



UNIVERSITÁ DEGLI STUDI DI CAGLIARI

DOTTORATO DI RICERCA

Ingegneria del Territorio

Ciclo XXVIII°

TITOLO TESI:

*“Sulla variazione dei regimi idrologici nei bacini Sardi e
l’impatto potenziale del futuro cambiamento climatico in un
tipico bacino mediterraneo sardo”*

Settore scientifico disciplinare di afferenza

ICAR 02

Presentata da:

Alessio SARIGU

Coordinatore Dottorato:

Roberto DEIDDA

Tutor:

Nicola MONTALDO

Esame finale anno accademico 2015 – 2016

Tesi discussa nella sessione d’esame marzo – aprile 2017

Alla mia Famiglia

RINGRAZIAMENTI

Vorrei sentitamente ringraziare il mio tutor scientifico Prof. Nicola Montaldo per avermi consentito e dato la possibilità di frequentare e portare a termine il corso di Dottorato e per la sua preziosa guida scientifica in questi quattro anni, oltrech  per avermi continuamente motivato a non accontentarmi e migliorare le mie conoscenze e la mia metodologia di ricerca.

Un doveroso riconoscimento va alla mia famiglia, a mia mamma Marina, mio padre Lorenzo e mio fratello Marco che non mi hanno mai fatto mancare il loro supporto durante questi anni fatti di momenti pi  o meno difficili ed a tutti i miei parenti che mi sono sempre stati vicini e che mi hanno consentito con il loro affetto di non mollare anche quando le difficolt  apparivano insormontabili.

Desidero ringraziare inoltre il Professor Amilcare Porporato per avermi consentito di approfondire e studiare tematiche per me di estrema importanza e assai interessanti, oltrech  per avermi sia nel periodo in cui   stato all'Universit  di Cagliari sia tramite skype dato degli utilissimi consigli su come migliorare la mia formazione e su cosa focalizzare la mia attenzione, consigli risultati poi preziosi durante l'ultimo periodo di ricerca.

Ringrazio inoltre il Dott. Ing. Roberto Corona, con il quale si   da subito creata una strettissima collaborazione e senza il cui supporto sia morale che scientifico, il tutto sarebbe stato molto pi  complesso ed i cui consigli sono sempre risultati essere preziosi ed utilissimi.

Un altro ringraziamento caloroso ai miei amici Matteo, Roberto, Nicola, Angelo, Stefano, Francesco, Michela, Mattia che mi hanno supportato durante questi anni e soprattutto sopportato; ma anche a tutti gli amici di San Mauro che con la loro presenza, i loro consigli mi hanno permesso di superare gli ultimi mesi difficili del dottorato, nonch  un ringraziamento a tutto il personale DICAAR e a tutte le altre persone che anche con un piccolo aiuto hanno contribuito al raggiungimento di questo traguardo.

A tutti loro va il mio grazie e la mia riconoscenza.

SOMMARIO

1	Introduzione.....	7
1.1	Analisi del clima nelle regioni Mediterranee.....	8
1.2	Analisi Modellistica nell'ambito dei processi idrologici.....	11
2	Variazione dei regimi idrologici in Sardegna: L'impatto del NAO.....	16
2.1	Caso di Studio e Generalità.....	22
2.2	Database Utilizzato e Metodologia.....	23
2.3	Risultati.....	27
2.3.1	Regimi Idrologici Storici.....	27
2.3.2	Regimi Pluviometrici Storici.....	28
2.3.3	Regimi Idrometrici Storici.....	31
2.3.4	Regimi Termometrici Storici.....	35
2.3.5	Andamenti Piogge.....	37
2.3.6	Andamenti Deflussi.....	39
2.3.7	Andamenti Temperatura.....	40
2.4	Analisi Variazioni Temporal	42
2.4.1	Applicazione Test di Mann-Kendall.....	42
2.4.1.1	Trend Pluviometrici.....	43
2.4.1.1.1	Trend Trimestrali.....	43
2.4.1.1.2	Trend Mensili.....	46
2.4.1.2	Trend Idrometrici.....	50
2.4.1.3	Trend Temperatura.....	54
2.4.1.3.1	Temperatura Minima.....	54
2.4.1.3.2	Temperatura Massima.....	57
2.4.2	Applicazione metodo di Theil-Sen.....	60
2.4.2.1	Pendenza Pluviometrica.....	60
2.4.2.2	Pendenza Idrometrica.....	63
2.4.2.3	Pendenza Termometrica.....	66
2.4.2.3.1	Temperatura Massima.....	66
2.4.2.3.2	Temperatura Minima.....	69
2.5	Impatto dell'Oscillazione Nord-Atlantica sui regimi idrologici.....	72
2.5.1	Correlazione NAO – Pioggia.....	77
2.5.2	Correlazione NAO – Portata.....	81
2.5.3	Correlazione NAO – Temperatura.....	85
2.5.3.1	Temperatura Massima.....	85
2.5.3.2	Temperatura Minima.....	88
2.6	Influenza Morfológica e Orografica sull'Idrologia della Sardegna.....	91
2.7	Effetto della Stagionalità sui Regimi delle piogge in Sardegna.....	118
2.7.1	Trend Stagionalità.....	126

2.7.2	Regimi di Stagionalità.....	128
2.8	Scenari Climatici Futuri.....	135
2.9	Conclusioni.....	140
2.10	Riferimenti Bibliografici.....	142
3	L'impatto del futuro cambiamento climatico.....	149
3.1.	Caso di Studio.....	149
3.2.	Il Modello Eoidrologico.....	152
3.2.1	Equazioni del Modello.....	160
3.2.1.1	SDM.....	160
3.2.1.1.1	Dinamica della Temperatura del suolo.....	160
3.2.1.1.2	Dinamica dell'Umidità del suolo.....	160
3.2.1.1.3	Il Bilancio Energetico.....	163
3.2.1.1.4	Il Bilancio Idrico.....	165
3.2.1.1.4.1	Evapotraspirazione.....	166
3.2.1.1.4.2	Evaporazione da suolo nudo.....	166
3.2.1.1.4.3	Traspirazione.....	167
3.2.1.1.4.4	Evaporazione Diretta ed Intercettazione Vegetale.....	169
3.2.1.1.4.5	Drenaggio.....	169
3.2.1.1.4.6	Infiltrazione e Deflusso Superficiale.....	170
3.2.1.1.4.7	Deflusso di Base.....	172
3.2.1.2	VDM.....	173
3.2.1.2.1	Allocazione.....	175
3.2.1.2.2	Fotosintesi.....	176
3.2.1.2.3	Respirazione.....	177
3.2.1.2.4	Senescenza.....	177
3.2.1.2.5	Caduta delle foglie.....	178
3.2.1.2.6	Flusso di Carbonio.....	178
3.2.1.3	Integrazione del Modello SDM con il modello VDM.....	179
3.2.2	Grandezze Osservate.....	180
3.2.3	Mappatura Caratteristiche del Suolo e della Vegetazione.....	184
3.2.4	Calibrazione Modello Eoidrologico per il 2003.....	189
3.2.4.1	Calibrazione Caratteristiche della Vegetazione.....	190
3.2.4.1.1	Parametri caratteristici della Fotosintesi per le diverse specie arbustive.....	190
3.2.4.1.2	Indice Areale Fogliare (LAI).....	192
3.2.4.2.	Flusso di Anidride Carbonica.....	194
3.2.4.3.	Calibrazione Caratteristiche del suolo.....	196
3.2.2.1.1	Umidità del suolo.....	196
3.2.2.1.1.1	Misure non in continuo.....	196
3.2.2.1.1.2	Misure in continuo.....	200
3.2.2.1.2	Temperatura.....	201
3.2.2.4	Calibrazione Parametri Bilancio Energetico.....	203
3.2.3	Validazione Modello Eoidrologico per il 2004-2006.....	206
3.2.5.1	Validazione termini VDM.....	207
3.2.5.2	Validazione termini SDM.....	221
3.3	Scenari di Cambiamento Climatico ed impatto sui regimi idrologici.....	242
3.4	Conclusioni.....	253
3.5	Riferimenti Bibliografici.....	256

4	Conclusioni.....	261
5	Appendice.....	264
5.1	Metodo di Mann-Kendall.....	264
5.2	Metodo di Theil-Sen.....	265
5.3	Metodo di Pettitt.....	266
5.4	Metodo di Pearsson.....	267

1 Introduzione.

Il cambiamento climatico e gli interventi antropici stanno determinando un sempre più evidente processo di desertificazione che sta interessando le aree Mediterranee semi-aride, con conseguenze drammatiche per l'agricoltura e per le utenze idriche civili ed industriali. In Sardegna negli ultimi decenni si è assistito ad una progressiva diminuzione delle risorse idriche disponibili, fatto testimoniato dall'andamento dei deflussi accumulati nei serbatoi artificiali. È possibile constatare come ci sia stato ad esempio nei sistemi di invaso artificiali del Medio Flumendosa, di rilievo primario per la gestione della risorsa idrica in quanto soddisfano gran parte del fabbisogno idropotabile di Cagliari, una forte riduzione dei deflussi; a fronte di tale diminuzione si è registrato un minore decremento delle precipitazioni. Per riuscire a comprendere le cause di tali forti riduzioni sia delle piogge che dei deflussi negli ultimi decenni, si è data particolare enfasi oltre che all'analisi dei regimi idrologici storici che hanno caratterizzato la Sardegna anche allo studio di come tali variazioni siano legate a processi di cambiamento climatico a scala globale ed a variazioni dei sistemi di circolazione atmosferica. In primis risulta essere fondamentale per analizzare tutte le diverse problematiche, andare ad individuare quelli che sono i periodi che rivestono un ruolo chiave per la generazione dei deflussi. Il tipico clima mediterraneo determina un'alternanza fra due periodi principali nel corso dell'anno determinanti per la disponibilità della risorsa idrica. Il primo periodo ha inizio alla fine della stagione primaverile e termina con la fine dell'estate, durante il quale tipicamente non si hanno fenomeni di precipitazione intensa e di conseguenza di deflusso superficiale e la perdita preponderante nel bilancio idrico risulta essere l'evapotraspirazione; il secondo invece ha inizio con la fine della stagione autunnale e termina a primavera, durante il quale si concentrano le piogge, tipicamente intense e di breve durata, che generano quei deflussi superficiali di tipo Hortoniano (Montaldo et al., 2008), fondamentali per il bilancio della risorsa idrica; conseguentemente si è cercato di dare particolare rilevanza alla comprensione e all'interpretazione dei processi idrologici in atto, con la conseguente analisi delle dinamiche dei processi coinvolti nelle interazioni tra atmosfera, suolo e vegetazione, che influenzano il processo di trasformazione afflussi-deflussi a scala locale. Per tale analisi si è reso necessario procedere sia attraverso un'attività di raccolta dati derivanti da monitoraggio a terra, che attraverso un'adeguata modellazione matematica dei processi coinvolti. L'utilizzo combinato di una modellazione ecoidrologica e di osservazioni satellitari di cui si ha a disposizione per la zona oggetto di studio un database a partire dal 2003, ha consentito di perseguire una modellazione dei diversi processi a scala di bacino.

1.1 *Analisi del clima nelle regioni Mediterranee.*

Come enunciato nell'introduzione, il problema del cambiamento climatico sta andando ad assumere dei contorni sempre più rilevanti; come riportato in alcuni studi dell'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001, 2007 e 2013; da tali analisi si può constatare come la popolazione mondiale risulti essere estremamente poco preparata e vulnerabile agli eventi climatici estremi, a causa della bassa capacità di adattamento del territorio agli effetti del cambiamento climatico. Negli ultimi decenni il cambiamento climatico e le attività dell'uomo hanno incrementato il processo di desertificazione nelle regioni del Mediterraneo, con terribili conseguenze per l'agricoltura e la disponibilità idrica (Brunetti et al., 2002; Ventura et al., 2002; Ceballos et al., 2004); problematica che ha reso indispensabile lo studio degli effetti del cambiamento climatico sui regimi idrologici, tale condizione è notevolmente amplificata in Sardegna, in cui si è osservata una drammatica riduzione dei livelli idrici contenuti negli invasi, dovuta alla diminuzione dei deflussi, riduzione che è risultata essere molto più drastica di quella della pioggia; lasciando intuire una risposta non lineare dei deflussi ai regimi pluviometrici. Ciò che ha portato ad una maggiore riflessione è legato al fatto che tale situazione sta interessando oramai tutta l'Isola comprese le zone del Sassarese (Nord Sardegna) che storicamente non hanno mai presentato grosse problematiche relativamente alle risorse idriche. L'evidenza di tali effetti climatici oltreché per quanto detto, risulta essere fornita anche dall'aumento dell'occorrenza con cui si stanno verificando gli eventi meteorologici estremi in Sardegna (eventi alluvionali del dicembre 1999, dicembre 2004, novembre 2008 e novembre 2013) che hanno determinato gravi danni sia sociali che economici, questo è legato al fatto che lunghi periodi di siccità rendono il territorio notevolmente più vulnerabile ad eventi meteorici di elevata intensità. Per la comprensione di tali fenomeni riveste un ruolo chiave la conoscenza delle caratteristiche climatiche dell'area oggetto di studio. Il clima in Sardegna è tipicamente Mediterraneo lungo le coste e nelle principali pianure e tipicamente continentale nelle zone interne e montuose. Il regime delle piogge presenta una distribuzione Mediterranea su gran parte dell'isola, con una generalizzata stagionalità, con inverni umidi ed estati secche e poco piovose. La stagione inverno-autunnale gioca un ruolo chiave nella gestione delle risorse idriche; conseguentemente una sistematica riduzione dei deflussi in tali mesi per un certo numero successivo di anni ha generato una condizione di criticità nell'utilizzo della risorsa idrica. Ciò che in questo studio ha allarmato maggiormente è stata l'entità di tali riduzioni negli ultimi trent'anni. La drammaticità del problema è legata al fatto che le estati secche ed asciutte hanno portato ad una sempre maggiore necessità di incrementare i deflussi durante il periodo invernale. Un elevato numero di studi (Piervitali et al., 1997; Piervitali et al., 1998; Buffoni et al., 1999; Brunetti et al., 2001; Brunetti et al., 2004; Piccarreta et al., 2004; Norrant-Romand & Douguedroit, 2006; Caloiero et al., 2009) hanno mostrato come fenomeni di siccità e forti riduzioni del sistema pioggia-deflussi si siano presentati in molte regioni del Mediterraneo (alcuni studi focalizzati anche per l'Italia), con in generale un leggero incremento delle precipitazioni nelle stagioni primaverili ed estive ed un decremento nelle altre, fa da contraltare l'incremento della frequenza degli eventi

estremi. Relativamente al caso della Sardegna, pochissimi studi sono stati effettuati sull'analisi dei regimi idrologici (Chessa et al., 1999; Delitala et al., 2000), concentrandosi prevalentemente sull'analisi delle precipitazioni e delle temperature; in altri studi incentrati sulla Sardegna si è dato invece maggior peso allo studio dell'effetto climatico sugli eventi estremi di pioggia e sulla variazione dell'intensità di pioggia mediante l'utilizzo di particolari metodi statistici (Bodini & Cossu, 2010). Ad oggi invece risultano essere assai carenti le analisi riguardo i deflussi ma soprattutto su quelli che sono i possibili aspetti che influenzano i regimi di pioggia, con una mancanza soprattutto di una vera e propria analisi a scala regionale con un database completo per tutte le grandezze, infatti non tener conto degli ultimi anni specificatamente del periodo dal 1999 al 2013 significa perdere delle preziose informazioni relativamente a quell'arco temporale in cui si sono presentati dei cambiamenti rilevanti di frequenza ed intensità degli eventi pluviometrici. Le conseguenze che la criticità idrica può determinare in un territorio che fa dell'agricoltura un pilone cardine della sua economia, ha portato a ricercare quelle che possono essere le cause che hanno condotto a tale situazione; conseguentemente un altro importante obiettivo di tale studio è stato quello di provare a capire se e come particolari sistemi di circolazione atmosferica come l'oscillazione Nord-Atlantica (NAO) abbiano influenzato i regimi idrologici storici. Il NAO è una caratteristica climatica a larga scala che presenta un enorme impatto sul clima delle regioni Nord-Atlantiche e dei continenti sottesi tra cui l'Europa (Walker 1924; Walker & Bliss, 1932; Jones et al, 1997; Vide & Lopez-Bustins, 2006). Tale parametro di cui si darà maggiore peso nel Capitolo 2, rappresenta la differenza di pressione atmosferica al livello del mare tra il centro di bassa pressione localizzato in Islanda e quello di alta pressione delle Azzorre; si tratta di una variabile che varia localmente e stagionalmente con fase positiva o negativa, che può insistere anche per diversi anni (Hurrell, 1995). La differenza di pressione controlla la forza e la direzione dei venti occidentali e delle tempeste (storm tracks) in Europa. Lo studio delle condizioni di circolazione climatica è fondamentale in quanto è noto che l'insistere su una certa zona di un'area ciclonica è associata ad un'elevata probabilità di pioggia all'opposto di ciò che succede in presenza di un'area anticiclonica (Delitala et al., 2000; Goodess & Jones, 2002; Lopez-Bustins et al., 2008), cosicché risulta fondamentale definire la posizione del centro di pressione al fine di valutarne l'effetto sul regime delle piogge. Un elevato numero di studi sono d'accordo sul fatto che le variazioni temporali e spaziali delle piogge, temperature, deflusso e deflusso dovuto allo scioglimento della neve siano guidate dai cambiamenti della circolazione atmosferica, la quale può generare uno spostamento delle storm tracks; tale effetto è marcatamente più rilevante durante la stagione invernale. Molti lavori hanno focalizzato la loro attenzione sugli effetti delle teleconnessioni atmosferiche (NAO in primis ma anche WeMO "Western Mediterranean Oscillation", AO "Atlantic Oscillation", EA-WR "East Atlantic-West Russia", etc.) sulle variabili idrologiche. Tra i lavori si annoverano per la penisola iberica (Goodess & Jones, 2002; Vicente-Serrano & Lopez-Moreno, 2006; Vide & Lopez-Bustins, 2006; Lopez-Moreno et al., 2007; Lopez-Bustins et al., 2008), globalmente per la regione Mediterranea (Wibig, 1999; Trigo et al., 2002; Lopez-Moreno et al., 2011; Norrant-Romand & Douguedroit, 2014), altri studi si sono concentrati sulla parte occidentale del Mediterraneo (Delitala et al., 2000 Quadrelli et al., 2001; Castro-Diez et al., 2002) e per la parte orientale del Mediterraneo e per l'Europa dell'Est (Hurrell & Van Loon, 1997;

Ben-Gai et al., 2001; Krichak & Alpert, 2005). Negli ultimi decenni anche negli U.S.A. gli studi degli effetti della circolazione atmosferica sui regimi di portata, di pioggia e del deflusso per effetto dello scioglimento della neve, hanno avuto un ruolo centrale nell'analisi meteorologica specialmente al fine di definire strategie per la gestione delle risorse idriche; alcune di queste analisi si sono incentrate sulla costa ovest (Cayan & Roads, 1984; Leathers et al, 1991; Dettinger & Cayan, 1994; McCabe JR, 2009), questi ultimi studi risultano essere importanti per l'analisi, per il fatto che la costa Californiana è caratterizzata da un clima Mediterraneo simile a quello presente in Sardegna. Indipendentemente dalla localizzazione dell'area di studio, in tutti i lavori in cui ci si è concentrati sul NAO, si è verificato come l'elevata differenza di pressione tra le stazioni di Reykjavík e quella delle Azzorre (un indice annuale elevato, denominato con NAO+) porti un incremento dei venti occidentali e conseguentemente, estate fresche ed inverni miti e piovosi nell'Europa centrale e nella parte Atlantica, all'opposto un indice basso (denominato NAO-) determinerà nelle stesse aree una soppressione dei venti occidentali e di conseguenza, tali zone andranno a soffrire estati torride ed inverni freddi; questa situazione al contrario porterà nelle aree Mediterranee e nel Nord-Africa un notevole incremento degli eventi di precipitazione e delle cosiddette storm tracks. Tutta questa analisi viene eseguita in quanto il territorio della Sardegna è fortemente influenzato dai fenomeni di circolazione atmosferica (indipendentemente da quelli locali legati alla configurazione interna del territorio) essendo nella traiettoria dei venti occidentali, che fortemente influenzano il regime pluviometrico della Sardegna. La parte utile di questo lavoro risulta essere legata al fatto che in letteratura viene a mancare completamente uno studio sull'impatto del NAO sulle variabili idrologiche, se non in maniera descrittiva senza però entrare ad esempio nel merito di quale sia la reale correlazione con tali variabili meteorologiche; anche per il resto della penisola italiana lo studio dell'impatto del NAO su piogge, deflussi e temperature viene affrontato solo in maniera superficiale.

1.2 *Analisi Modellistica nell'ambito dei processi idrologici.*

Le problematiche legate al cambiamento climatico ed ai processi di desertificazione che stanno interessando un po' tutto il pianeta ed in particolare le aree semi aride del Mediterraneo hanno portato a far assumere un ruolo fondamentale allo studio dei processi idrologici in atto al fine soprattutto di comprendere le cause di queste criticità a scala locale (di bacino e di cella) oltretutto come detto precedentemente alla scala più grande e di comprendere quali sono i fattori che influenzano il processo di trasformazione afflussi-deflussi.

Relativamente allo studio idrologico, già da diversi decenni si è iniziati ad introdurre il concetto di ciclo idrologico, di bilancio idrologico a scala di bacino nonché di analisi degli eventi estremi di precipitazione. La complessità di questi processi è rispecchiata dalla difficoltà di riuscire a dare dal punto di vista modellistico un'adeguata rappresentazione dei fenomeni a scala di bacino. Inizialmente si andava a studiare il processo di formazione del deflusso superficiale attraverso dei modelli di tipo concentrato; in cui sia la pioggia, che rappresenta l'ingresso del modello e sia le diverse caratteristiche del bacino erano considerate globalmente e mediate sull'intero bacino idrografico. Con il passare dei decenni si è cercato di tener conto nello studio della risposta del bacino, della variabilità spaziale della pioggia all'interno dello stesso, andando ad utilizzare un approccio modellistico spazialmente distribuito. Il vantaggio di utilizzare un approccio spazialmente distribuito è legato sostanzialmente alla descrizione dei processi idrologici con un'elevata risoluzione spaziale, che consente di rappresentare tali processi a livello della scala locale della cella elementare della griglia rappresentante il bacino, andando in ogni cella a soddisfare i principi di conservazione della massa e dell'energia. I modelli idrologici distribuiti tengono conto della variabilità spaziale delle proprietà del bacino, considerando sia le variabili che i parametri distribuiti spazialmente su tutta la superficie. La risposta del bacino risulterà essere dovuta all'effetto combinato della variabilità spaziale di tutte le componenti dell'intero sistema di trasformazione afflussi-deflussi. Un ruolo fondamentale nello sviluppo della modellistica idrologica è stato rappresentato dallo sviluppo dei modelli idrologici distribuiti fisicamente basati, nei quali vengono simulati tutti i processi alla base dell'intero ciclo idrologico, attraverso schemi alle differenze finite, per quanto riguarda sia le equazioni differenziali di conservazione della massa, della quantità di moto e dell'energia. A partire da questo punto si è avuto un rapido incremento di nuovi modelli idrologici distribuiti, tra i quali si ricorda il modello di Wigmosta et al., (1994) che descrive tutte le componenti del bilancio energetico, con una completa rappresentazione del flusso sotterraneo negli strati saturi del terreno. Un altro importante esempio è rappresentato dal modello di Famiglietti & Wood, (1994) i quali hanno sviluppato un modello idrologico a scala di bacino accoppiando il TopModel di Beaven & Kirkby, (1979) con un modello di bilancio idrico ed energetico a scala locale in cui viene effettuata una completa descrizione della fisica dell'evaporazione. Una moltitudine di altri modelli sono stati sviluppati in questi ultimi anni, ciascuno dei quali focalizzando l'attenzione su taluni aspetti rispetto ad altri. Nonostante lo sviluppo sempre maggiore di tali processi, ancora oggi sono presenti notevoli incertezze; una fra tutte l'incertezza nella rappresentazione spazio-temporale dei processi idrologici, tali incertezze sulla reale

correttezza e validità delle equazioni sulla scala della singola cella elementare diventano ancora maggiori se applicate alla scala più grande del bacino. Per cercare di superare tali problemi risulta essere di notevole importanza il processo di calibrazione e di validazione del modello; ad esempio confrontando i valori di portata simulati in una data sezione, che rappresenta l'uscita del modello con l'idrogramma osservato nella sezione del reticolo idrografico del bacino, oppure tramite il confronto di altre variabili modellate con le corrispondenti osservate nel sito sperimentale (*umidità del suolo, caratteristiche idrologiche o della vegetazione, etc.*). Tale processo di calibrazione può però allo stesso modo essere affetto da una notevole incertezza legata al controllo sullo stato delle variabili, in quanto eventuali altre combinazioni dei valori delle variabili potrebbero fornire simili risultati di output. Per ovviare a queste problematiche modellistiche sono stati sviluppati dei modelli distribuiti semplificati ad evento di piena, nei quali si riesce con delle semplici equazioni a rappresentare la complessità della dinamica del bilancio idrico ed energetico che sta alla base dei processi di interazione suolo, vegetazione ed atmosfera. Un importante esempio è rappresentato dal modello FEST98RS (Mancini, 1990; Mancini et al., 1998, 1999) in cui viene adottata una semplificazione della parametrizzazione per quanto riguarda la variabilità spaziale delle proprietà del suolo, riuscendo a rappresentare comunque la distribuzione spaziale dei processi di generazione e scorrimento superficiale all'interno del bacino. In questo campo si sono andati a sviluppare una serie di modelli che vanno sotto il nome di SVAT ("*Soil Vegetation Atmosphere Transfer Scheme*"). I modelli SVAT hanno come obiettivo principale quello di simulare i flussi di calore latente e sensibile che si generano tra la superficie del suolo e l'atmosfera attraverso un bilancio locale idrico ed energetico. Per molto tempo lo studio del bilancio idrologico e quello dei processi fisici alla base degli scambi energetici ed idrici tra suolo, vegetazione ed atmosfera sono stati studiati separatamente. Il primo modello in cui si iniziano a rappresentare i processi caratteristici di uno SVAT è quello di Manabe & Bryan, (1969), in cui il sistema è rappresentato attraverso due serbatoi, relativamente ad essi, vengono sviluppati i principi di conservazione dell'energia e della massa. Un altro importante esempio è rappresentato dal BATS sviluppato da Dickinson et al., (1986), in cui si ha un'approssimazione nella valutazione della propagazione del flusso idrico all'interno del bacino, mentre viene fornita una maggiore attenzione allo studio degli scambi energetici ed idrici tra suolo e atmosfera e all'analisi delle caratteristiche fisiologiche delle piante. In questi primi esempi di modelli si hanno ancora dei limiti relativamente all'eccessiva approssimazione sulla stima dell'evapotraspirazione potenziale e dello stato dell'umidità del suolo. Con i modelli di (Famiglietti & Wood, 1994; Wigmosta et al., 1994), si è andati anche se ancora in maniera approssimativa a simulare dettagliatamente l'intero ciclo idrologico, utilizzando l'equazione di Penman-Monteith per la stima dell'evapotraspirazione potenziale. Fino ad oggi sono stati sviluppati numerosi modelli SVAT in cui viene rappresentato il processo di interazione suolo-vegetazione - atmosfera, con differenti gradi di accuratezza, la maggiore complessità dei modelli ha però condotto ad un incremento del numero di parametri e variabili, questo fatto ha portato alla problematica relativamente alla determinazione dei valori dei diversi parametri, ottenuti dal confronto dei dati osservati con i dati calibrati, il cui valore è conseguentemente legato alle caratteristiche della struttura del modello stesso. Obiettivo fondamentale della ricerca relativamente a tale parte del lavoro è stato quello di realizzare un modello che

pur semplificato in alcune sue parti e con un numero non elevatissimo di parametri risulti essere in grado di rappresentare nel dettaglio i diversi processi idrologici che si presentano all'interno del bacino idrografico preso in esame. Per perseguire tale obiettivo è risultato essere di fondamentale importanza la raccolta di dati e di misure delle variabili di stato che influenzano tali processi, utilizzando le strumentazioni attualmente a disposizione, che consentono di eseguire delle stime dettagliate di tutte le componenti del bilancio energetico ed idrico. La raccolta dati ha interessato il sito sperimentale di Orroli e di Nurri, nonché altre zone interne al bacino del Mulargia.

L'importanza di uno sviluppo modellistico da affiancare ad un'analisi relativa al problema del climate change è legata al fatto che è stato dimostrato come le interazioni tra suolo ed atmosfera controllano il clima a scala regionale nonché quello globale; da studi effettuati si è visto come lo scambio di calore ed umidità tra la superficie terrestre e l'atmosfera guidi il sistema climatico e meteorologico; da qui l'esigenza di un continuo sviluppo e miglioramento dei modelli di interazione suolo, vegetazione ed atmosfera (*Land Surface Model LSM*) in modo da consentire una sempre più corretta simulazione dei trasferimenti di massa e di energia. Oltre che per quanto riguarda il suolo e l'atmosfera è fondamentale un attento studio sulla vegetazione, ciò risulta essere fondamentale in quanto la struttura e la tipologia della copertura vegetale regola gli scambi di massa e di energia (Larcher 1995; Lambers et al, 1998; Eagleson, 2002; Larcher 2003); più specificatamente lo sviluppo più o meno marcato della vegetazione regola il funzionamento dei processi idrologici controllando l'intercettazione della pioggia, l'infiltrazione, l'evapotraspirazione, lo scorrimento superficiale ed il drenaggio, così come influenza la ripartizione della radiazione solare incidente in flusso di calore sensibile e latente. Come per le grandezze precedentemente rappresentate anche la vegetazione va ad assumere un effetto fondamentale sul clima, producendo effetti su diverse grandezze (*temperatura, precipitazione, etc.*) che a loro volta possono influenzare il processo di crescita della vegetazione stessa. L'analisi di questi processi rappresenta uno degli obiettivi che ci si è proposti di raggiungere durante il lavoro di ricerca; ovvero riuscire a comprendere ad esempio l'effetto della vegetazione sui deflussi, che in regioni semiaride come la Sardegna risulta essere fondamentale, in quanto questi processi possono andare a generare o amplificare condizioni di siccità e di desertificazione. Nelle zone a clima Mediterraneo (compresa l'area di studio) l'acqua risulta essere un fattore di controllo e la vegetazione riveste un ruolo chiave nel bilancio idrico del suolo (Rodriguez-Iturbe, 2000; Albertson & Kiely, 2001; Porporato & Rodriguez-Iturbe, 2002; Montaldo et al., 2003). L'importanza della vegetazione ha condotto negli anni ad un sempre maggiore sviluppo dei modelli VDM (*Modelli di Dinamica della Vegetazione*) che si occupassero appositamente di quelli che sono i processi caratteristici svolti dalle piante (*specie erbacee e arbustive*). Un'analisi dei modelli che analizzano i processi svolti dalle piante (fotosintesi, respirazione, allocazione, etc.) attualmente è stato effettuato da (Arora, 2003; Arora & Boer, 2005). Uno dei processi che nei diversi studi si è cercato di approfondire maggiormente è rappresentato dalla fotosintesi che rappresenta il principale termine produttivo della biomassa ed è un termine chiave del modello di crescita della vegetazione. Tra i diversi metodi per la modellazione della fotosintesi, l'approccio biochimico per l'analisi idrologica risulta essere eccessivamente complesso in virtù soprattutto dell'eccessivo numero di parametri considerati, mentre

risultano essere di più semplice utilizzo i metodi che analizzano la crescita delle piante sulla base dei processi di assimilazione della luce e del carbonio. A partire da queste metodologie di analisi dei processi fotosintetici, negli ultimi anni si sono andati a realizzare dei modelli di accoppiamento LSM-VDM la cui struttura ed il cui tipo di parametrizzazione è legata sostanzialmente al tipo di obiettivo da raggiungere (Arora, 2003; Arora & Boer, 2005). Tra questi è giusto menzionare i modelli di (Rambal & Cornet, 1982; Chen & Reynolds, 1997) i quali hanno sviluppato il modello ecoidrologico PALS, che include diversi tipi funzionali di piante in un modulo di bilancio idrico del suolo basato sull'equazione di Richard (Kemp et al., 1997), recentemente adattato ad applicazioni spazialmente distribuite (Gao & Reynolds, 2003). Il problema di tale modello risulta essere l'eccessiva parametrizzazione; simili problematiche per il modello VDM di Sitch et al., (2003), modello poi successivamente migliorato per riuscire ad analizzare più correttamente il bilancio idrico ed energetico (Gerten et al., 2004). Un'altra serie di modelli (Haxeltine & Prentice, 1996; Vertessy et al., 1996; Walker & Langridge, 1996; Mouillot et al., 2002) presentano una modellazione semplificata di crescita delle piante accoppiata a modelli idrologici. Al fine di prevedere il bilancio idrico del suolo e la risposta al disboscamento, in termini di crescita annuale, di una foresta in area montana, Vertessy et al., (1996) hanno accoppiato il modello idrologico TOPOG con il modello di crescita delle piante, basato su un approccio empirico semplificato per descrivere la fotosintesi. Nel lavoro presentato da Haxeltine & Prentice, (1996) viene mostrato un modello di crescita della vegetazione di tipo LUE (*efficienza d'uso della luce*) accoppiato ad un modello di bilancio idrologico per prevedere in Australia, a scala temporale mensile, la distribuzione dei diversi tipi funzionali di piante. Al fine di stimare l'umidità del suolo disponibile per le piante in ecosistemi semiaridi utilizzando un set limitato di dati e di registrazioni meteorologiche, Walker & Langridge, (1996) hanno sviluppato un modello accoppiato di crescita della vegetazione e di bilancio idrico del suolo, che utilizza un approccio molto semplice per la crescita delle piante basato principalmente su equazioni empiriche; benché non si simuli realmente la produzione e la struttura vegetale, in tale modello si è cercato di semplificare i processi riducendo la parametrizzazione in ecosistemi semiaridi dove la disponibilità idrica è il fattore che maggiormente limita la crescita vegetativa (Larcher, 1995; Mouillot et al., 2002). Dei buoni compromessi sono i modelli della dinamica della vegetazione proposti da (Cayrol et al., 2000; Nouvellon et al., 2000), derivati dai modelli di (Mougin et al., 1995; Lo Seen et al., 1997). In particolare, il modello di Nouvellon et al., (2000) ha dimostrato buone prestazioni per la stima dell'umidità del suolo e dell'indice areale delle foglie giornaliero (LAI, "*Leaf area index*") per un pascolo di tipo C4 situato in un ecosistema semi-arido. Fondamentale in questo senso risulta essere il modello accoppiato VDM - LSM di Montaldo & Albertson, (2001), in cui viene simulata la dinamica della vegetazione, ad una frequenza elevata (scala temporale semi-oraria) per un sito vicino alla città di Cork (Irlanda), modello da cui si è partiti per il lavoro modellistico realizzato durante il periodo di ricerca.

Il modello a scala di bacino sviluppato presenta come principale caratteristica oltre quella di descrivere i fenomeni e le variabili che influenzano i diversi processi, quella di interconnettere strettamente la parte modellistica relativa alla vegetazione (di cui si è andati a calibrare i principali parametri, una volta

definita la caratterizzazione vegetativa dell'aria di studio) con quella relativa alla dinamica del suolo; consentendoci di individuare come le variazioni delle condizioni del suolo vadano ad influenzare lo sviluppo vegetativo e viceversa. Durante il lavoro di tesi oltre che andare a realizzare e migliorare costantemente la modellazione ecoidrologica a scala di bacino; si è andati ad effettuare un utilizzo combinato di modellistica ecoidrologica e di osservazioni satellitari, consentendoci di modellare i processi a scala di bacino con i risultati ottenuti dalle analisi a scala locale. L'utilizzo delle immagini satellitari ha consentito di ricavare informazioni fondamentali per il processo di analisi, tra le quali, informazioni sulle caratteristiche della vegetazione nonché del suolo; tali informazioni vengono adottate nel modello sotto forma di input numerici rappresentanti alcune importanti grandezze relative ai diversi processi idrologici. Uno degli aspetti innovativi oltre la struttura in se del modello è sicuramente rappresentato dalla caratterizzazione della vegetazione, in quanto tramite le informazioni satellitari e le informazioni desunte dal geoportale della regione Sardegna, ad ogni cella del bacino laddove sia presente vegetazione, è associato un determinato tipo di specie arbustiva, caratterizzato ciascuno da un diverso set di parametri opportunamente calibrati in modo tale che oltre a distinguere le dinamiche tra suolo nudo, specie erbacee e specie arbustive, si è in grado di effettuare una reale distinzione tra i diversi tipi di piante, ciascuna delle quali andrà rispetto alle altre a presentare un comportamento differente.

Lo studio relativo al cambiamento climatico e quello più complesso relativamente alla definizione di futuri cambiamenti dell'uso del suolo risulta essere fondamentale soprattutto come detto precedentemente al fine di verificare l'influenza della copertura vegetale e delle caratteristiche del suolo sul ruscellamento superficiale. Avere un indicazione di quelli che potranno essere i deflussi futuri risulta di fondamentale importanza per riuscire ad effettuare una previsione sulle risorse idriche, punto fondamentale per i processi di pianificazione. Negli ultimi anni il tema del cambiamento climatico e della generazione di scenari futuri sta diventando di sempre maggiore importanza, i risultati di tali analisi sono visibili nei report condotti dall'IPCC (Intergovernmental Panel Climate Change). Il bacino sperimentale su cui si è lavorato è rappresentato dal bacino del Mulargia e da un sottobacino del Flumendosa all'interno del quale è contenuta la stazione di Orroli, tale bacino, come detto è oggetto di studio sin dal 2003 ed è già disponibile un importante database di dati ecoidrologici grazie alla presenza di una stazione micrometeorologica in corrispondenza del sito sperimentale di Orroli e del sito di Nurri (anche se funzionante per pochissimi anni), così come di immagini satellitari le cui ultime sono state fornite dalla regione Sardegna (Febbraio 2014), con successive elaborazioni per l'ottenimento dei dati di vegetazione.

2 Variazione dei regimi idrologici in Sardegna: L'impatto del NAO.

Lo studio del cambiamento climatico nelle aree Mediterranee ha trovato nella Sardegna un fertile laboratorio di studio, infatti nell'isola come introdotto nella premessa si è osservata una drammatica riduzione dei livelli idrici contenuti negli invasi, dovuta alla diminuzione dei deflussi, riduzione che è risultata essere molto più drastica di quella delle piogge, lasciando intuire una risposta non lineare dei deflussi ai regimi di pioggia; la causa di questa marcata non linearità va ricercata sia nel processo di trasformazione afflussi – deflussi e sia nella stagionalità stessa delle piogge. Il clima in Sardegna è tipicamente Mediterraneo lungo le coste e nelle principali pianure e tipicamente continentale nelle zone interne e montuose. Il regime delle piogge presenta una distribuzione Mediterranea su tutta l'isola, con una generalizzata stagionalità, con inverni umidi ed estati secche e non piovose. La stagione invernale-autunnale gioca un ruolo chiave nella gestione delle risorse idriche; conseguentemente una sistematica riduzione dei deflussi in tali mesi per un certo numero successivo di anni ha generato una condizione di criticità nell'utilizzo stesso della risorsa idrica. La drammaticità del problema è legata al fatto che le estati secche ed asciutte hanno portato ad una sempre maggiore necessità di incrementare i deflussi durante il periodo invernale. Essendo il clima una variabile assai complessa così come le cause che determinano la sua variazione, nell'ambito della presente ricerca si è cercato di capire quelli che sono i principali fenomeni che caratterizzano i sistemi di circolazione atmosferica e come questi possano aver influenzato i regimi idrologici storici. Tra i principali sistemi di circolazione atmosferica ci si è concentrati sull'oscillazione Nord-Atlantica (NAO). Il NAO è una caratteristica climatica a larga scala che presenta un enorme impatto sul clima delle regioni Nord-Atlantiche e dei continenti sottesi tra cui l'Europa (Walker 1924; Walker & Bliss, 1932; Jones et al., 1997; Vide et al, 2006). Il NAO è, tra le teleconnessioni, quella che più influenza la circolazione atmosferica fra il Nord-Atlantico e l'Europa. Tale indice consiste in un dipolo nord-sud di anomalie con un centro localizzato sulla Groenlandia e l'altro localizzato ad una latitudine compresa tra 35° - 40°. I valori di tale indice sono calcolati come la differenza tra la pressione rilevata in una determinata località delle Azzorre e la pressione rilevata in una determinata località dell'Islanda; si tratta di una variabile che varia localmente e stagionalmente con fase positiva o negativa, che può insistere anche per diversi anni (Hurrell, 1995).

I due artefici principali che influenzano la scena climatica europea, ovvero la semipermanente d'Islanda e l'anticiclone delle Azzorre, assumono posizioni e caratteristiche differenti. Il NAO ha molta più influenza durante l'inverno (tipicamente DJFM ovvero da dicembre a marzo), perché assai più pronunciata (in entrambe le fasi), rispetto al periodo estivo. Confrontando le SLP (pressione a livello del mare) nelle due fasi troviamo differenze anche superiori a 15 hPa nel Nord Atlantico. Nella sua fase positiva pressioni superiori alla media a sud del 55° N si associano a pressioni sotto media su tutta la regione artica. A causa delle dinamiche circolatorie che contraddistinguono anticicloni e depressioni, la fase NAO + si associa ad un

rinforzo delle correnti occidentali alle medie latitudini (westerlies). La variabilità del NAO è significativamente correlata con alterazioni della forza del vortice polare invernale fino alla stratosfera.

Anche a livello della bassa stratosfera troviamo la presenza di scambi di masse d'aria tra latitudini polari e medie latitudini, tuttavia si denota rispetto alla troposfera una maggiore tendenza a rispettare una simmetria circolare. In genere quando abbiamo una fase NAO + possiamo osservare un vortice polare stratosferico che circonda simmetricamente il polo che risulta più forte e più freddo della norma, situazione questa che viene definita nell'ambito della variabilità della teleconnessione "Artic Oscillation" (AO).

Dalle analisi sul NAO, si evince come non vi siano esclusivamente fasi positive o negative, ma anche situazioni transitorie, questo ci porta a considerare tale parametro più come una variabilità di condizioni che come caratterizzato da due differenti fasi ben distinguibili.

Nel caso il NAO sia positivo (valori > 0.5) si ha un rafforzamento dell'anticiclone Atlantico che si estende zonalmente alle basse latitudini e contemporaneamente un approfondimento della semipermanente Islandese; l'aumento di questa differenza di pressione determina un'intensificazione dell'attività ciclonica sull'oceano Atlantico ed allo stesso tempo, lo spostamento verso nord dei percorsi seguiti dalle perturbazioni, che quindi interessano principalmente le regioni del nord Europa. Quando il NAO è positivo produce westerlies (venti occidentali) più forti della norma alle medie latitudini, questo fatto comporta inverni più umidi e miti sul nord Europa e più secchi ma freddi sull'Europa meridionale e sul Mediterraneo. Un NAO fortemente positivo è indice di forti depressioni alle alte latitudini (quindi vortici polari (VP) con correnti molto tese), e anticicloni alle basse latitudini.

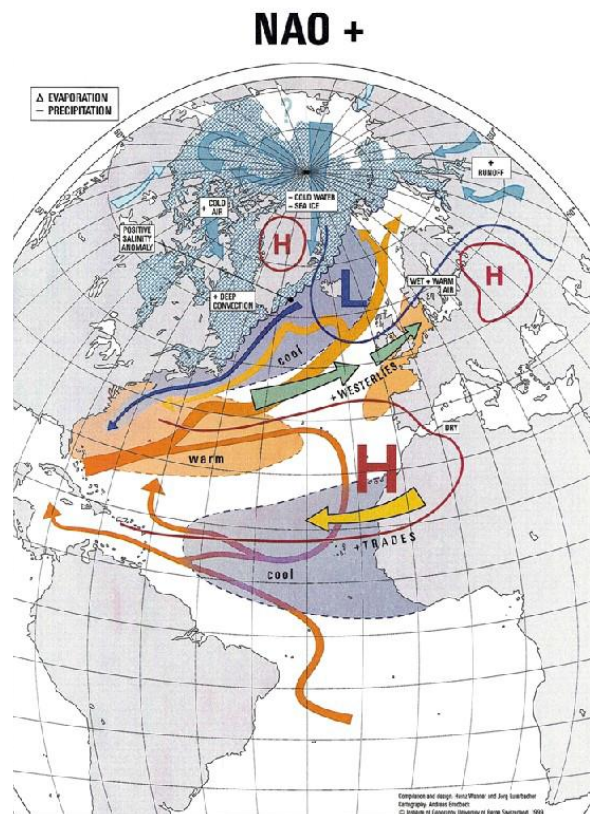


Figure 1 Fase Positiva del NAO (NAO concept and studies. H. Wanner).

Nel caso il NAO sia negativo (valori < 0.5) si ha la situazione opposta, ovvero entrambe le figure bariche risultano indebolite perciò sono più frequenti le azioni bloccanti sull'Atlantico con conseguente split meridiano del getto polare in area Mediterranea. La riduzione del gradiente di pressione produce una riduzione dell'attività ciclonica sull'Atlantico ed uno spostamento verso sud del percorso dei cicloni extratropicali che d'inverno attraversano l'oceano raggiungendo l'Europa. Questa migrazione verso sud, fa sì che in questa fase del NAO gli inverni siano più secchi e freddi sul nord Europa e più umidi e miti sull'Europa meridionale e sul Mediterraneo. Sull'altra sponda dell'oceano, nella costa orientale degli Stati Uniti, invece, intrusioni d'aria fredda producono inverni freddi e nevosi. Viceversa, un NAO fortemente negativo indica la presenza di elevate pressioni ad alte latitudini, quindi saranno possibili anche retrogressioni molto fredde da est, qualora però le altre figure bariche lo permettano.

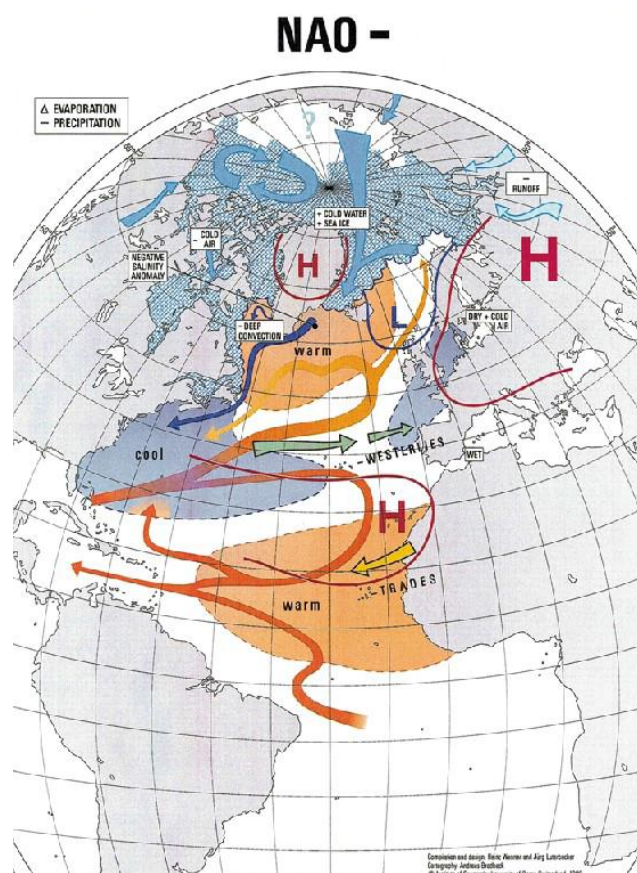


Figure 2 Fase Negativa del NAO (NAO concept and studies. H. Wanner).

Più specificatamente la differenza di pressione controlla la forza e la direzione dei venti occidentali e delle tempeste (*storm tracks*) in Europa. Lo studio delle condizioni di circolazione climatica è fondamentale in quanto è noto che l'insistere su una certa zona di un'area ciclonica è associata ad un'elevata probabilità di pioggia all'opposto di ciò che succede in presenza di un'area anticiclonica (Delitala et al., 2000; Goodess & Jones, 2002; Lopez-Bustins et al, 2008); cosicché risulta fondamentale definire la posizione del centro di pressione al fine di valutarne l'effetto sul regime delle piogge. Un elevato numero di studi sono d'accordo sul fatto che le variazioni temporali e spaziali delle piogge, temperature, deflusso e deflusso dovuto allo scioglimento della neve, siano guidate dai cambiamenti della circolazione atmosferica la quale può generare

uno spostamento delle storm tracks; effetto che, come detto è marcatamente più rilevante durante la stagione invernale.

Molti lavori hanno focalizzato la loro attenzione sugli effetti delle tele connessioni atmosferiche (NAO in primis ma anche WeMO “*Western Mediterranean Oscillation*”, AO “*Atlantic Oscillation*”, EA-WR “*East Atlantic-West Russia*”, etc.) sulle variabili idrologiche. Tra i lavori si annoverano per la penisola iberica (Goodess & Jones, 2002; Martin-Vide & Lopez-Bustins, 2006; Vicente-Serrano et al., 2006; Lopez-Moreno et al., 2007; Lopez-Bustins et al., 2008), globalmente per la regione Mediterranea (Wibig, 1999; Trigo et al., 2002; Lopez-Moreno et al., 2011; Norrant-Romand & Douguedroit, 2014), altri studi si sono concentrati sulla parte occidentale del Mediterraneo (Delitala et al., 2000; Quadrelli et al., 2001; Castro-Diez et al., 2002) e per la parte orientale del Mediterraneo e per l'Europa dell'Est (Hurrell & Van Loon, 1997; Ben-Gai et al., 2001; Krichak & Alpert, 2005). Negli ultimi decenni anche negli U.S.A. gli studi degli effetti della circolazione atmosferica sui regimi di portata, di pioggia e del deflusso per effetto dello scioglimento della neve, hanno avuto un ruolo centrale nell'analisi meteorologica specialmente al fine di definire strategie per la gestione delle risorse idriche; alcune di queste analisi si sono incentrate sulla costa ovest (Cayan & Roads, 1984; Leathers et al., 1991; Dettinger & Cayan, 1994; McCabe JR, 2009); questi ultimi studi risultano essere importanti per l'analisi, per il fatto che la costa Californiana è caratterizzata da un clima Mediterraneo simile a quello presente in Sardegna. Indipendentemente dalla localizzazione dell'area di studio, in tutti i lavori in cui ci si è concentrati sul NAO, si è verificato come l'elevata differenza di pressione tra i centri di bassa e alta pressione (un indice annuale elevato, denominato con NAO+) porti un incremento dei venti occidentali e conseguentemente, estate fresche ed inverni miti e piovosi nell'Europa centrale e nella parte Atlantica, all'opposto un indice basso (denominato NAO-) determinerà nelle stesse aree una soppressione dei venti occidentali e di conseguenza, tali zone saranno soggette ad estati torride ed inverni freddi; questa situazione al contrario porterà nelle aree Mediterranee e nel Nord-Africa un notevole incremento degli eventi di precipitazione e delle cosiddette storm tracks. In letteratura i valori che vengono forniti per quanto riguarda l'oscillazione Nord-Atlantica, risultano essere variabili a seconda della localizzazione dei centri di pressione, tra i sistemi adottati per la stima del NAO si ricordano:

1. differenza barica fra Azzorre e Islanda , più precisamente si misura la differenza nella pressione di superficie (SLP) fra Ponta Delgada nelle Azzorre e la stazione islandese di Akureyri (Rogers, 1997) e definisce l'inverno come DJF (da Dicembre a Febbraio) escludendo Marzo;
2. differenza barica fra Gibilterra e Islanda sud-occidentale (indice del Climate Research Unit, CRU, elaborato da Jones et al, 1997); il vantaggio usando Gibilterra (anziché Ponta Delgada) è di avere una stagione invernale più lunga (DJFM);
3. differenza barica (SLP) fra Lisbona e Stykkisholmur (indice elaborato da Hurrell nel 1995, con periodo invernale DJFM).

Nel presente lavoro di tesi come indici si sono adottati, quello di Jones e quello di Hurrell, il quale fornisce un valore del NAO mese per mese, a partire dal 1864. La valutazione del valore del parametro DJFM stimata da Hurrell non coincide esattamente con il valore medio dei quattro mesi, in quanto è stata condotta un'operazione di standardizzazione successiva allo studio delle anomalie su tale indice. Una volta compreso il significato del NAO e la fenomenologia associata alla sua variabilità, risulta essere di estrema importanza la conoscenza della sua variabilità oltre che geografica anche temporale. Andando ad analizzare l'andamento del NAO, si evince un trend multi annuale, con valori che in maniera continuativa passano dal positivo al negativo; una fase tendenzialmente negativa è apprezzabile dagli anni 50 agli anni 70 (con brevi intervalli in modalità positiva non accentuata). Da allora stiamo subendo invece l'influenza di una fase positiva che tuttavia è in fase di inversione come verrà mostrato nei paragrafi successivi, anche se molti autori sulla base di studi sulla generazione di scenari futuri prevedono la possibilità nel prossimo secolo di un incremento positivo del valore del NAO (Scaife et al., 2014; Smith et al., 2014).

Tutta quest' analisi viene eseguita in quanto il territorio della Sardegna è fortemente influenzato dai fenomeni di circolazione atmosferica (indipendentemente da quelli locali legati alla configurazione interna del territorio) essendo nella traiettoria dei venti occidentali, che fortemente ne influenzano il regime pluviometrico. Parallelamente all'analisi idrometrica, pluviometrica e anemometrica un'altra variabile fondamentale, oggetto di studio è rappresentata dalla temperatura. L'importanza che è stata assegnata all'analisi termometrica è legata al fatto che assieme alle precipitazioni rappresenta una delle principali misure che indicano il segnale del cambiamento climatico. Il gruppo intergovernativo per il cambiamento climatico (IPCC) ha calcolato come la temperatura superficiale media abbia presentato un incremento pari a 0.074 °C/anno dal 1906 al 2000 (IPCC2007), inoltre in un successivo report del IPCC è stato previsto attraverso l'utilizzo di modellistiche a scala globale come l'incremento della temperatura media continuerà anche nel periodo 2016-2035 (Stocker et al., 2013), in tali report si prevede contemporaneamente all'incremento delle temperature e della concentrazione di vapore acqueo, l'incremento della frequenza degli eventi estremi di pioggia (Solomon et al., 2007). In letteratura in svariati casi l'analisi termometrica è associata a quella pluviometrica e a quella di altre variabili idro-meteorologiche; per l'area Mediterranea (Chessa et al., 1999; Ventura et al., 2002; Lopez-Moreno et al., 2011; Gocic et al., 2012), per il continente americano (Stafford et al., 2000; Karmeshu, 2012), per il continente asiatico (Hu et al., 2012; Amirabadizadeh et al., 2014; Chu et al., 2014; Zarenistanak et al., 2014). In altri studi invece ci si è esclusivamente concentrati sulla variazione della variabile termometrica (Bucher & Dessens, 1991; Hurrell, 1996; Ben-Gai et al., 2001; Castro-Diez et al., 2002; Yue & Hashimo, 2003; Feidas et al., 2004; Maheras et al., 2006; Bartolini et al., 2008; Mohsin & Gough, 2010).

Il cambiamento climatico non ha solamente modificato l'entità della precipitazione e del conseguente deflusso, bensì anche la distribuzione stagionale delle stesse grandezze. Per questo motivo risulta essere di fondamentale importanza definire dei coefficienti che tengano conto della distribuzione e della concentrazione della variabile a scala regionale.

Gli obiettivi generali che ci si è posti nella presente sezione della tesi sono i seguenti:

- a) Valutare la variabilità spaziale dei trend idrometrici e pluviometrici negli ultimi 90 anni per tutta la Sardegna;
- b) Identificare il ruolo della stagionalità delle piogge sul deflusso e quantificare la variabilità delle precipitazioni storiche sia annuali che stagionali;
- c) Definire e studiare l'impatto delle strutture climatiche a larga scala sulla variazione dei regimi idrologici storici.

Entrando nello specifico i punti sui quali si è operato sono rappresentati da:

1. Valutazione degli effetti del cambiamento climatico sull'Idrologia della Sardegna attraverso la stima dei regimi nei periodi 1922-1974; 1975-2010 e 1922-2010;
2. Valutazione dei trend e delle pendenze delle serie idrologiche per tutte le stazioni e sezioni considerate;
3. Correlazioni tra le variabili idrologiche e l'Oscillazione Nord-Atlantica;
4. Studio dell'influenza dell'esposizione, della latitudine, della longitudine e della distanza dal mare sui regimi idrologici e sugli eventi estremi;
5. Effetto della stagionalità;
6. Definizione scenari climatici futuri.

2.1 *Caso di Studio e Generalità.*

La Sardegna è la seconda isola del Mediterraneo per estensione, con una superficie di 23821 km². Essa è situata tra 38 ° 51' e 41 ° 15' di latitudine nord e 8° 8' e 9° 50' longitudine est. Ad ovest è delimitata dal mare di Sardegna, ad est dal Mar Tirreno (Hogan, 2011). Le coste della Sardegna (1.849 km) sono generalmente ripide e rocciose, con lunghi tratti di costa, molti promontori e qualche ampia e profonda insenatura; lungo il territorio regionale sono presenti diverse isole minori. L'isola ha una antica conformazione e, a differenza della Sicilia e del resto della penisola, non è sismica. Le sue rocce risalgono al Paleozoico (fino a 500 milioni di anni), a causa dei processi di erosione si sono creati altopiani formati da granito, scisti, trachite, basalto, arenaria, dolomite e calcare. La vetta più alta è Punta La Marmora (1.834 [m.s.l.m.m]), cima posta sulla catena del Gennargentu situato nel centro dell'isola, altre catene montuose sono il Monte Limbara (1.362 [m.s.l.m.m.]) nel nord-est, la catena del Marghine e del Goceano (1.259 [m.s.l.m.m]) che corre trasversalmente per 40 km verso nord. Le montagne dell'isola sono separate da valli alluvionali ampie e pianeggianti, quella principale è rappresentata dal Campidano nel sud-ovest tra Oristano e Cagliari. Anche se l'effetto orografico sulle precipitazioni in Sardegna è assai rilevante, soprattutto nella parte orientale dell'isola, non si ha alcun rilevante effetto di formazione di deflusso dovuto allo scioglimento nevoso (Vinelli, 1926), al contrario di quanto avviene in altre zone Mediterranee in cui vi è un' influenza tra il 20 e il 90% del deflusso nevoso rispetto al totale (Viviroli et al., 2007). La Sardegna per il 13,6% è montuosa per il 18,5% è pianeggiante e per il resto è collinare. Dal punto di vista idrografico, il corso d'acqua principale è il fiume Tirso (151 km), che scorre nella parte occidentale della Sardegna, nel nord della Sardegna si trova il fiume Coghinas (115 km) e nella parte orientale c'è il Flumendosa (127 km). Il SIMR (Sistema idrico regionale multisetoriale) ha diviso la Sardegna in 7 zone idrografiche (Sulcis, Tirso, Nord-Ovest, Liscia, Posada-Cedrina, Sud-Est e Flumendosa-Campidano-Cixerri). Ci sono 54 laghi artificiali ottenuti dalla costruzione di dighe, utilizzati per la fornitura di acqua (uso industriale e agricolo) e di energia elettrica, ma anche per laminare il flusso in entrata. C'è solo un lago naturale (lago di Baratz), nella parte nord-ovest della Sardegna. Le caratteristiche topografiche della Sardegna, le esposizioni ai diversi venti dominanti sono tra le principali cause delle grandi variazioni delle precipitazioni e di temperatura; infatti si presenta una variazione delle precipitazioni annue da 433,3 a 1.205,6 mm anno⁻¹, con la maggior parte della pioggia registrata nella stagione invernale ed autunnale. Dal punto di vista termometrico la temperatura minima media varia tra 4,58 e 14,42 °C, quella massima tra 12,42 e 24,75 °C.

2.2 *Database Utilizzato e Metodologia.*

Per il presente lavoro sono stati utilizzati diversi dataset:

- NAO;
- Dataset Pluviometrico;
- Dataset Idrometrico;
- Dataset Anemometrico;
- Dataset Termometrico (Temperatura Massima);
- Dataset Termometrico (Temperatura Minima).

