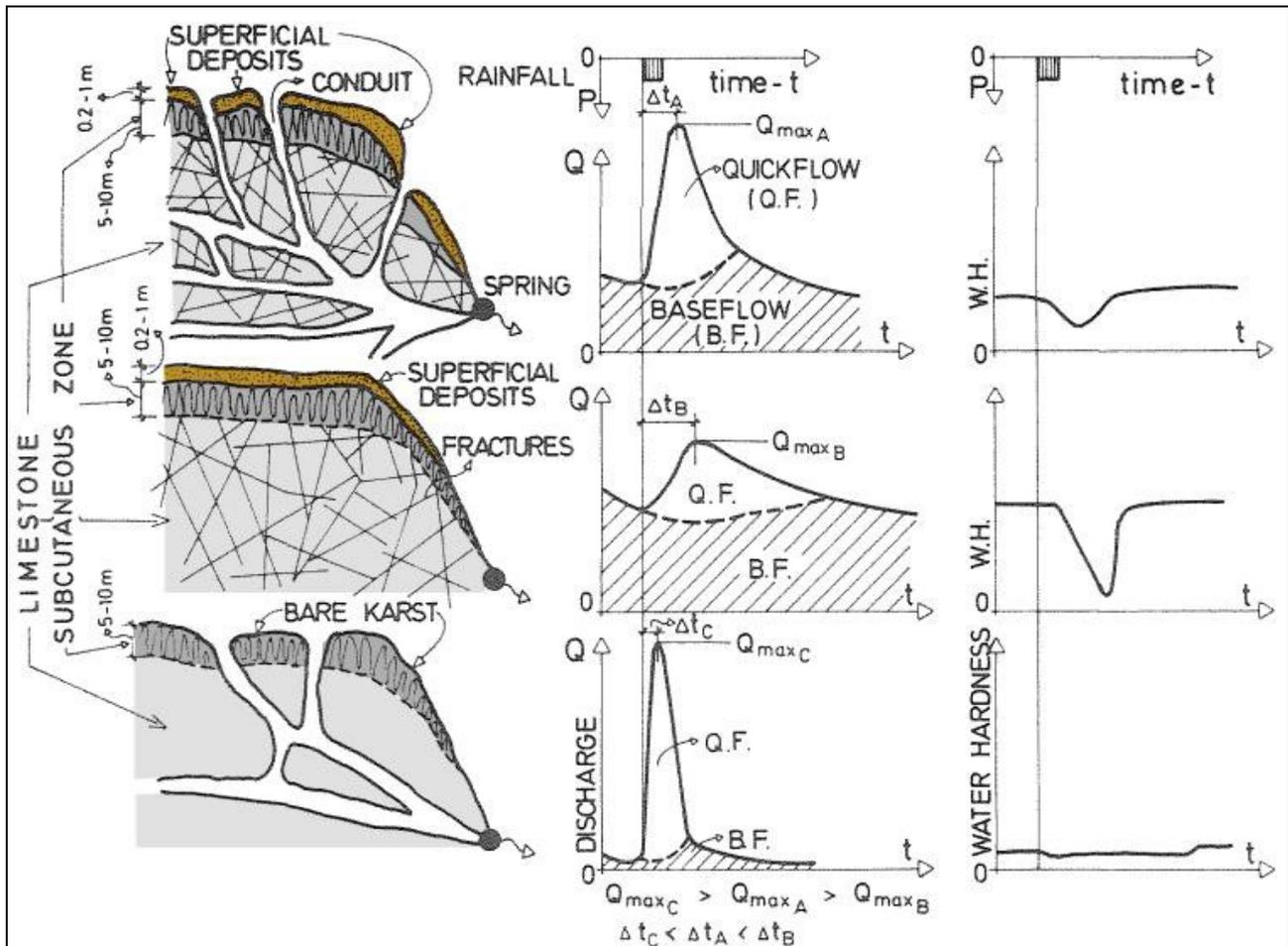


Fig. 3.1/7 - Schematizzazione dei diversi flussi e relativa risposta dell'idrogramma sorgivo. La figura in alto rappresenta la situazione intermedia (diffuso e veloce), la figura al centro rappresenta il flusso diffuso mentre la figura in basso rappresenta i flussi veloci nei condotti carsici (Bonacci, 1993).

Trček (2006) ha proposto un modello basato su tre zone idrogeologiche (Fig. 3.1/8):

- 1) Zona vadosa superiore (insatura):
 - Immagazzinamento umidità del suolo;
 - Immagazzinamento epicarso.
- 2) Zona vadosa inferiore (insatura):
 - Immagazzinamento vadoso diffuso;
 - Immagazzinamento vadoso condotto.
- 3) Zona freatica (satura):
 - Immagazzinamento condotto freatico;
 - Immagazzinaggio diffuso freatico.

La ricarica dipende dal comportamento idraulico dell'epicarso. In risposta ad un evento piovoso, l'acqua è conservata nella parte inferiore dell'epicarso: se si tratta di un piccolo volume d'acqua, l'acqua percola lentamente nelle piccole fratture; al contrario, se si tratta di un grande volume, c'è la formazione di un flusso in condotti o fratture di grandi dimensioni e, successivamente, un processo di ricarica diffusa.

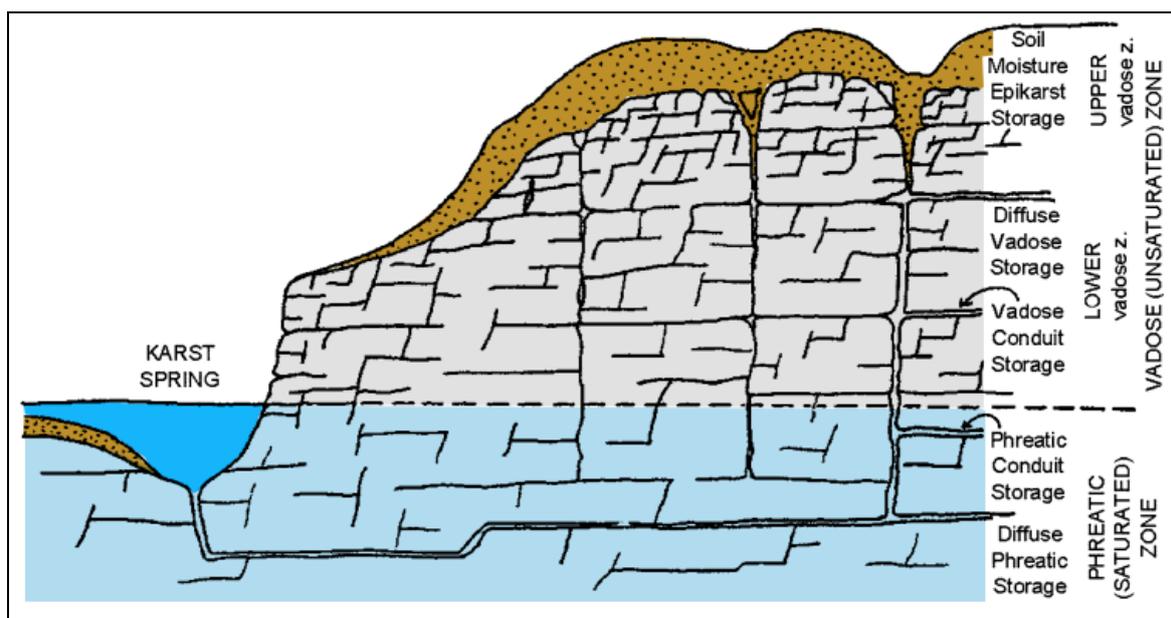


Fig. 3.1/8 - Modello concettuale di un acquifero carsico secondo (Trček, 2006; Trček e Krothe, 2002).

Secondo Ebrahimi (2007) in un acquifero carsico il volume principale dell'acqua è immagazzinato nella matrice, ma il flusso avviene principalmente nei condotti carsici.

Barbel-Perineau et al. (2015) hanno analizzato il rapporto tra la distribuzione di ogni componente del flusso in funzione della profondità e della densità di fratturazione nella zona vadosa, mettendo in evidenza l'importanza (1) della variazione delle condizioni di attivazione del flusso con la profondità, (2) l'evoluzione della distribuzione della componente del flusso con la profondità e la densità di fratturazione, e (3) la variabilità del ruolo della zona vadosa ai fini del contributo al flusso di base, in funzione dello spessore dei calcari e lo stato di fratturazione dell'area di studio. La componente lenta del flusso è caratterizzata quasi esclusivamente da circolazione idrica in profondità, in aree ben fratturate. La componente veloce circola in tutta la zona vadosa, dove i flussi corrispondenti alla componente veloce circolano in percorsi, che preferenzialmente si concentrano in zone fratturate e carsificate.

3.2 Acquiferi carbonatici italiani

In Italia si possono individuare gli acquiferi carbonatici appartenenti alle due catene montuose presenti, cioè le Alpi e gli Appennini.

3.2.1 Acquiferi carbonatici delle Alpi

Una classificazione degli acquiferi carbonatici è stata proposta da Vigna (2002) e da Galleani et al. (2011). Essi sono stati classificati a seconda della risposta agli eventi piovosi, in tre tipi:

- 1) *Dominant conduit system*;
- 2) *Interconnected conduits system*;
- 3) *Dispersed circulation system*.

Dominant conduit system: sono quei sistemi che rispondono rapidamente agli eventi piovosi determinando grandi variazioni di portata delle sorgenti. Tali fenomeni sono ascrivibili all'alto grado di carsismo che interessa il corpo roccioso. L'arrivo di queste acque che circolano in percorsi veloci fa sì che la chimica delle acque della sorgente venga alterata soprattutto per quanto riguarda la povertà di sali disciolti come anche le variazioni di temperatura, spesso importanti, che dipendono dalle caratteristiche termiche dell'area di ricarica (Fig. 3.2.1/1).

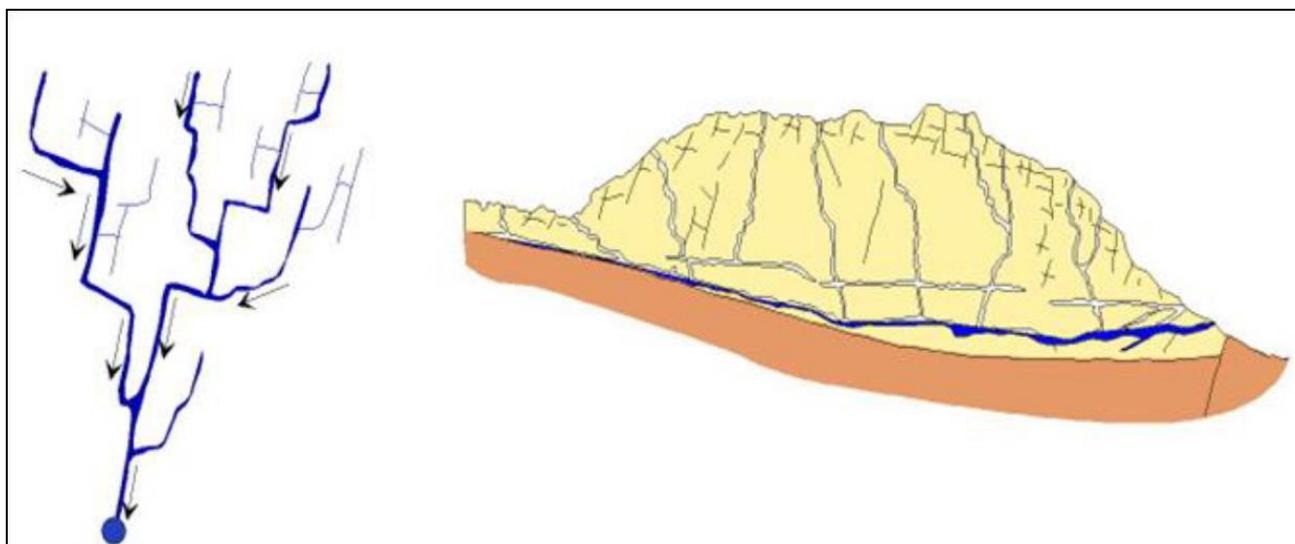


Fig. 3.2.1/1 - Pianta e sezione di un sistema di un dominant conduit system (Vigna, 2007).

Interconnected conduit system: questi sistemi sono caratterizzati da “onde di pressione” che interessano un corpo roccioso fratturato e moderatamente carsificato, causate da eventi piovosi che trasferiscono abbastanza velocemente acqua alla zona saturata con conseguente aumento della pressione idraulica. Le portate della sorgente mostrano un aumento quasi istantaneo del livello delle acque ed un incremento della conducibilità elettrica e della temperatura. Questa risposta (*piston flow*) è legata alla mobilitazione delle acque residenti, caratterizzate da un elevato tasso di mineralizzazione. Naturalmente siccome la velocità dei flussi idrici è attenuata dalla zona saturata lo svuotamento del sistema è più lento rispetto al *dominant conduit system* con una variabilità delle portate sorgive, alimentati da questa tipologia di acquiferi carbonatici, minore rispetto a quelli a condotti dominati (Fig. 3.2.1/2).

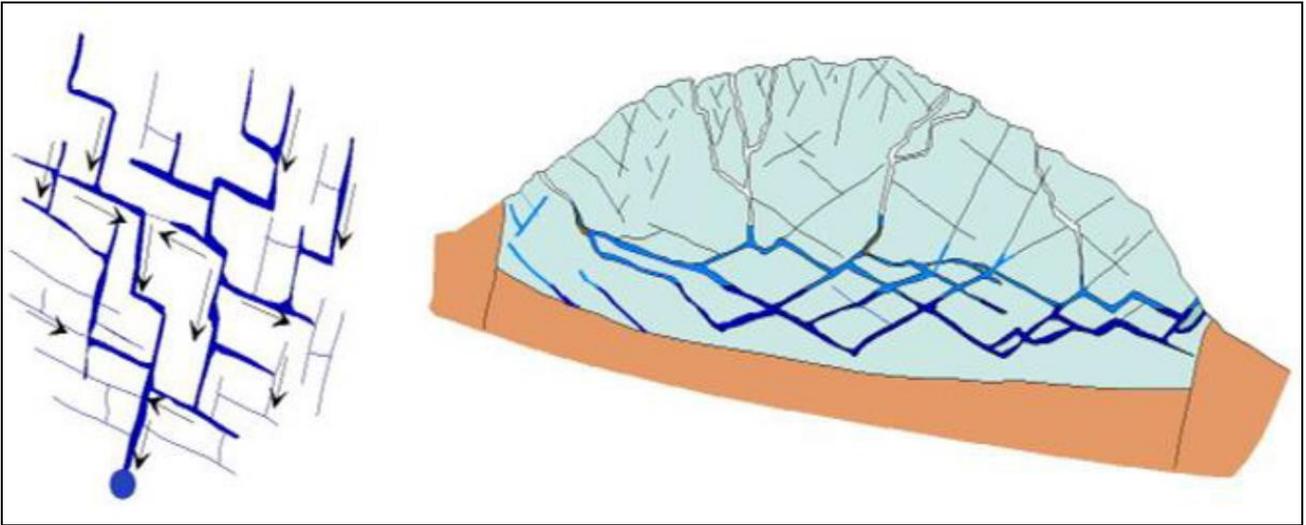


Fig. 3.2.1/2 - Pianta e sezione di un sistema di un Interconnected conduit system (Vigna, 2007).

Dispersed circulation system: laddove è presente un ammasso roccioso carbonatico ben fratturato, con fratture interconnesse, si ha un flusso omogeneo, senza percorsi preferenziali per le acque sotterranee. La permeabilità è generalmente bassa a causa delle piccole dimensioni dei sistemi di fratture. Siccome la zona saturata è molto ampia, e le velocità di flusso sono piuttosto basse, la portata mostra piccole variazioni e i parametri chimico-fisici dell'acqua rimangono relativamente costanti nel tempo. Questo tipo di risposta prende il nome di "homogenization" (Vigna, 2002; Galleani et al., 2011) (Fig. 3.2.1/3).

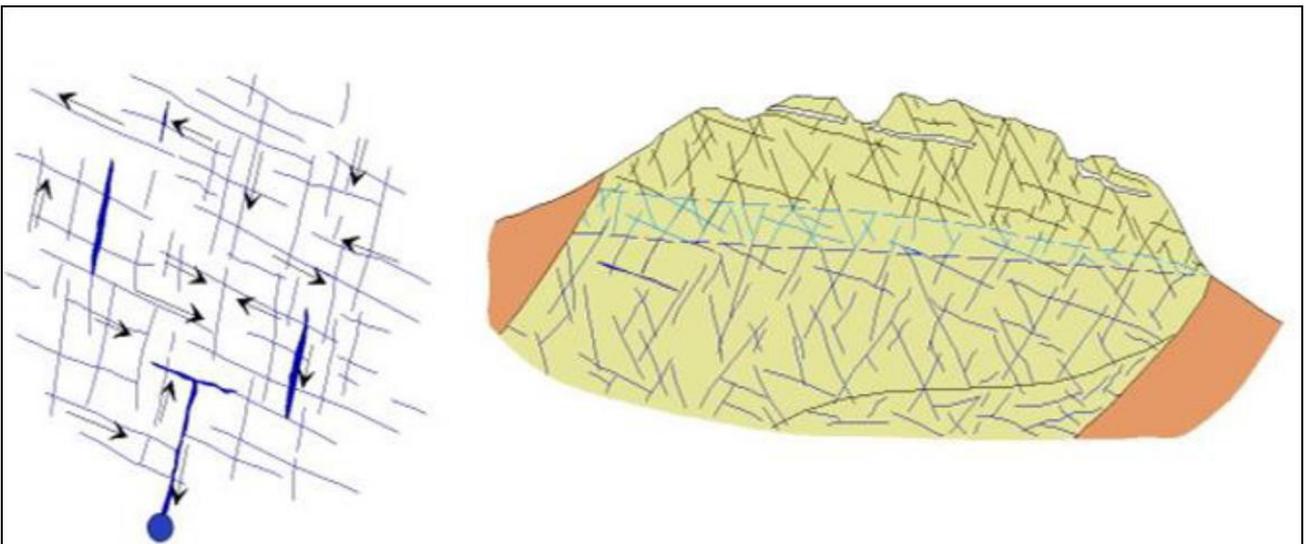


Fig. 3.2.1/3 - Pianta e sezione di un sistema di un Dispersed circulation system (Vigna, 2007).

3.2.2 Acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale

Circa 8560 km² di territorio dell'Italia meridionale (Fig. 3.2.2/1) è costituito da acquiferi carbonatici, fratturati e carsificati. Questi acquiferi carbonatici sono caratterizzati principalmente da rocce dolomitiche e rocce calcareo-dolomitiche triassico-liassiche e calcari Giurassici della piattaforma carbonatica campana-lucana Mesozoica (piattaforma carbonatica appenninica) dell'Appennino meridionale.

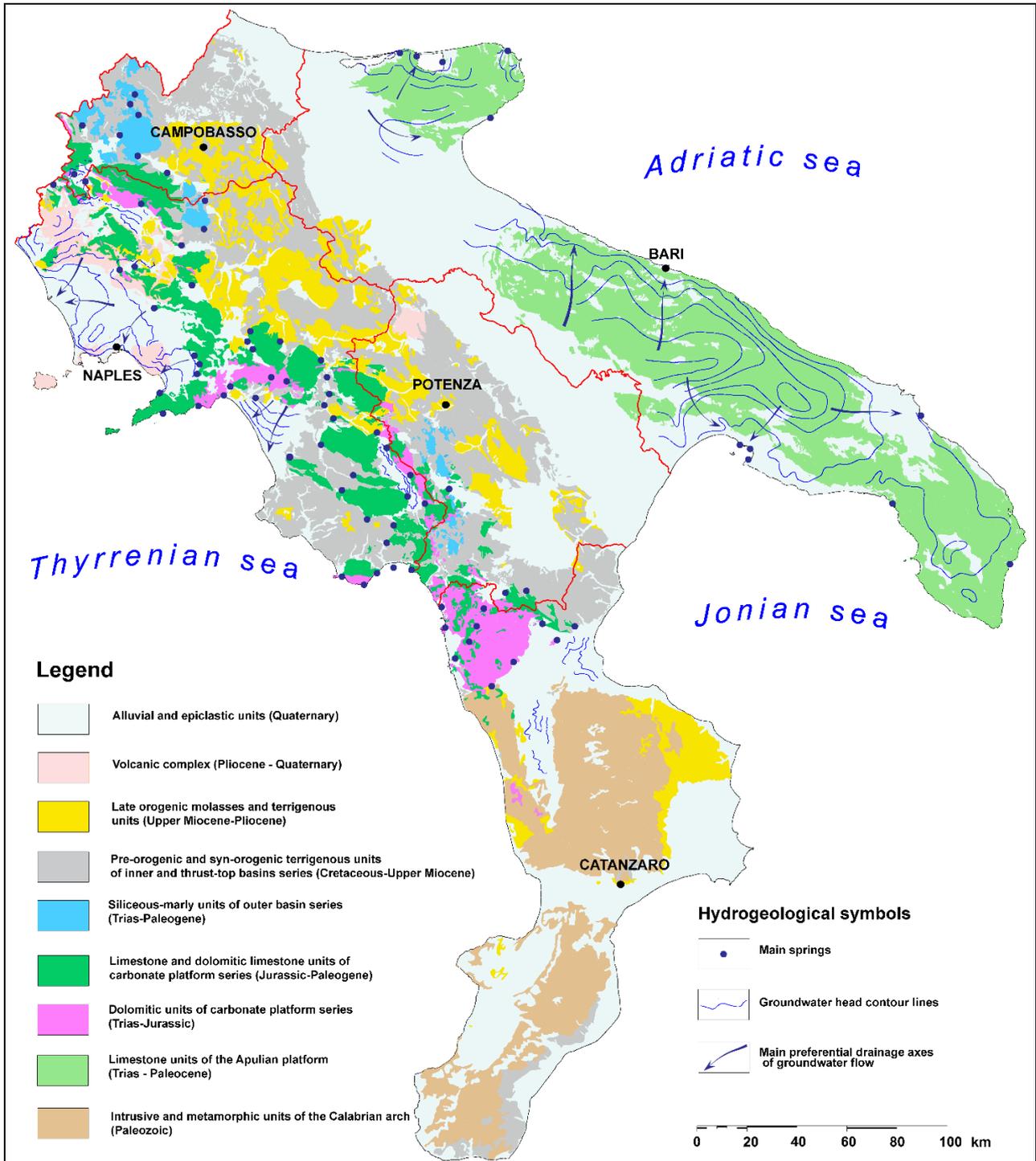


Fig. 3.2.2/1 - Carta idrogeologica dell'Appennino meridionale (Allocca et al., 2007).

Le acque sotterranee di questi acquiferi carbonatici rappresentano la principale fonte di acqua per la popolazione dell'Italia meridionale e una risorsa strategica per lo sviluppo socio-economico e ambientale.

Celico (1978; 1983a; 1986) è tra i primi autori a presentare un modello concettuale delle caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale.

Ogni acquifero carbonatico è un corpo idrico sotterraneo ben confinato da depositi terrigeni con bassa permeabilità. Gli acquiferi carbonatici sono caratterizzati da una falda basale, che emerge presso sorgenti basali con elevate portate (Q_{mean} fino a $5,5 \text{ m}^3/\text{s}$), situate nel punto più basso del confine impermeabile composto da depositi di tipo flysch o sedimenti alluvionali (Fig. 3.2.2/2/a e b).

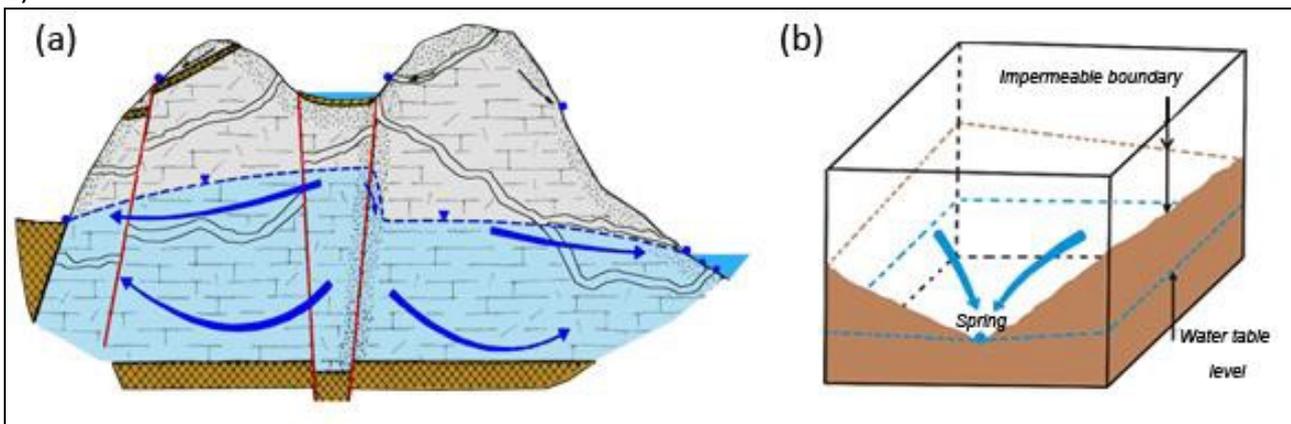


Fig. 3.2.2/2 - (a) modello idrogeologico di un acquifero carbonatico dell'Appennino meridionale; (b) esempio di ubicazione di una sorgente in dipendenza della cintura impermeabile (Celico, 1986, modificato).

Si possono individuare due zone all'interno dell'acquifero basale; una zona satura situata alla base dell'acquifero con una circolazione lenta ed una con circolazione più veloce situata in vicinanza della superficie piezometrica.

A causa di fattori stratigrafico-strutturali, dei differenti spessori e delle caratteristiche idrauliche all'interno dell'ammasso roccioso, anche per la presenza di condotti carsici, si possono formare delle falde sospese che danno vita alla formazione di sorgenti con caratteristiche temporanee o stagionali con basse portate ($Q_{\text{mean}} < 0.01 \text{ m}^3/\text{s}$). Petrella et al. (2009) hanno studiato la genesi delle sorgenti d'alta quota in una zona di prova, appartenente all'acquifero carbonatico del Monte Matese, mediante indagini geofisiche, idrogeologiche, idrochimiche ed isotopiche. La ricerca ha mostrato che l'attivazione di queste sorgenti è dovuta al livello insolitamente alto dei livelli piezometrici a causa delle interconnessioni tra l'idraulica sotterranea, il sistema carsico e le faglie con zone cataclastiche a bassa permeabilità.

Quando la circolazione idrica non interessa queste discontinuità strutturali e quindi il sistema carsico, le sorgenti di alta quota non si attivano, ma nel momento in cui i livelli piezometrici si alzano e raggiungono il sistema carsico così immediatamente si ha una risposta alle sorgenti (Petrella et al., 2009) (Fig. 3.2.2/3).

Altri lavori hanno mostrato come le strutture tettoniche giochino un ruolo fondamentale sulla circolazione idrica sotterranea nei sistemi carbonatici. Celico et al. (2006) hanno dimostrato l'esistenza di zone di faglia, con una permeabilità bassa comparabile con le rocce silico-clastiche caratteristiche degli aquitard regionali degli acquiferi carbonatici. Nell'attraversare questi sistemi di faglie queste zone modificano il gradiente idraulico determinando un'elevata differenza di quota piezometrica. A causa di questo effetto, la falda acquifera si presenta come un sistema di

bacini in serie. In alcuni casi la falda raggiunge la superficie causando l'attivazione stagionale delle sorgenti (Fig. 3.2.2/4).

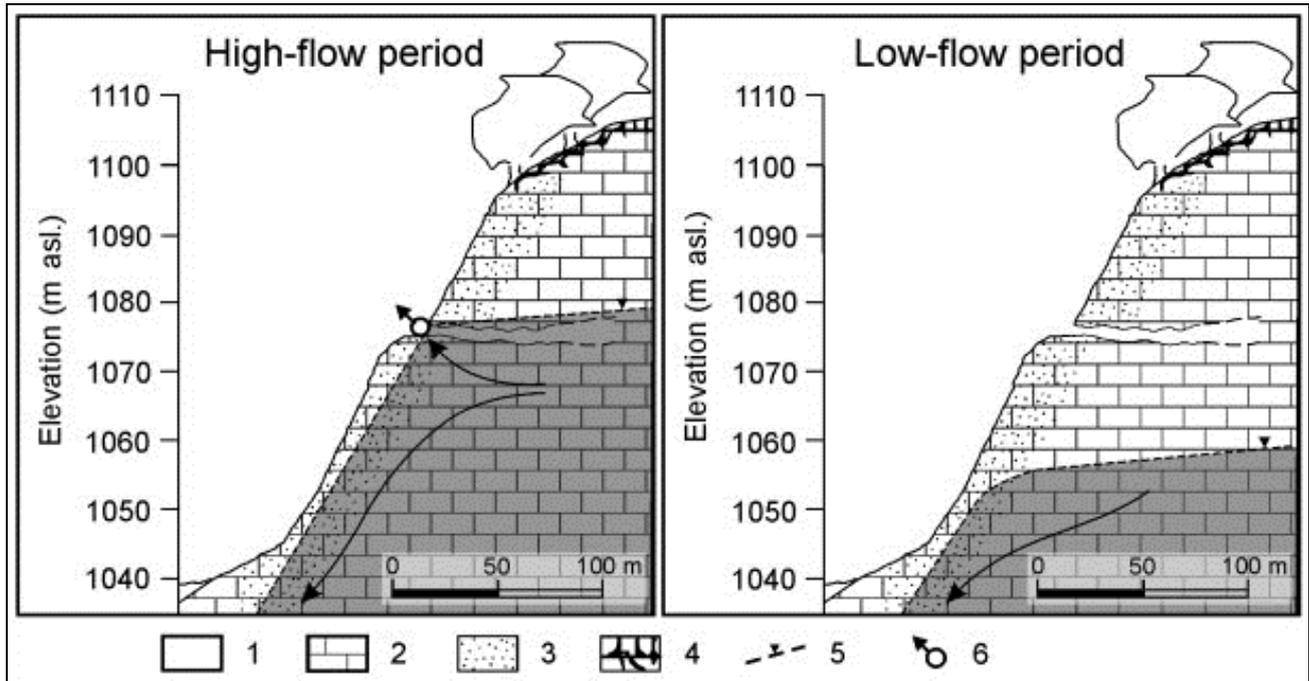


Fig. 3.2.2/3 - Modello schematico dell'attivazione di una sorgente di alta quota (1: suoli piroclastici; 2: calcari; 3: zona cataclastica; 4: epicarso; 5: piezometria; 6: sorgente temporanea) (Petrella et al., 2009).

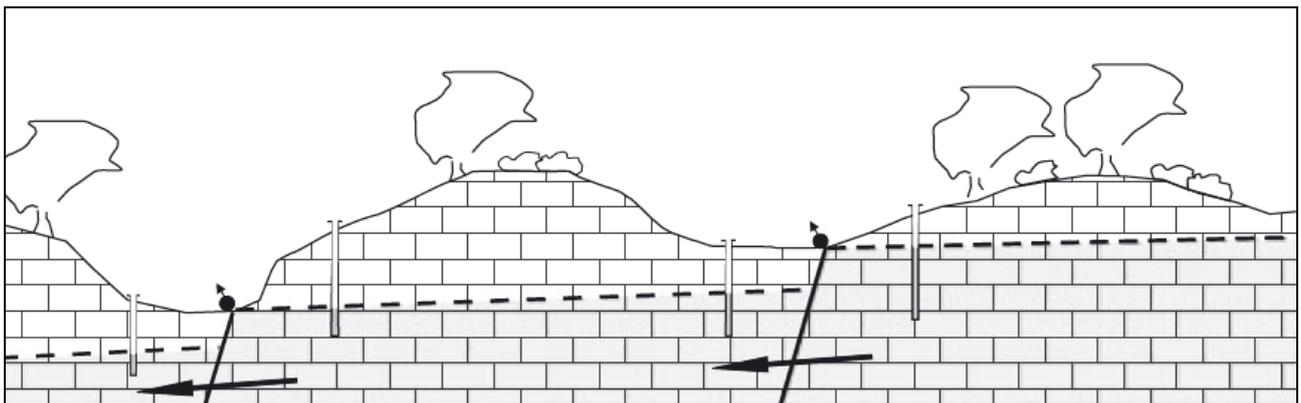


Fig. 3.2.2/4 - Rappresentazione schematica di un sistema acquifero costituito da bacini in serie (le frecce rappresentano il flusso di acqua sotterranea attraverso le zone di faglia) (Celico et al., 2006).

Utilizzando due piezometri, ubicati uno a valle della struttura tettonica l'altro a monte, Petrella et al. (2014) hanno analizzato, per mezzo di un'analisi statistica, il flusso attraverso questa struttura. I risultati di questo studio suggeriscono che le zone di faglia a bassa permeabilità influenzano la configurazione dell'altezza piezometrica e le relazioni tra i sottobacini presenti nel sistema acquifero. Inoltre, la bassa permeabilità può causare un ritardo nella modifica dei livelli piezometrici delle acque sotterranee all'interno dei sottosistemi e, quindi, determina una brusca variazione del gradiente idraulico (Fig. 3.2.2/5).

A scala di bacino, il sistema acquifero può essere considerato come un "mezzo poroso equivalente", con un flusso in regime laminare, potendo così applicare la legge di Darcy. Nei

condotti carsici si hanno flussi turbolenti; quando questi condotti sono collegati con le sorgenti basali, in concomitanza di forti eventi piovosi si possono avere grandi portate d'acqua che fuoriescono dalla sorgente.

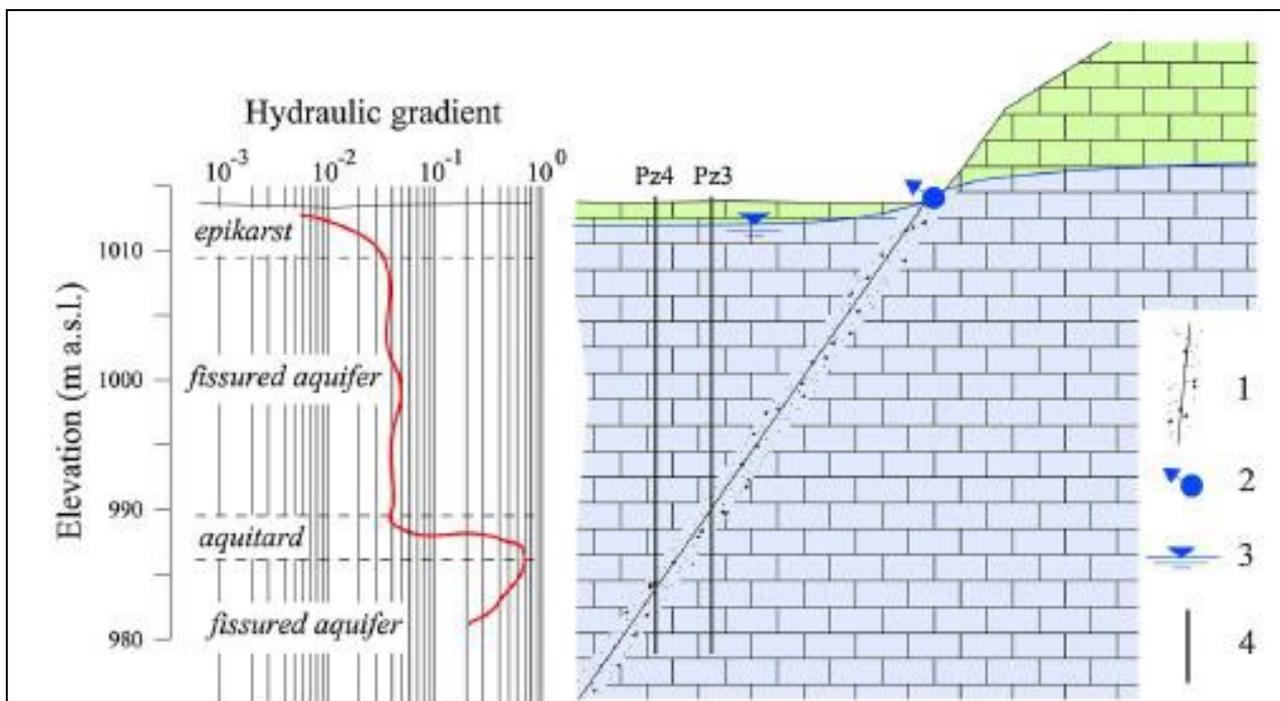


Fig. 3.2.2/5 - Evoluzione del gradiente idraulico tra due pozzi nell'attraversare una zona di faglia (legenda: 1-Zona di faglia a bassa permeabilità; 2-sorgente; 3-livello piezometrico; 4-piezometro di osservazione) (Petrella et al., 2014).

Analizzando gli idrogrammi di queste sorgenti basali si può osservare come essi sono caratterizzati da picchi bassi, che temporalmente si ritrovano in ritardo rispetto all'evento piovoso. Diversamente dalla maggior parte dei sistemi carsici europei, dall'osservazione degli idrogrammi si evince come è predominante un flusso diffuso. Gli idrogrammi che mostrano alti picchi e una rapida risposta agli eventi piovosi, collegati a sorgenti d'alta quota, sono dovuti al breve tempo di percorrenza delle acque di infiltrazione e alle diverse caratteristiche idrauliche dell'epicarso (Petrella et al., 2007). Il flusso basale, diffuso, è influenzato dalla distribuzione delle fratture e dei canali carsici. Ciò implica che i sistemi acquiferi sono particolarmente eterogenei e anisotropi, con conseguenze importanti per la produttività locale degli acquiferi, dove le rocce carsiche presentano bassi valori di trasmissività. Il rendimento medio delle acque sotterranee varia tra un massimo di circa $0,045 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$ e un minimo di $0,015 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$. L'alta produttività degli acquiferi carbonatici è causato dall'elevata permeabilità delle rocce carsificate, dalla presenza di grandi bacini endoreici (Manna et al., 2013a; Allocca et al., 2014) (Figg. 3.2.2/6 a, b) e dall'esistenza di un sistema superficiale "suolo-vegetazione piroclastico", che agisce come un serbatoio delle acque ed un sistema di distribuzione per l'infiltrazione dell'acqua piovana nel substrato calcareo (Figg. 3.2.2/6 c, d, e, f). La ricarica annuale della falda si verifica da parte di un'infiltrazione diffusa, attraverso i terreni piroclastici e l'epicarso, e dall'infiltrazione concentrata nelle zone di bacini endoreici, situati sulla parte superiore dei massicci e collegati, nella parte inferiore, attraverso dei condotti carsici (inghiottitoi) (Fig. 3.2.2/6 g).

Celico e Petrella (2008) utilizzando metodi geofisici e idrogeologici, hanno modellato, dal punto di vista idrogeologico, l'epicarso di un'area sperimentale "Acqua dei Faggi", ricadente nel settore settentrionale dei Monti del Matese. Hanno identificato, nell'epicarso, tre livelli con differenti

proprietà. Un primo livello si presenta con spessori di circa 5 m. ed è estremamente carsificato con un'alta conducibilità idraulica e porosità efficace (ep1 in Fig. 3.2.2/7). Il secondo livello anche se abbastanza fratturato mostra un carsismo meno accentuato, con valori medi di conducibilità idraulica e porosità effettiva (ep2 in Fig. 3.2.2/7). Il terzo livello è fratturato ma non significativamente carsificato, con bassi valori di conducibilità idraulica e porosità effettiva (f in Fig. 3.2.2/7).

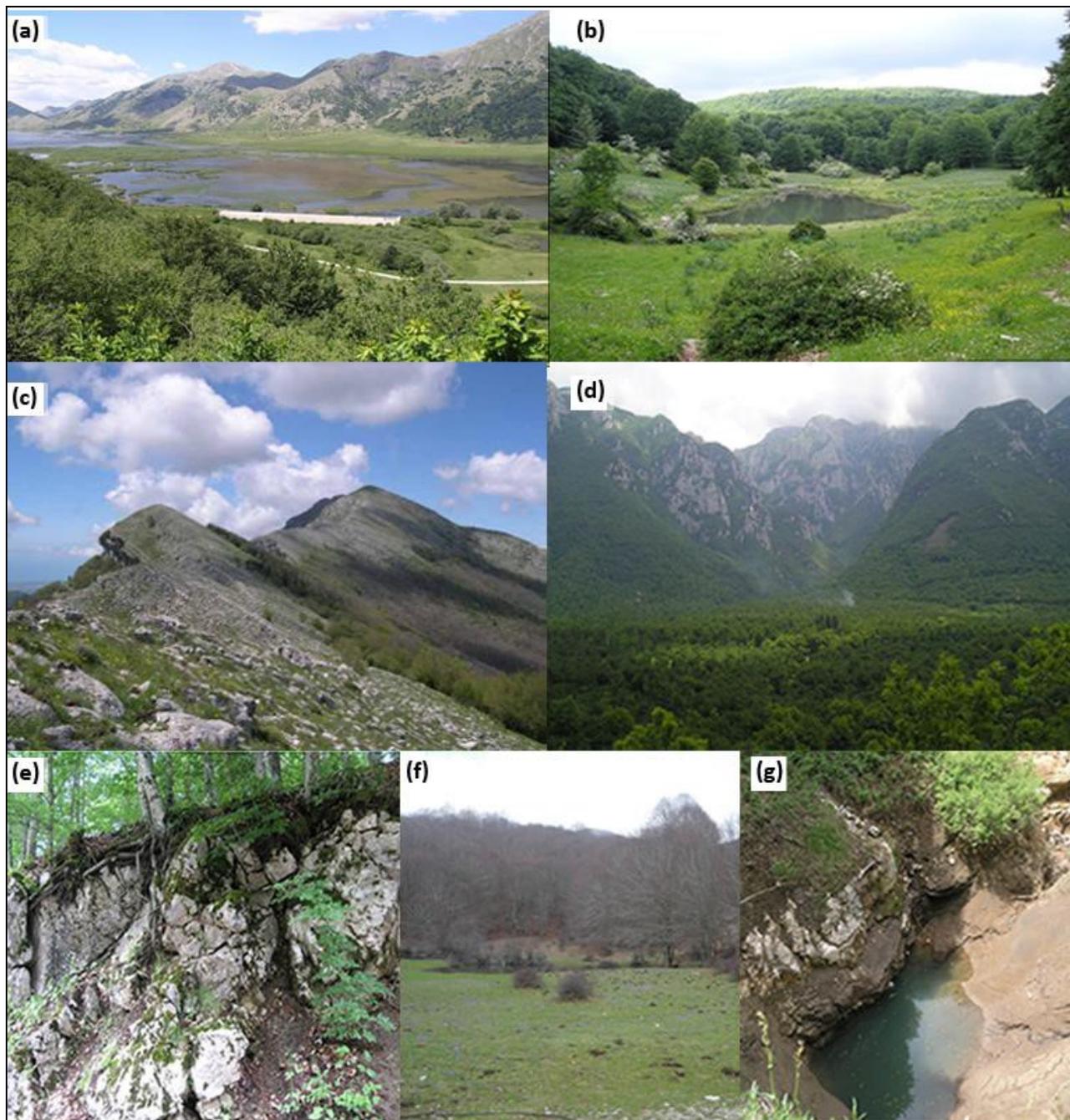


Fig. 3.2.2/6 - immagini delle caratteristiche tipiche delle falde acquifere carsiche dell'Appennino meridionale. (a) bacino endoreico, zona del monte Matese; (b) zona endoreica, Acqua della Madonna (Monte Terminio); (c e d) Zone di pendio; (e) sistema superficiale in un pendio costituita da un insieme suolo-vegetazione su terreni piroclastici; (f) sistema superficiale in un'area di pianura costituita da un insieme suolo-vegetazione su terreni piroclastici; (g) Inghiottitoio.

Attraverso dei test con traccianti, Petrella et al. (2008) hanno caratterizzato, dal punto di vista idraulico, i differenti livelli. Da questi studi è emerso come sia la parte superiore che quella inferiore dell'epicarso sono caratterizzati da una rete ben connessa di aperture, con un carsismo sviluppato maggiormente nel livello superiore. Le velocità medie calcolate in ep1 e ep2 (Fig. 3.2.2/7) sono relativamente basse rispetto a quelle osservate in corpi rocciosi estremamente carsificati. Il livello inferiore è idraulicamente simile a mezzi porosi granulari in modo tale che per descrivere il flusso delle acque sotterranee si può applicare la legge di Darcy.

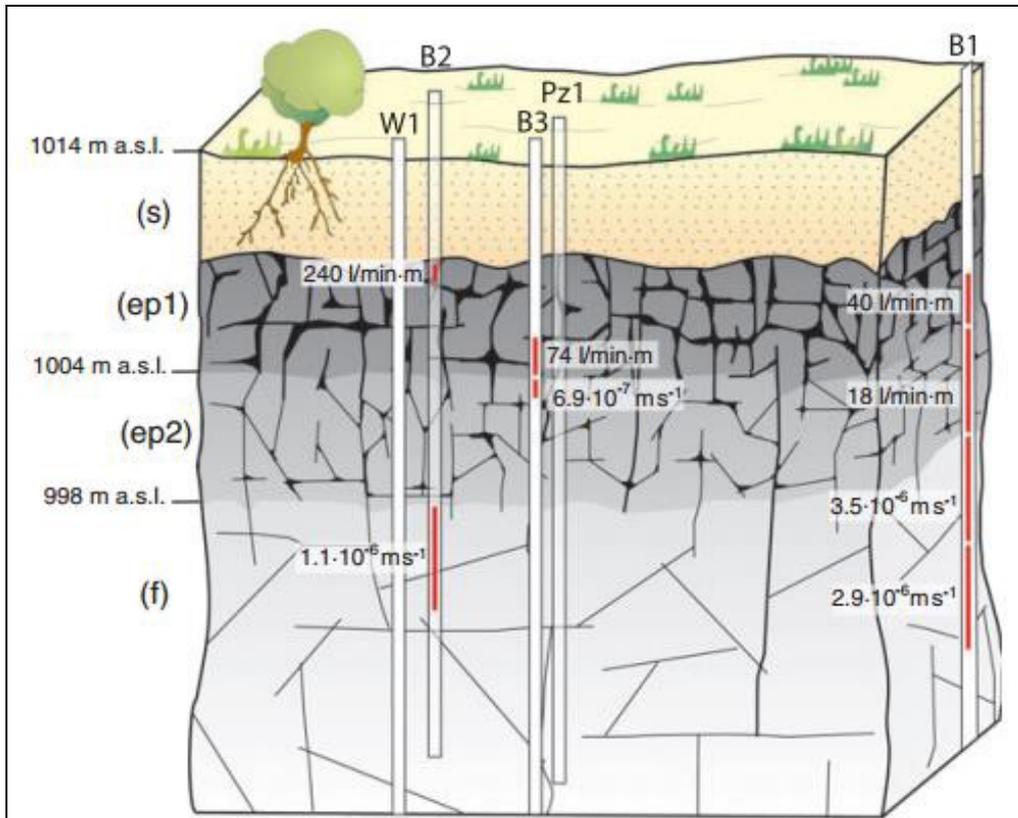


Fig. 3.2.2/7 - Modellizzazione dell'epicarso dell'area sperimentale Acqua dei Faggi (Petrella et al., 2007).

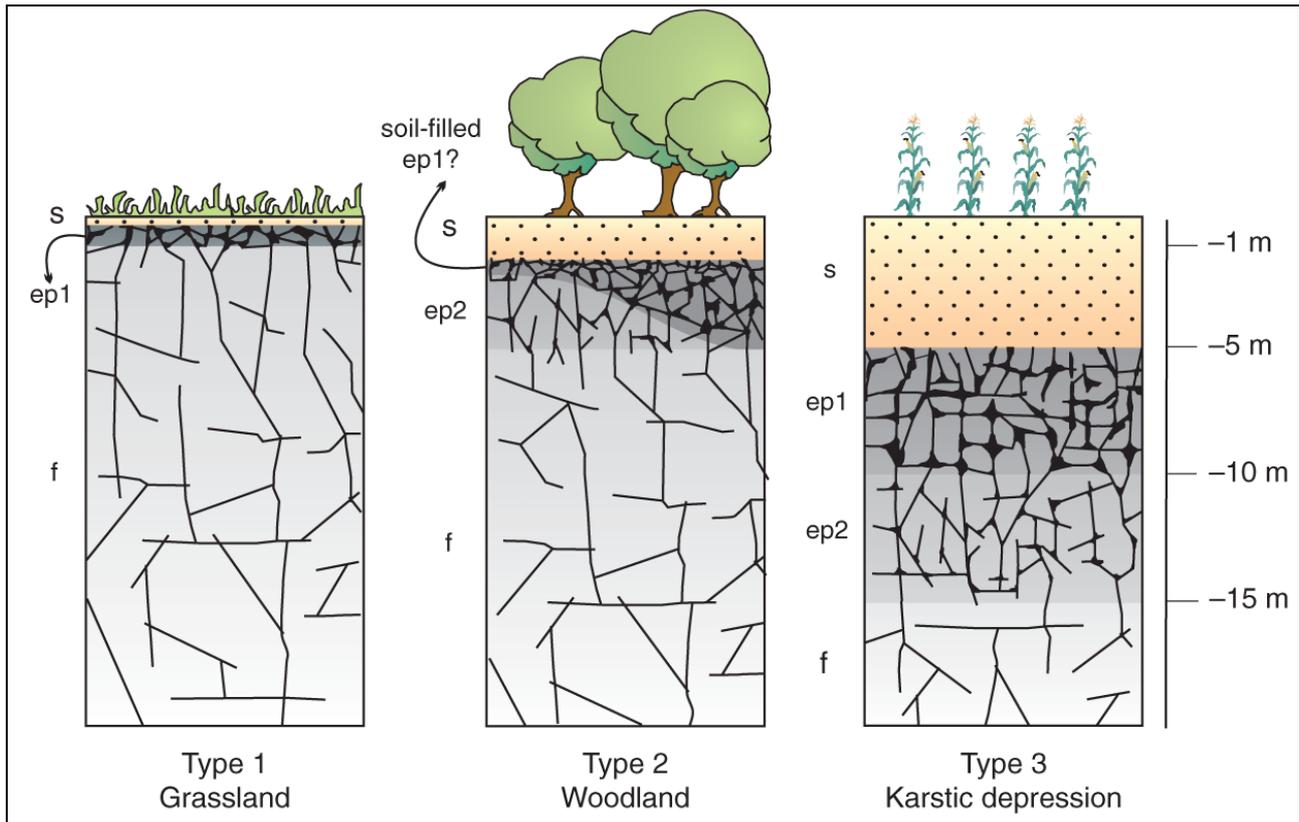


Fig. 3.2.2/8 - Principali conformazioni pedogeologiche (s è il suolo piroclastico, ep1 è l'epicarso con una carsificazione pervasiva, ep2 è l'epicarso con carsificazione non pervasiva, f è il calcare fratturato) (Celico et al., 2010).

Il flusso delle acque sotterranee dovrebbe essere laminare sotto la zona dell'epicarso a causa di una significativa diminuzione della carsificazione diffusa e con una conducibilità idraulica simile a quella del livello inferiore dell'epicarso. Le diverse caratteristiche fisiche dei tre orizzonti influenzano l'ampiezza e grandezza delle fluttuazioni piezometriche: in risposta alla stessa quantità di precipitazioni, si verificano diversi tassi di variazione del livello piezometrico. Quando il livello piezometrico è nell'ep1 ci sono fluttuazioni ridotte, mentre è nell'ep2 si hanno variazioni più elevate.

Questo particolare sito mostra un comportamento insolito rispetto a quello che si riscontra nella letteratura europea per le aree carsiche. Questo potrebbe essere dovuto dalla presenza di fratture della massa rocciosa causate da diverse fasi tettoniche e dalla presenza di terreni piroclastici sul top dell'epicarso (Petrella et al., 2007). L'ipotesi che il suolo piroclastico svolga un ruolo significativo nel governare l'evoluzione e lo spessore dell'epicarso è supportato dalla relazione tra lo spessore del suolo e lo spessore dell'epicarso (Celico et al., 2010). Il suolo sabbioso-argilloso consente una ricarica omogenea e diffusa dell'acquifero e determina una variazione del pH dell'acqua di infiltrazione a causa della presenza di CO₂ e di carbonio organico, provenienti dal metabolismo microbico. Inoltre, l'aumentato di CO₂ è dovuto allo spargimento di letame, per scopi agricoli, soprattutto nelle depressioni carsiche dove lo spessore è maggiore, inducendo, quindi, processi di ossidazione (Celico et al., 2010) (Fig. 3.2.2/8).

4. Metodi per la stima della ricarica e delle portate sorgive in acquiferi carbonatici

4.1 Metodi per la stima della ricarica

A causa di un rapido sviluppo dell'urbanizzazione, dell'industria e dell'agricoltura, soprattutto in aree con un clima semiarido, ed a causa della variazione della disponibilità di acqua determinata dai cambiamenti climatici, si rende necessaria una corretta gestione delle acque sotterranee.

Pertanto, le metodologie che permettono la valutazione della quantità e qualità delle acque sotterranee sono uno strumento di fondamentale importanza per definire le più opportune strategie di utilizzo e di salvaguardia delle risorse idriche sotterranee. La ricarica è una componente fondamentale nel sistema delle acque sotterranee e la sua stima è fondamentale per una gestione efficiente e sostenibile di esse (Simmers, 1990). Anche se è uno dei componenti più importanti del ciclo idrologico la stima della ricarica è di difficile valutazione sia perché essa mostra un'ampia variazione spaziale e temporale sia perché risulta difficile una sua diretta valutazione quantitativa.

Per ricarica si intende quel processo che comporta un flusso di acqua che raggiunge la falda idrica sotterranea favorendone l'immagazzinamento e la ricarica (Lerner et al., 1990). In questa definizione, quindi non viene presa in considerazione quella parte che viene trasferita da un acquifero ad un altro adiacente. Il flusso di ricarica può essere espresso sia in termini di volume per unità di tempo (m^3/a) o come volume per unità di superficie per unità di tempo (mm/a). I processi di ricarica possono essere sia di tipo concentrato che diffuso. I processi di tipo concentrato avvengono laddove c'è un passaggio nell'acquifero di acqua proveniente da fiumi, canali o laghi. Lerner et al. (1990) definiscono due tipi di processi di tipo concentrato. Uno che avviene in piccole depressioni, inghiottitoi o localizzate lungo discontinuità tettoniche, ed un altro da parte di fiumi, canali o laghi. I processi di tipo diffuso sono quelli che intervengono in risposta alle precipitazioni che, raggiungendo il suolo, successivamente si infiltrano e percolano nella zona non satura fino a raggiungere le acque sotterranee. Oltre ai tipi di ricarica illustrati fino ad ora e che possono essere classificati come ricarica naturale, c'è un'altra componente importante che bisogna prendere in considerazione quando si debbono stimare le aliquote di ricarica. Queste sono denominate artificiali ed afferiscono a tutte quelle operazioni effettuate dall'uomo che fanno affluire acqua negli acquiferi sotterranei. Tra questi si possono citare sia le acque di irrigazione usate in agricoltura che quelle reimmesse in falda per diversi scopi o per lavori di ingegneria.

Non tutte le acque che si infiltrano nel sottosuolo arrivano all'acquifero, per questo motivo questa ricarica viene definita come ricarica potenziale. Infatti, solo una parte raggiunge il corpo idrico sotterraneo mentre l'altra o rimane, temporaneamente, immagazzinata nel suolo insaturo o ritorna nell'atmosfera per i fenomeni evapotraspirativi. Quindi nel sottosuolo si può individuare, idealmente, una zona, chiamata piano a flusso zero (*zero-flux plane*, ZFP) (Richards, et al., 1956), che divide il settore caratterizzato dal movimento dell'acqua verso la falda da quello in cui il movimento dell'acqua è diretto anche verso l'alto. Spesso questo piano può essere localizzato nella parte bassa dell'area di insediamento degli apparati radicali della vegetazione. L'ubicazione di questo piano non è fissa ma la sua posizione può cambiare in risposta sia alla precipitazione che all'evapotraspirazione.

Gli aspetti climatici sono quelli che guidano la variabilità della quantità di ricarica degli acquiferi, quindi la conoscenza delle relazioni che intercorrono tra clima e ricarica è di fondamentale importanza per la gestione della risorsa idrica. Naturalmente l'aspetto più significativo in questa relazione è legato alla variabilità delle precipitazioni, che, rappresentano il parametro che, nella maggioranza dei casi, va ad influire maggiormente la ricarica naturale. L'andamento delle aliquote di ricarica segue quindi la variabilità delle piogge, e le variazioni di queste ultime guidano i tassi di ricarica. Le variazioni stagionali, i cicli annuali o pluriannuali, i trend storici delle precipitazioni determinano degli andamenti simili anche nei quantitativi di ricarica. Ma anche la durata, l'intensità e la frequenza dei fenomeni piovosi influenzano i processi di ricarica.

De Vita et al. (2012), studiando l'andamento delle precipitazioni, della temperatura dell'aria, della NAO (North Atlantic Oscillation) e delle portate di alcune sorgenti del sud Italia, hanno rilevato, nel periodo 1921-2010 (90 anni), un significativo impatto della NAO sui processi di ricarica delle acque sotterranee. Inoltre hanno evidenziato come ci sia una robusta correlazione tra l'indice invernale NAO e le portate annuali primaverili di alcune sorgenti. I cambiamenti climatici influenzano fortemente i tassi di ricarica delle acque sotterranee (Taylor et al., 2013). L'aumento delle temperature determina l'aumento dell'evapotraspirazione e quindi, di conseguenza, saranno minori i tassi di deflusso negli acquiferi sotterranei. Nei climi temperati, si ha un aumento delle precipitazioni durante la stagione invernale in cui si verifica la maggior parte della ricarica. Tuttavia, a causa della variabilità climatica, queste precipitazioni si concentrano in pochi giorni mentre il periodo di ricarica nei periodi estivi è fortemente ridotto con conseguente aumento dell'evapotraspirazione, soprattutto se il livello piezometrico è vicino alla superficie del terreno.

Diverse sono le metodologie per la stima della ricarica e la loro applicazione dipende da diversi fattori come la scala spaziale e temporale che si vuole indagare, i parametri disponibili per una valutazione corretta, la complessità geografica, geologica, vegetazionale e climatica, etc. Spesso le incertezze legate alle singole metodologie fanno sì che, al fine di migliorare la stima finale dei valori di ricarica, ne vengano applicate più di una.

Un metodo di stima della ricarica molto utilizzato nella letteratura scientifica è quello del bilancio idrologico. Questo metodo si basa sulla valutazione dei parametri che formano l'equazione del bilancio idrologico. L'equazione, per un bacino, può essere espressa come:

$$P - ET_a = RO + (Q_s + Q_t) + (U_0 + U_i) \pm \Delta W_t \quad (4.1.1)$$

Dove P è la media annuale delle precipitazioni, ET_a è la media annuale dell'evapotraspirazione reale, RO è la media annuale del ruscellamento superficiale, Q_s è la media annuale delle portate della sorgente, Q_t è la media annuale dei prelievi, U_0 è la media annuale dei travasi verso acquiferi adiacenti, U_i è la media annuale dei travasi da parte degli acquiferi adiacenti o altra tipologia di ricarica e ΔW_t è la variazione annuale delle riserve idriche sotterranee. Per il calcolo della ricarica, quindi, tutti i parametri vengono misurati o stimati e la ricarica viene determinata come combinazione degli altri termini.

Questo metodo può essere utilizzato a diverse scale spaziali ed è uno strumento fondamentale per la concettualizzazione di un sistema idrologico sul quale possono essere applicati altri metodi per una definizione migliore della ricarica. La principale limitazione per la stima della ricarica è che l'accuratezza della stima dipende dall'accuratezza con cui si possono determinare le altre componenti del bilancio. Questa limitazione è importante quando la quantità della ricarica è piccola rispetto a quella delle altre variabili. In questo caso, piccole imprecisioni dei valori delle variabili possono provocare grandi incertezze nella stima della ricarica. I metodi di misura e di

stima delle componenti del bilancio idrico vengono descritti in Hillel (1980), Rosenberg et al. (1983) e Tindall e Kunkel (1999).

L'equazione del bilancio idrologico viene utilizzata nei modelli di simulazione delle acque sotterranee. La capacità di simulare modelli futuri può essere utilizzata per valutare come i cambiamenti climatici, l'uso delle risorse idriche e altri fattori possono influire sui processi di ricarica. Questa modellazione permette la stima della ricarica attraverso un processo di calibrazione in cui la ricarica e altri parametri, di interesse idrogeologico, vengono modificati in modo tale che l'andamento dei livelli piezometrici o le variazioni di portata di una sorgente, etc., sono in accordo con i valori misurati (Sanford, 2002). Le migliori stime dei tassi di ricarica sono quelle che producono i migliori risultati del modello, in termini di minimizzazione di una funzione obiettivo.

Questo approccio è usato in diversi studi (Boonstra e Bhutta, 1996; Tiedeman et al., 1997; Sanford et al., 2004; Dripps et al., 2006). Dragoni et al. (2013) hanno valutato, simulando le portate sorgive con diverse localizzazioni e schemi di pompaggio, come diversi modelli di gestione della sorgente Scirca (Umbria, Italia), portano ad un'efficiente utilizzazione della risorsa idrica sotterranea.

I modelli idrologici a scala di bacino idrografico si basano sull'equazione del bilancio idrologico, con differenze che riguardano la definizione dei processi e delle tecniche per rappresentare questi processi o la scala spaziale e temporale di rappresentazione. Tra le implementazioni più diffuse di questi modelli troviamo SWAT (Arnold et al., 1998) e MIKE-SHE (Graham et al., 2006). Numerosi sono i lavori che utilizzano questi modelli, come per esempio Weeks et al. (1974), Arnold and Allen (1996), Sami and Hughes (1996), Bauer and Mastin (1997), Desconnets et al. (1997), Laenen and Riskey (1997), Zhang et al. (1999), Arnold et al. (2000), Steuer and Hunt (2001), Eckhardt and Ulbrich (2003), and Cherkauer (2004), Graham e Butts (2005), Abbaspour et al. (2007), Ertürk et al. (2014). Diverse sono le implementazioni per gli ambienti carsici come per esempio in Baffaut e Benson (2009) e Amatya et al. (2011).

Alcuni modelli non considerano il movimento dell'acqua attraverso la zona insatura e si riferiscono all'infiltrazione dal suolo come una ricarica potenziale (Flint E Flint, 2007). Altri considerano che l'infiltrazione dal suolo arriva istantaneamente alla superficie piezometrica (Batelaan e De Smedt, 2007; Dripps e Bradbury, 2007), soprattutto laddove la superficie piezometrica è superficiale. Una combinazione dei modelli sopracitati viene sempre più spesso utilizzata nelle pubblicazioni recenti. Sono da rilevare alcuni modelli che uniscono sia la modellazione a livello di bacino idrografico che della simulazione delle acque sotterranee come per esempio SWAT/MODFLOW (Sophocleous e Perkins, 2000), MIKE-SHE (Graham et al., 2006), and GSFLOW (Markstrom et al., 2008).

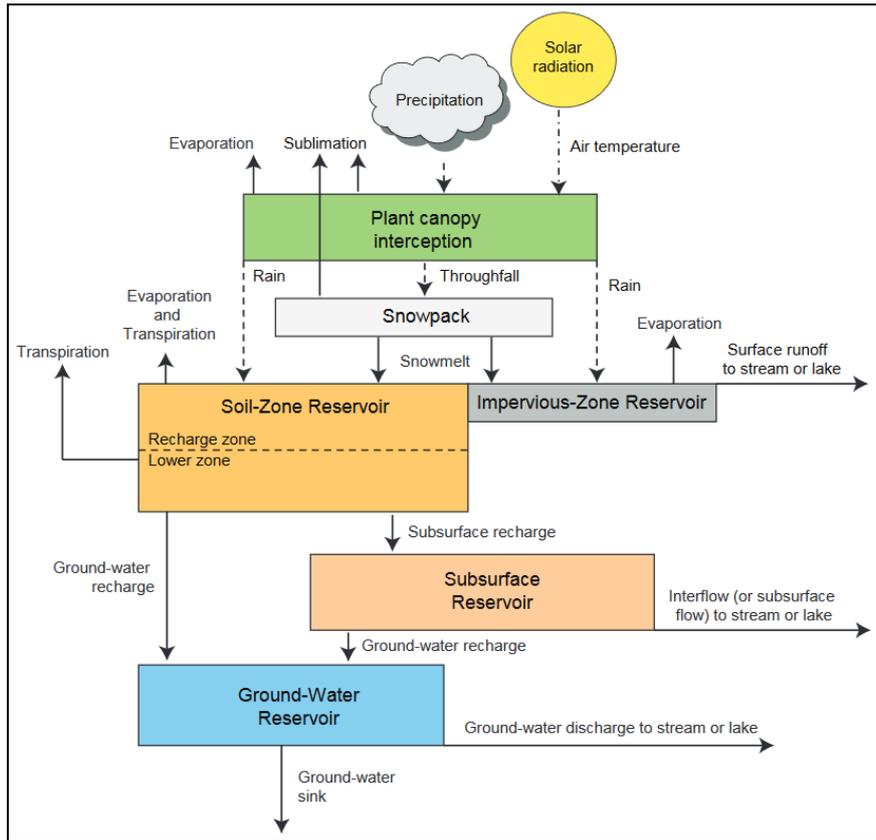


Fig. 4.1/1 - Diagramma schematico concettuale di un sistema di bacino idrografico in cui sono rappresentati i diversi compartimenti, le loro relazioni e gli input del sistema (Markstrom et al., 2008).

Un importante processo che interviene nei fenomeni di ricarica è quello che riguarda l'interazione tra le acque superficiali e le acque sotterranee. Questa interazione può portare sia ad un flusso idrico che va dai corpi idrici superficiali a quelli sotterranei sia un flusso idrico da corpi idrici sotterranei a quelli superficiali in relazione alla differenza tra le quote del livello piezometrico e della superficie del corpo idrico (Winter et al., 1998) (Fig. 4.1/2).

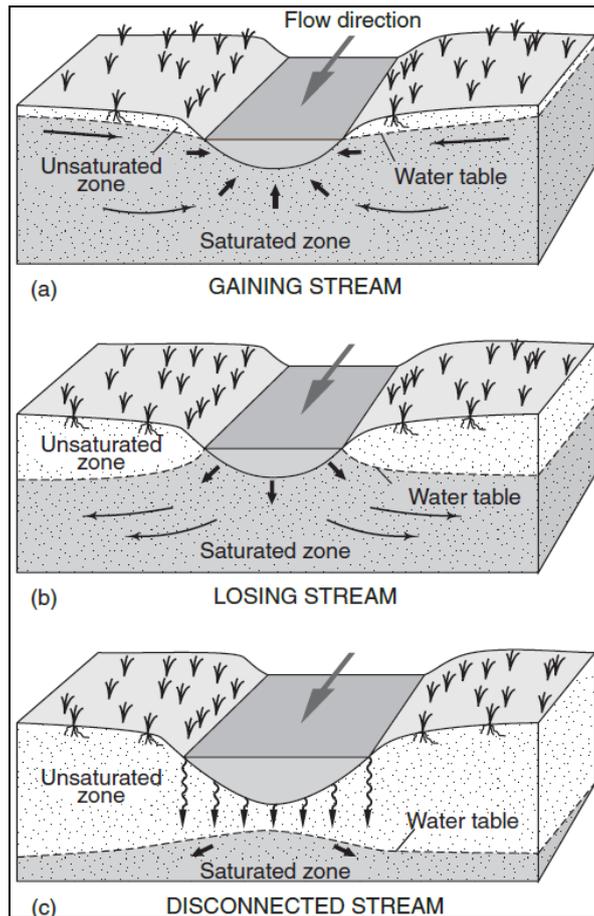


Fig. 4.1/2 - Schematizzazione degli scambi idrici tra corpi superficiali e corpi idrici sotterranei. a) Flusso idrico dal corpo idrico sotterraneo al fiume, b) Flusso idrico dal fiume alle acque sotterranee, c) Flusso idrico dal fiume al corpo idrico sotterraneo che non è direttamente in contatto idraulico con il fiume.

Nel bilancio idrico del suolo la ricarica può essere espressa come il cambiamento dell'immagazzinamento dell'acqua del suolo al di sotto del ZFP, che rappresenta il piano dove il gradiente idraulico verticale è nullo. Il ZFP, quindi, separa i flussi idrici diretti verso l'alto (ET) da quelli diretti verso il basso. Il cambiamento dell'immagazzinamento tra due successive misure rappresenta il tasso di ricarica. Il metodo del ZFP è stato usato in diversi lavori come (Royer e Vachaud 1974; Wellings 1984; Dreiss e Anderson 1985; Delin et al., 2000, 2007; Schwartz et al., 2008).

Nella zona satura si possono usare diverse tecniche per la stima della ricarica come l'utilizzo della legge di Darcy, il metodo basato sulla variazione del livello piezometrico e l'utilizzo di traccianti. La legge di Darcy viene usata per stimare il flusso attraverso una sezione trasversale di un acquifero non confinato o confinato. La sezione trasversale deve essere allineata ad una linea equipotenziale. Il flusso q attraverso una sezione verticale A di un acquifero è uguale al tasso di ricarica R proveniente da una superficie S a monte della sezione:

$$qA = RS \quad (4.1.2)$$

Il flusso viene stimato, tramite la legge di Darcy, come il prodotto tra la conducibilità idraulica K ed il gradiente idraulico lungo la perpendicolare alla sezione. Questo metodo assume un flusso

costante e senza estrazione di acqua. La stima della ricarica effettuata tramite questo metodo può essere affetta da incertezze legate alla variabilità della conducibilità idraulica.

L'innalzamento piezometrico in un settore di un acquifero è determinato, se non ci sono cause esterne, dall'arrivo di acqua di ricarica che raggiunge la superficie piezometrica. Questa relazione può essere espressa dall'equazione:

$$R = S_y \Delta H / \Delta t \quad (4.1.2)$$

Dove S_y è il coefficiente di immagazzinamento per acquiferi non confinati, ΔH rappresenta la variazione dell'altezza piezometrica nell'intervallo di tempo Δt . Nonostante questo metodo sia valido quando possono essere considerate trascurabili le aliquote d'acqua corrispondenti all'evaporazione dal corpo idrico sotterraneo o le variazioni dovuti ad apporti/cessioni di acqua non facente parte del sistema (per esempio pompaggi), esso è stato utilizzato con successo anche per periodi abbastanza lunghi (anni o decenni) (Hall and Risser, 1993; Crosbie et al., 2005; Lee et al., 2005; Coes et al., 2007; and Delin et al., 2007).

Andreo et al. (2008) hanno proposto un metodo empirico per la stima della ricarica in acquiferi carbonatici denominato APLIS. APLIS utilizza una serie di parametri selezionati dopo aver effettuato un'analisi alle componenti principali. Questi parametri sono generalmente facilmente reperibili, quindi questo metodo può essere facilmente implementato. Il risultato finale è il tasso medio di ricarica, espresso come percentuale di precipitazione. Dopo un confronto del valore di ricarica stimato per otto regioni del sud della Spagna, sia con metodi classici che con altri metodi, gli autori hanno scelto un'espressione che produce i valori di ricarica più vicini a quelli precedentemente calcolati con tecniche convenzionali. L'espressione è:

$$R = \frac{(H + P + 3 \cdot L + 2 \cdot I + S)}{0.9} \quad (4.1.3)$$

dove R è il tasso di ricarica, H rappresenta l'altitudine, P è la pendenza, L è la litologia, I rappresenta le classi di tipologia di capacità d'infiltrazione, e S è il tipo di suolo. Ad ogni variabile è stato assegnato un punteggio da 1 a 10 in seguito ad una progressione aritmetica (1 per l'incidenza minima sulla ricarica dell'acquifero e 10 per l'influenza massima sulla ricarica). Il metodo è stato applicato con successo in numerosi acquiferi carbonatici spagnoli (Andreo et al., 2008; Martos-Rosillo et al., 2008; Guardiola-Albert et al., 2012) e in altre aree del mondo (Farfan et al., 2010, Gerner et al. 2012).

Numerosi studi hanno utilizzato, per la valutazione della ricarica delle acque sotterranee, il coefficiente di infiltrazione efficace (EIC), definito come il rapporto tra la ricarica delle acque sotterranee, corrispondente al deflusso netto, e le precipitazioni (Drogue, 1971; Bonacci, 2001).

Un coefficiente simile all'EIC è stato creato da Allocca et al. (2014) e, oltre a tener conto degli effetti della temperatura sulla ricarica, viene anche considerato l'effetto dell'evapotraspirazione. Questo coefficiente, denominato AGRC, applicato nell'Appennino meridionale, partendo dall'equazione del bilancio idrologico, è uguale al rapporto tra la media annuale del flusso uscente delle acque sotterranee [$Q_{OUT} = (Q_s + Q_t) + (U_o - U_i)$] e la media annuale delle precipitazioni efficaci, corrispondenti alle precipitazioni meno l'evapotraspirazione reale ($P-ET_a$), quest'ultima calcolata con il metodo di Turc, dove tutte le quantità sono riferite all'area di ricarica:

$$AGRC = \frac{(Q_s + Q_t) + (U_o - U_i)}{P - ET_a} \quad (4.1.4)$$

La metodologia è stata testata su quattro acquiferi campione di cui era conosciuta la serie storica delle portate sorgive per un ampio intervallo temporale. A causa della precisa valutazione del deflusso e dell'afflusso medio annuo dei volumi delle acque sotterranee per i quattro acquiferi, i valori calcolati dell'AGRC si sono dimostrati un approccio affidabile per modellare la ricarica delle acque sotterranee per questi acquiferi, con valori dell'AGRC variabili tra 50% e 70%, con un valore medio del 67%. La metodologia è presentata come affidabile e rappresenta un approccio pratico per modellare la ricarica delle acque sotterranee degli acquiferi carbonatici a scala regionale e medio annuo, in vaste aree dove la rete di monitoraggio idrogeologico è scarsa o assente.

4.2 Metodi per la stima dell'evapotraspirazione

L'Evapotraspirazione (ET) è uno dei parametri che gioca un ruolo fondamentale nel ciclo idrologico ed è la cui stima è quindi di fondamentale importanza per la stima della ricarica degli acquiferi. L'acqua presente nell'atmosfera tramite le precipitazioni raggiunge il suolo, dove, un'aliquota si infiltra mentre un'altra ruscella verso i corpi idrici superficiali (laghi e fiumi) ed un'altra ancora ritorna nell'atmosfera tramite l'evapotraspirazione. La conoscenza dell'entità dell'ET è un dato importante per la pianificazione dell'uso delle risorse idriche, le pratiche agricole, l'irrigazione, la predizione dell'impatto dei cambiamenti climatici.

L'ET è una combinazione di due processi: evaporazione e traspirazione. L'evaporazione è un processo fisico che comporta la trasformazione di acqua liquida in vapore acqueo che fluisce verso l'atmosfera. L'evaporazione dell'acqua nell'atmosfera si verifica sulla superficie di fiumi, laghi, suoli e vegetazione. La traspirazione è un processo fisico che causa un flusso di acqua liquida dal suolo (zona radice) attraverso il tronco, i rami e la superficie delle foglie attraverso gli stomi (Fig. 4.2/1). Un gradiente di energia si crea durante l'evaporazione dell'acqua, che causa il movimento dell'acqua dalle radici agli stomi. Nella maggior parte delle piante, gli stomi rimangono aperti durante il giorno e rimangono chiusi durante la notte. Se il terreno è troppo secco, gli stomi rimangono chiusi durante il giorno per rallentare la traspirazione.

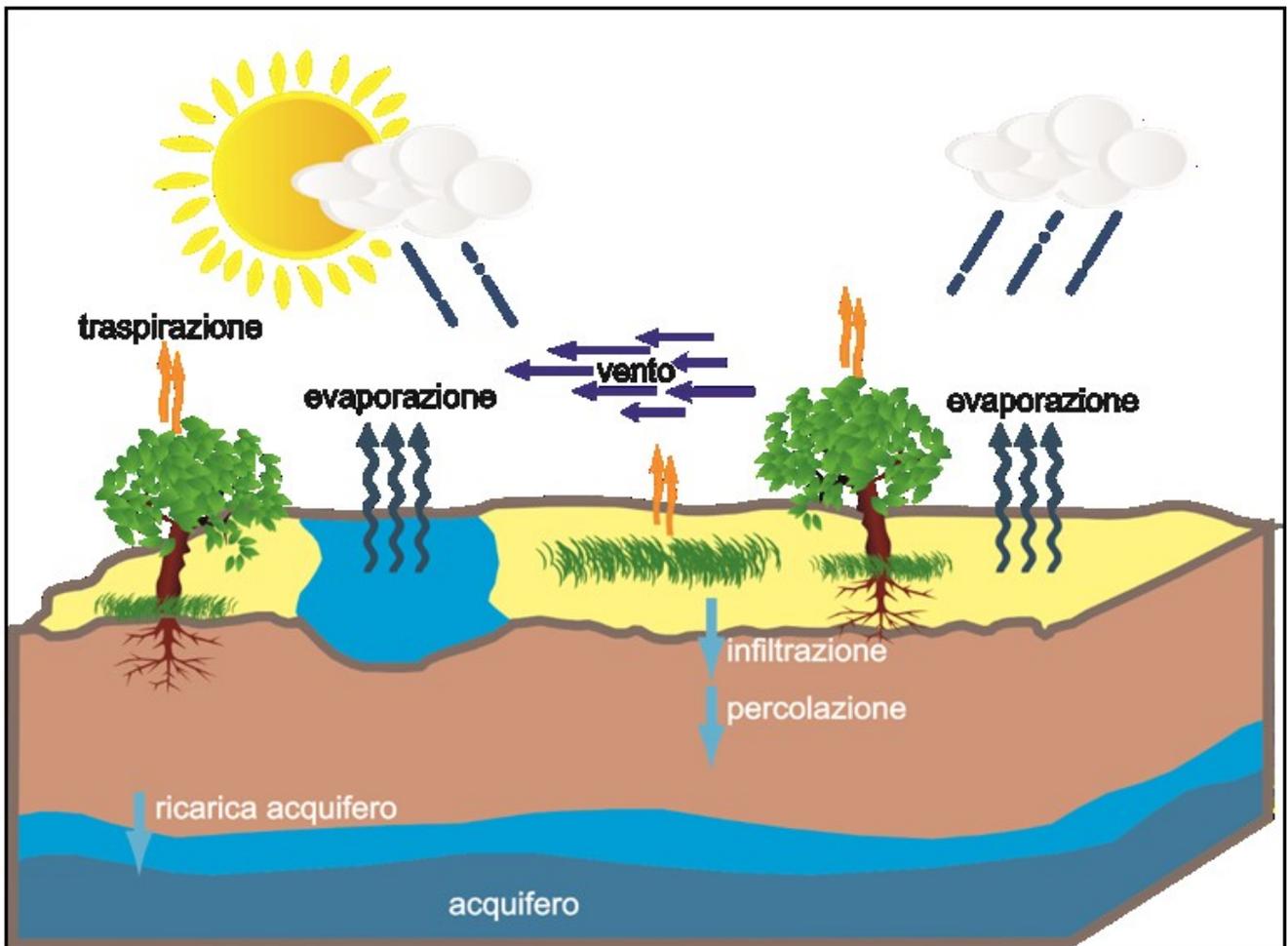


Fig. 4.2/1 - Schematizzazione delle componenti dell'evapotraspirazione.

L'ET dipende da quattro fattori: (1) clima, (2) vegetazione, (3) suolo e (4) comportamento degli stomi. La velocità del vento, la temperatura dell'aria, l'umidità relativa e l'illuminazione solare hanno un notevole impatto sui processi evapotraspirativi. In particolare, alte temperature, giorni soleggiati, bassa umidità e elevate velocità del vento aumentano i processi di evapotraspirazione. L'ubicazione geografica è molto importante per quanto riguarda i processi evapotraspirativi. La quota, la longitudine la latitudine e il periodo dell'anno la influenzano fortemente. In generale l'evapotraspirazione è maggiore andando verso l'equatore ed è più elevata in estate che in inverno (Fig. 4.2/2).

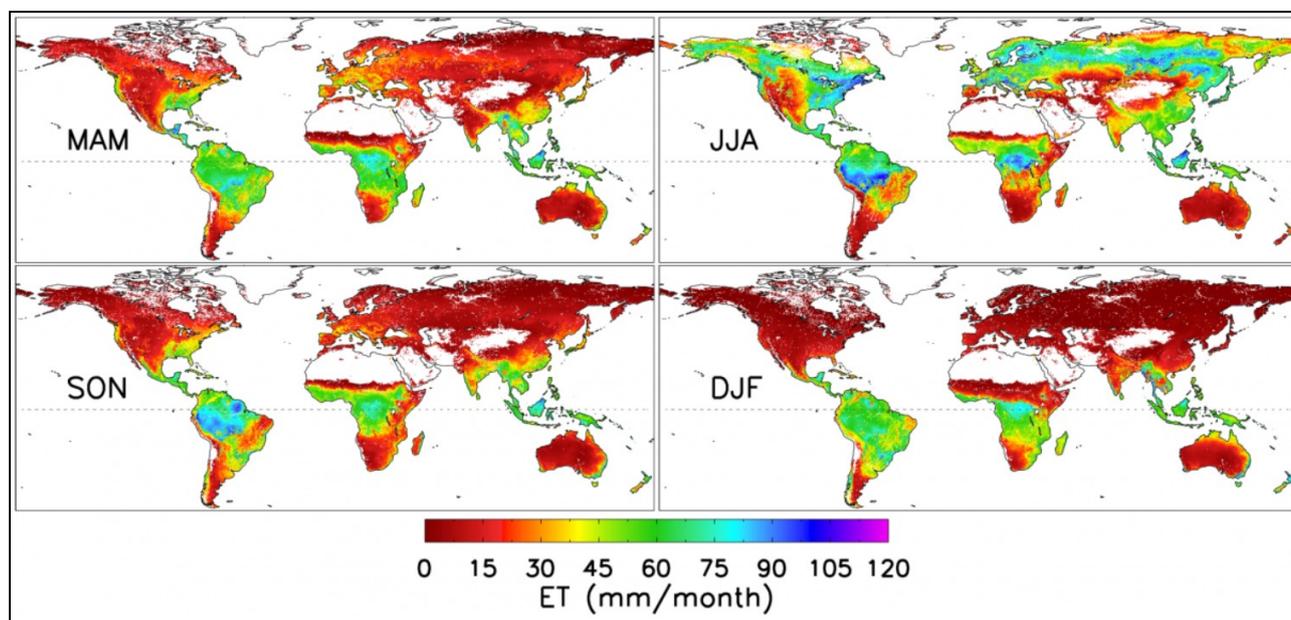


Fig. 4.2/2 - Evaporazione stagionale globale MOD 16 ET (MAM: Marzo, Aprile, Maggio; JJA: Giugno, Luglio, Agosto; SON: Settembre, Ottobre, Novembre; DJF: Dicembre, Gennaio, Febbraio (<http://www.nts.gov.umt.edu/project/mod16>))

La vegetazione influenza l'ET in vari modi. Essa è differente per le diverse specie vegetative. Inoltre la vegetazione influisce sulla capacità della superficie del suolo di riflettere la luce, influenza la quantità di energia assorbita dalla superficie del suolo, l'altezza e la densità della vegetazione influenzano l'efficienza dello scambio termico e quella del vapore acqueo del fogliame. Anche la profondità delle radici è importante, e vegetazione con apparati radicali che si spingono a poca profondità nel suolo risentono maggiormente dei periodi secchi rispetto a specie vegetative con radici che si spingono in profondità esplorando settori di terreno con maggiori quantità d'acqua. Per quanto riguarda il suolo, la sua struttura chimica è un fattore importante che ha influenza sul tasso di evapotraspirazione. Infatti suoli con un maggiore contenuto di argilla ostacolano sia l'evaporazione che la traspirazione da parte della vegetazione a causa della proprietà dell'argilla di trattenere acqua. In caso di suoli con tessitura sabbiosa l'evapotraspirazione è maggiore a causa della loro minore affinità chimica con l'acqua. D'altra parte, di conseguenza, suoli sabbiosi tenderanno a perdere velocemente il loro contenuto in acqua mentre, a causa dell'affinità chimica con l'acqua da parte del contenuto argilloso, un suolo argilloso permetterà un rilascio di vapore acqueo distribuito per un periodo di tempo maggiore. Un altro fattore che influenza la traspirazione è il contenuto salino nei suoli. La traspirazione comporta un movimento dell'acqua dalle radici e la successiva perdita di vapore acqueo dagli stomi delle foglie. La forza motrice primaria del movimento dell'acqua dalle radici alle foglie è l'osmosi. L'osmosi è la diffusione o il

movimento di acqua che è guidato da un gradiente di concentrazione salina. L'aumento della salinità del suolo diminuirà la traspirazione poiché diminuirà il gradiente di concentrazione salina, influenzando così l'evapotraspirazione.

A causa dei diversi fattori che determinano la variabilità dell'ET, per la sua determinazione si definiscono tre tipologie di ET, evapotraspirazione potenziale di riferimento (ET_0), evapotraspirazione potenziale colturale (ET_c) e evapotraspirazione reale (ET_a) (Allen et al. 1998).

Per la valutazione dell' ET_0 , da utilizzare come standard a cui far riferimento, un gruppo di esperti della FAO ha stabilito le caratteristiche geometriche, fisiologiche e morfologiche di una coltura di riferimento, in modo da ottenere per le variabili di resistenza un modello ripetibile in differenti contesti, considerando una superficie di riferimento che può essere definita come "a hypothetical grass reference crop with an assumed crop height of 0.12 m, a fixed surface resistance of 70 s m^{-1} and an albedo of 0.23. The reference surface closely resembles an extensive surface of green, well-watered grass of uniform height, actively growing and completely shading the ground" (Allen et al., 1998).

La coltura, deve essere coltivata in condizioni tali che: la qualità dell'acqua, le caratteristiche del terreno, la disponibilità di elementi nutritivi, attacchi di patogeni e insetti non ne limitino la produzione. L' ET_0 è limitata solo dal bilancio energetico verticale, cioè dalle condizioni climatiche locali, quindi, è un valore indicativo del potere evaporante dell'atmosfera in un determinato periodo di tempo. Per determinare il consumo idrico delle diverse specie vegetali, in qualunque stadio vegetativo e condizione ambientale, si deve far riferimento a determinati coefficienti colturali (K_c). In questo modo si può determinare l' ET_c (Evapotraspirazione potenziale di una data coltura ad un determinato stadio vegetativo) tramite la relazione $ET_c = ET_0 * K_c$. Quindi in generale l'evapotraspirazione potenziale rappresenta l'evapotraspirazione che avviene quando il contenuto idrico del suolo non costituisce fattore limitante per essa. La disponibilità d'acqua nel suolo è almeno pari alla quantità d'acqua che il sistema suolo-vegetazione-atmosfera è in grado di fare evaporare. L'acqua realmente perduta da una superficie per evaporazione e per traspirazione costituisce l'evapotraspirazione reale (ET_a). L' ET_a , quindi, può essere, al massimo, uguale a ET_c (Fig. 4.2/3).

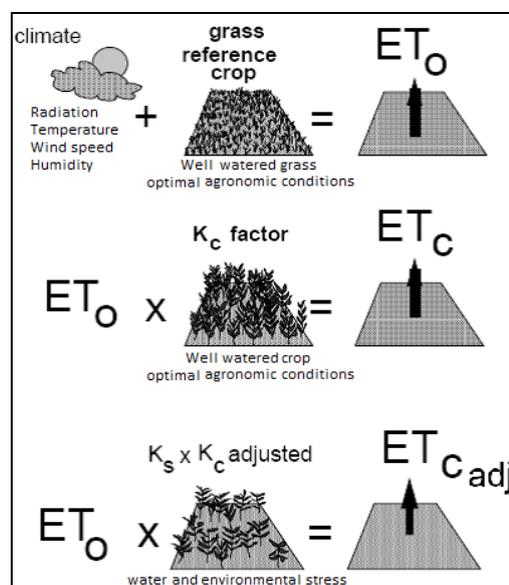


Fig. 4.2/3 - Rappresentazione dei diversi tipi di Evapotraspirazione: ET_0 (Evapotraspirazione potenziale di riferimento), ET_c Evapotraspirazione potenziale colturale, $ET_{c\text{adj}} = ET_a$ Evapotraspirazione reale.

A causa dei diversi parametri che intervengono nei processi evapotraspirativi la misura della quantità d'acqua evapotraspirata, e quindi dei parametri utili alla sua definizione, risulta complessa. Nel tempo si sono sviluppate diverse metodologie che essenzialmente possono essere suddivise in metodi di misura e metodi di calcolo dell'ET. Per metodi di misura si intendono tutte quelle azioni che permettono una misura diretta dell'evapotraspirazione senza l'intervento di calcoli intermedi. Quindi per metodi di calcolo si intendono tutte quelle procedure che, attraverso l'utilizzo di diversi parametri, stimati o misurati, e di relazioni analitiche permette il calcolo dell'ET. Tra gli metodi e strumenti di misura utilizzabili sono i lisimetri e gli evaporimetri. I lisimetri a pesata (Fig. 4.2/4) sono formati da un contenitore riempito di terreno, con caratteristiche simili al terreno circostante, ricoperto da una vegetazione rappresentativa del sito da studiare.

L'evapotraspirazione è calcolata valutando la variazione di peso del terreno dovuta all'acqua evapotraspirata dalla vegetazione. I lisimetri a pesata possono essere abbastanza accurati. Un lisimetro che copre una superficie di 30 m² e 0.91 m di profondità può misurare una differenza di contenuto dell'acqua del suolo di circa 0.03 mm e può determinare il tasso di variazione dell'evaporazione giornaliera (Pruitt e Angus, 1960).