Per i dati NAO si è utilizzata la serie mensile per un periodo compreso dal 1864 al 2011 (Jones et al, 1997) e la serie invernale DJFM definita da Hurrell (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>) per il periodo compreso tra il 1864 ed il 2011. Per quanto riguarda i dati pluviometrici, il dataset dei dati mensili di pioggia (ottenuto a partire dai dati giornalieri) è stato ricavato a partire dai dati forniti dal SISS (Studio dell'Idrologia Superficiale della regione Sardegna) ed include 414 stazioni distribuite su tutto il territorio regionale, per il periodo compreso tra il 1922 ed il 2011; successivamente ad attenti controlli sulla qualità del dato, il database è stato ridotto considerando solo le stazioni con almeno 50 anni completi di dati riducendo il numero delle stazioni a 227. I dati idrometrici per la Sardegna sono stati ricavati sia dal SISS (Studio Idrologia Superficiale della Sardegna) che dal bilancio idrologico effettuato per alcune dighe (elaborazione dai dati originali forniti dall'E.N.A.S.); il cui dataset originario comprendeva i dati medi mensili per 56 sezioni idrometriche e dighe, con variabilità temporale dal 1922 al 2011; così come per il caso precedente anche in questo caso il dataset originario è stato ridotto, considerando in questo caso solo le sezioni con almeno 40 anni completi di dati e 3 anni nel periodo dal 2000 al 2011, riducendo il numero delle sezioni a 10 anche se si hanno in totale circa 28 sezioni con dataset rilevante, è fondamentale mettere in evidenza come per i dati registrati in diga questi non risultano essere influenzati da eventuali operazioni di presa o regolazione a monte. I dati di vento sono stati ricavati dal NOAA (Amministrazione oceanografica ed atmosferica nazionale) e comprende 20 stazioni anemometriche, di queste però solo 5-6 stazioni presentano un buon dataset; si tratta di dati a scala oraria che per alcune stazioni arrivano fino al 2016. Per quanto riguarda i dati termometrici è stato ricostruito il database giornaliero relativamente alle temperature minime e massime per più di 250 stazioni distribuite sul territorio regionale per il periodo compreso dal 1922 al 2011. I dati termometrici sono stati ricavati partendo dai dati giornalieri presenti negli annali i quali sono stati scannerizzati utilizzando il software OmniPage e successivamente digitalizzati, superando notevoli difficoltà legate all'illeggibilità degli annali soprattutto nel periodo antecedente al 1950. Di queste 250 stazioni termometriche, ci si è concentrati esclusivamente sulle stazioni con almeno 40 anni completi di dati, andando così a ridurre il numero a 39 stazioni; queste serie termometriche (massime e minime) sono state analizzate singolarmente al fine di verificare se le variazioni

della variabile dipendessero esclusivamente da variazioni climatiche e non da errori dell'operatore o fossero dovute allo spostamento della strumentazione (situazione particolarmente frequente per i dati di termometria in Sardegna). Conclusa tale operazione sono state scelte come effettivamente rappresentative, quelle stazioni caratterizzate da un database che partisse dal 1924 e che non presentasse un numero elevato di dati mancanti (si sono accettate le stazioni ad esempio con dati mancanti nel periodo della guerra), questo ha portato ad un'ulteriore riduzione a 14 sole stazioni. In Figure 3 si riporta la distribuzione sul territorio regionale di tutte le stazioni pluviometriche, anemometriche e le sezioni idrometriche. In Figure 4 in rosso sono rappresentate le stazioni termometriche caratterizzate da un database completo dagli anni venti fino al 2011, mentre in blu sono rappresentate le stazioni caratterizzate da un numero di anni completi almeno pari a 40. Per lo studio dei regimi idrologici ma soprattutto per la stima della variabilità climatica a scala di bacino, si sono andati a tracciare i bacini idrografici (Figure 5) sia con sezione di chiusura in corrispondenza della foce (70 bacini), sia con sezione di chiusura in corrispondenza delle 10 sezioni idrometriche (viene trascurato il bacino del Calambru sul rio Coghinas) considerate (Figure 6). L'obiettivo di operare a scala di bacino è quello di poter andare a confrontare le portate di un'assegnata sezione, con le piogge che in quel assegnato bacino le hanno generate. Come definito nel paragrafo precedente obiettivo di tale parte della tesi è anche quello di verificare la presenza di eventuali trend nelle serie idrologiche. La stima di tale grandezza viene eseguita mediante l'applicazione di diverse metodologie di cui si viene data un'ampia descrizione in Appendice:

- Metodo di Mann-Kendall;
- Metodo di Theil-Sen.
- Metodo di Pettitt.

I primi due metodi vengono applicati per scale temporali mensili, trimestrali ed annuali, per livelli di significatività del 90, 95 e 99%, il metodo di Pettitt al contrario risulta essere un metodo assai utilizzato nelle analisi climatiche (Zhang & Lu, 2009; Gao et al., 2011; Jaiswal et al., 2015) per la stima del punto a partire dal quale si presenta una variazione della serie temporale. Per verificare l'esistenza di una correlazione tra le variabili idrologiche e i pattern climatici scelti viene utilizzato il metodo di correlazione di Pearson (Appendice); per le dieci sezioni inoltre è stata stimata l'elasticità (Sankarasubramanian et al., 2001; Li et al., 2014), che rappresenta un parametro che fornisce come informazione l'entità della variazione di una grandezza per una data variazione di una seconda grandezza, specificatamente nel presente caso la variazione del deflusso a fronte di un cambiamento della pioggia.

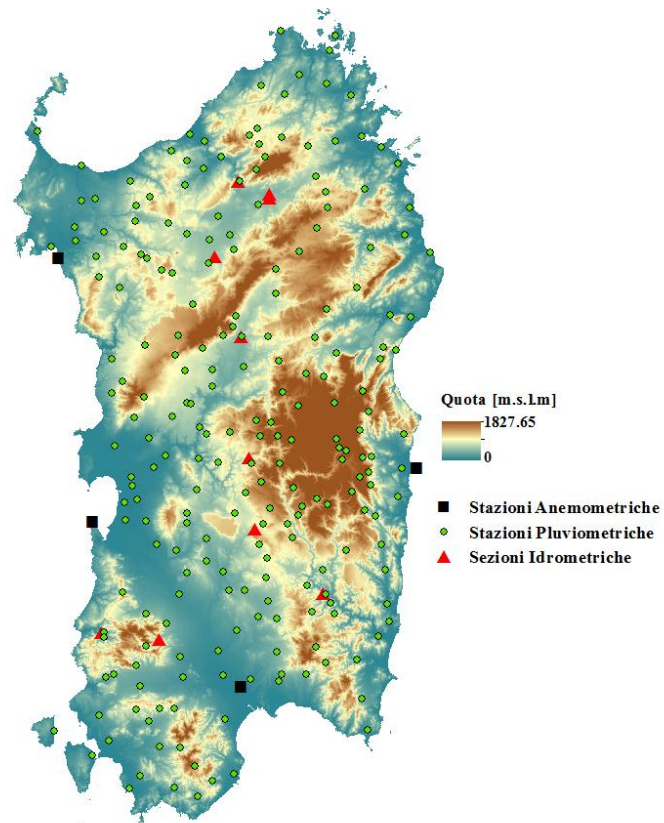


Figure 3. Distribuzione spaziale delle stazioni e sezioni utilizzate.

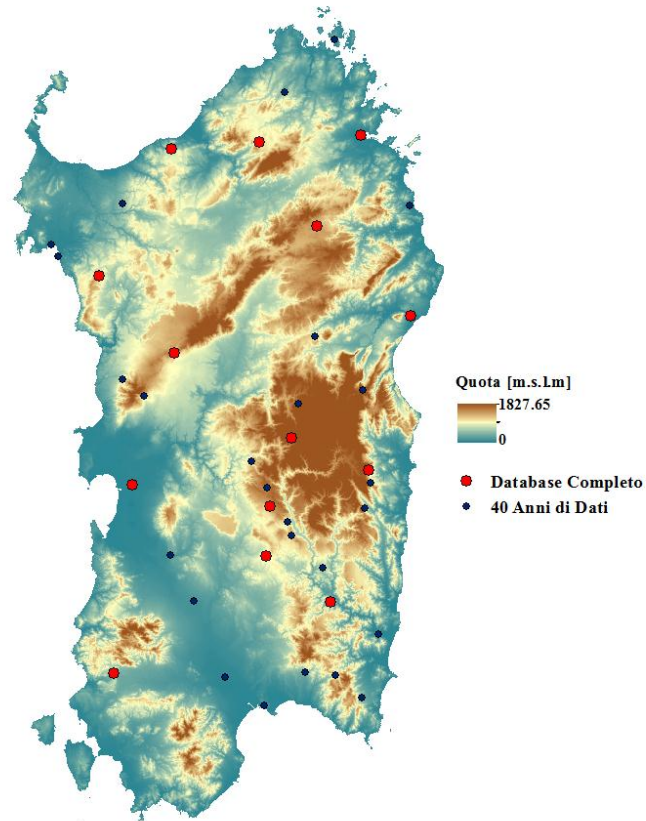


Figure 4. Caratterizzazione stazioni termometriche.

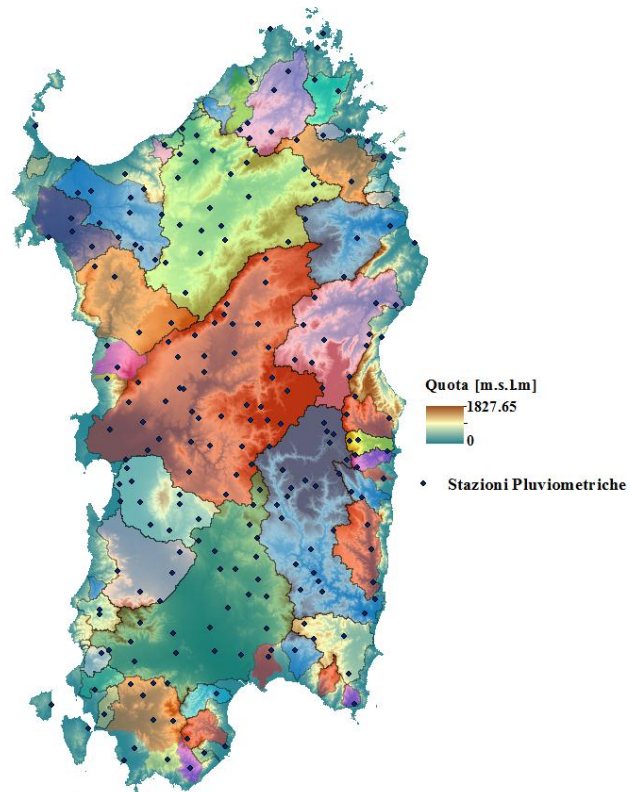


Figure 5. Localizzazione dei bacini idrografici in corrispondenza della foce e delle stazioni pluviografiche.

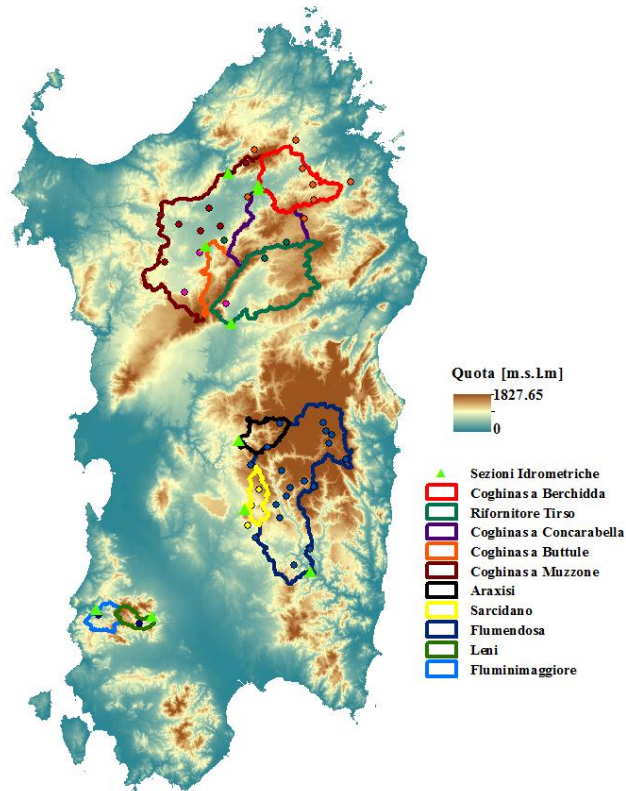


Figure 6. Localizzazione dei bacini idrografici in corrispondenza delle sezioni idrometriche e delle corrispondenti stazioni.

2.3 *Risultati*

2.3.1 **Regimi Idrologici Storici.**

L'analisi sui regimi idrologici è stata condotta considerando i valori medi mensili per ciascuna stazione e sezione per tre diversi periodi: 1) 1922-1974; 2) 1975-2010; 3) 1922-2010. Per effettuare lo studio sono stati tracciati i bacini idrografici della Sardegna sia dalla foce (Figure 5) che con sezione di chiusura sulle sezioni idrometriche (Figure 6); per ciascuno di questi ultimi sono state considerate le stazioni pluviometriche interne o adiacenti supposte influenti nella formazione del deflusso; di tali stazioni sono state calcolate le medie mensili pesate mediante il metodo di Thiessen applicato mese per mese. Il limite di demarcazione per l'analisi dei regimi è legato al fatto che a partire dal 1975 si riscontra in Sardegna una vera e propria riduzione degli eventi pluviometrici, da notare come tale anno statisticamente per i 10 bacini principali rappresenti applicando il metodo di Pettitt, il principale punto di variazione delle serie oggetto di studio. Per i tre periodi di analisi si è constatato in primis come le piogge siano maggiori nel periodo autunnale ed invernale (dalla Figure 7 alla Figure 9) con una forte riduzione delle piogge nel periodo 2) rispetto al periodo 1) ovvero nelle stagioni umide (da Settembre a Marzo), al contrario di ciò che succede durante le stagioni primaverili ed estive in cui tale differenza si annulla e in alcuni mesi diventa positiva. L'andamento delle serie dei valori delle medie mensili dei deflussi (dalla Figure 11 alla Figure 13) presenta una simile riduzione, fatta eccezione per il mese di aprile in cui il valore del deflusso nel periodo 2) risulta essere inferiore rispetto a quello del periodo 1). Analizzando la variazione mensile di queste variabili in percentuale per i periodi 1922-1974 / 1975-2010 (Dalla Figure 14 alla Figure 16) si evince come la riduzione del deflusso risulti essere molto più marcata di quella della pioggia, la cui causa non è particolarmente chiara, probabilmente legata al processo di infiltrazione che riduce la percentuale di pioggia che arriva in corrispondenza della sezione di chiusura, nonché alla sempre più marcata variazione della stagionalità; in questo senso per capire tale problema risulta di fondamentale importanza la comprensione dei processi idrologici e le interazioni suolo-vegetazione-atmosfera che verranno ampiamente definite nel modello ecoidrologico descritto nel Capitolo 3 nonché la variabilità stagionale delle piogge.

2.3.2 Regimi Pluviometrici Storici.

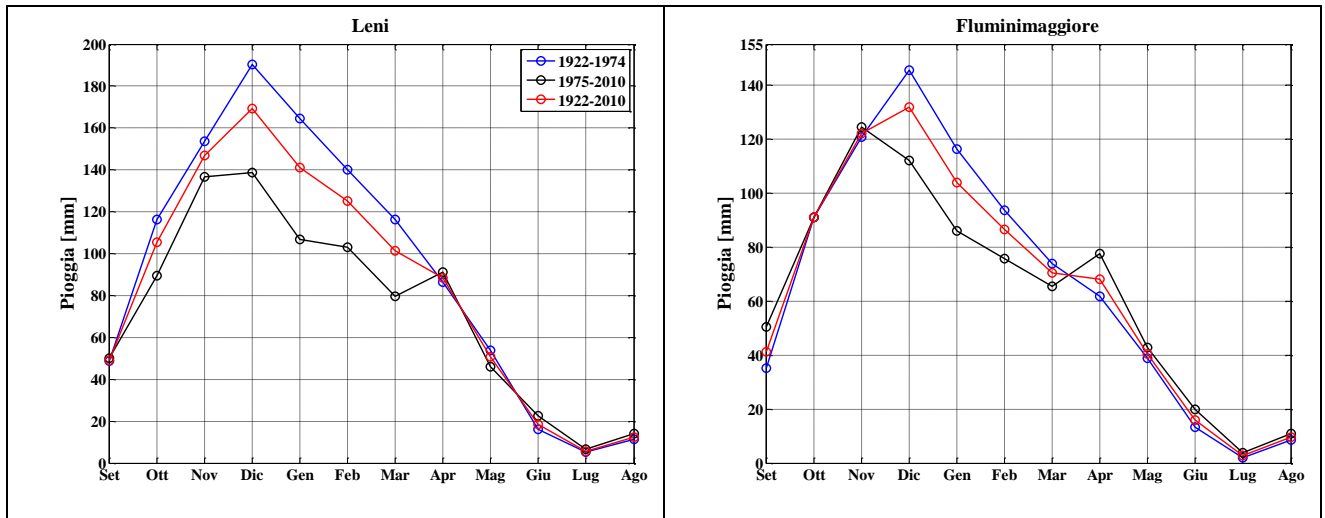


Figure 7. Regimi Pluviometrici Storici per i bacini del Leni e di Fluminimaggiore.

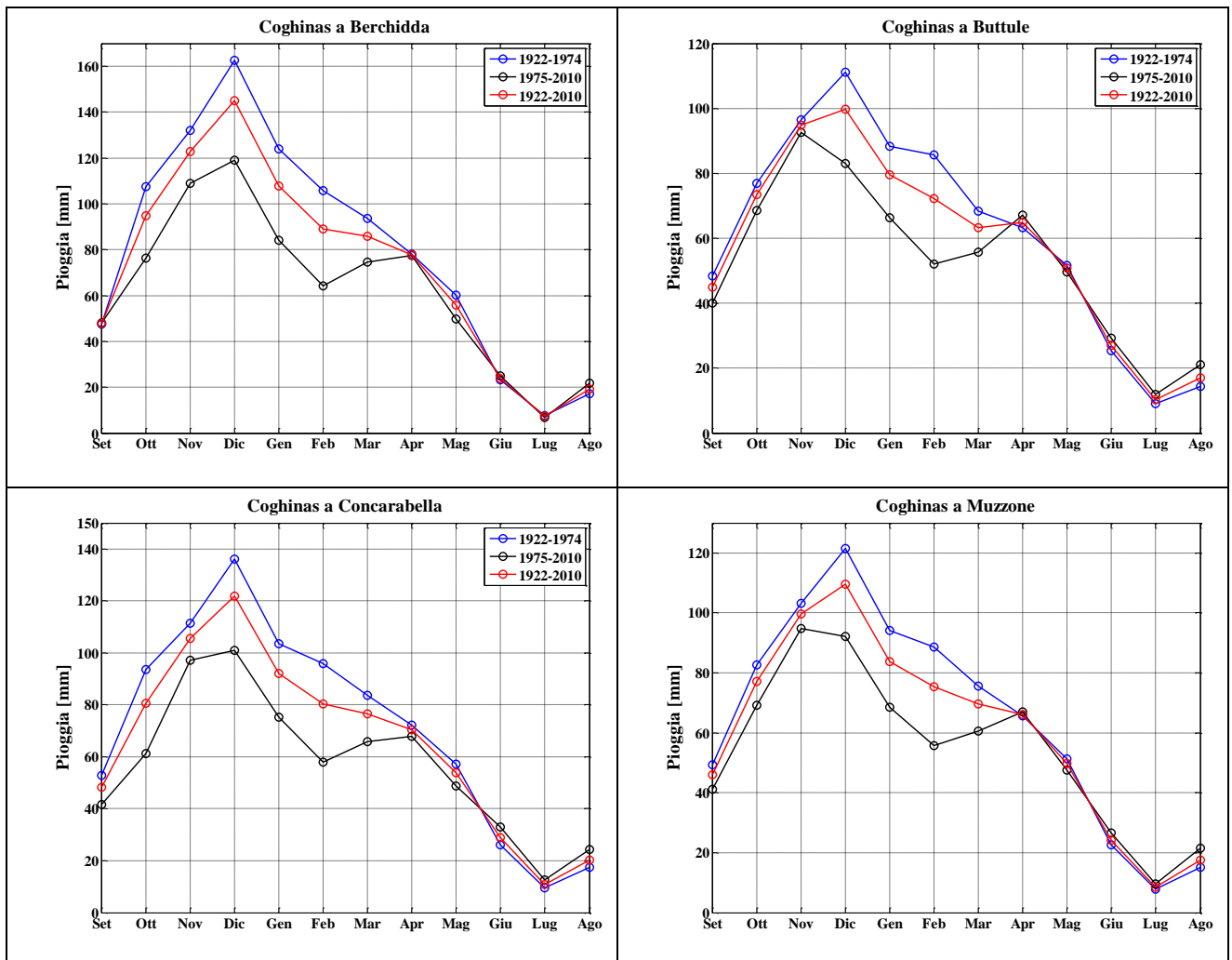


Figure 8. Regimi Pluviometrici Storici per i bacini del Coghinias.

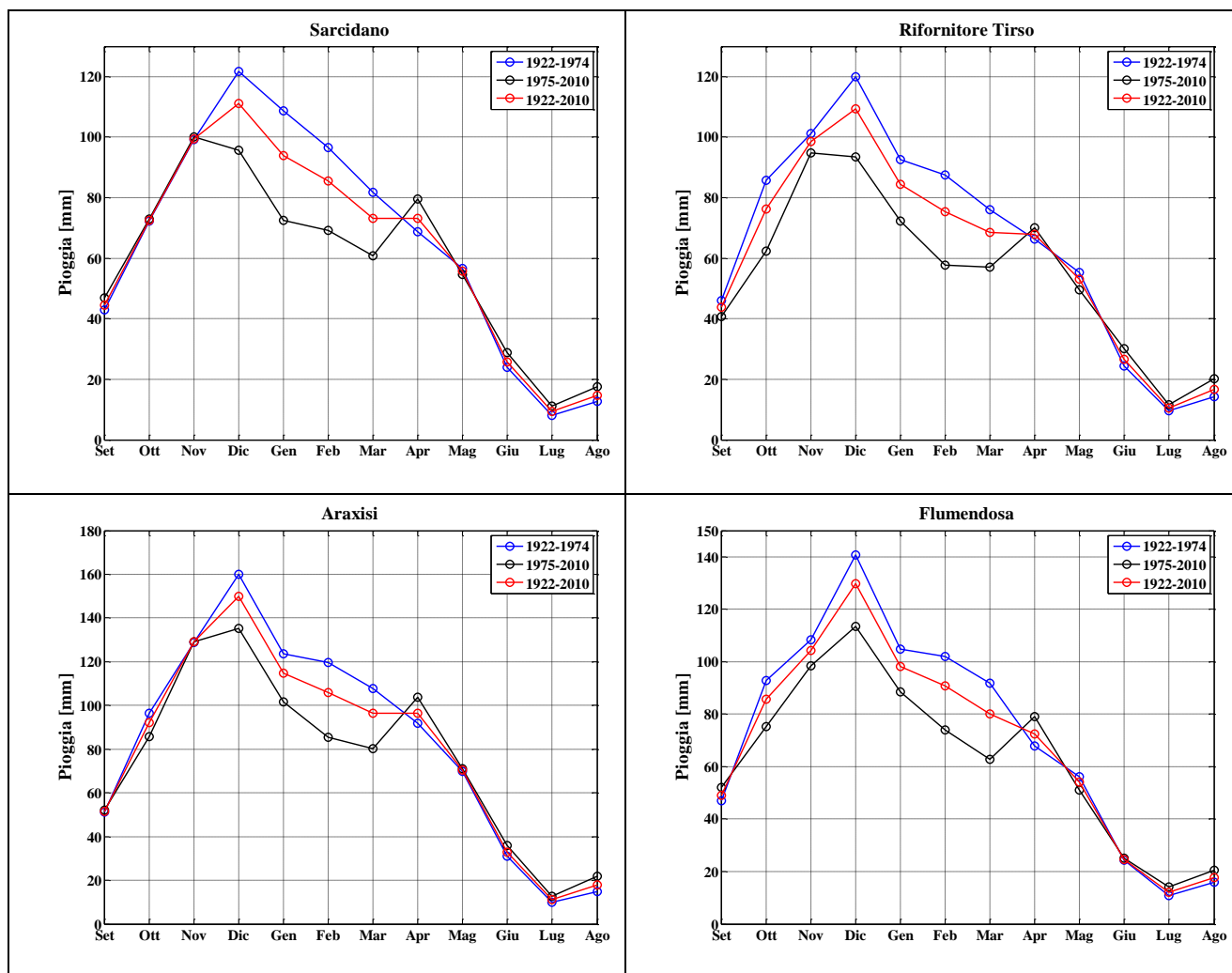


Figure 9. Regimi Pluviometrici Storici per i bacini con esposizione Centro Orientale.

Dall'analisi di tali regimi pluviometrici ottenuti come media pesata con Thiessen mese per mese (scelta legata al fatto che possono essere presenti stazioni con dati in alcuni mesi e non in altri), come detto nel capitolo introduttivo, si evince come vi sia una drastica riduzione negli ultimi trent'anni delle piogge prevalentemente da Novembre a Marzo, con un'inversione del trend nei mesi estivi. In Figure 10 si riporta il regime pluviometrico a scala regionale, in tale situazione il dato mensile viene calcolato come semplice media dei valori di pioggia di tutte le stazioni pluviometriche, ottenendo pressoché un risultato simile in termini di andamento.

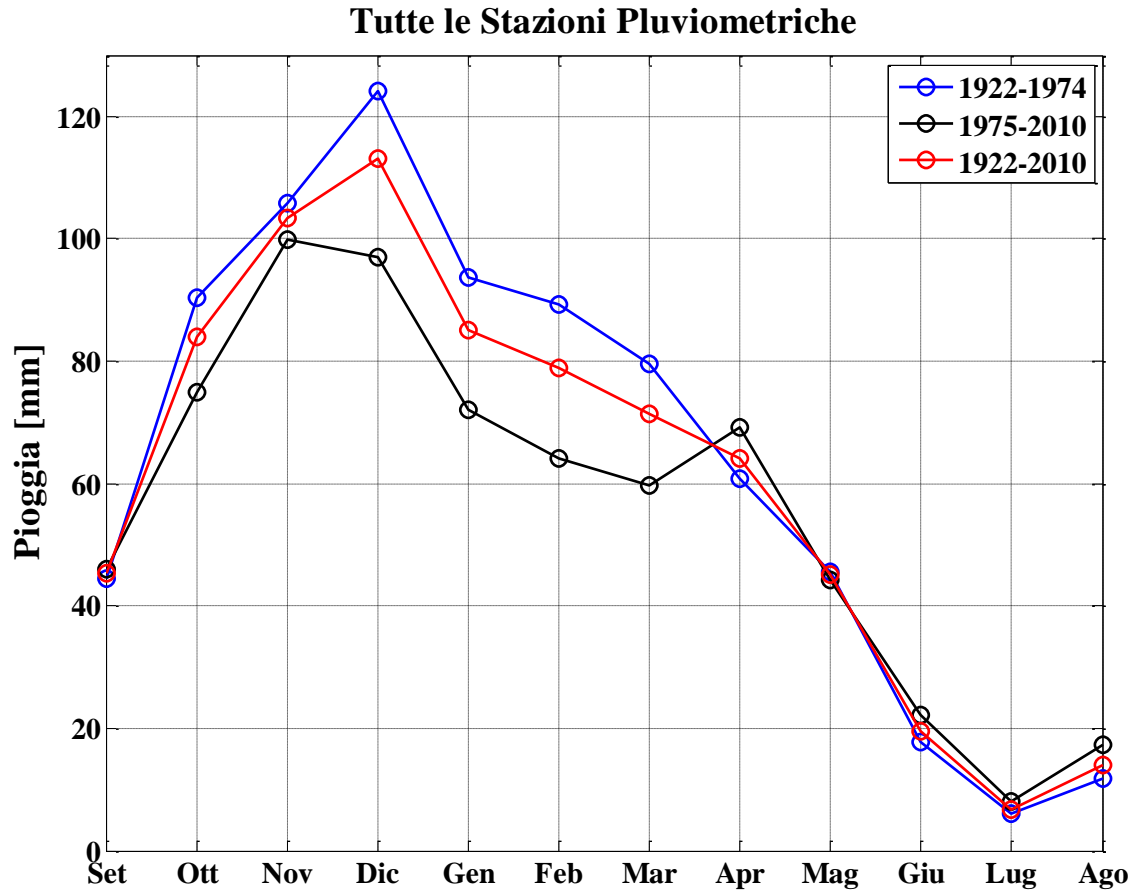


Figure 10. Regimi Pluviometrici Storici considerando tutte le stazioni pluviometriche della Sardegna.

2.3.3 Regimi Idrometrici Storici.

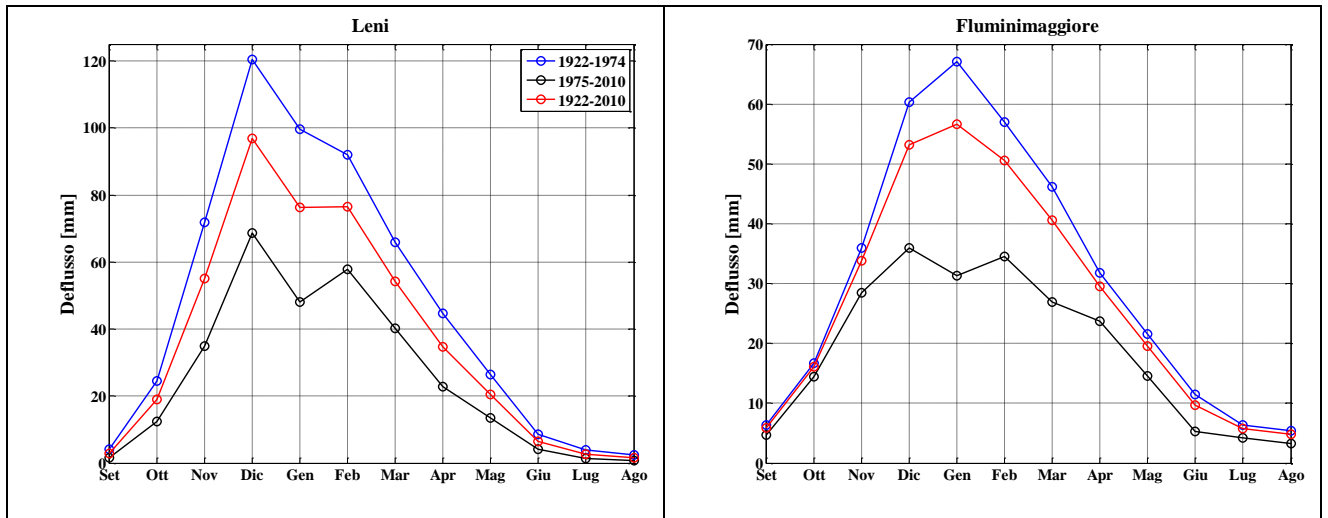


Figure 11. Regimi Idrometrici Storici per i bacini del Leni e di Fluminimaggiore.

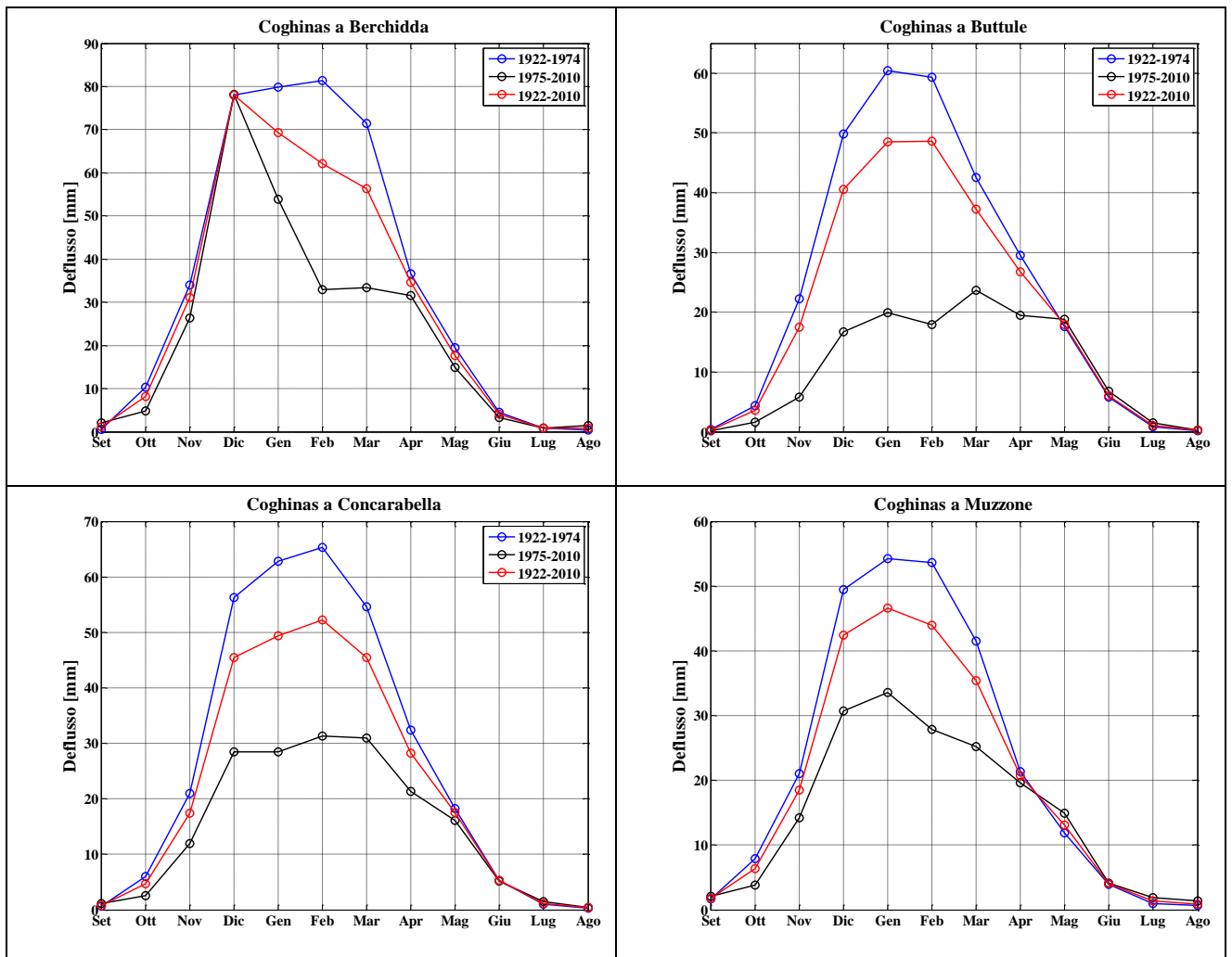


Figure 12. Regimi Idrometrici Storici per i bacini del Coghinias.

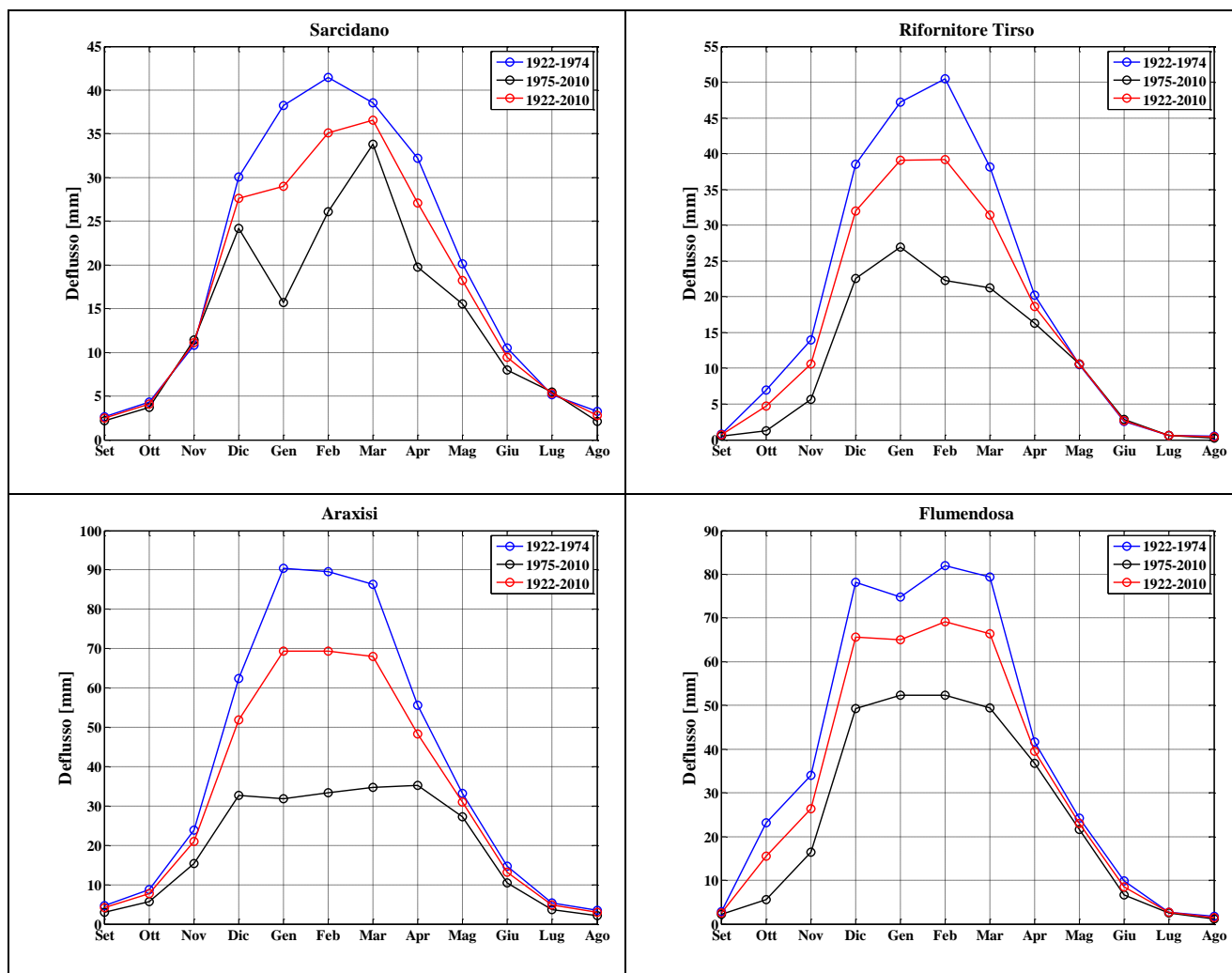


Figure 13. Regimi Idrometrici Storici per i bacini con esposizione Centro Orientale.

Gli andamenti riportati dalla Figure 11 alla Figure 13 sono fondamentalmente legati anche alla lunghezza delle serie temporali considerate, in quanto a differenza del dato pluviometrico presente con numerosità maggiore, per quanto riguarda il dato idrometrico le serie oltre ad essere in numero molto ridotto spesso risultano essere caratterizzate da una lunghezza temporale inferiore. Al fine di verificare come il deflusso vada effettivamente a diminuire molto più drasticamente delle piogge (da Figure 14 a Figure 16), supponendo di considerare lo stesso periodo temporale in cui si presentino in entrambi i casi i dati, le serie idrologiche sono state sottoposte ad un attento controllo in modo tale da verificare che le loro variazioni vadano a dipendere esclusivamente da variazioni della variabile idrologica stessa e non da spostamenti della strumentazione o da errori dell'operatore.

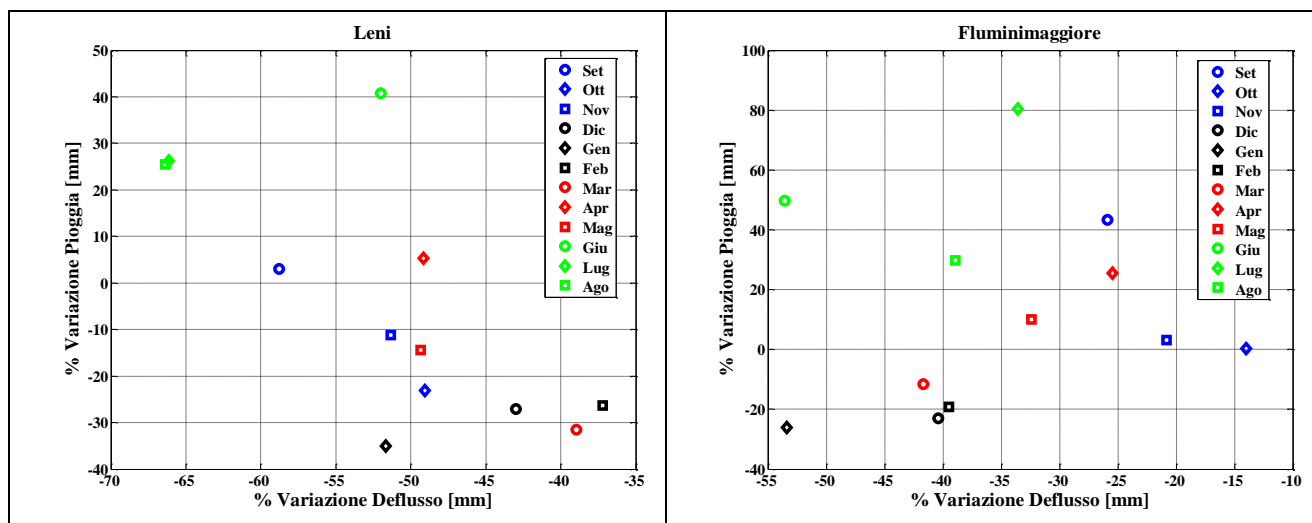


Figure 14. Variazione in percentuale Precipitazione-Deflusso (1922-1974 / 1975-2010) relativamente alle quattro principi sezioni idrometriche per i bacini del Leni e di Fluminimaggiore.

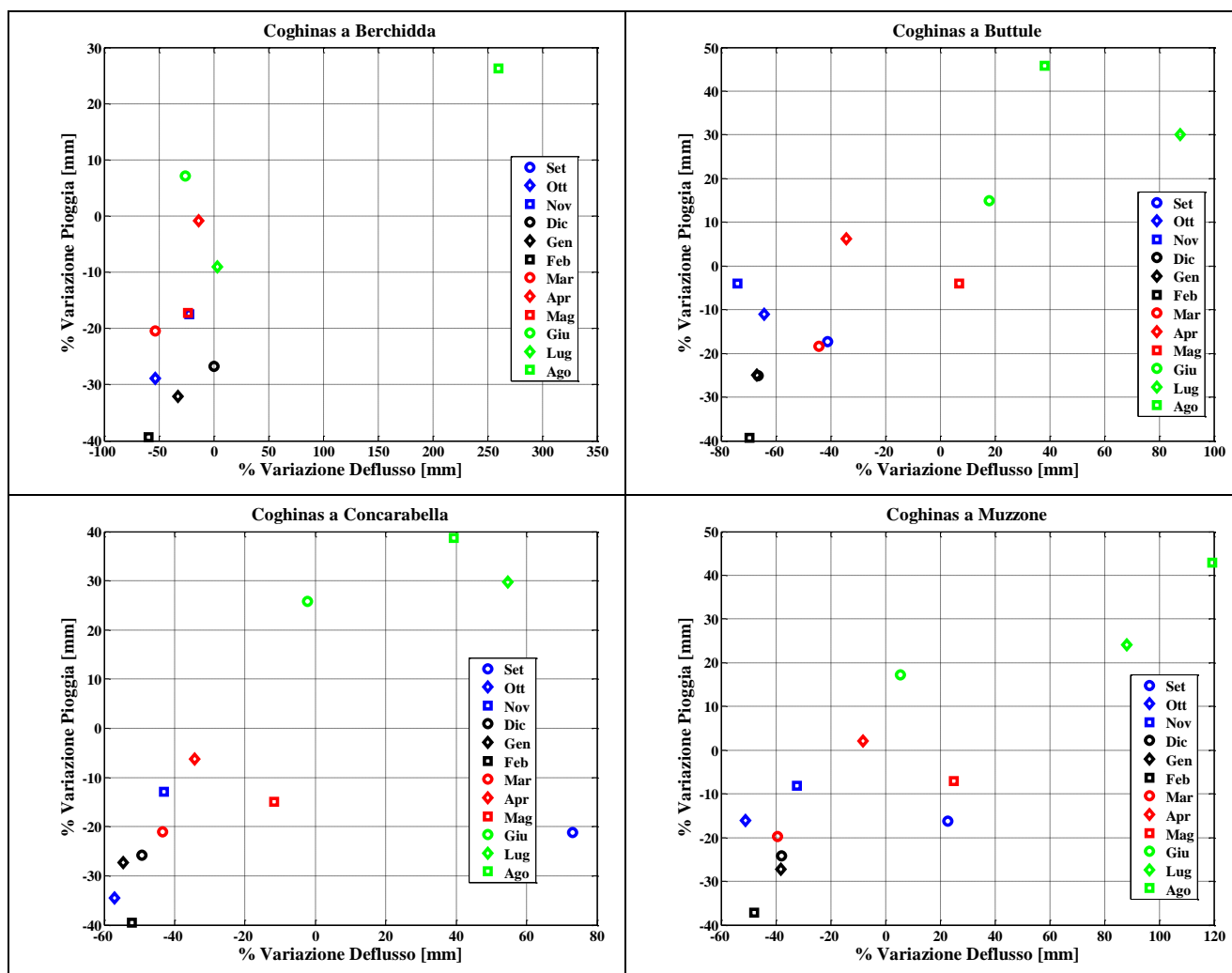


Figure 15. Variazione in percentuale Precipitazione-Deflusso (1922-1974 / 1975-2010) relativamente alle quattro principi sezioni idrometriche per i bacini del Coghinias.

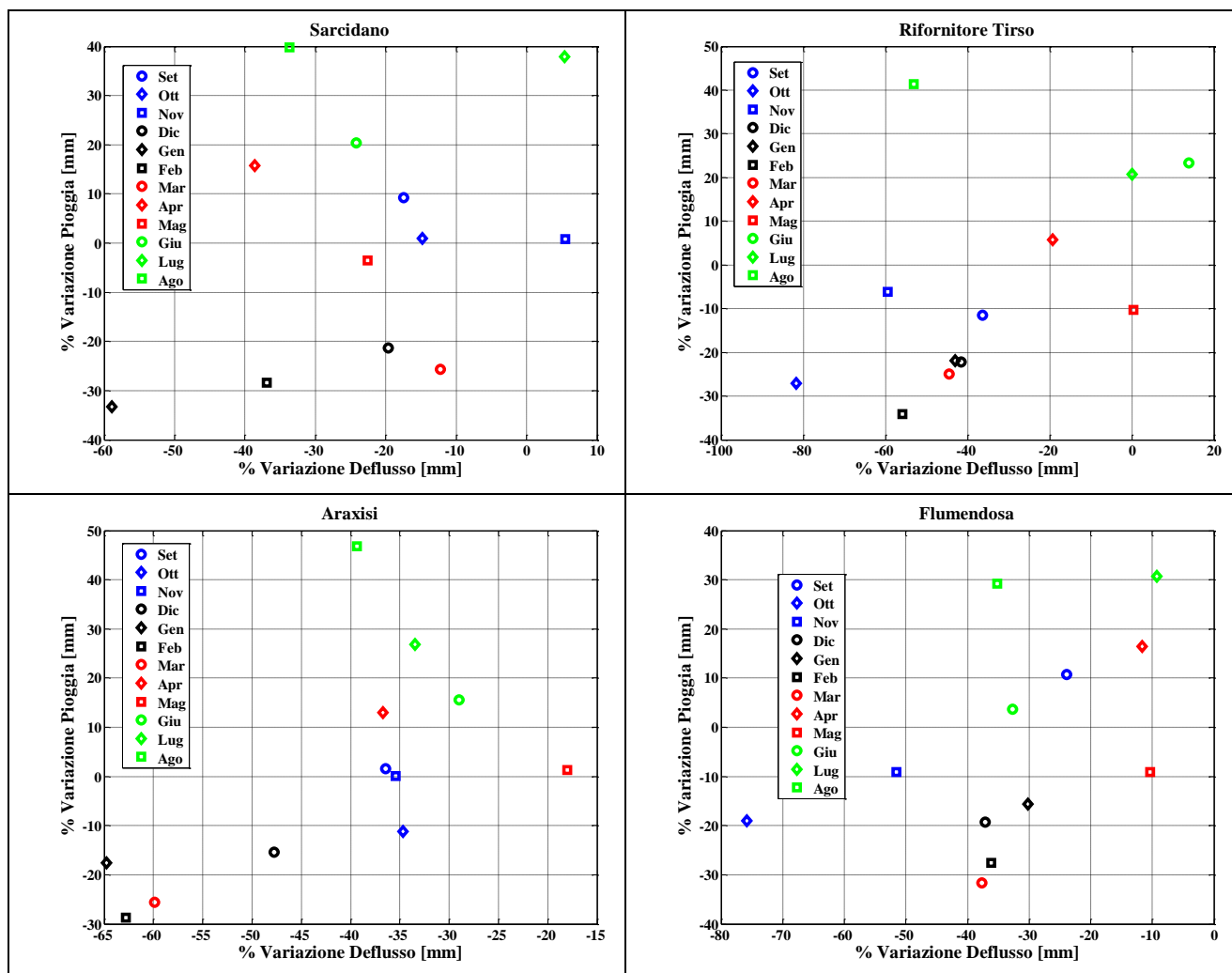


Figure 16. Variazione in percentuale Precipitazione-Deflusso (1922-1974 / 1975-2010) relativamente alle quattro principali sezioni idrometriche per i bacini con esposizione Centro Orientale.

Dalle figure sovrastanti si evince come nonostante la riduzione del deflusso risulti essere più marcata delle piogge a scala regionale, tale situazione risulta essere molto più rilevante nei bacini del Nord Sardegna (Figure 15).

2.3.4 Regimi Termometrici Storici.

A differenza dei regimi idrometrici e pluviometrici, per l'analisi della variazione sia delle temperature massime che di quelle minime per i tre periodi considerati, si sono effettuate solo le analisi dei regimi a scala regionale (Figure 17–Figure 18) in quanto si hanno a disposizione a malapena 14 stazioni con un ottimo dataset e la maggior parte di esse si trovano all'esterno dei bacini considerati nei due casi precedenti.

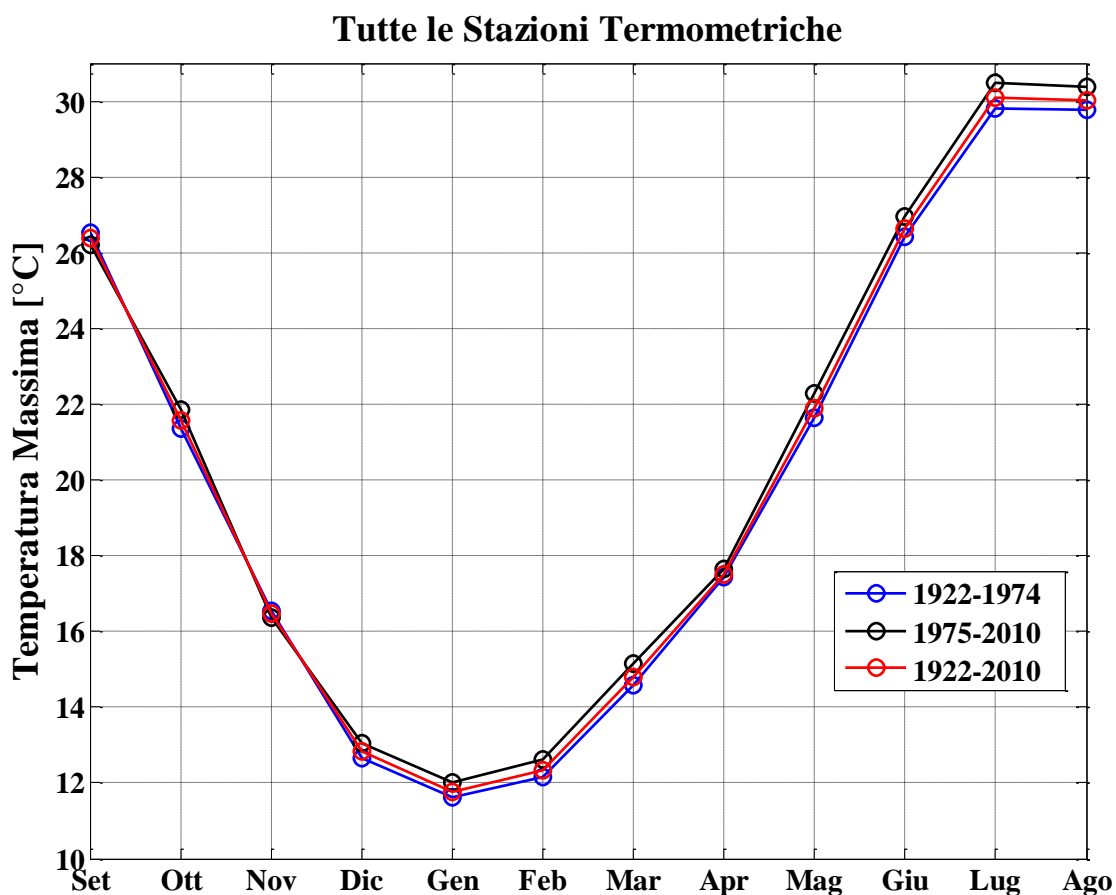


Figure 17. Regimi Termometrici Massimi Storici considerando tutte le stazioni termometriche della Sardegna.

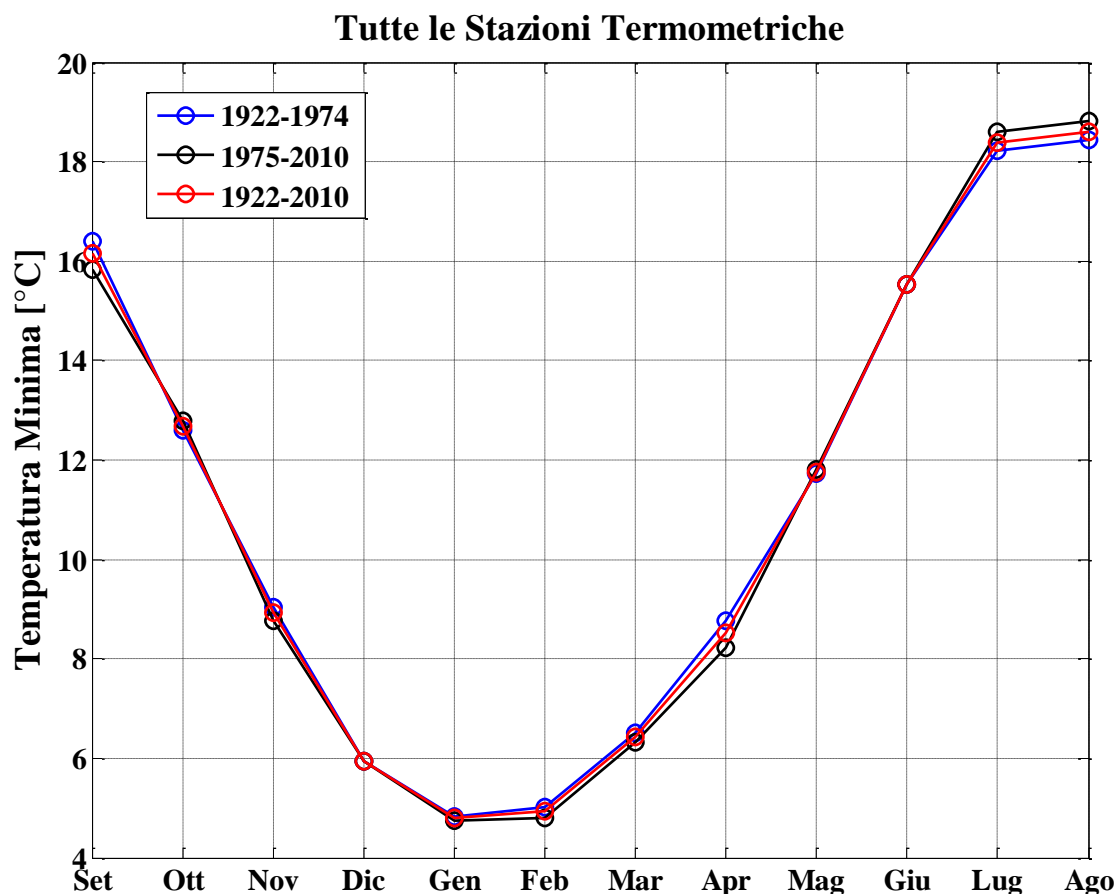


Figure 18. Regimi Termometrici Massimi Storici considerando tutte le stazioni termometriche della Sardegna.

Per quanto riguarda la temperatura massima (Figure 17) si ha in tutti i mesi un notevole incremento della temperatura. Dalla Figure 18 per quanto riguarda le temperature minime mediate mese per mese si evince come si presenti un incremento delle temperature nell'ultimo trentennio rispetto al periodo 1922-1974 per i mesi che vanno da Giugno a Settembre, negli altri mesi si riscontra un sostanziale decremento. Dalle figure sopra riportate si evince come nell'ultimo trentennio, le maggiori variazioni (intese generalmente come incrementi nel processo di riscaldamento) si sono avute nel periodo estivo e primaverile (intendendo queste come stagioni idrologiche), mentre le minori variazioni (intese generalmente come diminuzioni) nel periodo autunnale. I risultati ottenuti in tale sezione risultano essere in sintonia con quanto trovato dalle analisi condotte dal IPCC, che a scala globale ha identificato un incremento annuo pari a circa $0.07\text{ }^{\circ}\text{C}$ per anno, in Sardegna il valore trovato è di circa 0.01 .

Al fine di comprendere come effettivamente in Sardegna nell'ultimo trentennio si sia avuta una forte riduzione delle piogge e dei deflussi, risulta di fondamentale importanza la valutazione della variazione annuale dei deflussi nei principali bacini (Figure 22), e la variazione delle piogge medie pesate con Thiessen a scala di bacino (da Figure 19 a Figure 21); poiché si va ad operare considerando l'anno idrologico (da Settembre ad Agosto) per le piogge si è andati dal 1922 al 2009, per le portate dal 1922 al 2010.

2.3.5 Andamenti Piogge.

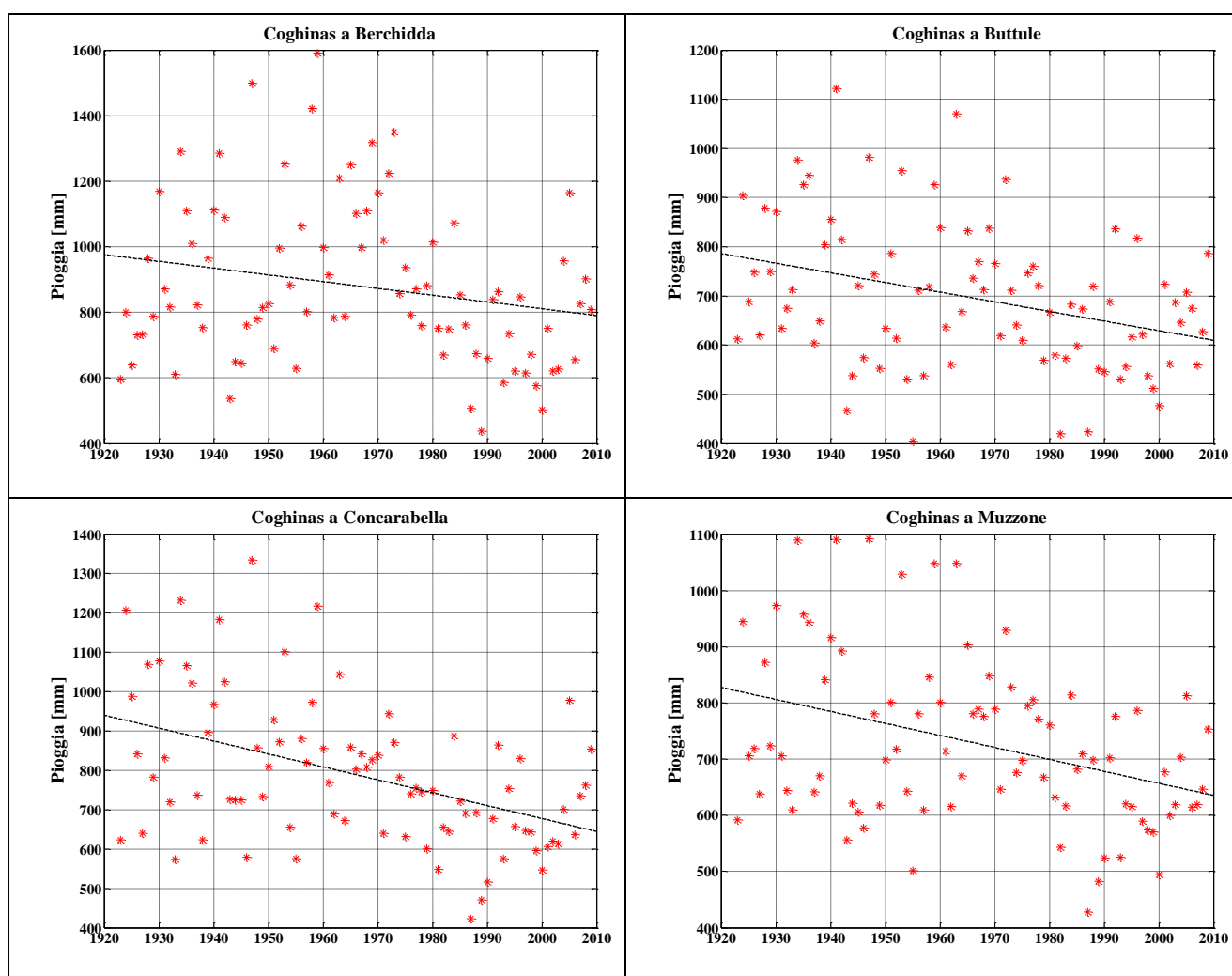


Figure 19. Andamento storico delle piogge annuali (Anno Idrologico) per i bacini del Coghinas.

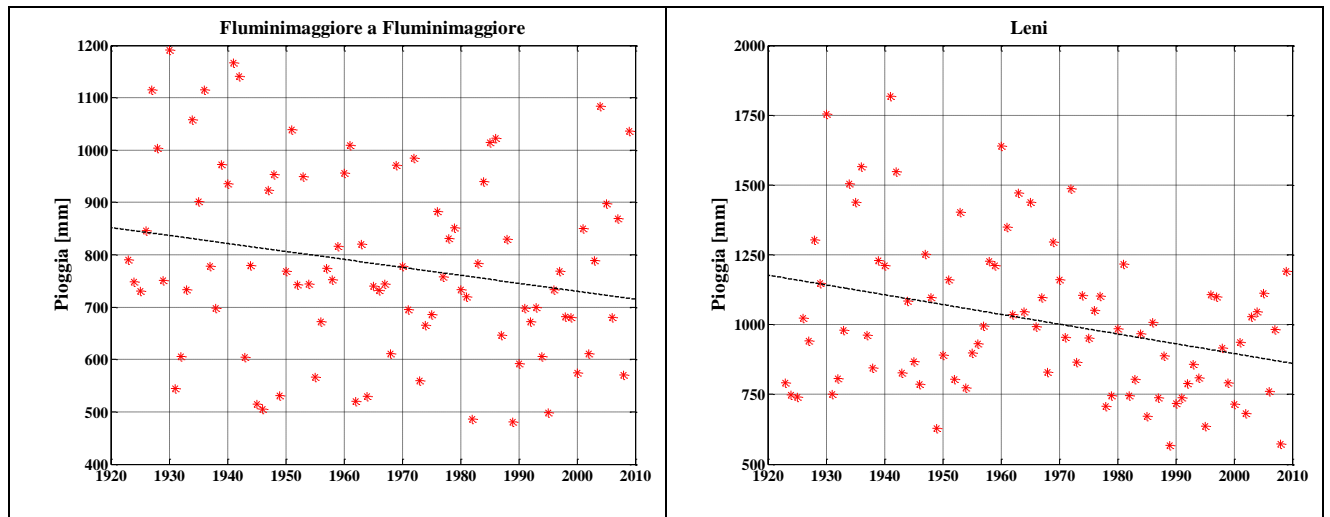


Figure 20. Andamento storico delle piogge annuali (Anno Idrologico) per i bacini del Leni e di Fluminimaggiore.

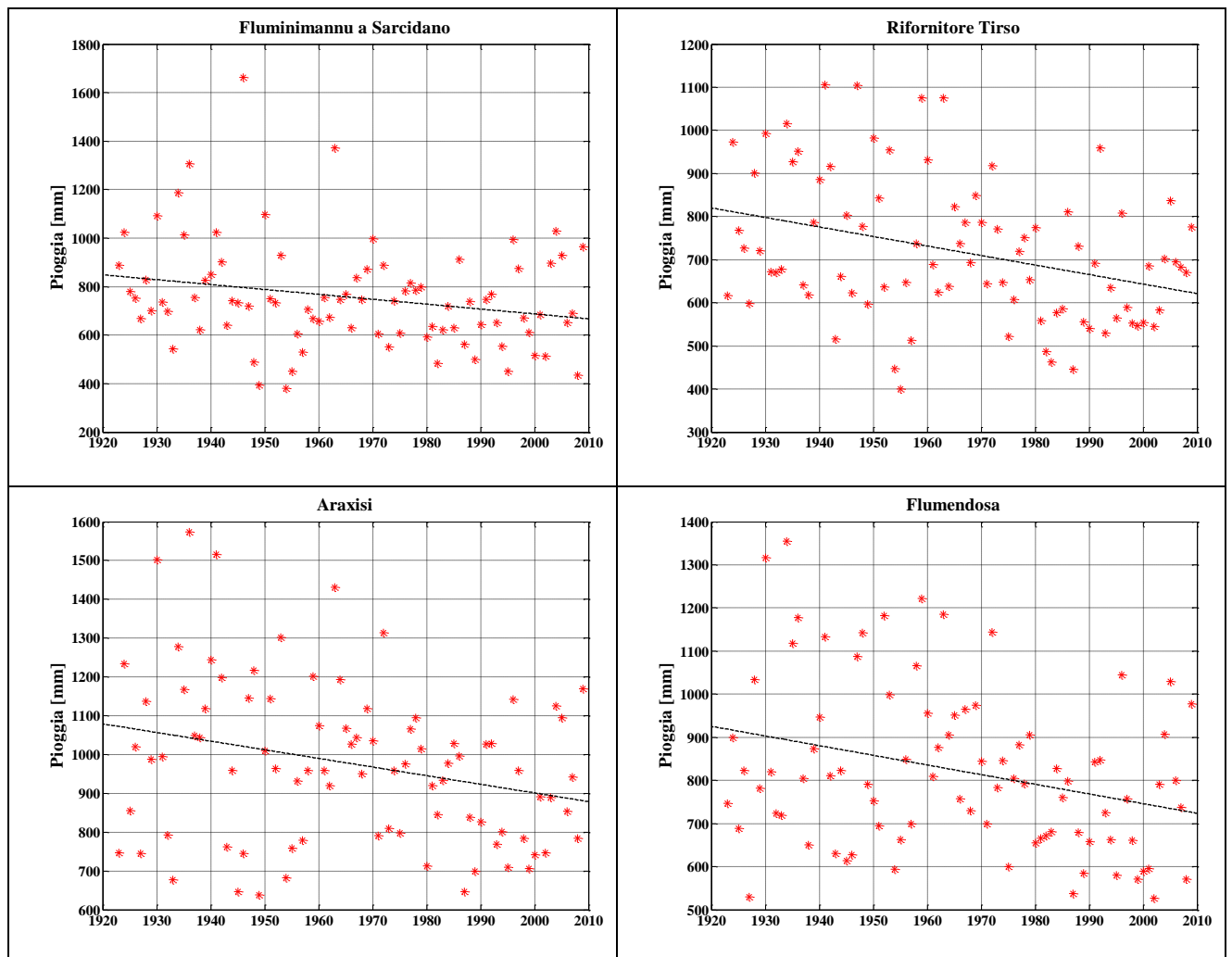


Figure 21. Andamento storico delle piogge annuali (Anno Idrologico) per i bacini con esposizione Centro Orientale.

2.3.6 Andamenti Deflussi.

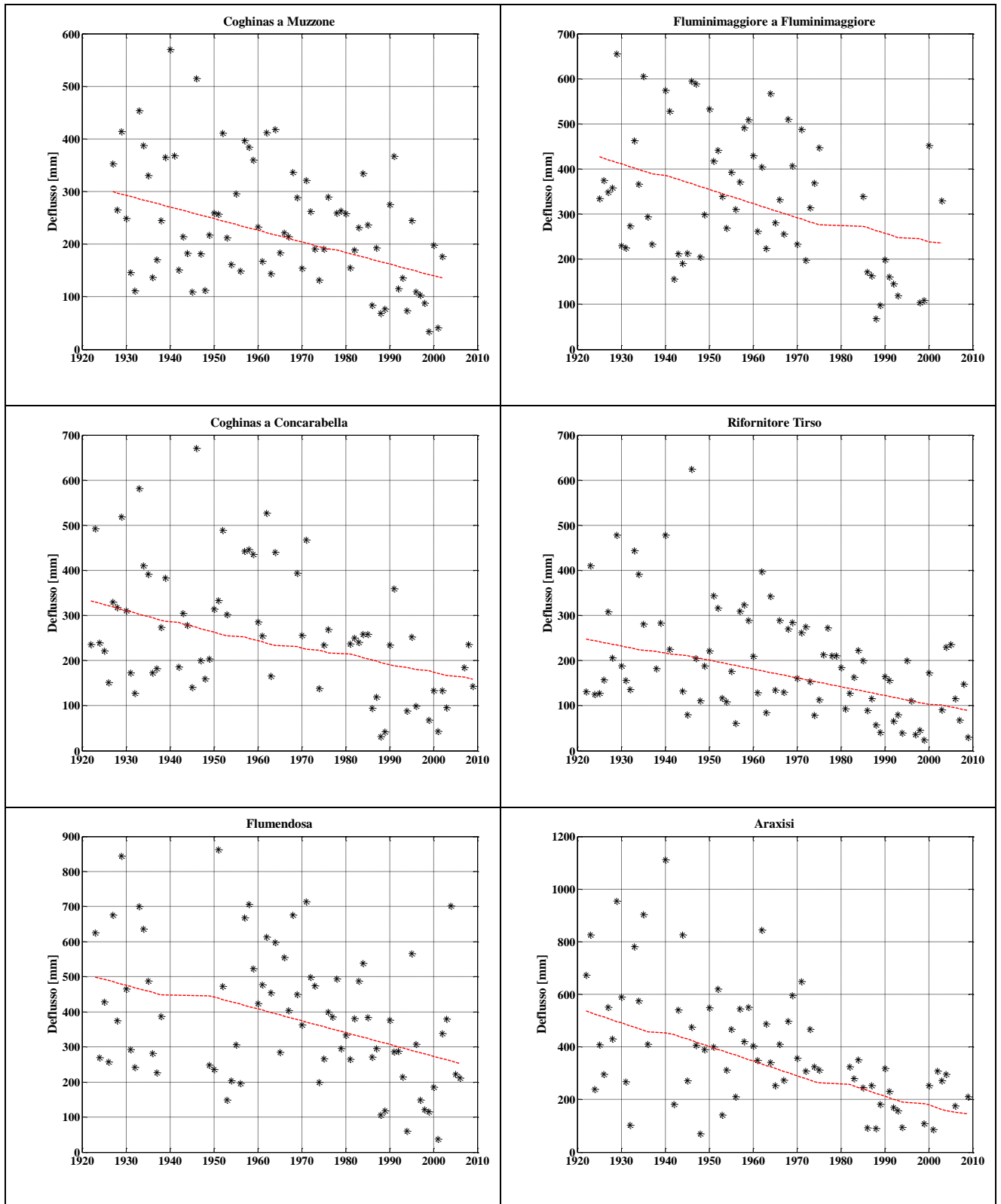


Figure 22. Andamento storico dei Deflussi Annuali (Anno Idrologico) per i principali bacini considerati.

2.3.7 Andamenti Temperatura.

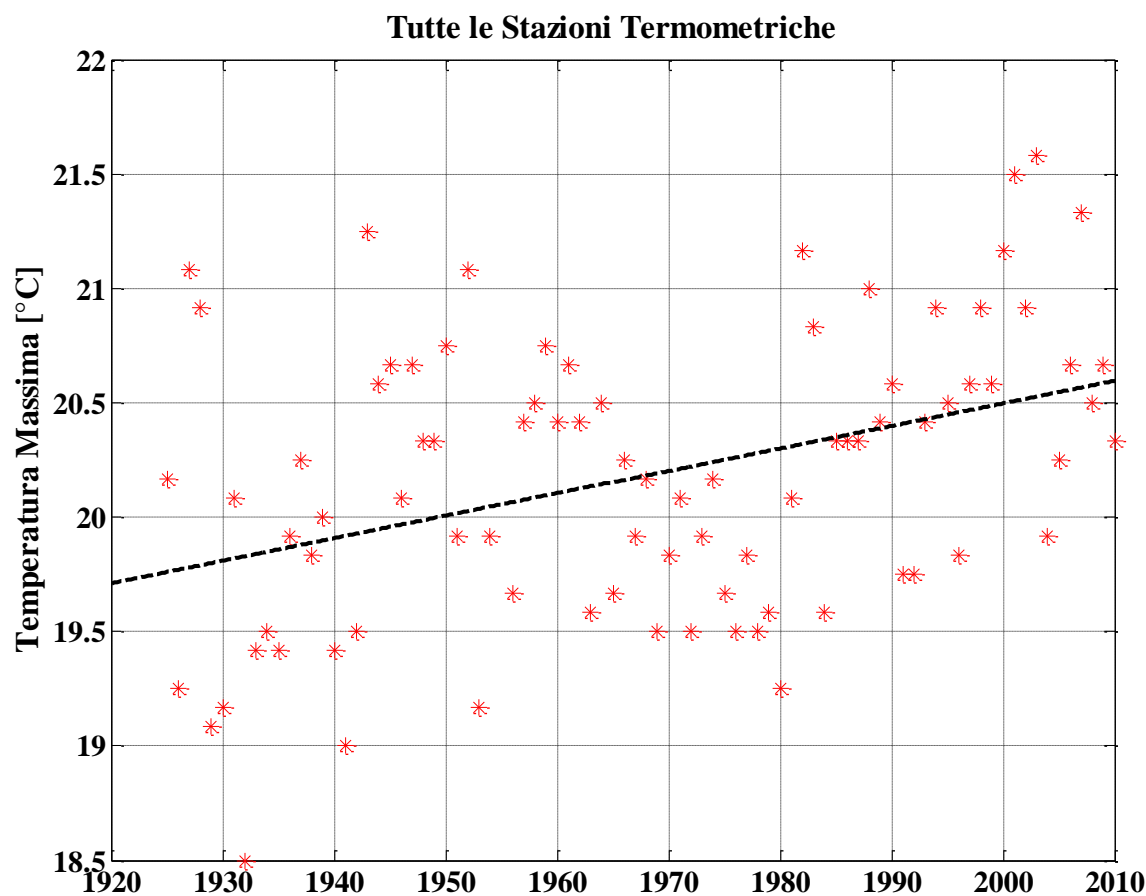


Figure 23. Andamento storico delle Temperature Massime (Anno Idrologico) a scala Regionale.

Dalla Figure 23 si evidenzia come possano essere identificati 3 diversi periodi, nei due periodi estremi si riscontra un marcato processo di riscaldamento, mentre tra gli anni sessanta ed ottanta si è avuto un decadimento delle temperature massime.

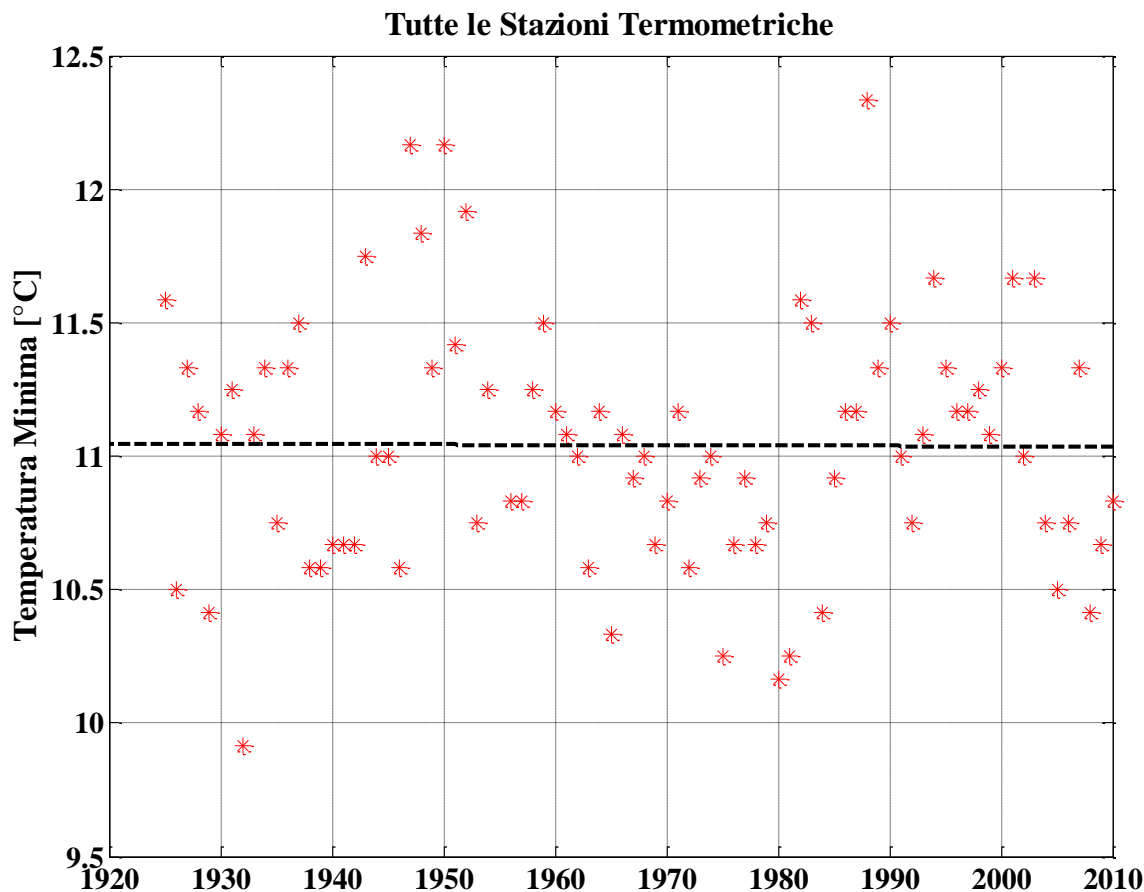


Figure 24. Andamento storico delle Temperature Minime (Anno Idrologico) a scala Regionale.

A differenza delle temperature massime, per quelle minime (Figure 24) i periodi di incremento e diminuzione delle temperature si bilanciano, andando a fornire una variazione delle temperature minime nel periodo 1922-2011 pressoché nullo; ricordando che per le stazioni considerate le due temperature vengono valutate con la medesima strumentazione.

2.4 *Analisi Variazioni Temporal Serie Idrologiche.*

2.4.1 **Applicazione Test di Mann-Kendall.**

Nei paragrafi precedenti è stata focalizzata l'attenzione sulla variazione in termini medi pesati delle variabili idrologiche, allo stesso tempo però risulta essere molto utile valutare ciò che succede considerando le singole serie temporali (pluviometriche, idrometriche e termometriche) separatamente. La valutazione di come variano le serie temporali oggetto di studio viene effettuata tramite la stima dei trend, sia tramite l'applicazione del metodo di Mann-Kendall sia tramite l'utilizzo del metodo di Theil Sen.

Il test di Mann-Kendall così come quello di Theil-Sen è stato applicato per tutte le 227 stazioni pluviometriche e per le sezioni idrometriche (Figure 3) relativamente a quattro diversi trimestri (Figure 25- Figure 43):

- ✓ JFM Da Gennaio a Marzo;
- ✓ AMJ Da Aprile a Giugno
- ✓ JAS Da Luglio a Settembre;
- ✓ OND Da Ottobre a Dicembre.

Relativamente alle stagioni idrologiche (Figure 26 - Figure 44):

- ✓ DJF Da Dicembre a Febbraio;
- ✓ MAM Da Marzo a Maggio;
- ✓ JJA Da Giugno ad Agosto;
- ✓ SON Da Settembre a Novembre.

e per il periodo DJFM da Dicembre a Marzo (Figure 27 - Figure 42).

I valori dei trend ottenuti mediante l'applicazione del test di Mann-Kendall sono stati poi divisi in tre classi a diversa significatività del 90-95 e 99%, assumendo comunque valido un trend con un'assegnata significatività $P \leq 0.05$.

2.4.1.1 *Trend Pluviometrici.*

2.4.1.1.1 **Trend Trimestrali.**

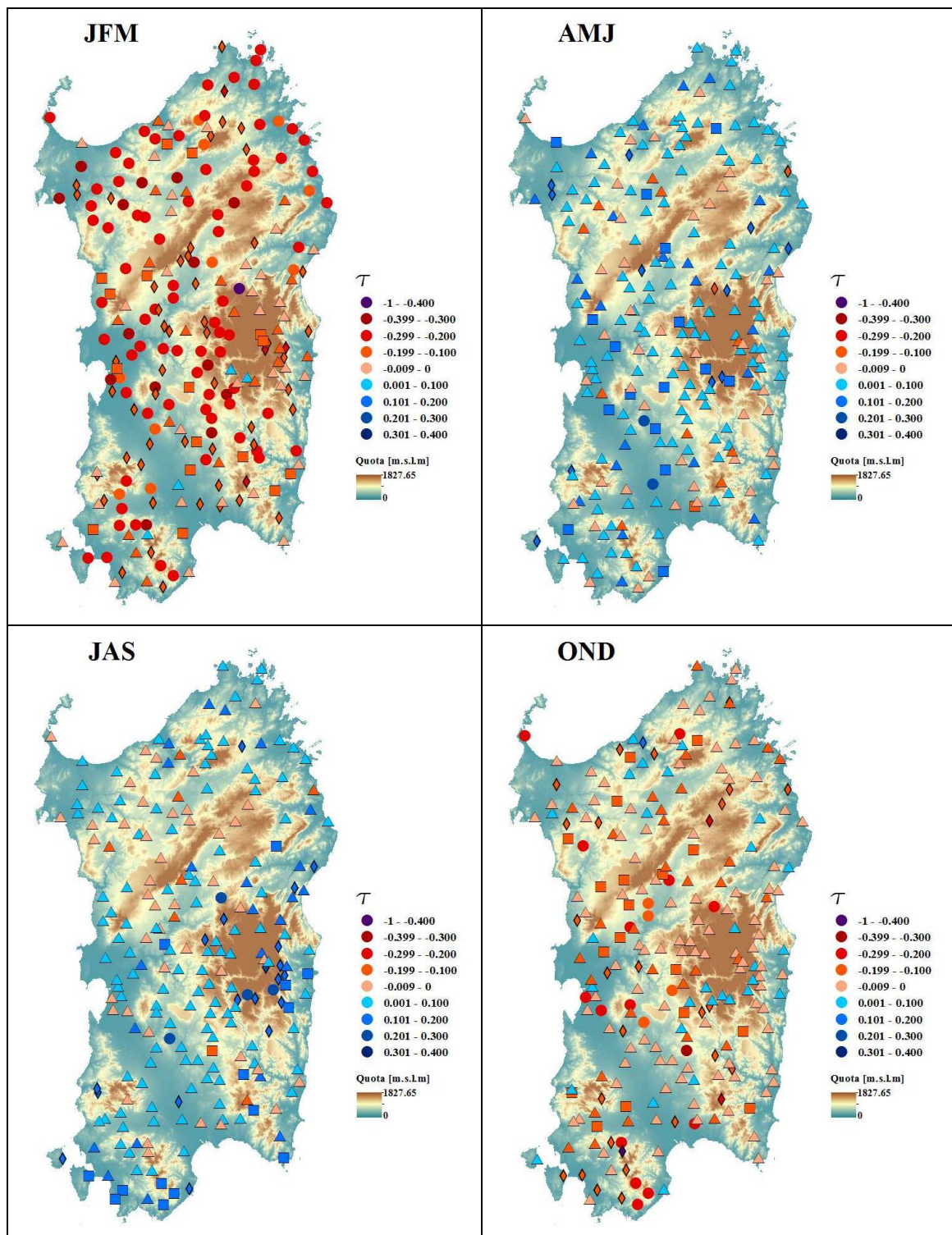


Figure 25. Trend Stazioni Pluviometriche (1922-2010) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◊” per $0.01 \leq P < 0.05$; “◻” per $0.05 \leq P < 0.1$; “Δ” per $P \geq 0.1$ per i quattro trimestri.

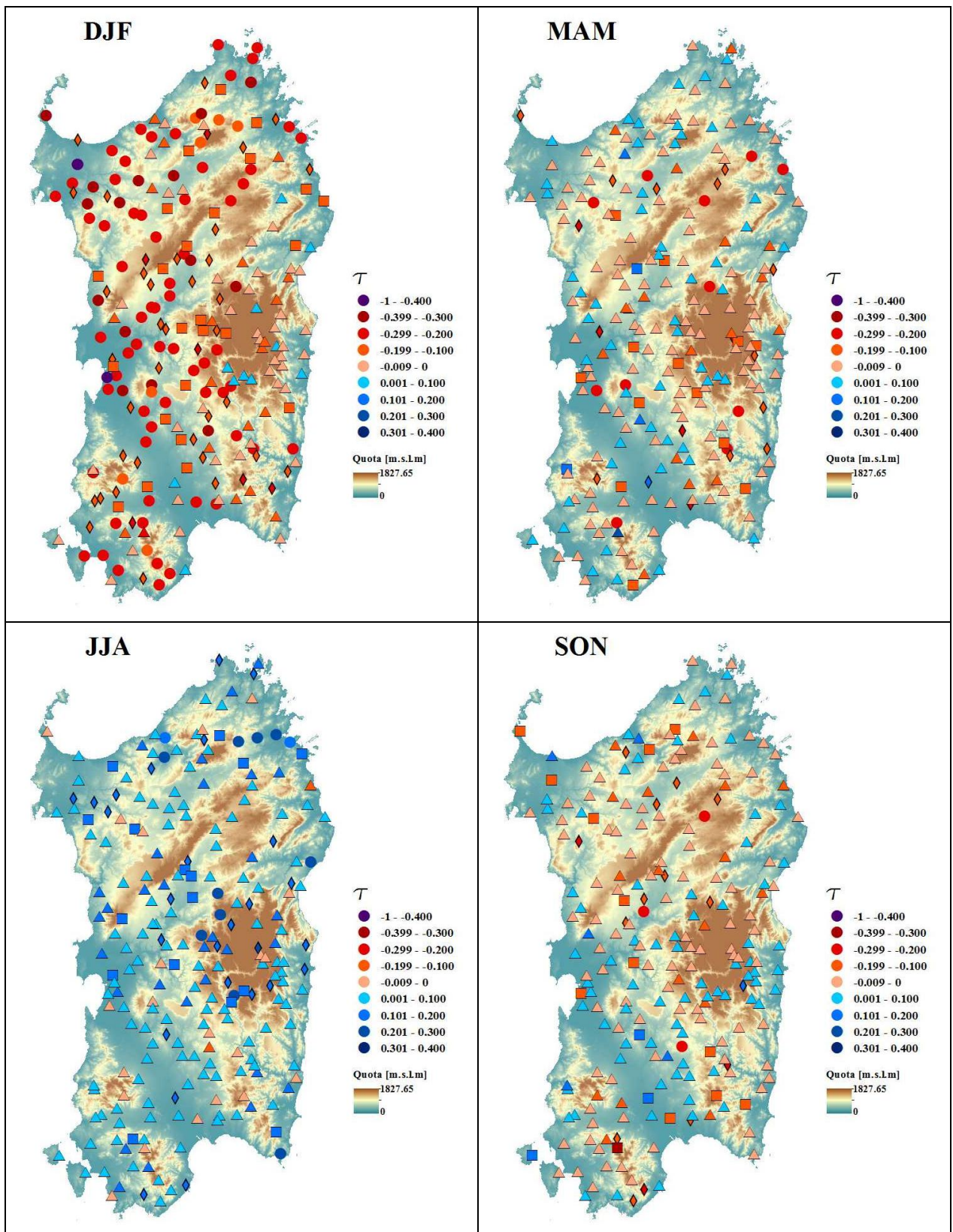


Figure 26. Trend Stazioni Pluviometriche (1922-2010) applicando il metodo di Mann-Kendall con "o" per $P < 0.01$; "◇" per $0.01 \leq P < 0.05$; "□" per $0.05 \leq P < 0.1$; "△" per $P \geq 0.1$ per le stagioni idrologiche.

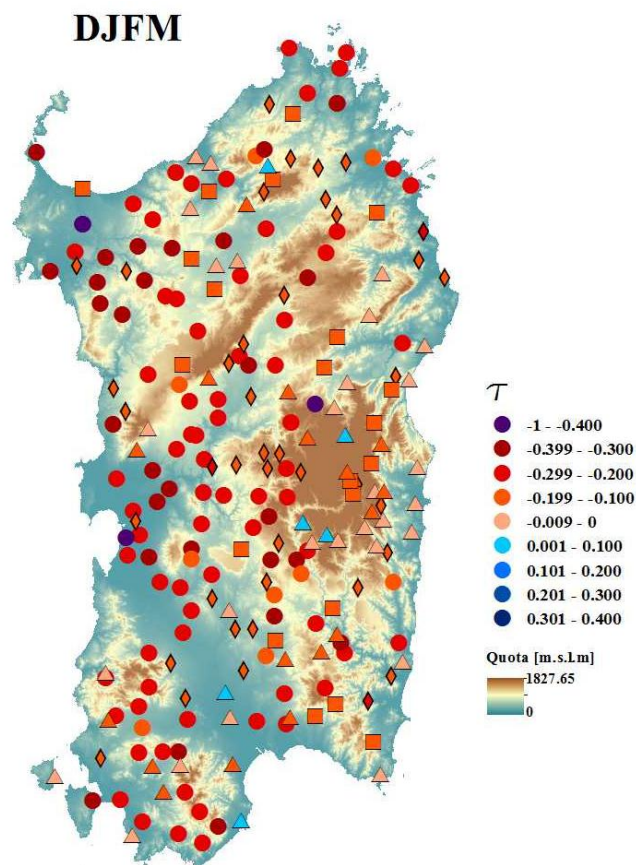


Figure 27. Trend Stazioni Pluviometriche (1922-2010) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◇” per $0.01 \leq P < 0.05$; “□” per $0.05 \leq P < 0.1$; “Δ” per $P \geq 0.1$ per il quadrimestre DJFM.

Assumendo di considerare valido, un trend con un associata significatività ≤ 0.05 , in tutti i trimestri si sono osservati dei valori non significativi, specificatamente 158 stazioni presentano un P-value < 0.05 in JFM, 49 in OND, 25 in JAS e solo 18 in AMJ. In OND ed in JFM (Figure 25) si constata un trend negativo relativamente al periodo 1922-2010 mentre nel periodo AMJ e JAS (Figure 25) per le poche stazioni con una buona significatività si ha un leggero incremento della pioggia. Per le stagioni idrologiche (Figure 26) valgono le considerazioni fatte per gli altri trimestri, anche in questo caso infatti si sono osservati trend non significativi, specificatamente 132 stazioni presentano un P-value < 0.05 in DJF, 39 in JJA, 28 in MAM e solo 18 in SON; considerando il periodo invernale nel suo complesso (DJFM) il numero di stazioni con trend significativo sale a 156. Indipendentemente dalla significatività ciò che si evince dalle Figure 25-Figure 27 risulta essere un trend crescente delle precipitazioni nelle stagioni primaverili ed estive, mentre una riduzione talvolta anche molto marcata nelle stagioni autunnali ed invernali. Per una migliore comprensione della variabilità dalla Figure 28 alla Figure 30 si sono valutati i trend mensili per tutte le stazioni pluviometriche.

2.4.1.1.2 Trend Mensili.

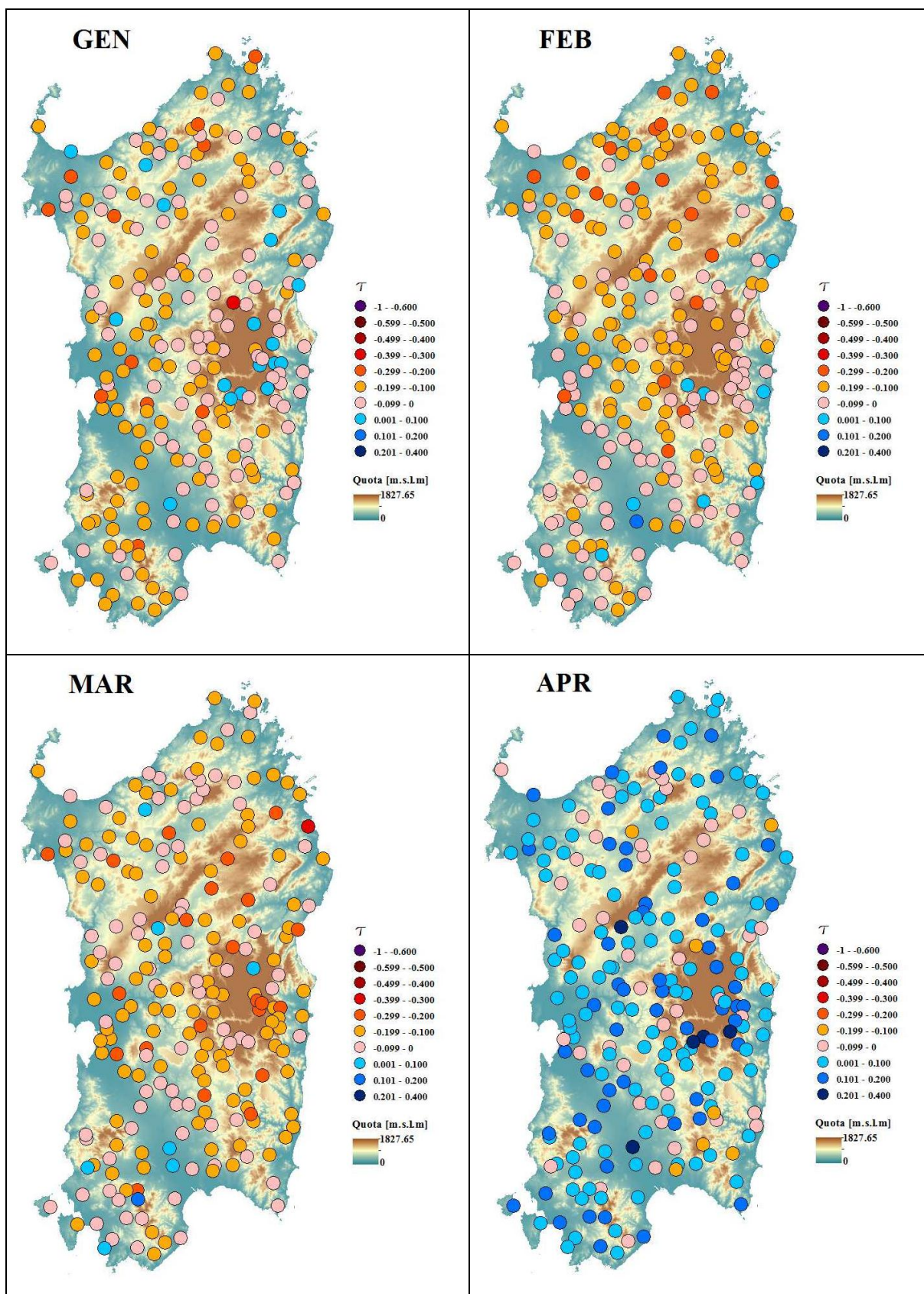


Figure 28. Trend Mensili Stazioni Pluviometriche (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall da Gennaio ad Aprile.

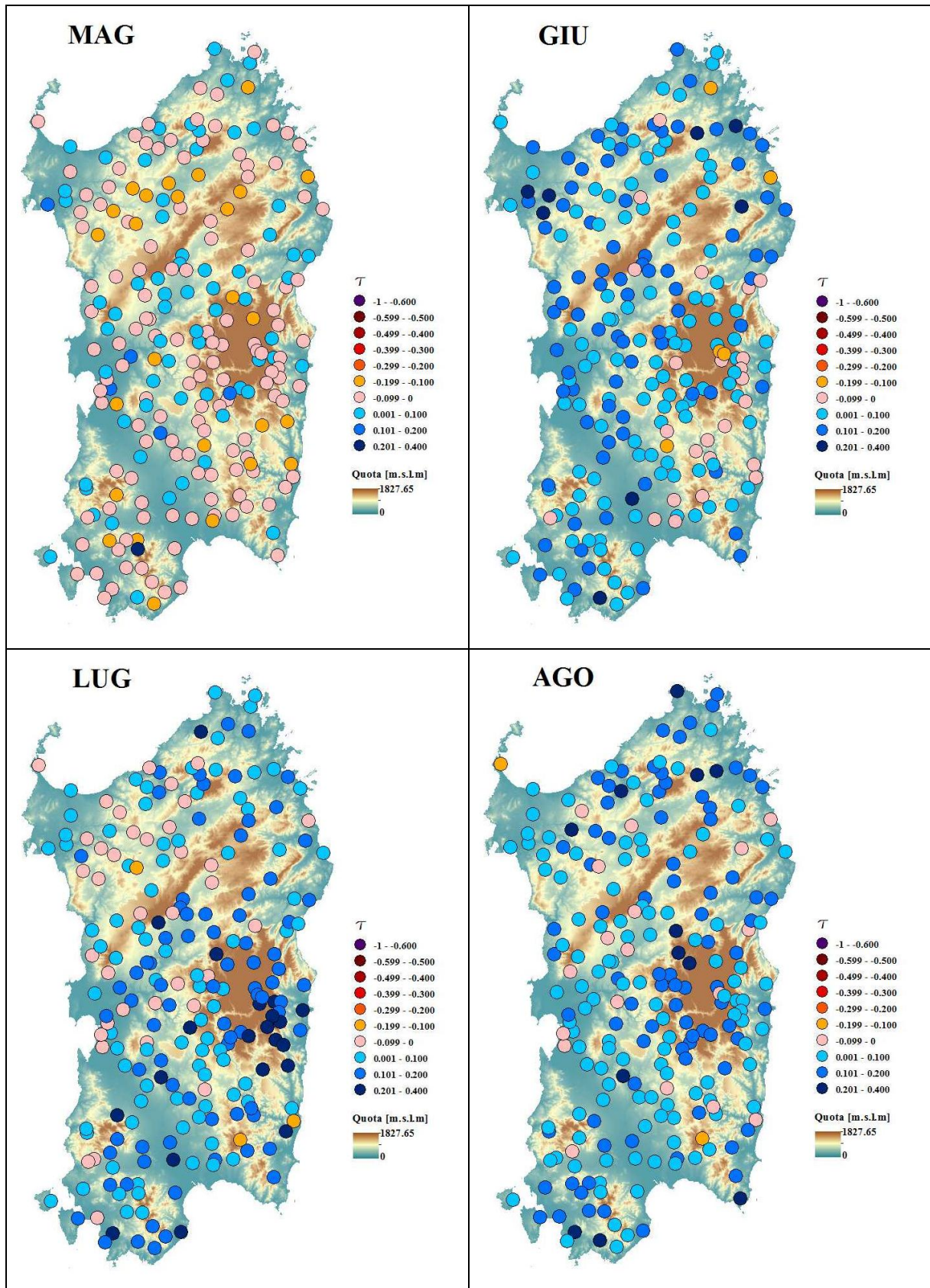


Figure 29. Trend Mensili Stazioni Pluviometriche (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall da Maggio ad Agosto.

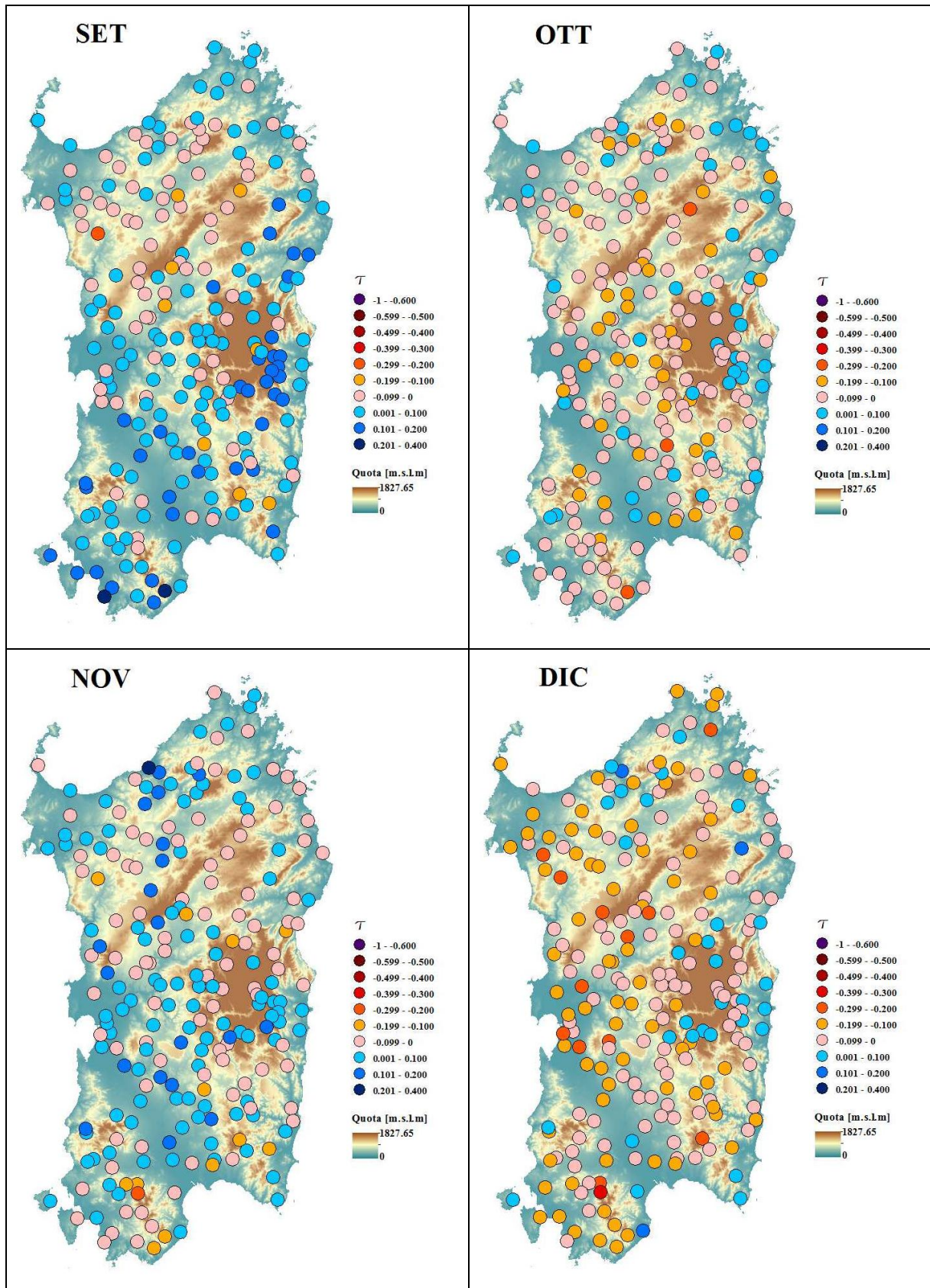


Figure 30. Trend Mensili Stazioni Pluviometriche (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall da Settembre a Dicembre.

Dall'analisi riportata nelle figure dalla Figure 28 alla Figure 30 si constata come i risultati non si discostano dall'analisi trimestrale presente nelle tre figure precedenti, in quanto si vede come nei mesi invernali (da Dicembre a Marzo) vi sia un forte decremento delle piogge al contrario di ciò che si ha nei mesi estivi (da Giugno ad Agosto), negli altri mesi si presenta al contrario una situazione di bilancio tra incrementi e decrementi, con l'eccezione di Aprile in cui si ha un maggior numero di stazioni caratterizzate da un aumento delle precipitazioni, situazione che nel paragrafo associato alla stagionalità risulterà essere ulteriormente rimarcata. I risultati ottenuti per le singole stazioni sono stati poi verificati andando a considerare i trend relativi alle piogge medie mensili a scala regionale (Figure 31).

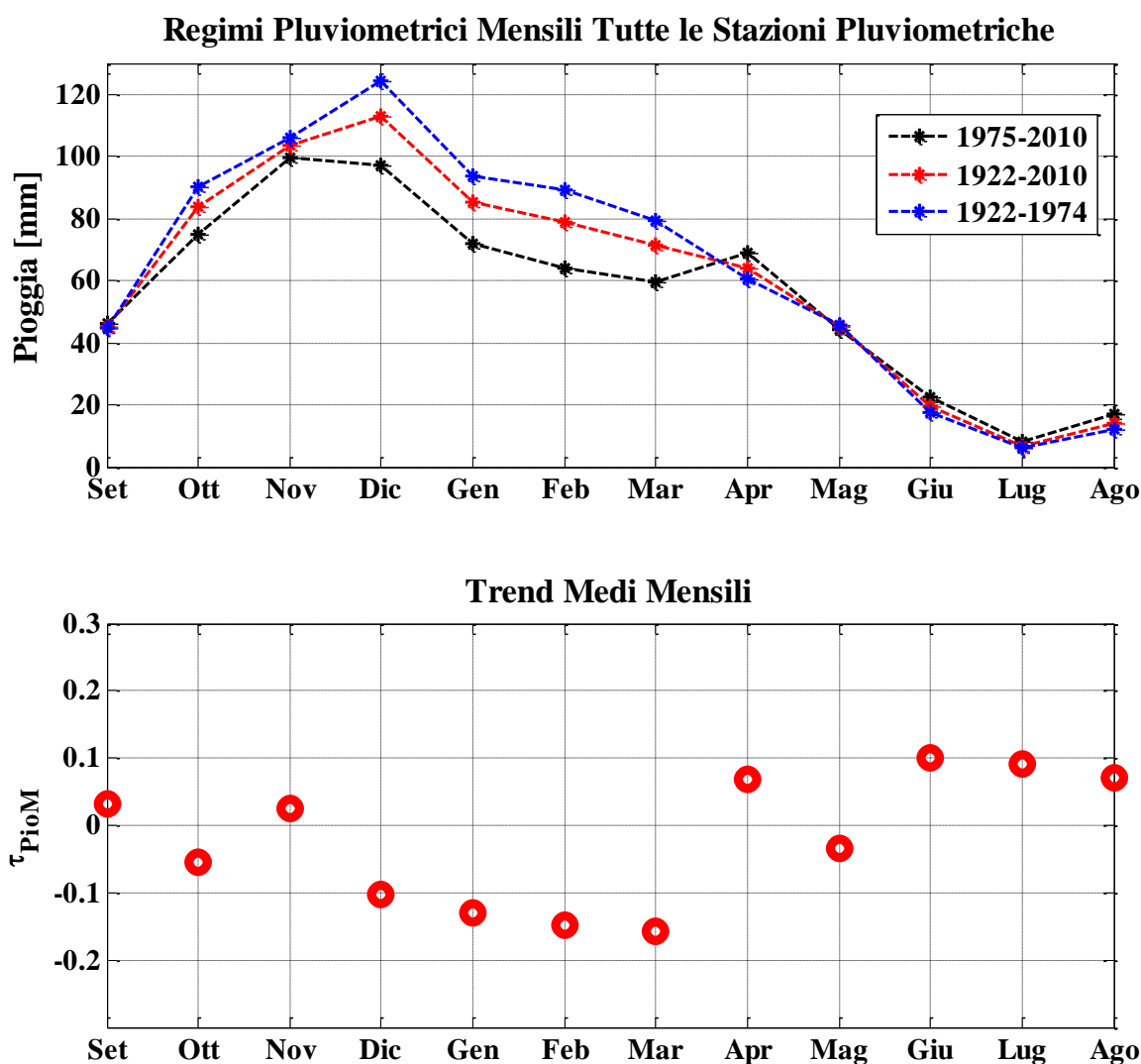


Figure 31. Regimi Pluviometrici e Trend medi mensili a scala mensile per la Sardegna.

2.4.1.2 *Trend Idrometrici.*

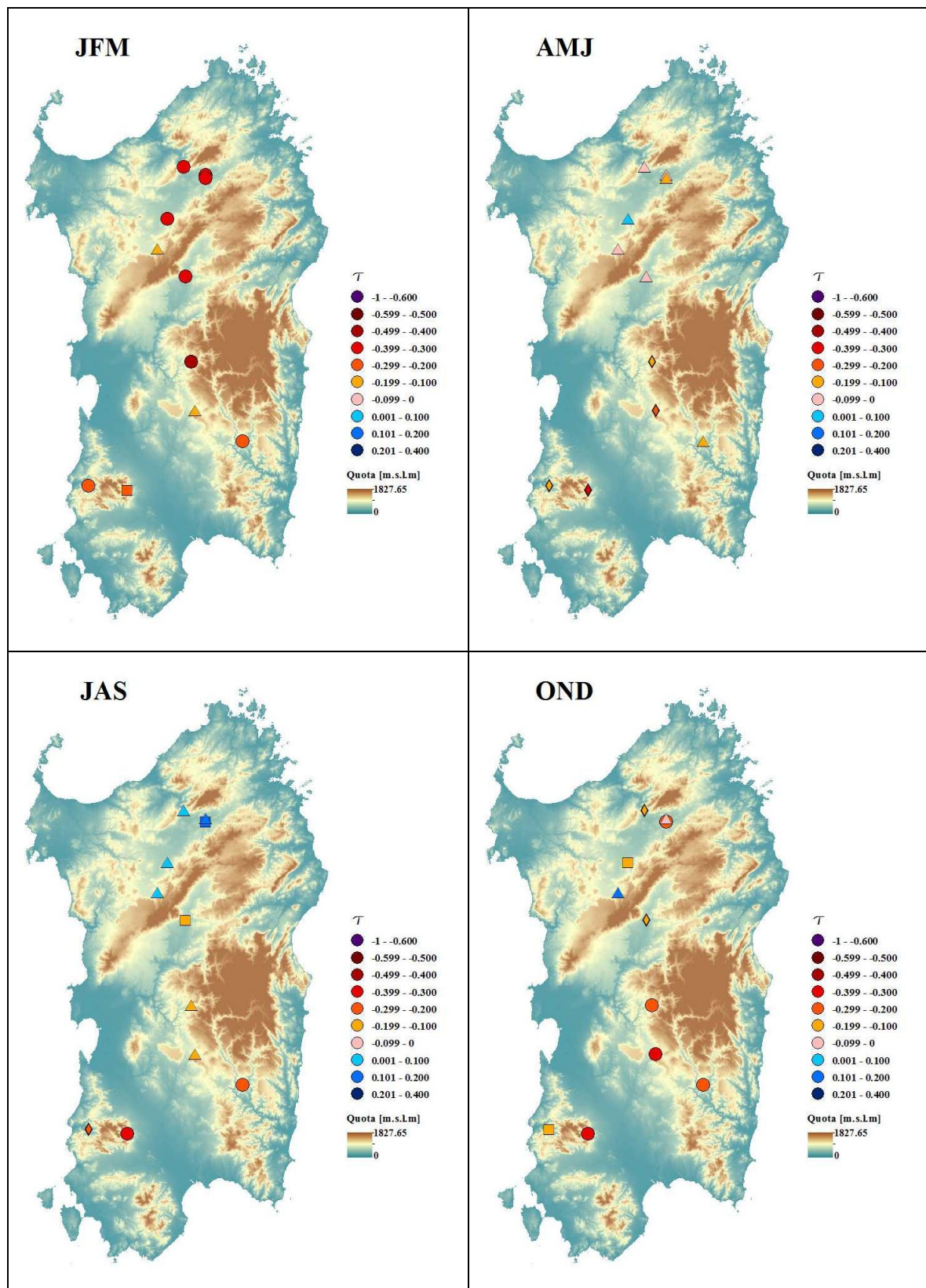


Figure 32. Trend Sezioni Idrometriche (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◊” per $0.01 \leq P < 0.05$; “□” per $0.05 \leq P < 0.1$; “Δ” per $P \geq 0.1$ per i quattro trimestri.

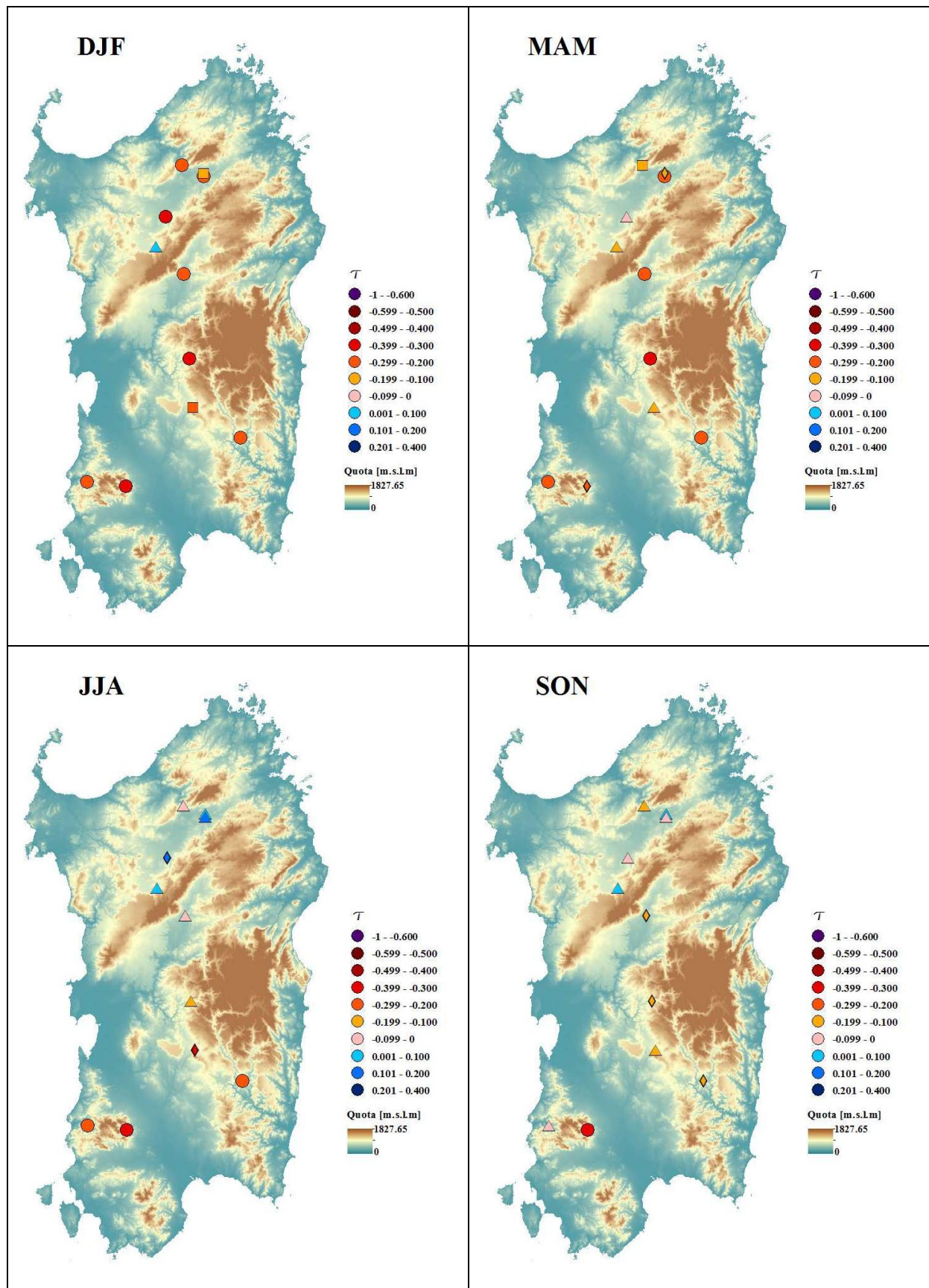


Figure 33. Trend Sezioni Idrometriche (1922-2010) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◊” per $0.01 \leq P < 0.05$; “◻” per $0.05 \leq P < 0.1$; “Δ” per $P \geq 0.1$ per le stagioni idrologiche.

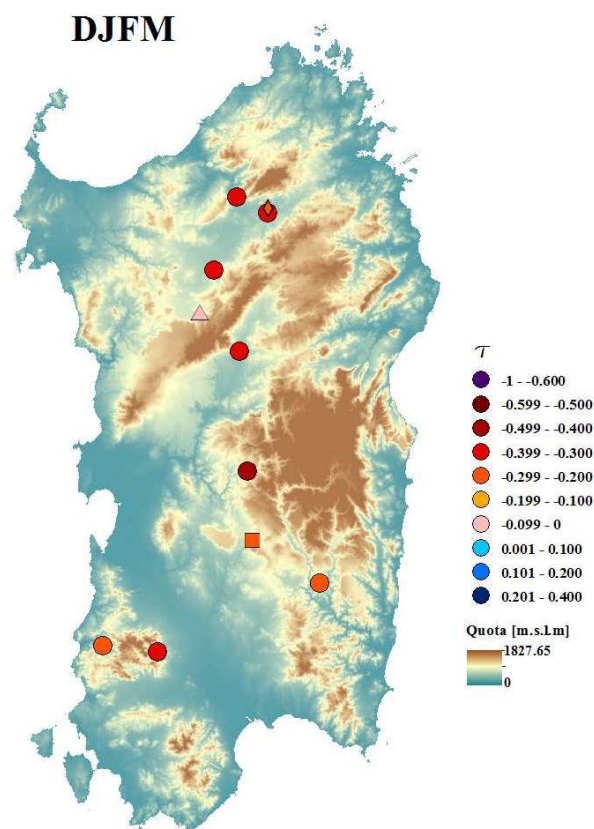


Figure 34. Trend Sezioni Idrometriche (1922-2010) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◊” per $0.01 \leq P < 0.05$; “□” per $0.05 \leq P < 0.1$; “Δ” per $P \geq 0.1$ per il quadrimestre DJFM.

Similmente a quanto visto per le piogge anche per i trend idrometrici nelle stagioni invernali JFM (Figure 32) e DJF (Figure 33) e ancor di più nel quadrimestre DJFM (Figure 34) si presentano valori particolarmente negativi; negli altri periodi laddove il trend è significativo si ha un sostanziale bilanciamento tra incrementi e decrementi. La problematica dell'analisi idrometrica è rappresentata dal fatto che oltre ad avere un campione particolarmente limitato, eccezion fatta per il periodo invernale, il campione è caratterizzato da scarsa significatività statistica. Come detto precedentemente in fase introduttiva il decremento del deflusso risulta essere più marcato rispetto a quello delle piogge, fatto che può essere ulteriormente messo in evidenza confrontando i valori ottenuti per le sezioni idrometriche considerate (Figure 35), considerando per la pioggia il trend della serie di pioggia media pesata con Thiessen, delle stazioni pluviometriche sottese dal bacino con sezione di chiusura in corrispondenza della sezione idrometrica in questione. Quello che si evidenzia dalla figura in questione è come tali variabili presentino valori fortemente negativi nei periodi invernali e valori meno significativi (prossimi allo zero) nelle stagioni estive e primaverili.

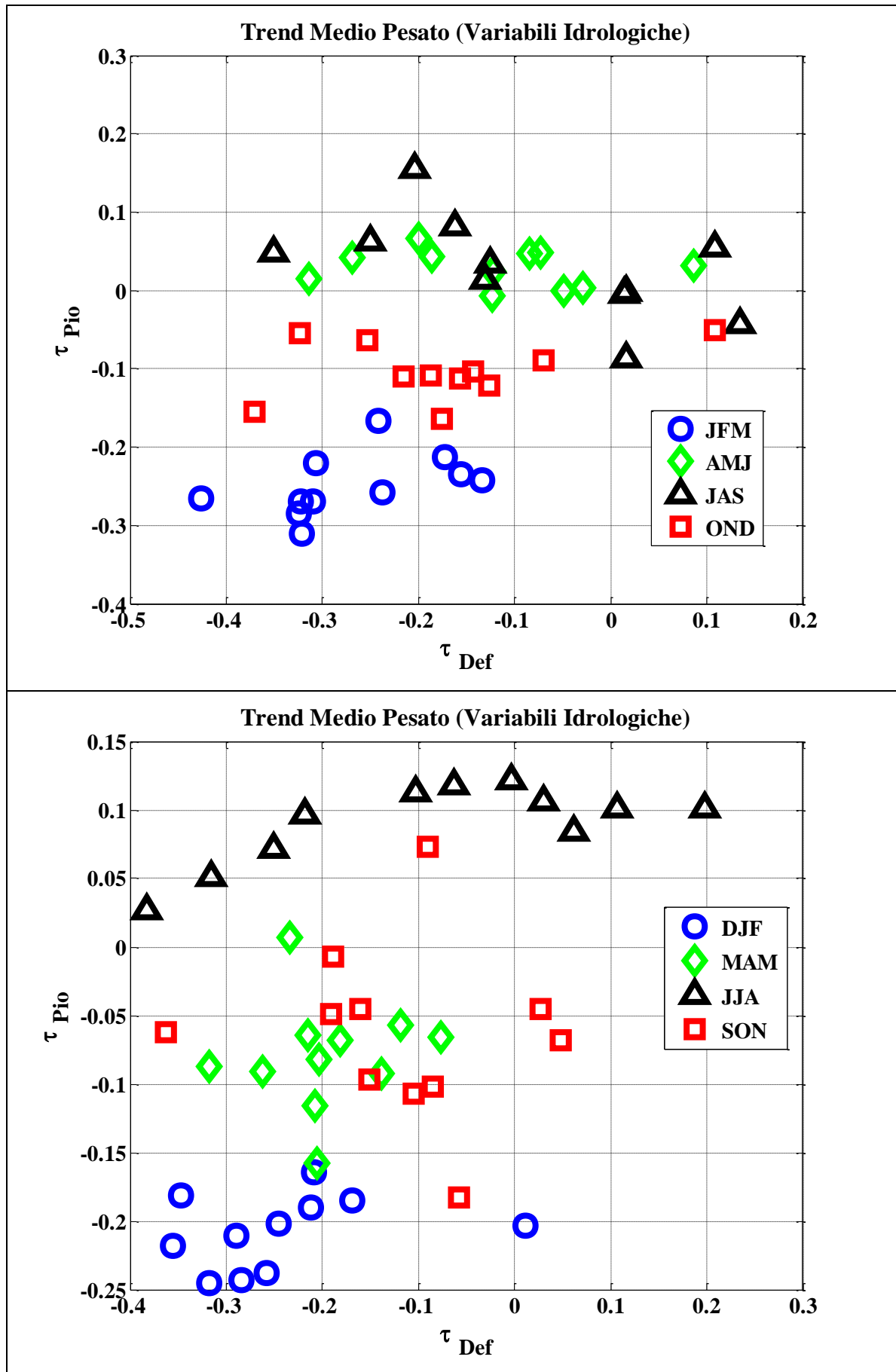


Figure 35. Trend Variabili idrologiche relativamente alle sezioni idrometriche considerate.