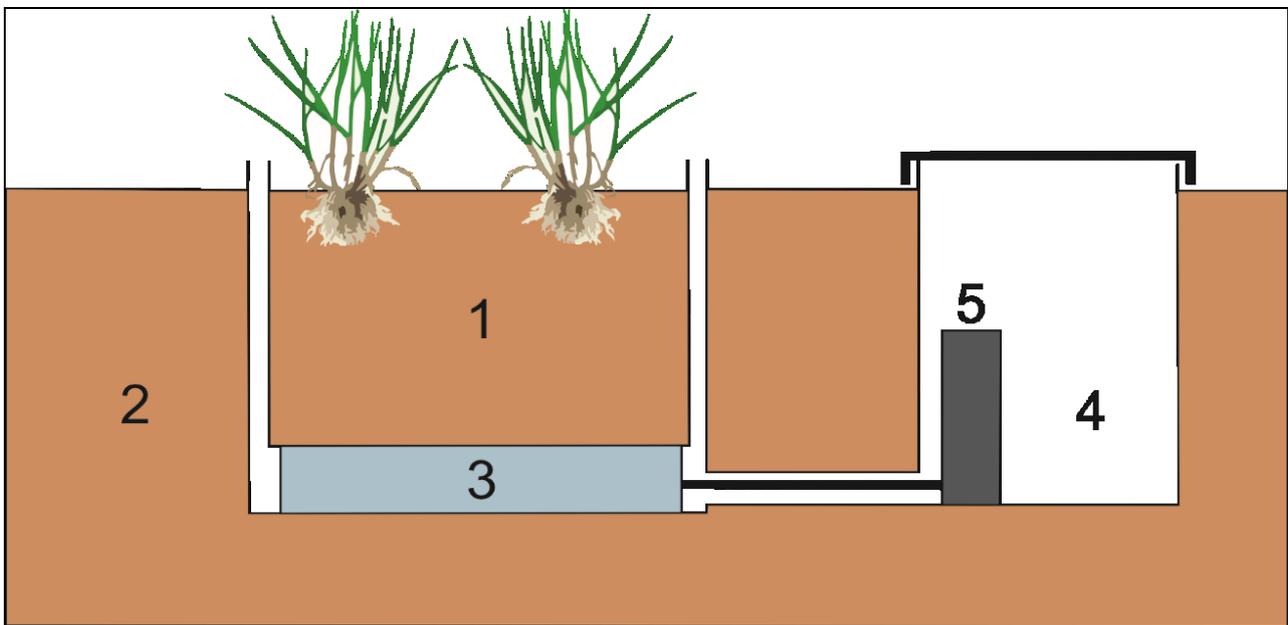


Fig. 4.2/4 - Lisimetro a pesata. 1) Contenitore con terreno; 2) terreno circostante; 3) sistema di pesatura; 4,5) apparato di misurazione.

A causa della ridotta superficie dei lisimetri essi, generalmente, non sono rappresentativi delle condizioni delle aree circostanti sia per quanto riguarda le proprietà dei suoli che della varietà e della densità delle specie vegetali. Inoltre a causa della ridotta profondità di installazione può limitare lo sviluppo in profondità delle radici.

Il metodo evaporimetrico consiste nel calcolare il valore di ET_0 per mezzo della evaporazione osservata da un evaporimetro a bacinella di classe A del US Weather Bureau:

$$ET_0 = k_e * E \quad (4.2.1)$$

Dove E è il tasso di evaporazione (in genere espressa in mm/giorno) osservato all'evaporimetro; k_e è un coefficiente il cui valore dipende dall'umidità relativa media, dalla velocità del vento e dal tipo di copertura vegetale circostante.

Diversi sono i metodi di calcolo dell'ET. Il bilancio idrico del suolo è un metodo indiretto che permette di calcolare ET, in mm., come termine residuo dell'espressione:

$$ET = P + I + A_f - R_p - D \pm \Delta S \quad (4.2.2)$$

dove i termini, espressi in mm, sono: P è la quantità d'acqua di precipitazione, I quella di irrigazione, A_f il contributo della falda o di eventuali infiltrazioni di fiumi, laghi, etc., R_p acqua persa per ruscellamento, D acqua persa per percolazione o drenaggio e ΔS variazione del contenuto idrico dello strato di terreno interessato dal bilancio (Fig. 4.2/5).



Class A pan	Case A: Pan placed in short green cropped area				Case B: Pan placed in dry fallow area			
	RH mean (%) →	low < 40	medium 40 - 70	high > 70	RH mean (%) →	low < 40	medium 40 - 70	high > 70
	Wind speed (m s ⁻¹)				Windward side distance of dry fallow (m)			
	Windward side distance of green crop (m)							
Light	1	.55	.65	.75	1	.7	.8	.85
< 2	10	.65	.75	.85	10	.6	.7	.8
	100	.7	.8	.85	100	.55	.65	.75
	1000	.75	.85	.85	1000	.5	.6	.7
Moderate	1	.5	.6	.65	1	.65	.75	.8
2-5	10	.6	.7	.75	10	.55	.65	.7
	100	.65	.75	.8	100	.5	.6	.65
	1000	.7	.8	.8	1000	.45	.55	.6
Strong	1	.45	.5	.6	1	.6	.65	.7
5-8	10	.55	.6	.65	10	.5	.55	.65
	100	.6	.65	.7	100	.45	.5	.6
	1000	.65	.7	.75	1000	.4	.45	.55
Very strong	1	.4	.45	.5	1	.5	.6	.65
> 8	10	.45	.55	.6	10	.45	.5	.55
	100	.5	.6	.65	100	.4	.45	.5
	1000	.55	.6	.65	1000	.35	.4	.45

Tab 4.2/1 - Valori del coefficiente k_e per un evaporimetro di Classe A per differenti tipologie ambientali di installazione e per diversi livelli di umidità media relativa e di velocità del vento (FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24).

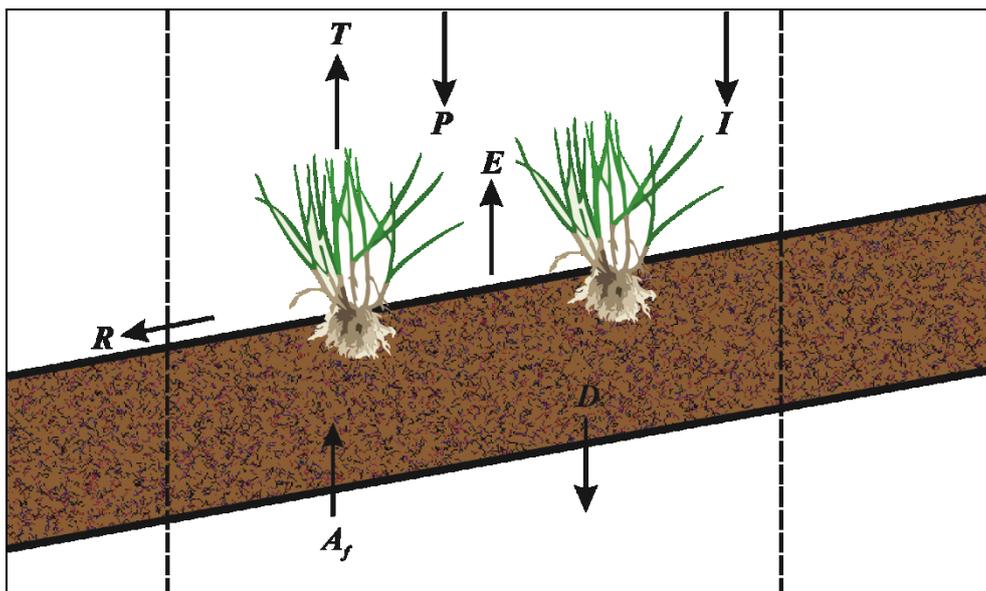


Fig. 4.2/5 - Schematizzazione delle componenti del bilancio idrico di un terreno ricoperto di vegetazione.

Le criticità del bilancio idrico sono relative alla determinazione di alcuni parametri come il ruscellamento e la percolazione ma anche quelli legati alle proprietà dell'acquifero per la determinazione del contributo della falda. Naturalmente le incertezze dei parametri aumentano all'aumentare delle dimensioni del sito da investigare anche perché l'eterogeneità granulometrica, di stratificazione, di porosità e spessore dei suoli inevitabilmente aumenta su aree vaste.

Altri metodi di calcolo dell'ET si basano su un approccio micrometeorologico, cioè tecniche di calcolo che utilizzano misure accurate di parametri meteorologici anche su piccole scale temporali (1 ora o meno). Tra le tecniche più diffuse si possono citare il rapporto di Bowen, che utilizza l'equazione del bilancio energetico, e metodi come l'*Eddy Covariance* che utilizza la componente verticale dei flussi d'aria e la variazione dell'umidità dell'aria, misurata con attrezzature speciali, per il calcolo dell'ET.

Vengono utilizzati anche metodi combinati, che combinano le equazioni di trasporto del vapore acqueo, del calore sensibile e l'equazione del bilancio energetico sulla superficie di evaporazione. Quindi i metodi combinati si basano sulla modellazione fisica del processo evapotraspirativo e tengono conto sia dell'energia richiesta per il passaggio di stato dell'acqua sia di tutti i meccanismi che consentono la rimozione del vapore acqueo. Questi metodi considerano, quindi, entrambe le componenti, quella energetica e quella aerodinamica, in cui può essere schematizzato il flusso evapotraspirativo.

Tra i modelli combinati quello più utilizzato è quello di Penman-Monteith, che può essere espresso come (Allen et al., 1989):

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p VPD / r_a}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_c}{r_a})} \quad (4.2.3)$$

dove:

- Δ = pendenza della curva di saturazione;
- A = energia disponibile;
- VPD = deficit di pressione di vapore;
- γ = costante psicometrica;
- ρ = densità dell'aria;
- c_p = calore specifico dell'aria;
- r_a = resistenza aerodinamica del flusso di vapore;
- r_c = resistenza del manto vegetale al flusso di vapore.

Dall'equazione originale di Penman-Monteith si definisce l'equazione FAO Penman-Monteith per stimare ET_0 :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta A + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (4.2.4)$$

dove:

- Δ = pendenza della curva di saturazione;
- A = energia disponibile;
- T = temperatura dell'aria media giornaliera a 2 m. di altezza;
- γ = costante psicometrica;
- u_2 = velocità del vento a 2 m. di altezza;
- e_s = tensione di vapore saturo;
- e_a = tensione di vapore dell'aria.

Altri semplici metodi, basati su formule empiriche, sono stati proposti per la stima dell'ET. Se per determinare l'evapotraspirazione effettiva, per una durata relativamente ridotta, si considera il sistema suolo-pianta-atmosfera, per quanto riguarda lunghi periodi temporali, l'evapotraspirazione media effettiva può essere valutata con precisione sufficiente tramite modelli basati su valori medi di pioggia e temperatura dell'aria. L'evapotraspirazione effettiva media di una zona dipende da molti fattori come le precipitazioni totali, la distribuzione delle piogge, la copertura vegetale, le caratteristiche geologiche e le condizioni meteorologiche che influenzano l'evaporazione e la traspirazione.

In una zona geologicamente e climaticamente omogenea l'evapotraspirazione effettiva annuale si può stimare in funzione delle precipitazioni e della temperatura dell'aria annuale. I metodi Turc e Coutagne sono stati sviluppati su questo principio.

L'equazione di Turc (Turc L., 1954), è definita come:

$$\text{se } \left(\frac{P}{L}\right)^2 > 0.1; \quad ET_a = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)}} \quad (4.2.5)$$

$$\text{se } \left(\frac{P}{L}\right)^2 > 0.1; \quad ET_a = P$$

dove L rappresenta il potere evaporante dell'atmosfera ed è funzione cubica della temperatura tramite la formula:

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

ET_a è l'evapotraspirazione reale annuale in mm., P sono le precipitazioni annuali in mm., T è la temperatura media annuale dell'aria in °C. Il valore 300 corrisponde al deflusso di base nel settore di interesse. In questo modo L può assumere valori maggiori di 300 in funzione di T e così ET_a è direttamente collegato ai valori delle precipitazioni.

Il metodo di Coutagne (Coutagne A., 1954) è basato sulle stesse assunzioni del metodo di Turc per la stima dei valori medi di ET_a . La formula elaborata da Coutagne è:

$$ET_a = P - \lambda P^2 \quad (4.2.6)$$

con:

$$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14T} \quad (4.2.7)$$

Dove P sono le precipitazioni annuali in mm., T è la temperatura media annuale dell'aria in °C. Thornthwaite (1948) ha proposto un metodo per il calcolo dell' ET_o mensile avendo a disposizione i valori medi mensili della temperatura dell'aria. Questo metodo, utilizzando poche informazioni meteorologiche, permette il calcolo dell' ET_o mensile:

$$ET_{om} = K * 16 * \left(\frac{10T_m}{I}\right)^\alpha \quad (4.2.8)$$

Dove ET_{om} evapotraspirazione potenziale media mensile in mm., K coefficiente dipendente dalle ore d'insolazione media mensile e funzione della latitudine e del mese ed è fornito da apposite tabelle (tab. 4.2/2), T_m temperatura media mensile dell'aria in °C, I indice termico annuo dato dalla sommatoria degli indici termici mensili espressi ognuno da:

$$I = \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1.514} \quad (4.2.9)$$

α funzione cubica dell'indice termico annuo ed uguale a:

$$\alpha = 0.49239 + 1792 * 10^{-5}I - 771 * 10^{-7}I^2 + 675 * 10^{-9}I^3 \quad (4.2.10)$$

MESI	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
Lat. Nord												
36°	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37°	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38°	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40°	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41°	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42°	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43°	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
44°	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
45°	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
46°	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
47°	0.77	0.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
48°	0.76	0.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72

Tab. 4.2/2 - Valori mensili del coefficiente K a diverse latitudini per i diversi mesi dell'anno.

I metodi come i lisimetri, le vasche evaporative, il rapporto di Bowen e l'*Eddy Covariance* dipendono da misure prese in situ, ed i valori di evapotraspirazione determinati dipendono molto dalla variabilità e complessità del sito. Per indagini a scala regionale o in settori inaccessibili l'unica metodologia che si rende utilizzabile è quella dei dati telerilevati da piattaforma satellitare. La combinazione di parametri di superficie derivanti dai dati di telerilevamento con dati meteorologici e con le caratteristiche della vegetazione consentono la valutazione dell'ET da un ambito locale ad uno regionale.

In più il telerilevamento satellitare, oltre ad una vasta copertura areale, può essere utilizzato anche per caratterizzare l'evoluzione temporale dell'ET. I dati telerilevati forniscono informazioni sulle superfici vegetate e sono utili per una parametrizzazione accurata di variabili biofisiche superficiali come l'albedo, il tipo di bioma e l'indice di area fogliare (LAI). Differenti metodi, che usano queste informazioni, sono stati sviluppati e possono essere riassunti in quattro categorie:

- Metodi empirici diretti che valutano il bilancio energetico utilizzando alcune proprietà superficiali come albedo, copertura vegetale, l'indice di area fogliare (LAI) e la temperatura superficiale;
- Metodi dei residui. In questo metodo, le relazioni empiriche e fisiche si combinano per stimare le componenti del bilancio energetico attraverso il telerilevamento. ET è stimato come il residuo dell'equazione del bilancio energetico.
- Metodi inferenziali. Questo metodo, chiamato anche il metodo degli indici di vegetazione, determina, tramite immagini satellitari, un fattore di correzione K_p per calcolare l' ET_a , data la relazione $ET_a = K_p * ET_o$, dove ET_o è misurata attraverso strumentazione a terra. Molti studi

sono stati condotti per trovare una correlazione tra i coefficienti colturali e gli indici vegetazionali come VI e in particolare NDVI (Normalized Different Vegetation Index).

- Metodi deterministici. Questi metodi si basano su modelli più complessi come i modelli Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer (SVAT), che calcolano le diverse componenti del bilancio energetico.

Gli algoritmi ampiamente impiegati in telerilevamento per la valutazione dell'ET_a utilizzano misure spettrali nel visibile / vicino-infrarosso e termico e comprendono modelli basati sul bilancio energetico (singolo e *dual-source*), su metodi delle componenti triangolari o trapezoidali e su metodi semplificati di regressione. Negli ultimi anni, diversi insiemi di parametri utilizzabili per la stima dell'ET_a, a livello globale, sono stati derivati basandosi sull'analisi di dati telerilevati da piattaforma satellitare. Questi insiemi di dati differiscono in termini delle equazioni impiegate per il calcolo dell'ET_a e per la variabilità spaziale e temporale dei dati satellitari.

I dati telerilevati da piattaforma satellitare quale Landsat o Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) forniscono stime dei parametri utilizzabili per la stima dell'ET_a ad una risoluzione spaziale abbastanza elevata (ad esempio 30-100 m) e con una bassa risoluzione temporale (ad esempio tempi di ritorno di 16 giorni). Differentemente, la risoluzione del telerilevamento di satelliti quali Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) o Meteosat Second Generation (MSG) consente di fornire stime dell'ET_a a scale temporali molto elevate (quasi ogni 15 min.), ma a risoluzione spaziale elevata. Un giusto compromesso tra scala spaziale e temporale si ritrova nei dati forniti dal Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) installato a bordo dei satelliti Terra e Aqua che riescono a produrre stime dell'ET_a a diverse scale spaziali e temporali.

Considerata la varietà di dati e piattaforme satellitari disponibili, per le finalità di questo lavoro sono stati utilizzati i datasets MODIS ET (MOD16A3 annuale) ottenuto presso l'University of Montana's Numerical Terradynamic Simulation Group (<ftp.ntsug.umt.edu/pub/MODIS/Mirror/Mod16/>). Questi datasets sono prodotti utilizzando un algoritmo migliorato, applicato ai dati telerilevati, che consente la stima dell'ET_a (Mu et al. 2011) (Fig. 4.2/6). L'algoritmo originale, denominato MOD16 ET (Mu et al., 2007), è basato sull'equazione di Penman-Monteith (Monteith, 1965). L'algoritmo MOD16 ET considera sia il processo di partizionamento dell'energia superficiale sia il trasferimento atmosferico dell'ET_a. Questo algoritmo utilizza la copertura del suolo, l'albedo, l'indice della superficie fogliare (LAI), e l'indice di Vegetazione (EVI) derivati dal MODIS mentre i dati meteorologici provengono dal NASA's Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) utilizzati come dati di input per la mappatura dell'ET_a (Mu et al., 2007, 2011).

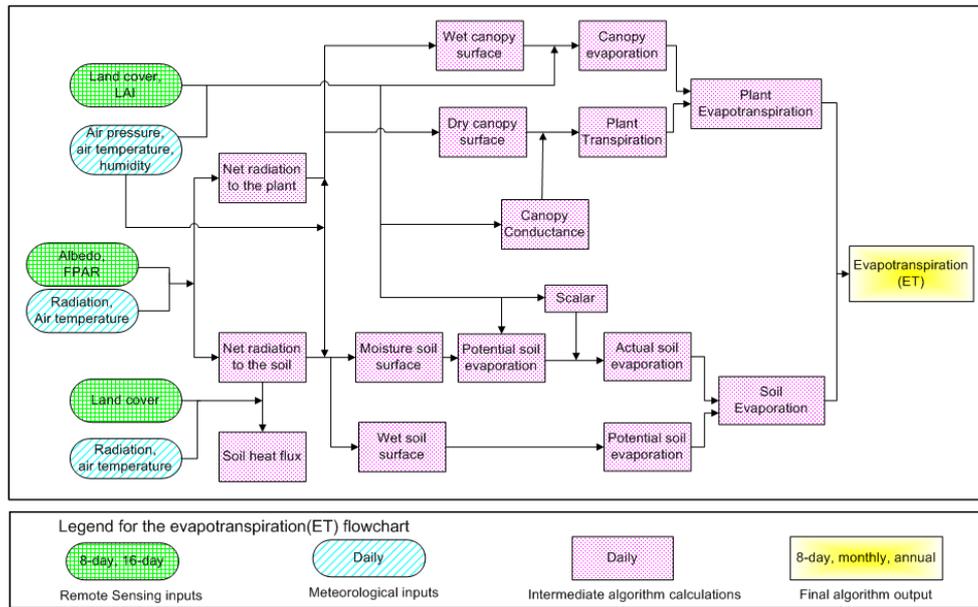


Fig. 4.2/6 - Flowchart dell'algoritmo modificato per il calcolo dell'evapotraspirazione dai dati MODIS.

Come riportato sopra l'algoritmo MOD16 ET (Mu et al., 2007), è basato sull'equazione di Penman-Monteith (Monteith, 1965) la cui equazione è:

$$\lambda E = \frac{sA + \rho C_p (e_{sat} - e) / r_a}{s + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (4.2.11)$$

Dove λE ($W m^{-2}$) è il flusso latente di calore e λ ($J kg^{-1}$) è il calore latente di evaporazione; $s = d(e_{sat})/dt$ ($Pa K^{-1}$) la pendenza della curva che mette in relazione la pressione di vapore saturo (e_{sat} , Pa) alla temperatura (T , °K); A ($W m^{-2}$) è l'energia radiativa disponibile suddivisa tra flusso di calore sensibile e latente; ρ ($kg m^{-3}$) è la densità dell'aria; C_p ($J kg^{-1} K^{-1}$) è il calore specifico dell'aria; e (Pa) è la pressione di vapore; γ ($Pa K^{-1}$) è la costante psicrometrica. La resistenza aerodinamica r_a ($s m^{-1}$) è calcolata come una resistenza parallela del trasferimento di calore convettivo (r_h , $s m^{-1}$, dipendente dal bioma) e radiativo (r_r , $s m^{-1}$, determinato dalla temperatura dell'aria) seguendo il modello Biome-BGC (Thornton, 1998) e non includendo l'influenza della velocità del vento, $r_a = (r_h * r_r) / (r_h + r_r)$. La resistenza superficiale r_s ($s m^{-1}$) è una resistenza effettiva all'evaporazione dalla superficie o traspirazione dall'apparato fogliare la cui resistenza $r_{s,canopy}$ ($s m^{-1}$) è parametrizzata da:

$$r_{s,canopy} = 1 / [c_L * m(T_{min}) * m(VPD) * LAI] \quad (4.2.12)$$

dove LAI ($m^2 m^{-2}$) è l'indice di area fogliare, c_l ($m s^{-1}$) è la conduttanza potenziale stomatica per unità di indice fogliare, quando tutti i parametri ambientali sono a livello ottimale per l'apertura completa degli stomi, $m(T_{min})$ e $m(VPD)$ sono moltiplicatori che limitano la conduttanza potenziale stomatica in dipendenza della temperatura minima dell'aria (T_{min} , K) e del deficit di pressione di vapore (VPD, Pa). Per quanto riguarda il suolo nudo la resistenza superficiale $r_{s,soil}$ ($s m^{-1}$) non è calcolata. La stima dell'evaporazione dal suolo è basata su un'ipotesi complementare, come per esempio l'assunzione che l'umidità del suolo sia in equilibrio con l'adiacente umidità

atmosferica. L'evaporazione reale dal suolo λE_{soil} ($W m^{-2}$) è calcolata usando l'evaporazione potenziale dal suolo $\lambda E_{soil,pot}$ ($W m^{-2}$) e un fattore di stress:

$$\lambda E_{soil} = \lambda E_{soil,pot} * \left(\frac{RH}{100} \right)^{VPD/200} \quad (4.2.13)$$

dove RH (%) è l'umidità relativa.

Nell'algoritmo migliorato (MOD16 ET_a , Mu et al., 2011), l'evaporazione dell'acqua dell'apparato fogliare, intercettata direttamente, è calcolata come evaporazione potenziale. La frazione di copertura d'acqua (F_{wet}) è data da modello di ET_a sviluppato in Fisher et al. (2008). Quando RH è minore del 70%, allora lo 0% della superficie è coperta dall'acqua, altrimenti F_{wet} è uguale a RH/4.

I dati meteorologici usati nell'algoritmo, temperatura dell'aria, umidità specifica, radiazione solare a onde corte, ad una risoluzione spaziale di $1,00^\circ \times 1,25^\circ$ latitudine/longitudine ($111 \times 139 km^2$ all'equatore), provengono dal GMAO Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA). Questi dati sono rianalizzati a scala giornaliera interpolando i dati in modo non lineare alla risoluzione di 1 km per i pixel del MODIS.

I dati di evapotraspirazione calcolati tramite l'algoritmo sono stati validati con i valori derivanti da misurazioni tramite torri di flusso (Eddy Covariance) presenti in diverse località della Terra. In Fig. 4.2/7 vengono sintetizzati i risultati di questa validazione.

I dati provenienti dall'University of Montana's Numerical Terradynamic Simulation Group si presentano in griglie quadrate da $10^\circ \times 10^\circ$ all'equatore ed in proiezione sinusoidale, sono disponibili con intervalli temporali di 8 giorni, mensili e annuali. Per questo studio si è utilizzato un dataset, con valori cumulati sull'anno, per il periodo 2000-2014, per tutta l'area di interesse.

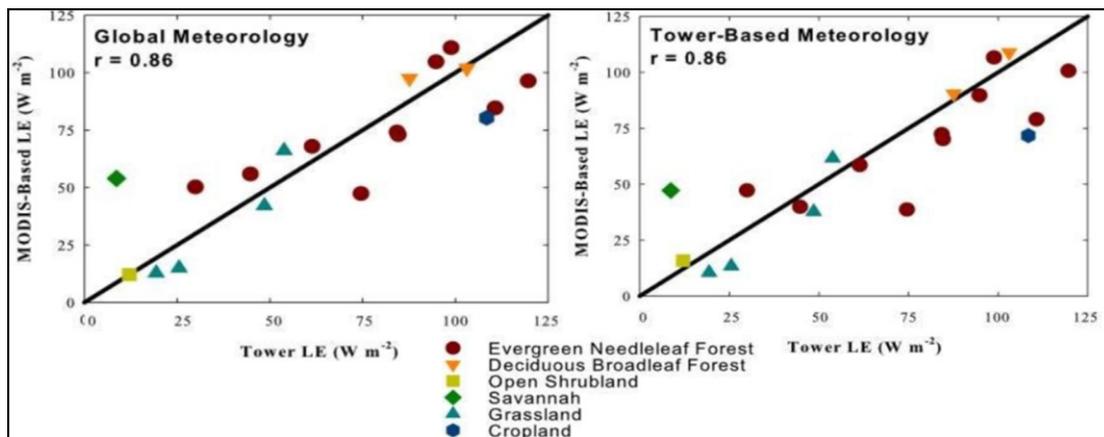


Fig. 4.2/7 - Validazione dati dell'evapotraspirazione reale MODIS.

4.3 Metodi per la stima delle portate sorgive mediante reti neurali artificiali

Gli acquiferi carbonatici sono sistemi discontinui, eterogenei ed anisotropi, caratterizzati da una conducibilità idraulica che è determinata dalla sovrapposizione di una porosità primaria ad una secondaria caratterizzata da fratture e/o condotti carsici. Questi acquiferi hanno probabilmente una componente di flusso turbolento, che può essere problematica da modellare poiché la maggior parte dei modelli numerici si basano sulla validità della legge di Darcy, che assume un flusso laminare. Per lo studio e la gestione delle acque sotterranee sono ampiamente utilizzati modelli numerici fisicamente basati. Questi modelli sono spesso basati su equazioni differenziali per descrivere i fenomeni fisici che governano il flusso o le variazioni delle acque sotterranee. Questi approcci richiedono una grande quantità di dati e di informazioni sull'acquifero come ad esempio la distribuzione spaziale delle proprietà idrodinamiche.

I modelli fisicamente basati sono difficili da implementare a grande scala, sia a causa dell'elevata eterogeneità degli acquiferi, sia per la difficoltà di rappresentare i condotti e quindi per la presenza di flussi turbolenti.

Le reti neurali artificiali (Artificial Neural Network, ANN) sono particolarmente utili in situazioni in cui i processi che legano l'input all'output non sono completamente compresi, e, soprattutto quando essi hanno un carattere tipicamente non lineare (Cybenko, 1989).

Le ANN sono state utilizzate per le previsioni sulle precipitazioni e per valutare l'incertezza nei modelli di *runoff-rainfall*.

Aksoy e Dahamsheh (2009) hanno utilizzato le ANN per la previsione delle precipitazioni in regioni aride e semi-aride, ad esempio in Giordania in Medio Oriente, per un arco temporale di un mese. Hsu et al. (1995) hanno utilizzato l'approccio non lineare delle ANN per la modellazione dei fenomeni di *runoff-rainfall* del bacino del fiume Leaf localizzato vicino Collins, Mississippi dove l'ANN ha prodotto risultati migliori rispetto ai modelli ARMAX (autoregressive moving average with exogenous input).

Anche Guo et al. (2012) hanno utilizzato le ANN per i processi di *runoff-rainfall*. Diversi Autori (Shamseldin, 1997; Rajurkara et al., 2004; Chen e Adams, 2006; Goswami e O'Connor, 2007) hanno verificato come le ANN forniscano uno strumento efficace nel replicare e simulare le variabilità spazio-temporali di tali fenomeni non lineari, producendo delle prestazioni comparabili con i convenzionali modelli idrologici. Gao et al. (2010), per il bacino del fiume Huaihe, in Cina, utilizzando i dati di pioggia e temperatura dell'aria forniti da un modello previsionale, hanno utilizzato le ANN per la previsione delle portate fluviali per gli anni dal 2010 al 2100. Kralisch et al. (2003) hanno studiato, utilizzando le ANN, diversi scenari di utilizzo dell'acqua per l'agricoltura in modo tale da mantenere dei livelli quantitativi e qualitativi ottimali della risorsa idrica sotterranea. Le ANN sono state usate anche per la stima dei parametri idrogeologici. Zio (1997) ha utilizzato le ANN per i "problemi inversi" per la stima dei parametri idrogeologici. Samani et al. (2007) hanno proposto una ANN che usa l'algoritmo Levenberg-Marquardt (LM) come algoritmo di training, invece dell'algoritmo della discesa del gradiente, per la determinazione dei parametri idrogeologici di un acquifero non confinato. Una ANN, basata sull'algoritmo LM, che utilizza precipitazioni, temperature e deflussi come dati di input, è stato utilizzato da Daliakopoulos et al. (2005) per determinare l'estensione dell'esaurimento di un acquifero in una zona sudorientale dell'isola di Creta, in Grecia.

Yang et al. (2009) hanno mostrato come le reti neurali possano fornire delle stime più affidabili del declino della quantità delle acque sotterranee rispetto a modelli convenzionali in condizioni di siccità e sovrasfruttamento dell'acquifero. Per i problemi di deflusso in ambienti carbonatici l'uso

delle reti neurali si è dimostrato promettente per la previsione dei deflussi (Lallahem e Mania, 2003a, b; Lambrakis et al., 2000), per le problematiche legate agli esaurimenti delle risorse idriche (Qiu-hao e Yun-long, 2006), e per studiare la risposta degli acquiferi agli eventi piovosi (Trichakis et al., 2009). Per quanto riguarda le previsioni delle portate sorgive le reti neurali sono state applicate in diversi lavori. Lambrakis et al. (2000) ha utilizzato metodi non lineari e le ANN per lo studio del regime idrologico e per la possibilità di prevedere brevi periodi di deflusso della sorgente di Almyros, Iraklion, Creta. Lallahem e Mania (2003) hanno verificato l'utilità delle ANN per la previsione delle portate sorgive utilizzando come parametri di input quelli forniti da un altro modello matematico (MMO8). Kurtulus e Razack (2007) hanno mostrato come le ANN sono in grado di simulare i deflussi di un acquifero carsico. La forma degli idrogrammi simulati è risultata simile a quella degli idrogrammi effettivi. Hu et al. (2008) hanno applicato le ANN alle sorgenti di Niangzigua, situate nella parte orientale della provincia di Shanxi. Per l'utilizzo sostenibile e la conservazione di questo acquifero carsico hanno utilizzato una ANN per la previsione dei deflussi sorgivi. Il modello ANN è stato confrontato con un precedente modello lineare mettendo in evidenza come il modello di ANN ha prodotto risultati migliori.

Le reti neurali sono state ideate per risolvere problemi che risultano difficili da risolvere utilizzando algoritmi convenzionali. Tali problemi sono di solito problemi di ottimizzazione o classificazione. I domini dove le reti neurali possono essere utilizzate sono classificazione di pattern, processamento di immagini, modelli di classificazione, processi che riguardano il linguaggio naturale, predizioni di serie temporali, generazioni di immagini, di video e di suoni, intelligenza artificiale applicata alla robotica, etc.

La definizione di rete neurale artificiale deriva dall'analogia con il funzionamento delle reti neurali del cervello umano. I neuroni nel cervello sono formati da una cellula da cui si diramano i *dendriti* che ricevono gli impulsi elettrici da altri neuroni, mentre il neurone comunica con gli altri attraverso una lunga ramificazione di uscita chiamata *assone* (Fig. 4.3/1).

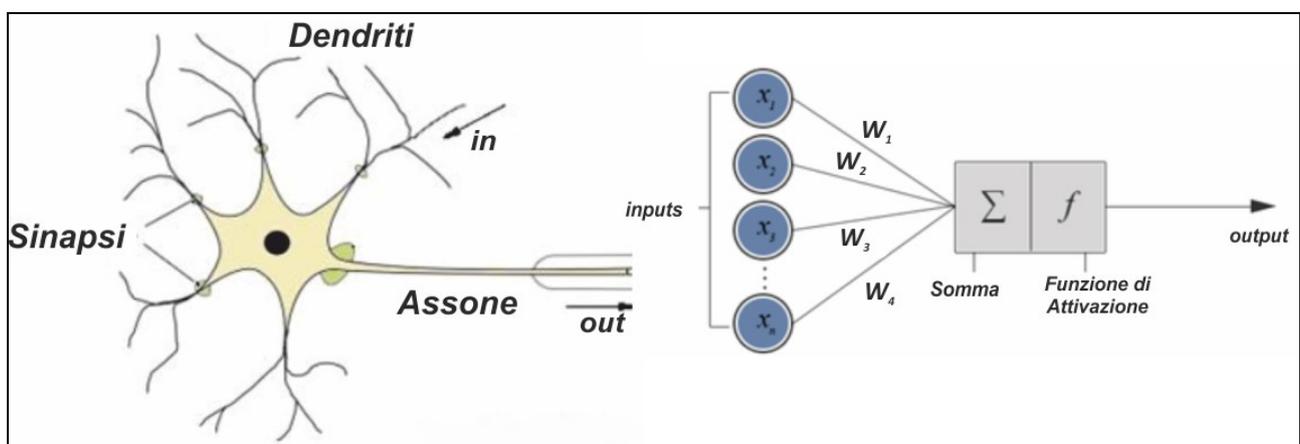


Fig. 4.3/1 - Modello di rete neurale naturale e artificiale.

Un neurone accetta più segnali di input ed esegue un controllo sul contributo di ciascun segnale basato sull'importanza che le sinapsi corrispondenti assegnano ad esso. Se questi segnali di input sono forti, e superano un certo livello, il neurone entra in uno stato eccitato e produce un segnale di output. Le connessioni tra i neuroni sono adattive, che significa che la struttura di connessione cambia in modo dinamico. È comunemente riconosciuto che la capacità di apprendimento del cervello umano si basa su questo adattamento. Come il cervello umano, una rete neurale

artificiale è formata di neuroni e connessioni tra di loro. I neuroni veicolano le informazioni che ricevono, tramite le connessioni in uscita, agli altri neuroni. Queste connessioni sono chiamate pesi. Le informazioni sono simulate con specifici valori memorizzati in questi pesi. La variazione della struttura della connessione può essere simulata cambiando i valori dei pesi. L'input viene inviato al neurone tramite i suoi pesi in entrata. Questi valori vengono elaborati da una funzione di propagazione che somma tutti valori dei pesi in arrivo. Se il valore risultante è superiore ad un determinato valore allora il neurone viene attivato e trasmette l'informazione ai pesi in uscita verso gli altri neuroni (McCulloch e Pitts, 1943).

Le reti neurali artificiali sono formate da strati di neuroni interconnessi dove ogni neurone di uno strato è connesso con tutti i neuroni degli altri strati. L'informazione di una ANN è trasmessa strato per strato da quello di input a quello di output.

Per alcune problematiche, un singolo strato di neuroni non è sufficiente per risolvere associazioni tra input ed output. È necessario utilizzare reti multistrato, chiamate "perceptroni multistrato" (Multilayer Perceptron, MLP) che oltre agli strati di input e output prevedano anche degli strati detti "nascosti" (hidden layer). In caso di rete "feedforward" la risposta di una rete multistrato viene ottenuta calcolando l'attivazione di uno strato di neuroni alla volta procedendo da quelli di input e arrivando, via via, verso quelli di output (Fig. 4.3/2).

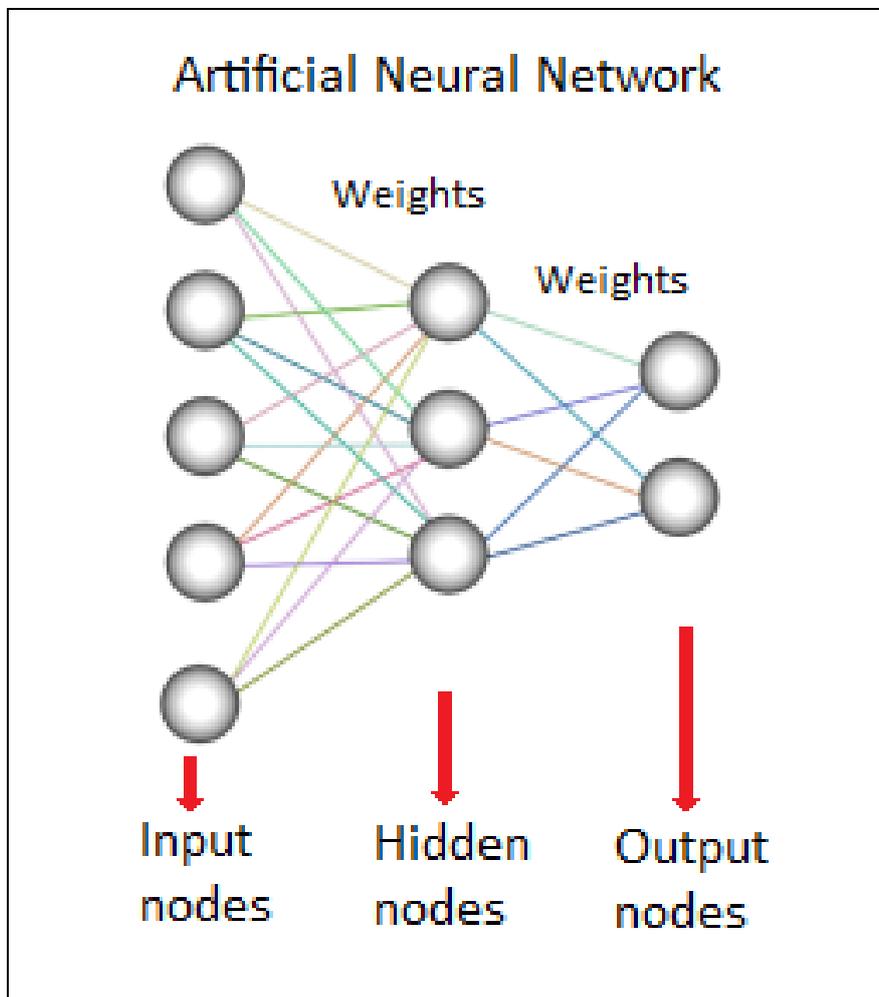


Fig. 4.3/2 - Modello di rete neurale artificiale multistrato.

L'output di un neurone è calcolato applicando una funzione di attivazione alla somma pesata degli input:

$$\hat{y} = f\left(\sum_{i=1}^n w_i x_i\right) \quad (4.3.1)$$

dove x_i rappresentano gli inputs e w_i i pesi.

Sono diverse le funzioni di attivazioni, sia lineari che non lineari, comunemente usate; alcune sono rappresentate in Fig. 4.3/3.

Oltre ad un funzionamento di tipo feedforward una ANN può funzionare anche in modalità "backward". In questo caso per migliorare la prestazione della rete si fa propagare l'errore dall'output verso l'input. In caso di apprendimento supervisionato ogni output della rete viene comparato con un valore desiderato. Per ogni esempio che viene presentato alla rete si calcola un errore tra l'output ed il valore desiderato. Questo errore è usato per regolare i pesi della rete affinché si minimizzi la differenza tra il valore uscente ed il valore target.

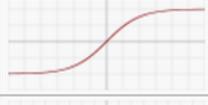
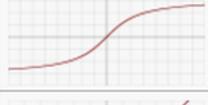
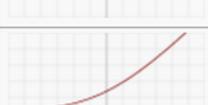
Name	Plot	Equation
Identity		$f(x) = x$
Binary step		$f(x) = \begin{cases} 0 & \text{for } x < 0 \\ 1 & \text{for } x \geq 0 \end{cases}$
Logistic (a.k.a. Soft step)		$f(x) = \frac{1}{1 + e^{-x}}$
TanH		$f(x) = \tanh(x) = \frac{2}{1 + e^{-2x}} - 1$
ArcTan		$f(x) = \tan^{-1}(x)$
Rectified Linear Unit (ReLU)		$f(x) = \begin{cases} 0 & \text{for } x < 0 \\ x & \text{for } x \geq 0 \end{cases}$
Parameteric Rectified Linear Unit (PReLU)		$f(x) = \begin{cases} \alpha x & \text{for } x < 0 \\ x & \text{for } x \geq 0 \end{cases}$
Exponential Linear Unit (ELU)		$f(x) = \begin{cases} \alpha(e^x - 1) & \text{for } x < 0 \\ x & \text{for } x \geq 0 \end{cases}$
SoftPlus		$f(x) = \log_e(1 + e^x)$

Fig. 4.3/3 - Alcune funzioni di attivazioni comunemente usate.

Questo processo utilizza un algoritmo di “*back-propagation*”, la discesa del gradiente (Rumelhart Hinton e Williams, 1986), che permette di modificare i pesi delle connessioni in modo tale che si minimizzi una certa funzione d’errore. L’algoritmo di *back-propagation* funziona in modo tale che il nuovo valore del generico peso W_{ji} è uguale a:

$$W_{ji} = W_{ji} - \eta \frac{\partial E}{\partial W_{ji}} \quad (4.3.2)$$

Dove $\frac{\partial E}{\partial W_{ji}}$ è la derivata della funzione d’errore rispetto ai pesi, η è un numero reale compreso tra 0 e 1 detto *learning rate*. Il *learning rate* determina la velocità di apprendimento del neurone. I valori iniziali dei pesi sono importanti ai fini dell’addestramento della rete. Di solito sono inizializzati a piccoli valori casuali entro un piccolo intervallo centrato sullo zero. L’algoritmo di *back-propagation* si può applicare in modi diversi. I pesi si possono aggiornare dopo aver presentato alla rete tutti gli esempi (modalità *batch*) oppure dopo la presentazione di un esempio alla volta (modalità *on-line*). Inoltre è possibile aggiornare i pesi dopo aver passato un pacchetto di esempi alla volta (modalità *minibatch*). Sullo stesso dataset questa operazione può essere svolta più volte sempre con l’obiettivo di rendere minimo l’errore finale. Ogni iterazione sull’insieme di dati viene denominata *epoca*.

Le reti di tipo MLP sono delle reti di tipo statico in cui non viene esplicitamente considerato il fattore temporale. Per questo motivo sono state formulate un altro tipo di rete chiamata *rete neurale ricorrente (recurrent neural network, RNN)*.

La caratteristica fondamentale di una RNN è che la rete contiene almeno una connessione di *feedback*, in modo che le attivazioni possano eseguire un ciclo. Ciò consente alle reti di elaborare dei processi che tengano conto del fattore tempo ed inoltre di imparare sequenze. Un tipo comune di rete ricorrente è costituito da un MLP con l’aggiunta di più loop. Questi possono sfruttare le funzionalità di mappatura non lineari del MLP e presentano anche una forma di memoria. L’apprendimento può essere ottenuto utilizzando procedure di discesa del gradiente simili a quelli di *back-propagation*.

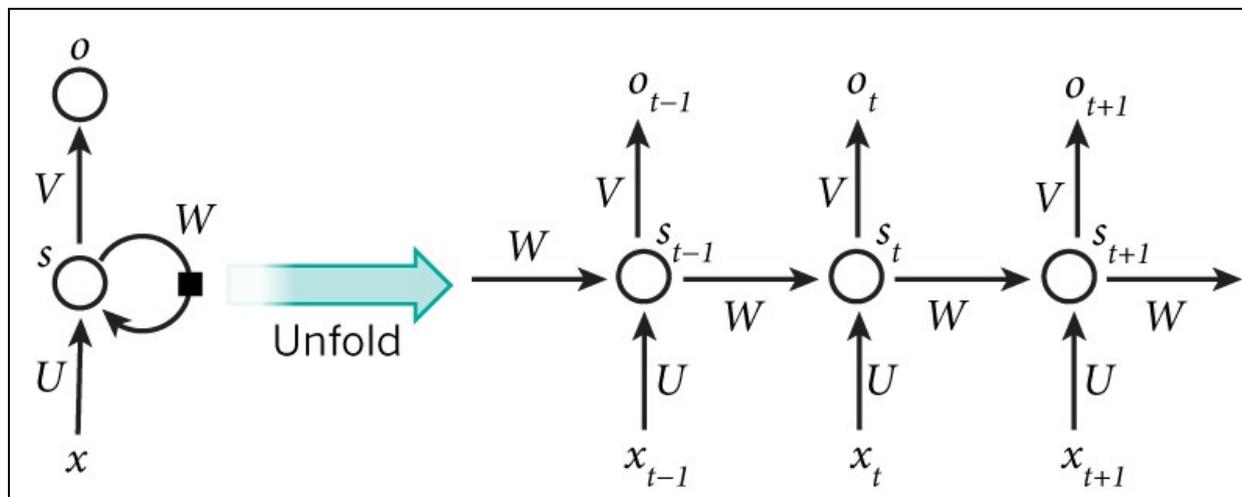


Fig. 4.3/4 - Rappresentazione di una rete neurale ricorrente (<http://www.wildml.com/2015/09/recurrent-neural-networks-tutorial-part-1-introduction-to-rnns/>).