2.4.1.3 *Trend Temperatura.*

2.4.1.3.1 **Temperatura Minima.**

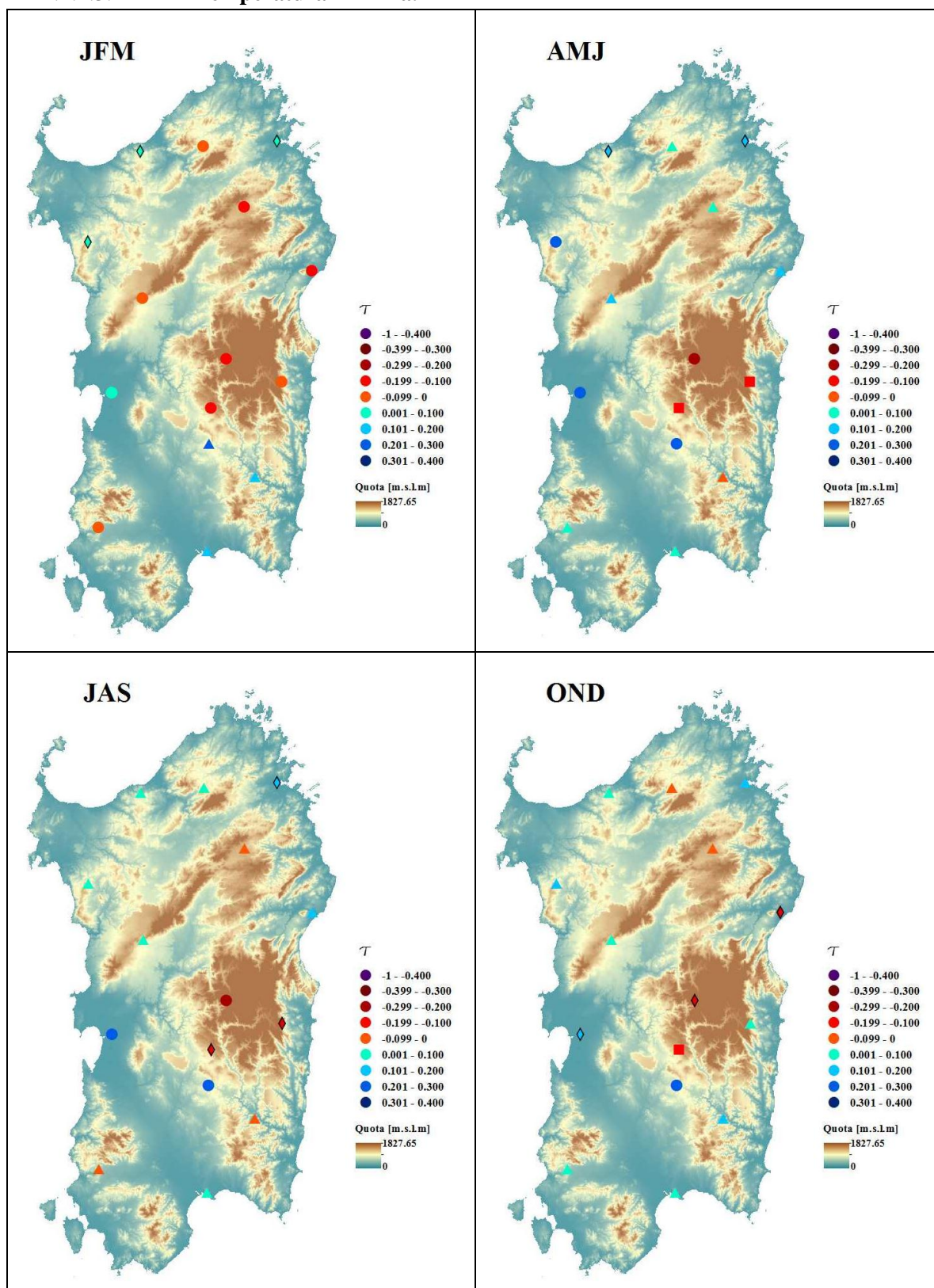


Figure 36. Trend Temperatura minima (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◊” per $0.01 \leq P < 0.05$; “◻” per $0.05 \leq P < 0.1$; “Δ” per $P \geq 0.1$ per i quattro trimestri.

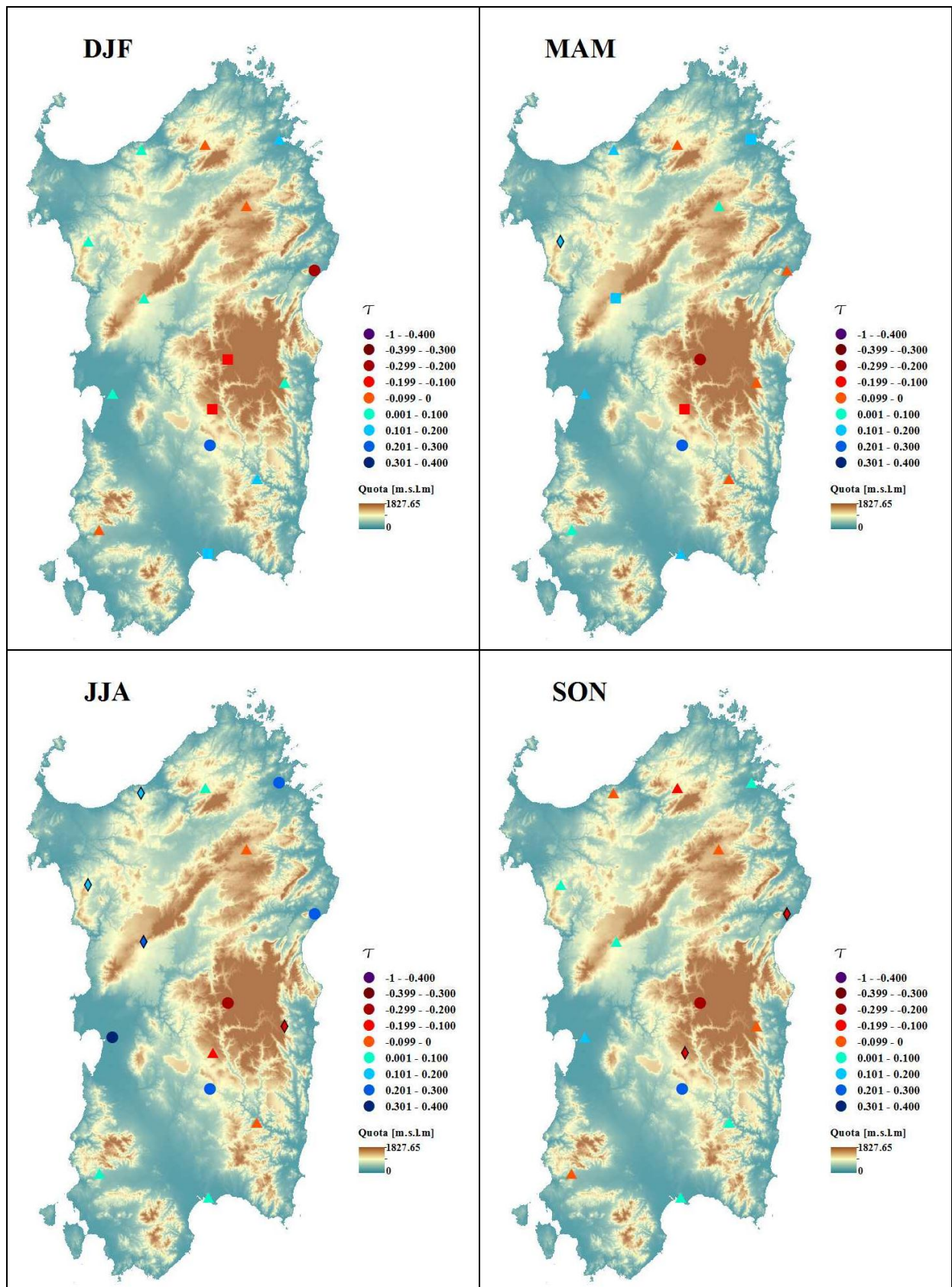


Figure 37. Trend Temperatura minima (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◊” per $0.01 \leq P < 0.05$; “◻” per $0.05 \leq P < 0.1$; “Δ” per $P \geq 0.1$ per le stagioni idrologiche.

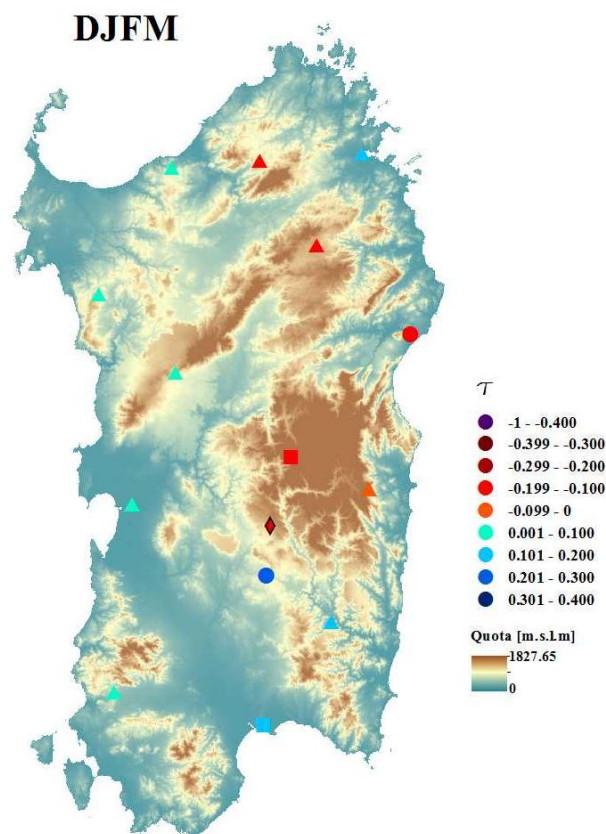


Figure 38. Trend Temperatura minima (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◇” per $0.01 \leq P < 0.05$; “□” per $0.05 \leq P < 0.1$; “Δ” per $P \geq 0.1$ per DJFM.

Rispetto a ciò che si verificava per le precipitazioni in cui è maggiormente identificabile una variazione del trend positiva o negativa in funzione dell'esposizione, per le temperature minime la variabilità spaziale aumenta notevolmente, anche se è riscontrabile per le stazioni significative oggetto di studio una numerosità molto maggiore per i trend positivi durante le stagioni primaverili ed estive (JJA, JAS, AMJ MAM), mentre i trend diventano molto più negativi nelle stagioni autunnali ed invernali (SON, DJF, JFM ed DJFM) come si evince dalle Figure 36-Figure 37 ed Figure 38.

2.4.1.3.2 Temperatura Massima.

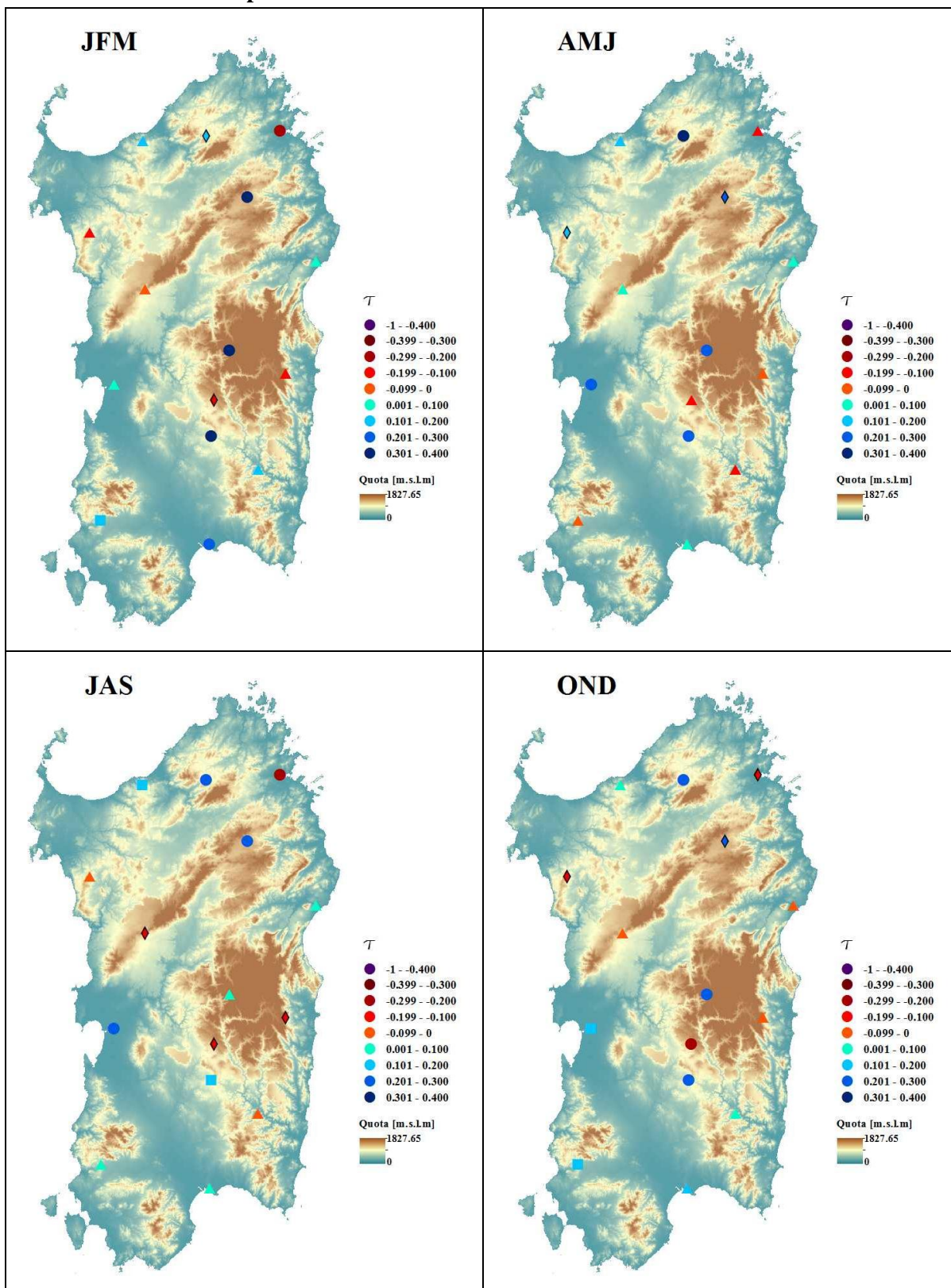


Figure 39. Trend Temperatura massima (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall con "o" per $P < 0.01$; "◇" per $0.01 \leq P < 0.05$; "□" per $0.05 \leq P < 0.1$; "△" per $P \geq 0.1$ per i quattro trimestri.

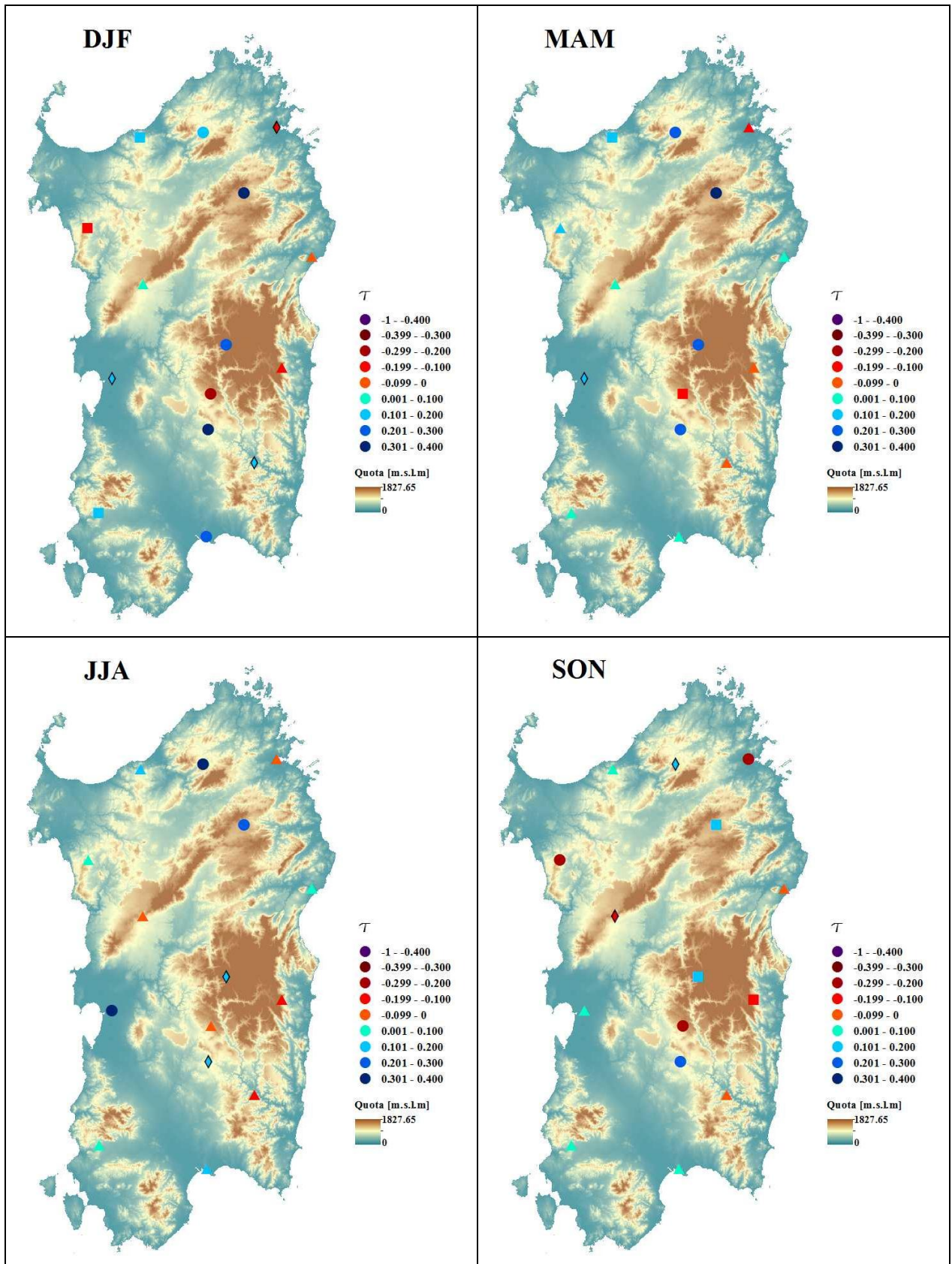


Figure 40. Trend Temperatura massima (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◇” per $0.01 \leq P < 0.05$; “□” per $0.05 \leq P < 0.1$; “△” per $P \geq 0.1$ per i le stagioni idrologiche.

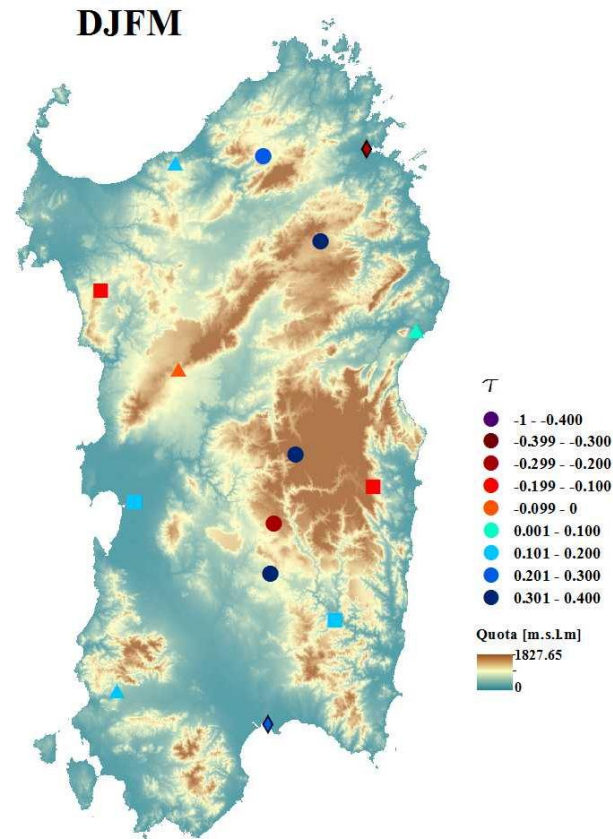


Figure 41. Trend Temperatura massima (1922-2011) applicando il metodo di Mann-Kendall con “o” per $P < 0.01$; “◇” per $0.01 \leq P < 0.05$; “□” per $0.05 \leq P < 0.1$; “△” per $P \geq 0.1$ per DJFM.

Rispetto a ciò che si verifica per quanto riguarda la temperatura minima in cui si ha una variabilità elevata tra stazioni caratterizzate da incremento e da decremento della temperatura, per quanto riguarda la temperatura massima invece si constata dalle (Figure 39 - Figure 40) una notevole variabilità tra valori positivi e negativi indipendentemente dalla significatività riscontrata. Dalle analisi effettuate si riscontrano situazioni simili a quelle presenti in letteratura per le altre zone a clima Mediterraneo, ovvero un incremento delle temperature specificatamente nel periodo primaverile ed estivo (MAM – JJA) al contrario di ciò che si verifica nelle stagioni invernali ed autunnali (DJF – SON); questo processo risulta essere molto più marcato nel caso delle temperature minime rispetto a quelle massime.

2.4.2 Applicazione metodo di Theil-Sen.

2.4.2.1 Pendenza Pluviometrica.

Per le stazioni pluviometriche al fine di dare una maggiore robustezza ai risultati, è stata valutata la magnitudo del trend attraverso l'utilizzo del metodo di Theil-Sen, che fornisce, come sarà definito in Appendice, la pendenza di una data serie numerica. I risultati (da Figure 42 a Figure 44) confermano dal punto di vista del segno quanto ottenuto con il metodo di Mann-Kendall, ovvero una riduzione della precipitazione nel periodo invernale, ed una situazione opposta nel periodo estivo, mentre operando sul periodo medio annuale e sul lungo periodo invernale DJFM (Figure 42) si constata complessivamente come nella stragrande maggioranza delle stazioni prevalga un decremento della pioggia.

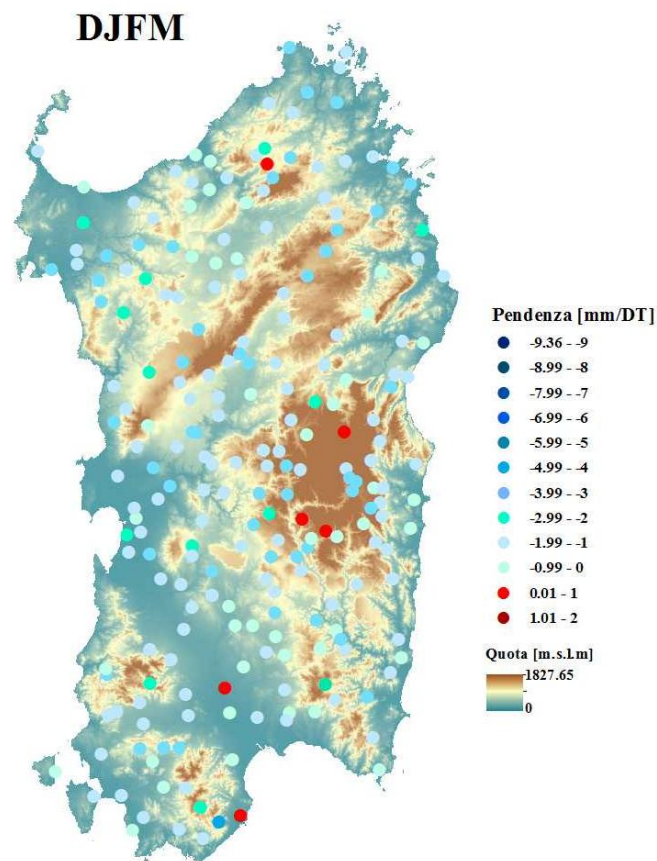


Figure 42. Pendenza Pluviometrica (1922-2010) applicando il metodo di Theil-Sen per DJFM.

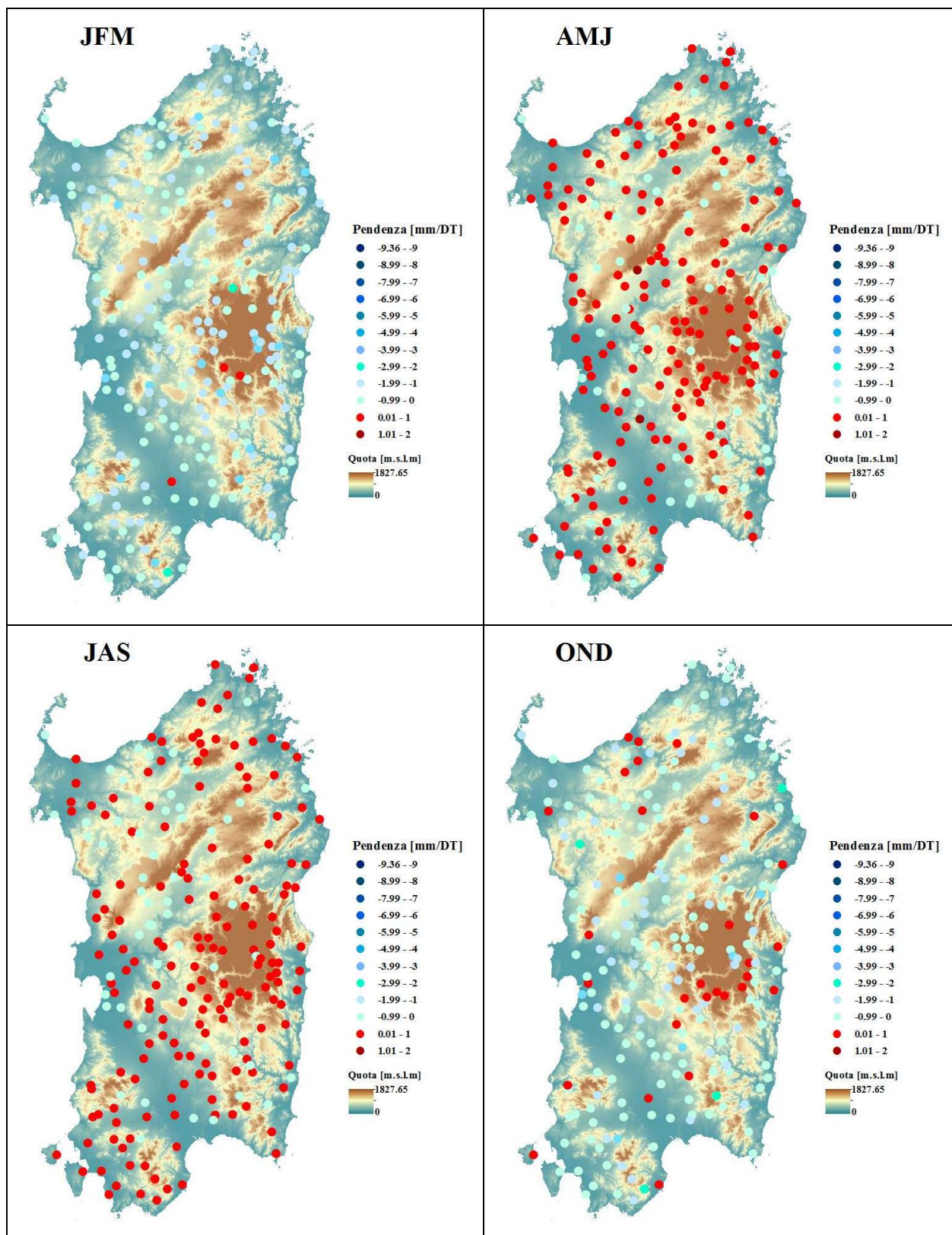


Figure 43. Pendenza Pluviometrica (1922-2010) applicando il metodo di Theil-Sen per i quattro trimestri.

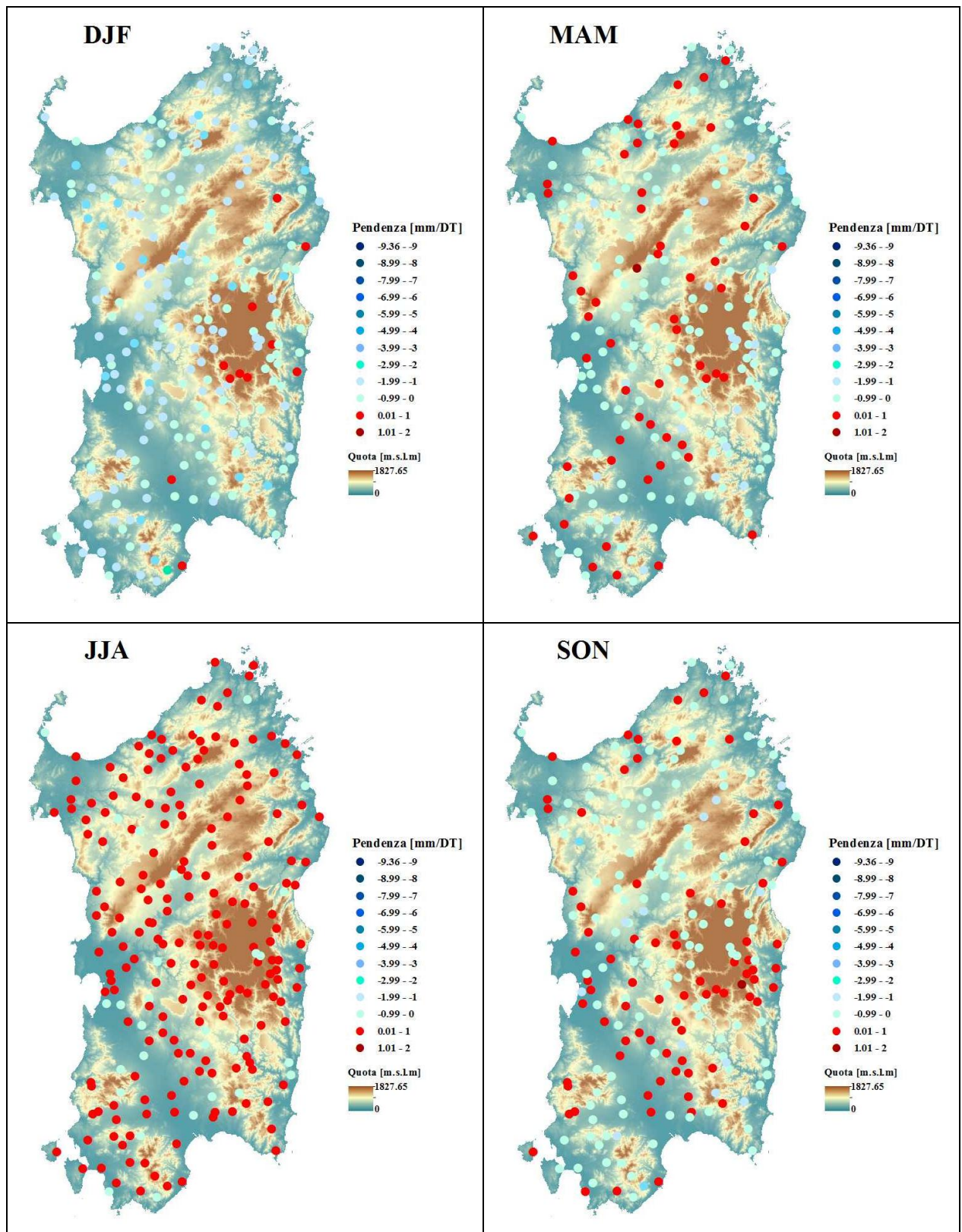


Figure 44. Pendenza Pluviometrica (1922-2010) applicando il metodo di Theil-Sen per le stagioni idrologiche.

2.4.2.2 *Pendenza Idrometrica.*

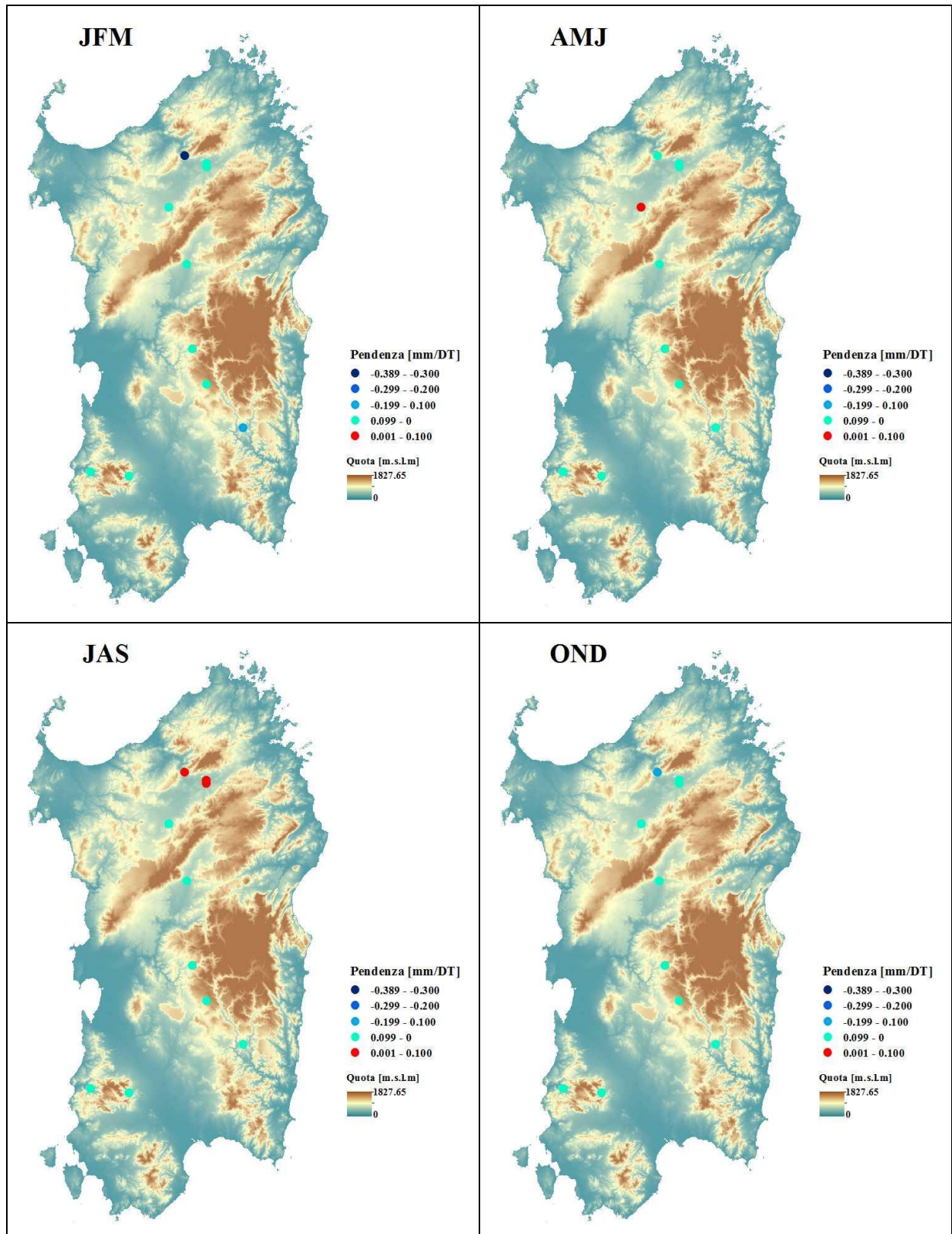


Figure 45. Pendenza Idrometrica (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Sen per i quattro trimestri.

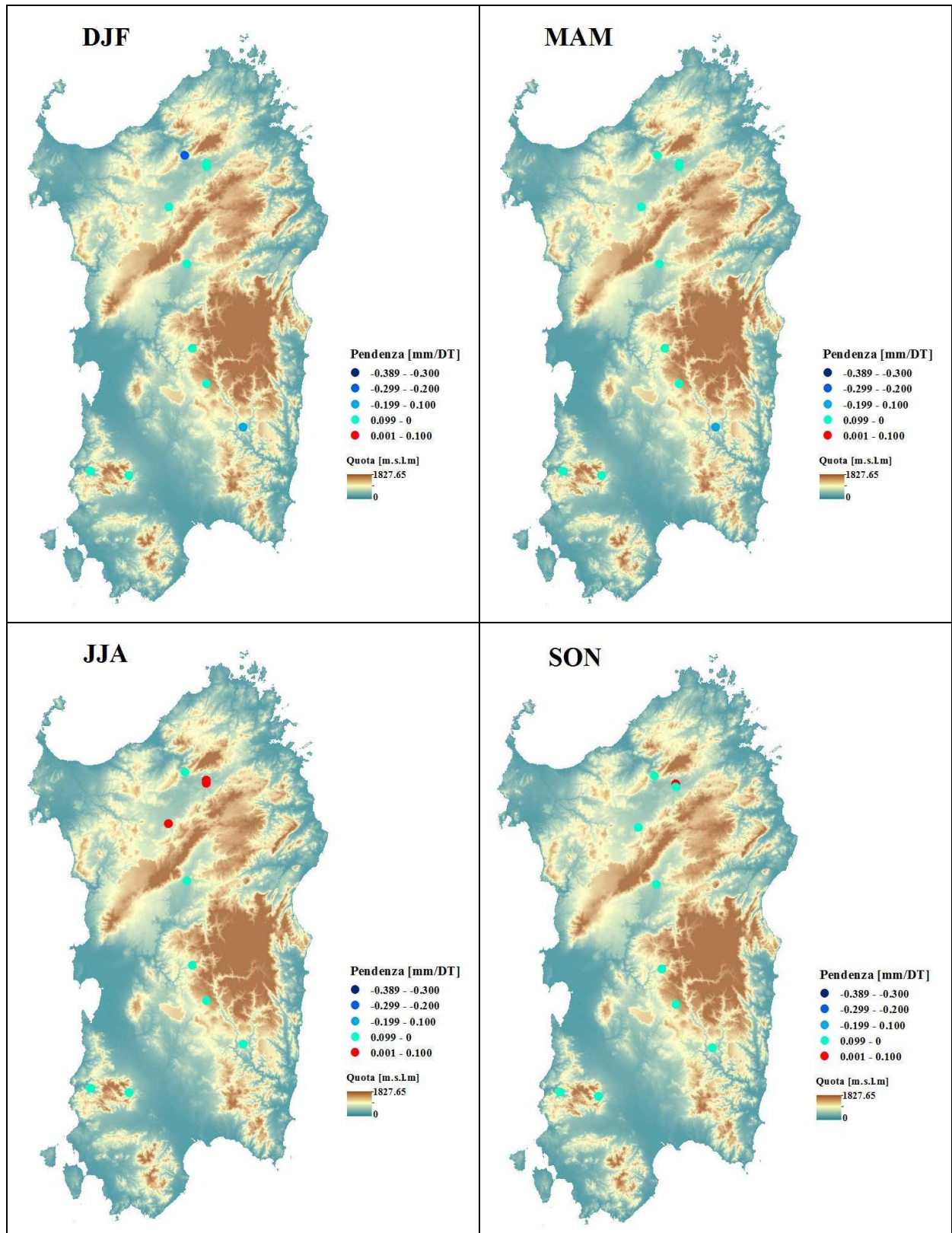


Figure 46. Pendenza Idrometrica (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Sen per le stagioni idrologiche.

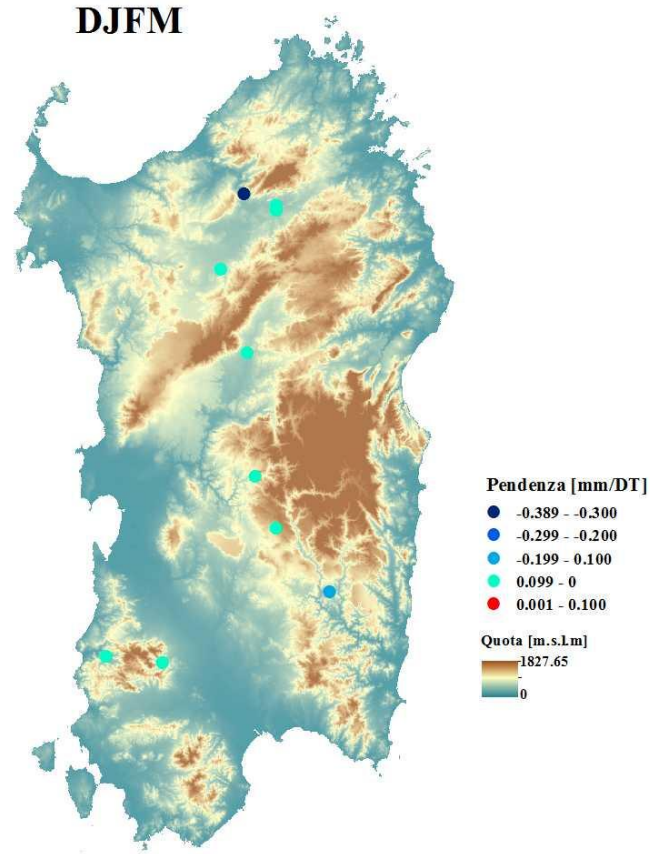


Figure 47. Pendenza Idrometrica (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Sen per DJFM.

Dalle immagini comprese dalla Figure 45 alla Figure 47 si evince come tranne che per i trimestri estivi, in tutti gli altri casi si presenta un' andamento sempre decrescente, concordemente con quanto trovato per le piogge.

2.4.2.3 *Pendenza Termometrica.*

2.4.2.3.1 **Temperatura Massima.**

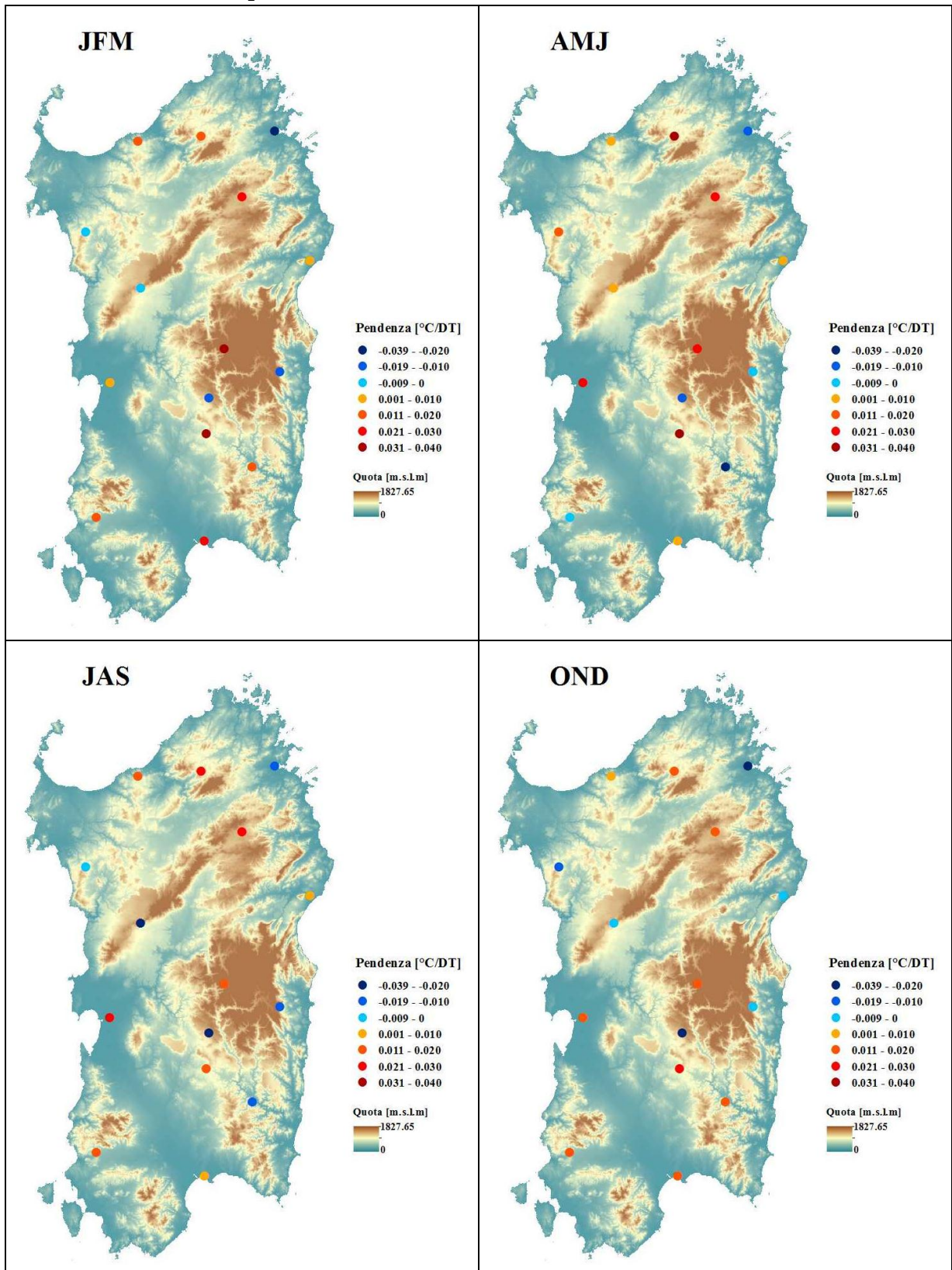


Figure 48. Pendenza Serie Temperatura Massima (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Sen per i quattro trimestri.

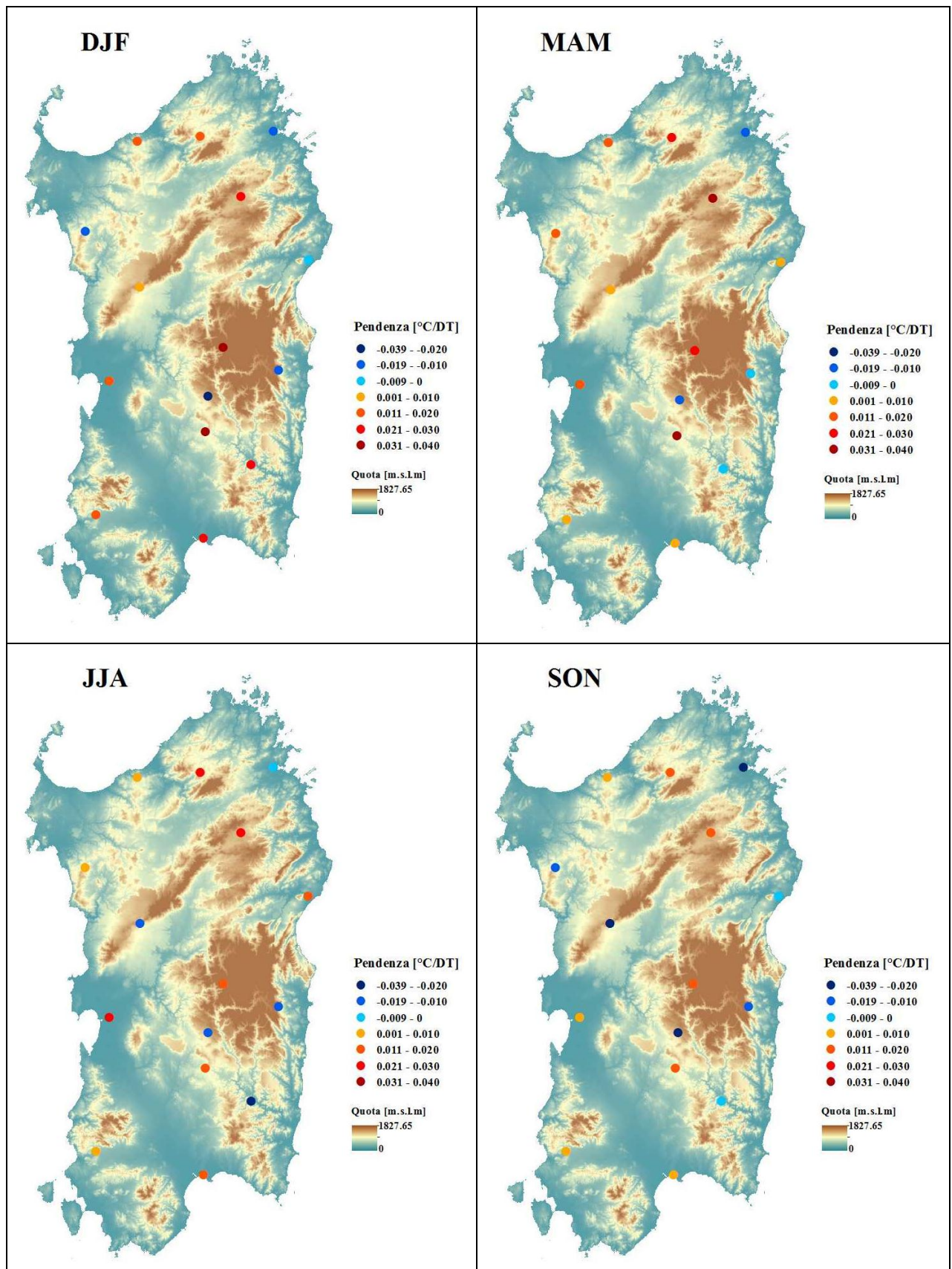


Figure 49. Pendenza Serie Temperatura Massima (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Senper le stagioni idrologiche.

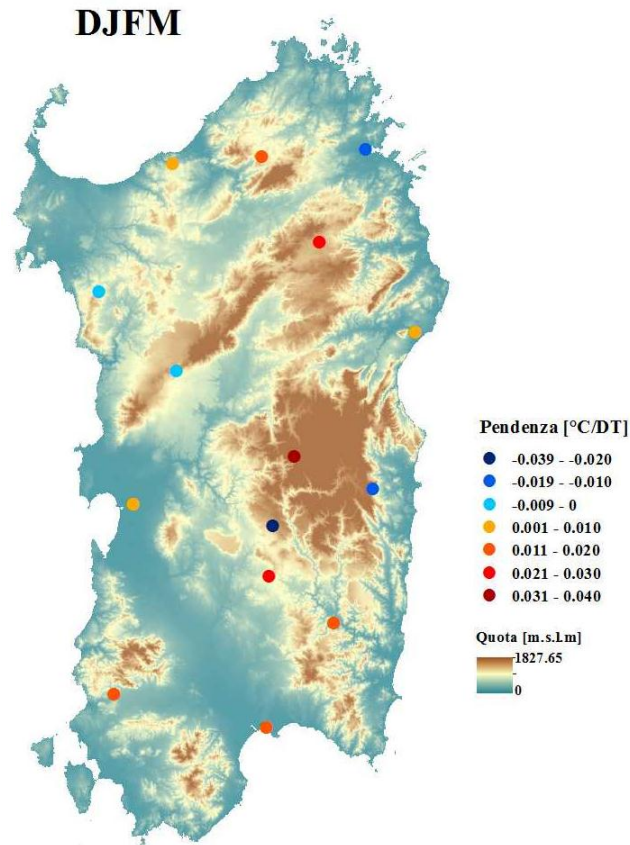


Figure 50. Pendenza Serie Temperatura Massima (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Sen per DJFM.

Rispetto all'analisi pluviometrica e idrometrica, nonostante si abbia congruenza con il metodo di Mann-Kendall, nell'analisi della temperatura massima (Figure 48 - Figure 50) si presenta una forte variabilità spaziale nei valori ottenuti.

2.4.2.3.2 Temperatura Minima.

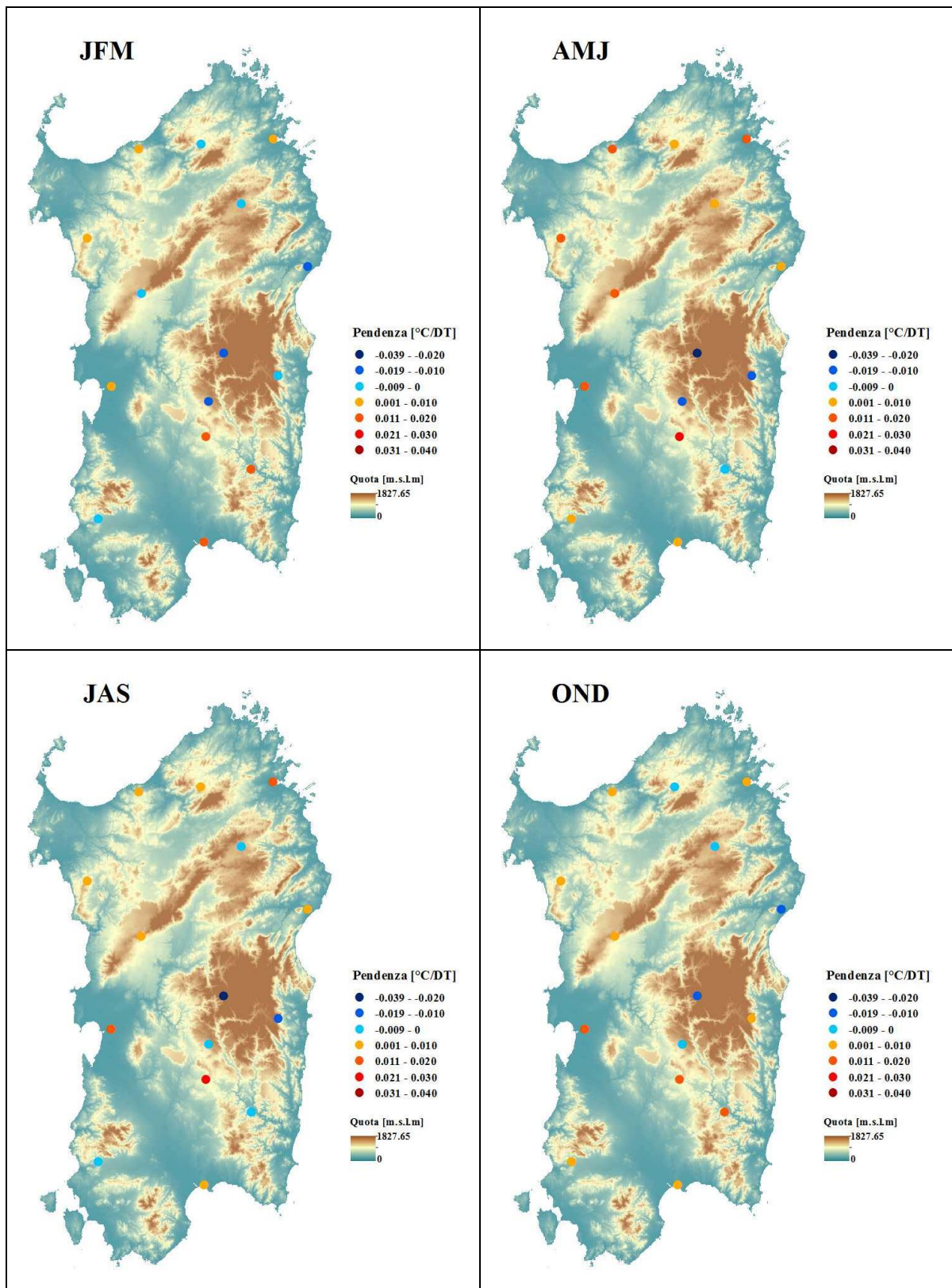


Figure 51. Pendenza Serie Temperatura Minima (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Sen per i quattro trimestri.

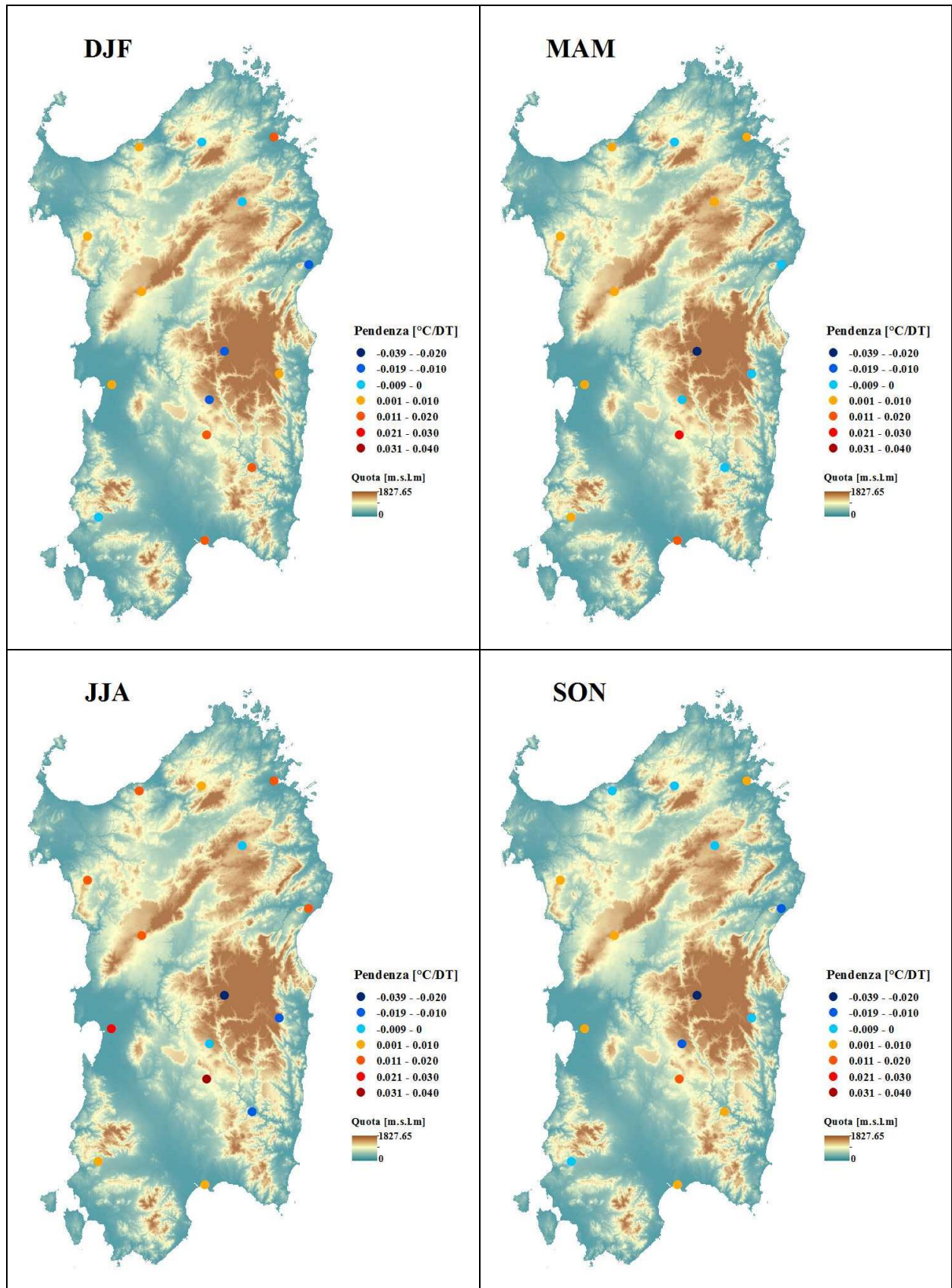


Figure 52. Pendenza Serie Temperatura Minima (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Sen per le stagioni idrologiche.

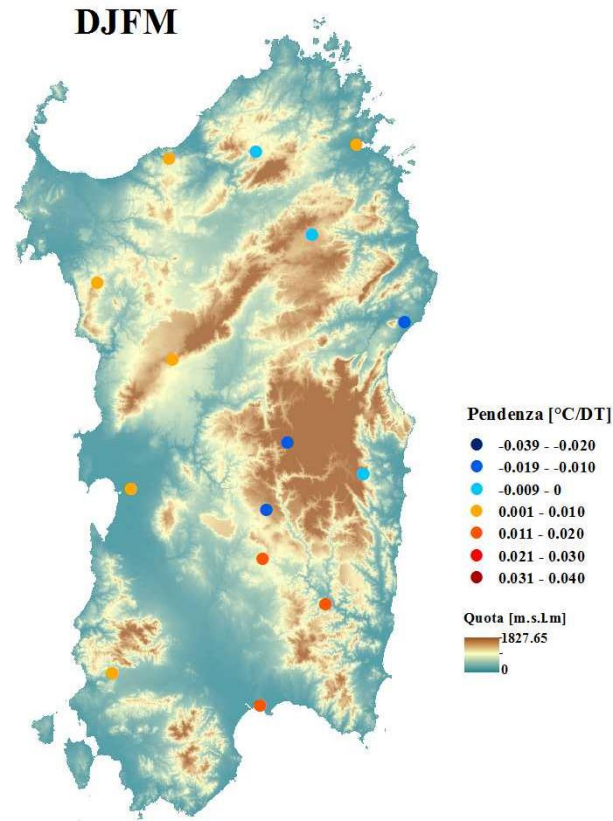


Figure 53. Pendenza Serie Temperatura Minima (1922-2011) applicando il metodo di Theil-Sen per DJFM.

Similmente a quanto visto per la temperatura massima, anche per quella minima dalla Figure 51 alla Figure 53 si evince una forte variabilità spaziale, anche se al tempo stesso la maggior parte delle stazioni presentano un trend positivo.

2.5 *Impatto dell'Oscillazione Nord-Atlantica sui regimi idrologici.*

Al fine di comprendere le motivazioni del forte decremento delle variabili idrologiche nell'ultimo trentennio, si è cercato di verificare l'eventuale influenza di qualche pattern relativo alla circolazione atmosferica. Uno dei pattern che si è visto essere maggiormente influente è rappresentato dal NAO (oscillazione Nord-Atlantica) che proprio per come detto nel capitolo introduttivo ha un'influenza notevole sulla forza e sulla direzione dei venti e conseguentemente di estrema importanza in Sardegna. Nonostante l'effetto di tale differenza di pressione presenti una rilevanza maggiore nel periodo invernale (DJF-JFM-DJFM) l'analisi viene effettuata per tutti i periodi definiti precedentemente; per quanto riguarda il periodo invernale DJFM oltre il valore fornito da Jones viene utilizzato il dato di Hurrell. Tenendo conto del trend positivo del NAO nei periodi invernali (Figure 54 -Figure 55), relativamente alle piogge nei medesimi periodi ciò che ci si aspetta è che proprio per la definizione del NAO ci sia un trend negativo delle piogge e soprattutto che la correlazione presenti un valore più negativo laddove il trend delle piogge sia più negativo. Risulta comunque fondamentale al fine di effettuare una valutazione corretta sulle correlazioni tra oscillazione Nord-Atlantica e grandezze di riferimento, quello di sapere come il NAO sia andato a variare negli anni, andamenti che vengono riportati dalla Figure 54 alla Figure 57. Al fine di verificare l'influenza del NAO sulle variabili idrologiche, viene valutata la correlazione con il metodo di Paersson per tutte le stazioni pluviometriche e termometriche e per le sezioni idrometriche, con la serie di oscillazione Atlantica.

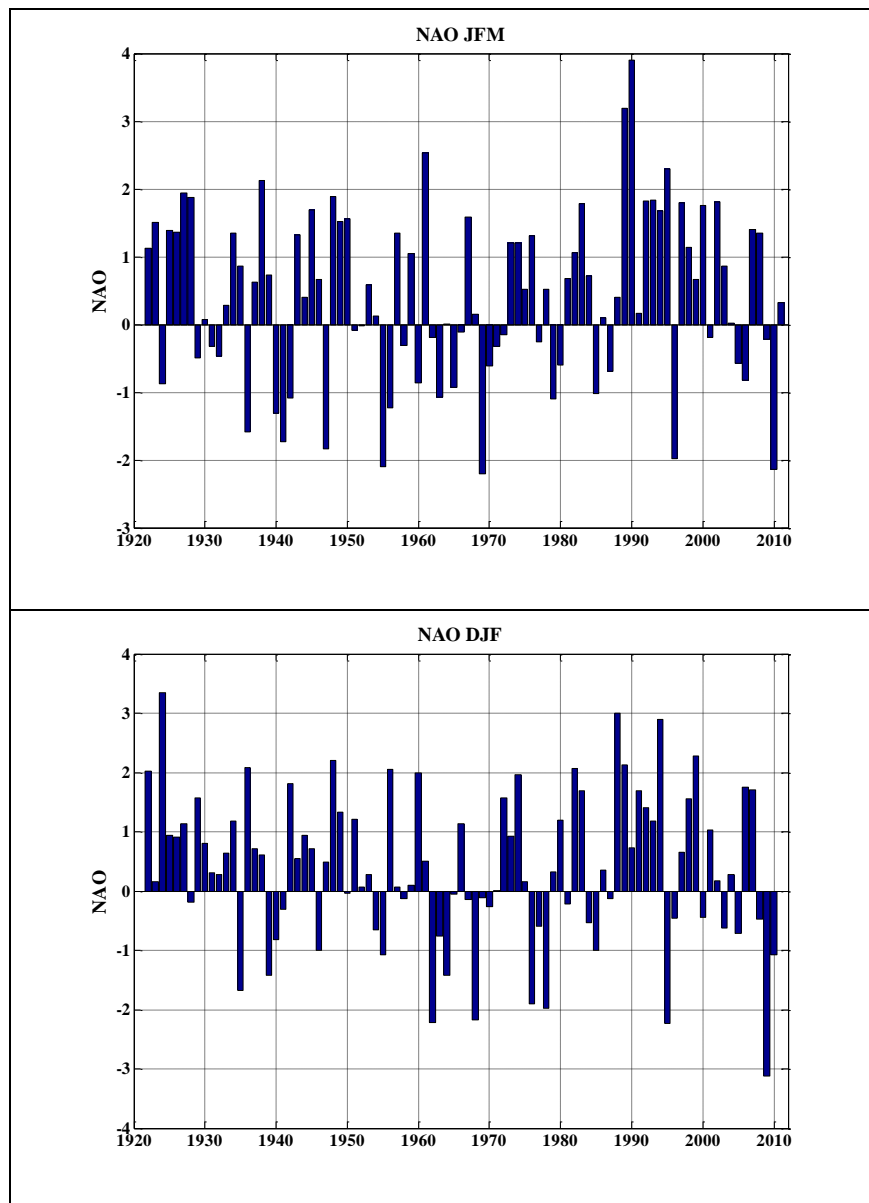


Figure 54. Andamento NAO periodi invernali (JFM-DJF).

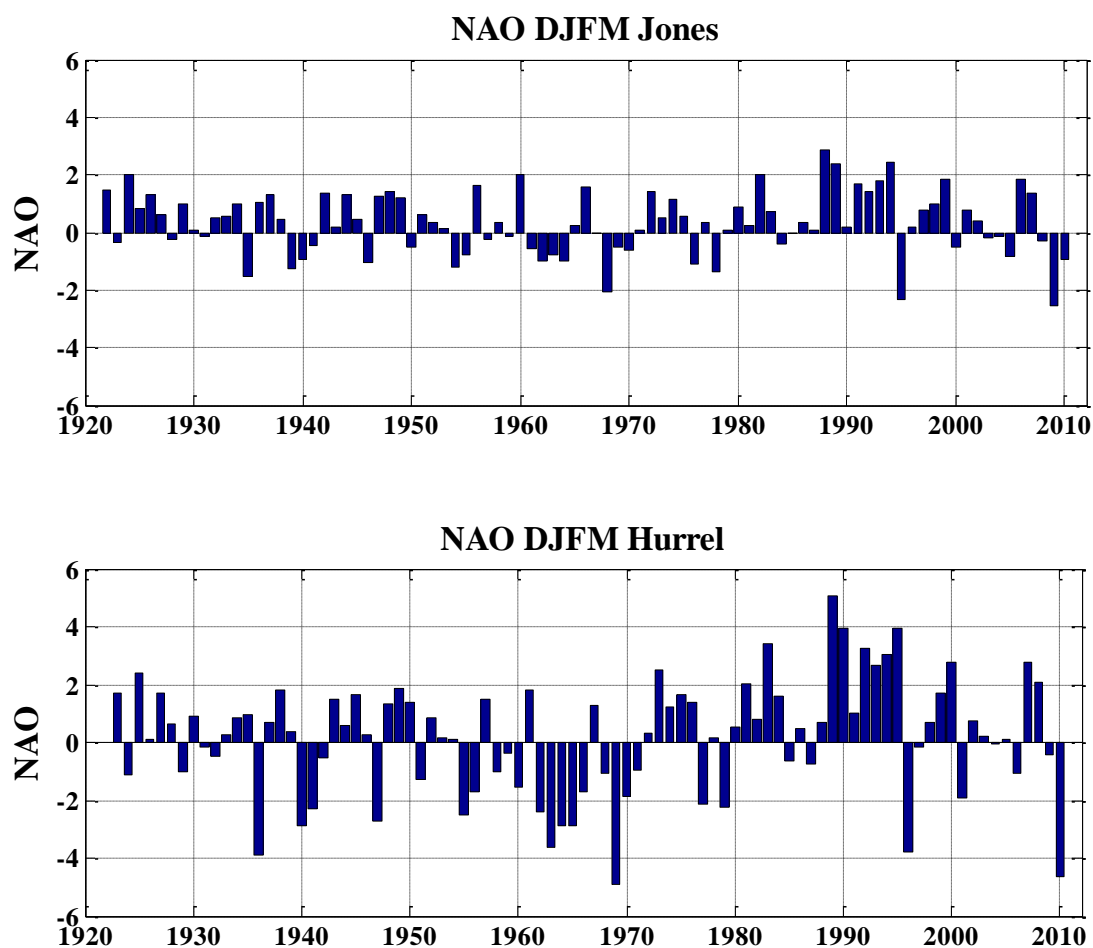


Figure 55. Andamento NAO (DJFM) con i due database

Andando ad analizzare quanto riportato in Figure 55 si evince come tra i due diversi database l'andamento di massima risulta essere simile, con la sola differenza che con Hurrell assumono un valore maggiore i valori della NAO negli ultimi trent'anni e i valori negativi fino agli anni settanta. In entrambi però risulta essere evidente il trend fortemente positivo del NAO negli ultimi trent'anni con un inizio di processo di inversione a partire dal 2010. Per tale motivo oltre a riportare di seguito i dati di correlazione considerando il database di Jones, è stata eseguita la correlazione tenendo conto della serie proposta da Hurrell.

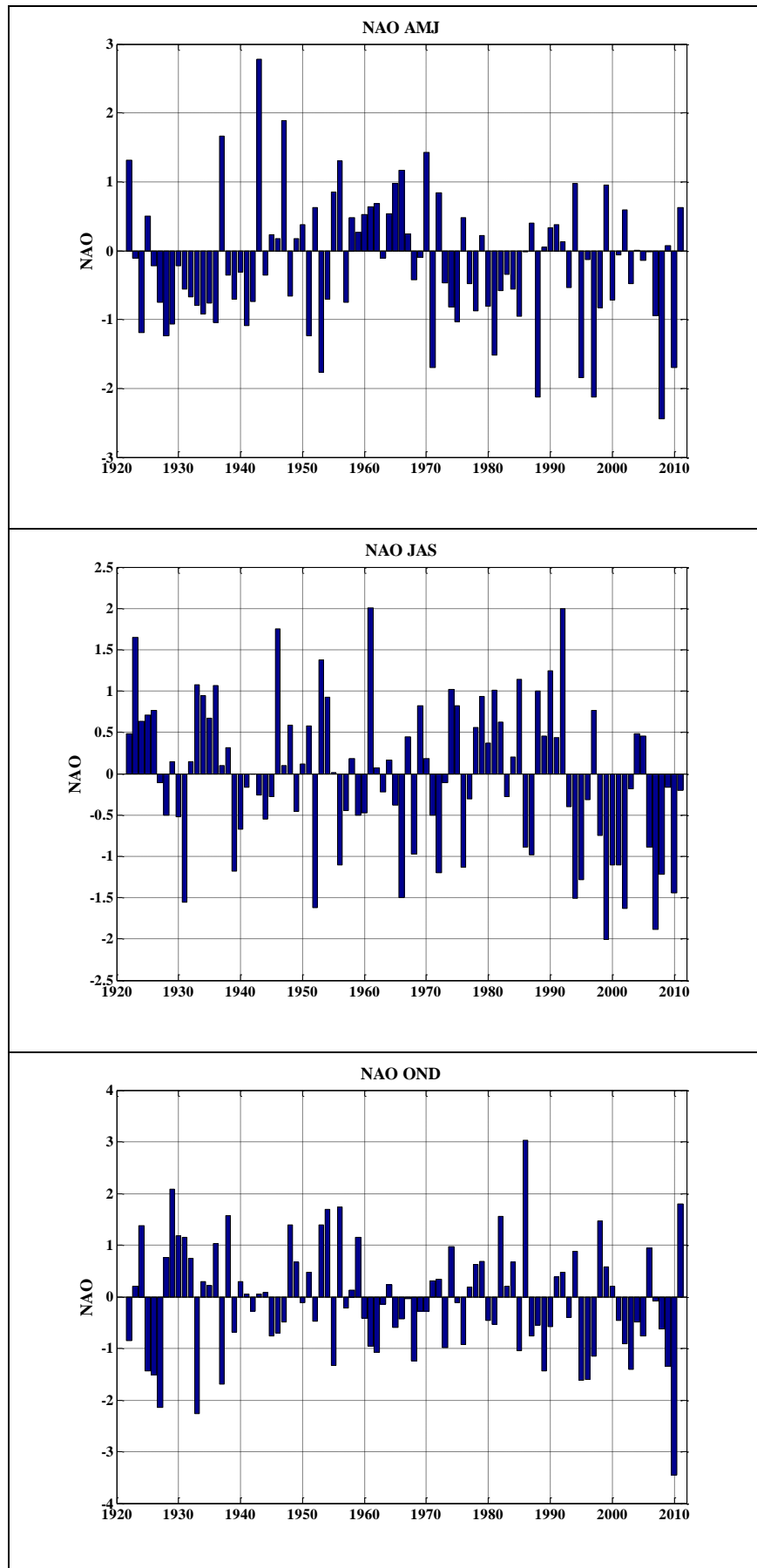


Figure 56. Andamento NAO nei trimestri (AMJ-JAS ed OND).

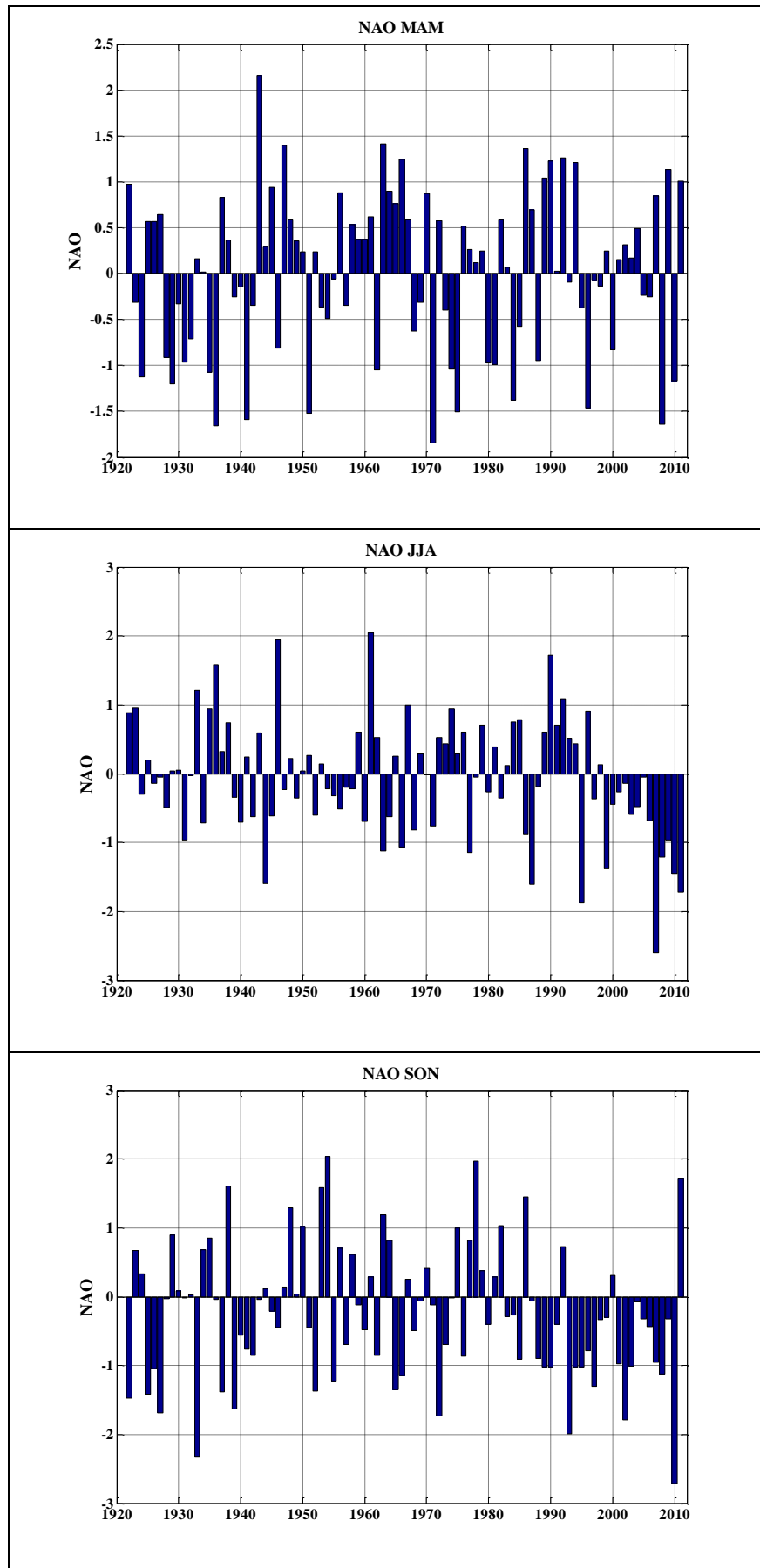


Figure 57. Andamento NAO nelle stagioni idrologiche.

2.5.1 Correlazione NAO – Pioggia.

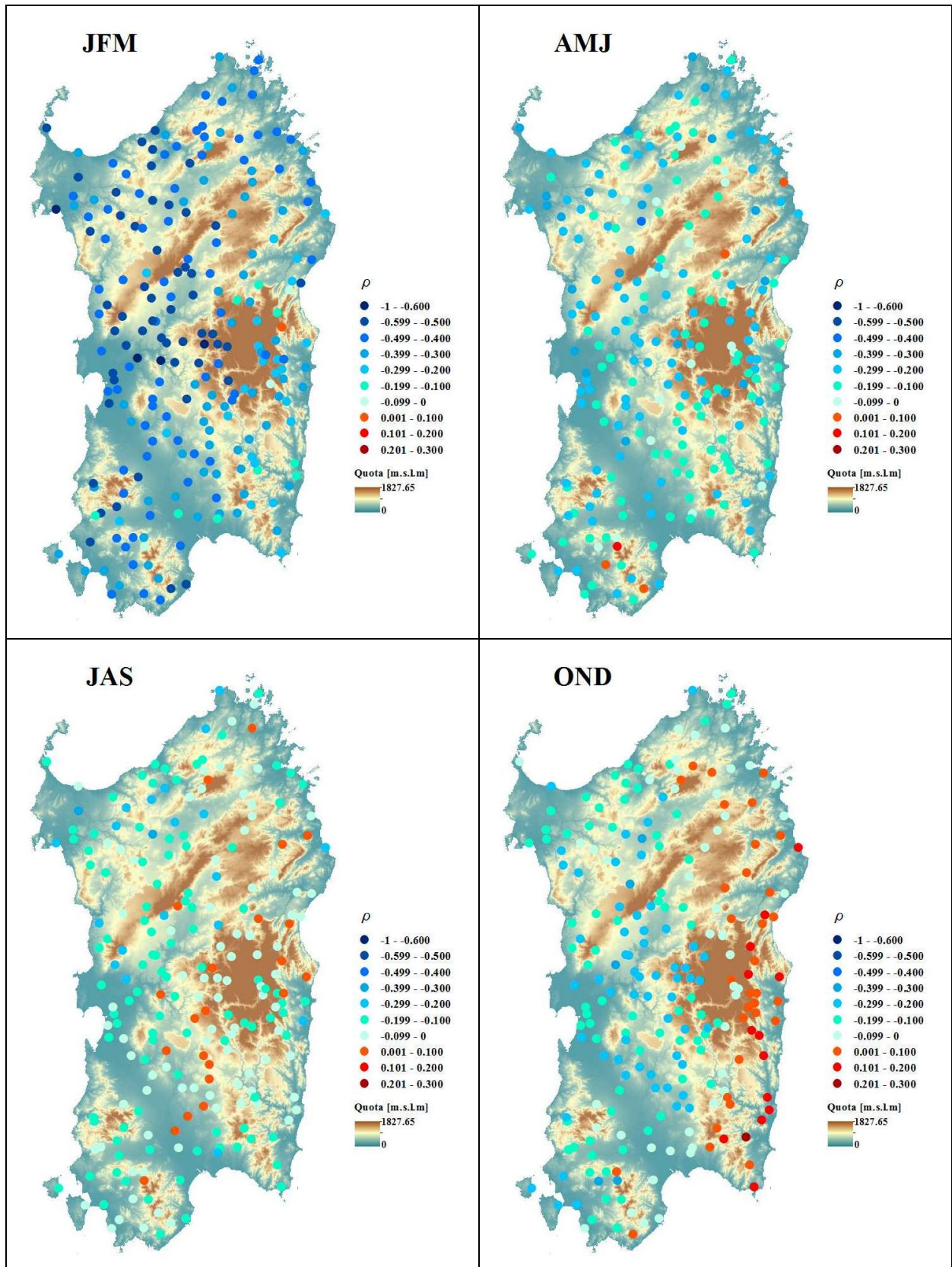


Figure 58. Correlazione NAO pioggia per i quattro trimestri per tutte le stazioni pluviometriche.

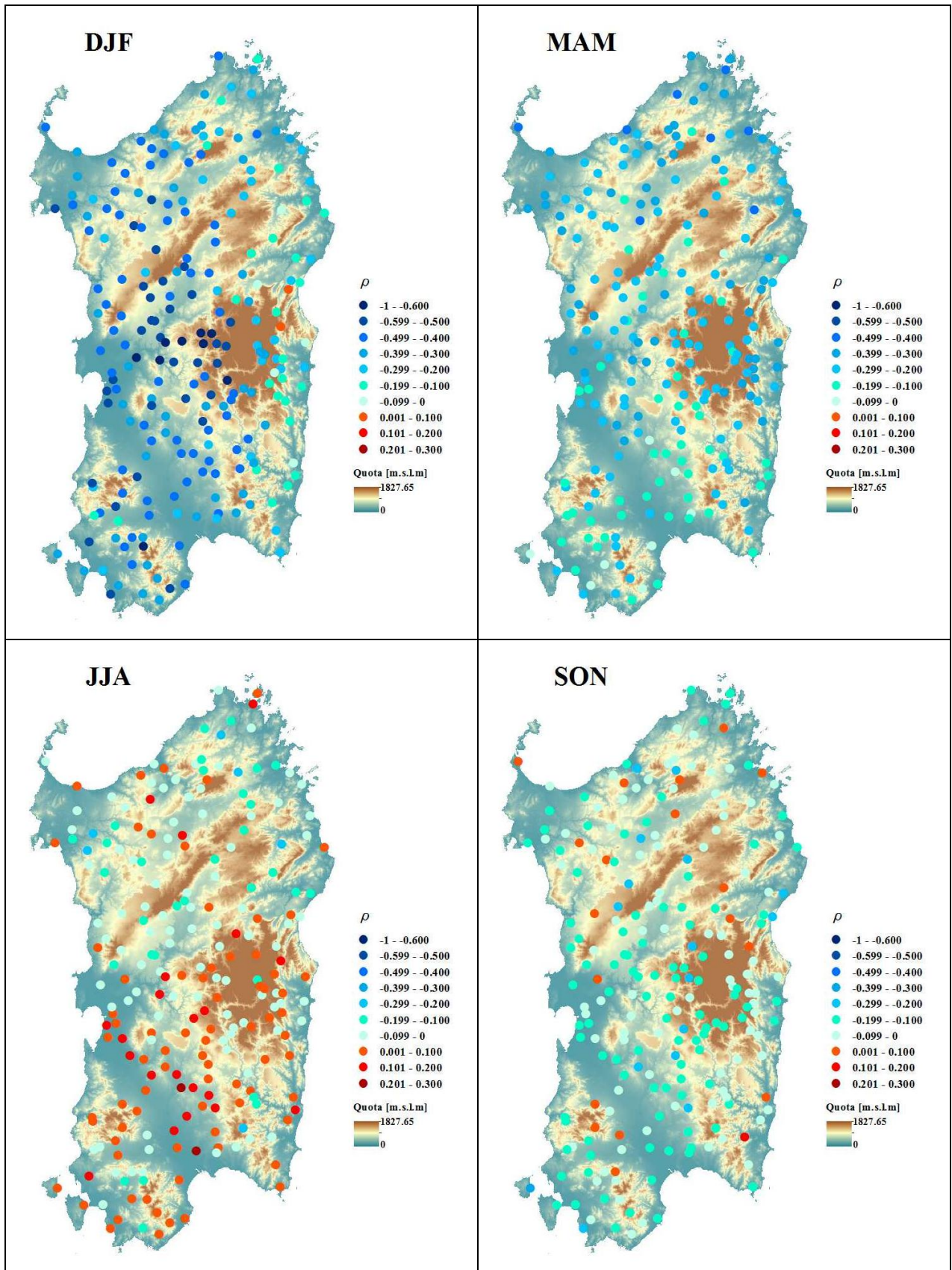


Figure 59. Correlazione NAO pioggia per le stagioni idrologiche per tutte le stazioni pluviometriche.

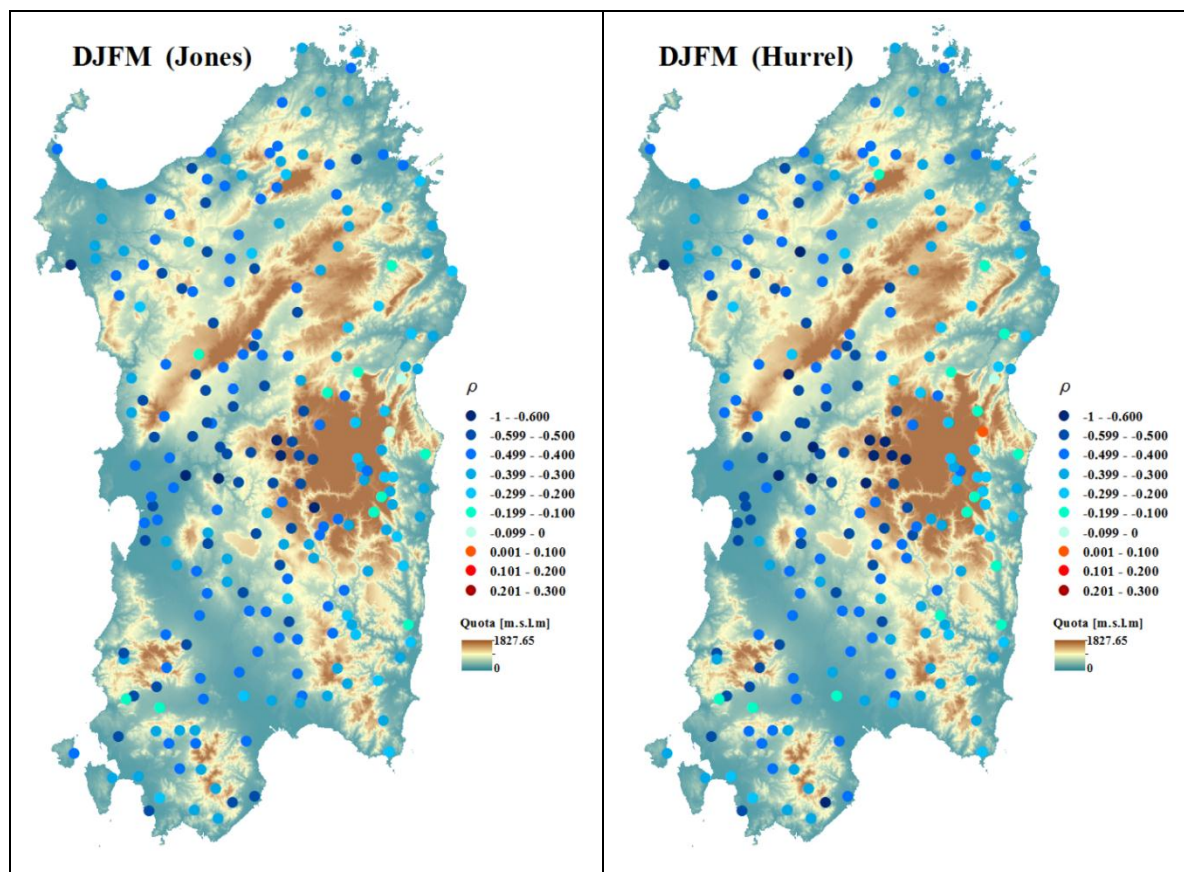


Figure 60. Correlazione NAO pioggia per DJFM per tutte le stazioni pluviometriche.

La correlazione con il NAO stimata nel periodo invernale DJFM (Figure 60) e nei trimestri JFM e DJF (Figure 58 - Figure 59) risulta essere fortemente più negativa rispetto agli altri trimestri fatto dovuto alla maggiore incidenza del dipolo di pressione sulle precipitazioni; dalla Figure 60 si nota come la correlazione stimata con Hurrell risulti essere complessivamente più negativa rispetto a quella stimata con Jones. Prendendo come riferimento il periodo invernale (DJFM) si evidenzia il fortissimo legame tra la variabilità della pioggia (trend) e la correlazione con la NAO (Figure 61), infatti le stazioni nelle quali i trend risultano avere valori maggiormente negativi (con buona significatività) risultano essere quelle con correlazione più alta in valore assoluto, simbolo effettivamente di come su tali aree siano maggiori gli effetti delle strutture di circolazione atmosferica a larga scala, è possibile infatti identificare quasi due blocchi omogenei con valori di trend e correlazioni coerenti, andando a considerare come linea di demarcazione la catena montuosa nella parte orientale della Sardegna.

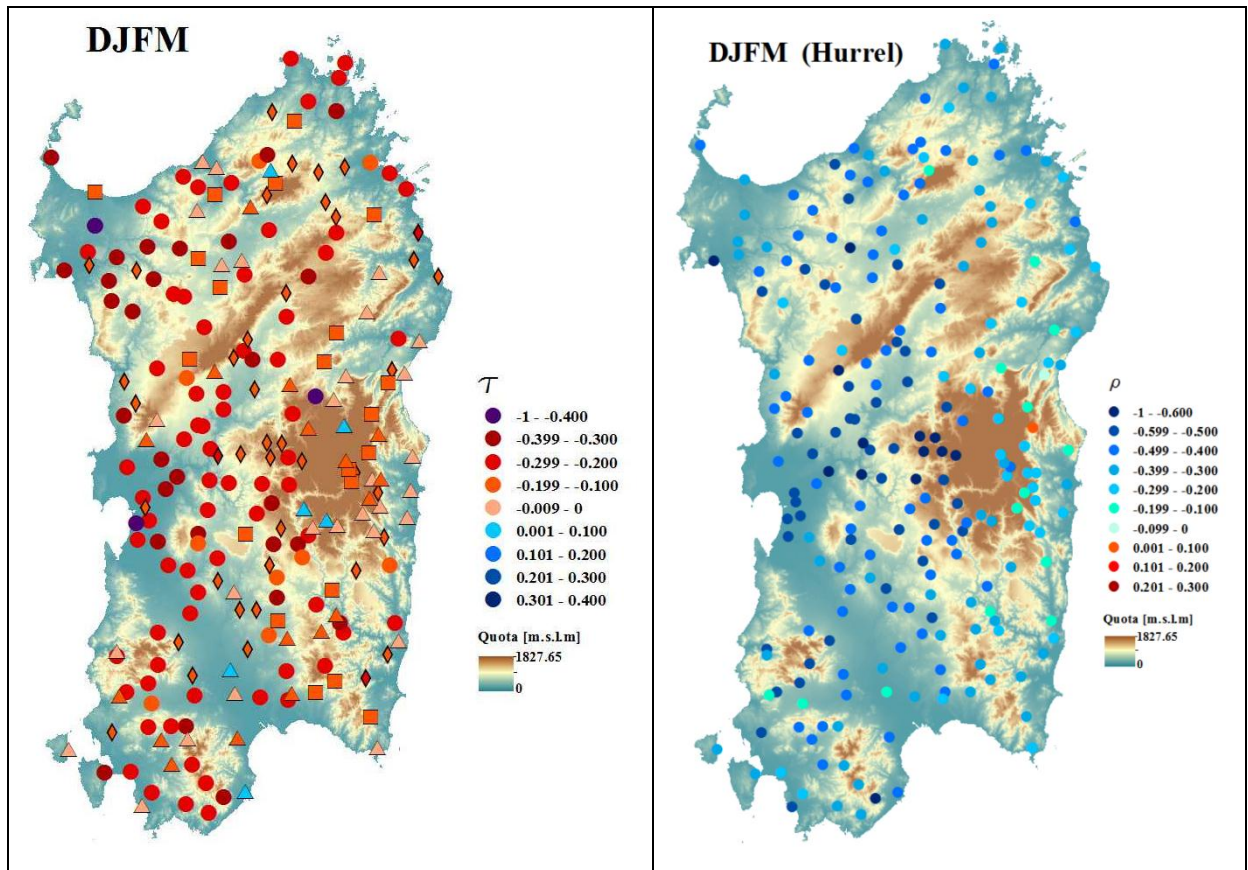


Figure 61. Confronto tra i trend e le correlazioni (Hurrell) per il periodo DJFM per le piogge.

2.5.2 Correlazione NAO – Portata.

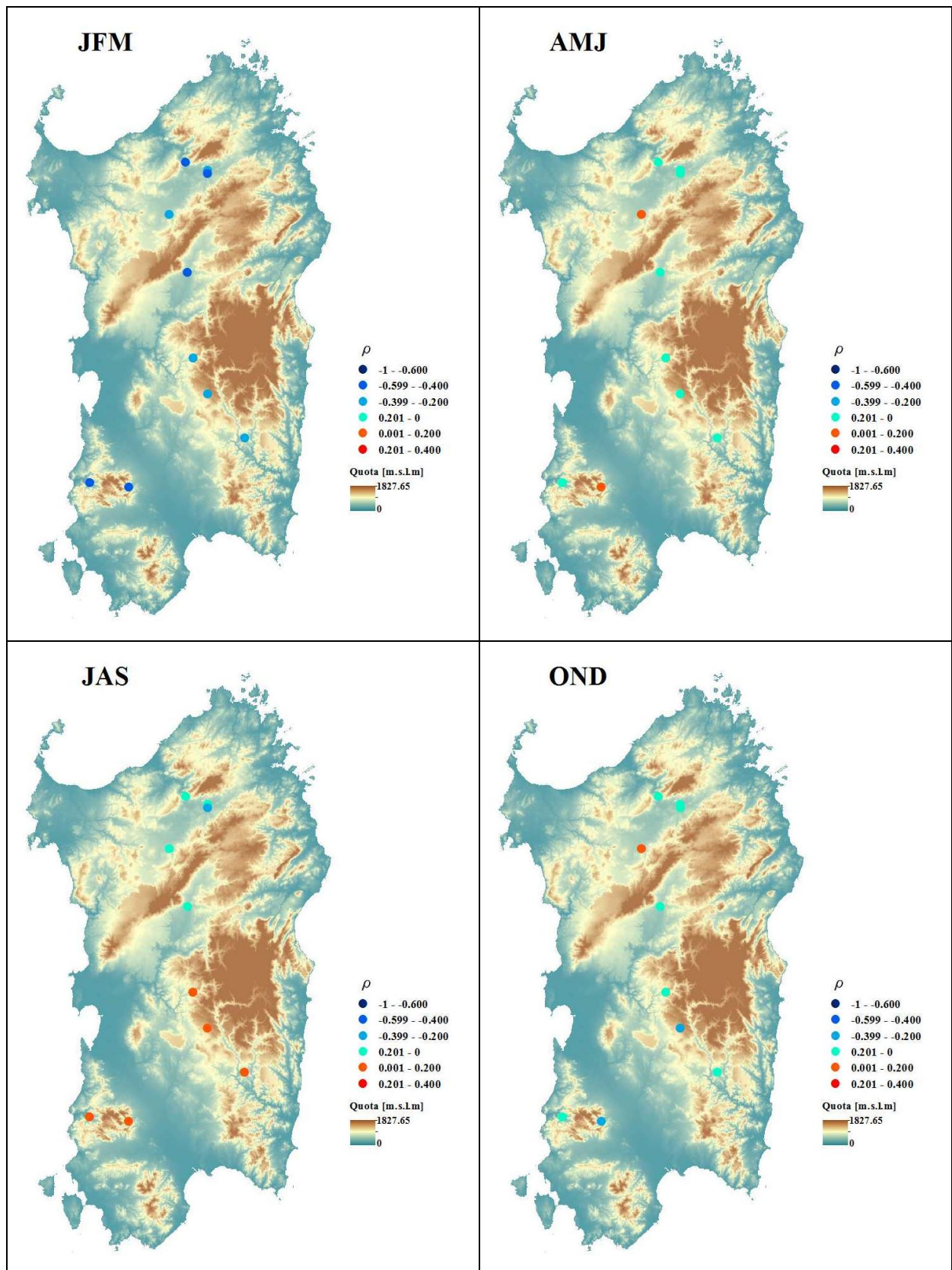


Figure 62. Correlazione NAO deflusso peri quattro trimestri per tutte le sezioni idrometriche.

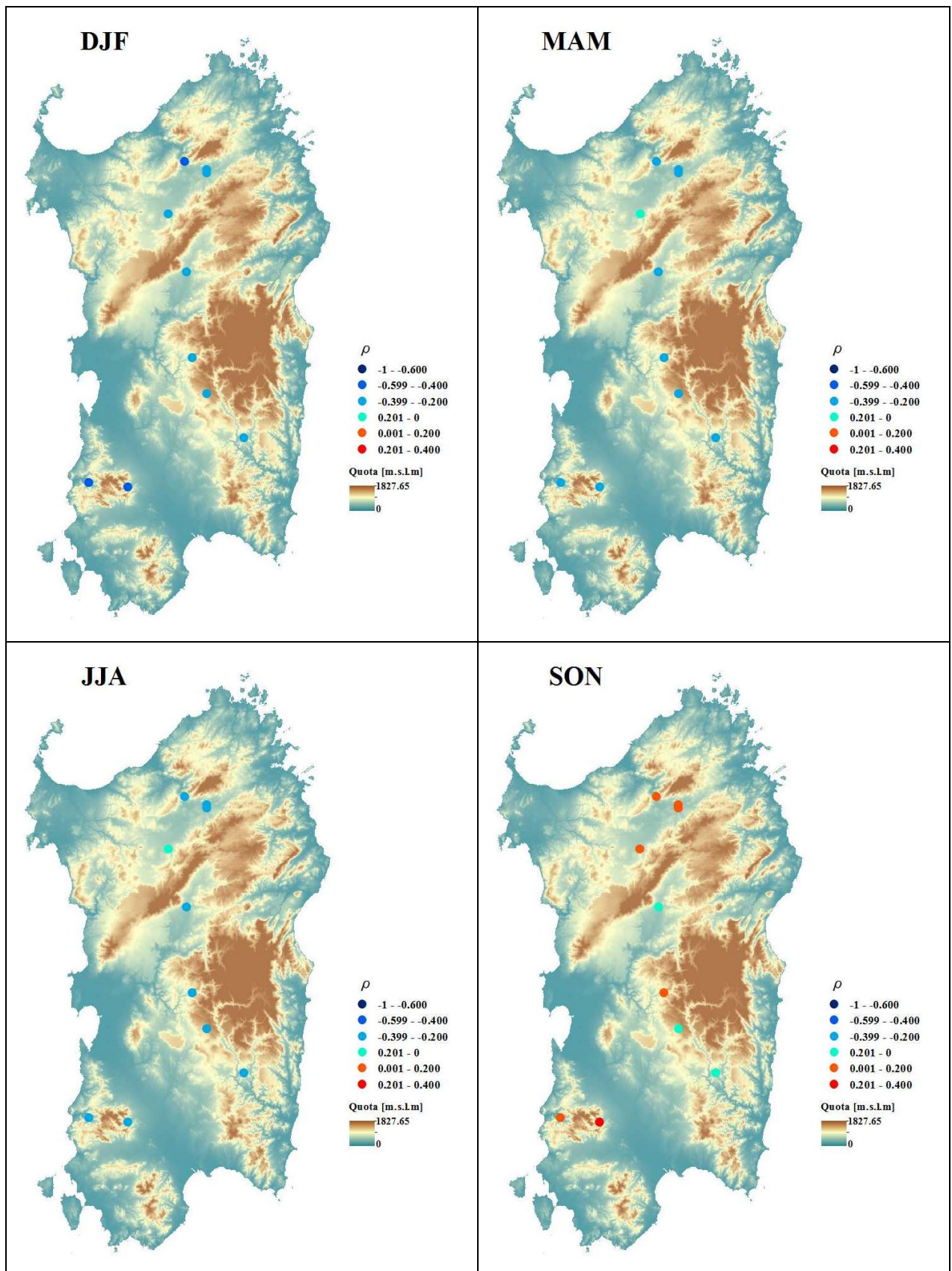


Figure 63. Correlazione NAO deflusso per le stagioni idrologiche per tutte le sezioni idrometriche.

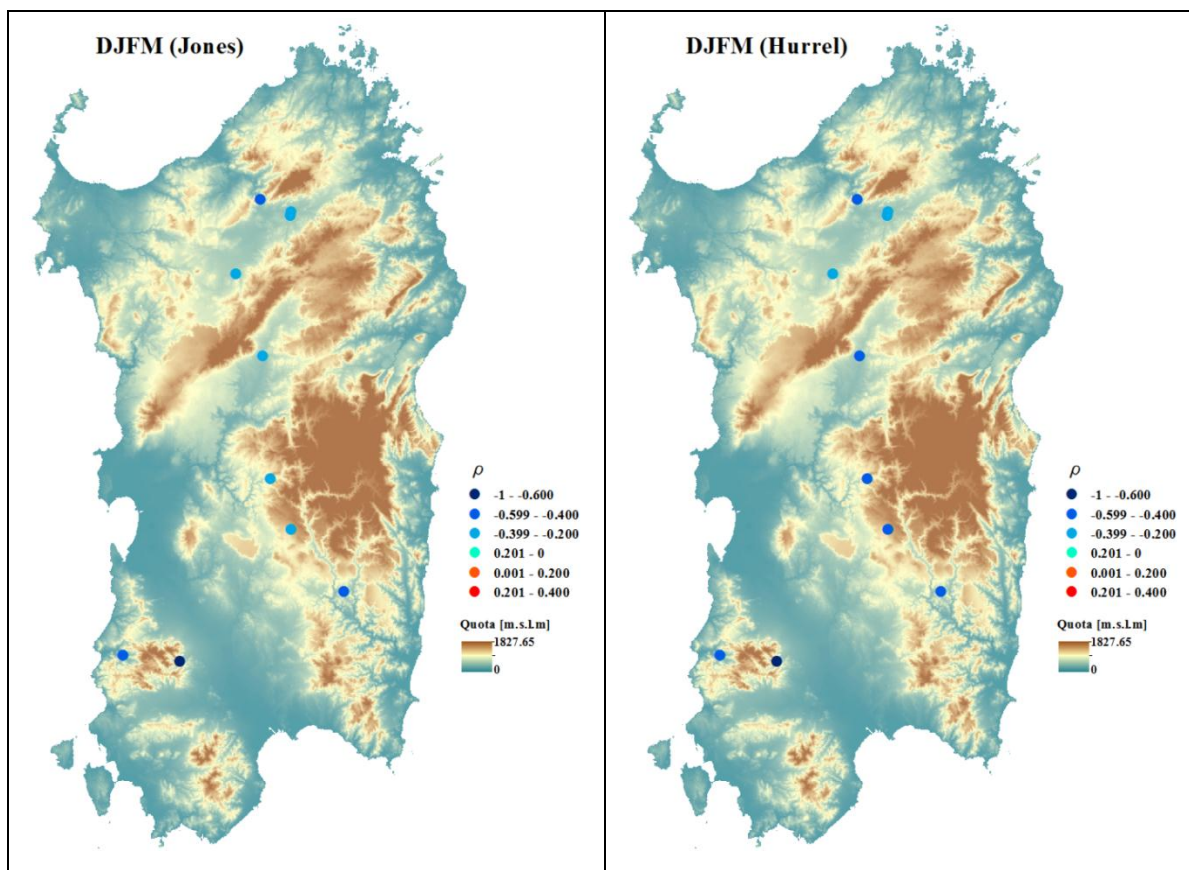


Figure 64. Correlazione NAO deflusso per DJFM per tutte le sezioni idrometriche.

Così come visto per le piogge anche per le portate si presentano valori fortemente più negativi nei periodi invernali, inoltre un risultato importante è legato al fatto che per il deflusso nei periodi primaverili ed estivi (Figure 62 - Figure 63) si presenta una correlazione positiva molto più elevata di quella trovata per la pioggia (Figure 58 - Figure 59). Questa situazione è dovuta primariamente al prevalere in questi mesi della circolazione anticiclonica associata alla fase positiva dell'oscillazione, che generalmente risulta essere collegata ad una minore probabilità di pioggia e secondariamente al fatto che negli ultimi decenni si è avuta una più drastica riduzione del deflusso rispetto alle piogge, cosicché da fornire un valore di correlazione più alto. Il fatto che la variazione del deflusso risulti essere molto maggiore rispetto a quella delle piogge, lo si può evidenziare anche nel confronto tra le correlazioni; supponendo di confrontare la correlazione deflusso-NAO con la correlazione del NAO con la pioggia media pesata relativamente alle stazioni sottese dalla generica sezione idrometrica, ciò che si constata sono i valori fortemente più negativi trovati per il deflusso e per la pioggia (Figure 65) per i periodi in cui l'oscillazione Nord-Atlantica ha un maggiore effetto (JFM-DJF) rispetto agli altri trimestri in cui si presentano valori con una limitata significatività, il tutto risulta essere ancora più rilevante considerando il periodo invernale DJFM (Figure 64) con la serie di Hurrell che da valori ancor più negativi rispetto a quelli ottenuti con la serie di Jones, differenza ancor maggiore rispetto a quella che si ha con le piogge (Figure 60).

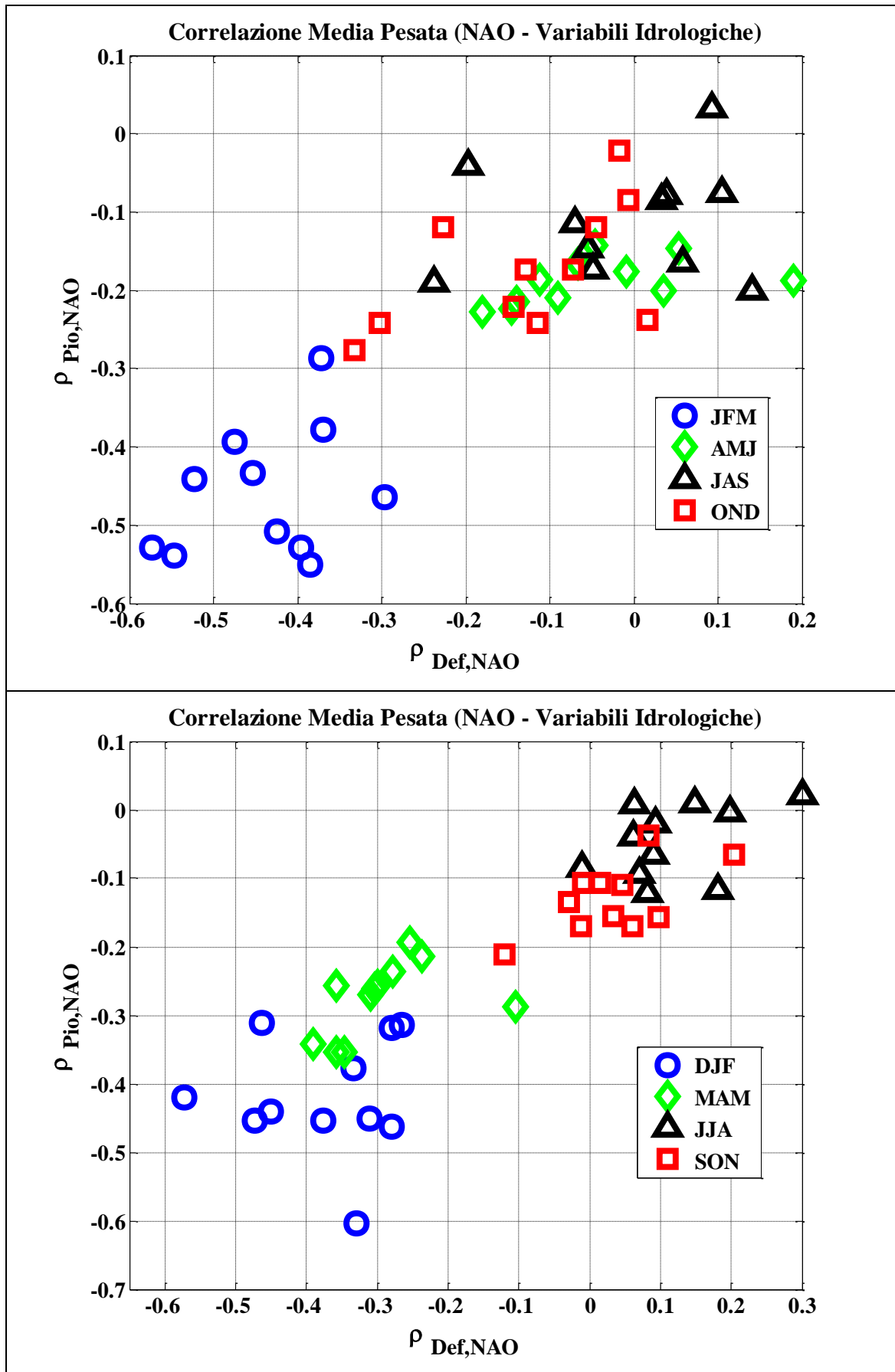


Figure 65. Correlazione NAO – Variabili idrologiche relativamente alle sezioni idrometriche considerate.

2.5.3 Correlazione NAO – Temperatura.

2.5.3.1 Temperatura Massima.

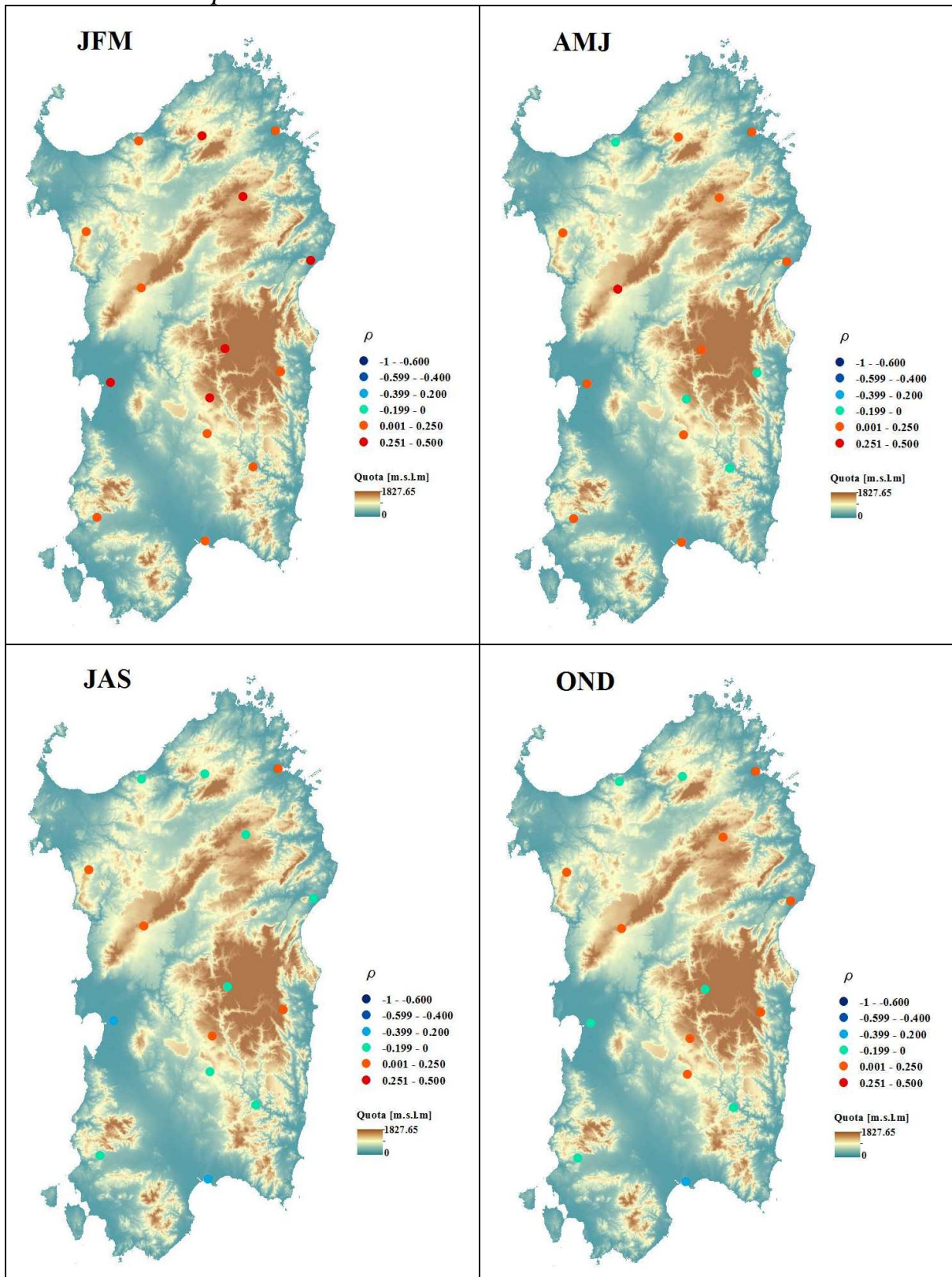


Figure 66. Correlazione NAO Temperatura massima per i quattro trimestri.

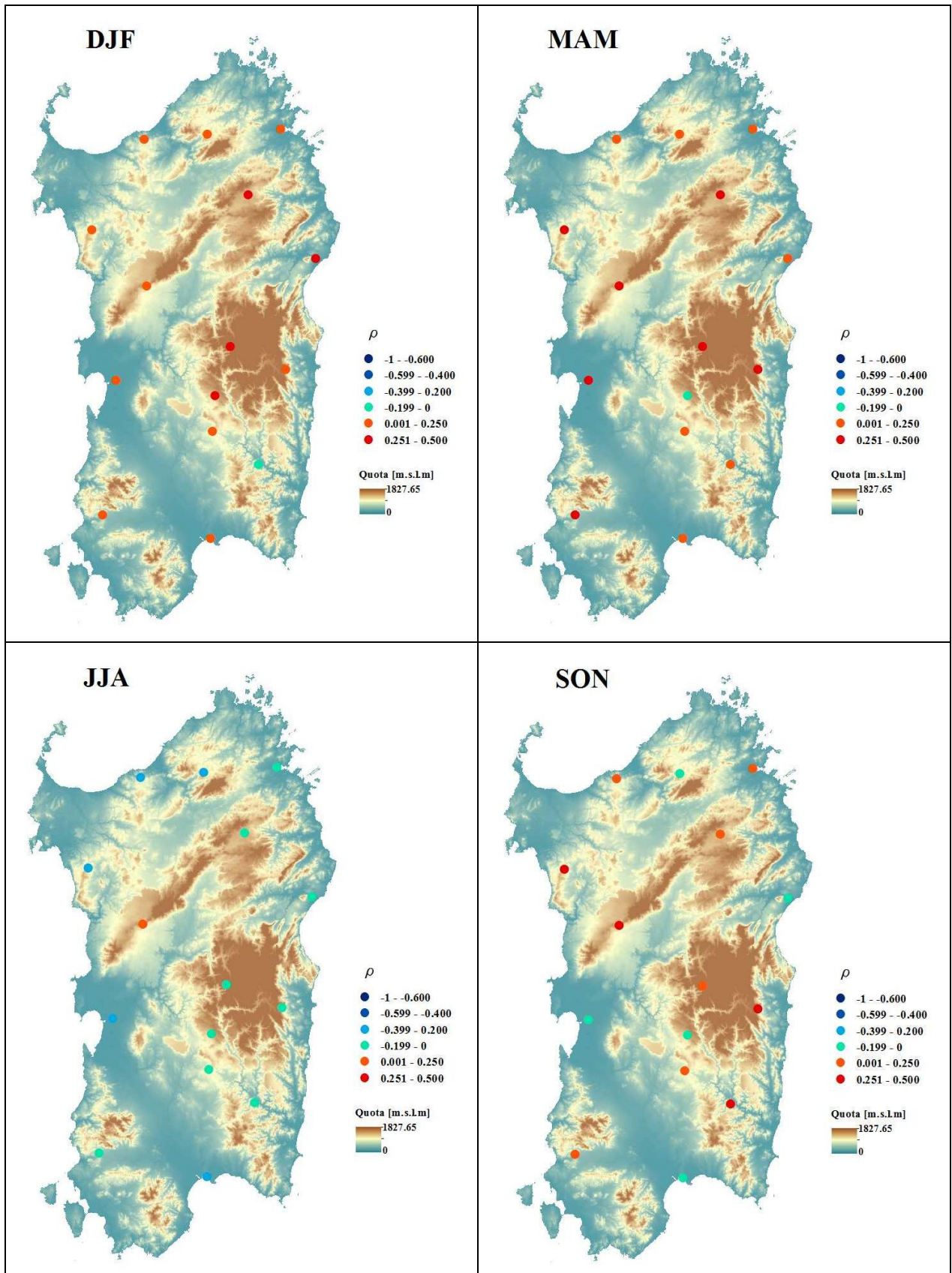


Figure 67. Correlazione NAO Temperatura massima per le stagioni idrologiche.