La forma più semplice della rete neurale completamente ricorrente è una MLP con le attivazioni dei neuroni presenti nello strato hidden che alimentano nuovamente lo strato precedente della rete insieme ai valori di input (Fig. 4.3/4). Quindi una RNN può essere vista come una MLP che ha x_t che rappresenta l'input al tempo t , o alla posizione in una sequenza, s_t è lo stato nascosto al tempo t , e rappresenta la "memoria" della rete. s_t viene calcolato in base allo stato nascosto precedente e all'input al tempo t : $s_t = f(Ux_t + Ws_{t-1})$. La funzione f di solito è una funzione non lineare come tanh o ReLU. o_t rappresenta l'output al tempo t . A differenza di una rete neurale tradizionale, che utilizza diversi parametri per ogni livello, una RNN condivide gli stessi parametri (U, V, W) in tutti i passaggi. Si può pensare allo stato nascosto s_t come una memoria della rete. s_t cattura le informazioni su gli step precedenti. L'uscita al passo o_t viene calcolata solo sulla base della memoria al tempo t . La caratteristica principale di una RNN è il suo stato nascosto, che cattura le informazioni che sono disponibili su una sequenza utilizzandole per avere un output più accurato.

L'algoritmo di apprendimento usato da una RNN viene chiamato *Back-Propagation Through Time* (BPTT) e si tratta di un'estensione naturale dell'algoritmo *back-propagation* standard che esegue la discesa del gradiente su una rete completamente dispiegata. Se una sequenza di addestramento inizia ad una fase t_0 e termina all'istante t_1 , la funzione di errore totale è semplicemente la somma nel tempo della funzione di errore in ogni fase temporale. Per l'aggiornamento dei parametri successivamente l'errore viene propagato all'indietro "nel tempo", attraverso tutta la struttura della rete. Risulta difficile per una RNN apprendere dipendenze a lungo termine a causa del cosiddetto fenomeno del *gradient vanishing* secondo cui le informazioni fornite dal gradiente subiscono una diminuzione esponenziale lungo il tempo. Il problema deriva dal sistema di calcolo del gradiente e dall'elevato numero di livelli della rete. Le funzioni di attivazione tipicamente utilizzate tendono infatti a generare gradienti con valori molto piccoli e questo porta a moltiplicare tra loro questi valori che, nel calcolo del gradiente, diventano sempre più piccoli. Ne consegue che il gradiente decresce esponenzialmente con i livelli. Per far fronte a questa problematica si sono introdotte le LSTM (Hochreiter e Schmidhuber, 1997) che aggiungono sul contenuto esistente il nuovo contenuto proveniente dall'input corrente. In particolare, questa importante caratteristica è dovuta rispettivamente al *forget gate* e all'*update gate*. A differenza delle tradizionali unità ricorrenti che sovrascrivono il loro contenuto ad ogni time-step, le LSTM sono in grado, per mezzo dei gate introdotti, di decidere quanta memoria esistente devono mantenere.

Le reti di tipo RNN vengono diffusamente usate in contesti in cui è importante predire delle sequenze come per esempio nell'analisi di serie storiche di qualunque natura, negli ambiti di modellazione del linguaggio o della generazione di testo, quindi *chatbot*, *question answering*, nelle traduzioni automatiche, etc.

Le Echo State Network (ESN) (Jaeger, 2001) introducono un nuovo paradigma nella formazione di RNN per risolvere problemi di apprendimento supervisionati. Una ESN può essere vista come un caso speciale di una rete neurale multilivello, che consiste di un livello di input, di un livello nascosto e di un livello di output (Fig. 4.3/5). Lo strato nascosto viene comunemente denominato il serbatoio interno, denominazione che proviene dalla famiglia di reti ricorrenti chiamata Reservoir Computing, di cui le ESN fanno parte (Lukoševicius e Jaeger, 2009). Lo strato interno è costituito da un insieme di unità che formano una rete neurale ricorrente con una connettività ridotta. Lo strato di output è composto da un'unità nota come *readout neuron*. Una proprietà unica dell'ESN risiede nel modo in cui la rete aggiorna i suoi pesi. Solo le connessioni di readout vengono aggiornate, mentre i pesi interni del serbatoio sono fissi. In genere, viene applicato un algoritmo di regressione lineare per addestrare i pesi di readout. In riferimento alla Fig. 4.3/5 lo stato x_t viene aggiornato nel seguente modo:

$$x_t = \begin{cases} 0, & t = 0 \\ f(W_{in}[u(t); b_i] + Wx(t-1) + W_{fab}\bar{y}(t-1)), & t > 0 \end{cases} \quad (4.3.3)$$

Dove f è una funzione di attivazione, $\bar{y}(t-1)$ è l'output desiderato, b_i rappresenta un termine di bias, $[;]$ denota la concatenazione verticale di due vettori. L'output $y(t)$ viene calcolato in questo modo:

$$y(t) = f_{out}(W_{out}[u(t); x(t); b_0])$$

Dove f_{out} è la funzione di attivazione sul readout.

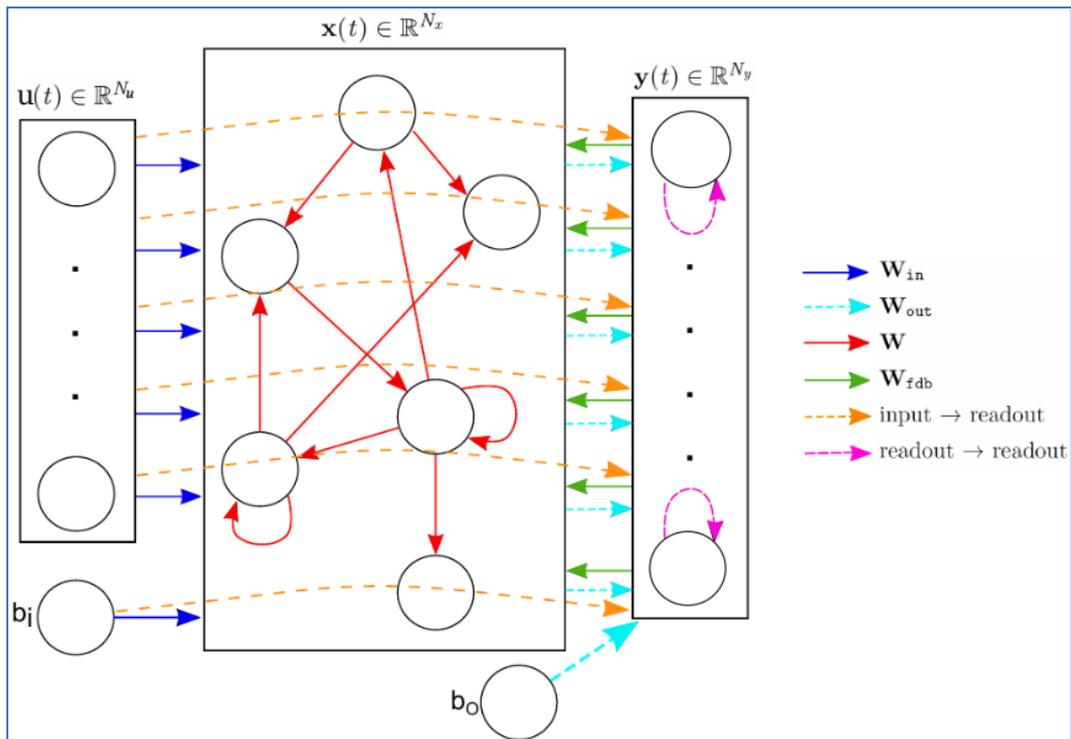


Fig. 4.3/5 - Rappresentazione di una rete di tipo Echo State Network (Ragusa, 2016)

Una variante della ESN appena descritta è quella denominata *Leaky Integrator Echo State Network* (LI-ESN) (Jaeger, 2001):

$$x_t = \begin{cases} 0, & t = 0 \\ ((1-a)x(t-1) + af(W_{in}[u(t); b_i] + Wx(t-1) + W_{fab}\bar{y}(t-1))), & t > 0 \end{cases} \quad (4.3.4)$$

Con $a \in (0,1]$ e viene denominato *leaking decay rate*.

Altri parametri di una ESN sono la dimensione del *reservoir*, cioè il numero interno dei neuroni, il raggio spettrale che regola la dinamica della rete, il rapporto di stabilità che garantisce la stabilità della rete e un λ di regolarizzazione utilizzato per evitare l'*overfitting*. La capacità di un apprendimento adeguato ha reso ESN molto efficace per risolvere diversi tipi di attività come la

classificazione di pattern, ad esempio (Jaeger et al., 2007; Skowronski e Harris, 2006), la previsione delle serie storiche (Schwenker e Labib, 2009; Zhai, 2010), ed altro ancora.

La maggior parte dei modelli di ANN che sono stati utilizzati in letteratura per la previsione di portate sorgive sono modelli di tipo *feed forward* o del tipo MLP. Inoltre, come per esempio Rampone (2013), si tratta di previsioni a scala mensile.

In questa tesi verranno implementati tre tipologie di ANN, cioè MLP, LSTM e ESN, utilizzando come dati di input le portate della sorgente Sanità di Caposele (Sa) e i dati di piovosità entrambi con cadenza giornaliera.

5. Dati e metodologie

La modellizzazione della ricarica degli acquiferi è un processo complesso che risente fortemente della valutazione dei parametri che ne influenzano una corretta implementazione. Laddove questa modellizzazione interessa settori geograficamente estesi, alla già difficile operazione di caratterizzare in modo corretto i differenti fenomeni fisici che entrano in gioco nei fenomeni di ricarica, si aggiunge la carenza di dati di input, difficili da reperire per aree di studio molto estese e, inoltre, si ritrovano distribuiti in maniera disomogenea. Uno dei parametri, che svolge un ruolo fondamentale nella corretta valutazione della ricarica, è l'evapotraspirazione i cui valori dipendono da diversi fattori difficilmente valutabili. Per ovviare a questa problematica si è deciso di valutare l'opportunità di utilizzare dei dati telerilevati da piattaforma satellitare, che per la loro specificità riescono a coprire ampie aree geografiche ad intervalli temporali accettabili. Un giusto compromesso tra scala spaziale e temporale si ritrova nei dati forniti dal *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) a bordo dei satelliti Terra e Aqua che riescono a produrre stime dell' ET_a a diverse scale spaziali e temporali. Nonostante i valori dell'evapotraspirazione derivante dai dati MODIS siano già stati validati, con dati puntuali misurati a terra, un'analisi su un vasto settore dell'Italia meridionale può fornire indicazioni sull'utilizzo esteso di questo tipo di dati. Inoltre il confronto con altre metodologie può mettere in luce eventuali differenze e limiti dei metodi usati.

Per le finalità di questo lavoro si sono utilizzati i datasets MODIS ET (MOD16A3 annuale) ottenuto presso l'University of Montana's Numerical Terradynamic Simulation Group (<ftp://ntsg.umt.edu/pub/MODIS/Mirror/Mod16/>). Originariamente, per il calcolo dell'evapotraspirazione, veniva adottato un algoritmo, basato sull'equazione di Penman-Monteith (Monteith, 1965), denominato MOD16 ET (Mu et al., 2007). I datasets dell' ET_a recenti sono prodotti utilizzando un algoritmo migliorato applicato ai dati telerilevati (Mu et al. 2011) (Fig. 5/1).

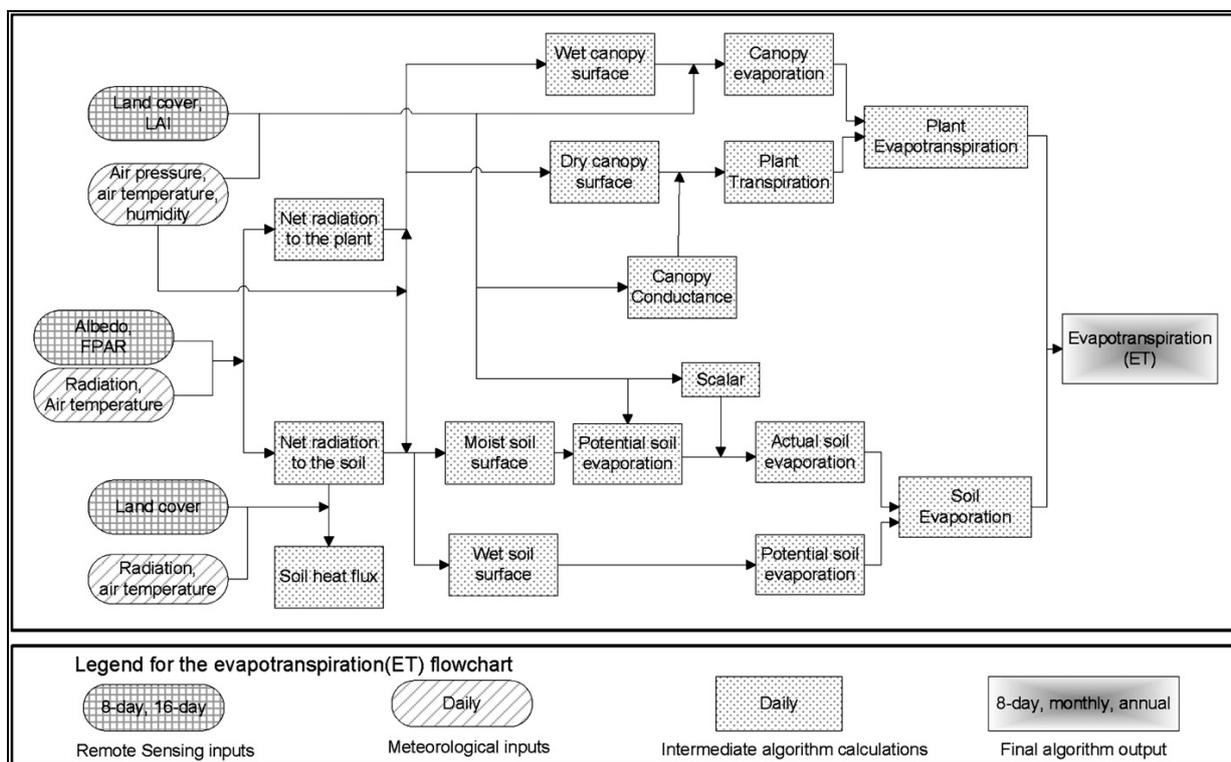


Fig. 5/1 - Flowchart dell'algoritmo modificato per il calcolo dell'evapotraspirazione dai dati MODIS (Mu et al. 2011).

I dati provenienti dall'University of Montana's Numerical Terradynamic Simulation Group si presentano in grigie quadrate da 10°x10° all'equatore ed in proiezione sinusoidale e disponibili per l'intera superficie della Terra, con intervalli temporali di 8 giorni, mensili e annuali. Per questo studio si sono utilizzati i dataset con valori cumulati sull'anno, per il periodo 2000-2014, per tutta l'area di interesse. L'area di studio è coperta dai settori denominati h18v4 e h19v4. Questi dati sono stati georeferenziati nel sistema di coordinate UTM WGS84. Per ogni unità studiata sono stati considerati i pixel provenienti dai dati MODIS ricadenti all'interno del perimetro dell'unità. Quindi, per ogni anno considerato si sono creati 40 raster, uno per ciascuna unità, per un totale, per l'intervallo di tempo considerato, di 600 raster.

Una volta ottenuti i dati dell'evapotraspirazione è stata indagata la variazione spaziale e temporale dei valori di temperatura dell'aria e precipitazione per investigare l'influenza di questi parametri sull'evapotraspirazione e il tipo di relazione esistente tra essi. Sono stati raccolti i dati pluviometrici e termici giornalieri per l'intervallo di anni 2000-2014, provenienti dai database forniti dalla Protezione Civile delle Regioni Campania, Lazio, Abruzzo, Molise e Basilicata. La rete di monitoraggio copre un'area di circa 19339 km² divisa in 5 regioni e 12 province in un territorio con una notevole variabilità altimetrica che va dalle zone costiere fino alle sommità delle montagne dell'Appennino. Come prima operazione sono state eliminate quelle stazioni che presentavano una mancanza di dati per periodi temporali notevoli. Tramite questa operazione, quindi, si sono selezionate 266 stazioni pluviometriche e 150 stazioni termometriche (Fig. 5/2). Successivamente sono state raccolte e organizzate, per ciascuna stazione pluviometrica e termometrica, le informazioni relative all'anno di funzionamento, ed alla corretta ubicazione (coordinate UTM e altitudine). Tutti questi dati sono stati organizzati in un database e resi disponibili per l'analisi in ambiente GIS.

Per la valutazione della ricarica sono stati indagati anche altri fattori che ne influenzano l'evoluzione, come le litologie affioranti, il tipo di suolo, l'uso del suolo, e un indice vegetativo come il NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*). Per l'individuazione delle caratteristiche idrogeologiche delle 40 unità in esame si è fatto riferimento all'analisi della carta idrogeologica dell'Appennino Meridionale, a scala 1:250.000 (Allocca et al., 2007).

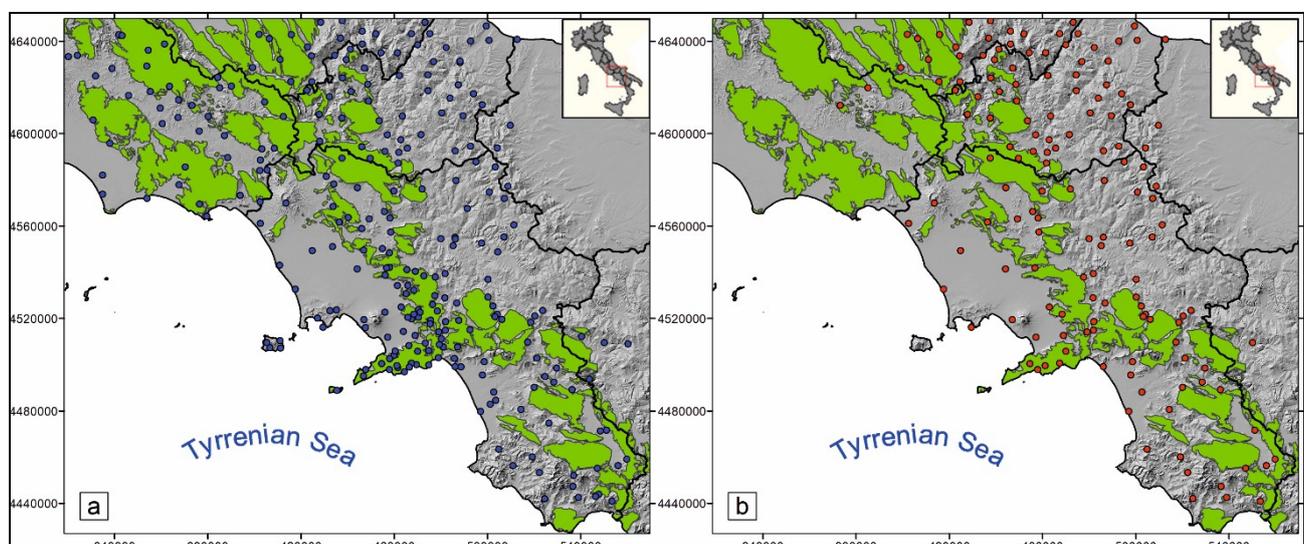


Fig. 5/2 - Ubicazione delle stazioni pluviometriche (a) e termometriche (b).

I dati che riguardano l'uso del suolo sono stati derivati dal Corine Land Cover 2006, 2° livello (www.eea.europa.eu). Inoltre, le caratteristiche topografiche e geomorfologiche sono state studiate utilizzando un modello digitale del terreno (DEM), formato da griglie quadrate di 20 m di lato, fornite dal Sistema Informatico Nazionale Ambientale ([Http://www.sinanet.isprambiente.it](http://www.sinanet.isprambiente.it)). Per i dati che riguardano l'indice NDVI si è fatto riferimento al dataset MOD13A3. I datasets MODIS MOD13A3, per il periodo che va dal 2000 al 2014, sono stati acquisiti dal sito <https://lpdaac.usgs.gov>, gestito dalla NASA EOSDIS *Land Processes Distributed Active Archive Center* (LP DAAC) presso l'USGS's *Earth Resources Observation and Science* (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota. La cadenza dei dati è mensile mentre la risoluzione spaziale è la stessa dei dati che riguardano l'ET_a MODIS.

I dati dell'ET_a provenienti dal MODIS si presentano in proiezione sinusoidale e per poterli rendere compatibili per le elaborazioni con gli altri tematismi sono stati trasformati nel sistema UTM WGS84. Per la valutazione della ricarica delle singole unità si sono considerati solo i pixel che ricadevano all'interno del perimetro dell'unità considerata. Questa operazione è stata effettuata per tutti gli anni dell'intervallo considerato determinando così la produzione di 600 raster (40 unità per l'intervallo di 15 anni). Con i dati a disposizione si sono svolte delle analisi statistiche per valutare la variabilità dei valori dell'ET_a tra le varie unità ed all'interno della stessa unità.

Dopo le operazioni di pulizia e organizzazione dei dati di pioggia e temperatura dell'aria si è creato un database che è stato utilizzato per il calcolo delle medie annuali dei suddetti parametri, per ogni stazione considerata. Al fine di valutare la ricarica si è reso necessario determinare la distribuzione dei valori di pioggia e temperatura su tutta l'area di indagine. Per il passaggio da dati puntuali a dati distribuiti geograficamente si è valutata la presenza di particolari relazioni spaziali tra i parametri considerati e le caratteristiche topografiche dell'area in esame.

Successivamente, attraverso un'analisi di regressione si è individuata una relazione lineare tra le quote e le precipitazioni e tra le quote e la temperatura dell'aria. La costruzione di un modello regionale delle temperature dell'aria è stata effettuata mediante l'utilizzo di metodologie geostatistiche. In particolare, la relazione lineare tra i valori della temperatura dell'aria e le quote ha permesso di poter utilizzare un *regression kriging* (Hudson e Wackernagel, 1994). Per le operazioni di *regression kriging* si è utilizzata la libreria "GSTAT" (Pebesma, 2004), (Benedikt et al., 2016) nel linguaggio R (R Core Team, 2017). Attraverso l'analisi di regressione tra i parametri temperatura dell'aria e quota altimetrica, sono stati determinati i residui della regressione. Successivamente, questi residui sono stati modellati con metodi geostatistici, attraverso la costruzione di un variogramma e la determinazione di un modello del variogramma. In Fig. 5/3 viene riportato il modello di variogramma per l'anno 2010, dove si è definito un modello esponenziale con un Range uguale a 185202, un Partial Sill di 0.34 ed un Nugget di 0.4. Con a disposizione il modello di variogramma si è utilizzato il *regression kriging* per la costruzione del modello distribuito della temperatura dell'aria. Una volta effettuate queste operazioni il risultato è stato utilizzato per la creazione di raster il cui contenuto riassume i valori medi annuali per il settore in studio. Quindi, per ogni anno, dell'intervallo 2000-2015, e per ogni unità, si sono creati 600 raster con l'informazione di interesse, che presentano caratteristiche geometriche comparabili con quelle dei raster MODIS in modo da poterli rendere compatibili per un'analisi in ambiente GIS.

Un procedimento analogo è stato eseguito per le piogge. In questo caso la relazione lineare non è stata evidente in modo diretto, perché la distribuzione dei valori di precipitazione delle singole stazioni è risultata distribuita in modo diverso in dipendenza dalla loro posizione geografica

rispetto all'andamento della Catena appenninica. Da questa analisi è risultato che le stazioni presenti ad ovest dei massicci montuosi hanno registrato dei quantitativi di pioggia inferiori rispetto alle stazioni, che sono posizionati a quote comparabili con le stazioni precedenti, poste ad est dei versanti. Quindi questa particolare situazione ha permesso di ricercare una relazione con la quota restringendo l'analisi a quelle stazioni ubicate sia sui massicci carbonatici sia quelle ad ovest di essi. Queste stazioni rientrano tutte nell'area di studio mentre quelle escluse non ricadono all'interno delle unità indagate. Con questa relazione si è proceduto con la costruzione dei modelli distribuiti di precipitazioni, in modo analogo alla costruzione dei modelli della temperatura dell'aria, utilizzando la medesima procedura geostatistica.

Come discusso nel precedente paragrafo, il fenomeno dell'evapotraspirazione è strettamente dipendente da una serie di parametri che ne determinano il suo andamento nel tempo. Ogni unità idrogeologica presenta delle peculiarità geografiche, morfologiche, geologiche, vegetazionali e climatiche diverse che determinano differenti valori rilevati di evapotraspirazione. Tra tutte le unità si è cercato di individuare quelle che mostrassero delle affinità riguardo alla molteplicità di parametri che le caratterizzano.

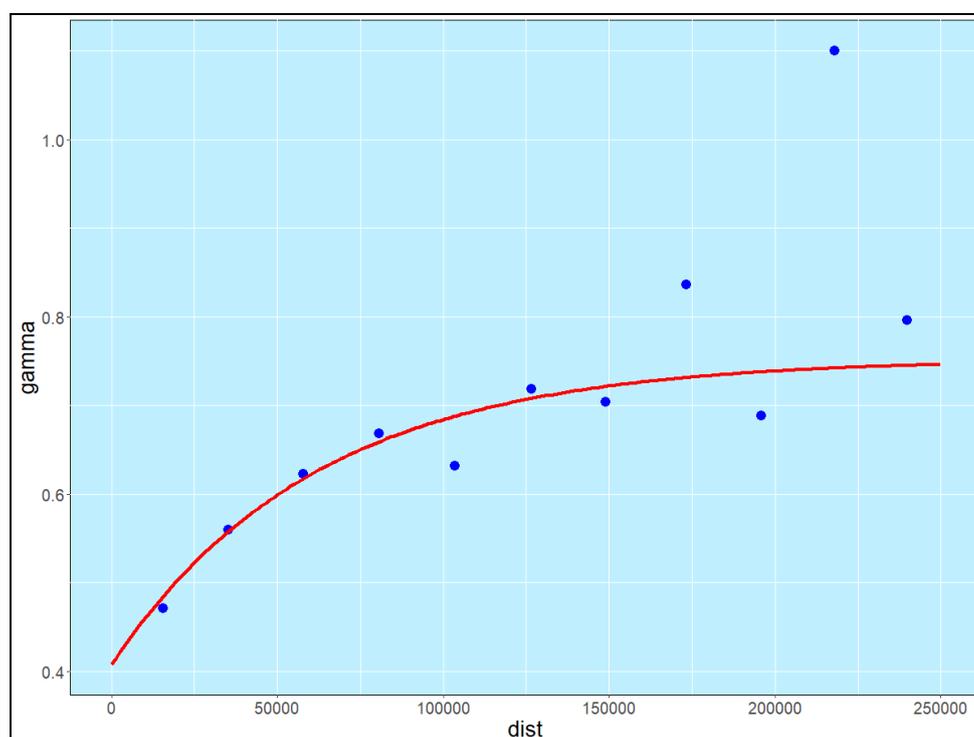


Fig. 5/3 - Modello di Variogramma dei residui dei valori di temperatura dell'aria per l'anno 2010. Modello: Esponenziale, Range = 185202, Partial Sill: 0.34, Nugget= 0.40.

Per questo scopo si è condotta un'analisi cluster che permettesse di raggruppare in classi omogenee, rispetto ai parametri di input, le diverse unità. I parametri presi in considerazione per questa analisi sono: l'evapotraspirazione derivante dai dati MODIS, i valori della temperatura dell'aria pluriennali, i valori delle precipitazioni pluriennali, Il *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI), le quote medie dell'unità, la copertura vegetazionale, la distanza dell'unità dalla costa, e la percentuale della litologia calcarea presente all'interno dell'unità.

Attraverso le mappe di distribuzione pluriennale dei valori di temperatura dell'aria e della precipitazione si è calcolato la media, per ogni singola unità, dei suddetti parametri, medie che sono stati utilizzate come valori di input per l'analisi cluster.

Per quanto riguarda il NDVI, i dati MODIS MOD13A3 sono stati georeferenziati in modo tale che i pixel con i valori del NDVI si trovassero in corrispondenza geometrica con quelli dell'ET_a del MODIS. Di valori medi mensili si sono calcolati i valori medi annuali; questi valori sono stati utilizzati per la costruzione di un unico raster con i valori medi pluriennali. Quindi, ad ogni unità si è associato il valore medio pluriennale, rispetto alla superficie dell'unità stessa, del NDVI.

Per mezzo dei dati relativi al DEM per ogni unità sono state calcolate le medie delle quote. Quindi ciascuna unità idrogeologica carbonatica è stata caratterizzata, per l'analisi cluster, in base al corrispondente valore medio della quota.

Per la determinazione della superficie boschiva è stata utilizzata la mappa dell'uso del suolo Corine 2006, 2° livello. In particolare è stato considerato il codice 3.1 corrispondente alle "Zone boscate". Per ogni unità sono state calcolate le aree corrispondenti a questo codice e successivamente è stata calcolata la percentuale di queste aree rispetto all'area totale dell'unità. Ad ogni unità è stata associata questo valore percentuale.

Per quanto riguarda il calcolo della distanza dell'unità dalla linea di costa sono stati inizialmente calcolati i centroidi delle unità, utilizzando gli strumenti GIS, con il vincolo che ogni centroide ricada all'interno dell'unità. Successivamente sono state calcolate le distanze dei centroidi dalla linea di costa.

L'individuazione delle aree che presentano una litologia calcarea è avvenuta tramite l'utilizzo della mappa idrogeologica dell'Appennino dell'Italia del sud (Allocca et al., 2007). Individuate, per ogni unità, le aree a litologia calcarea si sono calcolate le percentuali, rispetto all'area totale dell'unità, di queste litologie.

Con tutte le informazioni relative ai diversi parametri a disposizione, per tutte le unità, è stata eseguita un'analisi cluster gerarchica, per evidenziare quali unità mostrassero un'affinità dal punto di vista dei parametri di input. Dopo aver scalato opportunamente ogni valore, sono state calcolate le distanze tra le diverse coppie di parametri; in particolare è stata scelta come tipologia di distanza quella euclidea. Successivamente sono state raggruppate le varie unità, utilizzando come metodo di clustering il legame completo. Si è scelto di individuare i gruppi corrispondenti ad un livello di aggregazione uguale a 6.

Con a disposizione i valori dei parametri, al fine di individuare le relazioni reciproche, sono state calcolate le correlazioni lineari prodotto-momento di Pearson.

La stretta relazione di questi parametri con l'ET_a ha suggerito l'idea di ricercare quali tra questi esercitassero un'influenza maggiore sui valori di evapotraspirazione. Per tale scopo è stata condotta un'analisi di regressione di tipo *step-wise backward elimination* dove ad ogni step dell'analisi di regressione veniva eliminato il regressore che presentava il P value più basso.

La possibilità di utilizzare i valori di evapotraspirazione estrapolati direttamente dai dati MODIS rappresenta uno strumento veloce e accessibile per l'utilizzo in diversi contesti di ricerca, soprattutto laddove sono carenti dati provenienti da misurazioni effettuate in loco. Per valutare le differenze tra i valori dell'evapotraspirazione ricavati dai dati MODIS con quelli di altre metodologie si è provveduto ad un'analisi comparativa di questi valori, provenienti dall'elaborazione dei dati telerilevati dal MODIS, con quelli provenienti da metodologie classiche di calcolo dell'evapotraspirazione che più frequentemente vengono adottate in letteratura. Si è scelto di verificare i dati MODIS con quelli calcolati tramite l'applicazione delle formule di Turc (Turc L., 1954), Coutagne (Coutagne A., 1954) e Thornthwaite (Thornthwaite C. W., 1948) (vedi paragrafo 4.2). Quindi attraverso le tre formule, e utilizzando i raster di piogge e temperature dell'aria, sono stati calcolati i dati medi annuali dell'evapotraspirazione, per ogni unità, per i tre metodi. Con tutti i dati disponibili si è proceduto ad una analisi statistica degli stessi.

Successivamente si è proceduto al calcolo delle medie pluriennali, sui 15 anni, per ogni metodo; così facendo è stato possibile valutare le differenze della valutazione dell'evapotraspirazione tra i vari metodi, evidenziando quelli che, tra di loro, restituiscono valori simili.

Attraverso i dati di evapotraspirazione disponibili per tutti e 4 i modelli (MODIS, Turc, Coutagne e Thornthwaite) e utilizzando il coefficiente AGRC (Allocca et al., 2014) (vedi paragrafo 4.1) sono stati calcolati i valori medi annuali della ricarica per ogni acquifero. Anche in questo caso dai dati medi annuali sono stati derivati i raster con le medie pluriennali, 2000-2014, per i valori di ricarica. Anche per i valori di ricarica sono state valutate le differenze tra i valori calcolati utilizzando le diverse metodologie per la stima dell' Et_a . La differenza tra i valori di ricarica così ottenuti ci permette di evidenziare le peculiarità e le affinità tra i diversi metodi di calcolo dell'evapotraspirazione usati per la determinazione della ricarica.

Per lo studio delle portate della sorgente Sanità di Caposele sono stati acquisiti i dati da parte dell'Acquedotto Pugliese. La serie storica che si è analizzata va dal 02/01/1920 al 28/02/2011 (Fig. 5/4) per un totale di 33296 giorni. Inoltre si sono acquisiti i dati riguardanti i valori di precipitazioni registrati dalle stazioni pluviometriche più vicine alla sorgente. In particolare sono stati consultati i dati che riguardano le stazioni di Caposele, Senerchia e Bagnoli Irpino.

La serie dei dati di portata della sorgente Sanità presenta dei valori mancanti soprattutto per il periodo che va dal 02/01/1920 al 01/01/1964. I dati mancanti sono stati ricavati tramite una interpolazione lineare tra le due misurazioni disponibili, prossime all'intervallo senza misurazioni. Inoltre la serie è stata corretta per il periodo post-sisma.

La serie storica è stata caratterizzata sia per individuare eventuali periodicità, oltre a quella annuale, sia per individuare eventuali trend. Per quanto riguarda eventuali segnali che mostrano periodicità è stata effettuata un'analisi spettrale, che permette un'analisi nel dominio delle frequenze invece che nel dominio del tempo.

A tale scopo inizialmente è stata applicata un'analisi di Fourier, ed in particolare è stata utilizzata la trasformata discreta di Fourier (DFT) e successivamente, per evidenziare meglio le frequenze fondamentali che caratterizzano la serie, è stata utilizzata una funzione di *smoothing* (Daniell kernel) (Daniell, 1946). L'individuazione di un eventuale trend lineare è stata effettuata attraverso l'analisi della retta di regressione lineare dei dati.

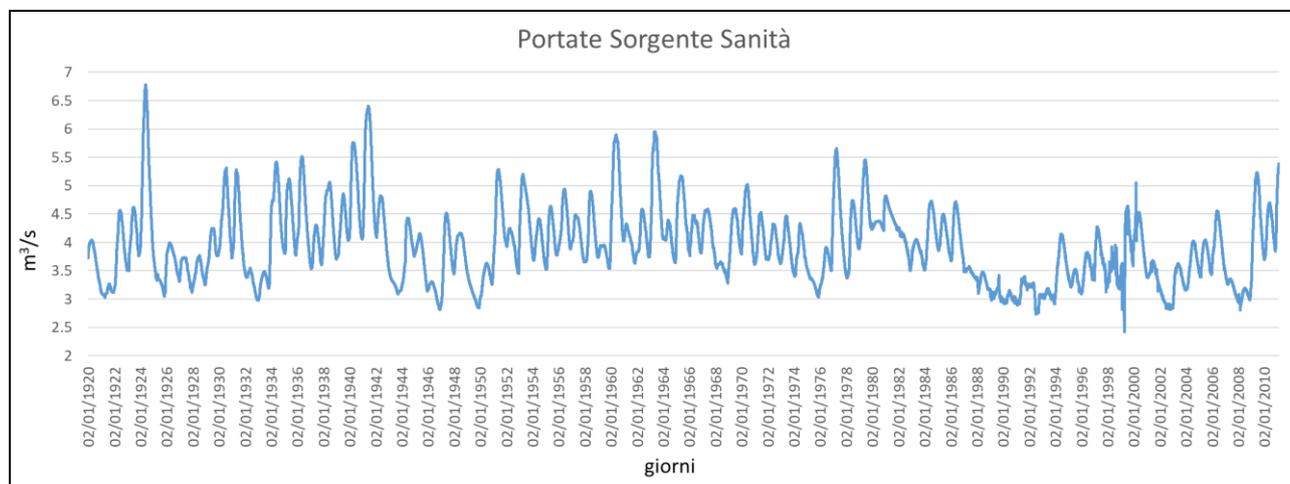


Fig. 5/4 - Portate della sorgente Sanità di Caposele per l'intervallo 02/01/1920 al 28/02/2011 per complessivi 33296 giorni.

Per modellare la serie, ai fini di utilizzare dei metodi previsionali, si sono utilizzati sia i dati di portata che quelli di pioggia. Purtroppo quest'ultimi si presentavano in maniera non omogenea dal punto di vista dei dati a disposizione.

La serie delle precipitazioni con il maggior numero di dati è risultata quella della stazione di Senerchia. Si è scelto di utilizzare questa stazione come rappresentativa dell'area. I dati utilizzati coprono il periodo che va dal 02/08/2000 al 28/02/2011, per un totale di 3863 giorni (Fig. 5/5).

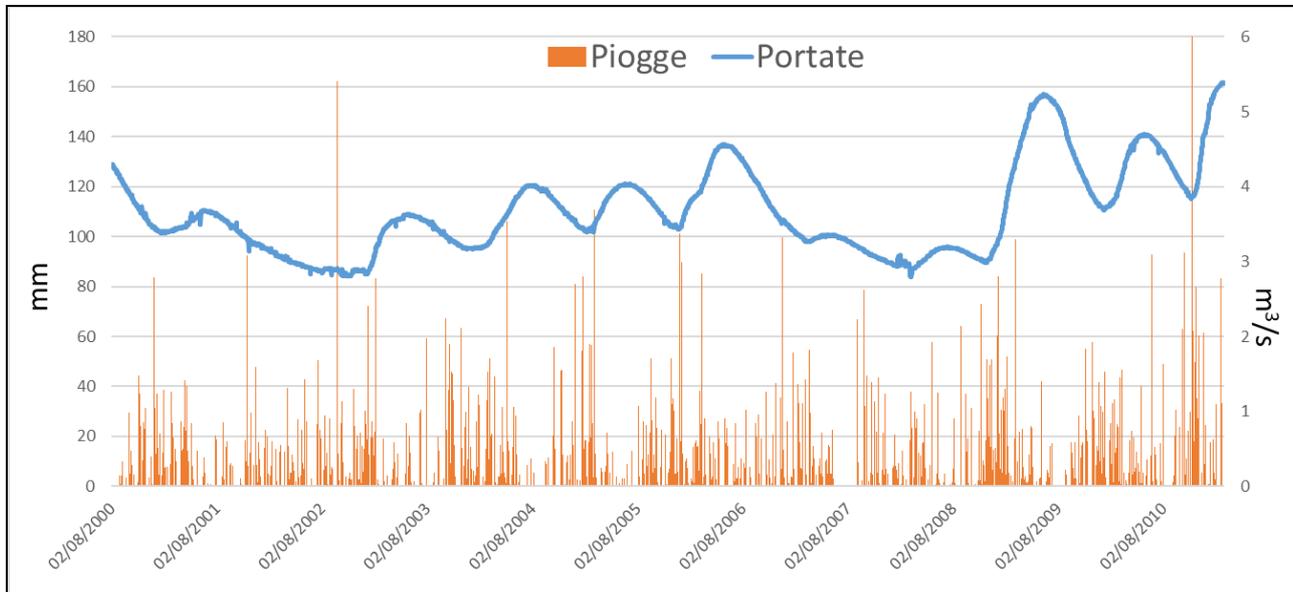


Fig. 5/5 - Portate della sorgente Sanità di Caposele e precipitazioni della stazione di Senerchia nell'intervallo dal 02/08/2000 al 28/02/2011 per complessivi.

A causa delle relazioni non lineari tra i valori di precipitazione e quelli di portata si è scelto di valutare l'applicazione delle reti neurali artificiali (ANN) come strumento per la previsione delle portate della sorgente Sanità. In particolare la scelta è caduta su tre tipologie di ANN: Multilayer Perceptron (MLP), le Recurrent Neural Network (RNN) e le Reservoir Computing (RC). Per quanto riguarda le RNN la scelta è ricaduta su quelle denominate Long Short Term Memory (LSTM) mentre per le RC si sono utilizzate le Echo State Network (ESN). I dati di input, portate e piogge, sono stati organizzati in modo tale da formare delle sequenze di valori uguali ad un arco temporale impostabile a piacere, del tipo $t_0, t_1, t_2, \dots, t_n$. I dati di output sono costituiti da una sequenza di valori di portata che va dal primo giorno successivo all'ultimo della sequenza di input e che copre l'arco temporale interessato, che può essere diverso da quello dell'input, $t_{n+1}, t_{n+2}, \dots, t_{n+m}$. Tutti i valori sono stati normalizzati tra i valori 0 e 1. Il set di dati è stato suddiviso in un *training set* utilizzato per addestrare il modello, ed un *test set* per la verifica del modello. In particolare il 67 % dei dati è stato utilizzato per il training ed il restante 33 % per la fase di test. Per la minimizzazione dell'errore si è scelta come funzione da minimizzare l'errore quadratico medio (*Mean Square Error* - MSE) applicato solo all'ultimo termine dell'output. Er l'interesse alla previsione sull'ultimo giorno della sequenza di output la performance del modello è stata valutata attraverso il calcolo dell'errore tra i valori reali ed i valori predetti su quest'ultimo giorno. Per la valutazione della bontà del modello sono state scelte due metriche. La prima è rappresentata dalla radice quadrata dell'errore quadratico medio (*Root Mean Square Error* - RMSE), che è definito come:

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \hat{x}_i)^2}{n}} \quad (5/1)$$

Dove x_i rappresenta il valore osservato e \hat{x}_i il valore predetto. Quanto più è piccolo il valore di RMSE tanto più la prestazione del modello sarà buona. Il valore di RMSE che restituisce l'esatta previsione è 0.

Il secondo criterio impiegato per valutare la prestazione di un modello ANN è il coefficiente di efficienza di Nash-Sutcliffe (NS), largamente usato in idrologia (Nash e Sutcliffe, 1970). L'indice NS è definito come:

$$NS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_m^t - Q_o^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \overline{Q_o})^2} \quad (5/2)$$

Dove Q_m^t è la portata predetta, Q_o^t è la portata osservata mentre $\overline{Q_o}$ è la media delle portate osservate. Il valore di questo indice è compreso tra $-\infty$ e 1. Se $NS = 1$, il modello stima in modo perfetto. Se $NS = 0$ la semplice media dei dati sperimentali è buona quanto il modello proposto. Se $NS < 0$, la media stessa delle osservazioni sperimentali è migliore del modello. Shamseldin (1997) ha mostrato che valori uguali o superiori al 90% di NS indicano un buon modello; i valori tra l'80% e il 90% indicano un modello abbastanza buono e sotto l'80% il modello è ritenuto inaccettabile. I livelli delle prestazioni del modello secondo Wang et al. (2012) sono rappresentati in tab. 5/1.

Indicatore della bontà del modello	Eccellente	Buona	Sufficiente	Scarsa
NS	>0.85	0.65-0.85	0.5-0.65	<0.5

Tab. 5/1 – Criteri di prestazione per la valutazione del modello per il coefficiente di Nash-Sutcliffe (Wang et al., 2012).

Per la scelta dei parametri, e per le operazioni di ottimizzazione delle reti, si è eseguito un procedimento di tipo *trial and error*.

L'implementazione del modello MLP ha previsto uno strato di input, due strati hidden ed uno strato di output. I valori di output dei neuroni sono calcolati secondo la seguente relazione:

$$\hat{y} = f\left(\sum_{i=1}^n w_i x_i\right) \quad (5/3)$$

I dati di input (x_i) sono costituiti da una serie di valori, che costituiscono i valori di portata e di precipitazione, per un numero determinato di giorni. Per valutare la risposta del modello ai dati di input quest'ultimi sono stati scelti includendo sequenze di differente lunghezza temporale per ogni modello implementato. Gli hidden layer sono formati ognuno da 1000 neuroni mentre la dimensione dell'output è uguale a quella dei numeri di giorni da predire successivi a quelli di input. I pesi della rete neurale sono stati inizializzati prendendo dei valori random da una distribuzione

uniforme con $[-limit, limit]$ dove $limit$ è $\sqrt{\frac{6}{(NW_{in} + NW_{out})}}$ dove NW_{in} è il numero di unità di input nel tensore dei pesi e NW_{out} è il numero di unità di output nel tensore dei pesi. Per tutti i layer è stata usata come funzione di attivazione una sigmoide. Come algoritmo per la discesa del gradiente è stato scelto "adam" (Kingma e Ba, 2014) con un learning rate di 0.001, $\beta_1 = 0.9$, $\beta_2 = 0.999$,

$\epsilon = 1e^{-08}$ e learning decay = 0. Il numero di istanze che vengono valutate prima che venga eseguito un aggiornamento dei pesi della rete, chiamata dimensione batch, è stato impostato a 32. Il processo di training è stato effettuato attraverso un numero variabile di iterazioni, chiamate epoche. Si è partito con un numero elevato di epoche, 100, e attraverso l'analisi dell'andamento dell'errore, sia sui dati di training che su quelli di test, si evidenziavano eventuali cambi nei tassi di variazione. Quando la diminuzione dei valori dell'errore, nei set di dati del test, si assestava veniva scelto questo valore come numero di training su cui valutare la performance del modello. Questo procedimento ha permesso di scegliere il numero di iterazioni in modo tale che il modello non andasse in *overfitting* permettendo così un buon adattamento ai dati del training set e delle buone previsioni sul test set.