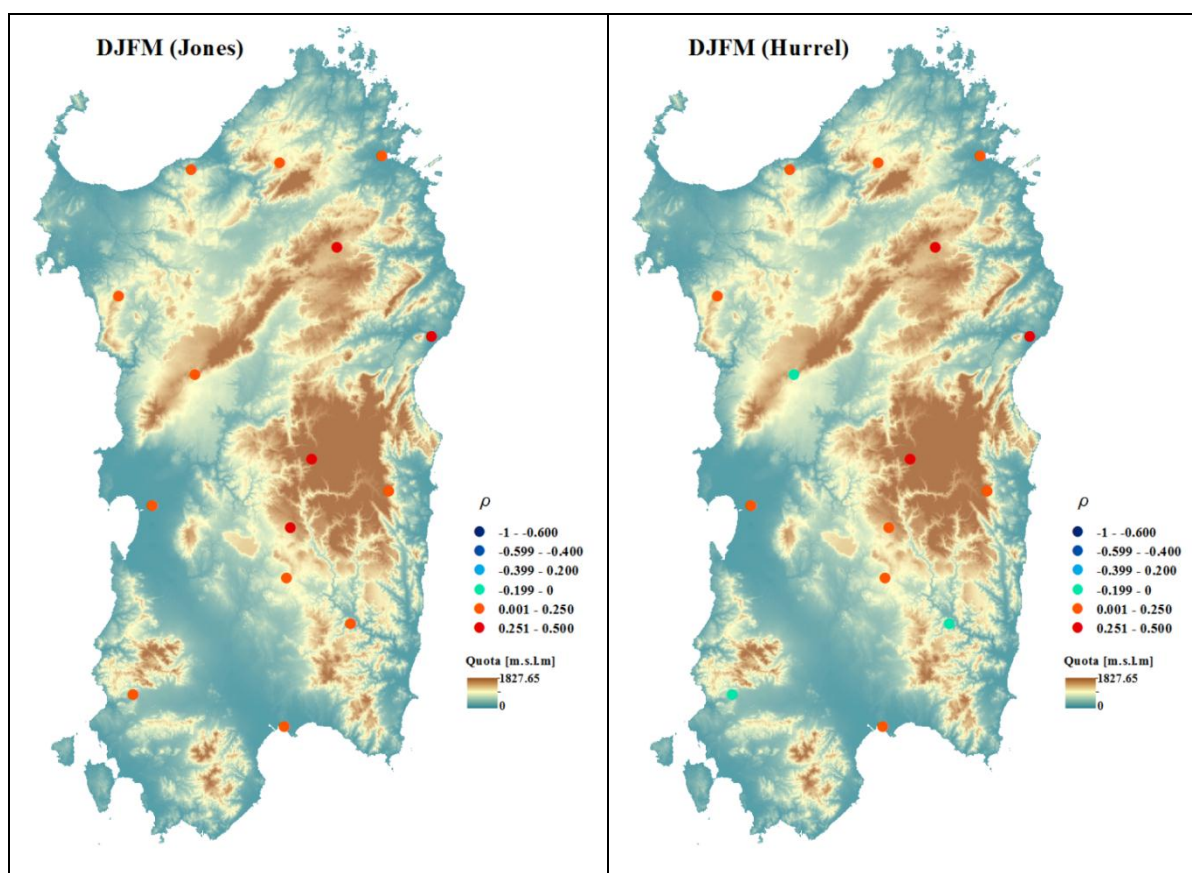


Figure 68. Correlazione NAO Temperatura massima per DJFM.

Dalla Figure 66 alla Figure 68, si constata come relativamente al periodo invernale la correlazione con l'oscillazione nord-atlantica risulti essere omogeneamente positiva su praticamente tutte le stazioni termometriche, fatta eccezione nel caso in cui si adotti la serie proposta da Hurrell (Figure 68) in cui si presentano due valori negativi che comunque risultano essere prossimi allo zero, mentre nelle stagioni primaverili ed autunnali si ha una condizione intermedia tra valori positivi e negativi; nella stagione estiva invece si ha nella quasi totalità della stazioni, eccezion fatta per quella di Villanova Monteleone un valore negativo. In sintonia con quanto trovato in letteratura per simili aree a clima Mediterraneo, si constata come la temperatura (per la Sardegna specificatamente quella massima) risulti essere particolarmente sensibile alla localizzazione del centro di pressione durante la fase positiva/negativa dell'oscillazione Nord –Atlantica; complessivamente si può constatare come variazioni positive e negative della temperatura siano associate a fasi positive e negative della NAO, infatti si denota come a correlazioni positive nel periodo JFM-DJFM siano associati trend positivi di temperatura massima, ovvero la variazione della temperatura risulta essere in fase con quella della NAO, situazione opposta a quella che si ha per le piogge e per i deflussi.

2.5.3.2 *Temperatura Minima.*

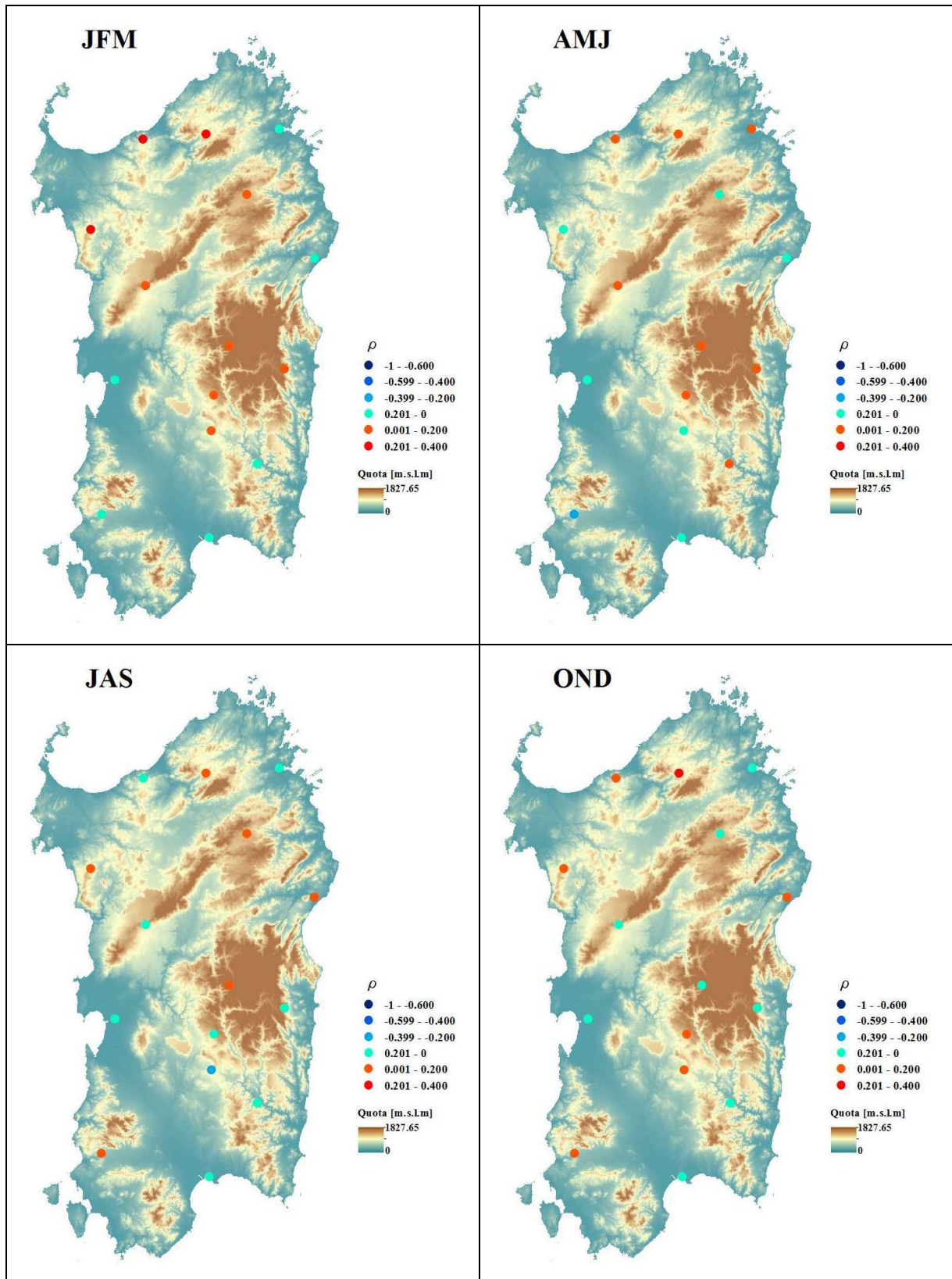


Figure 69. Correlazione NAO Temperatura minima per i quattro trimestri.

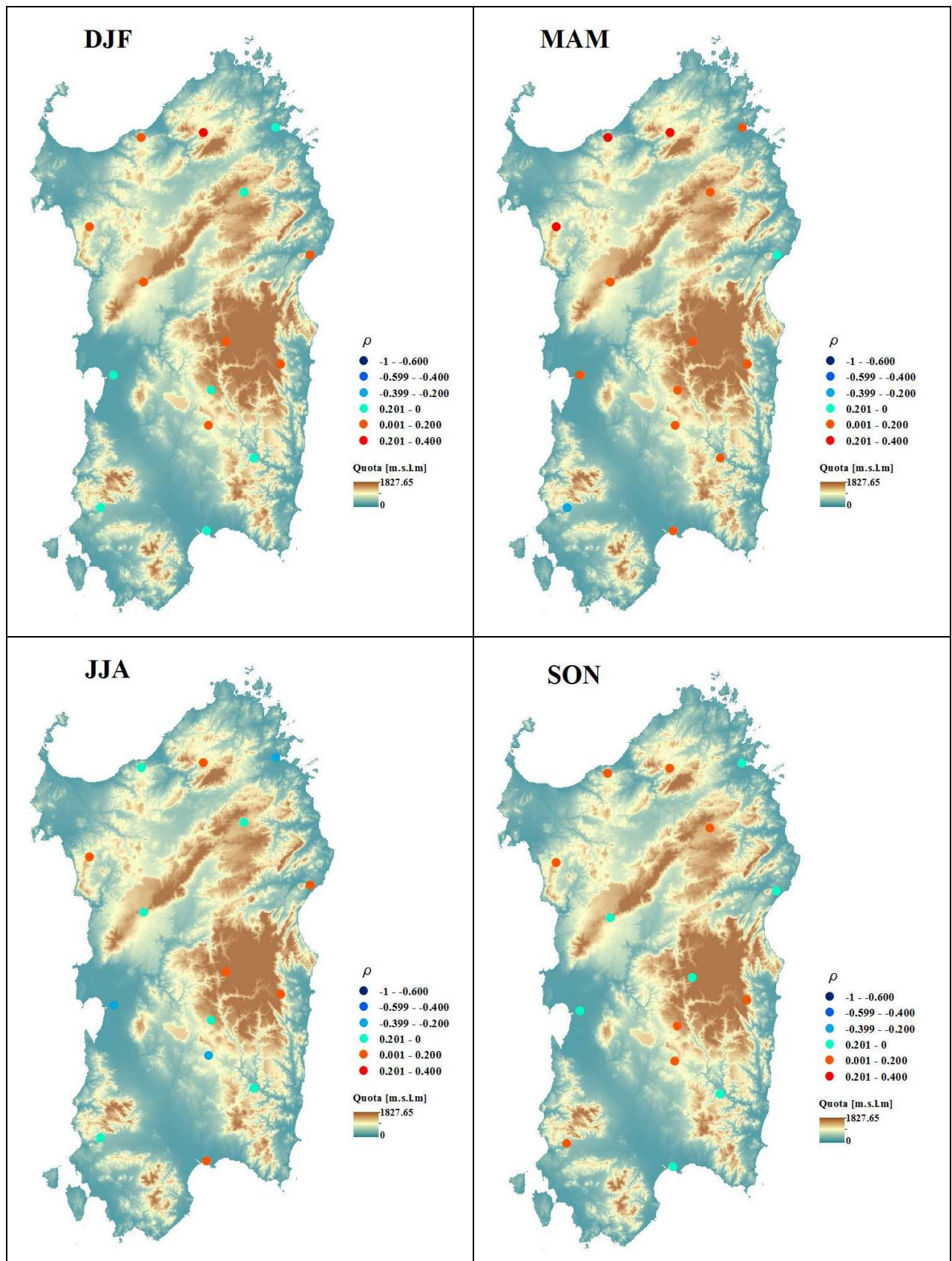


Figure 70. Correlazione NAO Temperatura minima per le stagioni idrologiche.

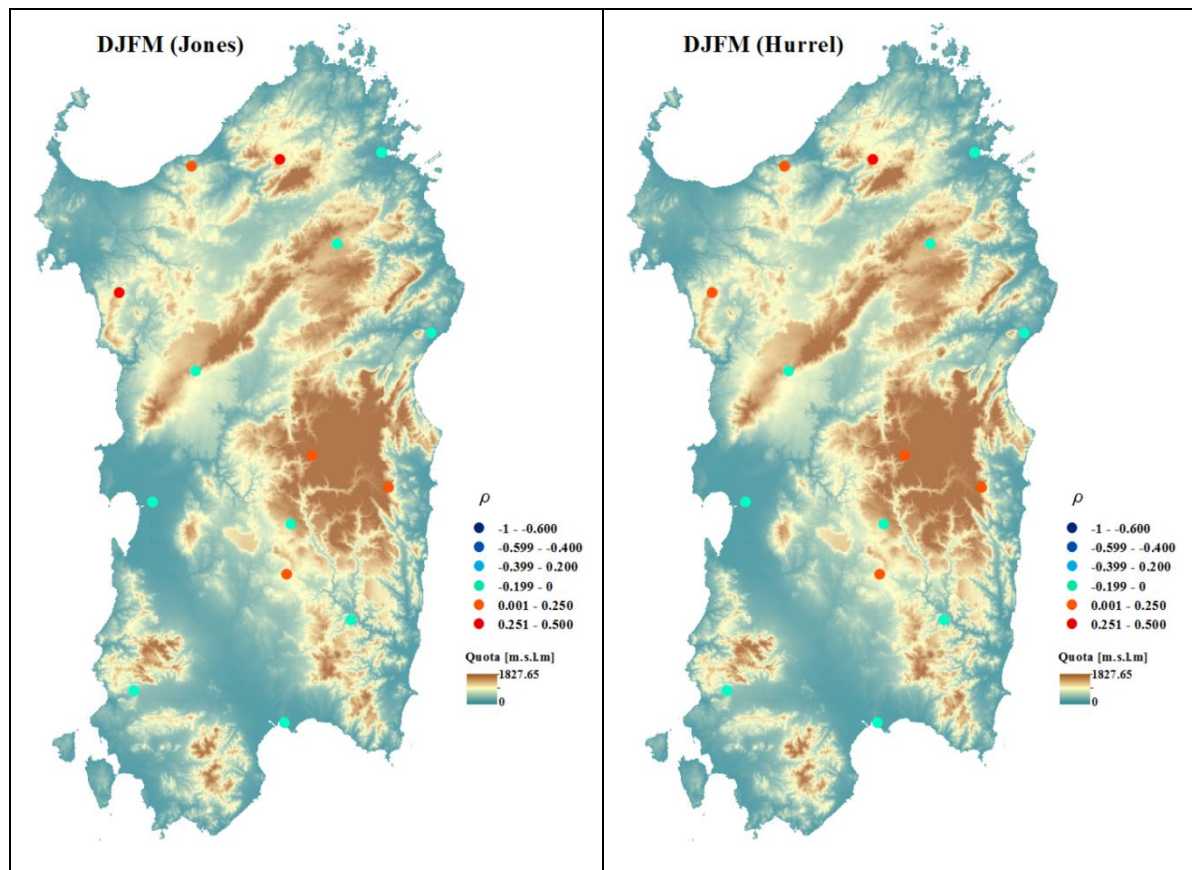


Figure 71. Correlazione NAO Temperatura minima per DJFM.

Dalla Figure 69 alla Figure 71 si constata come eccezion fatta per alcuni periodi (MAM) si ha una elevata variabilità spaziale della correlazione, con valori che non risultano essere particolarmente significativi se non per alcune stazioni; a differenza di ciò che si è trovato per la correlazione con la pioggia, in questo caso per la temperatura minima non presenta significatività, alcuna considerazione fatta riguardo la variabilità per fasce di latitudine e longitudine. Rispetto ai risultati relativamente alle precipitazioni si constata come l'influenza del NAO sulle temperature minime risulta essere molto inferiore, probabilmente situazione dovuta al fatto che tale variabile risente oltre che dai fenomeni legati alla circolazione atmosferica anche da altri processi.

2.6 *Influenza Morfologica e Orografica sull'Idrologia della Sardegna*

Uno degli obiettivi di tale parte del lavoro oltre quello di comprendere le cause delle variazioni dell'Idrologia della Sardegna negli ultimi trent'anni, vi è anche quella di capire se e come si presentino delle differenze all'interno del territorio regionale. Tra i principali fattori che rivestono un ruolo chiave nella variabilità meteorologica, soprattutto in Sardegna si annoverano:

- Altitudine media;
- Latitudine;
- Longitudine;
- Esposizione rispetto ai venti dominanti;
- Distanza dal mare.

Tutte le variabili si intendono riferite alle stazioni ed alle sezioni considerate nel lavoro. Tali fattori rivestono un ruolo chiave soprattutto in un'isola la quale si trova proprio lungo la traiettoria dei principali venti dominanti. Nelle figure dalla Figure 72 alla Figure 75 si mette in luce la variazione della pioggia media annua (anno idrologico) con tali grandezze geografiche.

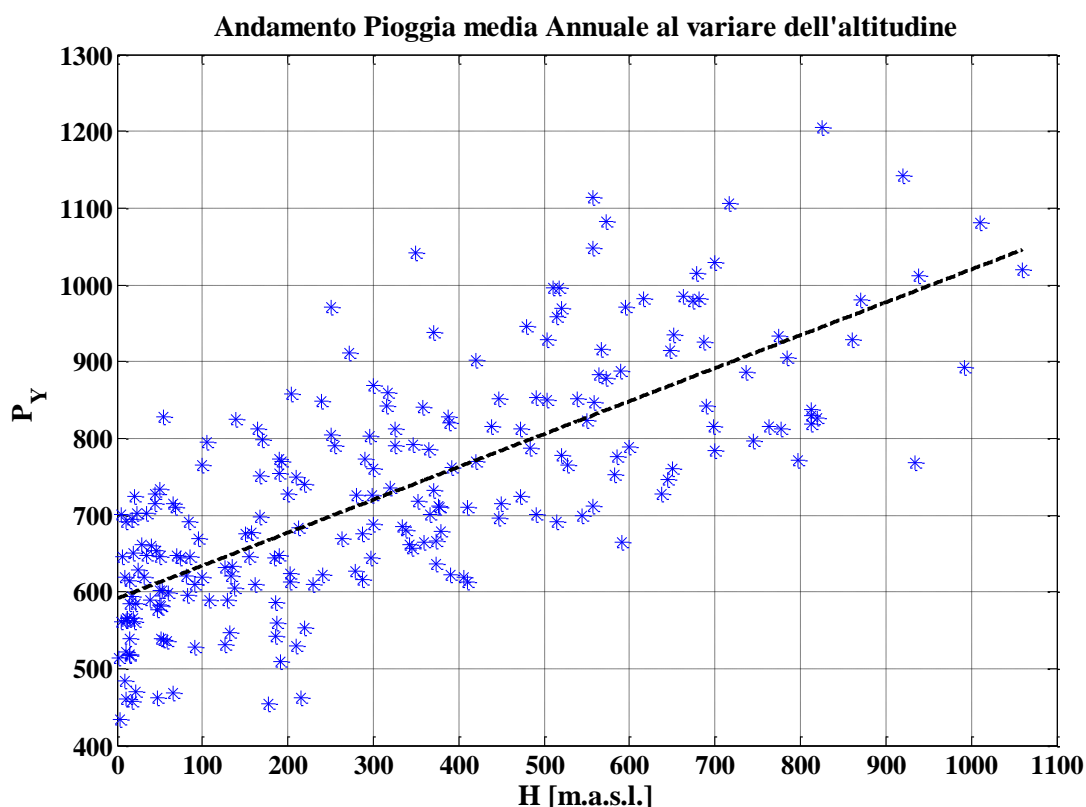


Figure 72. Andamento Pioggia Media Pesata in funzione dell'altitudine.

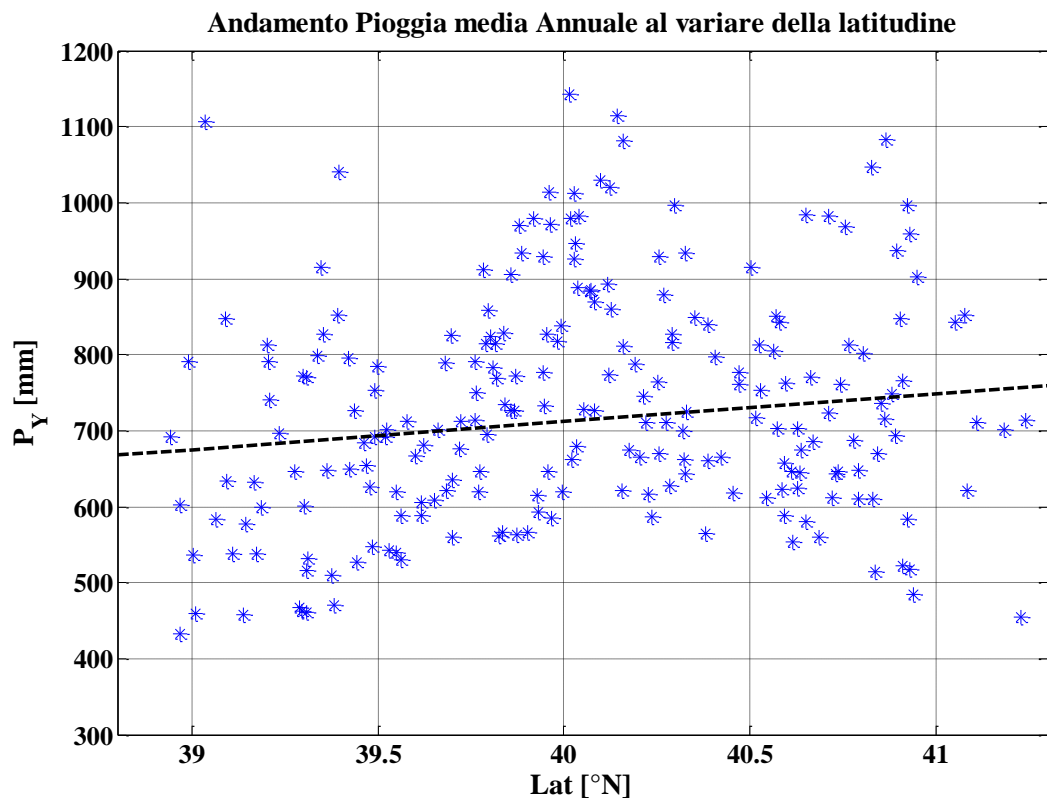


Figure 73. Andamento Pioggia Media Pesata in funzione della latitudine.

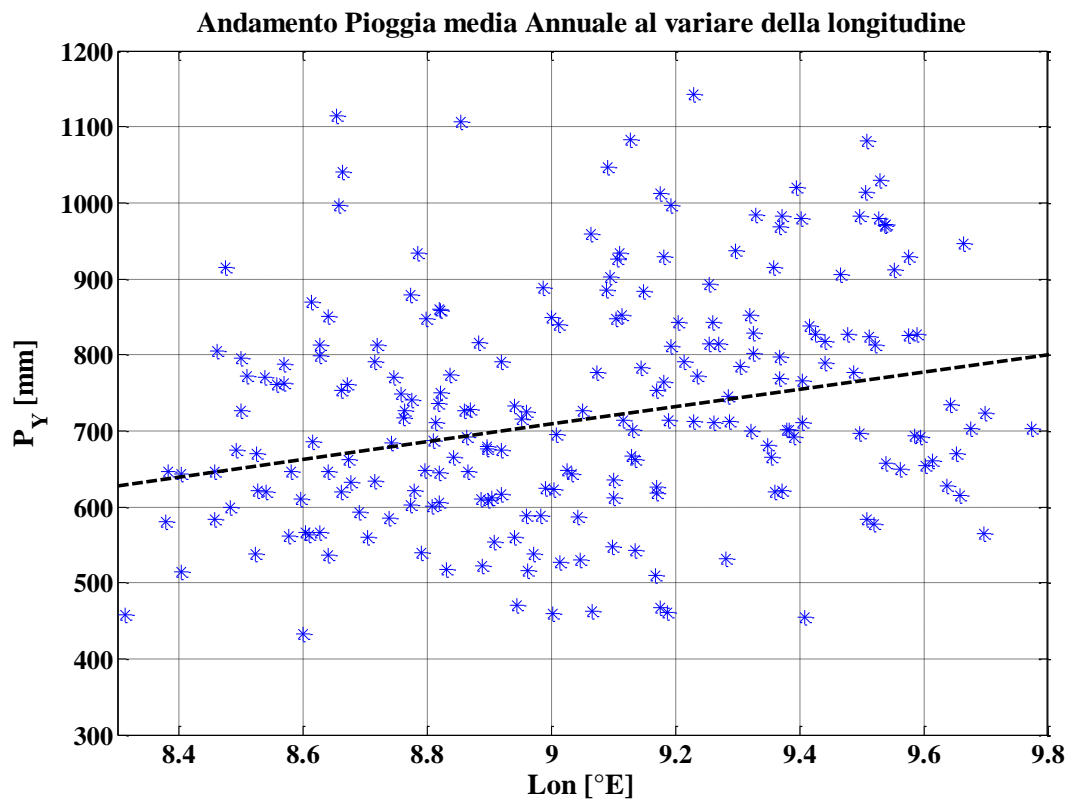


Figure 74. Andamento Pioggia Media Pesata in funzione della longitudine.

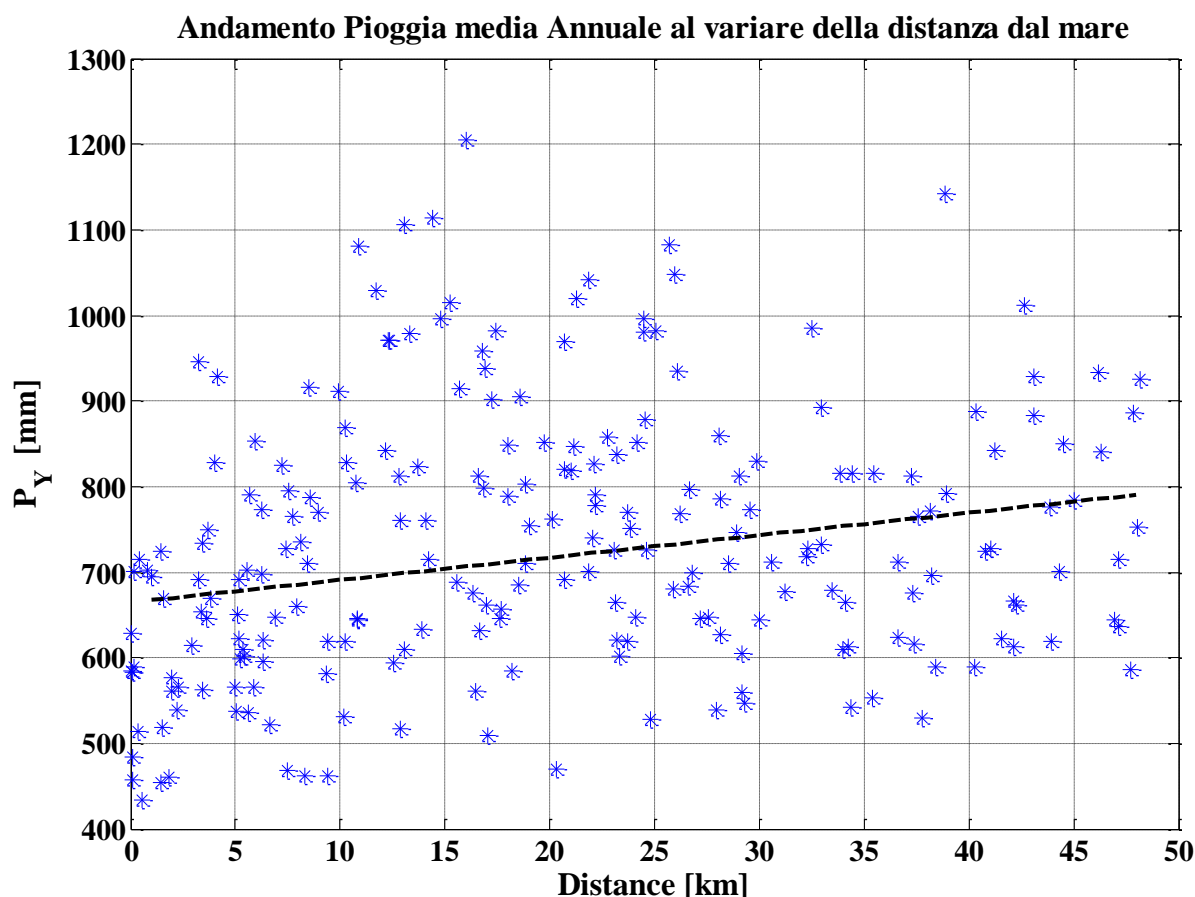


Figure 75. Andamento Pioggia Media Pesata in funzione della distanza dal mare.

Dalla Figure 72 alla Figure 74 si evince come risultati essere particolarmente impattante sulle piogge l'effetto della quota e della longitudine, mentre per quanto riguarda la latitudine (Figure 73) si ha una variazione per fasce; va detto che per quanto riguarda l'aspetto relativo alla quota per la Sardegna, risulta essere di fondamentale importanza il versante nel quale ci si trova, ovvero se ci si trova sotto o sopra vento e quale risulti essere l'esposizione ai principali venti. Discorso simile a quello fatto per la latitudine lo si fa per la distanza dal mare in cui si ha un trend positivo per distanze crescenti (Figure 75), anche se in questo caso si presentano valori elevati per distanze intermedie, fatto legato probabilmente all'importante effetto dell'esposizione e ad ulteriori effetti locali. A causa del numero limitato di sezioni non si riporta lo stesso grafico per le portate, così come per le temperature. La forte variabilità spaziale è possibile constatarla dalla mappatura dei trend delle piogge (dalla Figure 25 alla Figure 27) così come per le correlazioni (dalla Figure 58 alla Figure 60). Al fine di comprendere la variazione dei regimi idrologici dal punto di vista spaziale su tutta la Sardegna, quest'analisi è stata portata avanti, dividendo le stazioni pluviometriche e le sezioni idrometriche in 6 classi di longitudine e di latitudine e i bacini riportati in Figure 5 in 8 classi di esposizione. Maggiore attenzione è stata posta sui trimestri JFM e DJF, poiché come definito nel capitolo di introduzione,

l'influenza della circolazione atmosferica sulla precipitazione è maggiore, specialmente a causa delle anomalie atmosferiche a larga scala. Il trend medio mensile pesato delle piogge tende a crescere muovendosi dalla costa ovest a quella est dell'isola (Figure 77), variando la latitudine (Figure 79) il valore del trend tende a decrescere da nord verso sud. Negli altri trimestri ad eccezione di OND (Figure 77) il trend sia al variare della latitudine che al variare della longitudine, presenta un andamento che risulta essere differente in quanto ci sono un numero limitato di stazioni con una buona significatività. Similmente ai precedenti risultati un valore medio meno negativo del trend per la precipitazione lo si ha nel quadrante est sud-est (Figure 80) in quanto come detto, nel versante orientale della Sardegna in corrispondenza del bacino del Flumendosa la riduzione delle piogge risulta essere inferiore che in altre zone. Relativamente alle stagioni idrologiche è possibile constatare (Figure 76) come l'effetto rispetto alla longitudine nel periodo invernale DJF risulti presentare un gradiente ancora maggiore rispetto a quello riscontrato per il periodo JFM, mentre la variazione rispetto alla latitudine (Figure 78) è pressoché simile, nelle altre stagioni non si riscontrano significativi andamenti ne per quanto riguarda la longitudine ne tantomeno per la latitudine.

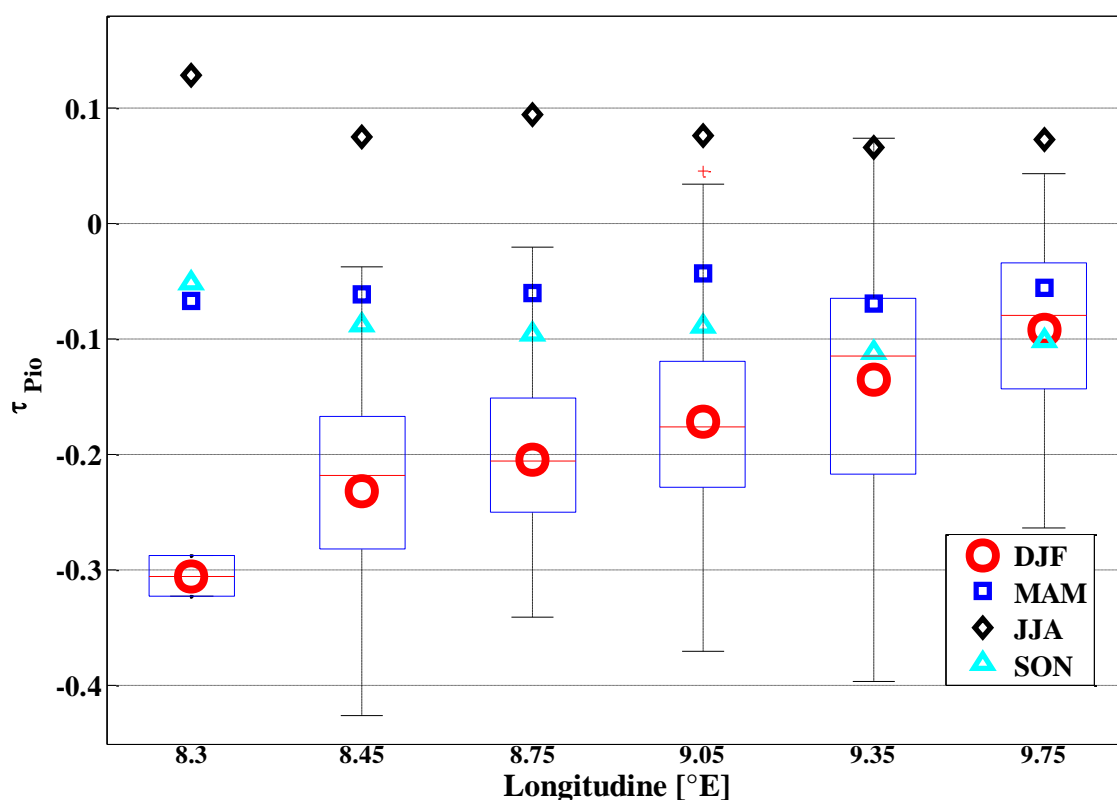


Figure 76. Variazione Trend al variare della Longitudine per le stagioni idrologiche.

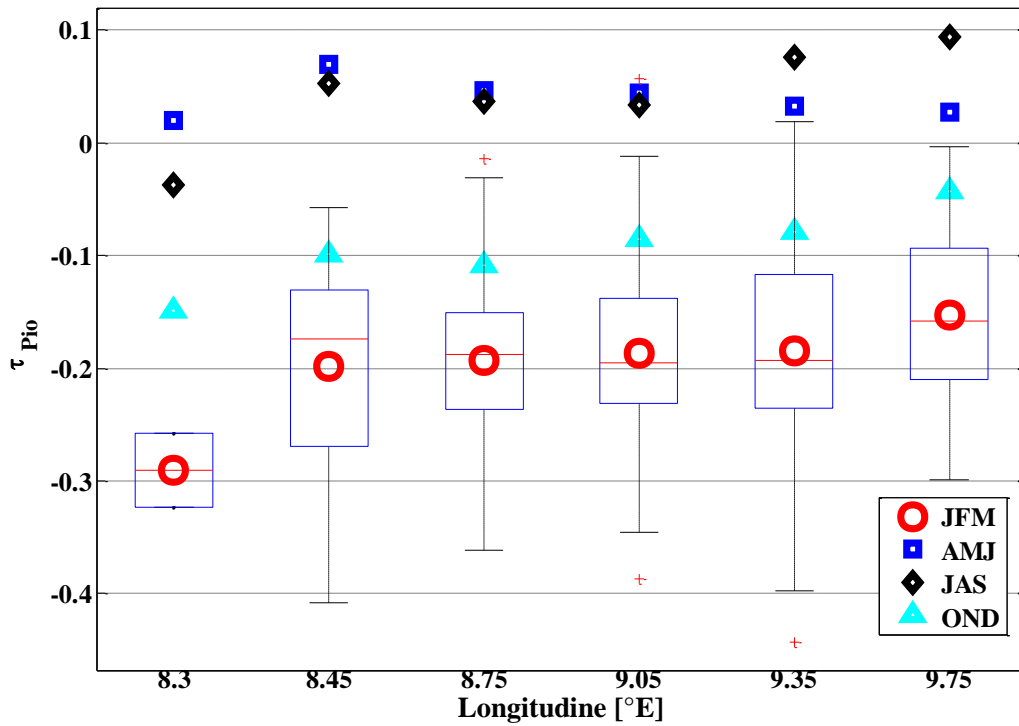


Figure 77. Variazione Trend al variare della Longitudine per i quattro trimestri.

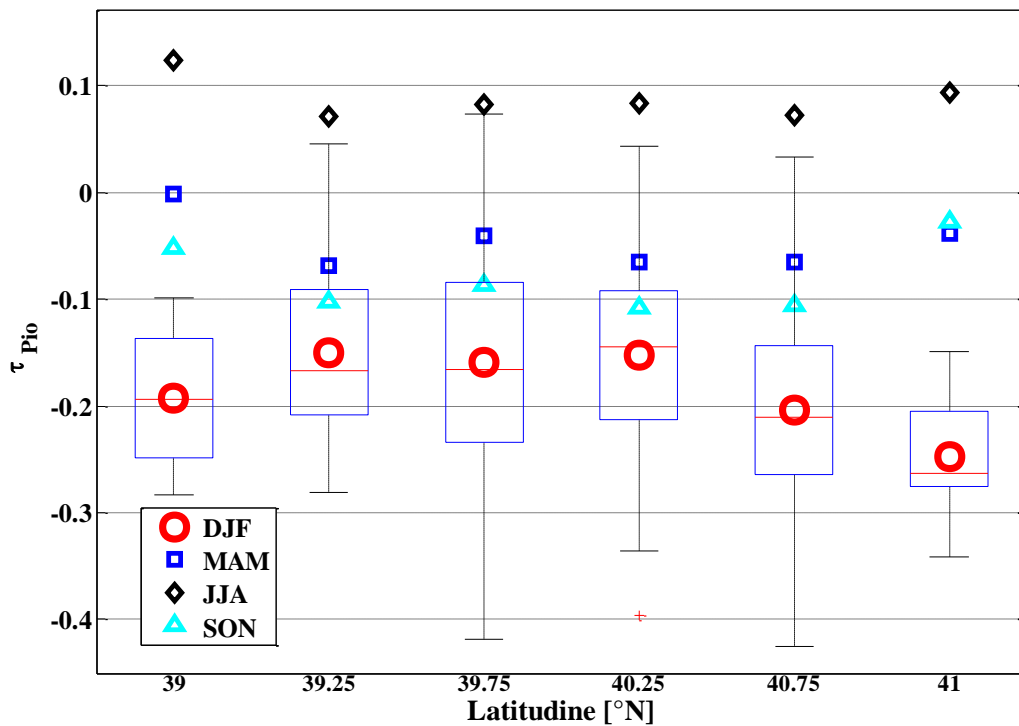


Figure 78. Variazione Trend al variare della Latitudine per le stagioni idrologiche.

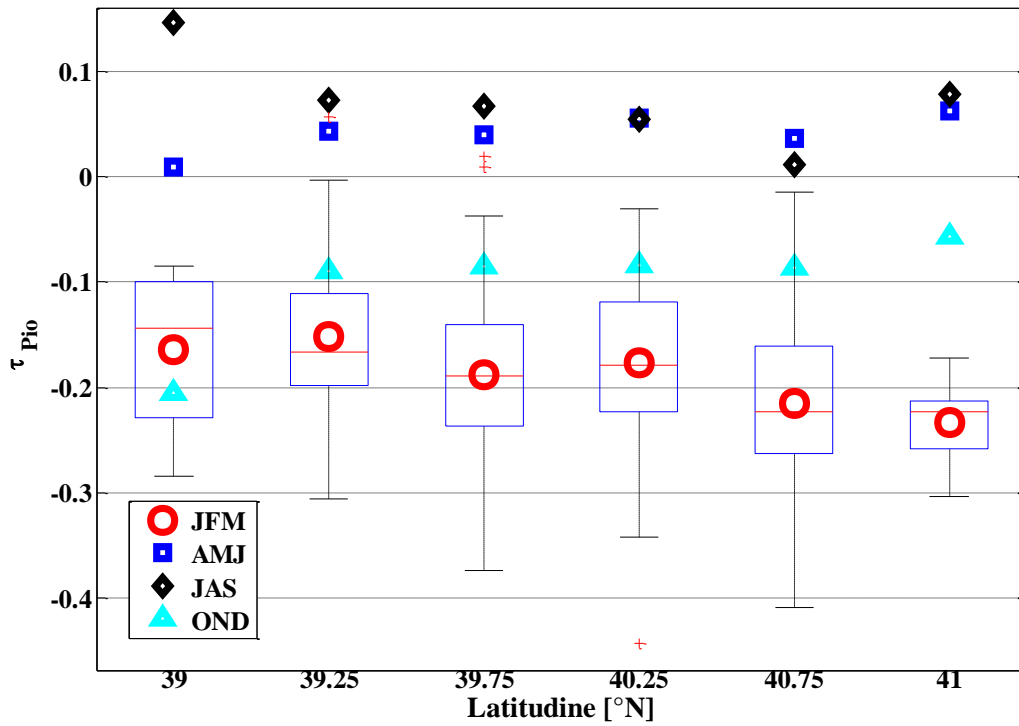


Figure 79. Variazione Trend al variare della Latitudine per i quattro trimestri.

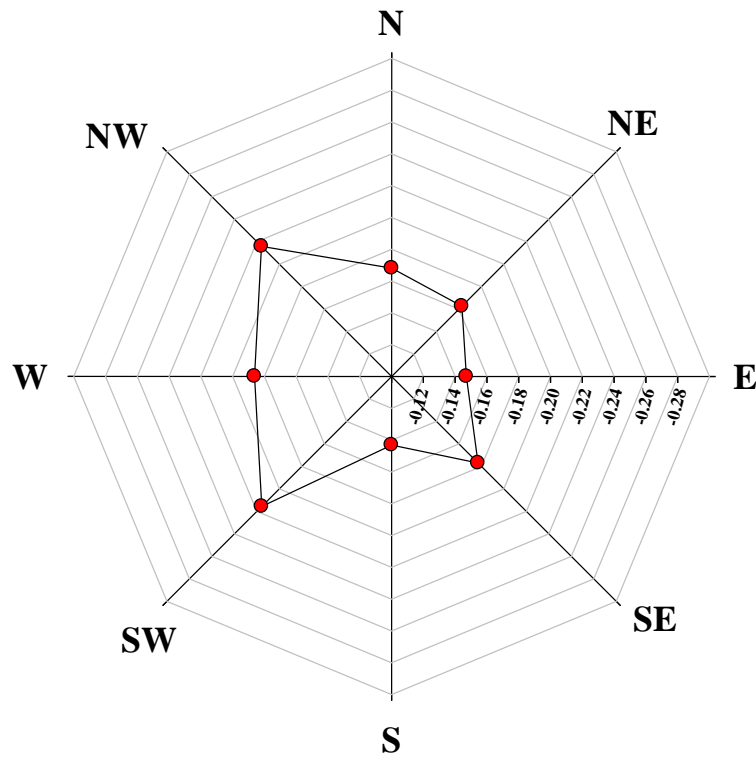


Figure 80. Variazione Trend al variare dell'Esposizione per la stagione invernale DJF.

Per quanto riguarda la correlazione si constata un valore di correlazione che diventa via via più negativo muovendosi verso la parte occidentale della Sardegna, sia per JFM (Figure 82) ed ancor di più per DJF (Figure 81) probabilmente dovuto all'esposizione di tali aree all'azione del maestrale; gli altri trimestri hanno una significatività ridotta e comunque non presentano una grande rilevanza statistica. Situazione opposta nella costa Centro-Orientale dove tale parametro è meno negativo probabilmente a causa dell'effetto orografico che va ad attenuare le dinamiche atmosferiche a larga scala. Ciò che in generale ci si aspetta è che gli andamenti delle correlazioni risultino essere congruenti con quelli dei trend come visto in Figure 61, ovvero laddove il trend risulti essere maggiore ci si aspetta che si abbia altrettanto per la correlazione. Questo fatto risulta essere evidente con la longitudine (Figure 76 - Figure 77 e Figure 81 - Figure 82), la situazione risulta essere più complessa per la latitudine in cui tale congruenza non è verificata agli estremi. Tale problematica è sostanzialmente dovuta al ridotto numero di stazioni comprese nelle classi di latitudine estreme (circa 4-5 in confronto a circa 30-50 stazioni presenti nelle altre classi) e alla singolarità di alcune di esse, una simile problematica si presenta per le correlazione in corrispondenza delle prime due classi di longitudine. Quanto detto è poi verificabile andando a valutare la correlazione al variare dell'esposizione (Figure 85) in cui i valori più alti si presentano per esposizioni orientali.

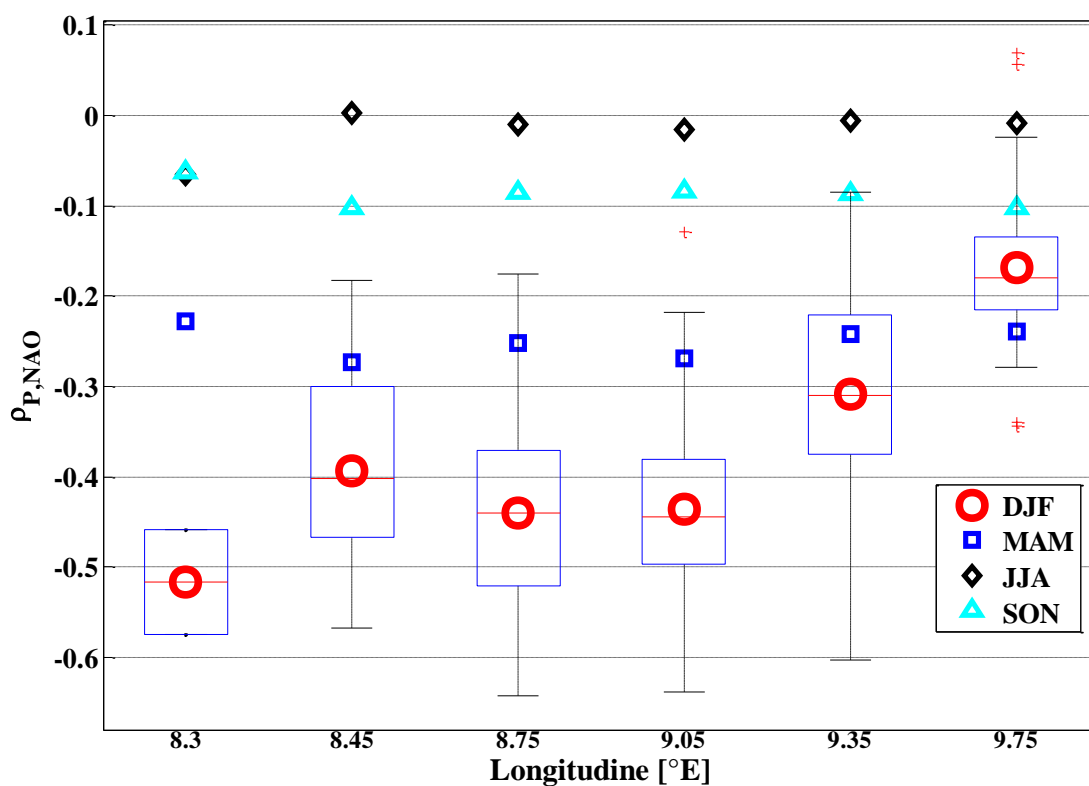


Figure 81. Variazione Correlazione (Pioggia – NAO) al variare della Longitudine per le stagioni idrologiche.

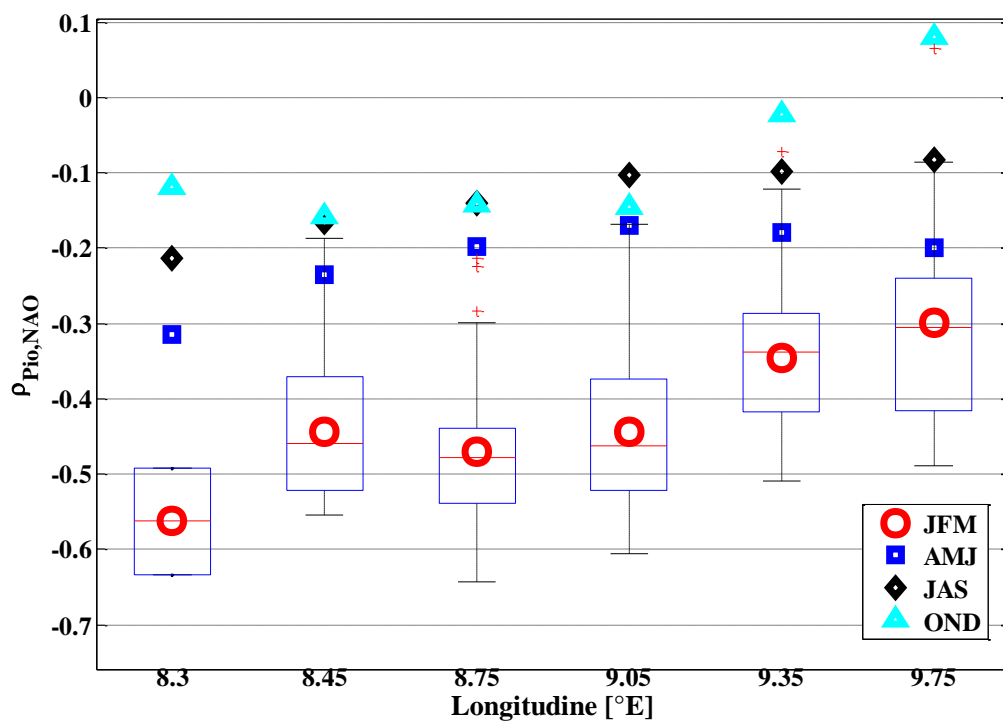


Figure 82. Variazione Correlazione (Pioggia – NAO) al variare della Longitudine per i quattro trimestri.

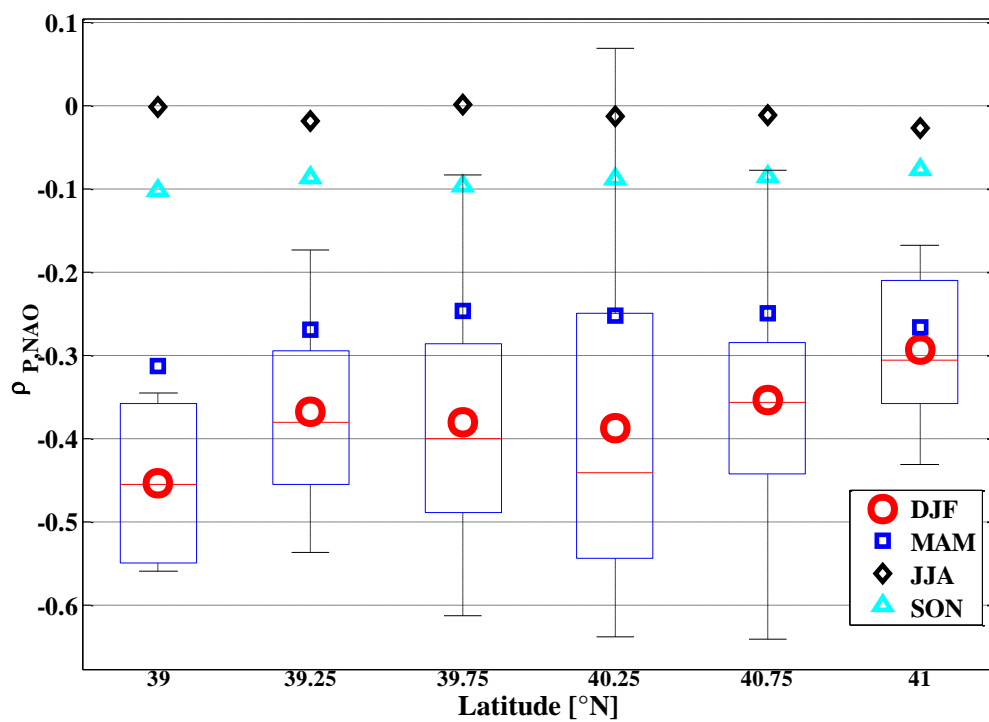


Figure 83. Variazione Correlazione (Pioggia – NAO) al variare della Latitudine per le stagioni idrologiche.

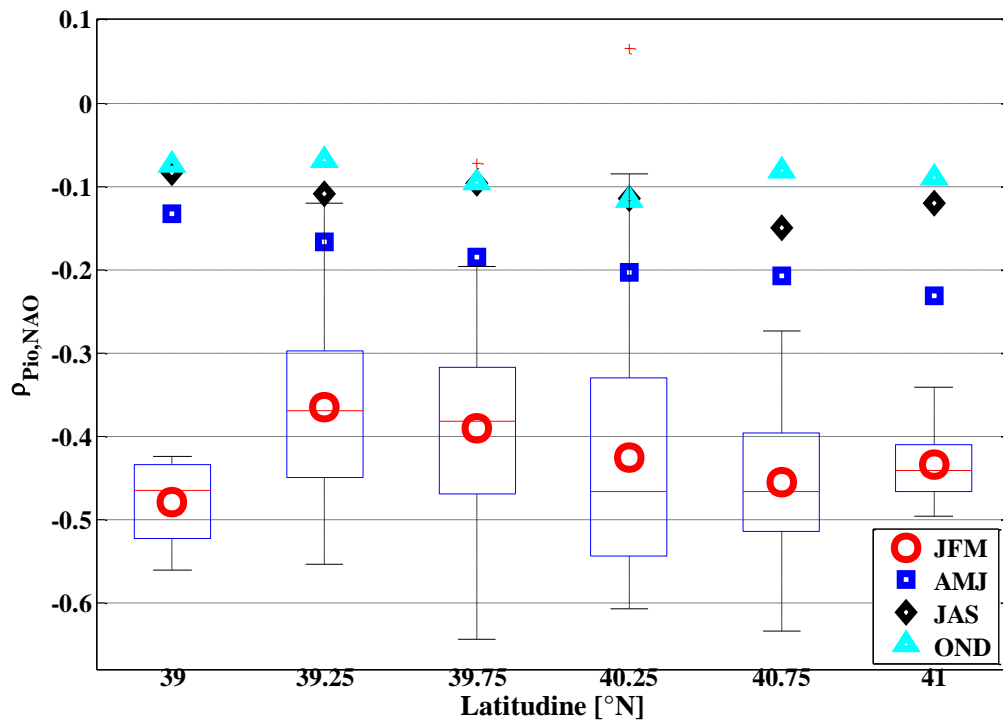


Figure 84. Variazione Correlazione (Pioggia – NAO) al variare della Latitudine per i quattro trimestri.

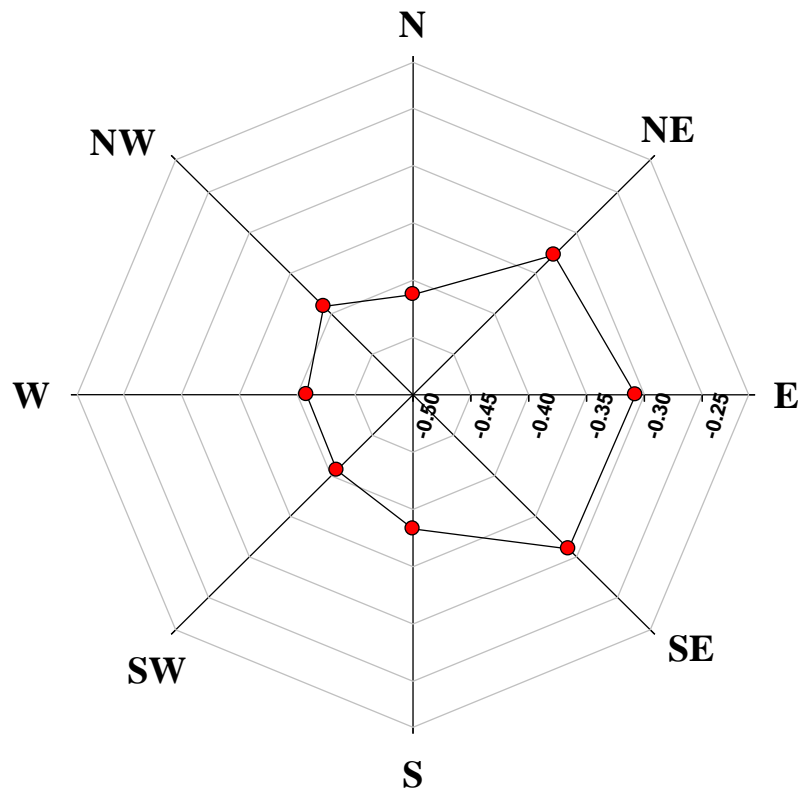


Figure 85. Variazione Correlazione (Pioggia – NAO) al variare dell'Esposizione per la stagione invernale DJF.

Per cercare di comprendere a cosa siano dovute le problematiche esposte precedentemente si è deciso di analizzare la variazione dei trend e delle correlazioni effettuando una media con finestra mobile, in modo tale da risolvere il problema di scala insito in questo tipo di analisi. Inoltre si sono andati a confrontare i risultati di due diverse condizioni, nella prima delle quali il valore del trend e della correlazione associata a ciascuna classe viene ottenuto come media dei valori dei parametri delle diverse stazioni, nel secondo caso il valore è ottenuto considerando il valore medio delle piogge delle stazioni ricadenti all'interno della classe valutandone di tale serie successivamente trend e correlazione.

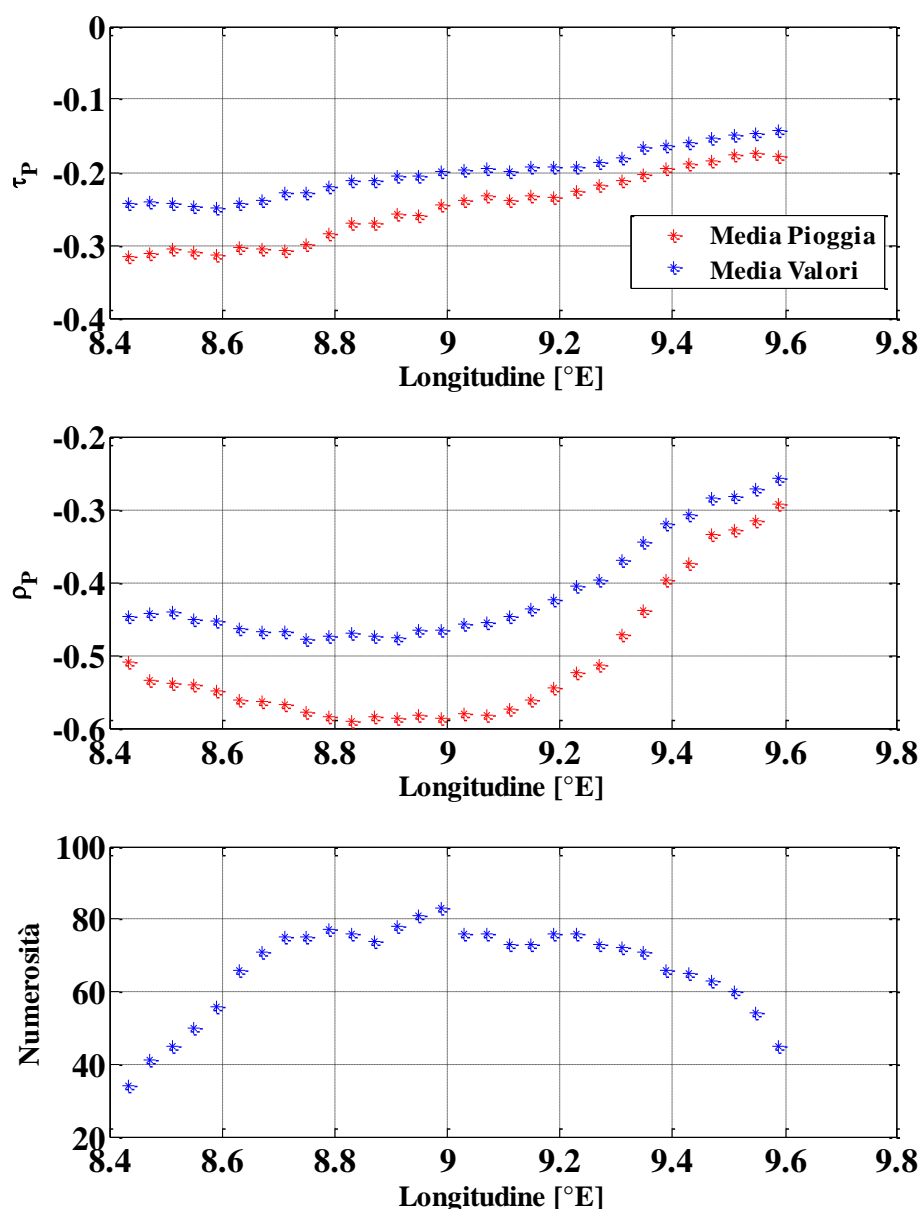


Figure 86. Variazione del trend e della correlazione per il periodo invernale (DJFM, serie Hurrell) per finestre mobili di longitudine, considerando la numerosità del campione.