Il modello LSTM implementato è formato da uno strato di input, uno strato LSTM, uno strato di neuroni hidden ed uno strato di output. Le serie di input e di output sono state organizzate allo stesso modo del modello MLP. Lo strato LSTM è formato da un numero di celle uguale a quelle dell'input mentre lo strato hidden è formato da 1000 neuroni. Una cella contiene dei gates che gestiscono lo stato e l'output della cella. Una cella opera su una sequenza di input e ciascun gate all'interno della cella utilizza delle unità di attivazione di tipo sigmoide per controllare se sono attivate o meno, determinando il cambiamento di stato e l'aggiunta di informazioni che fluiscono attraverso la cella. Ci sono tre tipi di gates all'interno della cella.

- Forget Gate: decide quali informazioni eliminare dalla cella.
- Input Gate: decide quali valori dell'input aggiornano lo stato della memoria.
- Output Gate: decide l'output in base all'input e alla memoria della cella.

Le formule usate sono:

Forget gate:

$$f_t = \sigma (W_f \cdot [h_{t-1}, x_t] + b_f) \quad (5/4)$$

Input gate:

$$i_t = \sigma (W_i \cdot [h_{t-1}, x_t] + b_i) \quad (5/5)$$

$$\tilde{C}_t = \tanh(W_C \cdot [h_{t-1}, x_t] + b_C) \quad (5/6)$$

$$C_t = f_t * C_{t-1} + i_t * \tilde{C}_t \quad (5/7)$$

Output gate:

$$o_t = \sigma (W_o [h_{t-1}, x_t] + b_o) \quad (5/8)$$

$$h_t = o_t * \tanh (C_t) \quad (5/9)$$

dove x_t rappresenta la sequenza di input così come descritto in precedenza, W_f , W_i , W_C e W_o sono i pesi, b_f , b_i , b_C e b_o sono termini di bias, h_{t-1} è l'output a t-1 e C_{t-1} è lo stato della cella a t-1.

Sia per l'inizializzazione dei pesi che per la funzione di attivazione, l'algoritmo per la discesa del gradiente e la dimensione di batch rimangono gli stessi del modello MLP. La strategia per la scelta del numero delle epoche rimane inalterata.

Per quanto riguarda il modello ESN è stato scelto un modello di tipo *Leaky Integrator Echo State Network* (LI-ESN). Successivamente alla suddivisione in dati di train e dati di test, e la

normalizzazione dei dati, si sono formati i dati di input in modo simile ai modelli precedenti. Diversamente dagli altri modelli come target è stato scelto quel valore che appartiene ad un giorno distante un arco temporale predefinito dall'ultimo giorno dell'input. Per quanto riguarda la dimensione del reservoir, in base alle prove fatte è risultato che un valore basso di neuroni interni ad esso ha dato i migliori risultati. Per questo motivo si è scelto un valore di 18. Il tipo di funzione di attivazione utilizzata sul reservoir è stata la tangente iperbolica. Come raggio spettrale si è scelto un valore di 0.9, mentre il valore assegnato al rapporto di connettività è di 0.008. Il valore del Leaking decay rate adottato è di 0.7 e il coefficiente di regolarizzazione è di 0.00001. Per tutti i modelli si sono provati diversi intervalli temporali sia in input che output andando a valutare la bontà del modello previsionale in termini di errore sui dati del test. Infine tutti i valori sia del RMSE che del NS sono stati riassunti in una tabella in modo da poterli confrontare le prestazioni dei diversi modelli e valutare quale di essi fornisce la migliore predizione.

6. Risultati

6.1 Modellazione della ricarica a scala regionale mediante dati satellitari

I raster provenienti dall'University of Montana's Numerical Terradynamic Simulation Group rappresentano i valori di ET_a medi annuali per gli anni dal 2000 al 2014. Per ogni anno considerato sono stati considerati solo i valori ricadenti all'interno del perimetro delle singole unità idrogeologiche carbonatiche delle 40 totali. In questo modo si sono creati 40 raster, uno per ogni unità, per un totale, per l'intervallo di tempo considerato, di 600 raster (Fig. 6.1/1).

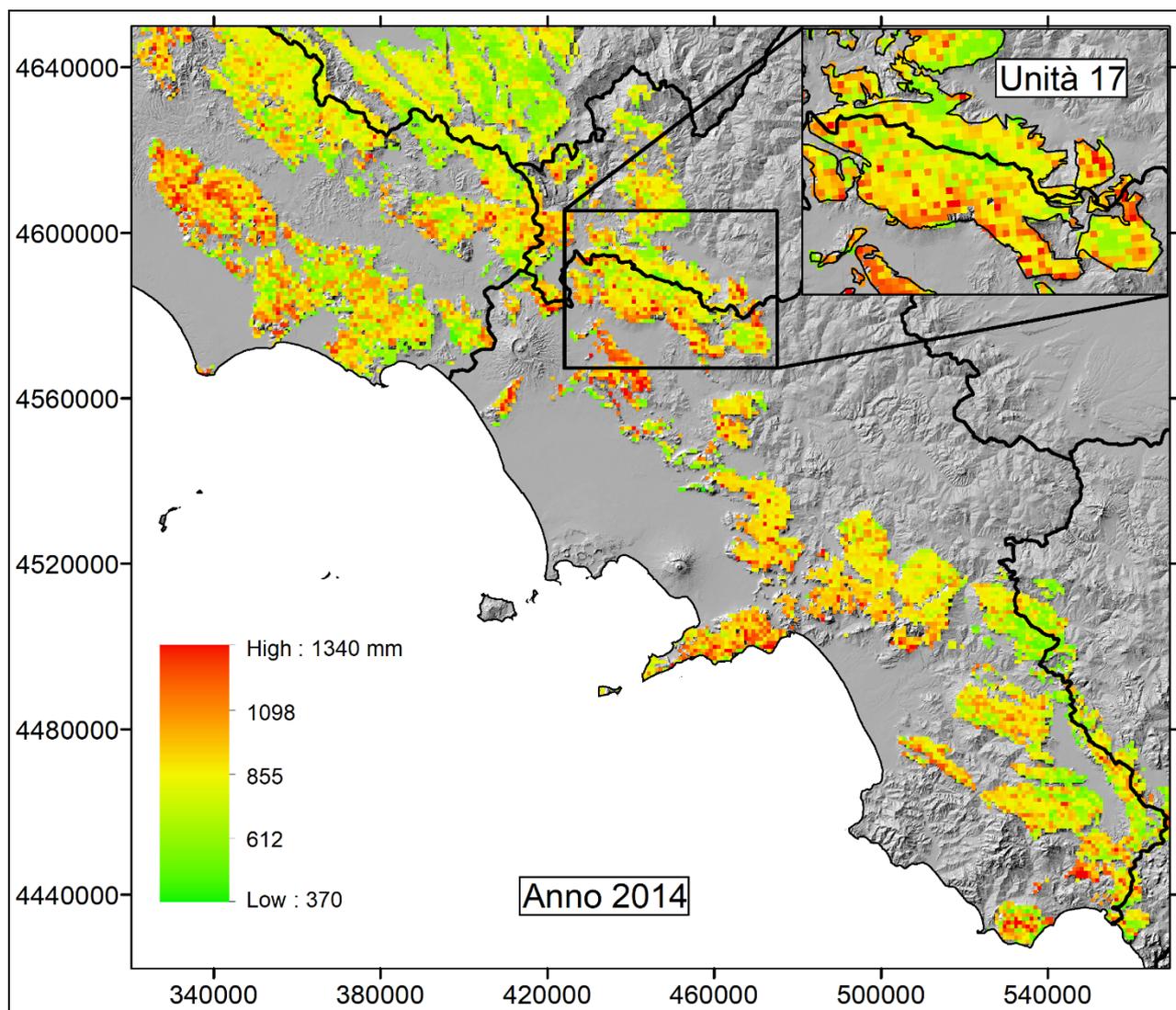


Fig. 6.1/1 - Mappa dell'evapotraspirazione reale (mm), dai dati MODIS, per l'anno 2014. Nel riquadro l'unità n. 17 (Matese).

Da una preliminare analisi sono stati ricavati parametri statistici di interesse per ciascuna unità. I risultati sono sintetizzati attraverso una rappresentazione a box plot che riassume la variabilità dei valori, sia all'interno della stessa unità nell'intervallo temporale 2000-2014, che confrontando questa variabilità tra le varie unità (Fig. 6.1/2, 6.1/3, 6.1/4).

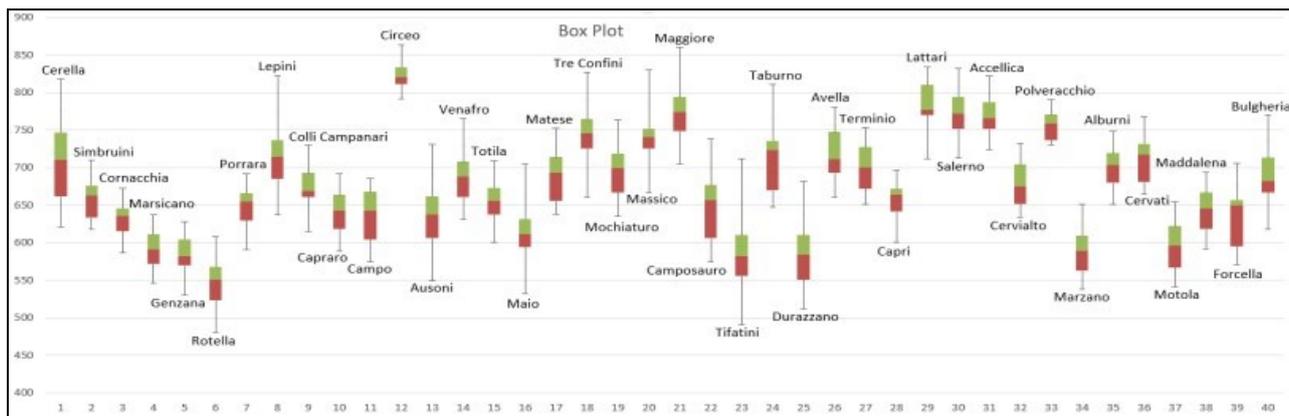


Fig. 6.1/2 - Box Plot dei valori medi pluriennali di ET_a per ciascuna unità per gli anni dal 2000 al 2014.

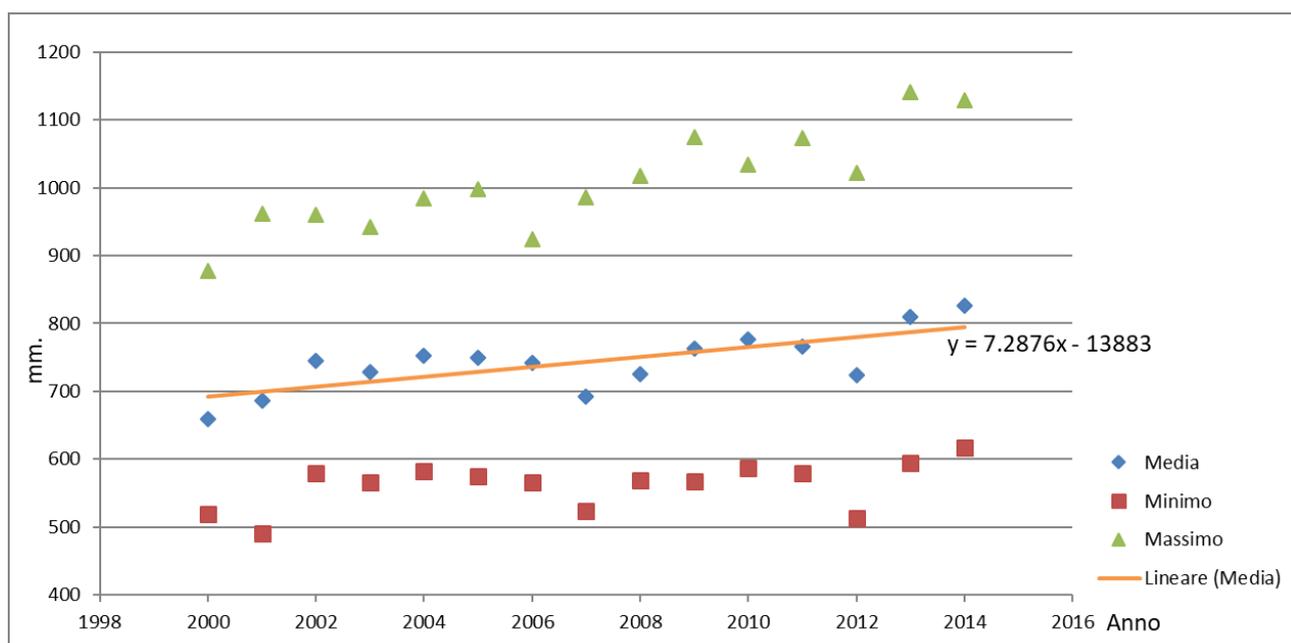


Fig. 6.1/3 - Variazione temporale dei valori minimo, media e massimo dell'ET_a per l'unità 18 (Tre Confini) con retta di regressione per la media dei valori.

Dai grafici si evidenzia un'elevata variabilità dei valori medi dell'ET_a tra le diverse unità idrogeologiche carbonatiche, mentre la variabilità temporale per la stessa unità è più limitata. Per mezzo dei dati di evapotraspirazione derivanti dalle analisi delle immagini provenienti dal satellite MODIS è stato possibile analizzare la variazione spaziale e temporale dei valori di ET_a. Considerando l'insieme delle 40 unità, per gli anni dal 2000 al 2014, è stato possibile stimare un valore medio di ET_a di 670 mm., con un minimo di 322mm. ed un massimo di 1126 mm. È stato analizzato l'intervallo compreso tra il valore massimo ed il minimo di ET_a (max-min ET_a) stimato all'interno di ciascuna unità. Da tale analisi è stato ricavato che il valore medio di detto intervallo è di 126 mm, il valore massimo è di 221 mm (unità 23, M. Tifatini) ed il valore minimo è di 61 mm (unità 33, M. Polveracchio). Per tutti gli anni considerati le medie pluriennali più elevate si registrano per l'unità 12 (M. Circeo) con valori di 820 mm, mentre il valore medio minimo è stato rilevato per l'unità 6 (M. Rotella) con valori di 550 mm. Per quanto riguarda la variazione temporale dell'ET_a all'interno di ogni singola unità si evidenzia che la maggior parte di esse mostrano un trend crescente dei valori medi per l'intervallo 2000-2014. In Fig. 6.1/3 sono

representati i valori medi, minimi, e massimi per l'unità 18 (Tre Confini) dove si evidenzia un trend positivo dell' ET_a , con un aumento medio di 7.3 mm annui. Queste valutazioni sono supportate anche dall'analisi dei box plot dei valori dell' ET_a per tutte le unità come si vede in Fig. 6.1/4.

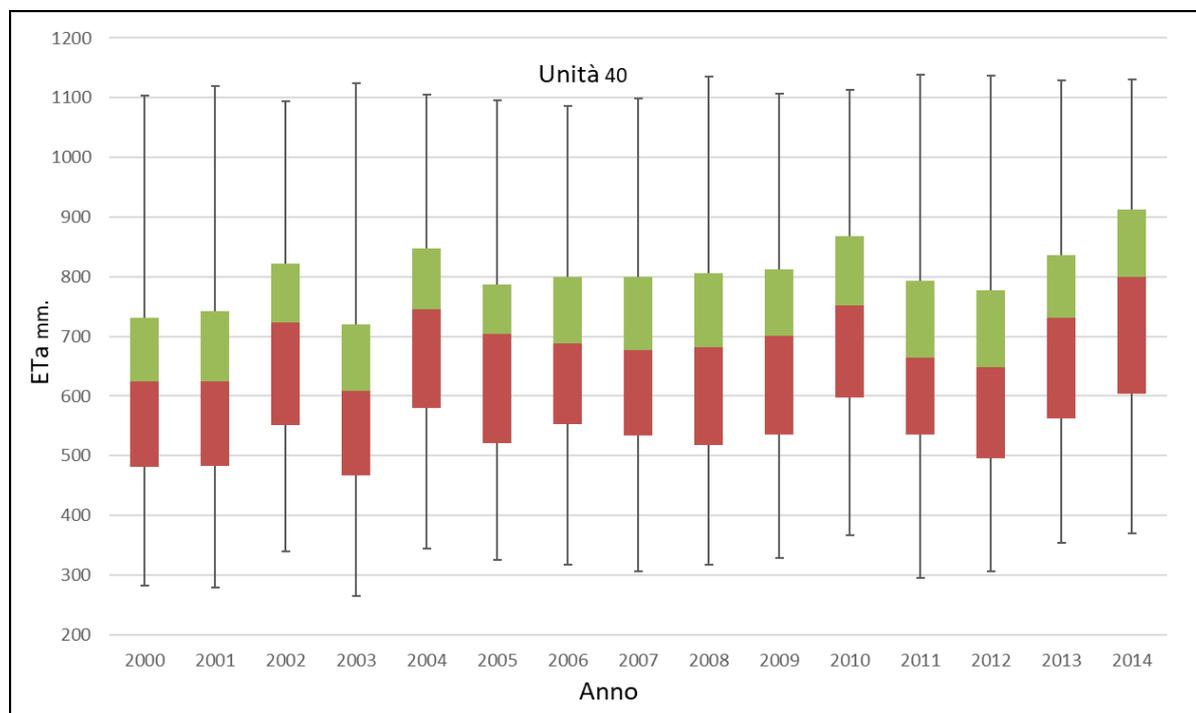


Fig. 6.1/4 – Box Plot dei dell' ET_a per gli anni dal 2000 al 2014 per l'Unità 40 (Bulgheria).

Per una valutazione dei differenti quantitativi medi di ET_a per le singole unità bisogna capire quali sono i fattori che la determinano e che caratterizzano un'unità piuttosto che l'altra. Trai i diversi parametri che influenzano i valori di evapotraspirazione, la temperatura dell'aria è un parametro tra i più importanti. Lo studio della distribuzione della temperatura, nel settore in esame, è resa difficoltosa sia per la non omogenea distribuzione delle stazioni termometriche, che coprono tutto il settore interessato, ma anche per la mancanza di stazioni di rilevamento poste a quote elevate. Per ovviare a questa problematica si è investigata la possibilità di trovare una relazione lineare tra i valori di temperatura dell'aria e le quote altimetriche. Dall'analisi di regressione effettuata si evince che esiste un'elevata correlazione tra i due parametri come mostra il valore elevato di R^2 (0.87) con $p < 0.05$ (Fig. 6.1/5).

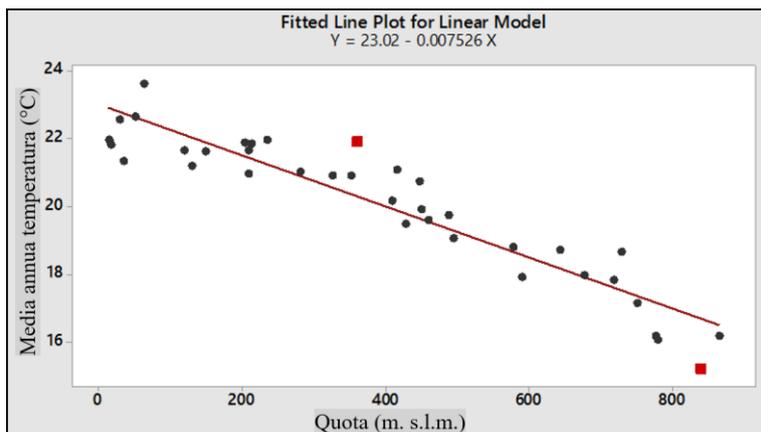


Fig. 6.1/5 - Regressione per la media delle temperature dell'aria per gli anni 2000-20014 e quote ($R^2 = 0.87$, $p < 0.05$).

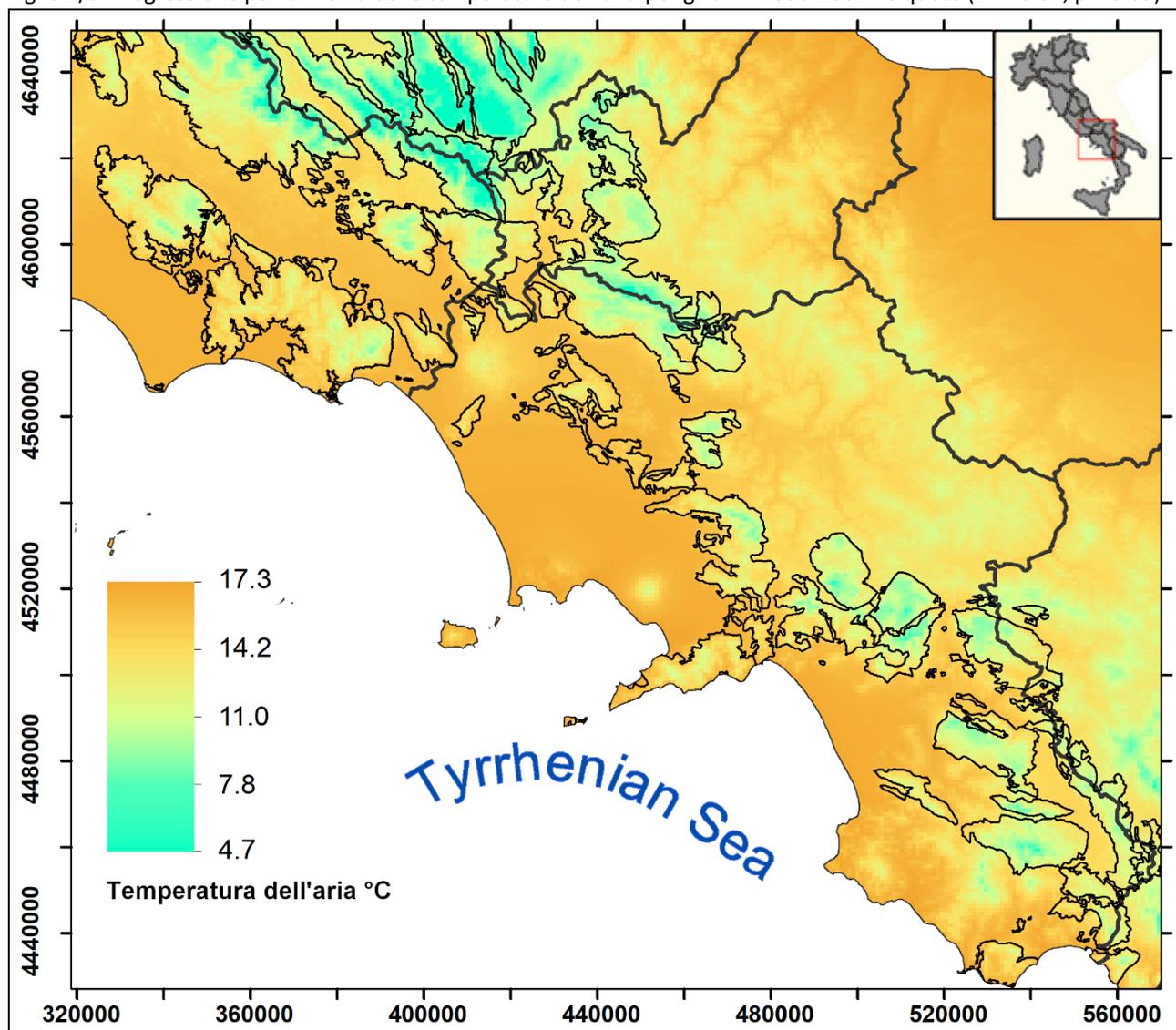


Fig. 6.1/6 - Mappa della distribuzione delle medie pluriannuali della temperatura dell'aria (°C).

In figura 6.1/6 è mostrato il modello distribuito delle medie pluriannuali della temperatura dell'aria. Analogamente alla temperatura dell'aria, si è cercato di trovare una relazione lineare tra i quantitativi di pioggia e le quote. Da una preliminare analisi risulta evidente che questa relazione è

debole presentando un R^2 basso e uguale a 0.374 (Fig. 6.1/7). Analizzando i valori che presentano bassi quantitativi di pioggia si è notato come questi corrispondano prevalentemente a stazioni pluviometriche poste ad est rispetto all'area di studio. Questa particolare distribuzione è dovuta all'effetto barriera causato dalla Catena appenninica sulle masse d'aria umida proveniente da ovest. Il risultato di questo effetto barriera è costituito da una maggiore piovosità sulle zone appenniniche ed una ridotta piovosità nel settore posto ad est della catena montuosa. In considerazione di ciò si è rielaborata la regressione lineare considerando solo le stazioni presenti nell'aria di studio ed eliminando quelle stazioni poste ad est dell'area di studio. In questo modo si evidenzia una buona correlazione tra piogge e quota con valori di R^2 uguale a 0.712 e $p < 0.05$ (Fig. 6.1/8).

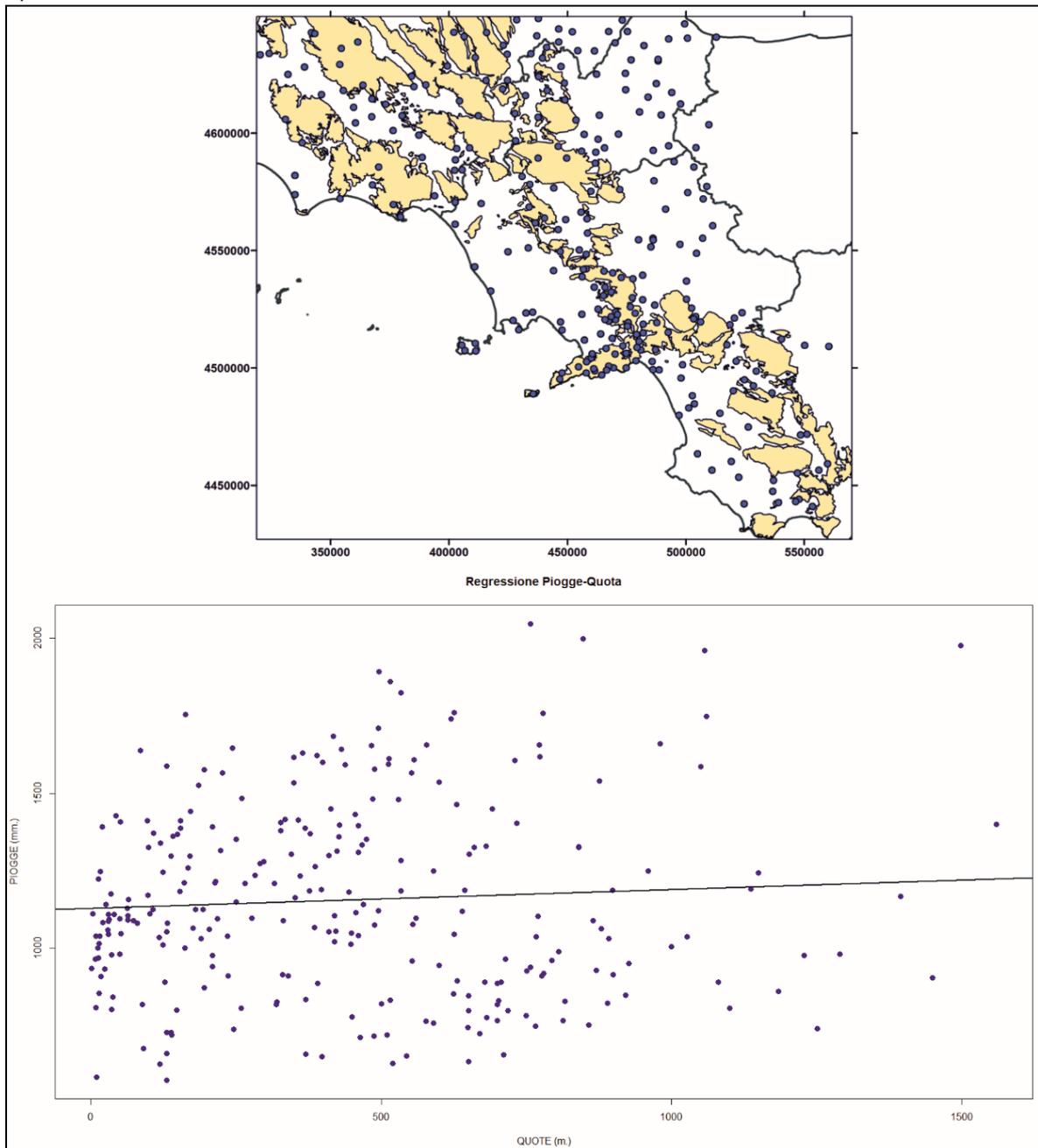


Fig. 6.1/7 - Regressione lineare per la media delle piogge per gli anni 2000-20014 e quote ($R^2 = 0.29$, $p = 0.29$) considerando tutte le stazioni pluviometriche.

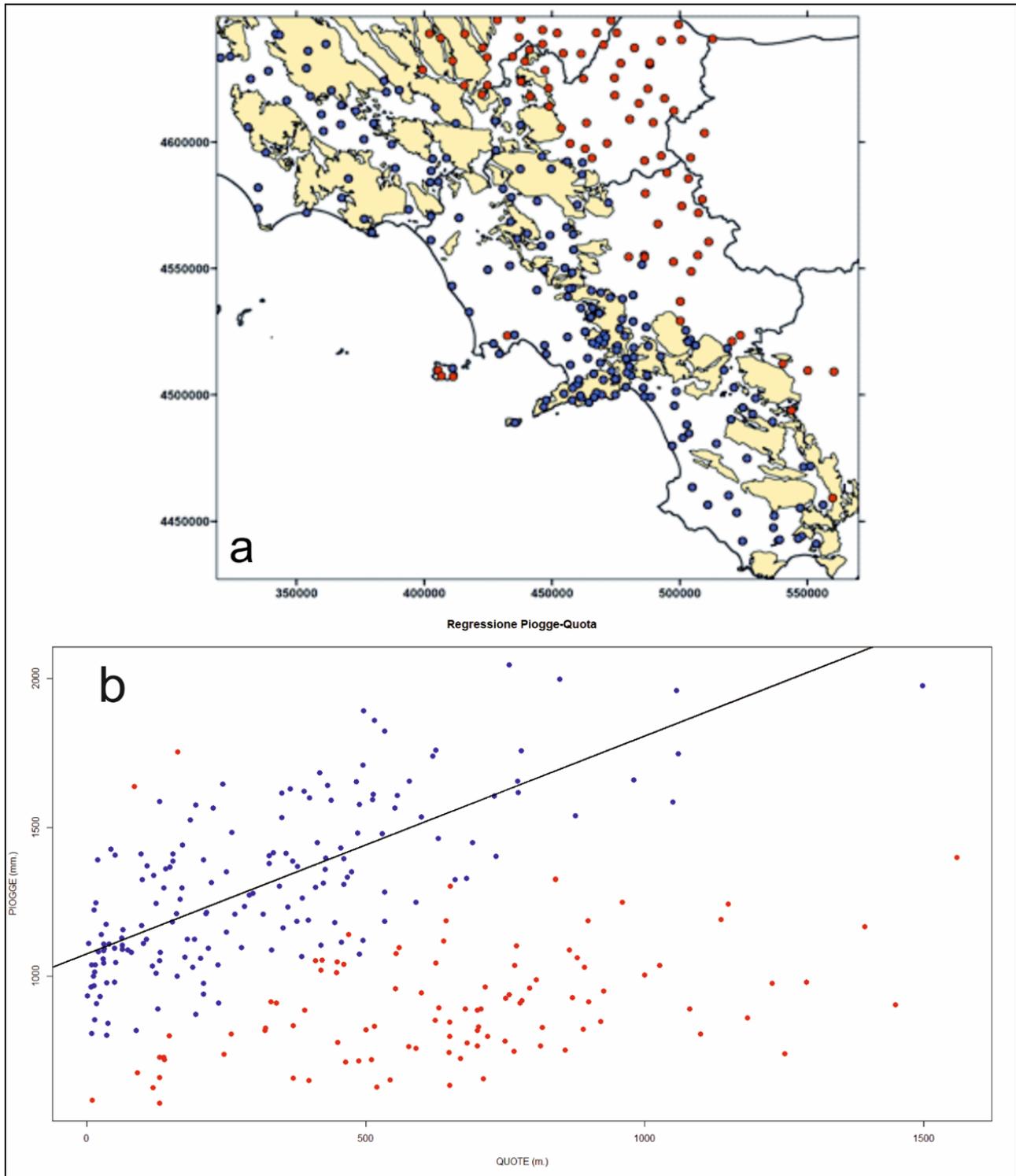


Fig. 6.1/8 - Regressione lineare per la media delle piogge per gli anni 2000-2014 e quote ($R^2 = 0.5$, $p < 0.01$), **a**) mappa con in rosso le stazioni pluviometriche non considerate nell'analisi, **b**) regressione con evidenziati in rosso le stazioni pluviometriche non considerate nell'analisi di regressione.

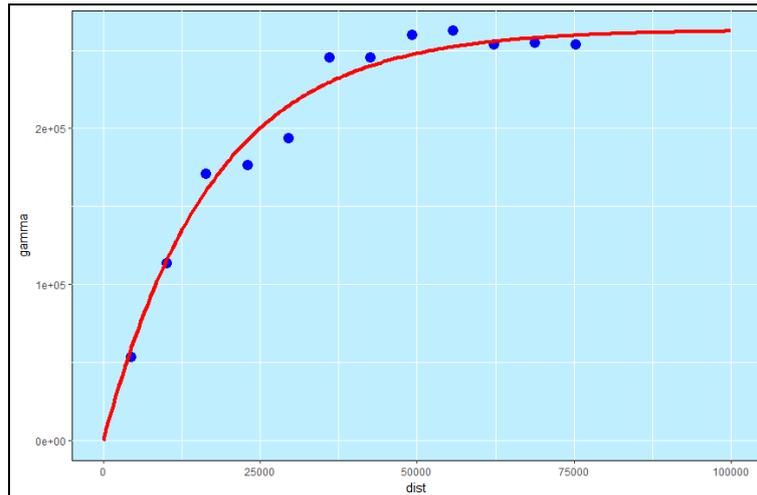


Fig. 6.1/9 - Modello di Variogramma dei residui dei valori delle piogge per l'anno 2010. Modello: Esponenziale, Range = 52438, Sill: 263187.

Una volta definito il modello lineare si è utilizzato il *regression kriging* per la costruzione di un modello distribuito delle piogge. Per ogni anno sono stati calcolati i modelli dei variogrammi sperimentali dei residui della regressione; in Fig. 6.1/9 è riportato il modello di variogramma per l'anno 2010. Successivamente, utilizzando questa informazione e per ogni anno, sono state calcolate le mappe di distribuzione delle piogge. Con a disposizione questo modello è stata calcolata una mappa della distribuzione media pluriennale delle precipitazioni (Fig. 6.1/10).

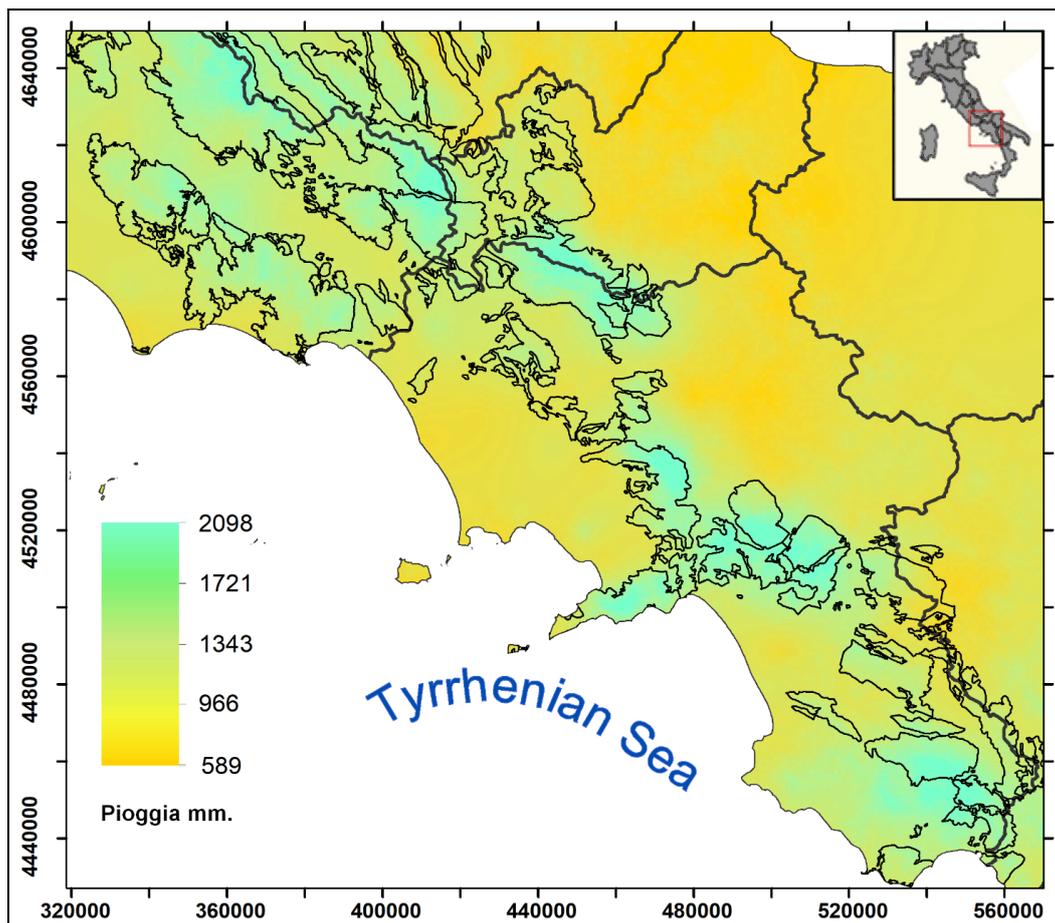


Fig. 6.1/10 - Mappa della distribuzione delle medie pluriannuali dei quantitativi di pioggia (mm.).

Un ulteriore parametro utile per comprendere le dinamiche dell'evapotraspirazione è l'NDVI. Per la costruzione delle mappe dell'NDVI dai dati mensili sono state ricavate le distribuzioni dell'indice a scala annuale. Successivamente, da quest'ultimi si è costruito il raster con i valori medi pluriennali per il periodo 2000-2014 (Fig. 6.1/11). Per ogni unità sono state calcolate le medie dell'NDVI.

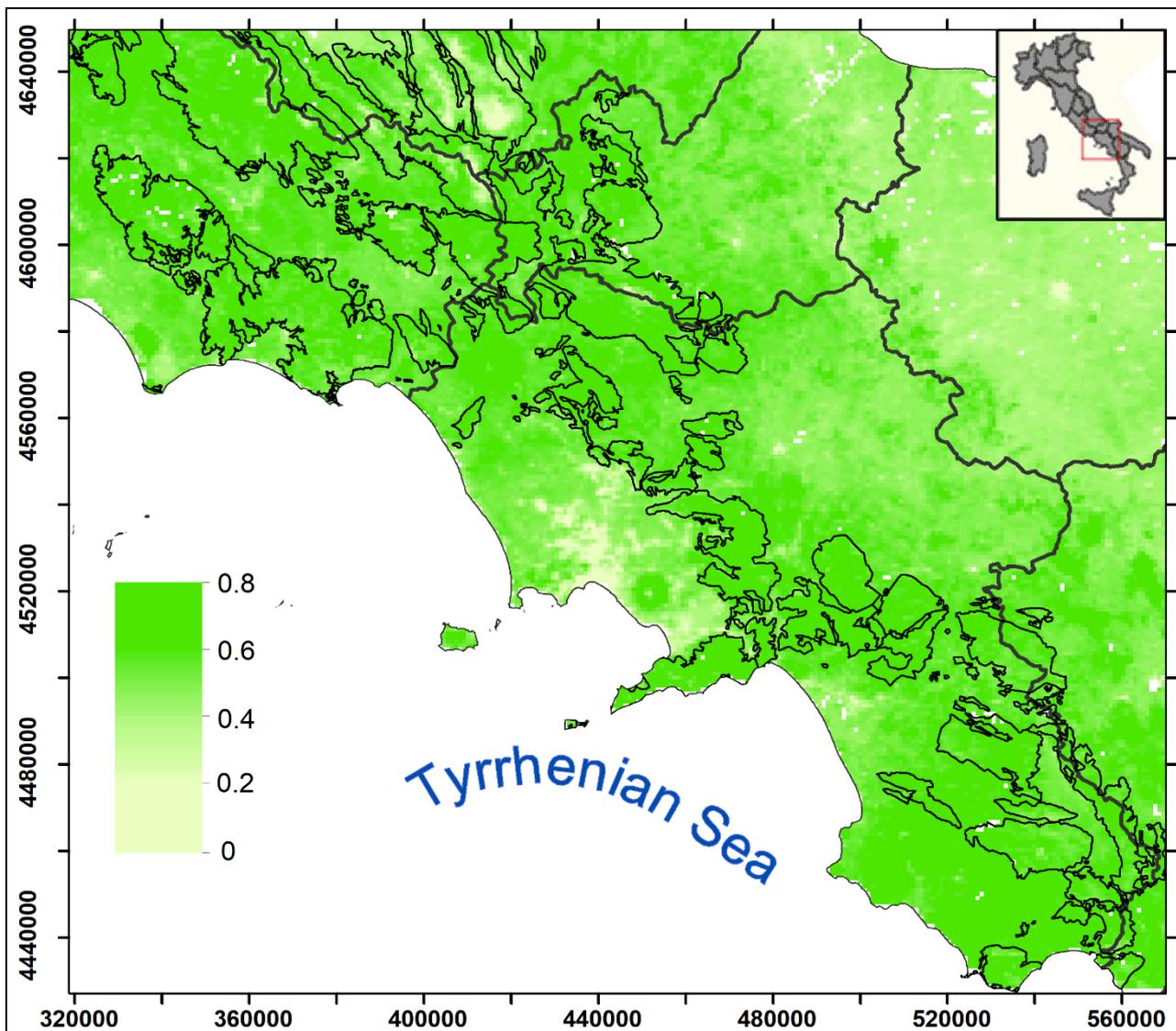


Fig. 6.1/11 - Mappa dei valori medi pluriennali dell'NDVI.

Un altro parametro di interesse che influenza l'evapotraspirazione e che è strettamente collegato al NDVI è quello connesso alle aree di copertura vegetazionale. Partendo dai dati del CORINE 2006, livello 2 si sono estratte le aree caratterizzate dal codice 3.1 corrispondenti alle zone boscate. Queste aree, suddivise per unità, sono visualizzate in figura 6.1/12.

Inoltre, per ciascuna unità sono state individuate le litologie prevalenti andando ad investigare quale potrebbe essere l'influenza della percentuale, sull'area totale, della presenza dei calcari rispetto alle altre due litologie presenti in maniera minore (dolomie e calcari marnosi). La Fig. 6.1/13 mostra la copertura areale di tali litologie.

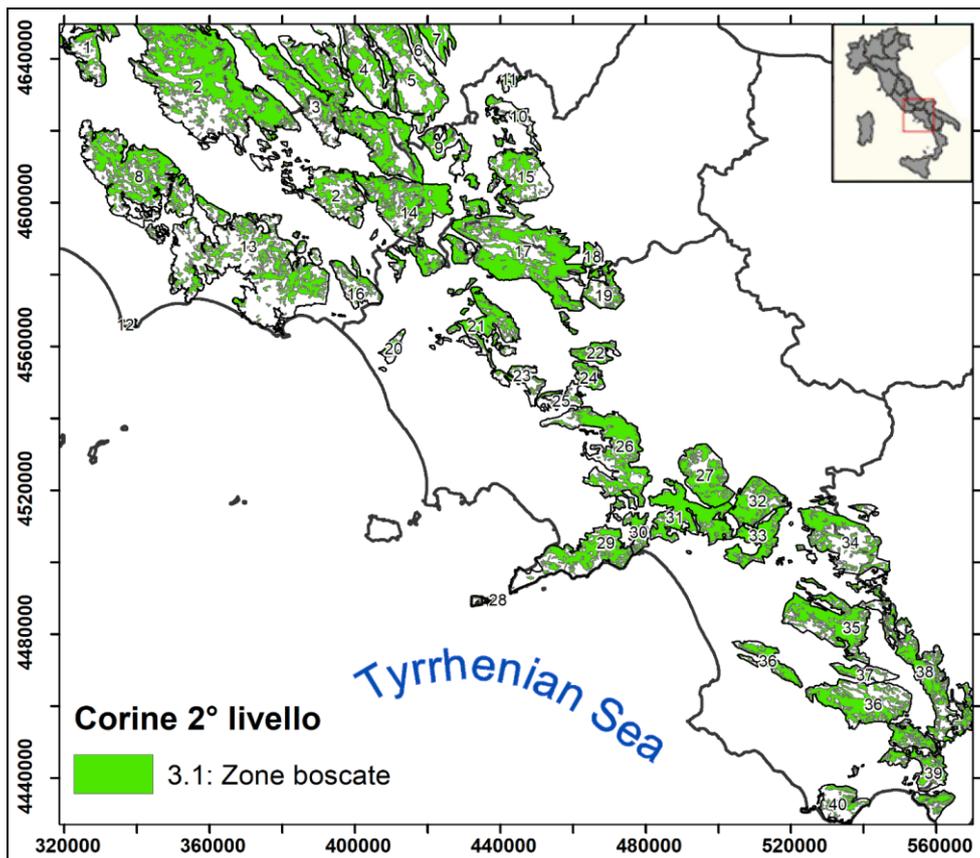


Fig. 6.1/12 - Mappa dell'uso del suolo dove sono evidenziate le aree che corrispondono al codice 3.1 del Corine 2° livello).