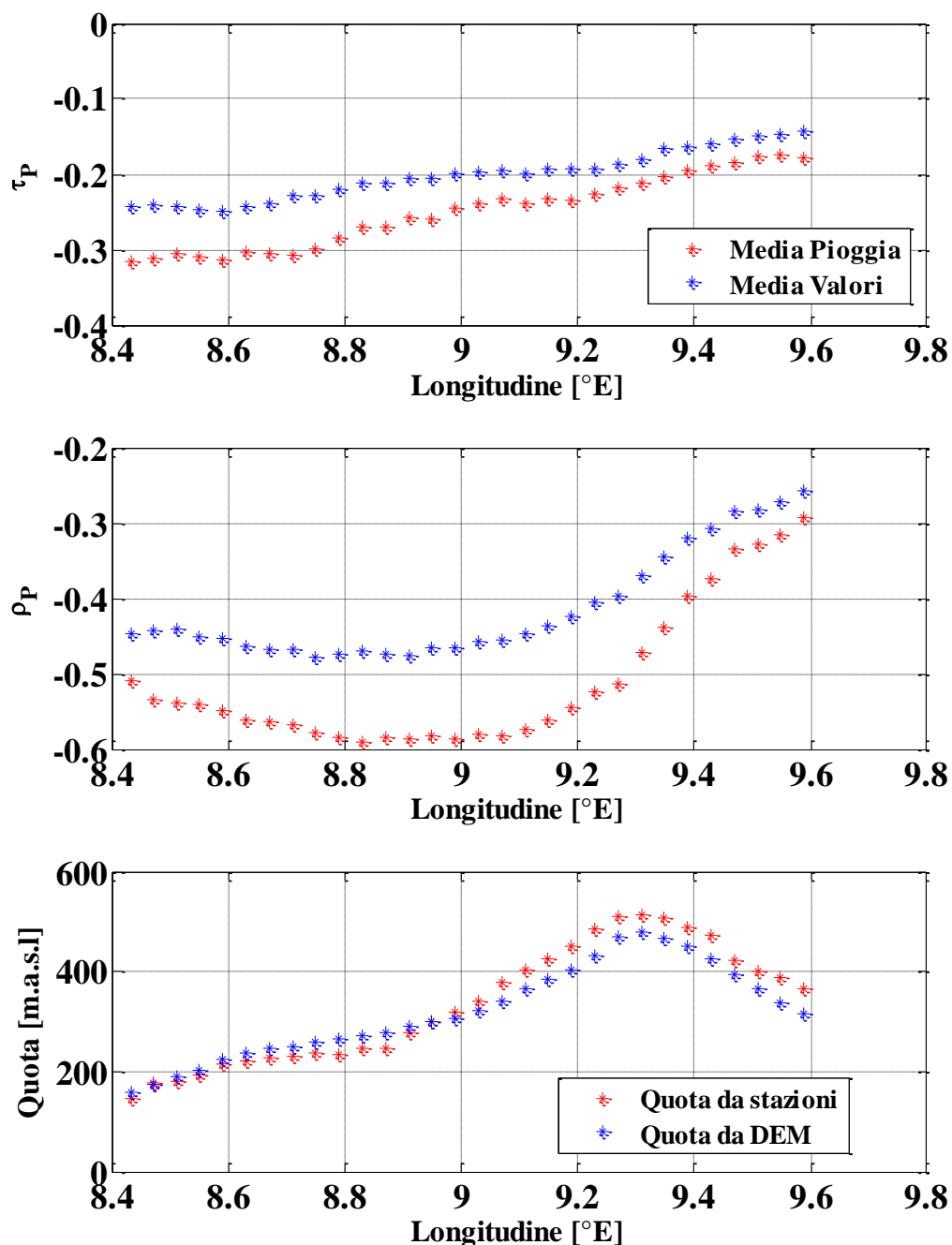


Figure 87. Variazione del trend e della correlazione per il periodo invernale (DJFM, serie Hurrell) per finestre mobili di longitudine, considerando la variazione della quota.

Per tale studio si è considerato un intervallo di longitudine pari a 0.4 [°E] con una finestra mobile pari a 0.04 [°E]; dalla Figure 86 e dalla Figure 87 si evincono delle importanti considerazioni, in primis risulta essere evidente come i risultati relativi alle classi di longitudine estreme risentano notevolmente della bassa numerosità, così come il punto di minimo dell'andamento delle correlazioni vada quasi a coincidere con il

massimo dell'andamento delle quote. Ancor di più rispetto a quanto visto nelle Figure 76-Figure 77-Figure 81 e Figure 82 si constata come al crescere netto dei trend con la longitudine si ha un medesimo andamento della correlazione, in Figure 88 si mette ancora più in evidenza come si abbia una netta inversione del dato di correlazione nel passare da un versante montuoso ad un altro. Un'analisi è stata poi condotta anche per la latitudine adottando i medesimi intervalli per le medie.

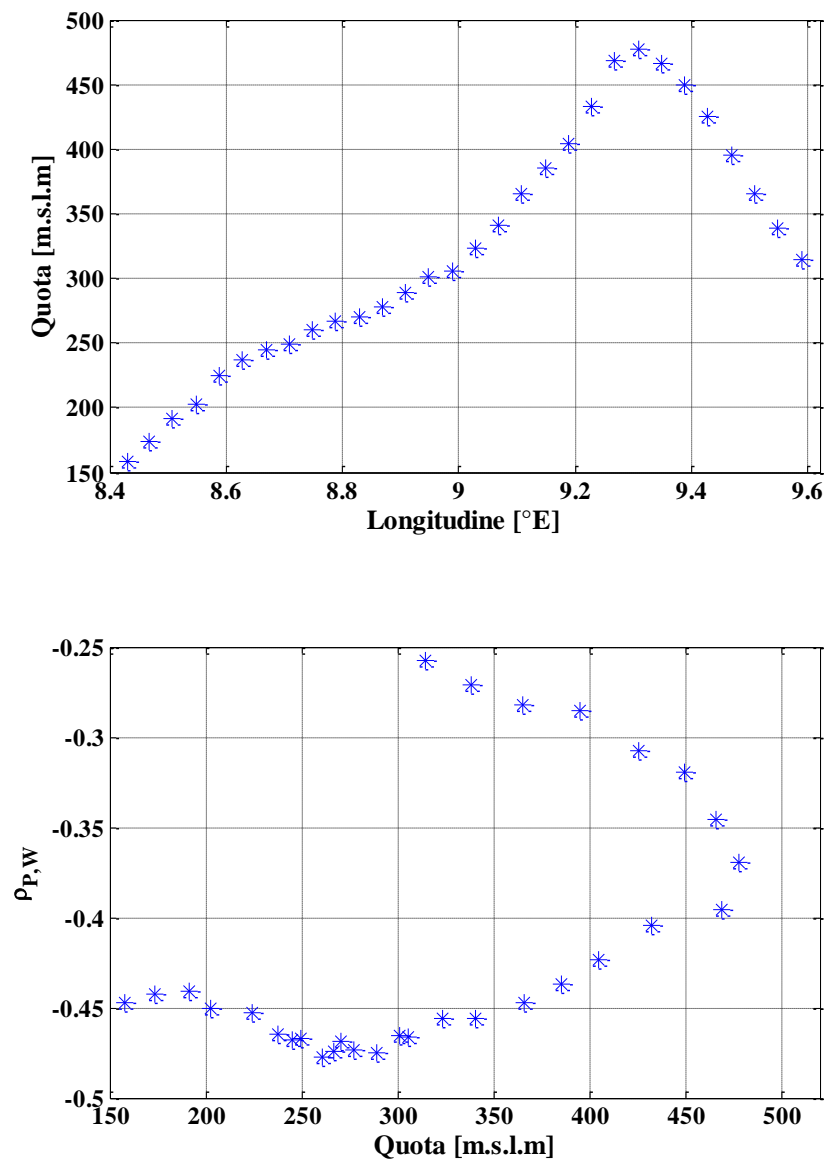


Figure 88. Legame tra quota longitudine e correlazione (Pioggia-NAO).

Dove la longitudine in cui si ha il picco di quota, corrisponde con la catena montuosa nella parte orientale dell'isola.

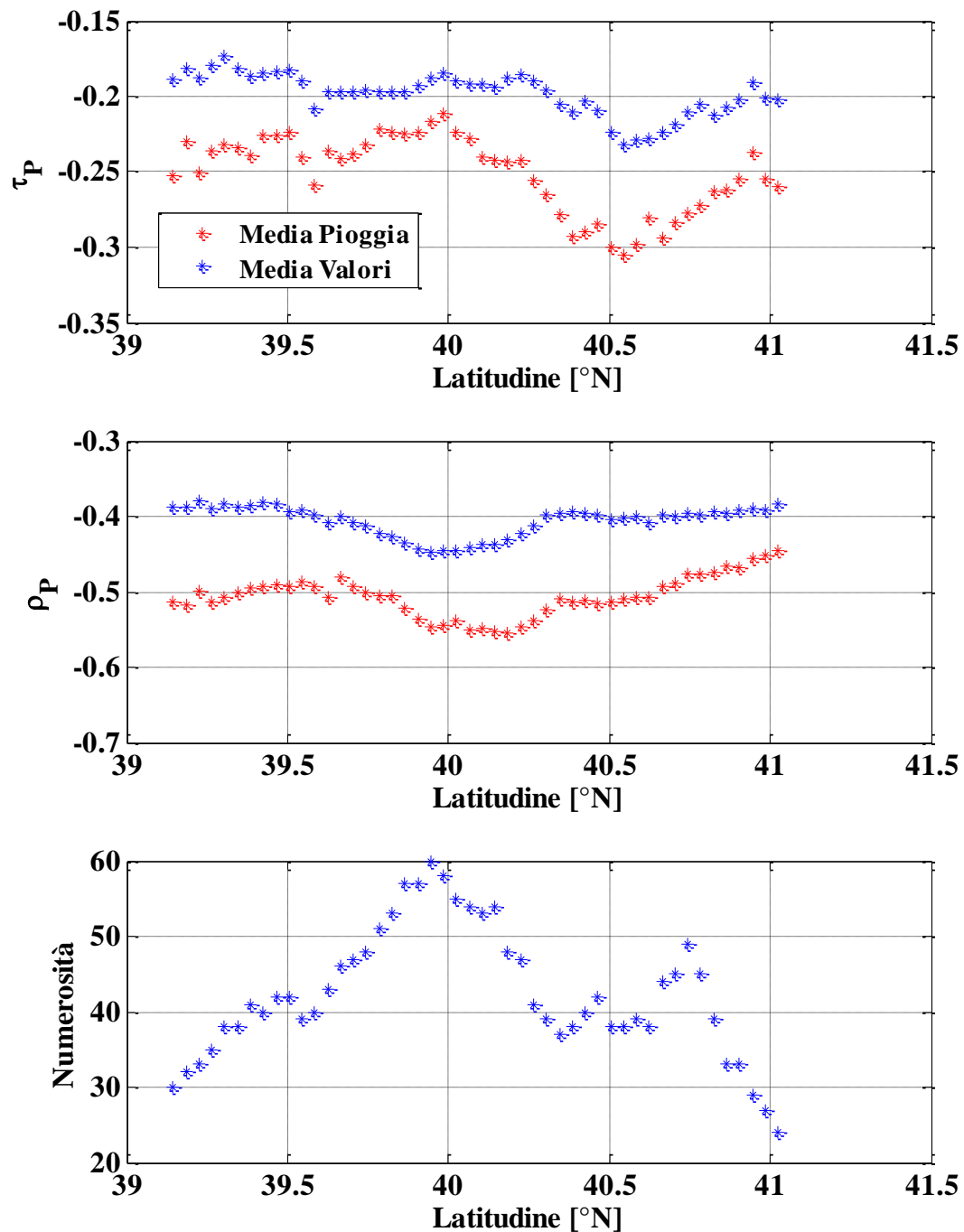


Figure 89. Variazione del trend e della correlazione per il periodo invernale (DJFM, serie Hurrel) per finestre mobili di latitudine, considerando la numerosità del campione.

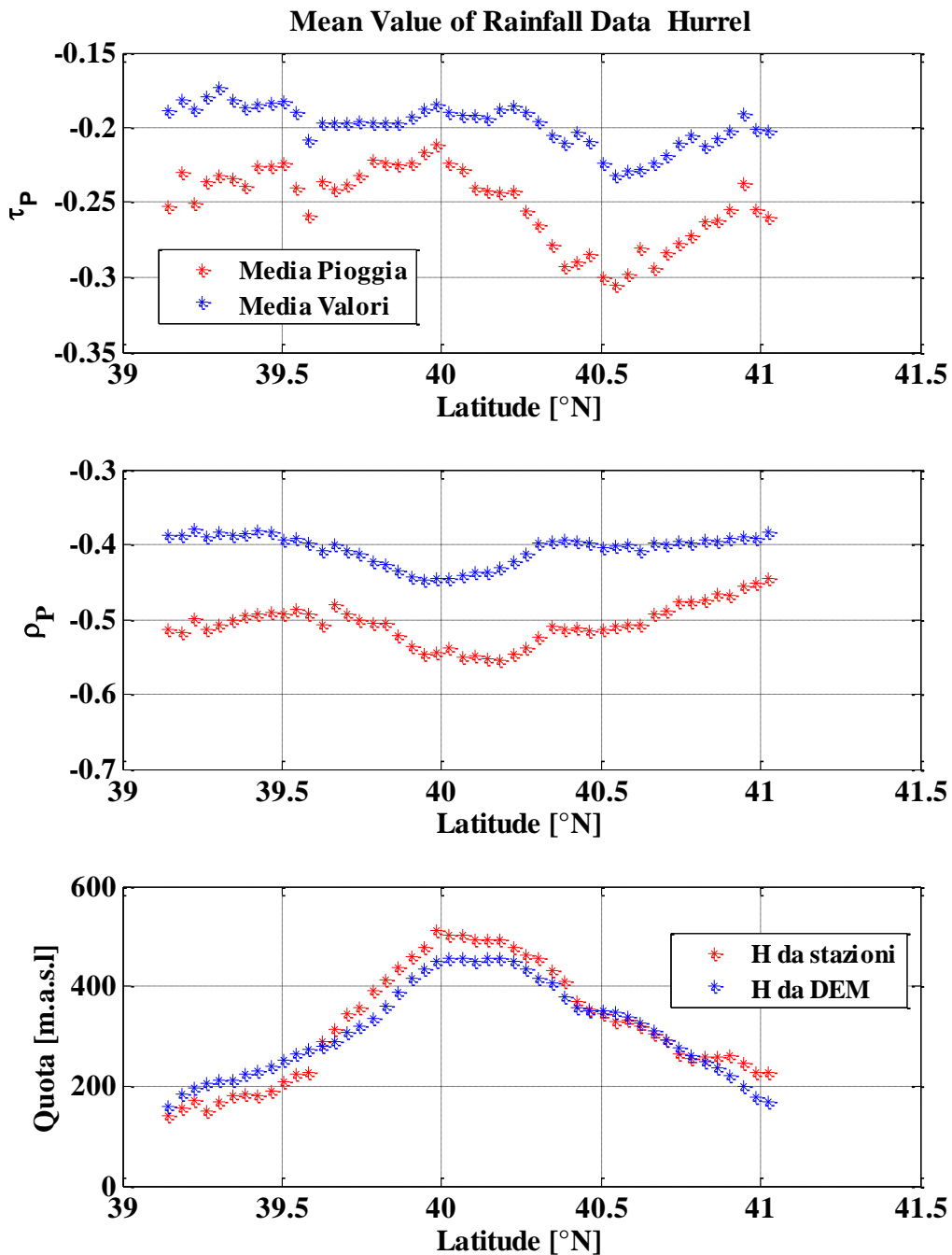


Figure 90. Variazione del trend e della correlazione per il periodo invernale (DJFM, serie Hurrel) per finestre mobili di latitudine, considerando la variazione della quota.

Come ci si aspettava dai risultati mostrati nelle Figure 78-Figure 79-Figure 83 e Figure 84 , anche i risultati in Figure 89 e Figure 90 mostrano una fortissima variabilità, anche se come nel caso della longitudine il punto di minimo dell'andamento delle correlazioni coincide con il punto di massimo dell'andamento delle quote, dimostrando ancor di più l'effettiva rilevanza dell'orografia. Al fine di avere una migliore

comprensione, è stata considerata un'analisi incrociata tra latitudine e longitudine, ovvero media mobile rispetto alla longitudine considerando cinque diverse fasce di latitudine.

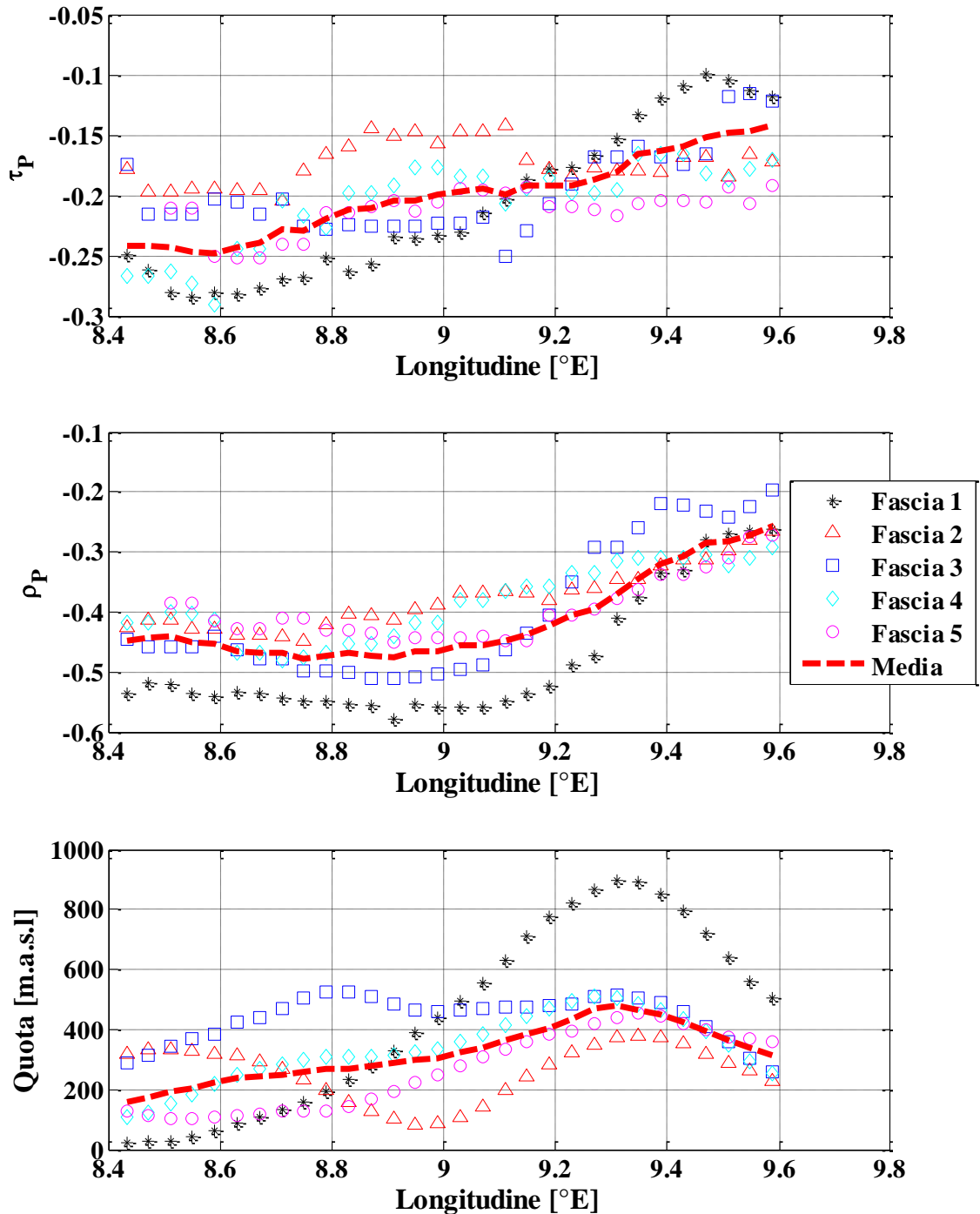


Figure 91. Variazione del trend e della correlazione per il periodo invernale (DJFM, serie Hurrell) per finestre mobili di longitudine e diverse fasce di latitudine, considerando la variazione della quota.

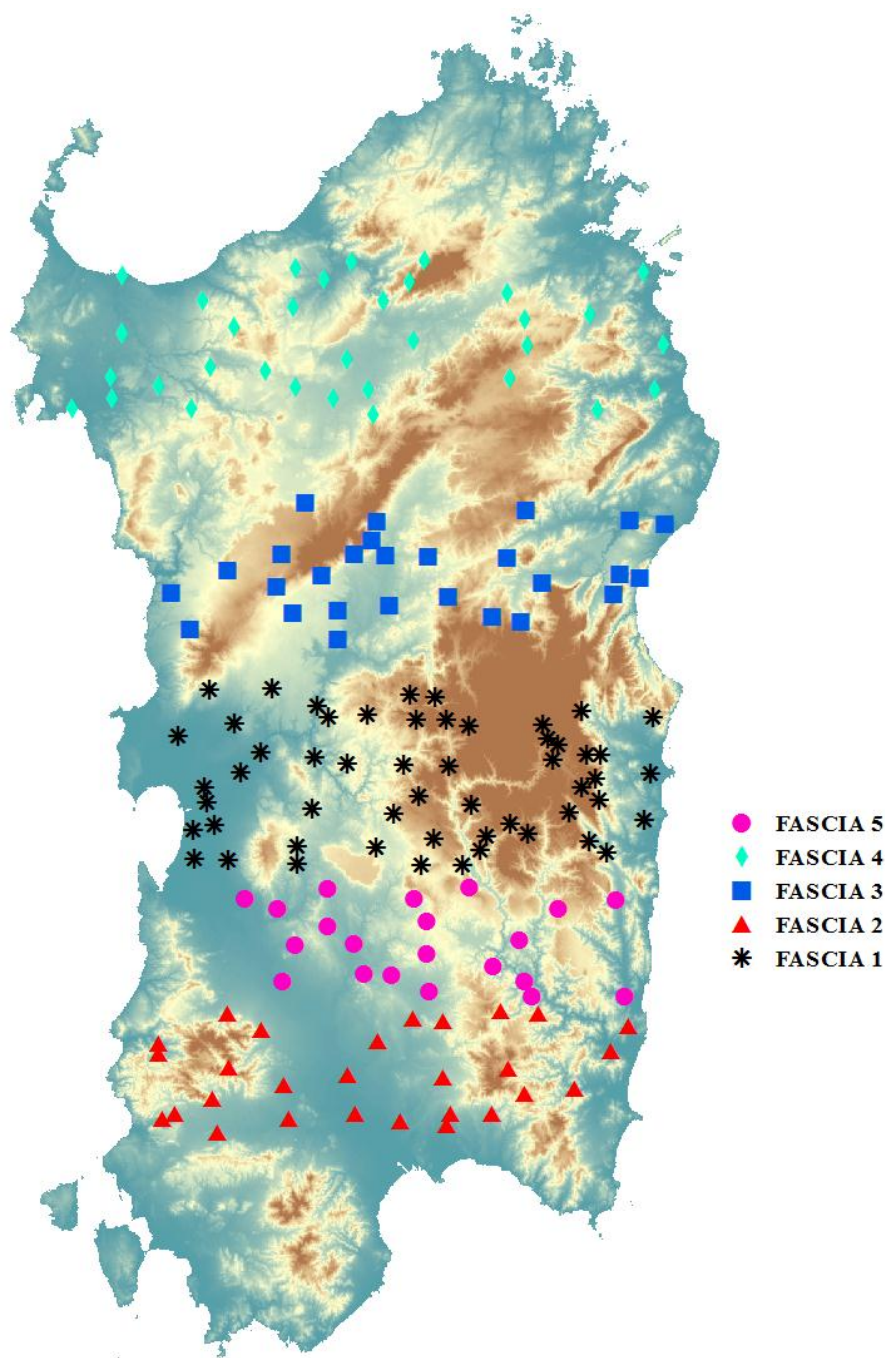


Figure 92. Disposizione delle diverse fasce di latitudine.

Dalla Figure 91 e Figure 92 si evince come risultati essere assai rilevante l'andamento associato alla Fascia 1 in cui è possibile constatare come l'andamento dei trend e delle correlazioni vada a variare in maniera sensibile a partire dalla zona orograficamente più accentuata (ovvero per longitudini comprese tra 9.2 e 9.4 [°E]), mentre nelle altre fasce soprattutto per i trend si hanno situazioni molto più variabili a causa della variabilità oltre che dei fattori morfologici anche dell'esposizione ai venti.

Per il deflusso avendo a disposizione solo 10 sezioni idrometriche, non viene valutata la variazione della portata al variare della latitudine e della longitudine, ma esclusivamente in funzione dell'esposizione. Rispetto al caso pluviometrico in questo caso si considerano esclusivamente le quattro classi di esposizione principali (Sud - Nord - Ovest ed Est). La complessità nell'analizzare tali andamenti è legata sostanzialmente al fatto che i bacini sottesi da tali sezioni idrometriche ricadono spesso in varie zone e di conseguenza non è plausibile una ferrea classificazione, bensì essa può essere fatta solo a carattere generale. Similmente a quanto visto per le piogge anche per i deflussi si va a ricercare la congruenza tra il dato di trend ed il dato di correlazione soprattutto per i periodi invernali, tale analisi però risulta essere molto più complessa (Figure 93 - Figure 96) soprattutto relativamente ai bacini aventi esposizione a sud, in cui visto il valore maggiore del trend ci si aspettava una correlazione più piccola in valore assoluto, tale problematica va ricercata probabilmente sia nella limitata superficie di tali bacini sia nel modo con cui sono state definite le classi di esposizione.

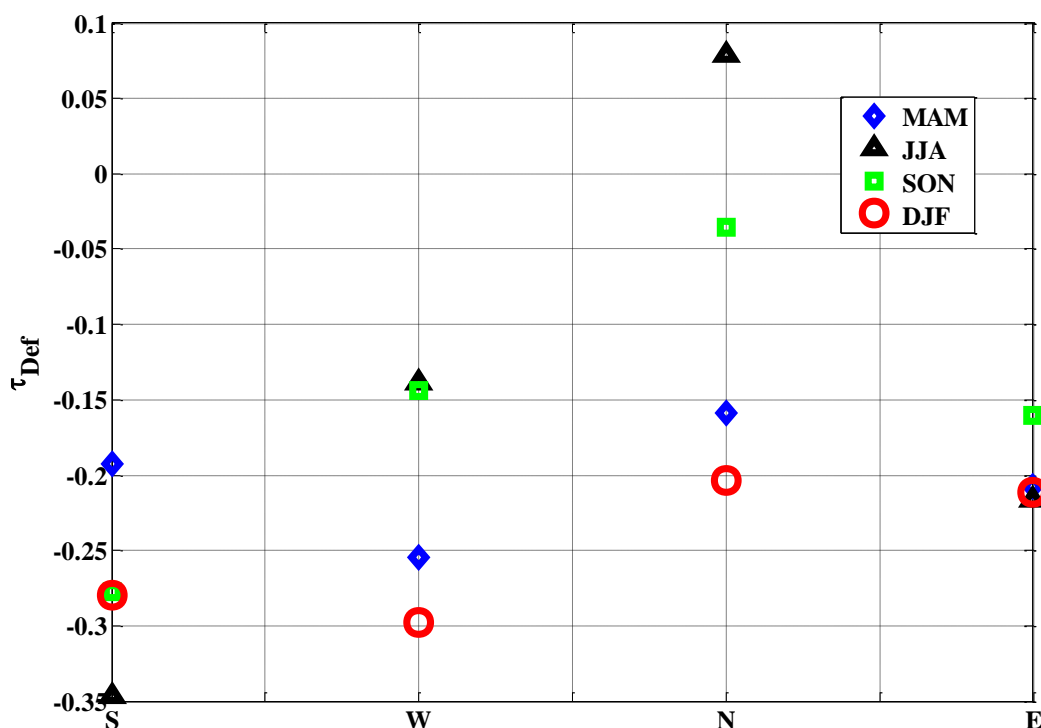


Figure 93. Variazione Trend Deflusso al variare dell'Esposizione per le stagioni idrologiche.

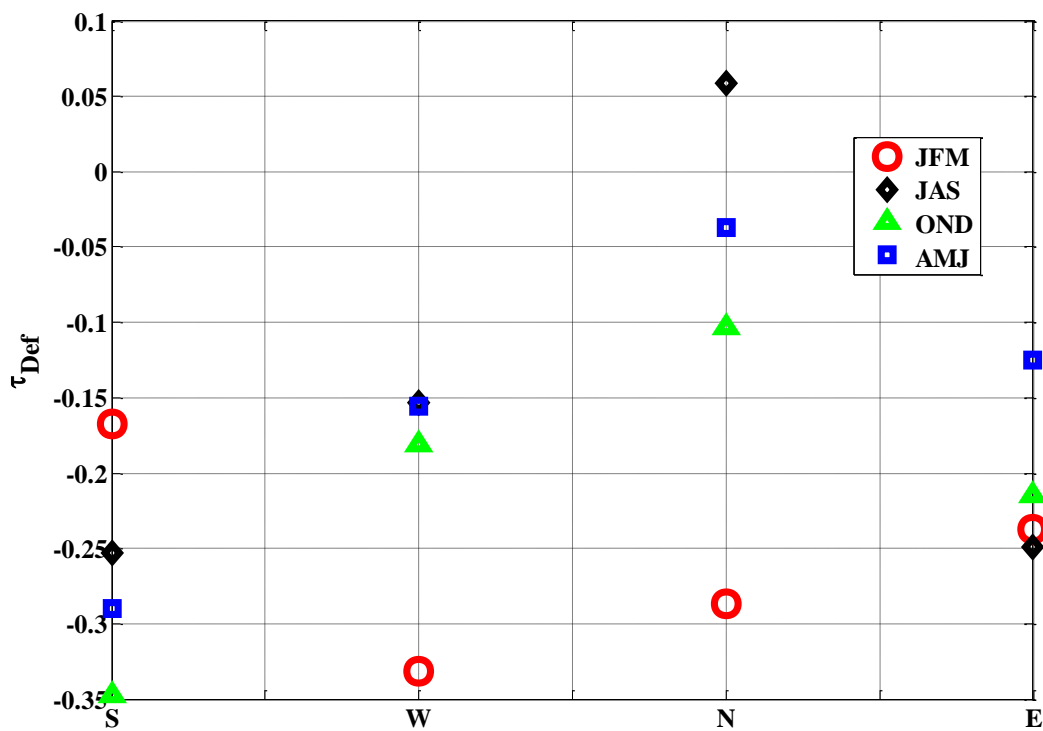


Figure 94. Variazione Trend Deflusso al variare dell'Esposizione per i quattro trimestri.

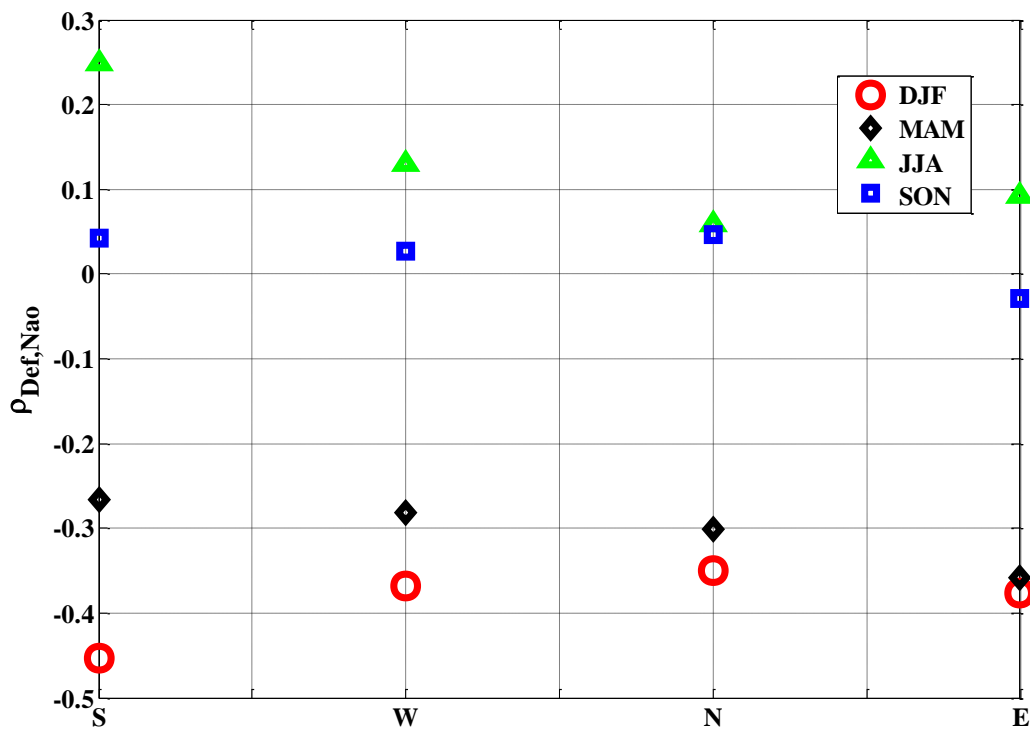


Figure 95. Variazione Correlazione (Deflusso - NAO) al variare dell'Esposizione per le stagioni idrologiche.

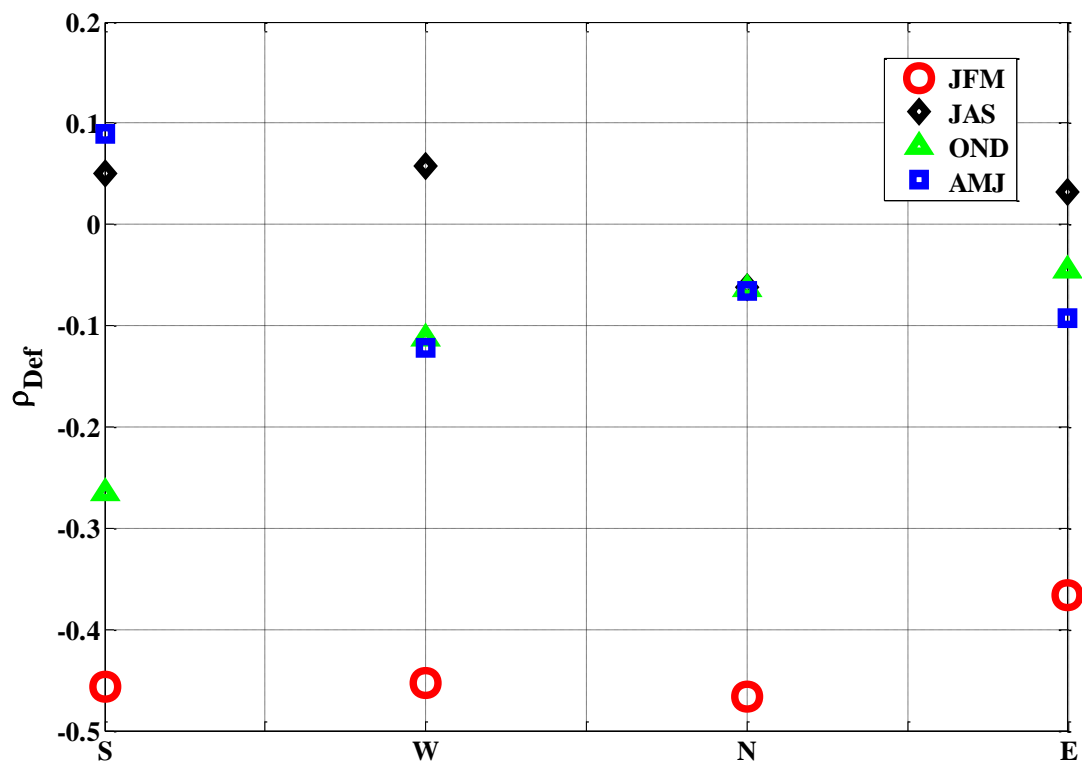


Figure 96. Variazione Correlazione (Deflusso – NAO) al variare dell'Esposizione per i quattro trimestri.

Per comprendere meglio il tutto inoltre si è andati a valutare la variazione del coefficiente di deflusso al variare dell'esposizione, dove tale coefficiente è stato valutato come rapporto tra il dato di deflusso ed il dato di pioggia medio pesato delle stazioni associate a ciascun bacino idrografico con sezione di chiusura nelle suddette sezioni, si sono considerati esclusivamente i valori di coefficienti di deflusso minori o al più uguali ad uno, di tali coefficienti si riportano gli andamenti dalla Figure 97 alla Figure 100.

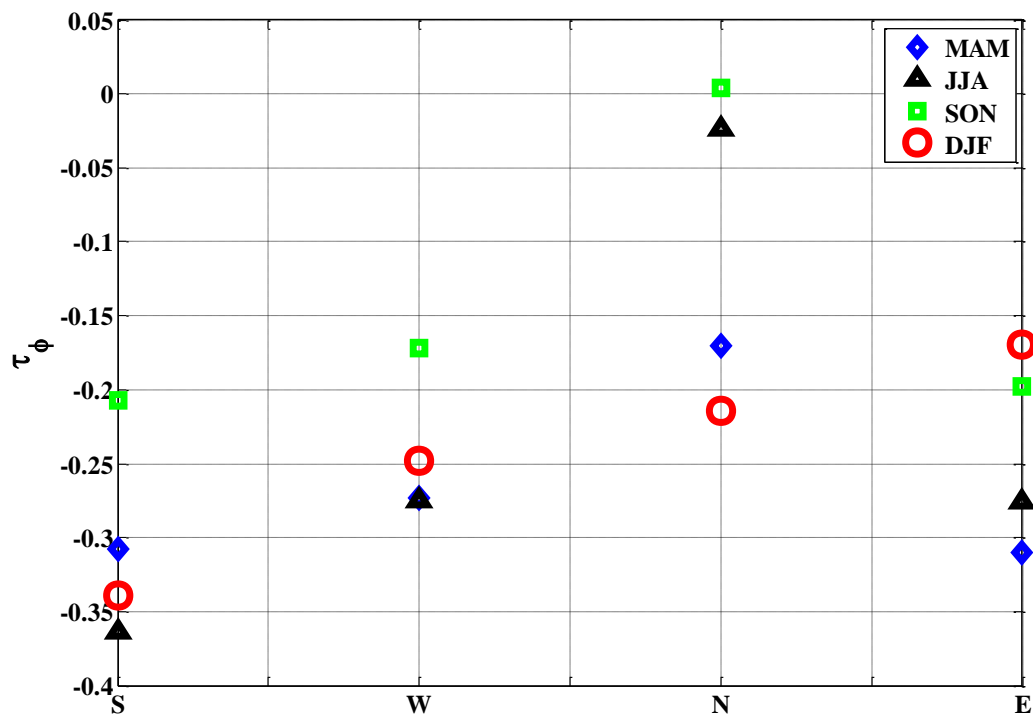


Figure 97. Variazione Trend Coefficiente di Deflusso al variare dell'Esposizione per le stagioni idrologiche.

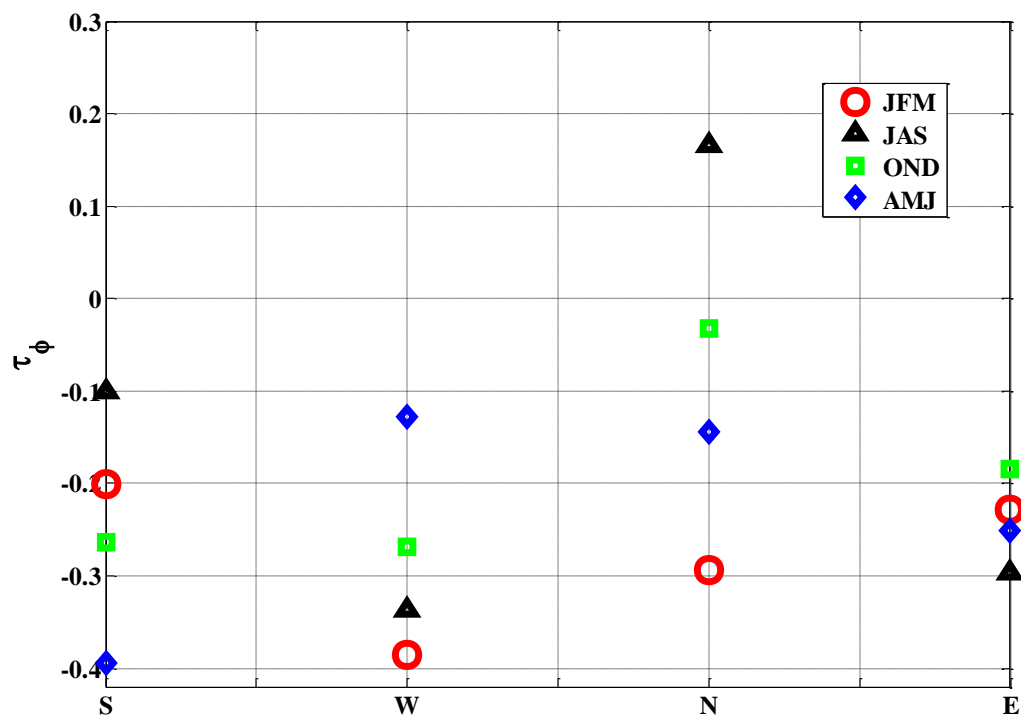


Figure 98. Variazione Trend Coefficiente di Deflusso al variare dell'Esposizione per i quattro trimestri.

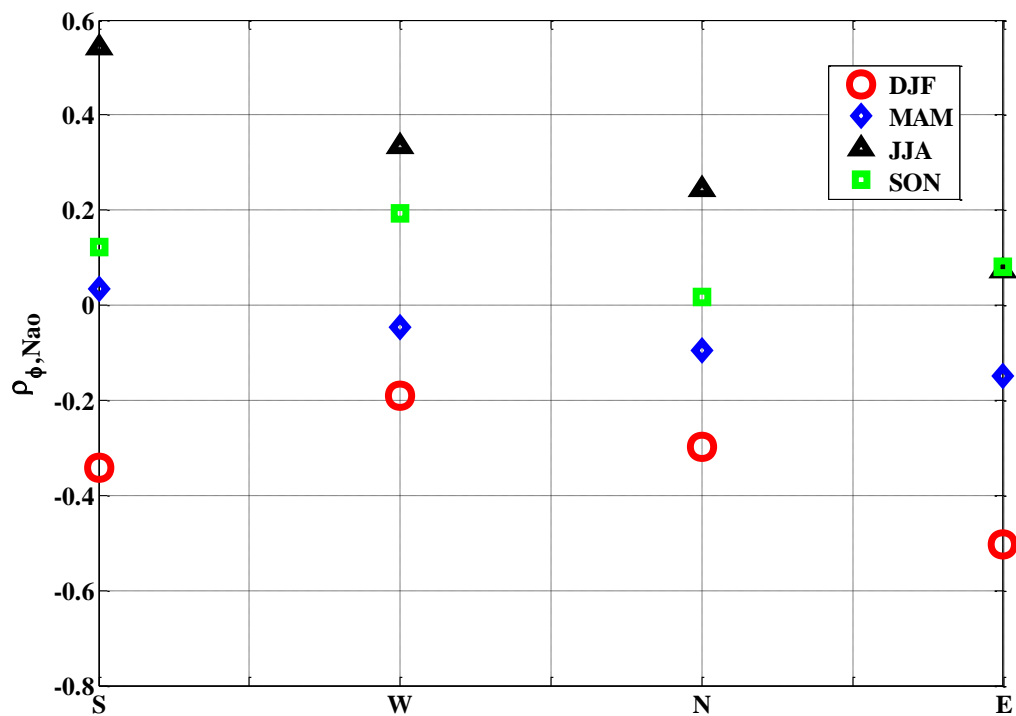


Figure 99. Variazione Correlazione (Coefficiente di Deflusso – NAO) al variare dell'Esposizione per le stagioni idrologiche.

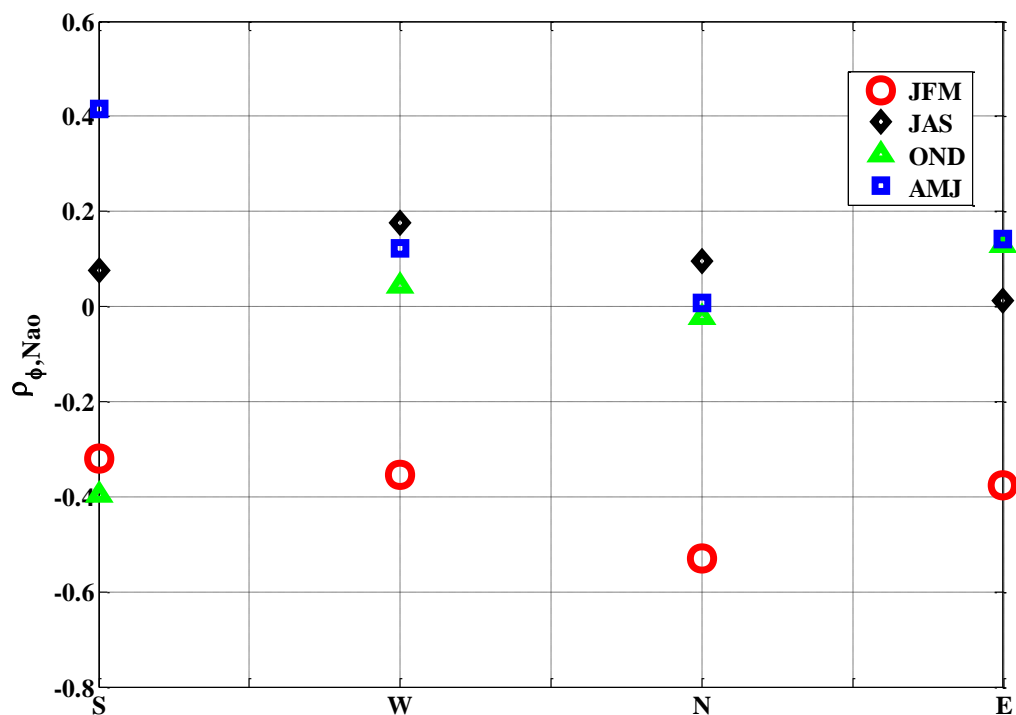


Figure 100. Variazione Correlazione (Coefficiente di Deflusso – NAO) al variare dell'Esposizione per i quattro trimestri.

Dal capitolo precedente si evince la forte decrescita delle variabili idrologiche nell'ultimo trentennio; questa situazione sommata al fatto che oggi le procedure di valutazione e gestione delle risorse idriche vengono eseguite a scala annuale ha condotto come ulteriore step, quello di considerare come scala temporale di riferimento l'anno idrologico (da Settembre ad Agosto). Facendo riferimento alle dieci sezioni idrometriche (Figure 6) si osserva come il deflusso medio annuo sia pari a 283.6 mm, variando dai 193.4 mm a Rifornitore Tirso ai 446.4 mm registrati a Leni a Villacidro, mentre la pioggia media annuale pesata con Thiessen è pari a 774.2 mm variando dai 696.3 mm nel Coghinas a Buttule ai 1016 mm a Leni a Villacidro. Correlati ai valori idrometrici e pluviometrici vi sono le analisi sulla stima del coefficiente di deflusso annuale medio che varia dallo 0,19 per il Fluminimannu a Sarcidano allo 0,39 per il bacino del Fluminimaggiore a Fluminimaggiore. Le stime e le analisi pluviometriche ed idrometriche per la Sardegna sono strettamente legate allo studio sulla morfologia e sulle caratteristiche stesse del territorio, conseguentemente come fatto precedentemente si è ricercato il legame tra il dato idrologico annuo con i principali fattori morfologici:

- Altitudine media della stazione;
- Longitudine;
- Latitudine;
- Esposizione;
- Distanza dalla costa.

La precipitazione annuale è fortemente controllata dalla quota (Figure 72):

$$P_Y = 0.4295H + 594.931 \quad \rho = 0.741; \quad R^2 = 0.5486 \quad (1)$$

Si nota come la pioggia mediata spazialmente di tutte le stazioni pluviometriche Sarde sia pari a 733.3 mm, più bassa rispetto al valore mediato con Thiessen delle piogge dei bacini, che sono prevalentemente disposti ad una quota maggiore. La deviazione standard della precipitazione annuale è pari a 152.7 mm. L'importanza di studiare come varia la pioggia a scala spaziale la si constata valutando il range di variazione delle piogge che vanno dai 433.3 mm di Porto Pino nella parte Sud-Occidentale dell'isola ai 1205.6 mm di Sicca d'Erba disposta nella parte orientale dell'isola, tale elevata variabilità delle piogge annue è rappresentata in Figure 101.

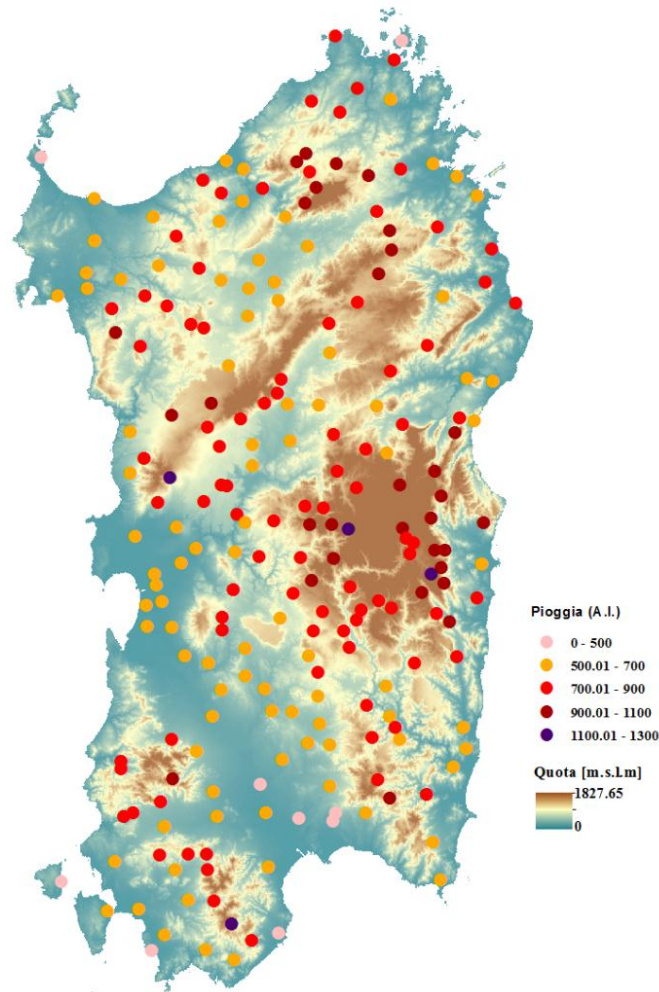


Figure 101. Spazializzazione Pioggia annua.

Più limitata risulta essere la relazione tra la pioggia annuale sia con la latitudine che con la longitudine (Figure 73-Figure 74) di cui si riportano le relazioni:

$$P_Y = 44.806 \text{Latitudine} - 1060.92 \quad \rho = 0.17; \quad R^2 = 0.0283 \quad (2)$$

$$P_Y = 123.5836 \text{Longitudine} - 383.3061 \quad \rho = 0.29; \quad R^2 = 0.08 \quad (3)$$

È presente una forte relazione con la quota sia per la Temperatura massima che per la minima, per le quali rispettivamente abbiamo:

$$T_{Max} = -0.0046H + 21.9223 \quad \rho = 0.85; \quad R^2 = 0.72 \quad (4)$$

$$T_{Min} = -0.0046H + 12.5094 \quad \rho = 0.9; \quad R^2 = 0.82 \quad (5)$$

Per quanto riguarda le altre variabili geografiche si ha solo una leggera relazione tra la latitudine e la temperatura massima:

$$T_{Max} = -1.37 \text{Latitudine} + 75.1566 \quad \rho = 0.19; \quad R^2 = 0.43 \quad (6)$$

per le altre si ha una completa assenza di qualunque tipo di correlazione. In Tabella 1 vengono riportati i dati relativi alle sezioni idrometriche in termini di trend e pendenza (dei deflussi e delle piogge associate al suddetto bacino), di area del corrispondente bacino e dei valori medi delle varie grandezze; risultati simili sono esposti per le temperature in Tabella 2.

Tabella 1. Caratteristiche delle principali sezioni idrometriche (dove A_b rappresenta la superficie del bacino; $\tau_R - \tau_P$ rappresentano i idrometrici e pluviometrici; $S_R - S_P$ rappresentano la pendenza delle serie; $\mu_R - \mu_P$ rappresentano i valori medi; $\psi_R - \psi_P$ rappresentano il rapporto tra la differenza del valore massimo e minimo con il valore medio.

	Codice	A_b	τ_R	τ_P	S_R	S_P	μ_R	μ_P	μ_ϕ	ψ_R	ψ_P
	[-]	[km ²]	[-]	[-]	[mm / Y]	[mm / Y]	[mm]	[mm]	[-]	[-]	[-]
Fluminimaggiore	1	76.8	-0.25	-0.0995	-2.5971	-1.0511	332.067	782.9164	0.3915	0.5762	0.1485
Coghinas a Muzzone	2	1887.76	-0.27	-0.1656	-2.1835	-1.7614	234.89	729.4585	0.2448	0.6977	0.2196
Coghinas a Buttule	3	170.14	-0.25	-0.0929	-1.7837	-1.137	267.311	696.2814	0.2092	0.5002	0.2178
Coghinas a Berchidda	4	356.8	-0.2	-0.1248	-1.6182	-1.827	370.412	878.5169	0.2639	0.3932	0.1986
Coghinas a Concarabella	5	362.15	-0.29	-0.2491	-1.8993	-2.751	264.563	788.9561	0.2109	0.6573	0.356
Rifornitore Tirso	6	590.25	-0.32	-0.2003	-1.8741	-2.2031	193.403	718.6356	0.2041	0.8198	0.2373
Araxisi	7	121.998	-0.39	-0.157	-4.5825	-2.2287	392.776	978.2492	0.2138	0.9934	0.1692
Flumendosa	8	930.1	-0.25	-0.1062	-2.9915	-1.6116	385.782	823.9334	0.2691	0.6383	0.2051
Fluminimannu a Sarcidano	9	87.86	-0.20	-0.1576	-1.9512	-1.8713	208.542	757.1842	0.1918	0.4646	0.1726
Leni a Villacidro	10	54.43	-0.42	-0.2555	-9.9383	-4.0865	446.396	1016	0.2454	1.0641	0.2446

Tabella 2. Parametri associati al dataset termometrico.

<i>Theil-Sen Estimator</i>			<i>Temperatura Massima</i>			<i>Temperatura Minima</i>			<i>Rainfall</i>		
Staz. Termometriche	Bacino	Espos.	S_{Tmax}	S_{Tmax}	S_{Tmax}	S_{Tmin}	S_{Tmin}	S_{Tmin}	S_R	S_R	S_R
			<i>DJF</i>	<i>JJA</i>	<i>YEAR</i>	<i>DJF</i>	<i>JJA</i>	<i>YEAR</i>	<i>DJF</i>	<i>JJA</i>	<i>YEAR</i>
			[°C/ΔT]	[°C/ΔT]	[°C/ΔT]	[°C/ΔT]	[°C/ΔT]	[°C/ΔT]	[mm/ΔT]	[mm/ΔT]	[mm/ΔT]
Mandas F.C.	Fluminimannu	Sud	-0.021	-0.011	0.024	0.015	0.034	0.021	-0.861	-0.075	-1.646
Iglesias	Fluminimannu	Sud	0.014	0.006	0.012	0.000	0.000	0.000	-1.375	0.040	-1.396
Sarcidano	Fluminimannu	Sud	0.026	0.014	-0.022	-0.010	-0.008	-0.012	-0.678	0.107	-0.409
Macomer	Tirso	Ovest	0.011	0.008	-0.011	0.003	0.012	0.004	-1.245	0.157	-2.360
Desulo	Tirso	Ovest	-0.020	-0.008	0.020	-0.014	-0.028	-0.021	-1.104	0.230	-2.061
S.Giusta	Mogoro	Ovest	-0.010	0.005	0.013	0.004	0.024	0.012	-0.636	0.031	-0.562
Villanova Monteleone	Temo	Ovest	-0.013	-0.012	-0.004	0.003	0.011	0.005	-2.147	0.047	-3.235
Alà dei Sardi	Posada	Est	0.011	0.024	0.021	-0.006	-0.001	-0.003	-1.863	0.200	-4.149
Arzana	Foddeddu	Est	0.020	-0.023	-0.010	0.001	-0.017	-0.006	-0.730	0.120	-2.302
Orosei	Cedrino	Est	-0.001	0.010	-0.002	-0.017	0.014	-0.003	0.205	0.191	0.445
Armungia	Flumendosa	Est	0.034	0.017	-0.003	0.015	-0.011	-0.003	-1.615	0.042	-4.672
Olbia	Seligheddu	NE	0.014	0.025	-0.017	0.011	0.016	0.006	-0.951	0.257	-0.881
S.Giovanni Coghinas	Cuggiani	Nord	0.001	-0.017	0.004	0.005	0.012	0.003	-1.561	0.168	-2.842
Tempio	Liscia	NO	0.031	0.016	0.021	-0.003	0.006	-0.001	-0.155	0.349	0.948

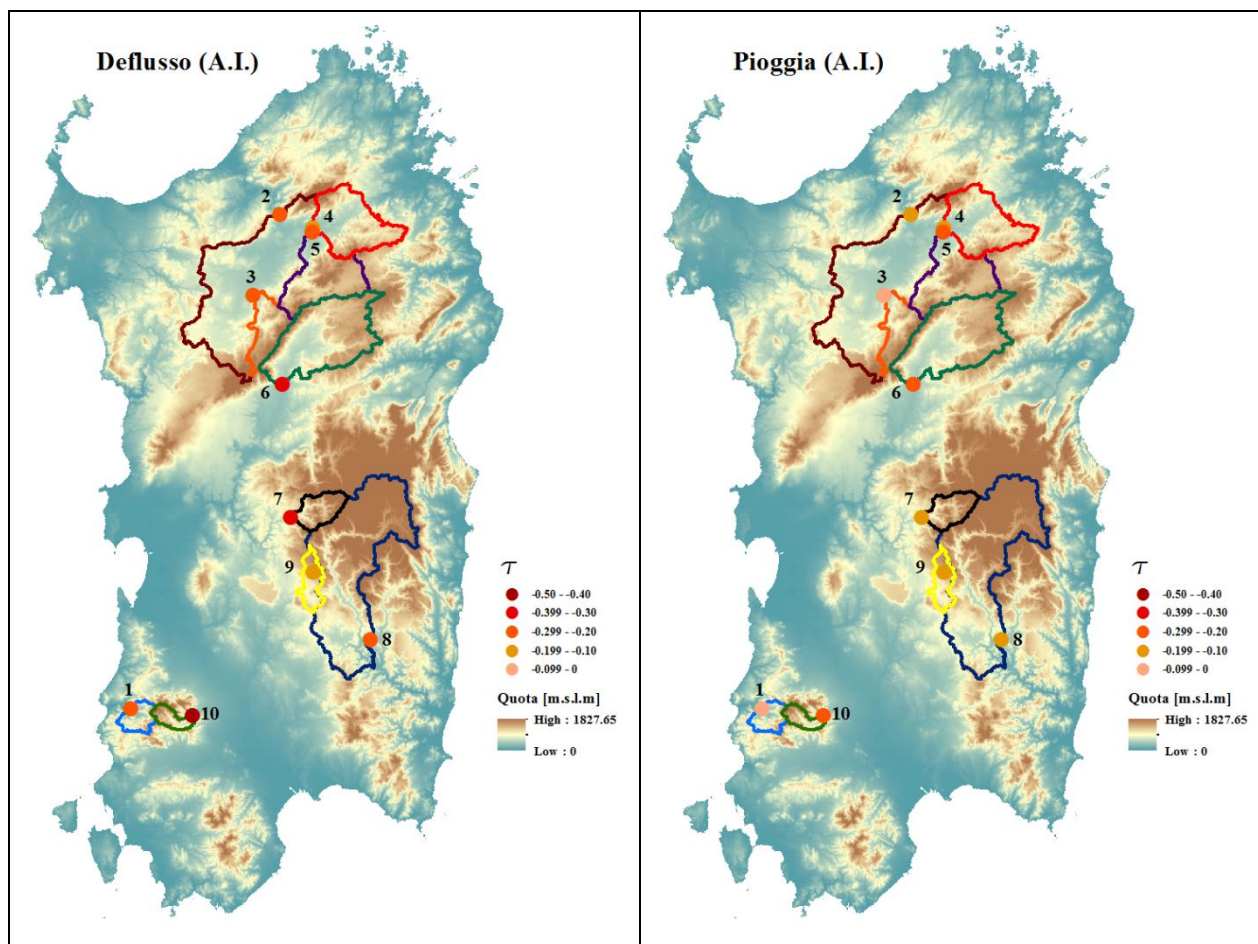


Figure 102. Confronto tra i trend annui di Deflusso e Pioggia per le 10 sezioni idrometriche.