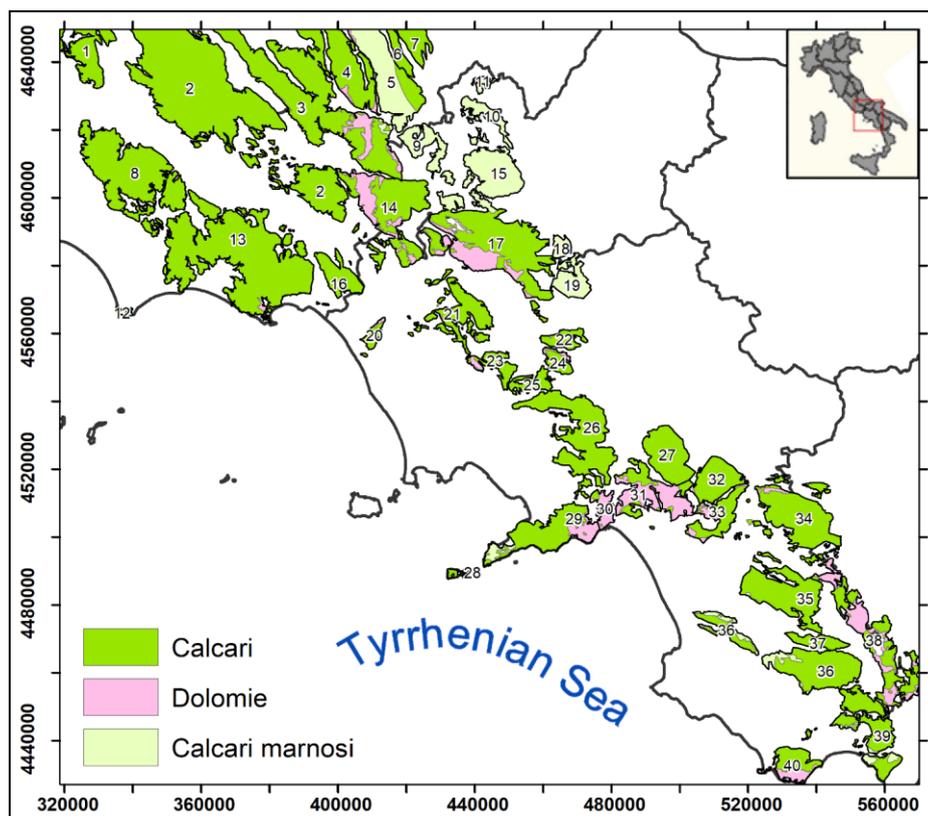


Fig. 6.1/13 - Mappa delle coperture litologiche suddivise per unità.

Per evidenziare eventuali correlazioni tra i parametri sono state calcolate le correlazioni lineari prodotto-momento di Pearson. Le relazioni tra le variabili, mostrate nella matrice di correlazione in Fig. 6.1/14, mostrano che, oltre alla già indagata relazione lineare tra temperatura dell'aria e quote, altri parametri presentano buone correlazioni. Una correlazione importante è quella tra l'ET_a misurata dal MODIS e l'NDVI, mentre una buona correlazione si ha tra l'ET_a e la temperatura dell'aria, la quota, la percentuale di foreste e la distanza dalla costa. Le elevate correlazioni tra la distanza media dalla costa con le quote e con la temperatura dell'aria è dovuta alla presenza dei massicci carbonatici che presentano quote più elevate nelle aree interne del settore in esame. Da evidenziare ancora le buone correlazioni tra l'NDVI e i parametri come temperatura dell'aria, NDVI, quota e distanza costa.



Fig. 6.1/14 - Matrice di correlazione per i parametri ET_a MODIS, Temperatura, Pioggia, NDVI, Quota, percentuale foreste, distanza dalla Costa e percentuale Calcarei.

Oltre alle correlazioni singole si è cercato di capire qual è il set di parametri che maggiormente è legato all'evapotraspirazione. Per tale scopo è stata condotta un'analisi di regressione lineare di tipo *stepwise, backward elimination* (Fig. 6.1/15). Questo tipo di analisi ha mostrato come i parametri che più influenzano l'ET_a sono la temperatura dell'aria, l'NDVI, la percentuale di foreste e le coperture calcaree. Oltre alle relazioni ovvie tra i primi tre parametri quella con la percentuale di calcari potrebbe essere dovuta all'elevato carsismo di queste aree che permette un più veloce trasferimento delle acque di pioggia verso la falda idrica sotterranea, a discapito dell'immagazzinamento nei suoli. Inoltre è da evidenziare come la pioggia in questo procedimento venga eliminata già al secondo step mettendo in risalto la minore influenza di questo parametro sui valori dell'ET_a.

Call:

lm(formula = medie\$E.Medie.Pluriannuali ~ medie\$T.Medie.Pluriannuali +
 medie\$P.Medie.Pluriannuali + medie\$NDVI_media + medie\$Dem_media +
 medie\$Percentuale_Foreste.31. + medie\$Distanza.Media.Costa.m. +
 medie\$Limestone.area....)

Residuals:

Min	1Q	Median	3Q	Max
-58.463	-19.501	1.639	26.679	49.254

Coefficients:

	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	-2.322e+02	4.749e+02	-0.489	0.6282
medie\$T.Medie.Pluriannuali	3.124e+01	2.655e+01	1.177	0.2481
medie\$P.Medie.Pluriannuali	-1.098e-02	3.796e-02	-0.289	0.7743
medie\$NDVI_media	5.968e-02	2.293e-02	2.603	0.0139 *
medie\$Dem_media	1.342e-01	1.398e-01	0.960	0.3442
medie\$Percentuale_Foreste.31.	1.724e+00	7.419e-01	2.324	0.0266 *
medie\$Distanza.Media.Costa.m.	-2.907e-04	5.206e-04	-0.558	0.5805
medie\$Limestone.area....	-4.075e-01	1.631e-01	-2.499	0.0178 *

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 34.01 on 32 degrees of freedom

Multiple R-squared: 0.774, Adjusted R-squared: 0.7246

F-statistic: 15.66 on 7 and 32 DF, p-value: 1.013e-08

Call:

lm(formula = medie\$E.Medie.Pluriannuali ~ medie\$T.Medie.Pluriannuali +
 medie\$NDVI_media + medie\$Dem_media + medie\$Percentuale_Foreste.31. +
 medie\$Distanza.Media.Costa.m. + medie\$Limestone.area....)

Residuals:

Min	1Q	Median	3Q	Max
-58.132	-19.531	1.468	25.336	48.096

Coefficients:

	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	-2.415e+02	4.672e+02	-0.517	0.6087
medie\$T.Medie.Pluriannuali	3.165e+01	2.614e+01	1.211	0.2347
medie\$NDVI_media	5.845e-02	2.222e-02	2.631	0.0129 *
medie\$Dem_media	1.332e-01	1.378e-01	0.967	0.3407
medie\$Percentuale_Foreste.31.	1.665e+00	7.034e-01	2.368	0.0239 *
medie\$Distanza.Media.Costa.m.	-2.428e-04	4.867e-04	-0.499	0.6211
medie\$Limestone.area....	-4.127e-01	1.598e-01	-2.583	0.0144 *

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 33.54 on 33 degrees of freedom
 Multiple R-squared: 0.7735, Adjusted R-squared: 0.7323
 F-statistic: 18.78 on 6 and 33 DF, p-value: 2.295e-09

Call:

lm(formula = medie\$E.Medie.Pluriannuali ~ medie\$T.Medie.Pluriannuali +
 medie\$NDVI_media + medie\$Dem_media + medie\$Percentuale_Foreste.31. +
 medie\$Limestone.area....)

Residuals:

Min	1Q	Median	3Q	Max
-59.566	-19.121	0.292	25.006	48.867

Coefficients:

	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	-354.77606	403.77982	-0.879	0.3858
medie\$T.Medie.Pluriannuali	38.39514	22.12722	1.735	0.0918 .
medie\$NDVI_media	0.05768	0.02192	2.632	0.0127 *
medie\$Dem_media	0.15640	0.12826	1.219	0.2311
medie\$Percentuale_Foreste.31.	1.76798	0.66517	2.658	0.0119 *
medie\$Limestone.area....	-0.39432	0.15374	-2.565	0.0149 *

 Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 33.16 on 34 degrees of freedom
 Multiple R-squared: 0.7717, Adjusted R-squared: 0.7382
 F-statistic: 22.99 on 5 and 34 DF, p-value: 5.05e-10

Call:

lm(formula = medie\$E.Medie.Pluriannuali ~ medie\$T.Medie.Pluriannuali +
 medie\$NDVI_media + medie\$Percentuale_Foreste.31. + medie\$Limestone.area....)

Residuals:

Min	1Q	Median	3Q	Max
-64.480	-21.530	6.013	25.237	62.418

Coefficients:

	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	129.83203	71.88738	1.806	0.07952 .
medie\$T.Medie.Pluriannuali	12.17106	5.24286	2.321	0.02621 *
medie\$NDVI_media	0.05114	0.02140	2.390	0.02239 *
medie\$Percentuale_Foreste.31.	1.87559	0.66386	2.825	0.00775 **
medie\$Limestone.area....	-0.38229	0.15449	-2.475	0.01833 *

 Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 33.39 on 35 degrees of freedom
 Multiple R-squared: 0.7618, Adjusted R-squared: 0.7345
 F-statistic: 27.98 on 4 and 35 DF, p-value: 1.795e-10

Fig. 6.1/15 - Analisi di regressione lineare, di tipo *stepwise backward elimination*, tra ET_a e i parametri come precipitazioni, temperature, quota, NDVI, percentuale foreste, percentuale calcari e distanza media dalla costa. L'analisi è stata effettuata utilizzando R come linguaggio e ambiente di sviluppo (R Core Team, 2017).

Avendo calcolato, per tutte le unità, tutti i valori dei parametri essi sono stati utilizzati per effettuare un'analisi cluster gerarchica, in modo tale da evidenziare le unità caratterizzate da proprietà simili tra di loro. Si è scelto di individuare i gruppi corrispondenti ad un livello di aggregazione uguale a 6 (Fig. 6.1/16).

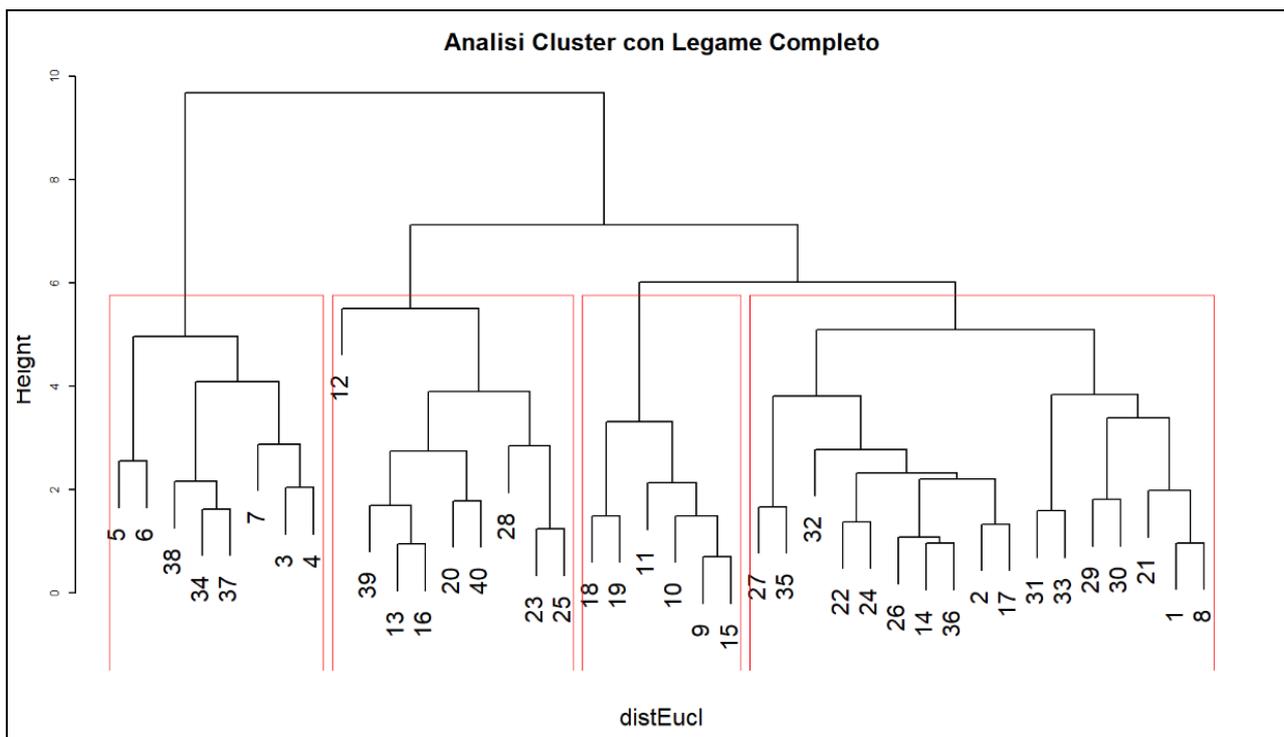


Fig. 6.1/16 - Dendrogramma relativo all'analisi cluster gerarchica con evidenziati i gruppi ad un'altezza uguale a 6.

In Fig. 6.1/17 sono evidenziati, con diversi colori, i gruppi corrispondenti all'analisi cluster. Dalla mappa risulta evidente come i gruppi così formati si dispongono parallelamente alla linea di costa mettendo in risalto come la localizzazione geografica sia un fattore importante che influenza la distribuzione dei valori dei parametri considerati nell'analisi cluster. Naturalmente questa particolarità è dovuta alla localizzazione della catena appenninica che, oltre a presentare le quote maggiori verso l'interno, condiziona il clima dell'area in esame.

Dopo aver indagato le relazioni tra l' ET_a , derivante dal MODIS e gli altri parametri, si sono comparati i valori di ET_a MODIS con quelli calcolati con il metodo di Turc, di Coutagne e di Thornthwaite. Per tale scopo, utilizzando le formule appropriate per ogni metodo, si sono calcolate le mappe della distribuzione dei valori medi pluriennali dell'evapotraspirazione (Fig. 6.1/18).

I valori medi per ogni unità sono stati rappresentati in Fig. 6.1/19, dove, per ogni unità, affianco al valore di ET_a derivante dal MODIS vengono raffigurati, con colori diversi, i valori dell'evapotraspirazione calcolati con gli altri tre metodi summenzionati.

A scala regionale, l' ET_a annuale media è di circa $670 \text{ mm} \cdot \text{anno}^{-1}$ per i valori stimati attraverso i dati MODIS e circa 599, 539 e $695 \text{ mm} \cdot \text{anno}^{-1}$, per le stime ottenute con le formule di Turc, Coutagne e per l' ET_o stimata con la formula di Thornthwaite.

Per un confronto tra i diversi metodi sono state calcolate le differenze tra i valori di evapotraspirazione provenienti dai dati MODIS e quelli calcolati con gli altri tre metodi. Dalla figura 6.21 è evidente come il metodo di Thornthwaite fornisce valori che, per la maggior parte delle unità, sono maggiori di quelli stimati mediante il telerilevamento MODIS, anche se, in generale, le differenze sono minime rispetto a questi ultimi.

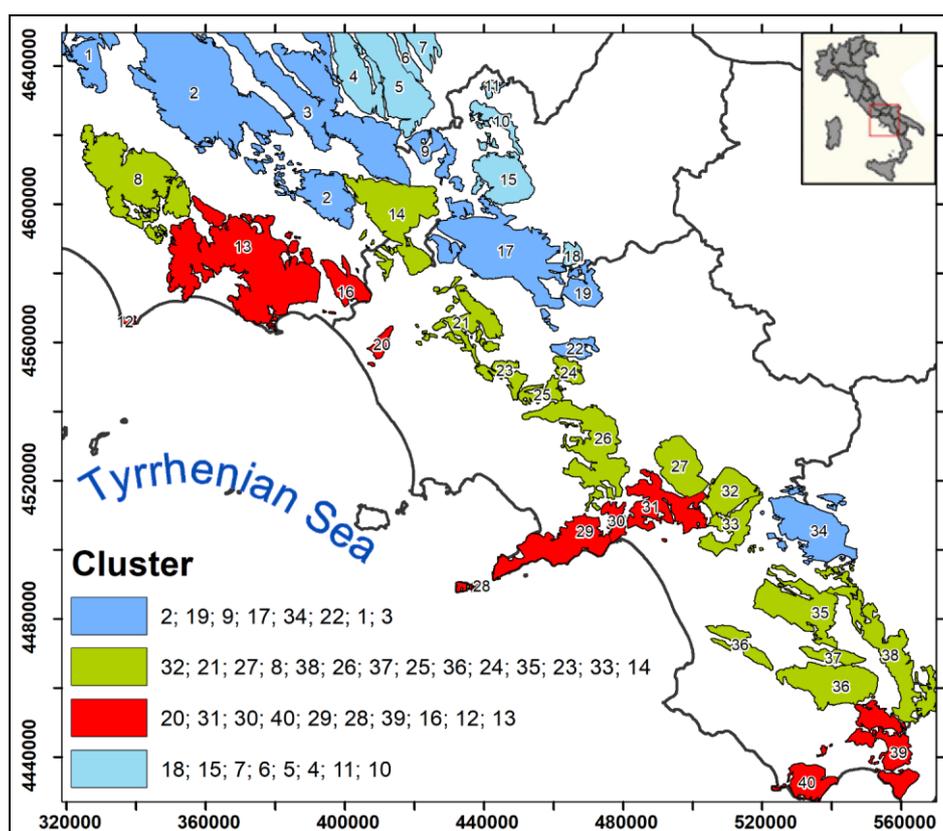


Fig. 6.1/17 - Gruppi di unità risultanti dalla Cluster Analysis.

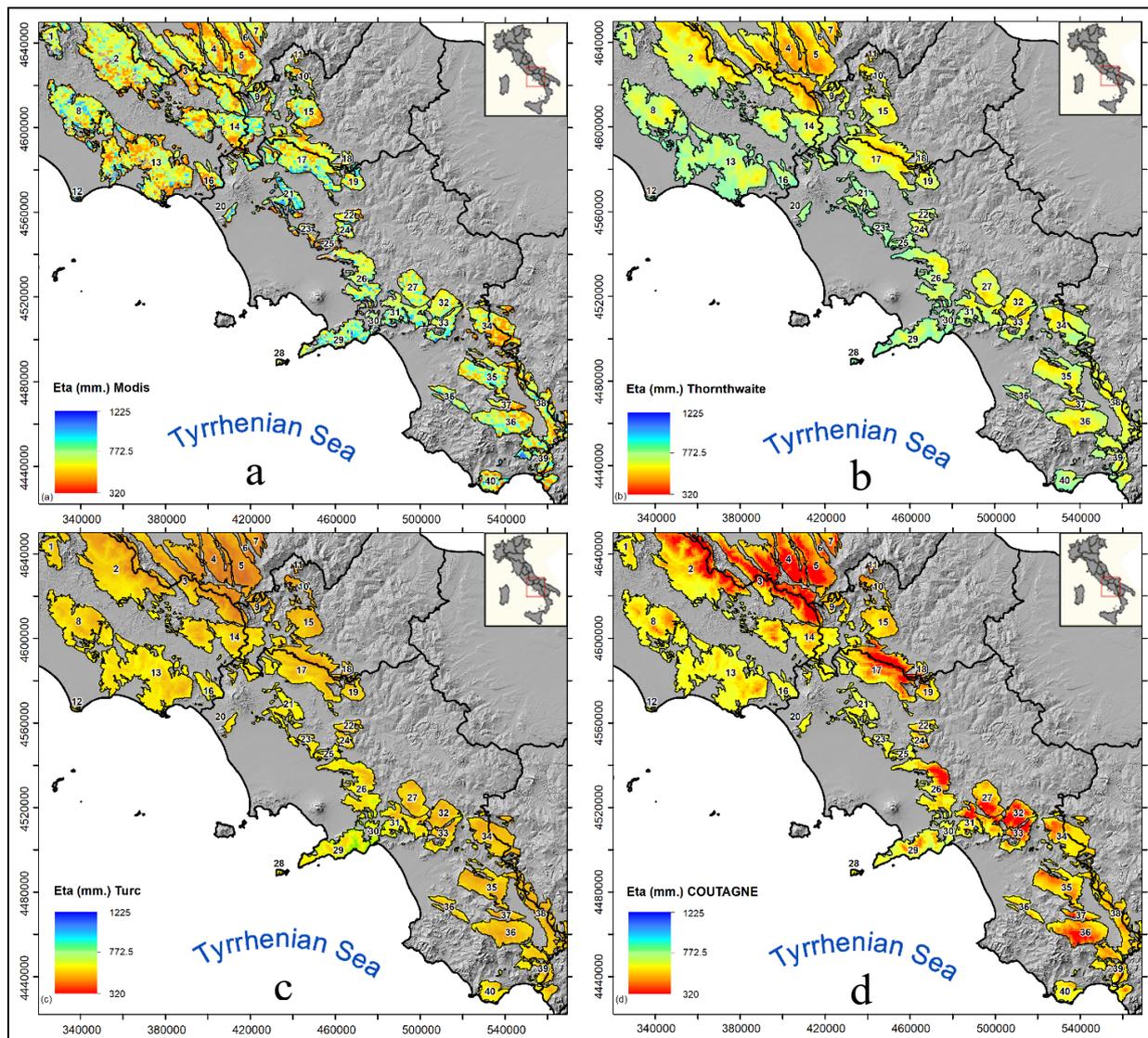


Fig. 6.1/18 - Mappe della distribuzione dei valori medi pluriennali dell'evapotraspirazione per i metodi MODIS (a), Thornthwaite (b), Turc (c) e Coutagne (d).

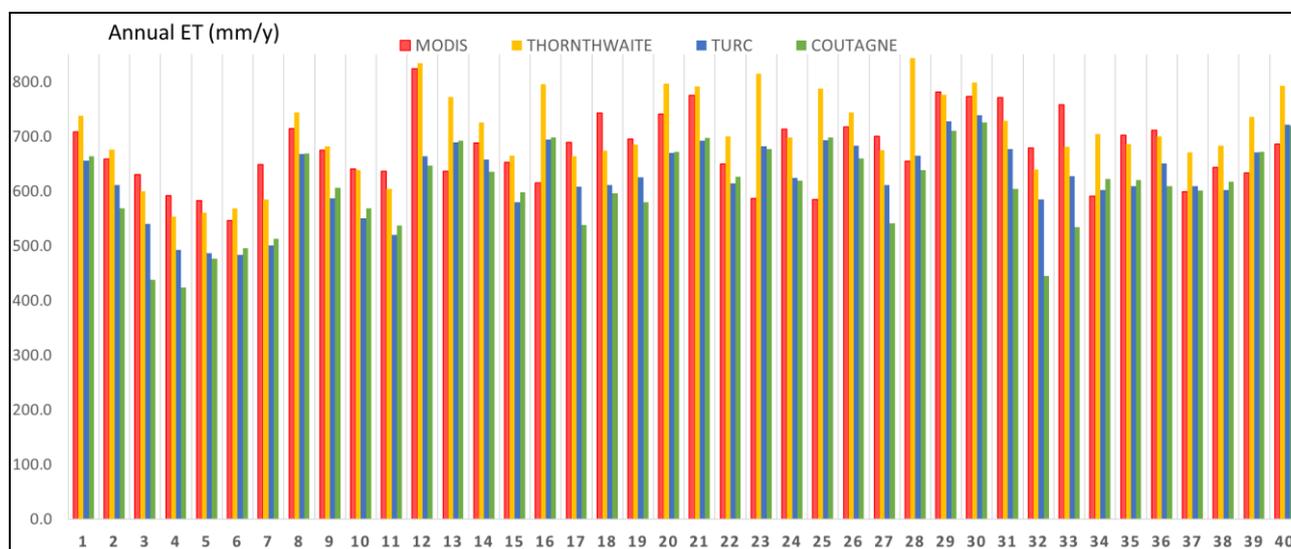


Fig. 6.1/19 - Valori medi pluriennali dell'evapotraspirazione, per ciascuna unità idrogeologica carbonatica, per MODIS, Thornthwaite, Turc e Coutagne.

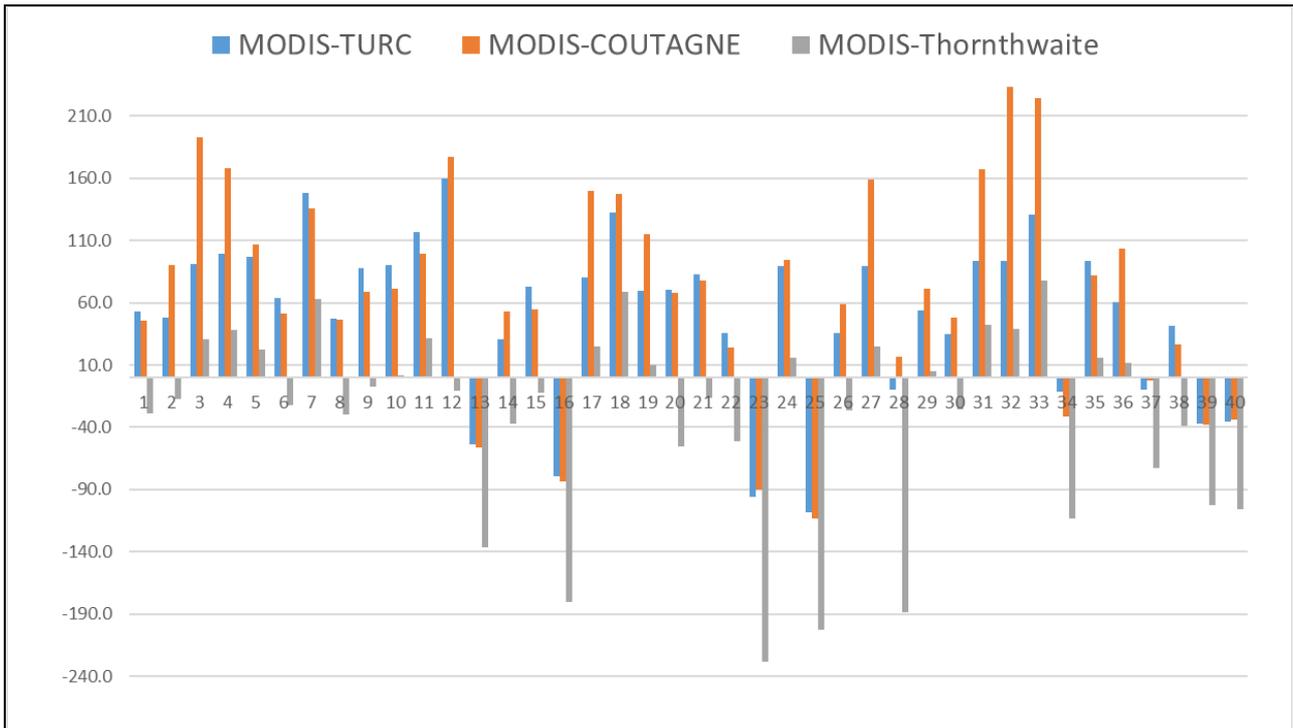


Fig. 6.1/20 - Differenze tra i valori medi pluriennali di evapotraspirazione (mm), per ciascuna unità idrogeologica carbonatica, derivati dal MODIS con quelli calcolati con i metodi di Turc, Coutagne e Thornthwaite.

Per descrivere meglio queste differenze si sono costruiti dei grafici in cui compaiono le distribuzioni, in percentuale, degli scarti, tra i valori di ET_a MODIS e quelli calcolati con gli altri metodi, determinati per tutti i pixel dell'area considerata (Fig. 6.1/21). Da questi grafici risulta che le differenze tra MODIS e Thornthwaite si concentrano intorno allo zero, mentre quelle che riguardano MODIS-Turc e MODIS-Coutagne sono superiori a zero e con valori maggiori per quanto riguardano le differenze MODIS-Coutagne. In definitiva i valori di evapotraspirazione provenienti dai dati MODIS presentano valori che più si avvicinano a quelli calcolati con il metodo di Thornthwaite (media delle differenze uguale a -19 mm.) mentre essi sono maggiori rispetto a quelli calcolati con i metodi di Turc e Coutagne (rispettivamente medie delle differenze di 75 mm. e 137 mm.).

Con a disposizione i valori di evapotraspirazione, di precipitazione, e con l'ausilio del coefficiente AGRC sono stati calcolati i valori di ricarica delle acque sotterranee per ogni unità. In Fig. 6.1/22 sono riassunti i valori medi pluriennali di ricarica, per ogni unità e per i quattro metodi di calcolo dell'evapotraspirazione.

Inoltre sono state calcolate delle mappe in cui vengono rappresentati i valori di ricarica media pluriennali per ogni unità (Fig. 6.1/23).

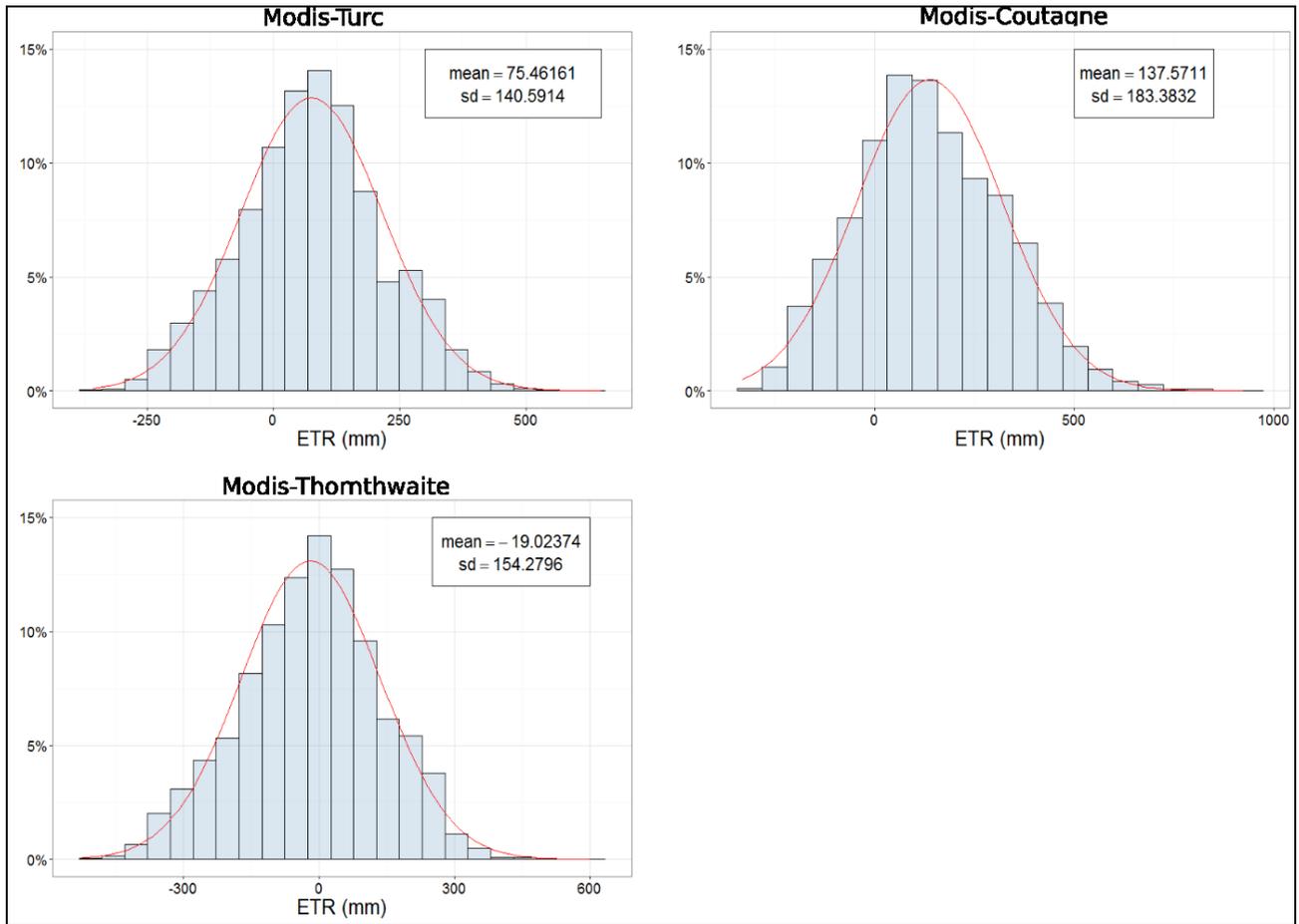


Fig. 6.1/21 - Frequenza dei valori delle differenze tra l'evapotraspirazione stimata mediante il MODIS verso, Turc, Coutagne e Thornthwaite (calcolati pixel per pixel). Vengono riportati i valori di media e deviazione standard, oltre che la funzione di probabilità.

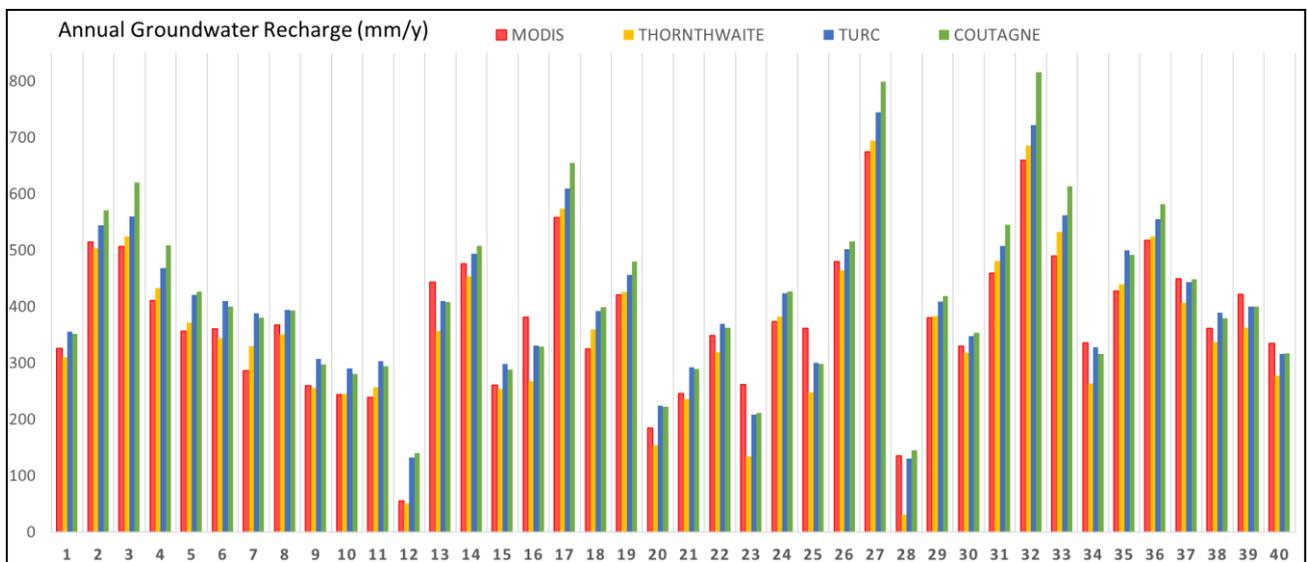


Fig. 6.1/22 - Valori medi pluriannuali della ricarica, per ogni unità, utilizzando i valori di evapotraspirazione calcolati con i metodi di MODIS, Thornthwaite, Turc e Coutagne.

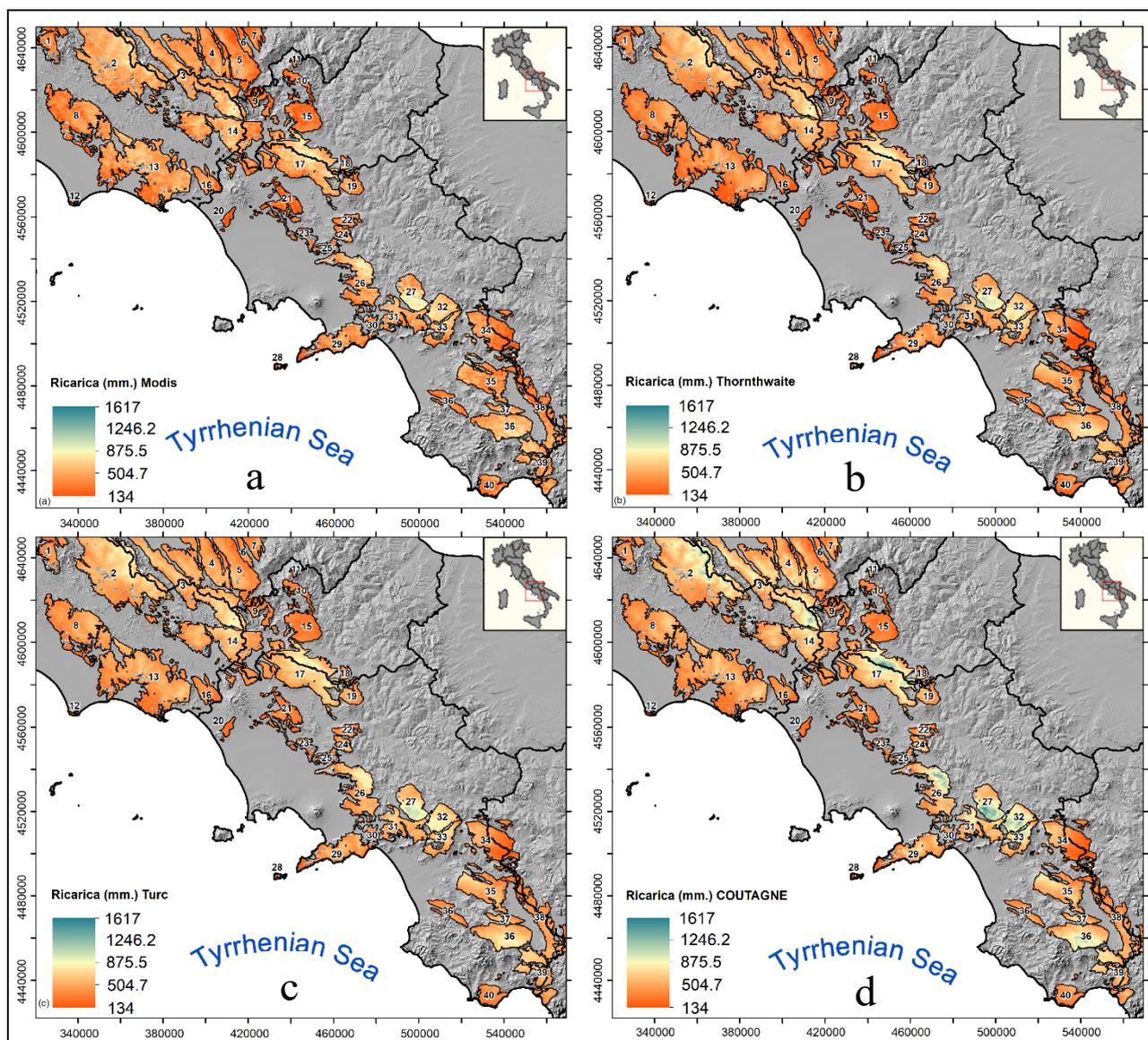


Fig. 6.1/23 - Mappe della distribuzione dei valori medi pluriennali della ricarica, utilizzando i valori di evapotraspirazione calcolati con i metodi di MODIS (a), Thornthwaite (b), Turc (c) e Coutagne (d).

La ricarica annuale media delle acque sotterranee per gli acquiferi carbonatici, calcolata considerando i valori dell'ET_a MODIS è stata stimata in circa $448 \text{ mm} \cdot \text{anno}^{-1}$, corrispondente ad un volume medio-annuo di $3834 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Invece, dalla formula di Turc, Coutagne e Thornthwaite la media annuale dell'evapotraspirazione è stata stimata pari a 494, 533 e $437 \text{ mm} \cdot \text{anno}^{-1}$ (corrispondente ad un volume medio-annuo rispettivamente di $4228 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, $4561 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ e $3740 \cdot 10^6 \text{ m}^3$).

I valori di ricarica, calcolati utilizzando come valore di evapotraspirazione MODIS, sono stati confrontati con quelli provenienti dagli altri metodi di calcolo dell'evapotraspirazione. Come per l'evapotraspirazione, anche per la ricarica sono stati costruiti dei grafici in cui, per ciascuna unità, sono state riassunte queste differenze (Fig. 6.1/24).

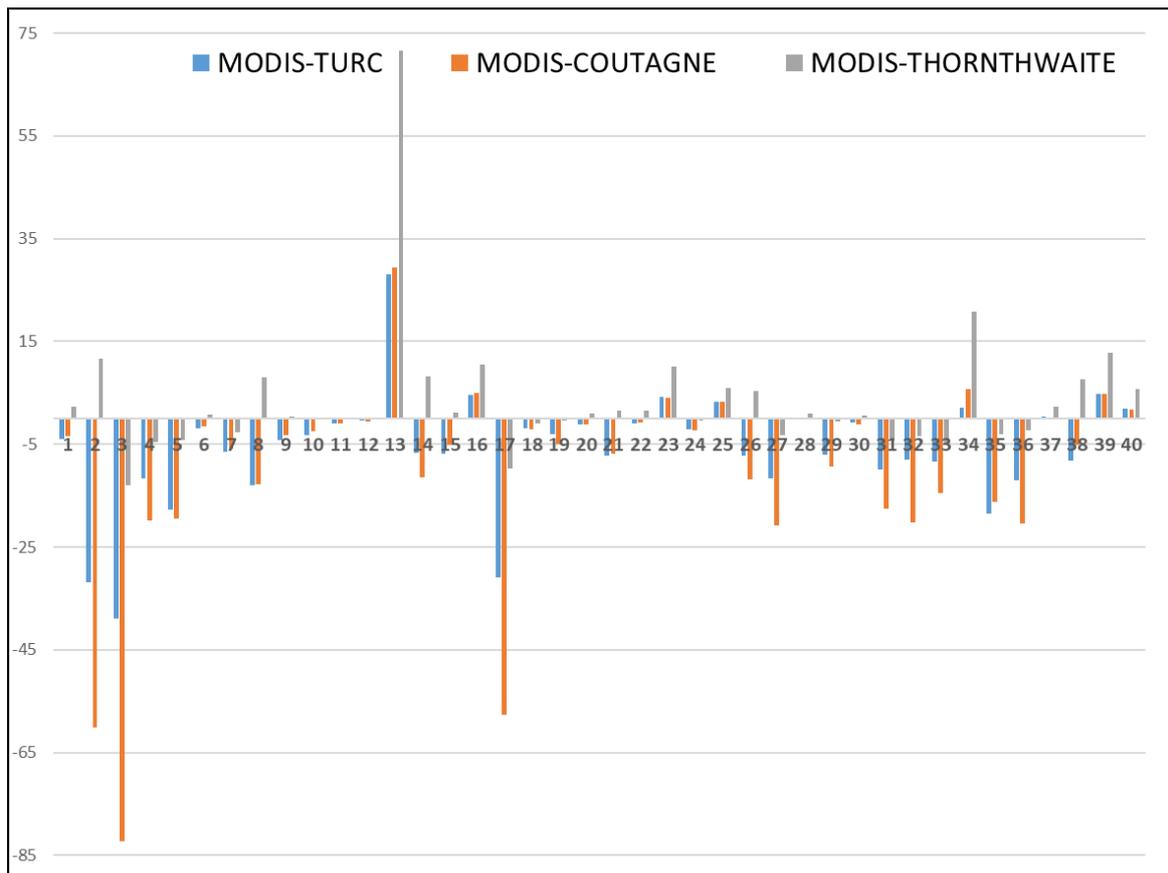


Fig. 6.1/24 - Differenze dei valori di ricarica (mm) calcolati utilizzando i valori di evapotraspirazione provenienti dai diversi metodi.

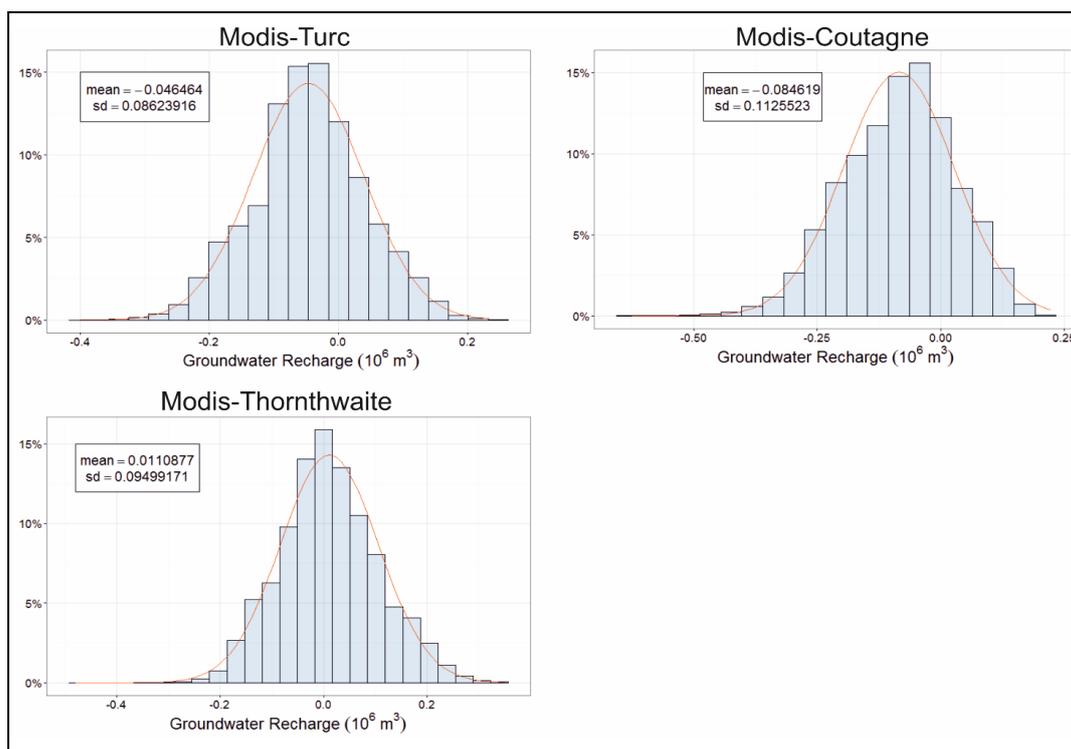


Fig. 6.1/25 - Distribuzione (in percentuale) dei valori delle differenze di ricarica tra quelli calcolati considerando l'evapotraspirazione con MODIS verso, quelli calcolati con i metodi di Turc, Coutagne e Thornthwaite (calcolati pixel per pixel). Vengono riportati i valori di media e deviazione standard, oltre che la funzione di probabilità.

Per caratterizzare queste differenze sono stati costruiti dei grafici in cui compaiono le distribuzioni, in percentuale, delle differenze, per i valori di ricarica calcolati attraverso l'adozione dei valori di evapotraspirazione determinati con i differenti metodi, per tutti i pixel dell'area considerata (Fig. 6.1/25). Da questi grafici risulta che le differenze tra MODIS e Thornthwaite si concentrano intorno allo zero, mentre quelle che riguardano MODIS-Turc e MODIS-Coutagne sono minori di zero e con valori minori per quanto riguarda le differenze MODIS-Coutagne. In definitiva, i valori di ricarica determinati mediante la stima dell'evapotraspirazione dai dati MODIS presentano valori maggiormente simili ai valori di ricarica determinati mediante l'uso dell'evapotraspirazione calcolata mediante la formula di Thornthwaite (ET_0) (media delle differenze uguale a $0.011 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) mentre essi sono minori rispetto a quelli che utilizzano i valori di ET_a derivanti dai metodi di Turc e Coutagne (rispettivamente medie di $-0.046 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ e $-0.084 \cdot 10^6 \text{ m}^3$).

6.2 Modellazione delle portate sorgive a scala di bacino mediante reti neurali artificiali

La serie storica delle portate della sorgente Sanità di Caposele, analizzata nel periodo dal 02/01/1920 al 28/02/2011, mostra chiaramente le periodicità dovute al ciclo annuale dell'andamento dei valori di pioggia, con valori di picco, corrispondenti a quelli di massima portata, variabili di anno in anno. Oltre alla periodicità annuale, chiaramente visibile dal grafico, si è indagata, attraverso un'analisi di Fourier, la presenza di ulteriori periodicità. In figura 6.2/1 è riportata la stima spettrale *smoothed* dell'originale periodogramma in cui si evidenziano due frequenze principali ed altre armoniche. Le due frequenze corrispondono a periodi di 1 anno e 5.47 anni. Quindi oltre alla periodicità annuale si evidenzia una periodicità di 5.47 anni che può essere collegata all'andamento della NAO (North Atlantic Oscillation) (De Vita et al., 2012).

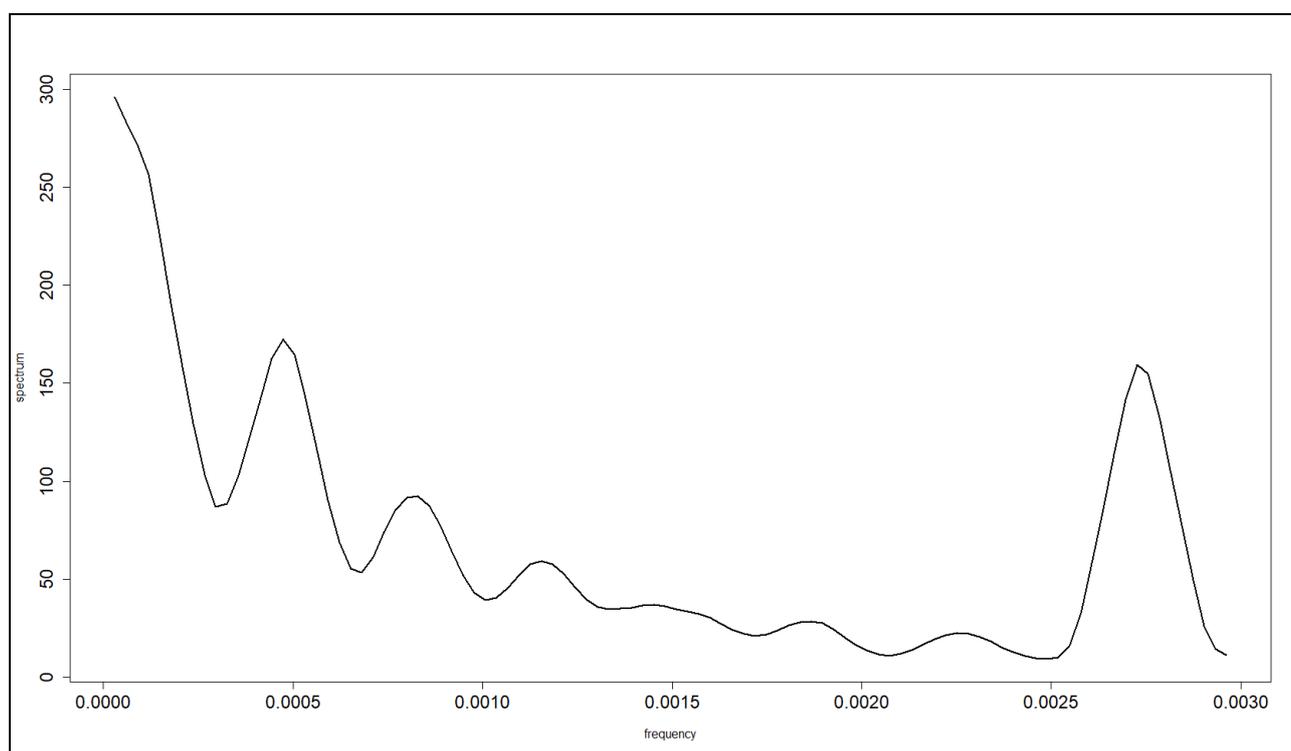


Fig. 6.2/1 - Stima spettrale smoothed della serie storica delle portate della sorgente Sanità.

Series	w	Period	Power	Lower	Upper
Q	1/365	1 years	141.61	81.08	307.98
	1/2000	5.47 years	164.53	94.20	357.83

Tab. 6.2/1 - intervalli di confidenza per la stima spettrale della serie.

Per quanto riguarda la modellizzazione delle portate tramite reti neurali, la scelta del numero di epoche su cui addestrare la rete è provenuta dall'analisi dell'andamento dei valori dell'errore (MSE), sia per la *train* che per il test. Si è deciso, quindi, di utilizzare quel numero di epoche che mostrano i migliori valori di MSE, sia per i dati di *train* che per quelli di test, senza considerare ulteriori epoche che presentavano modelli affetti da *overfitting*. Ogni modello è stato

convenzionalmente indicato con un numero associato ad un Back, che indica quant'è lunga la sequenza di giorni utilizzata come input per addestrare la rete, ed un target costituito da una sequenza di giorni successivi, la previsione, indicata, convenzionalmente, con il termine Forward. In caso di previsione solo dell'ultimo giorno della sequenza il target viene denominato con il termine Forward_Fin. Vengono mostrati inizialmente quei modelli sviluppati attraverso una rete di tipo MLP e con differenti grandezze di input e target. In Fig. 6.2/2 è mostrato l'andamento dell'errore, calcolato fino a 100 epoche, per un modello con Back: 60 e Forward: 60. Dal grafico è evidente come i valori dell'errore, sia per il train che per il target, inizialmente, dopo poche epoche, diminuiscono rapidamente mentre, successivamente, diminuiscono in modo più lento. Gli errori associati alla fase di test si riducono lentamente fino all'epoca 30 per poi aumentare leggermente. Questo comportamento indica che dopo l'epoca 30 si è in un regime di overfitting. Si è scelto quindi di addestrare la rete fino all'epoca 30.

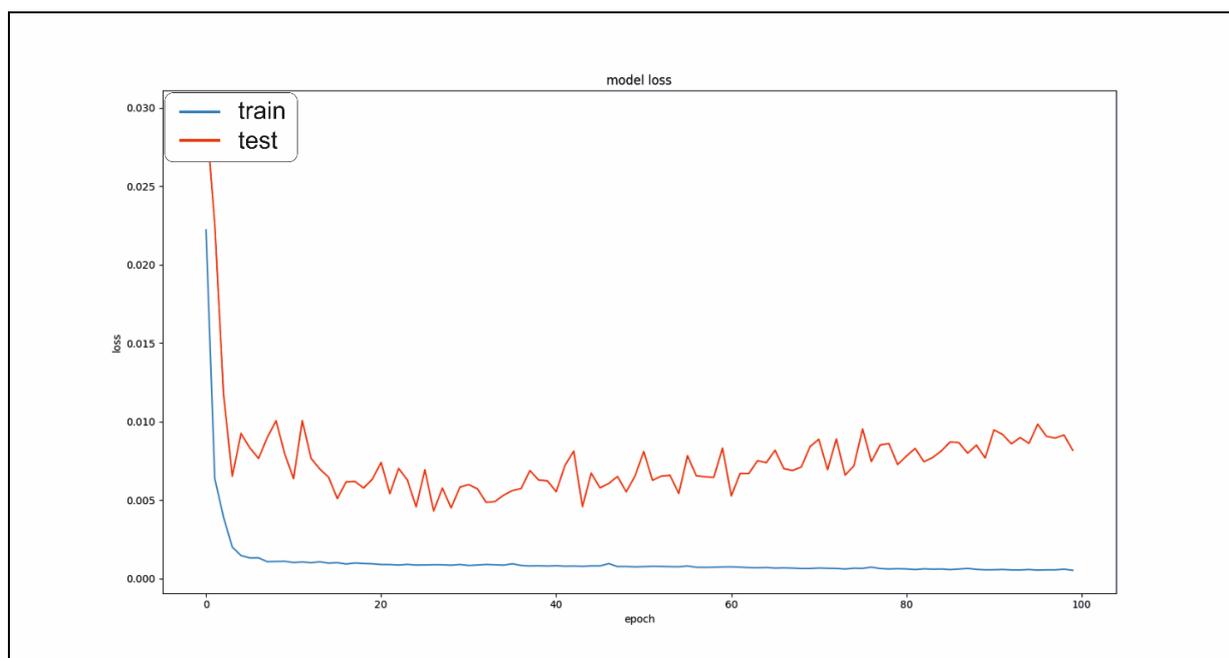


Fig. 6.2/2 - Andamento dell'errore per 100 epoche per il modello MLP Back: 60, Forward: 60.

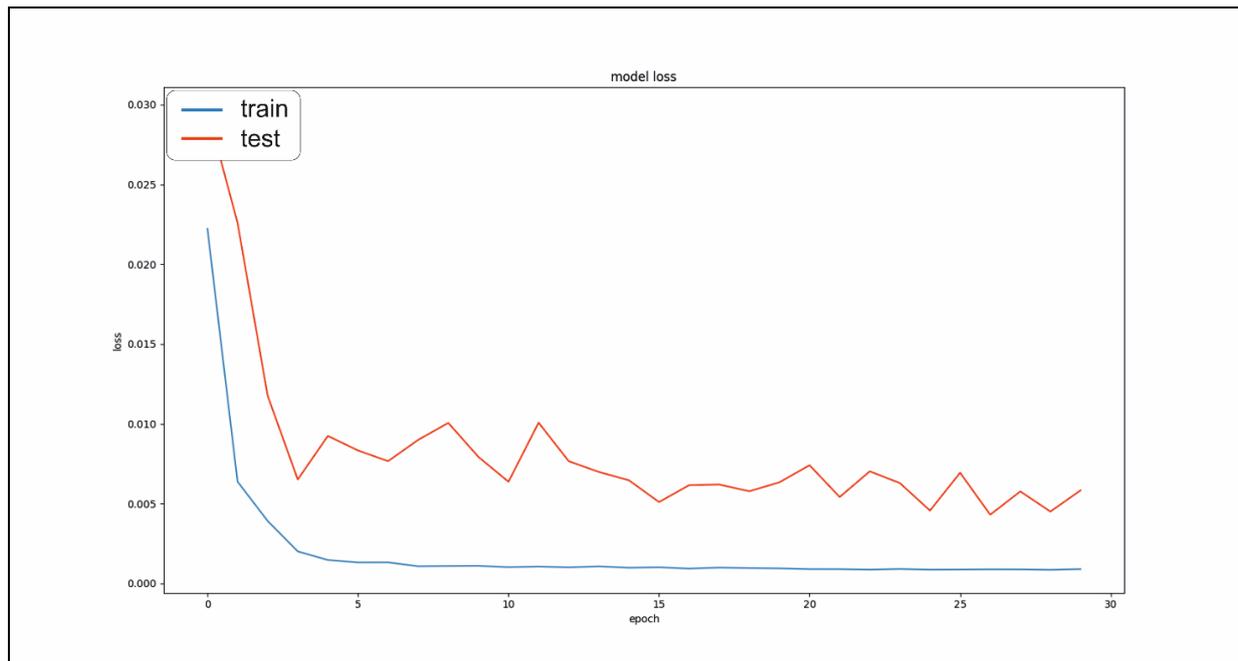


Fig. 6.2/3 - Andamento dell'errore per 30 epoche per il modello MLP Back: 60, Forward: 60.

L'andamento dell'errore per l'epoca 30 è mostrato in Fig. 6.2/3.

In questo modello il valore di RMSE per il train è di 0.12 e per il test è di 0.31, mentre il coefficiente di Nash–Sutcliffe (NS) mostra valori di 0.90 per il train e 0.84 per il test. In Fig. 6.2/4 è mostrata la serie reale e la serie simulata. In ascissa sono mostrati i numeri dei giorni a partire dal 02/08/2000 per una lunghezza della serie di 3863 giorni fino al 28/02/2011. In ordinata sono riportate le portate della sorgente Sanità di Caposele in m³/s.

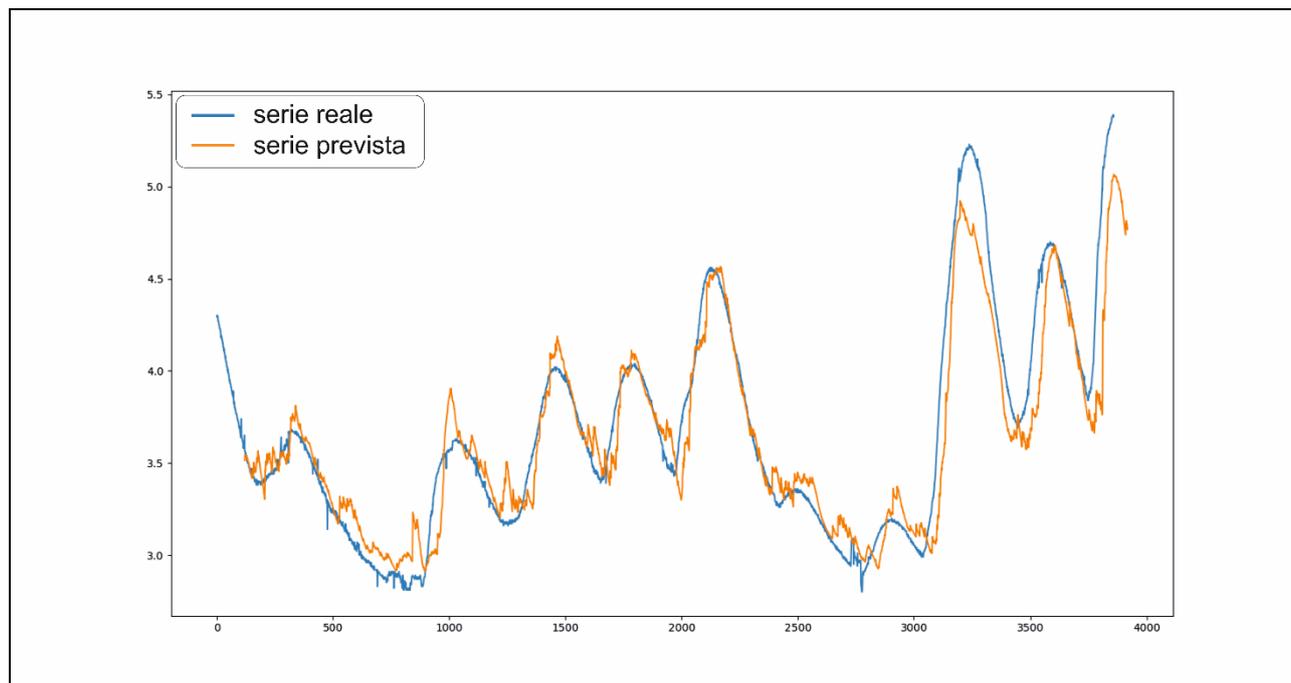


Fig. 6.2/4 - Previsione della serie per il modello MLP Back: 60, Forward: 60.

Considerando una serie di input di 120 giorni, con target sempre di 60, si ha che la scelta ottimale per ricostruire la serie prevista è quella che ricade sul modello con un train fino a 20 epoche. Per questo modello il valore di RMSE per il train è di 0.12 e per il test 0.30, mentre il coefficiente NS è per il train 0.91 e per il test 0.84. Rispetto al modello precedente questo mostra performance simili anche se leggermente migliori soprattutto per quanto riguarda il RMSE che passa da 0.31 del modello precedente a 0.30 di questo.

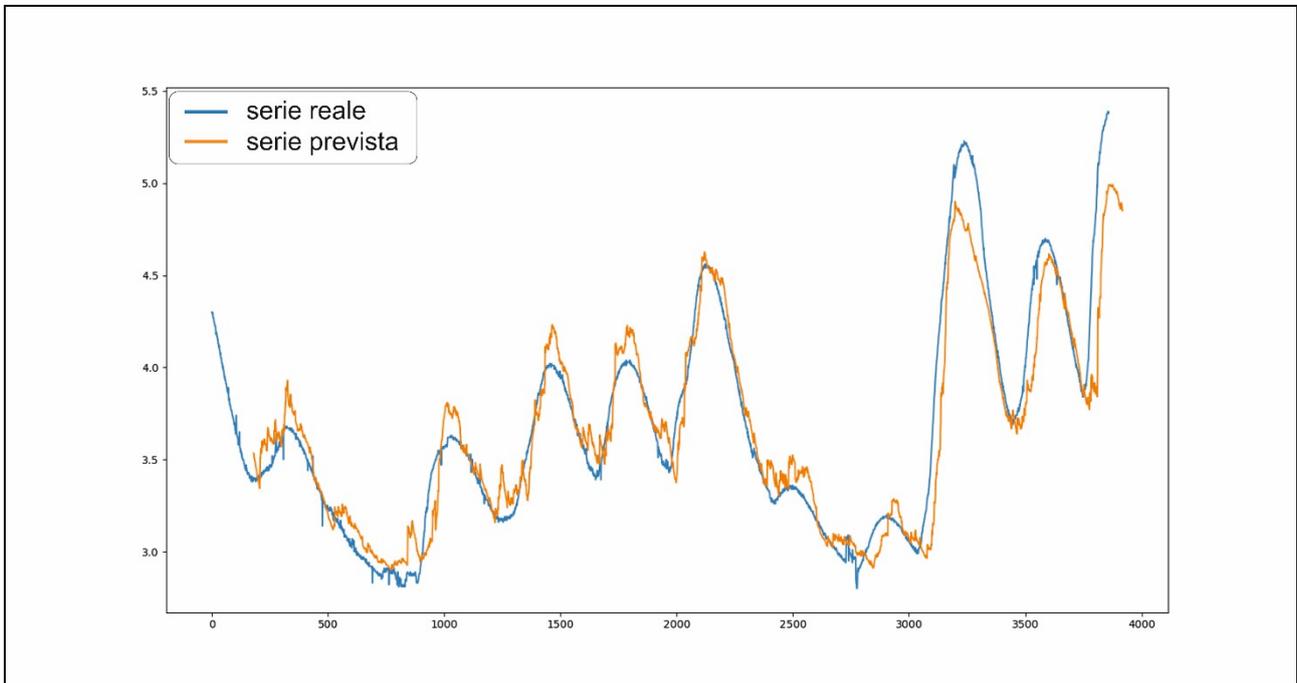


Fig. 6.2/5 - Previsione della serie per il modello MLP Back: 120, Forward: 60.

Per quanto riguarda modelli che prendono in considerazione valori di input oltre i 120 o minori di 60 le performance cominciano via via a dare valori più alti di RMSE e più bassi di NS producendo dei modelli non accettabili.

Si è cercato di ampliare l'orizzonte di previsione portandolo a 120 giorni, considerando inizialmente 60 giorni in input. Per questo modello il valore di RMSE è abbastanza alto, mentre il valore NS è basso. Ciò mostra come la previsione va a decadere quando si amplia il range della previsione. Infatti si ha un RMSE per il train di 0.22 e di 0.62 per il test, mentre il coefficiente di NS per il train è di 0.69 e 0.31 per il test. In Fig. 6.2/6 è mostrata la previsione delle portate.

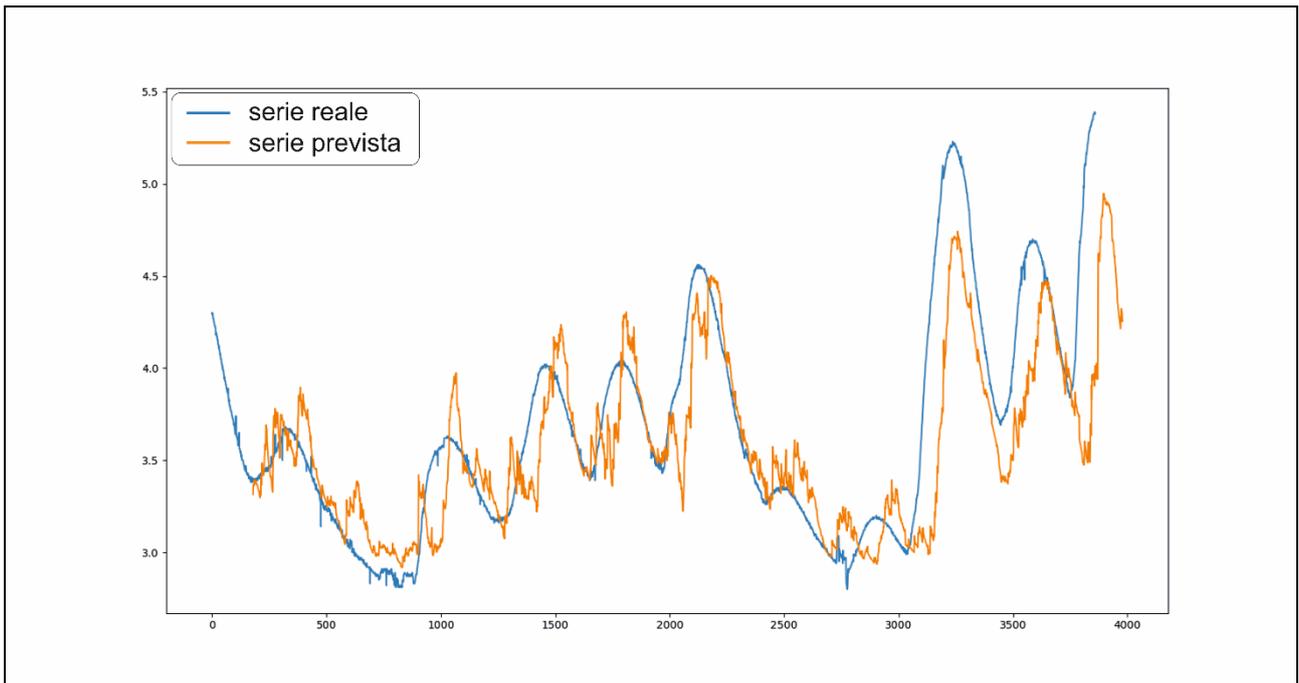


Fig. 6.2/6 - Previsione della serie per il modello MLP Back: 60, Forward: 120.

Anche per la previsione a 120 giorni si è provato a estendere i giorni di input portandoli a 120, ma senza che ci sia stato un miglioramento dei valori di RMSE e NS che mostrano valori leggermente peggiori. In Fig. 6.2/7 è mostrata la previsione per quest'ultimo modello.

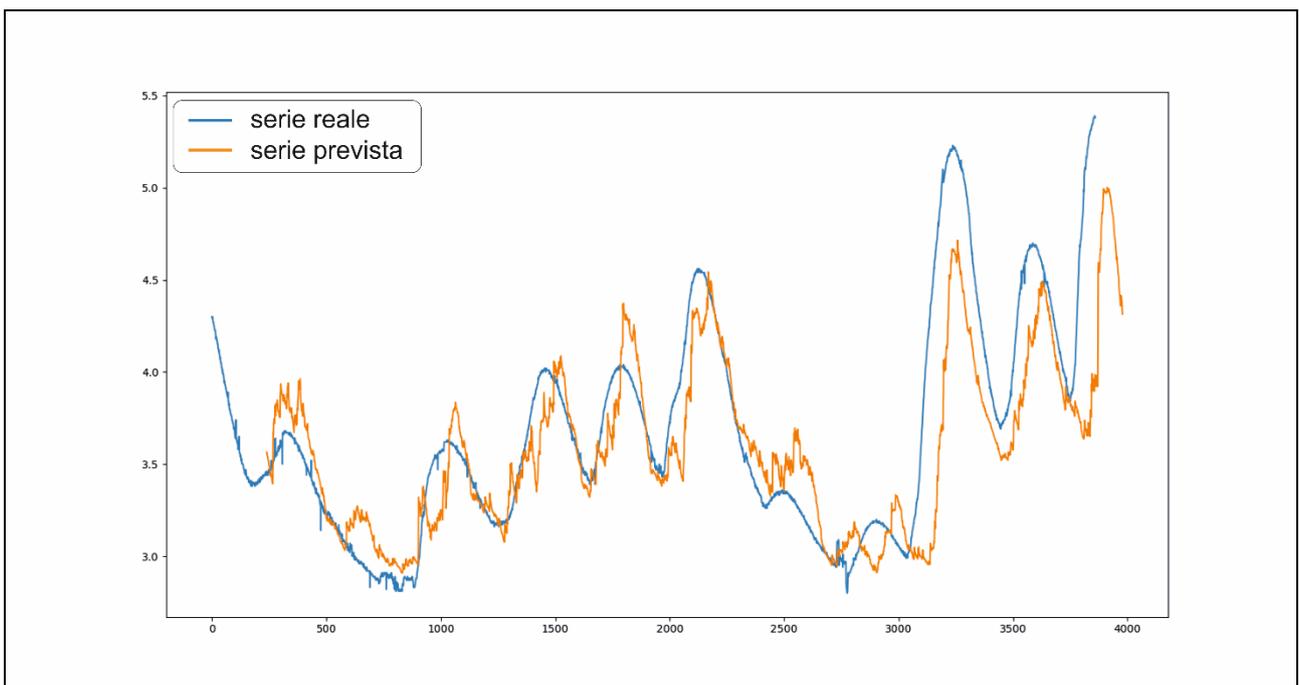


Fig. 6.2/7 - Previsione della serie per il modello MLP Back: 120, Forward: 120.

Successivamente ad una rete di tipo MLP si è provato a modellare la serie attraverso una rete ricorrente di tipo LSTM. In Fig. 6.2/8 viene mostrata, per un modello con 40 epoche, con back di 60 e forward di 60, la serie prevista.

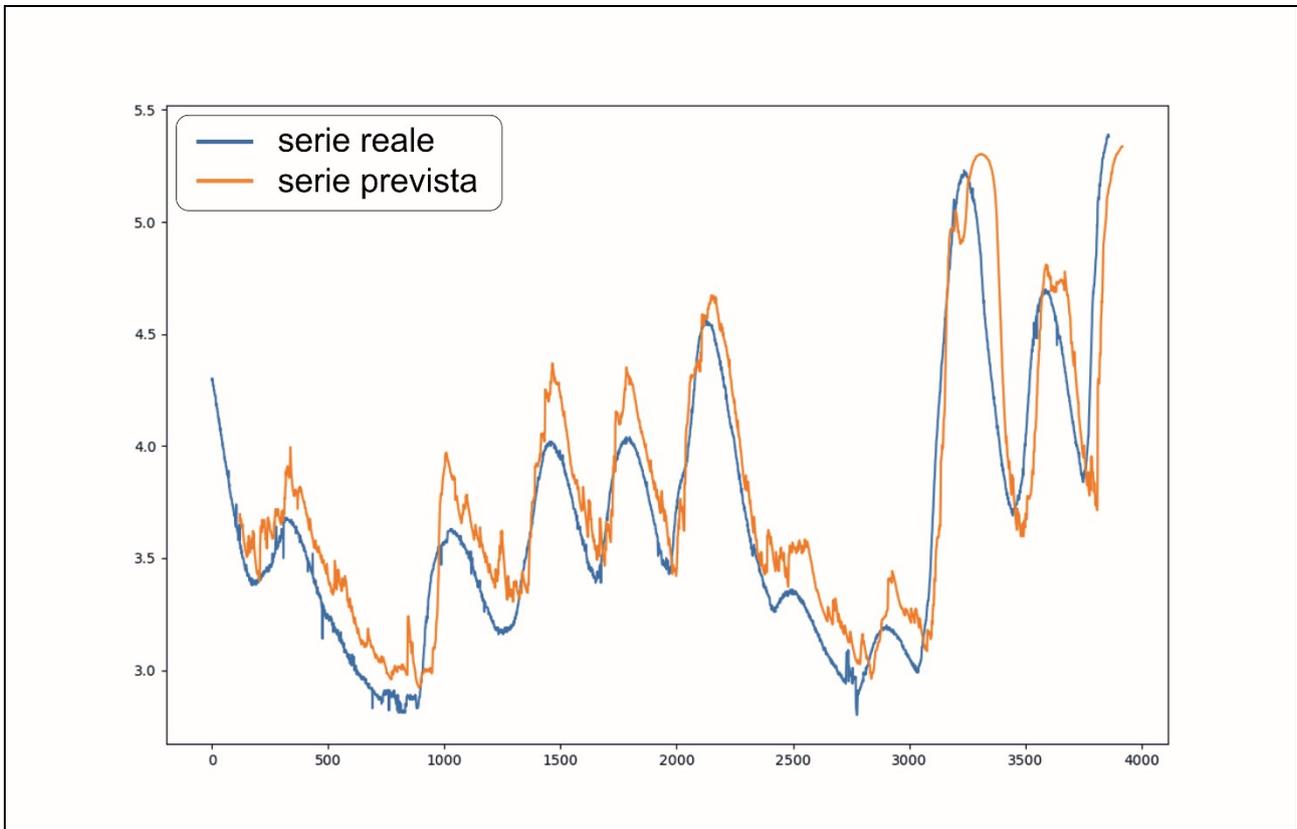


Fig. 6.2/8 - Previsione della serie per il modello LSTM Back: 60, Forward: 60.

Per questo modello il valore di RMSE per il train è di 0.19, per il test è di 0.36, mentre il valore di NS è 0.79 per il train e 0.77 per il test.

Se si considerano 120 giorni di input, per una previsione a 60 giorni, il valore di RMSE per il train è di 0.10, 0.35 per il test, il valore di NS è di 0.93 per il train, 0.78 per il test.

Anche per la rete ricorrente di tipo LSTM, come per la MLP, considerando valori di input maggiori di 120 e minori di 30 le performance generali del modello peggiorano.

La previsione per un modello previsionale a 120 giorni, con un input di 60, è mostrato nella Fig. 6.2/10. Il valore di RMSE per il train è di 0.24, per il test è di 0.64, il valore di NS per il train 0.63, per il test è di 0.28.

Aumentando l'input a 120 giorni, con la stessa ampiezza di previsione, il valore di RMSE è 0.72 per il train, mentre il valore di NS per il train è 0.25, mostrando performance abbastanza basse.

Analoghe analisi sono state condotte anche per modelli di tipo ESN (Echo State Network). Anche in questo caso si è considerato inizialmente un modello con un input di 60 giorni e con un target di previsione costituito dal sessantesimo giorno successivo all'ultimo giorno della serie di input. La serie prevista è mostrata in Fig. 6.2/11.

Con questo modello si ottiene un valore di RMSE di 0.12 per il train, 0.31 per il test, mentre il valore di NS è di 0.91 per il train e 0.84 per il test. Un modello con valori di input fino a 30 giorni da performance comparabili con quello a 60 giorni.

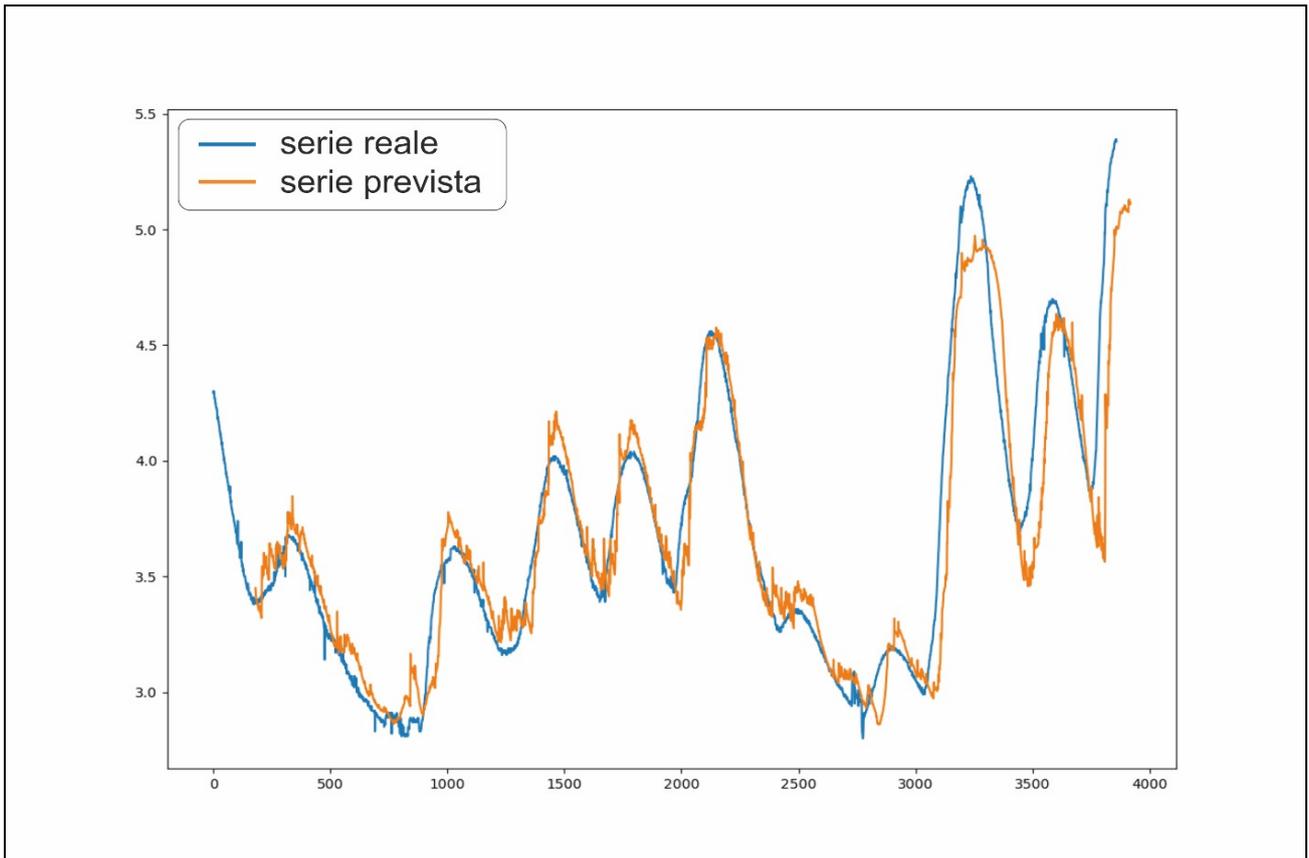


Fig. 6.2/9 - Previsione della serie per il modello LSTM Back: 120, Forward: 60.

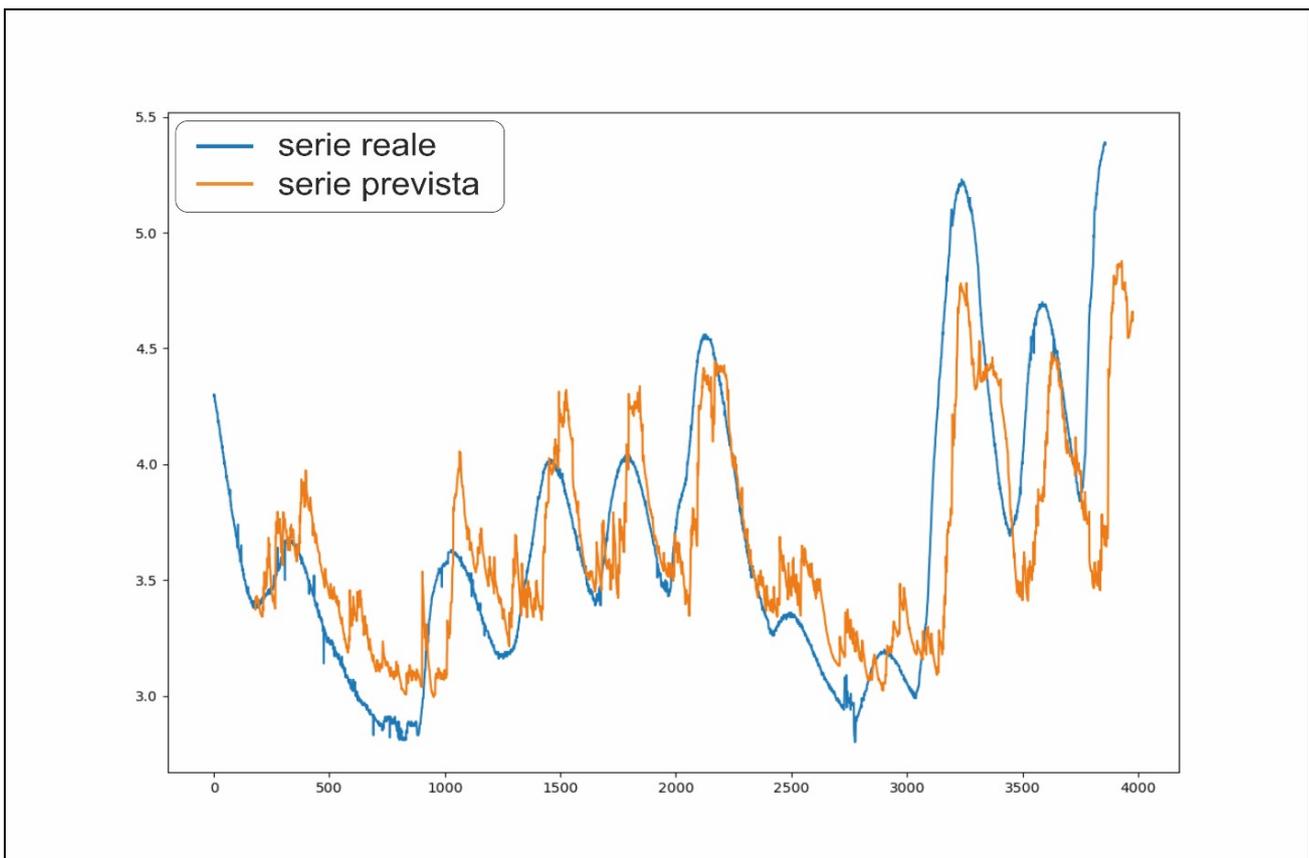


Fig. 6.2/10 - Previsione della serie per il modello LSTM Back: 60, Forward: 120.

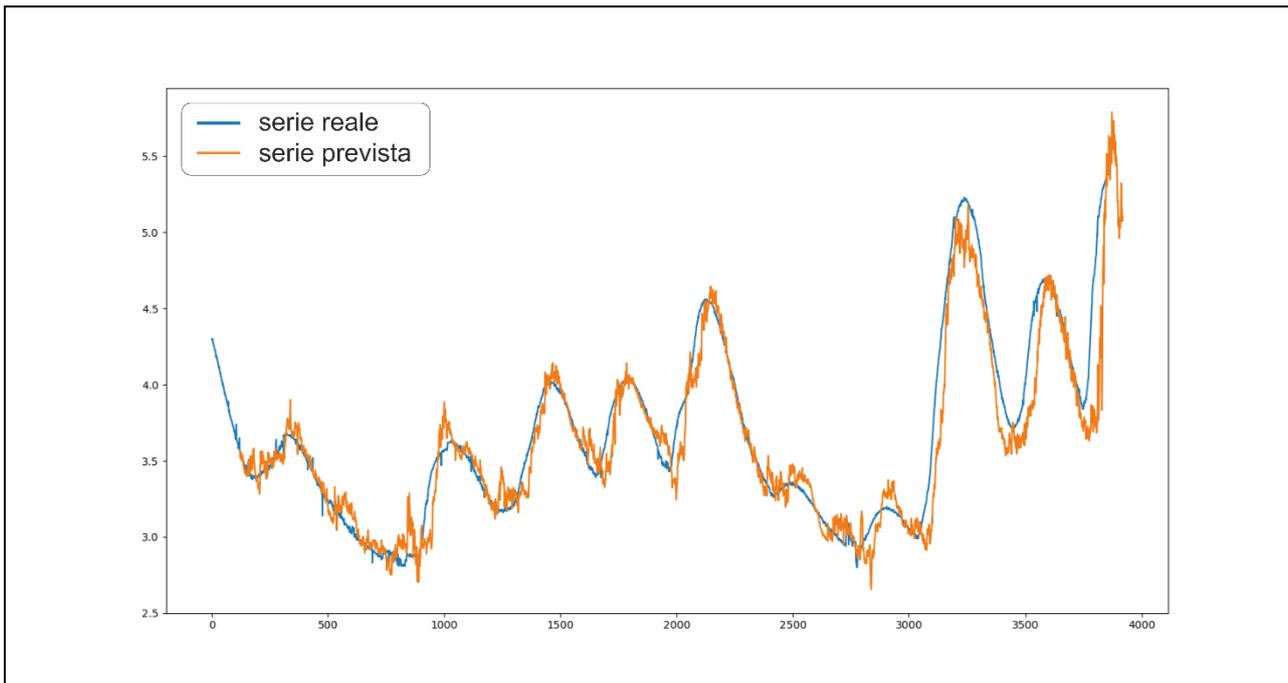


Fig. 6.2/11 - Previsione della serie per il modello ESN Back: 60, Forward_Fin: 60.

Passando ad un modello con 120 giorni in input e 60° giorno successivo come previsioni le performance del modello peggiorano leggermente (Fig. 6.2/12), con un RMSE per il test di 0.35 ed un NS per il test di 0.78.

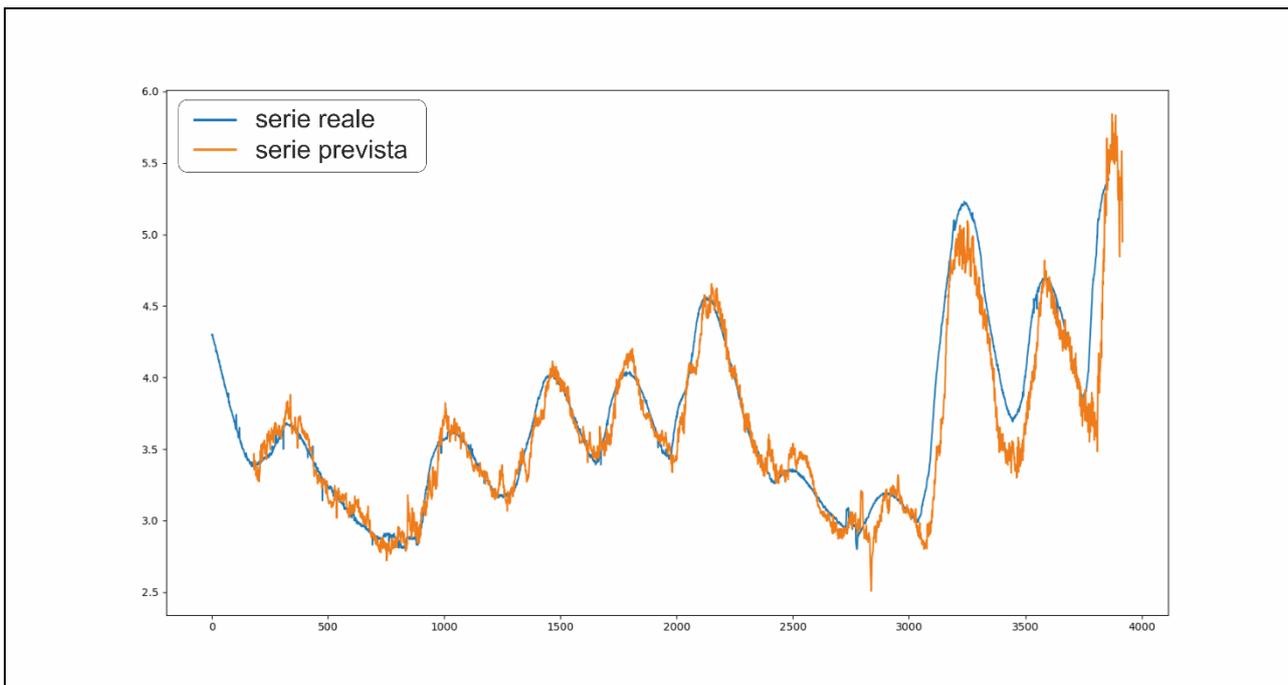


Fig. 6.2/12 - Previsione della serie per il modello ESN Back: 120, Forward_Fin: 60.

Anche per il modello di tipo ESN si sono condotte analisi per ampiezza di previsione al 120° giorno successivo all'ultimo giorno della serie di input. Per la serie di input di 60 giorni (Fig. 6.2/13) il

valore di RMSE per il test è di 0.66, il valore di NS per il test è di 0.21, mentre per la serie di input di 120 giorni il valore di RMSE per il test è di 0.85, il valore di NS per il test è di -0.4. Anche per l'ESN la performance del modello previsionale al 120° giorno è scadente.

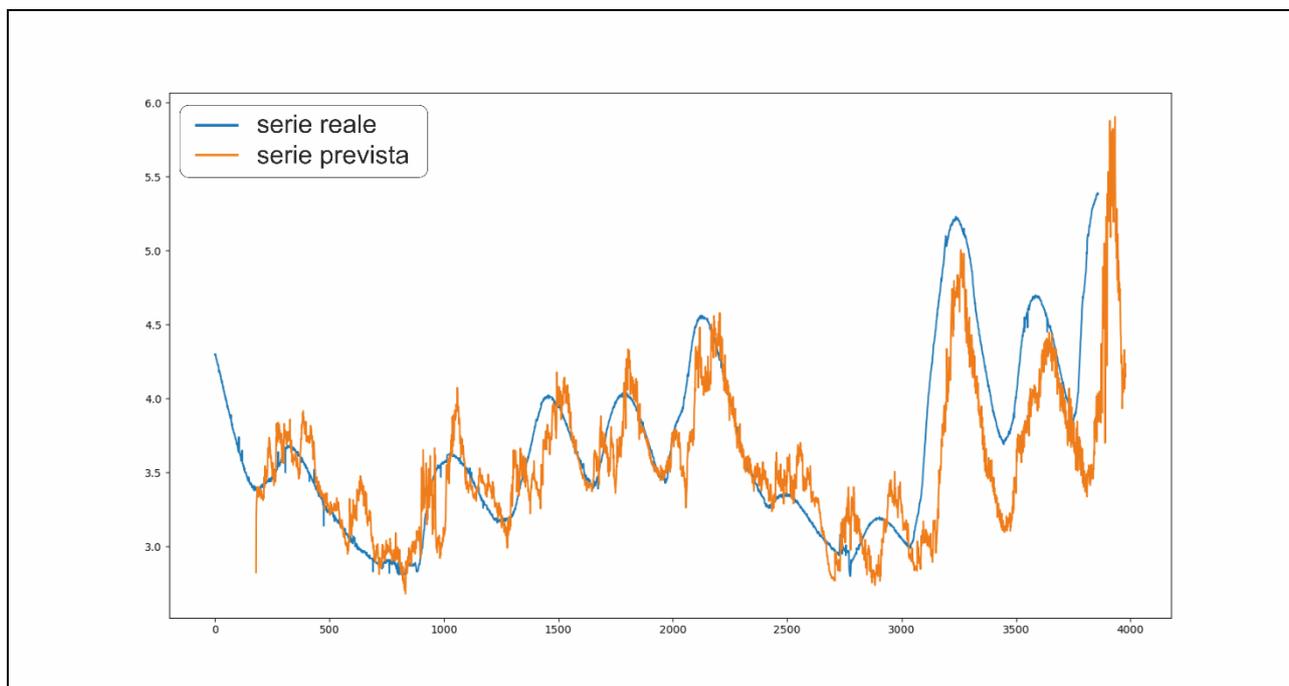


Fig. 6.2/13 - Previsione della serie per il modello ESN Back: 60, Forward_Fin: 120.

Per tutti i modelli quando si cerca di ampliare i valori temporali di previsione, portandolo a valori maggiori di 120 giorni, le performance cominciano progressivamente a fornire valori più alti di RMSE e più bassi di NS producendo dei modelli non accettabili.

Modello Rete Neurale	RMSE	NS	Epoche
MLP B60 F60	0.31	0.84	30
MLP B120 F60	0.30	0.84	20
MLP B60 F120	0.62	0.31	22
MLP B120 F120	0.63	0.30	15
LSTM B60 F60	0.36	0.77	40
LSTM B120 F60	0.35	0.78	56
LSTM B60 F120	0.64	0.28	48
LSTM B120 F120	0.72	0.25	23
ESN B60 F60	0.31	0.84	
ESN B120 F60	0.35	0.78	
ESN B60 F120	0.66	0.21	
ESN B120 F120	0.85	-0.4	

Tab. 6.2/2 - Valori di RMSE e NS ed epoche per i diversi modelli. MLP: Multilayer Perceptron; LSTM: Long Short Term Memory; ESN: Echo State Network; B: Back; F: Forward; RMSE: Root Mean Square Error; NS: Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient.

In tabella 6.2/2 vengono riassunti i valori delle metriche delle performance dei diversi modelli e le epoche, per i modelli MLP e LSTM, utilizzate per ottenere i valori di RMSE e NS. Dalla tabella si

evince come il modello costituito da un MLP con 120 giorni di input e 60 come target è quello che restituisce i migliori risultati in termini previsionali. Valori simili al modello precedente si hanno anche per il MLP con back60 e forward 60 e per l'ESN con back 60 e forward 60. I risultati delle simulazioni evidenziano, comunque, che i tre modelli di rete neurali a 60 giorni forniscono una buona risposta previsionale, coerente con l'andamento reale dell'idrogramma sorgivo, replicando fedelmente i punti nodali, di massimo e di minimo deflusso sorgivo, e le diverse fasi idrologiche di ricarica e recessione, con errori di previsione mediamente del 5%.

Tutti i modelli forniscono performance basse per quanto riguarda la previsione a 120 giorni.

Le criticità dovute a questi tipi di modelli sono fundamentalmente connesse, in questo caso, alla lunghezza della serie che si fornisce per il training. I pochi dati di training utilizzati per i modelli non permettono alle reti di apprendere finemente il comportamento della serie temporale. Nonostante ciò, le reti neurali riescono comunque a seguire l'andamento stagionale riproducendo i periodi di magra e di piena.

7. Discussione

La stima e la modellazione dei processi evapotraspirativi, a scala regionale e medio-annua, per i 40 acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale, evidenziano che l' ET_a MODIS è pari mediamente a 675,8 mm. Gli stessi valori dell' ET_a MODIS mostrano una forte variabilità spazio-temporale, sia a scala annuale, per un medesimo acquifero carbonatico, sia a scala medio-annua, per i diversi acquiferi analizzati. Ciò è dovuto, sia alle variazioni interannuali delle precipitazioni totali annue e della temperatura medio-annua dell'aria che caratterizzano un medesimo acquifero, sia alle diverse caratteristiche geolitologiche, geomorfologiche e vegetazionali dei diversi acquiferi considerati.

Inoltre, l'analisi dei trend dei valori di ET_a MODIS mostra, per il periodo 2000-2014, un incremento (dell'ordine una decina di mm/a), dell'evapotraspirazione reale, riconducibile alle locali variazioni di temperatura medio-annue dell'atmosfera (0,02 °C/annuo). Infatti, anche dall'analisi di regressione stepwise si evince che il fattore climatico che maggiormente influenza i tassi di evapotraspirazione è la temperatura dell'aria, piuttosto che le variazioni di precipitazioni totali annue.

L'evapotraspirazione stimata, a scala regionale e medio-annua, con gli altri metodi empirici (Coutagne, 1954; Turc, 1954; Thornthwaite, 1948) è risultata, rispettivamente, pari a 606,3, 624,5 e 705,4 mm. Il confronto con i valori medio-annui di ET_a MODIS evidenzia differenze, rispettivamente, pari a +69 mm, +51 mm e -29,6 mm.

Per i 40 acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale, la ricarica stimata, a scala regionale e medio-annua, con i dati di ET_a MODIS è pari mediamente a 448 mm, corrispondente ad un volume medio-annuo di 3.834×10^6 m³. Considerando i valori dell' ET_a stimati con la formula di Coutagne (1954), Turc (1954) ed i valori di ET_o stimati con la formula di Thornthwaite (1948), la ricarica medio-annua è risultata pari, rispettivamente, a 533, 494 e 437 mm, corrispondente ad un volume medio-annuo rispettivamente di 4.561×10^6 m³, 4.228×10^6 m³ e 3.740×10^6 m³. Il confronto con i valori di ricarica stimati con i dati MODIS evidenzia differenze medio-annue, rispettivamente, pari -0.084×10^6 m³, -0.046×10^6 m³ e $+0.011 \times 10^6$ m³.

La cluster analysis applicata ai 40 acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale evidenzia, inoltre, la presenza di 4 cluster, la cui distribuzione areale è sub-parallela alla linea di costa e allo spartiacque appenninico. Tale distribuzione è legata alla presenza, per ciascun cluster, di alcuni fattori o elementi di omogeneità e similitudine, tra cui la pioggia totale medio-annua, la temperatura medio-annua, la quota media dell'acquifero carbonatico e la distanza dalla linea costa.

I risultati raggiunti hanno consentito l'avanzamento del quadro delle conoscenze sul tema della ricarica degli acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale, analizzato a scala regionale (Allocca et al., 2014), verificando la possibile applicazione dei dati MODIS per la stima dell'evapotraspirazione e la riduzione dell'incertezza nella stima della stesa. Quest'ultima, connessa alla mancanza di dati di monitoraggio della temperatura ed umidità dell'aria, come anche della copertura vegetale, nelle aree più interne dell'Appennino ed a quota elevata.

Per l'acquifero carbonatico del Monte Cervialto, la stima e modellazione dei processi "afflusso-deflusso" del bacino sotterraneo di alimentazione della sorgente Sanità di Caposele ha consentito di effettuare una simulazione previsionale delle portate sorgive a scala giornaliera.

L'analisi idrologica della serie storica delle portate della sorgente Sanità di Caposele, integrata con i dati pluviometrici giornalieri, mostra un regime sub-variabile e caratterizzato da due principali periodicità. Oltre alla periodicità annuale, legata alle variazioni idrologiche stagionali connesse con

il regime delle precipitazioni, è presente una periodicità con un valore di 5,47 anni, verosimilmente, legata all'influenza della NAO sulle variazioni climatiche e del regime sorgivo (De Vita et al., 2012).

L'applicazione dei tre modelli di reti neurali artificiali (MLP, LSTM e ESN) alla serie storica della sorgente Sanità di Caposele ha reso possibile la modellazione e previsione del deflusso sorgivo, a distanze temporali di 60, 120 e 180 giorni. I risultati delle simulazioni evidenziano che il modello MLP ha fornito le stime migliori, per la previsione a 60 giorni, utilizzando un input di 120 giorni di dati di portata. Aumentando l'intervallo di previsione, le prestazioni dello stesso modello MLP degradano e sono abbastanza deboli a 120 giorni di previsione. Anche per il modello LSTM, le previsioni migliori si hanno a 60 giorni, con un input di 120 giorni di dati di portate sorgive, mentre mostra forti limiti per la previsione a 120 giorni. Infine, il modello ESN, a differenza dei due modelli precedenti, mostra le prestazioni migliori per la previsione a 60 giorni e con un input di 60 giorni di dati di portata, mentre con 120 giorni di input il valore di RMSE e l'indice NS sono leggermente peggiori rispetto all'input di 60 giorni. Anche in questo caso, le previsioni a 120 giorni danno un valore di RMSE elevato ed un basso valore dell'indice NS.

In tutti e tre i modelli di reti neurali, le previsioni più ottimali delle portate sorgive si osservano, quindi, a 60 giorni, con errori di previsione mediamente del 5%.

Anche in questo caso, l'applicazione della metodologia delle reti neurali alla previsione delle portate sorgive di acquiferi carbonatici e la sperimentazione di differenti tipologie sono da considerarsi innovative nell'ambito della stima dei processi di afflusso-deflusso, quindi di ricarica, di acquiferi carbonatici. Anche in questo caso, detta applicazione apre nuovi scenari di applicazione, finora limitati alla identificazione di modelli empirici di svuotamento di serbatoi idrici sotterranei (Maillet, 1905; Fiorillo, 2011). Proprio per la loro capacità di modellare processi non lineari le reti neurali artificiali mostrano performance migliori rispetto ad altre metodologie di analisi delle serie storiche, come per esempio ARIMA o metodi di regressione (Prybutok et al., 2000; Liu Greg Qi, 2011; Samir K. Safi, 2016; Merkel et al. 2017).

8. Conclusioni

I risultati della ricerca mettono in evidenza come l'uso integrato di dati idrologici terrestri e satellitari MODIS rappresenta un validissimo approccio per la stima e la modellazione, a scala regionale e medio-annua, dei processi evapotraspirativi e di ricarica delle acque sotterranee in acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale. Tale approccio ha consentito, da un lato, di superare l'incertezza derivante dalla mancanza, in aree montuose carbonatiche, di serie storiche di dati idrologici e meteorologici (Allocca et al., 2014) e, dall'altro, di migliorare la risoluzione spaziale (con pixel di 1 km × 1 km) delle stime e modellazioni idrologiche su area vasta.

Inoltre, l'elevata risoluzione spaziale dei suddetti dati satellitari consentirebbe ulteriori approfondimenti inerenti la variabilità spaziale dei processi di evapotraspirazione all'interno delle singole unità idrogeologiche carbonatiche.

Infine, l'applicazione in campo idrogeologico delle reti neurali artificiali per l'analisi e la previsione delle portate sorgive in acquiferi carbonatici si è rivelato uno strumento innovativo per la modellazione, a scala di bacino e giornaliera, di processi non lineari di "afflusso-deflusso" che caratterizzano la dinamica della circolazione idrica sotterranea degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale.

Tale applicazione apre nuove prospettive per gli studi di previsione di scenari di siccità o crisi idrogeologiche delle risorse idriche sotterranee in bacini carbonatici e di cambiamento del regime delle grandi sorgenti appenniniche in un'era di variazioni climatiche, a scala globale e locale. Al tempo stesso offre nuovi strumenti di gestione e prevenzione idrica per i sistemi di approvvigionamento-adduzione-distribuzione, regionali e interregionali, delle risorse idriche sotterranee in Italia meridionale.

Bibliografia

- Abbaspour K. C., Yang J., Maximov I., Siber R., Bogner K., Mieleitner J., ... Srinivasan R., 2007. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. *Journal of hydrology*, 333(2), 413-430.
- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M., 1998. Crop evapotranspiration —guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization, Rome.
- Allocca V., Celico F., Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Mattia S., Monacelli G., Musilli I., Piscopo V., Scalise A. R., Summa G. and Tranfaglia G., 2009. Illustrative Notes of the Hydrogeological Map of Southern Italy. Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, Rome, 211 pp.
- Allocca V., Manna F. and De Vita P., 2014. Estimating annual groundwater recharge coefficient for karst aquifers of the southern Apennines (Italy). *Hydrology Earth System Sciences*, 18(2), 803–817.
- Amatya D. M., Jha M. K., Williams T. M., Edwards A. E., Hitchcock D. R., 2011a. SWAT-based streamflow and embayment modeling of a karst affected Chapel Branch watershed, SC. *Trans. ASABE*, 54(4), 1311–1323
- Anderson M. P., Woessner W. W., Hunt R. J., 2015. Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport. Academic press.
- Andreo B., Vías J., Durán J.J., Jiménez P., López-Geta J.A. and Carrasco F., 2008. Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. *Hydrogeology Journal*, 16, 911-925.
- Atkinson T.C., 1977. Diffuse flow and conduit flow in limestones terrain in the Mendip Hills, Somerset (GB). *J Hydrol* 35:93–110.
- Baffaut C., Benson V. W., 2009. Modeling the flow and pollutant transport in a karst watershed with SWAT. *Trans. ASABE*, 52(2), 469–479.
- Bandini A., 1931. Tipi pluviometrici dominanti sulle regioni italiane. Il Servizio Idrografico Italiano. Ministero dei Lavori Pubblici, Roma.
- Barbel-Perineau A., Emblanch C., Danquigny C., 2015. Spatial and Temporal Hydrodynamic Variations of Flow in the Karst Vadose Zone (Rustrel, France) in Function of Depth and Fracturing Density. In: Andreo B., Carrasco F., Durán J., Jiménez P., LaMoreaux J. (eds) *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems*. Environmental Earth Sciences, vol 1. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Barbieri G., Zanzucchi G., 1967. Osservazioni preliminari sul flysch nell'Alta Valle del Sele. *Ateneo Parmense Acta Naturalia*, 3, Parma.
- Barnes C.J., Allison G.B., 1988. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Jour, of Hydrol.*, 100: 143-176.
- Batelaan O., De Smedt F., 2007. GIS-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. *J. Hydrol.*, 337, 337–355.
- Bellucci F., Brancaccio L., Celico P., Cinque P., Giulivo I., Santo A., Tescione M., 1983. L'evoluzione geomorfologica, carsismo e idrogeologia della grotta del Caliendo (Campania). *Le Grotte d'Italia*, Bologna (4), XI, pagg. 371-385.

- Bense V. F., Ferguson G., Kooi, H., 2009: Evolution of shallow groundwater flow systems in areas of degrading permafrost. *Geophysical Research Letters*, 36(22).
- Beven K., 2004, Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes. *Hydrol. Process.*, 18: 3447–3460. doi:10.1002/hyp.5740.
- Bonacci O., 1993. Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *J. Hydrol. Sciences*, 38(1-2), 51-62. Bonacci O., 2001. Montly and annual effective infiltration coefficients in Dinaric karst: example of the Gradole karst spring catchment. *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*, 46, 2.
- Bonardi G., D'Argenio B., Perrone V., 1988. Carta geologica dell'Appennino Meridionale (1:250.000). Atti del Congr. Soc. Geol. d'It., 13-17 settembre 1998, Sorrento (Napoli). Mem. Soc. Geol. It., Vol. 41, Roma.
- Boonstra J., Bhutta M. N., 1996. Ground water recharge in irrigated agriculture: the theory and practice of inverse modelling. *J. Hydrol.*, 174, 357–374.
- Boschetti T., Falasca A., Bucci A., De Felice V., Naclerio G., Celico F. (2014). Influence of soil on groundwater geochemistry in a carbonate aquifer, southern Italy. *International Journal of Speleology*, 43(1), 8.
- Brancaccio L., Cinque A., Sgrosso I., 1978. L'analisi dei versanti di faglia come strumento per la ricostruzione di eventi neotettonici, *Memorie Società Geologica Italiana*, 19, 621–626.
- Bull W. B., 2007. Tectonic geomorphology of mountains, a new approach to paleoseismology, Blackwell Publishing, Malden, USA, 316 pp.
- Cantón Y., Villagarcía L., Moro M.J., Serrano-Ortíz P., Were A., Alcalá F.J., Kowalski A.S., Solé-Benet A., Lázaro R. and Domingo F., 2010. Temporal dynamics of soil water balance components in a karst range in southeastern Spain: estimation of potential recharge. *Hydrological Sciences Journal* 55, 737-753.
- Celico F., Celico P., De Vita P. and Piscopo V., 2000. Groundwater flow and protection in the Southern Apennines (Italy). *Hydrogéologie*. 4, 39-46.
- Celico F., Mattia C., 2002. Analisi degli effetti indotti dal sisma del 23/11/1980 sugli equilibri idrogeologici della sorgente Sanità (Campania), mediante simulazione ragionata delle dinamiche di ricarica e di esaurimento. *Quaderni di Geologia Applicata*, 1/2002, 9.1.
- Celico F., Naclerio G., Bucci A., Nerone V., Capuano P., Carcione M., Allocca V., Celico, P., 2010. Influence of pyroclastic soil on epikarst formation: a test study in southern Italy. *Terra Nova*, 22, 110–115. doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00923.x.
- Celico F., Petrella E., 2008. Updated hydrogeological model of the north-western part of Matese carbonate aquifer - preliminary study. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXVII (2008)*, 177 - 182 figg. 2.
- Celico P., Civita M., 1976. Sulla tettonica del massiccio del Cervialto (Campania) e le implicazioni idrogeologiche ad essa connesse. *Boll. Soc. Natur.*, Vol. 85, Napoli.
- Celico P., 1978. Schema idrogeologico dell'Appenninico carbonatico centro-meridionale. *Mem. E Ist. Geol. Appl. Napoli*, 14, 1-97.

- Celico P., 1981a. Prima interpretazione degli effetti del terremoto del 23 novembre 1980 sul regime delle principali sorgenti dell'Irpinia (Campania). *Rend. Acc. Scienze Fis. e Matem., Napoli*, Serie IV, Vol. XLVIII, anno CXX, pagg. 532-563.
- Celico P., 1981b. Relazioni tra idrodinamica sotterranea e terremoti in Irpinia (Campania). *Rendiconti Società Geologica Italiana*, 4, 103-108.
- Celico P., 1983a. Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania). *Quaderni CASMEZ*, 4/2, 1-225.
- Celico P., 1983b. Le risorse idriche sotterranee dell'Appennino carbonatico centro-meridionale. *Idrotecnica*, 1, 3-17.
- Celico P., 1986. *Prospezioni idrogeologiche*. Vol. 1. Liguori Editore, Napoli.
- Celico P., 1988. *Prospezioni idrogeologiche*. Vol. 2. Liguori Editore, Napoli.
- Centro Agrometeorologico Regionale, (2016). Weather data from Campania Region agrometeorological network. <http://www.agricoltura.regione.campania.it/meteo/agrometeo.htm>.
- Christopher Olah, 2015. Understanding LSTM Networks. <http://colah.github.io/posts/2015-08-Understanding-LSTMs/>
- Civita M., (1972). Schematizzazione idrogeologica delle sorgenti normali e delle relative opere di captazione. *Memorie e note Ist. Geol. Appl. Napoli*, 12, pp. 1-34.
- Cocco E., Cravero A., Ortolani F., Pescatore T., Russo M., Torre M., Coppola L., 1974 – Le unità Iripine nell'area a nord del monte Marzano, Appennino meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, pagg. 607-654, Roma.
- Cotecchia V., Salvemini A., 1981. Correlazione fra eventi sismici e variazioni di portata alle sorgenti di Caposele e Cassano Iripino, con particolare riferimento al sisma del 23 novembre 1980. *Geol. Appl. e Idrog.*, 16, Bari.
- Cybenko G., 1989. Approximation by superposition of a sigmoidal function, *mathematics of control, Signals and Systems* 2.
- Daniell, P. J., 1946. Discussion on "symposium on autocorrelation in time series", *Journal of the Royal Statistical Society, Supplement* 8, 88-90.
- Dar F.A., Perrin J., Ahmed S. and Narayana A.C., 2014. Review: carbonate aquifers and future perspectives of Karst hydrogeology in India. *Hydrogeology Journal*, Volume 22, 7, 1493-1506.
- De Vita P., Allocca V., Manna F. and Fabbrocino S., 2012. Coupled decadal variability of the North Atlantic Oscillation, regional rainfall and karst spring discharges in the Campania region (southern Italy). *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 1389-1399.
- De Vita P., Fabbrocino S., 2007. Influence of the North Atlantic Oscillation on the climatic variability and groundwater resources in carbonate aquifers of Southern Italy. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 1, 33-48.
- Delin G. N., Healy R. W., Landon M. K., Böhlke, J. K., 2000. Effects of topography and soil properties on recharge at two sites in an agricultural field. *J. Amer. Water Resour. Assoc.*, 36, 1401–1416.
- Delin G. N., Healy R. W., Lorenz D. L., Nimmo J. R., 2007. Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *J. Hydrol.*, 334, 231–249.

- Denny Britz, 2015. Recurrent Neural Networks Tutorial, Part 1 – Introduction to RNNs. <http://www.wildml.com/2015/09/recurrent-neural-networks-tutorial-part-1-introduction-to-rnns/>
- Doorenbos J., Pruitt W. O., 1977. Crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 24, (rev.) FAO, Rome, Italy. 144 p.
- Dragoni W., Mottola A., Cambi C., 2013. Modeling the effects of pumping wells in spring management: the case of Scirca spring (central Apennines, Italy). *Journal of hydrology*, 493, 115-123.
- Drogue C., 1971. Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace, sur les roches calcaires. Actes colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon, 121-131.
- Dreiss S. J., Anderson L. D., 1985. Estimating vertical soil moisture flux at a land treatment site. *Ground Water*, 23, 503–511.
- Dripps W. R., Bradbury K. R., 2007. A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeol. J.*, 15, 433–444.
- Dripps W. R., Hunt R. J., Anderson M. P., 2006. Estimating recharge rates with analytic element models and parameter estimation. *Ground Water*, 44, 47–55.
- Ebrahimi B., Mehrdad P., Mohammad R. A., 2007. Hydrodynamic behaviour of karstic aquifers in Boroujerd, western Iran. *Hydrological Sciences*, 52(1), 192-205.
- Eriksson E., Khunakasem V., 1969. Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *Journal of Hydrology* 7, 178–179.
- Ertürk A., Ekdal A., Gürel M., Karakaya N., Guzel C., Gönenç E., 2014. Evaluating the impact of climate change on groundwater resources in a small Mediterranean watershed. *Science of the Total Environment*, 499, 437-447.
- Esposito E., Pece R., Porfido S., Tranfaglia G., 2001. Hydrological anomalies connected to earthquakes in Southern Apennines (Italy). *NHESS*, n.1, p.137-144.
- Farfán H., Corvea J. L., Bustamante I., 2010. Sensitivity analysis of APLIS method to compute spatial variability of karst aquifers recharge at the National Park of Viñales (Cuba). *Advances in Research in Karst Media*, 19-24.
- Fayer M. J., 2000. UNSAT-H version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model, theory, user manual, and examples. Pacific Northwest National Laboratory PNNL 13249. Richland, WA.
- Fiorillo F., 2009. Previsione delle risorse idriche attraverso l'analisi delle serie storiche di portata di sorgenti carsiche in Campania. *Atti Congressuali del XIII Congresso Nazionale Geologi, Matera 10-12 maggio 2007, Relazione ad invito. BMG Matera*, pp. 68-79.
- Fiorillo F., 2009. Spring hydrographs as indicators of droughts in a karst environment- *Journal of Hydrology*, 373, 290-301.
- Fiorillo F., 2013. Spring Hydrographs Recession and Analysis of the Caposele spring (Southern Italy) During Dry Periods. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 1, 51-64.
- Fiorillo F., Doglioni A., 2010. The relation between karst spring discharge and rainfall by the cross-correlation analysis. *Hydrogeology Journal*, 18, 1881-1895.

- Fiorillo F., 2011. Tank-reservoir drainage as a simulation of the recession limb of karst spring hydrographs. *Hydrogeology Journal*, 19, 1009–1019.
- Fischer B., Goldberg V., Bernhofer, C., 2008. Effect of a coupled soil water-plant gas exchange on forest energy fluxes: simulations with the coupled vegetation-boundary layer model HIRVAC. *Ecological Modelling*, 214, 75–82.
- Ford D., Williams P., 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley, Chichester.
- Foster S., Koundouri P., Tuinhof A., Kemper K., Nanni M., Garduño H., 2015. Groundwater Dependent Ecosystems the challenge of balanced assessment and adequate conservation. The World Bank, Global Water Partnership Associate Program.
- Frot E., van Wesemael B., 2009. Predicting runoff from semi-arid hillslopes as source areas for water harvesting in the Sierra de Gador, southeast Spain. *Catena* 79, 83e92.
- Fusco F., Allocca V., De Vita P., 2017. Hydro-geomorphological modelling of ash-fall pyroclastic soils for debris flow initiation and groundwater recharge in Campania (southern Italy). *CATENA*, 158, 235-249.
- Galleani L., Vigna B., Banzato C. and Lo Russo S., 2011. Validation of a Vulnerability Estimator for Spring Protection Areas: the VESPA index. *Journal of Hydrology*, 396, 233-245.
- Gerner A., Schütze N., Schmitz G. H., 2012. Portrayal of fuzzy recharge areas for water balance modelling—a case study in northern Oman. *Advances in Geosciences*, 31, 1-7.
- Glorot X., Bengio, Y., 2010. Understanding the difficulty of training deep feedforward neural networks. In *Proc. AISTATS*, volume 9, pp. 249–256.
- Goldscheider, N., 2012. A holistic approach to groundwater protection and ecosystem services in karst terrains, *Aqua Mundi – Am*, 06046, 117–124.
- Graham D. N., Butts M. B., 2005. Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. *Watershed models*, 849336090, 245-272.
- Graham D. N., Butts M. B., Frevert D. K., 2006. Flexible integrated watershed modeling with MIKE SHE. In *Watershed Models*, ed. V. P. Singh and D. K. Frevert. Boca Raton, Florida: CRC Press.
- Gräler B., Pebesma E., Heuvelink G., 2016. Spatio-Temporal Interpolation using gstat. *The R Journal* 8(1), 204-218.
- Grinevskii S. O., 2014. The effect of topography on the formation of groundwater recharge. *Moscow University Geology Bulletin*, 69(1): 47–52.
- Guardiola-Alber C., Martos-Rosillo S., Jiménez P., Liñán C., Pardo-Igúzquiza E., Cerezuela R., Luque Espinar J.J. Duñan Valsero, Robledo-Ardila P. A., 2012. Comparación de distintos métodos de evaluación de la recarga en el Sector Occidental del acuífero kárstico de la Sierra de las Nieves (Málaga). *El Agua en Andalucía. Retos y avances en el inicio del milenio. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas*, 30, 1331-1346.
- Gunn J., 1981. Hydrological processes in karst depressions. *Zeit. Geomorph. NF*, 25, 313-331.
- Gunn J., 1983. Point recharge of limestone aquifers - a model from New Zealand karst. *Journal of Hydrology*, 61, 19-29.

- Hartmann A., Lange J., Weiler M., Arbel Y. and Greenbaum N., 2012. A new approach to model the spatial and temporal variability of recharge to karst aquifers. *Hydrology Earth System Sciences*, 16, 2219-2231, 2012.
- Hartmann A., Mudarra M., Andreo B., Marín A., Wagener T., Lange J., 2014. Modeling spatiotemporal impacts of hydroclimatic extremes on groundwater recharge at a Mediterranean karst aquifer. *Water Resources Research*, 50(8), 6507-6521
- Hartmann A., Goldscheider N., Wagener T., Lange J., Weiler M., 2014. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches, *Rev. Geophys.*, 52, 218–242, doi:10.1002/2013RG000443.
- Hatton T.J., Ruprecht J., George R., 2003. Pre-clearing hydrology of the Western Australia wheat belt: target for the future? *Plant and Soil* 257, 341–356. doi: 10.1023/A:1027310511299
- Hillel D., 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, London
- Hochreiter S., Schmidhuber J., 1997. Long short-term memory. *Neural computation*, 9(8):1735-1780.
- Horton R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions of the American Geophysical Union* 14, 446–460.
- Houze R.A., 2012. Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, 50, 1-47.
- Hsieh P. A., Wingle W., Healy R. W., 1999. VS2DI: a graphical software package for simulating fluid flow and solute or energy transport in variably saturated porous media. US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99–4130.
- Hudson G., Wackernagel H., 1994. Mapping temperature using kriging with external drift: theory and an example from Scotland, *International Journal of Climatology*, 14 (1), pp. 77-91.
- Jaeger H., 2001. The “echo state” approach to analysing and training recurrent neural networks with an erratum note, Bonn, Ger. Ger. Natl. Res. Cent. Inf. Technol. GMD Tech. Rep. 148 (2001) 34.
- Jaeger H., Lukosevicius M., Popovici D., Siewert U., 2007. Optimization and applications of echo state networks with leaky-integrator neurons, *Neural Netw.* 20 335-352.
- Jiménez-Martínez J., Skaggs T. H., Van Genuchten M. T., Candela L., 2009. A root zone modelling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas. *Journal of Hydrology*, 367(1), 138-149.
- Kingma, Diederik P. and Ba, Jimmy. Adam, December 2014. A Method for Stochastic Optimization. arXiv: 1412.6980 [cs.LG],.
- Klimchouk A., 1997. The nature and principal characteristics of epikarst. P.-Y. Jeannin (Editor), 12th International Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, 306.
- Klimchouk A., 2000. The formation of Epikarst and its role in Vadose Speleogenesis. A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer and W. Dreybrodt (Editors), *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville. Natl. Speleol. Soc., 91-99.
- Lerner D. N., Isaar A. S., Simmers I., 1990. *Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*, International Contributions to Hydrogeology Vol. 8. Hanover: Verlag Heinz Heise.

- Liu Greg Qi, 2011. Comparison of regression and ARIMA models with neural network models to forecast the daily streamflow of White Clay Creek. Ph.D., University of Delaware, 2011, 545; 3465804.
- Lukoševicius M., Jaeger M., Reservoir computing approaches to recurrent neural network training, *Comput. Sci. Rev* 3 (2009) 127–149.
- Maillet E., 1905. *Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale* [Underground and river hydrology]. Hermann, Paris, 218 pp.
- Manna F., Allocca V., De Vita P., Fusco F., Napolitano E., 2013a. Groundwater recharge assessment in karst aquifers of southern Apennines (Italy). *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 24, 202-204.
- Manna F., Allocca V., Fusco F., Napolitano E., De Vita P., 2013b. Effect of the North Atlantic Oscillation on groundwater recharge in karst aquifers of the Cilento Geopark (Italy). *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 28, 106-109.
- Manna F., 2015. Groundwater recharge in karst aquifers of southern Apennines: estimation at different spatial and temporal scale and effect of climate variability. [Tesi di dottorato].
- Markstrom S. L., Niswonger R. G., Regan R. S., Prudic D. E., Barlow P. M., 2008. GSFLOW: coupled ground-water and surfacewater flow model based on the integration of the Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS) and the Modular Ground-Water Flow Model (MODFLOW-2005). US Geological Survey Techniques and Methods Report 6-D1.
- Martos-Rosillo S., Pérez-Fernández F., Durán J.J., 2008. Estimation of the average annual recharge in the carbonate aquifers of Sierra de Estepa (Seville) using the APLIS method. *Geotemas* 10:1567–5172.
- Mazzarella A., 1999. Rainfall multifractal dynamic processes in Italy. *Theor. Appl. Climatol.*, 63, 301-326.
- McCulloch W., Pitts, W., 1943. A Logical Calculus of the Ideas Immanent in Nervous Activity, *Bulletin of Mathematical Biophysics*, vol. 5, pp. 115-133.
- Meinzer O.E., 1923. Outline of groundwater hydrology. U. S. Geol. Survey Water Supply, paper 494, Washington.
- Merkel G., Povinelli R., Brown R., 2017. "Deep Neural Network Regression for Short-Term Load Forecasting of Natural Gas" 37th Annual International Symposium on Forecasting.
- Mu Q., Zhao M., Running S.W., 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1781–1800.
- NASA Land Processes Distribute Active Archive Center - MOD13A3. USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Centre, Sioux Falls.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology* 10: 282–290.
- Natural Resources Conservation Service, 2004. Chapter 10: Estimation of direct runoff from storm rainfall, Part 630, National Engineering Handbook.
- Patacca, E. and Scandone, P.: Geology of the Southern Apennines, *Ital. J. Geosci.*, 7, 75–119, 2007.
- Pebesma, E.J., 2004. Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computers & Geosciences*, 30: 683-691.

- Perrin J., 2003. A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on a spatial and temporal variations of natural tracers. PhD Thesis, Faculty of Sciences of the University of Neuchatel.
- Pescatore T., Sgrosso I., Torre M. (1969) – Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino Campano-Lucano. Mem. Soc. Nat. in Napoli, Suppl. Boll. 78, Napoli.
- Petrella E., Capuano P. and Celico F., 2007. Unusual behaviour of epikarst in the Acqua dei Faggi carbonate aquifer (Southern Italy). *Terra Nova*, 19, 82-88.
- Petrella E., Falasca A., Celico F., 2008. Natural-gradient tracer experiments in epikarst: a test study in the Acqua dei Faggi experimental site, southern Italy. *Geofluids*, 8, 159–166. doi: 10.1111/j.1468-8123.2008.00214.x.
- Petrella E., Aquino D., Fiorillo F., Celico F., 2014. The effect of low-permeability fault zones on groundwater flow in a compartmentalized system. Experimental evidence from a carbonate aquifer (Southern Italy). *Hydrol. Process.* doi: 10.1002/hyp.10294.
- Plummer L. N., Busenberg E., McConnell J. B., Drenkard S., Schlosser P., Michel R. L., 1998. Flow of river water into a Karstic limestone aquifer. 1. Tracing the young fraction in groundwater mixtures in the Upper Floridan Aquifer near Valdosta, Georgia. *Appl. Geochem.*, 13(8), 995–1015, doi:10.1016/s0883-2927(98)00031-6.
- Pruitt WO., Angus DE., 1960. Large weighing lysimeter for measuring evaporation. *Trans Am Soc Agroc Eng* 3:13–15
- Prybutok, V.R., Yi, J.S., Mitchell, D., 2000. Comparison of neural network models with ARIMA and regression models for prediction of Houston's daily maximum ozone concentrations. *European Journal of Operational Research* 122, 31–40.
- Quinlan JF., Ewers RO., 1989. Subsurface drainage in the Mammoth Cave area. In: White WB, White EL, editors. *Karst hydrology: Concepts from the Mammoth Cave area*. Van Nostrand Reinhold; New York. pp. 65–103.
- R Core Team, 2017. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>.
- Ragusa, C., 2016. ReCoPy: un framework per il reservoir Computing in Python. Laurea Magistrale in Informatica, Università di Pisa, A.A. 2015/2016.
- Rampone S., 2013. Three-and-six-month-before forecast of water resources in a karst aquifer in the Terminio massif (Southern Italy). *Applied Soft Computing* 13:40774086.
- Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums, *Journal of Applied Physics*, 1(5), 318-333.
- Richards L., Gardner W., Ogata G., 1956. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20.
- Roe G.H., 2005. Orographic precipitation. *Annual Review Earth Planetary Science*, 33, 645-671.
- Rosenberg N.J., Blad B.L., Verma S.V., 1983. *Micro-climate: the biological environment*, 2nd edn. Wiley, New York
- Rosenberry D. O., Labaugh J. W., Hunt R. J., 2008. Use of monitoring wells, portable piezometers, and seepage meters to quantify flow between surface water and ground water. In *Field*

- Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water, ed. D. I. Rosenberry and J. W. Labaugh. US Geological Survey Techniques and Methods 4-D2, 39–70.
- Royer J. M., Vachaud G., 1974. Determination directe de l'évapotranspiration et de l'infiltration par mesures des teneurs en eau et des succions. *Hydrol. Sci. Bull.*, 19, 319–336.
- Sanford, W. E. (2002). Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeol. J.*, 10, 110–120.
- Rumelhart D.E., Hinton G.E., Williams R.J., 1986. Learning Representations by Back-Propagation of Errors, *Nature*, vol. 323, pp. 533-536.
- Samir K. Safi, 2016. A Comparison of Artificial Neural Network and Time Series Models for Forecasting GDP in Palestine. *American Journal of Theoretical and Applied Statistics*. Vol. 5, No. 2, 2016, pp. 58-63. doi: 10.11648/j.ajtas.20160502.13
- Sanford W. E., Plummer L. N., McAda D. P., Bexfield L. M., Anderholm S. K., 2004. Hydrochemical tracers in the Middle Rio Grande Basin, USA: 2. Calibration of a ground-water flow model. *Hydrogeol. J.*, 12, 389–407.
- Schwartz R. C., Baumhardt R. L., Howell T. A., 2008. Estimation of soil water balance components using an iterative procedure. *Vadose Zone J.*, 7, 115–123.
- Schwenker F., Labib A., 2009. Echo state networks and neural network ensembles to predict sunspots activity, *Network* 3, 2.
- Scrocca D., (2010). Southern Apennines: Structural setting and tectonic evolution. In M. Beltrando, A. Peccerillo, M. Mattei, S. Conticelli & C. Doglioni (Eds.), *The Geology of Italy*. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Editing, 36, paper 13.
- Shamseldin, A.Y., 1997. Application of a neural network technique to rainfall–runoff modelling. *Journal of Hydrology* 199, 272–294.
- Shiklomanov V., 1998. *World Water Resources. A New Appraisal and Assessment for the 21st Century*, UNESCO, Paris.
- Simunek J., Sejna M., van Genuchten M. T., 1999. The HYDRUS-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0. IGWMC-TPS 53. International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines.
- Skowronski M.D., Harris J.G., 2006. Minimum mean squared error time series classification using an echo state network prediction model, in: *circuits Syst. 2006*, in: ISCAS 2006. Proceedings 2006 IEEE International Symposium, p. 4.
- Sophocleous M., Perkins S. P., 2000. Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. *J. Hydrol.*, 236, 185–201.
- Stevanovic´ Z., 2015. Characterization of Karst Aquifer. In: Stevanovic´ Z. (ed) *Karst Aquifers – Characterization and Engineering*, Series: Professional Practice in Earth Science. Springer International Publishing Switzerland, 47–126.
- Taylor, Richard G., et al. "Ground water and climate change." *Nature Climate Change* 3.4 (2013): 322-329.
- Tiedeman C. R., Goode D. J., Hsieh P. A., 1997. Numerical simulation of ground-water flow through glacial deposits and crystalline bedrock in the Mirror Lake area, Grafton County, New Hampshire. US Geological Survey Professional Paper 1572.

- Tindall J.A., Kunkel J.R., 1999. *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Tóth J., 1999. Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeol J* 7:1–14.
- Tóth J., 2009. *Gravitational systems of groundwater flow theory, evaluation, utilization*. Cambridge University Press, Cambridge
- Trcek B., Krothe N.C., 2002. The role of the epikarst zone in karst aquifer recharge processes. *Geologija*, 45(2), 579–584.
- Trcek B., 2006. How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? *Environ Geol* (2007), 51, 761-765.
- Vigna B., 2002. Monitoring and evaluation of the vulnerability of karst aquifers. Conference proceedings "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo". Forno di Massa, Italy - 22 giugno 2002, 23-35.
- Zhai X., Lin X., Yang Z., Song Y., 2010. Financial time series prediction based on echo state network, in: 2010 Sixth International Conference Natural Computing, pp. 3983-3987.
- Wang S., Zhang Z., Sun G., Strauss P., Guo J., Tang Y., Yao, A., 2012. Multi-site calibration, validation, and sensitivity analysis of the MIKE SHE Model for a large watershed in northern China. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(12), 4621–4632.
- Wellings S. R., 1984. Recharge of the Upper Chalk aquifer at a site in Hampshire, England. 1: Water balance and unsaturated flow. *J. Hydrol.*, 69, 259–273.
- Williams P.W., 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *J Hydrol* 61:45–67.
- Williams P.W., 2008. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *Int J Speleol* 37(1):1–10.
- Winter T. C., Harvey J. W., Franke O. L., Alley W. M., 1998. *Ground water and surface water; a single resource*. US Geological Survey Circular 1139.
- Yoshikawa K., Hinzman L. D., 2003. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost near Council, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2): 151–160.

Ringraziamenti

“Vorrei ringraziare il mio Tutor, Prof. Pantaleone De Vita, per i confronti costruttivi, gli approfondimenti, gli stimoli, gli spunti forniti alla mia tesi, oltre che per la sua disponibilità mai venuta meno per l'intero arco di gestazione di questa tesi, e senza la quale la stessa avrebbe avuto certo esiti inferiori.

Un ringraziamento particolare va al mio Tutor, Dott. Vincenzo Allocca, che con sapienza e simpatia mi è sempre stato al fianco e a cui sempre mi sono potuto rivolgere trovando disponibilità e preziosi suggerimenti, potendo apprendere così il *modus operandi* entusiasta e rigoroso.

Un grazie di vero cuore per i miei amici Adolfo e Maurizio che mi hanno sempre incoraggiato durante gli anni del dottorato e che hanno riempito, e riempiono tuttora, la mia vita.

Volevo ringraziare Deep Learning Italia per i confronti ed i suggerimenti che mi hanno elargito sulle problematiche riguardante le reti neurali artificiali. In particolare volevo ringraziare Francesco Pugliese e Matteo Testi, fondatori di Deep Learning Italia, che con il loro entusiasmo instancabile e la voglia di fare qualcosa di importante riescono ad aggregare un gruppo di persone motivate, portando avanti tematiche d'avanguardia sul panorama italiano ed internazionale. Di questo gruppo voglio ringraziare in particolare Daniele Darmiento per le discussioni intorno alle Recurrent Neural Network, Luca Pedrelli che mi ha introdotto alle Echo State Network, Andrea Mercuri per avermi approcciato a Pytorch e Luca Palmieri per i suggerimenti “matematici”.

Ma il mio ringraziamento più grande va a mia moglie, Santa, che con amore e pazienza, in questi tre anni, è stata al mio fianco tollerando i miei periodi in cui sono stato immerso quasi completamente nella ricerca; ai miei figli, Michele e Gaia, che sono sempre fonte di gioia, che mi hanno donato serenità e affetto anche quando avevo poco tempo da dedicare a loro. Infine al mio cagnolino Cico che mi ha fatto compagnia in quest'ultimo anno di questa bellissima esperienza.”