Le Figure 11-Figure 12 e Figure 13 mostrano la variazione temporale annuale dei deflussi storici nelle principali sezioni idrometriche considerate, differenti sia per posizione nell'Isola (Figure 6) sia per dimensioni (Tabella 1). Il trend del deflusso infatti costantemente diminuisce ($\tau = -0.248$ con P-value < 0.002 per il Flumendosa; $\tau = -0.266$ con $P < 0.0001$ mediamente per il bacino del Coghinas, $\tau = -0.316$ con P-value < 0.0001 per il bacino del Tirso) con valori drammaticamente bassi dal 1988 (il deflusso medio negli ultimi anni del ventesimo secolo come già espresso nelle Figure dalla Figure 14 alla Figure 16 si è ridotto del 40.4%, 45.6% e del 34.7% rispettivamente nel Coghinas, nel Tirso e nel Flumendosa). Attraverso il metodo di Mann-Kendall sono stati stimati valori fortemente negativi per tutti i bacini con la sola eccezione per i bacini del Coghinas a Berchidda e del Fluminimannu a Sarcidano, nei quali però i valori non presentano un'adeguata robustezza statistica ($P > 0.01$). Per comprendere le cause di tale riduzione dei deflussi, per prima cosa si sono andati a valutare i trend di pioggia a scala annuale, visto lo strettissimo legame tra le dinamiche della pioggia e quelle del deflusso (e.g. Linsley, 1949; Diskin, 1970); quello che si è constatato è che alla scala di bacino la decrescita delle piogge risulta essere meno marcata di quella del deflusso (Tabella 1 – Figure 102). Per comprendere tale situazione come introdotto nella parte iniziale del capitolo è stato stimato il parametro di elasticità nella forma:

$$\varepsilon_P = \text{mediana} \left(\frac{Q_i - \bar{Q}}{P_i - \bar{P}} \cdot \frac{\bar{P}}{\bar{Q}} \right) \quad (7)$$

Dove \bar{Q} - \bar{P} rappresentano la portata e la pioggia media annua per il periodo 1922-2010, $Q_i - P_i$ rappresentano le portate e le piogge annue relativamente alle serie considerate.

Tabella 3. Elasticità tra il dato pluviometrico e quello idrometrico.

	Codice	ε_P
	[-]	[%]
Fluminimaggiore	1	15.23
Coghinas a Muzzone	2	20.76
Coghinas a Buttule	3	18.22
Coghinas a Berchidda	4	11.01
Coghinas a Concarabella	5	19.44
Rifornitore Tirso	6	15.1
Araxisi	7	18.89
Flumendosa	8	20.44
Fluminimannu a Sarcidano	9	15.29
Leni a Villacidro	10	22.35

Il risultato riportato in Tabella 3 ci dà a fronte di una variazione del 10% della pioggia, l'aliquota corrispondente di variazione del deflusso, questo a testimonianza di come su quasi tutti i bacini, la variazione del deflusso risulti essere quasi doppia rispetto a quella delle piogge. Inoltre si è ricercata una relazione tra i valori dei trend per le due variabili e le aree dei bacini, senza però trovare una chiara correlazione. Alla fine si è andati ad analizzare i trend annuali per la temperatura massima e minima (Tabella 2). La grande variabilità spaziale dei valori non consente di definire un chiaro trend a scala regionale; generalmente come mostrato sopra è possibile constatare una forte correlazione con l'altitudine e con la latitudine solo per la temperatura massima, infatti si evince come la temperatura dell'aria in Sardegna è fortemente legata a tali grandezze. Va detto che tale analisi però è inficiata dal basso numero di stazioni termometriche a disposizione caratterizzate da un buon dataset. Tuttavia in generale un processo di riscaldamento è stato osservato, con un' incremento delle temperature massime nel periodo 1922-2011 di 0.0095 [°C/anno] ed un decremento delle temperature minime di 0.0011 [°C/anno] nello stesso periodo. Al fine di avere una corretta valutazione dei risultati è risultato dunque essere fondamentale riuscire a comprendere le dinamiche insite tra pioggia e deflusso. La diminuzione del deflusso annuale è principalmente legata alla diminuzione delle precipitazioni, ma poiché la diminuzione del deflusso è più marcata di quella delle precipitazioni annuali, il motivo va ricercato soprattutto nella stagionalità stessa delle piogge oltretutto nel bilancio idrologico (che sarà definito dall'approccio modellistico nel Capitolo 3) a scala di ogni singolo bacino. Risulta essere di fondamentale importanza il fatto che nelle regioni a clima Mediterraneo si ha prevalentemente un regime di pioggia unimodale, per esempio con un picco in inverno, quando il terreno è già umido, andando a produrre coefficienti di deflusso elevati; situazione profondamente diversa rispetto al caso in cui si hanno regimi di pioggia uniformi nel tempo, con ad esempio elevate precipitazioni in primavera che generano deflussi più bassi poiché in tale stagione il termine di evapotraspirazione è maggiore

(Martinez-Mena et al, 1998;. Gallart et al, 2002; Wainwright et al, 2002; Schnabel et al 2013). Quindi, una modifica della distribuzione temporale della precipitazione durante l'anno può influenzare la generazione del deflusso e deve essere profondamente e attentamente valutata.

2.7 Effetto della Stagionalità sui Regimi delle piogge in Sardegna.

Il cambiamento climatico non ha solamente modificato l'entità della precipitazione e del conseguente deflusso, come descritto nei paragrafi precedenti con l'analisi dei trend e dei regimi idrologici, bensì anche la distribuzione stagionale degli stessi. Per questo motivo risulta essere di fondamentale importanza considerare dei parametri che ci consentano di studiare la distribuzione e la concentrazione della variabile a scala regionale (Feng et al., 2013). Tra i parametri che si è ritenuto di dover considerare si annoverano:

- Baricentro della distribuzione della pioggia;
- Durata (Spread) della distribuzione in corrispondenza del Baricentro;
- Entropia della pioggia;
- Stagionalità della pioggia.

Come già visto nei capitoli precedenti non solo è possibile constatare una differenza tra le zone caratterizzate da esposizione diversa ma anche tra le zone adiacenti alle coste e le zone più interne, quasi ulteriormente a mettere in evidenza una differenza di comportamento tra zone interne a comportamento climatico tipicamente continentale e zone costiere a comportamento climatico Mediterraneo. La conoscenza e la previsione del periodo in cui si vanno a concentrare le precipitazioni e di conseguenza i deflussi, risulta essere di fondamentale importanza per la gestione delle risorse idriche. L'analisi della stagionalità del regime pluviometrico non assume un ruolo fondamentale esclusivamente al fine dello studio previsionale e gestionale della risorsa idrica e dello studio relativo al rischio idrogeologico, ma anche per quanto riguarda l'agricoltura e l'impatto sulla vegetazione, in quanto sapendo come possa in futuro essere distribuita nel tempo la risorsa idrica risulterà essere possibile anche definire diverse tipologie di agricoltura che per il precedente regime pluviometrico non risultavano essere possibili. In generale la stagionalità del regime pluviometrico associata alla concentrazione, durata e ampiezza della stagione umida/asciutta riveste un ruolo fondamentale nel processo di sviluppo della vegetazione che a sua volta come verrà mostrato nel processo modellistico assume un ruolo chiave nella formazione del deflusso superficiale e di tutti i processi che intervengono nel ciclo idrologico e nello sviluppo del sistema suolo-vegetazione-atmosfera.

Per ciascuna delle stazioni pluviometriche considerate è stata valutata la pioggia media mensile normalizzandola con la media annua (R), ottenendo una distribuzione discreta di probabilità per le piogge mensili (p_m) per ciascun mese m . Tale analisi come le precedenti è stata effettuata considerando l'anno idrologico k che parte da settembre fino all'agosto dell'anno successivo. Si definisce la distribuzione delle piogge mensili per ciascun anno idrologico $r_{k,m}$ calcolando poi la sua media annuale R relativamente a ciascuna stazione:

$$R_k = \sum_{m=1}^{12} r_{k,m} \quad (8)$$

e la sua probabilità di distribuzione mensile p_m dove:

$$p_m = \frac{r_m}{R_k} \quad (9)$$

Un importante parametro che viene identificato è rappresentato dal concetto di entropia D, la quale rispetto ad una distribuzione uniforme ($q_m = \frac{1}{12}$ per ciascun mese m) fornisce un'indicazione relativamente alla concentrazione della pioggia nella stagione umida, specificatamente viene definita come:

$$D_k = \sum_{m=1}^{12} p_{k,m} \log_2 \left(\frac{p_{k,m}}{q_m} \right) \quad (10)$$

tale parametro può essere inoltre interpretato come la distanza tra la distribuzione della pioggia mensile osservata e la distribuzione uniforme q_m .

L'entropia relativa D che fornisce un'informazione relativamente alla concentrazione della pioggia nella stagione umida, combinata con la precipitazione media mensile definisce l'indice di stagionalità S definito come:

$$S_k = D_k \frac{R_k}{R_{max}} \quad (11)$$

Tale coefficiente viene normalizzato attraverso il valore massimo della pioggia media annua di tutte le stazioni presenti nel dataset considerato. Il valore di S varia tra 0 e 3.585, ovvero presenta un valore nullo quando la pioggia è concentrata uniformemente in tutti e 12 i mesi dell'anno, mentre assume un valore massimo ($\log_2 12 = 3.585$) quando la precipitazione è concentrata unicamente in un solo mese.

Obiettivo di tale sezione del lavoro è quella di capire come la variabilità di tali parametri sia collegata alla variazione della pioggia media annua. In aggiunta a quanto indicato precedentemente vengono definiti un altro set di parametri statistici; tra questi il *Baricentro* C che fornisce un'indicazione relativamente alla posizione temporale nell'anno del baricentro della distribuzione delle piogge ed il cosiddetto *Spread* Z che rappresenta la deviazione temporale dal baricentro della distribuzione mensile delle piogge, definite rispettivamente come:

$$C_k = \frac{1}{R_k} \sum_{m=1}^{12} m r_{k,m} \quad (12)$$

$$Z_k = \sqrt{\frac{1}{R_k} \sum_{m=1}^{12} (|m - C_k|)^2 r_{k,m}} \quad (13)$$

Per i parametri sopra esposti nelle Figure dalla Figure 103 alla Figure 108 si riportano i valori da essi assunti a scala regionale per ogni stazione pluviometrica.

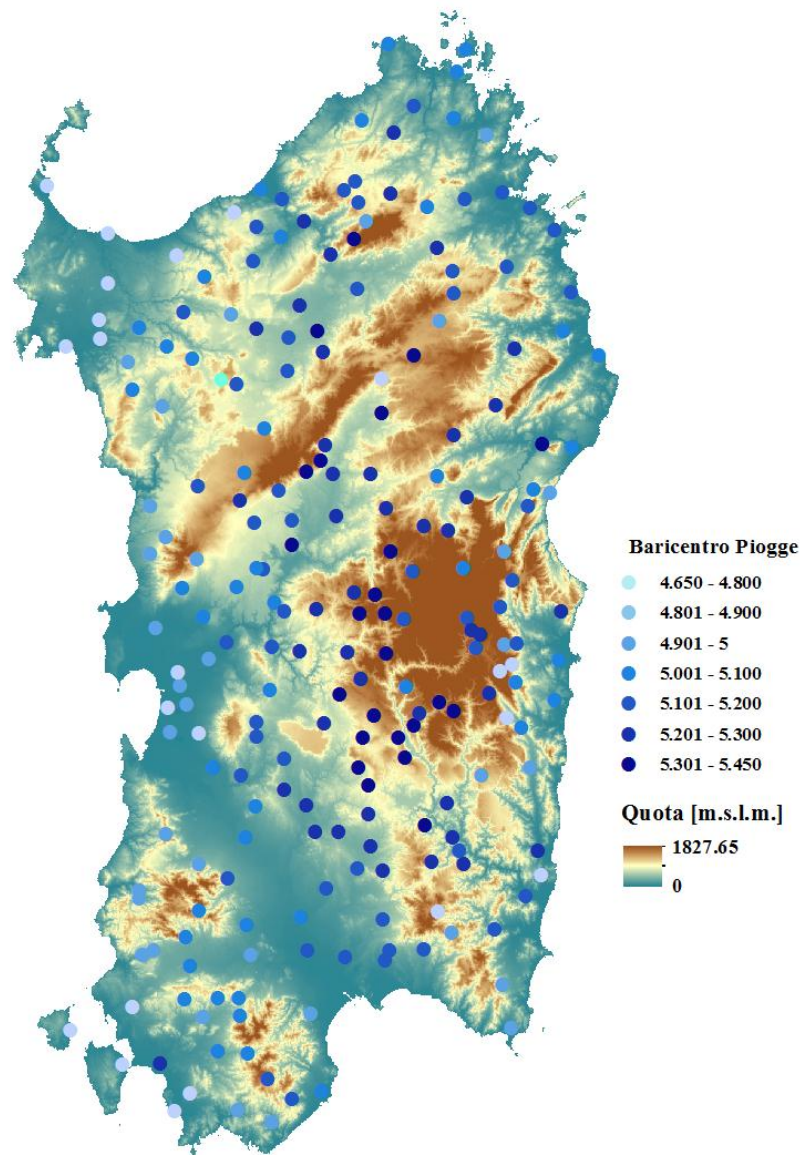


Figure 103. Distribuzione spaziale del valore medio del Baricentro per le stazioni pluviometriche.

Dalla Figure 103 si evince come i valori di baricentro tendano ad aumentare tanto più ci si sposta dalla costa verso le zone interne dell'isola, questo ha portato a definire 3 diversi gruppi riportati in Figure 104 e rispettivamente caratterizzati da:

- Gruppo B: valori di baricentro inferiori a 5;
- Gruppo C: valori di Baricentro compresi tra 5 e 5.25;
- Gruppo D: valori di baricentro maggiori di 5.25.

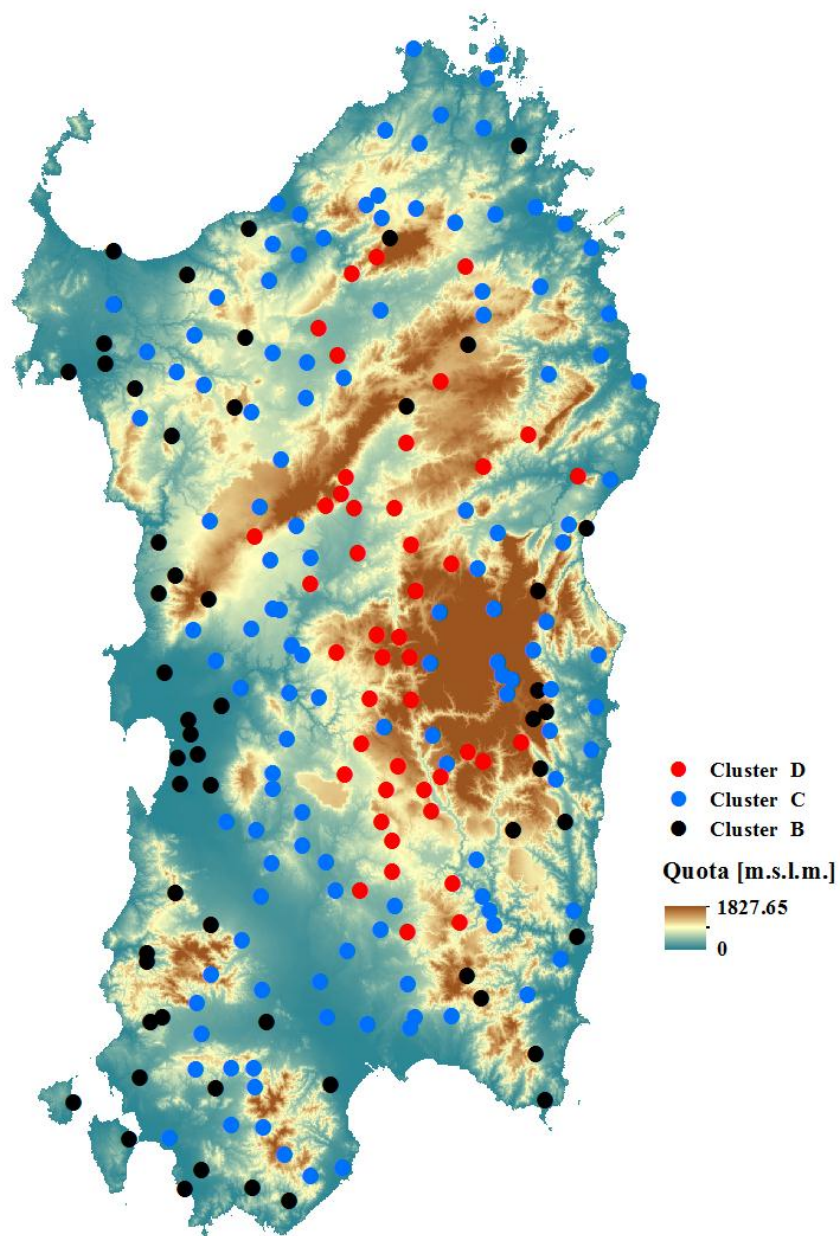


Figure 104. Clusters Baricentro.

Al fine di comprendere la differenza che sussiste tra le diverse classi di baricentro, per ciascuna di esse mese per mese è stata valutata la precipitazione media (Figure 105).

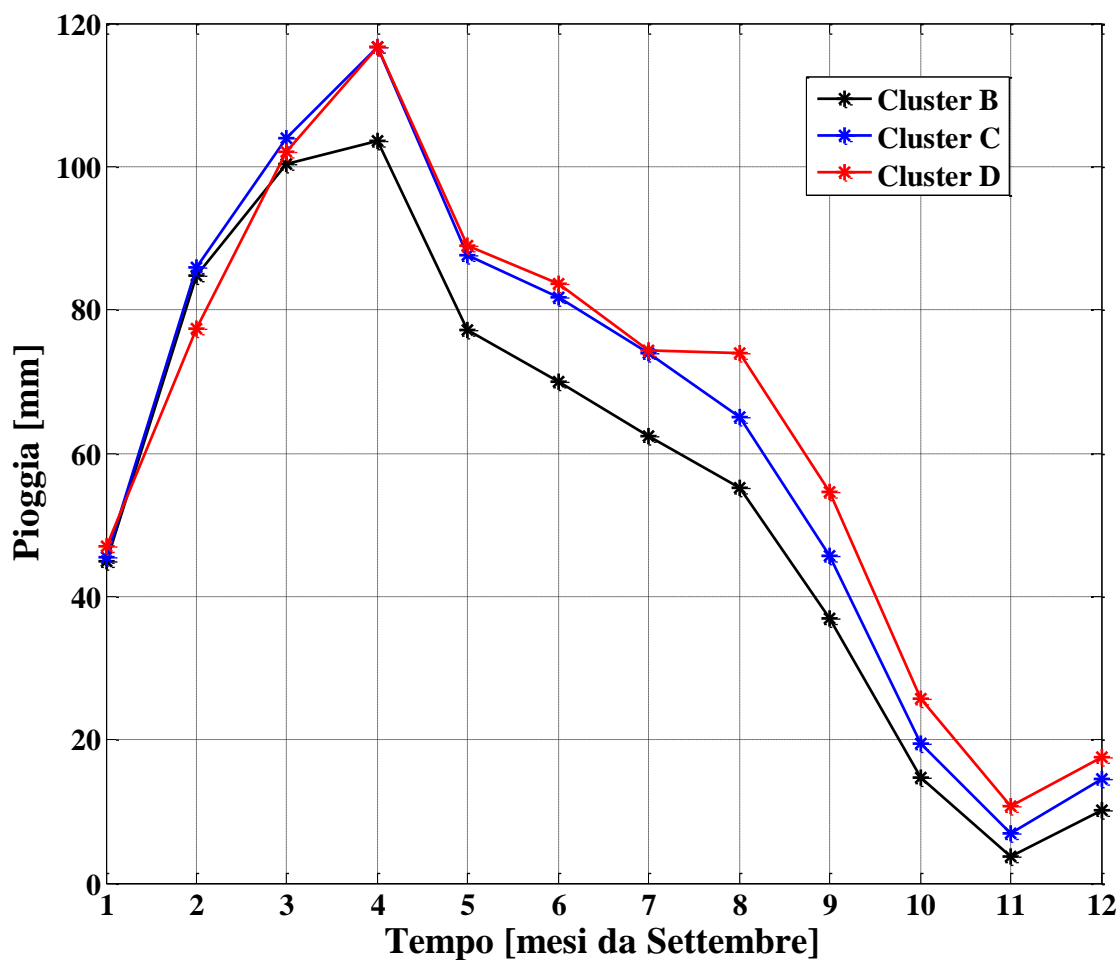


Figure 105. Pioggia media per i diversi Clusters.

Dalla Figure 105 si evince come nel passare dalle zone limitrofe alle coste, alle zone più interne, la distribuzione delle piogge passa dall'essere fortemente unimodale, con un picco unico in corrispondenza di Dicembre e Gennaio, ad una distribuzione bimodale, con un secondo picco in corrispondenza di Aprile; quanto trovato risulta essere in sintonia con quanto esposto in Figure 28 in cui si vede come il mese di Aprile soprattutto per le stazioni comprese nel gruppo D sia caratterizzato da trend positivi, in alcuni casi anche con elevati incrementi.

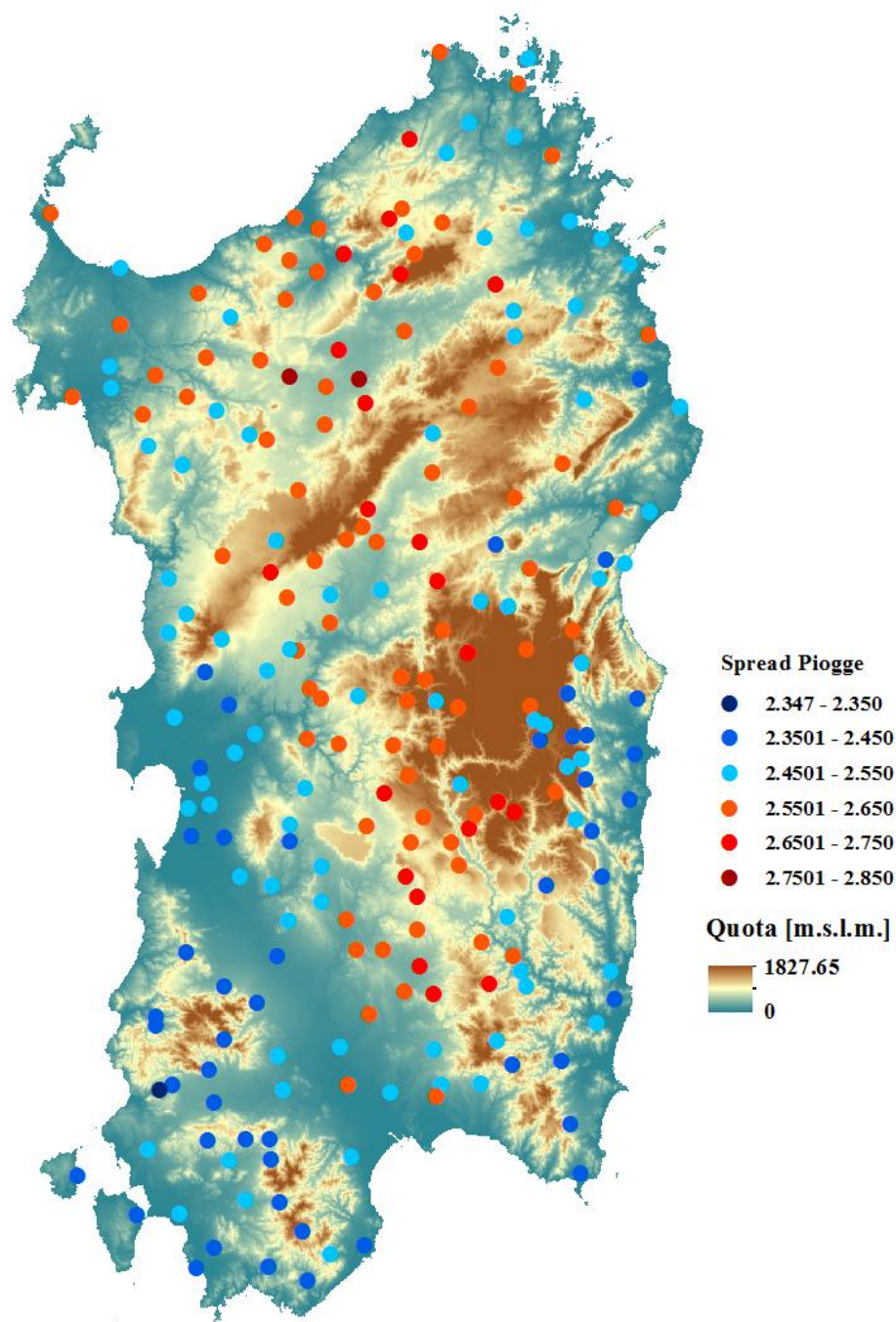


Figure 106. Distribuzione Spaziale del valore medio dello Spread per le stazioni pluviometriche.

La distribuzione dello spread risulta essere strettamente correlata a quella del baricentro, ovvero anche nella Figure 106, anche se in maniera meno marcata è possibile individuare una distinzione tra zone interne e zone costiere; i valori generalmente variano tra 2 e 3, infatti generalmente come individuabile in Figure 105 la pioggia presenta valori maggiori nei mesi tra Novembre e Gennaio, con il baricentro disposto a Dicembre.

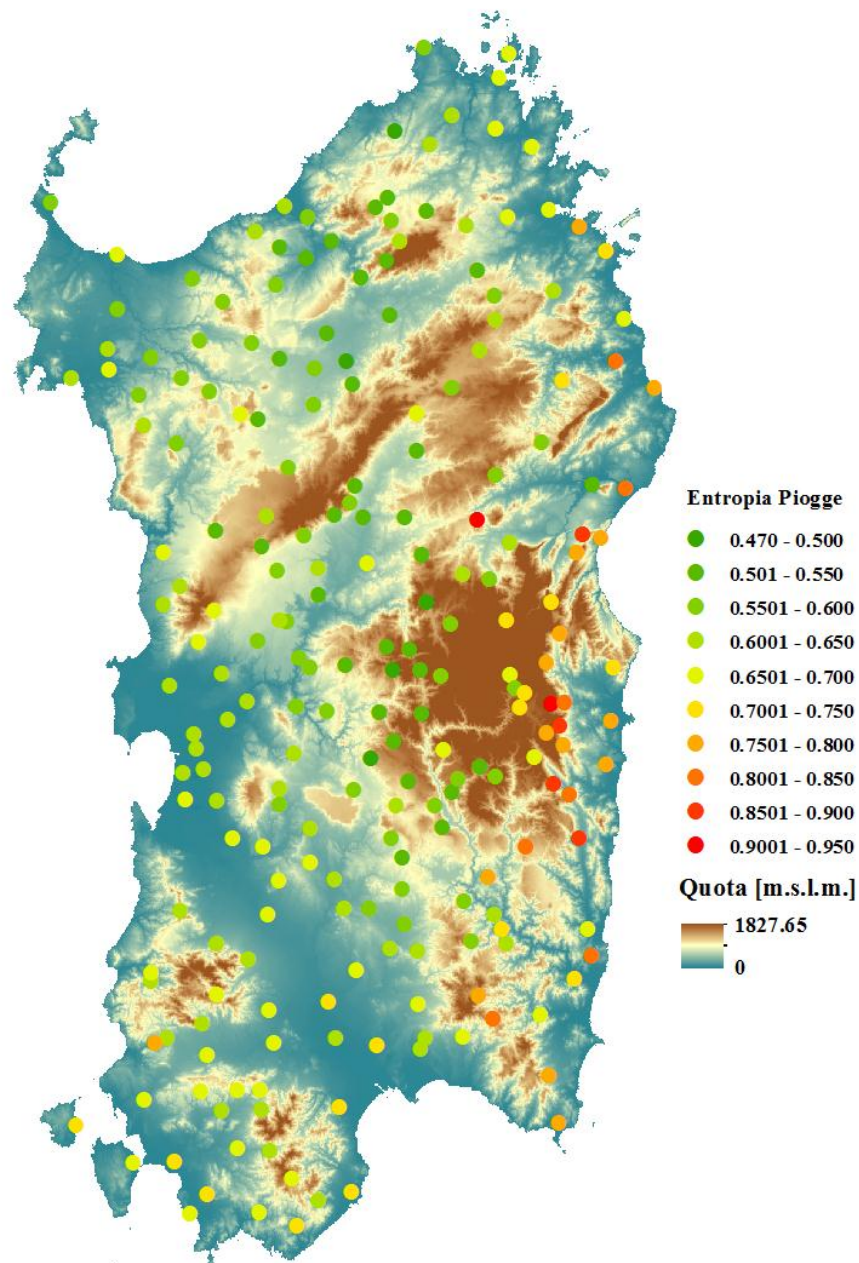


Figure 107. Distribuzione Spaziale del valore medio dell'Entropia per le stazioni pluviometriche.

Da quanto si evidenzia in Figure 107 la pioggia risulta essere maggiormente concentrata nella stagione umida (conseguentemente si discosta maggiormente dall'ipotetica distribuzione uniforme) sostanzialmente laddove la distribuzione della precipitazione è marcatamente unimodale (Gruppi B e C, della Figure 105), che risulta coincidere anche con le zone in cui sono localizzate le stazioni pluviometriche in cui si sono registrati i valori più alti di pioggia media annua (Figure 101).

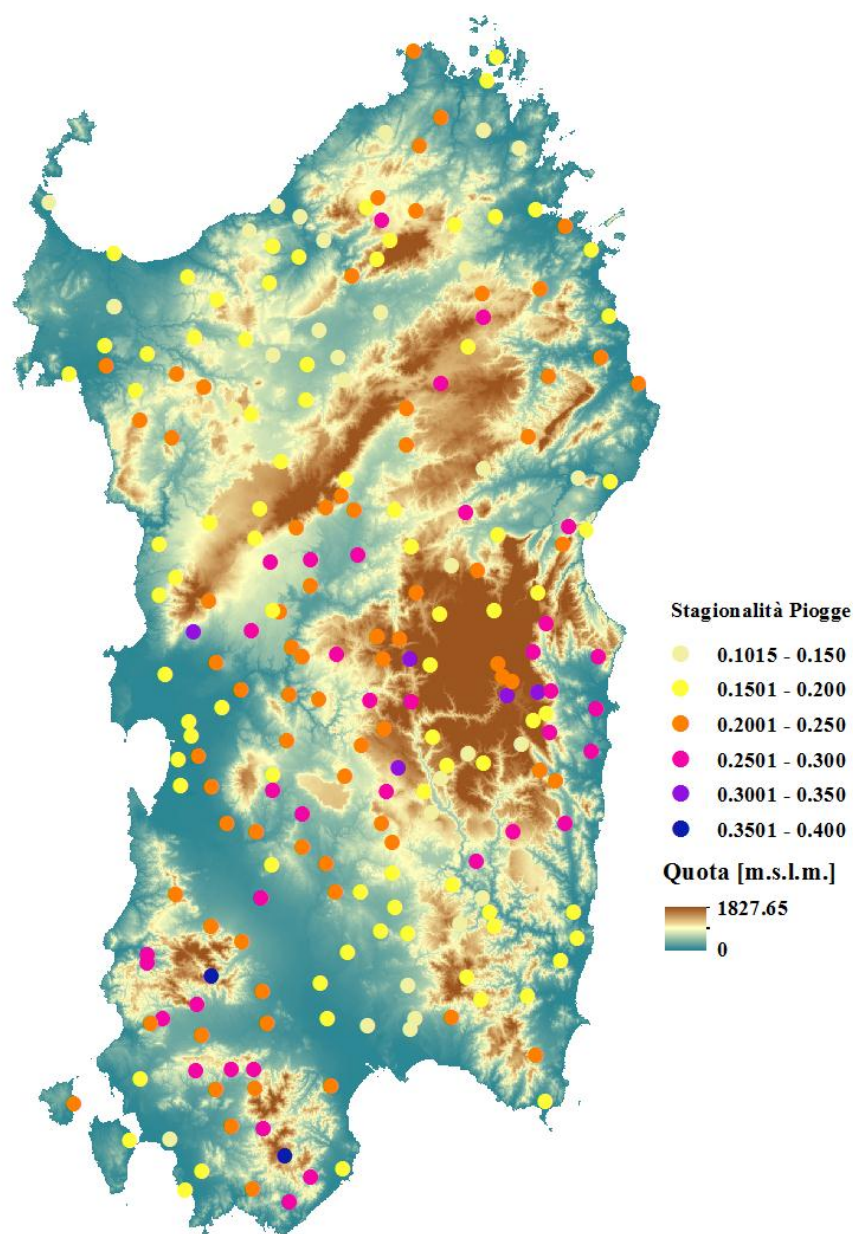


Figure 108. Distribuzione Spaziale del valore medio della Stagionalità per le stazioni pluviometriche.

Dalla mappatura della stagionalità (Figure 108) a scala regionale si constata come si presenti un andamento delle precipitazioni normalizzate prossimo ad un valore uniforme pari a ($q_m = 1/12$) per la zona del Campidano e nella parte nord-occidentale dell'isola, versante fortemente interessato dall'azione del maestrale all'opposto di ciò che si presenta nella parte orientale della Sardegna soggetta all'azione dello Scirocco ed in corrispondenza dei rilievi della Sardegna sud-occidentale (in cui si presentano elevate precipitazioni). Al fine di comprendere oltre che la variabilità spaziale di tali parametri, anche quella temporale, sono stati stimati i trend (Mann Kendall e Theil-Sen) nonché i regimi.

2.7.1 Trend Stagionalità.

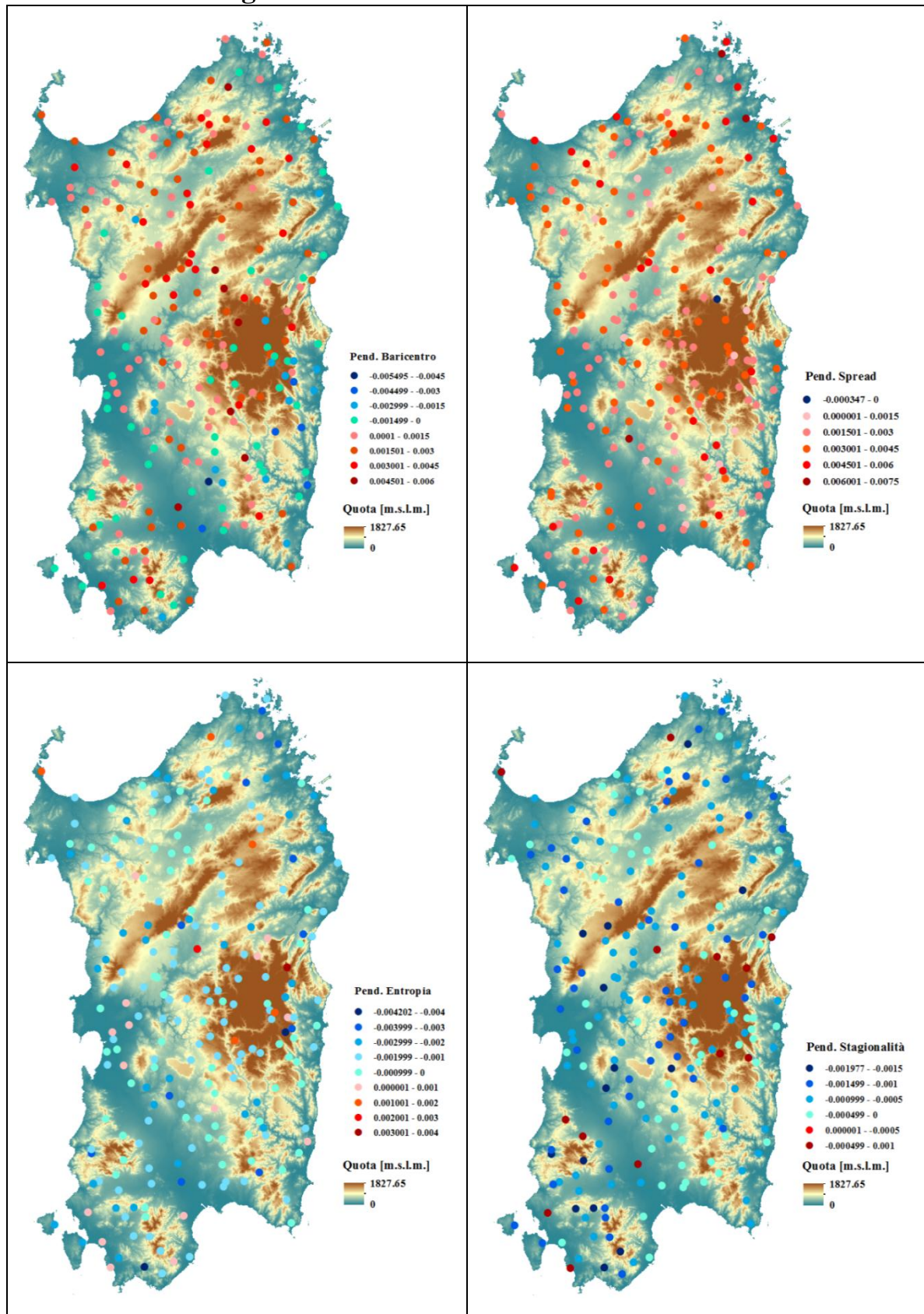


Figure 109. Trend Parametri Stagionalità (Metodo di Theil-Sen).

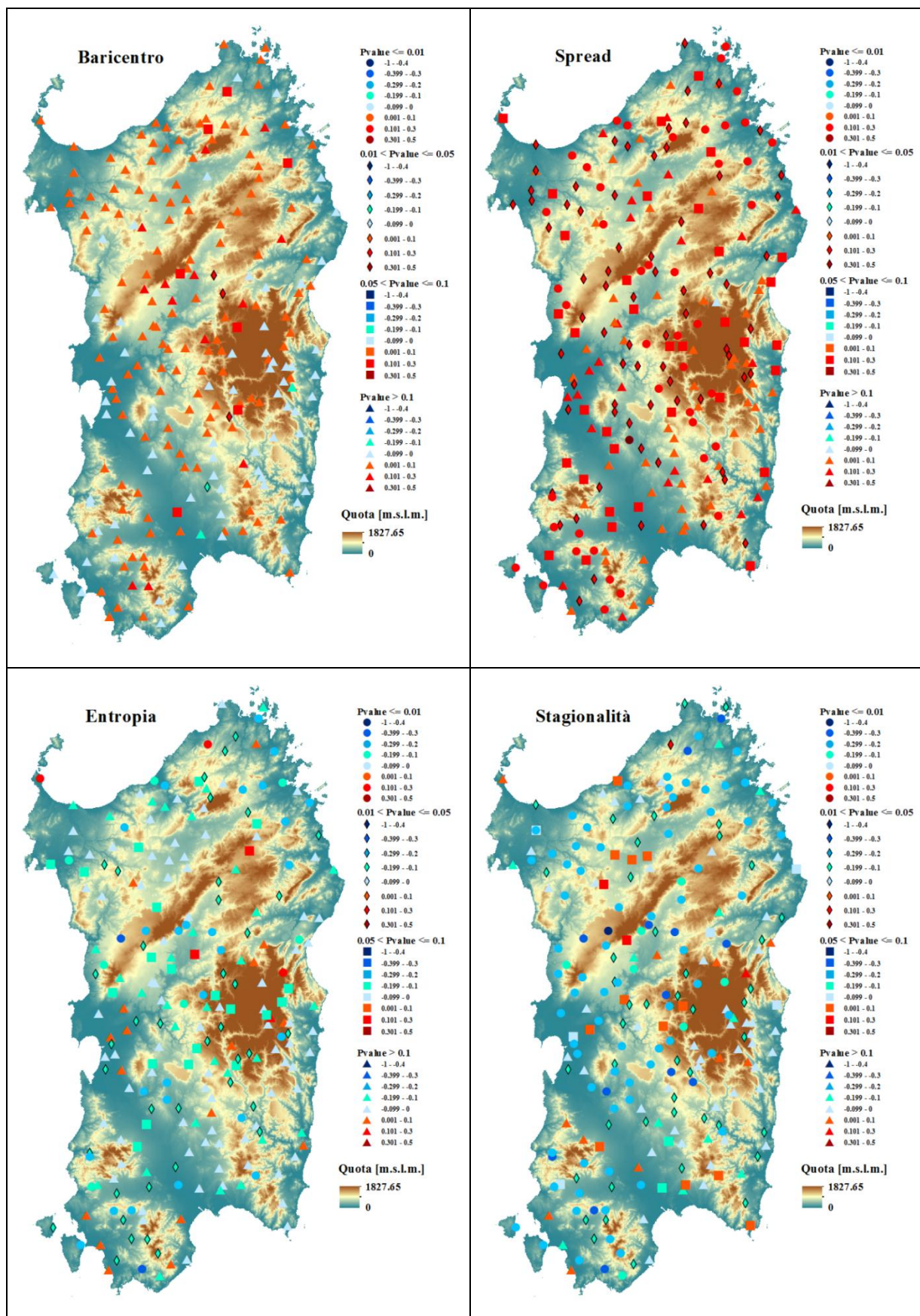


Figure 110. Trend Parametri Stagionalità (Metodo di Mann-Kendall).

Dalla Figure 109 in cui sono riportati i valori di pendenza per i vari parametri, si evince una traslazione verso sinistra del baricentro molto più marcata nella zona orientale dell'isola, così come un minore incremento dello spread. Si presenta inoltre una maggiore omogeneità spaziale per quanto riguarda la variazione dell'entropia, all'opposto di quanto invece si verifica per l'indice di stagionalità. Dalla maggior parte delle figure riportate si constata come vada ad assumere un ruolo fondamentale l'effetto orografico, sia inteso come effetto specchio per le precipitazioni e sia come elemento di disturbo per le dinamiche atmosferiche a larga scala. Tale effetto risulta essere evidente soprattutto in corrispondenza della catena montuosa nella parte orientale della Sardegna. L'utilizzo del metodo di Mann-Kendall non consente invece un'adeguata analisi a causa della scarsa significatività dei trend.

2.7.2 Regimi di Stagionalità.

Al fine di comprendere al meglio la variabilità della stagionalità si sono andati a stimare i regimi per i periodi 1922-1974 e 1975-2010.

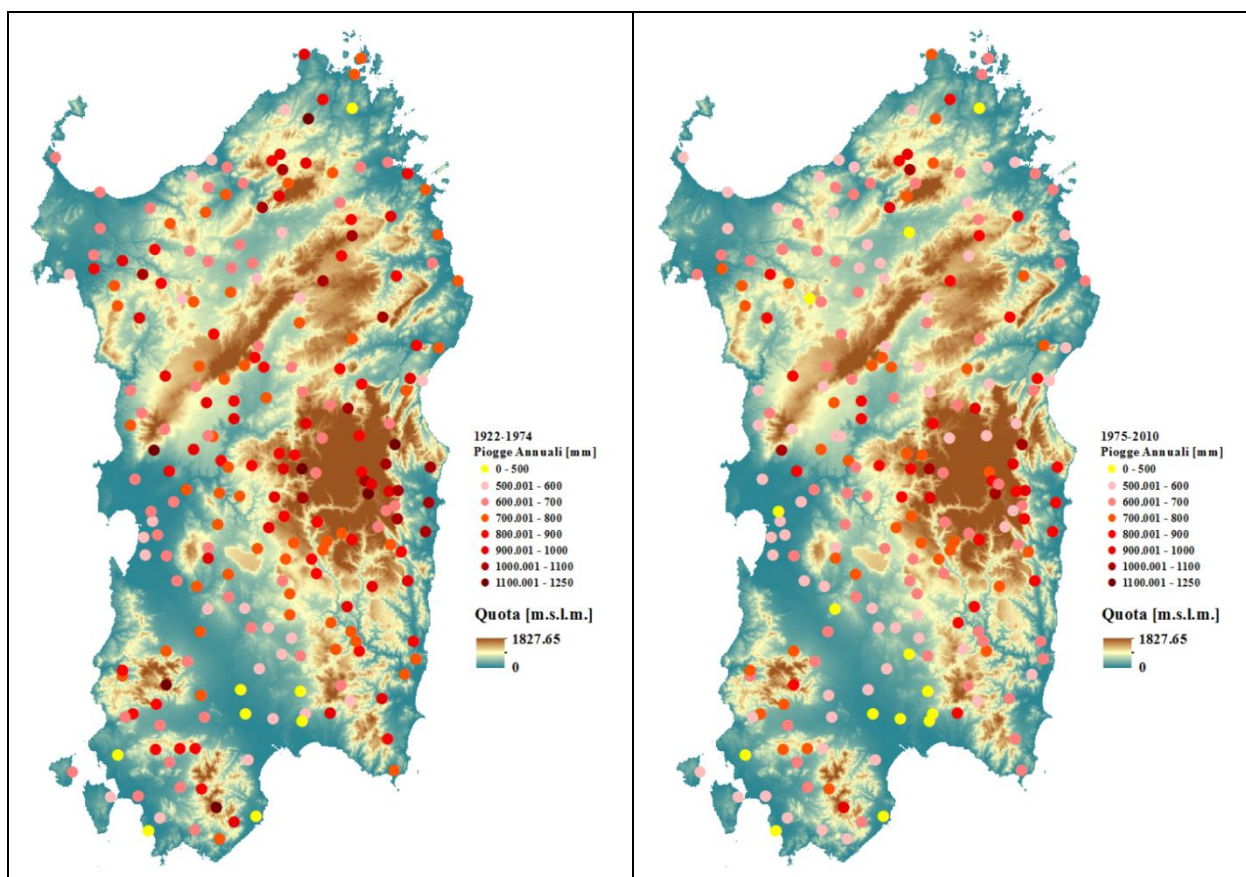


Figure 111. Regimi di pioggia media annuale per tutte le stazioni pluviometriche.

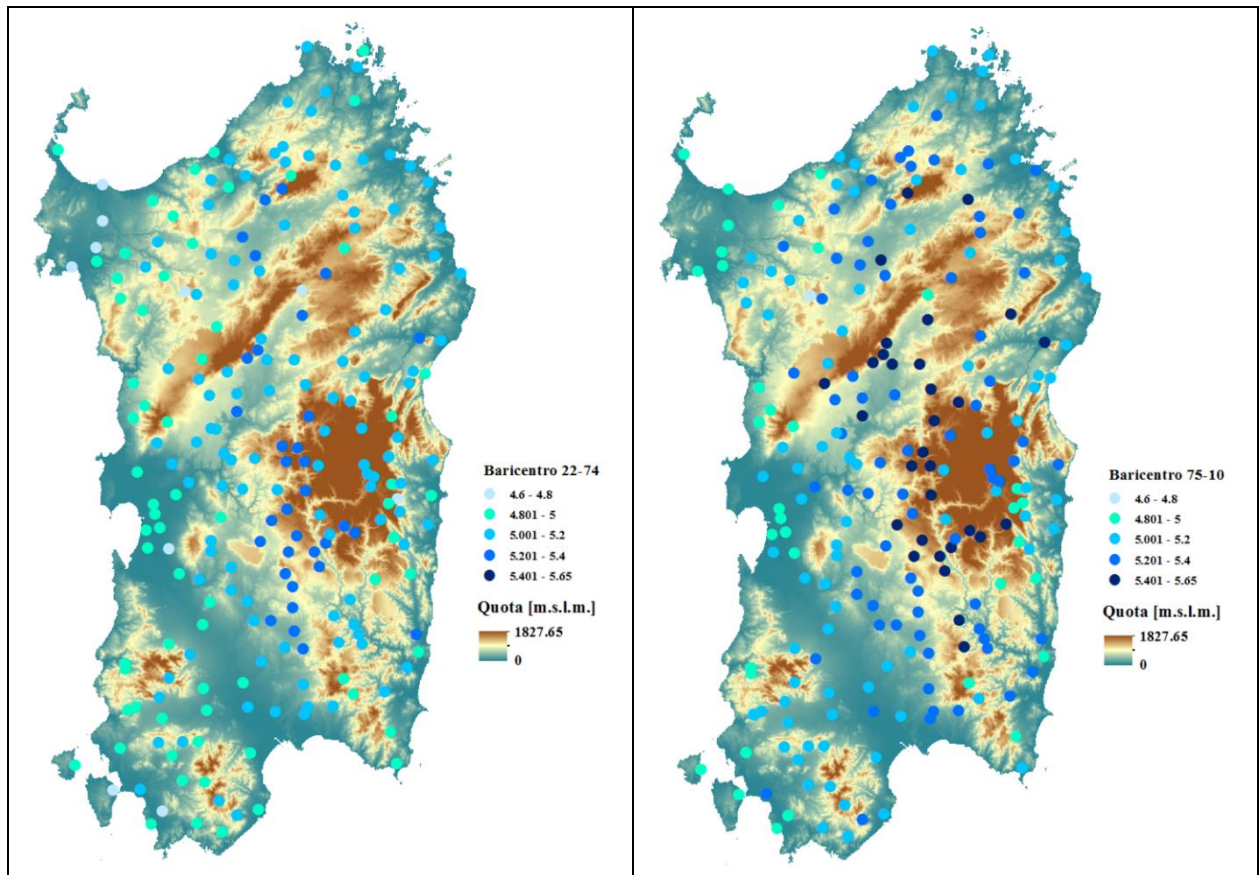


Figure 112. Regimi relativi al baricentro medio annuo per tutte le stazioni pluviometriche.

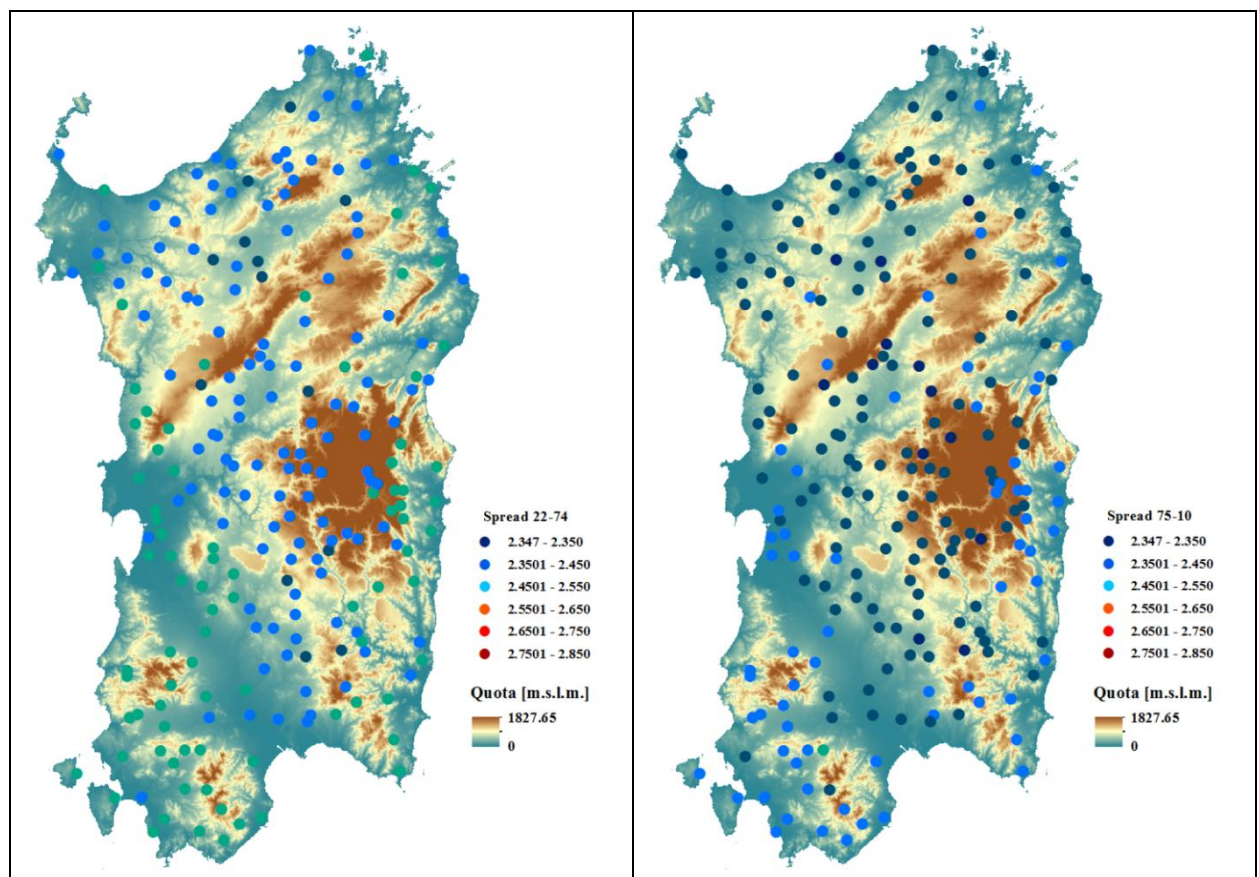


Figure 113. Regimi relativi allo spread medio annuo per tutte le stazioni pluviometriche.

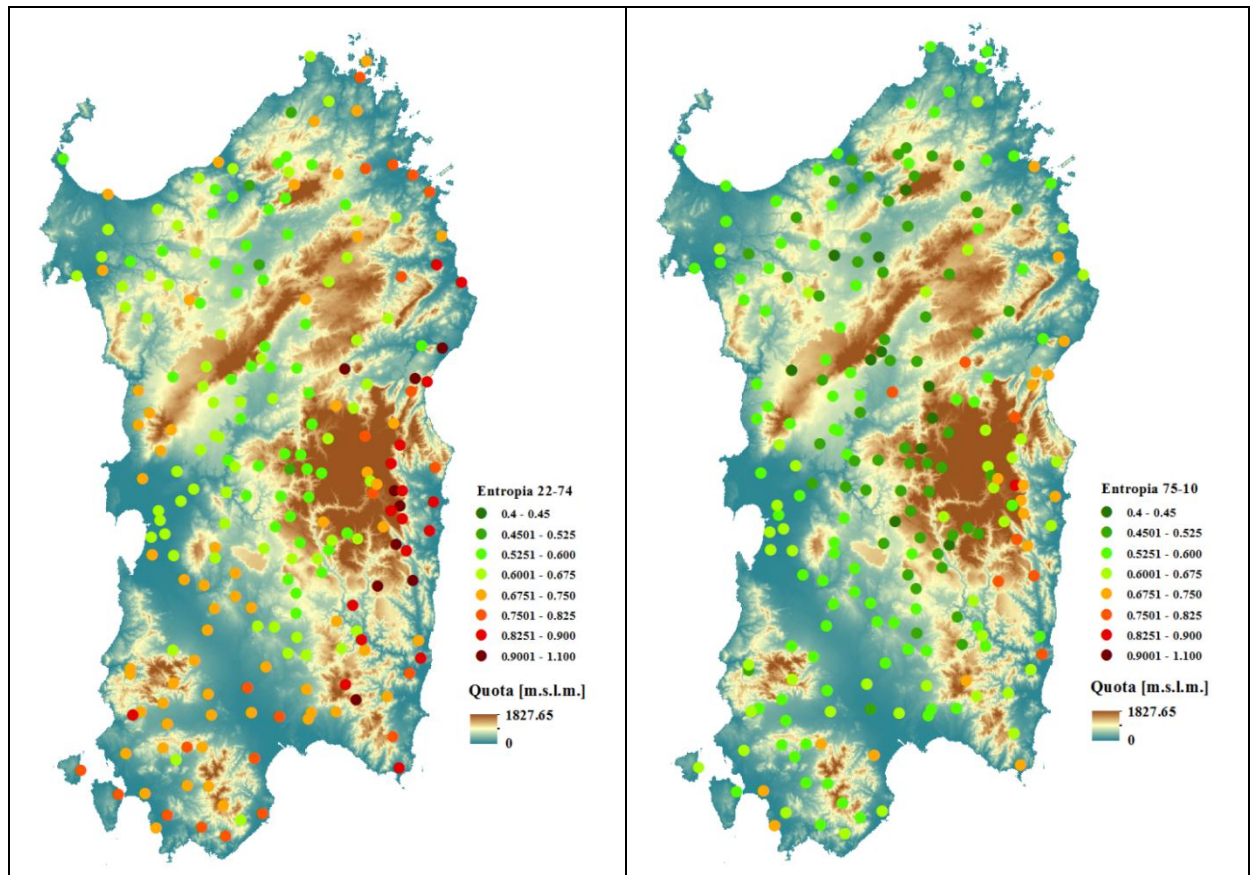


Figure 114. Regimi relativi all'entropia media annua per tutte le stazioni pluviometriche.

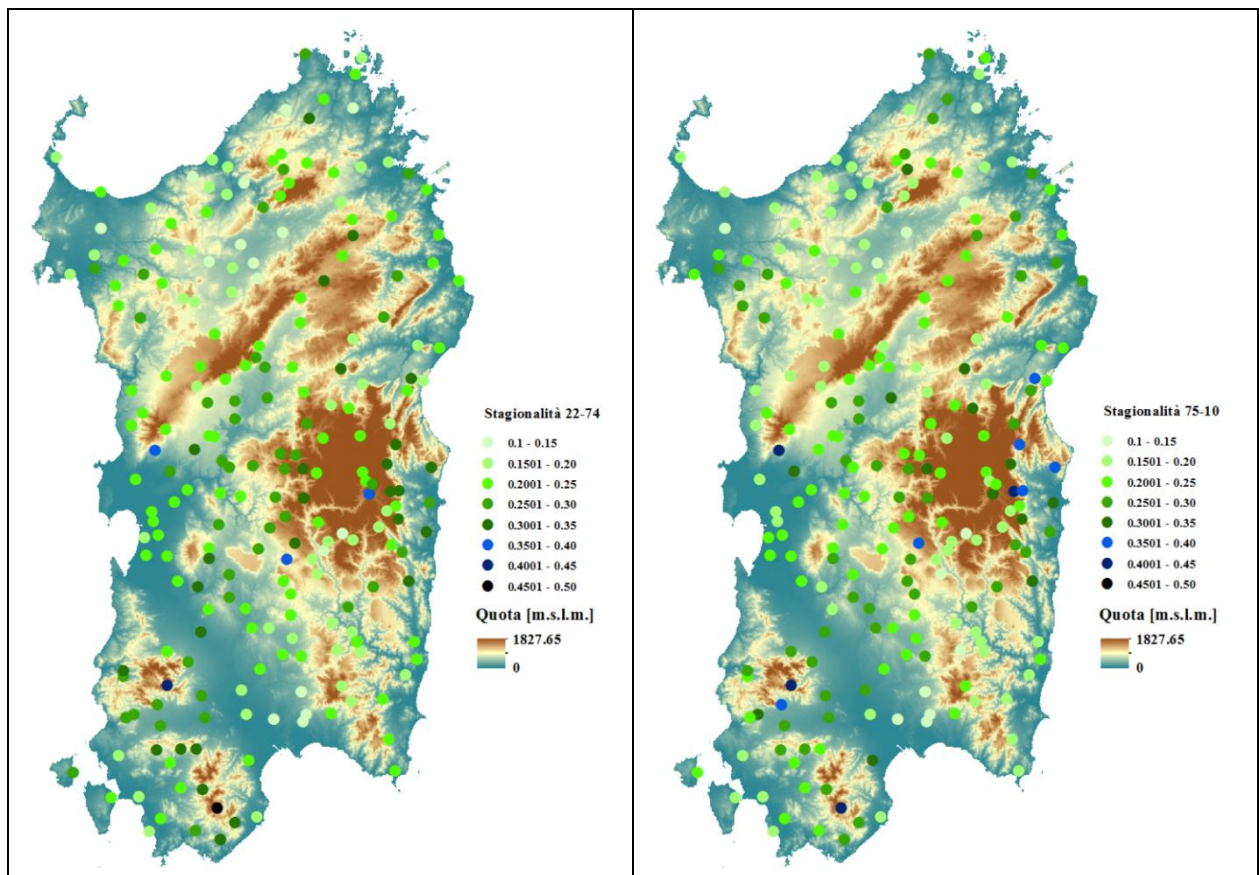


Figure 115. Regimi relativi alla stagionalità media annua per tutte le stazioni pluviometriche.

Dalla Figure 112 negli ultimi trent'anni si evidenzia come la distribuzione di pioggia risulti essere sempre più bimodale soprattutto in corrispondenza della parte più interna dell'isola, con un graduale incremento dello spread (Figure 113). Risultato simile a quello trovato per il baricentro lo si evidenzia per l'entropia (Figure 114), infatti si evidenzia una distribuzione sempre più prossima a quella uniforme con una riduzione delle piogge nella stagione umida soprattutto nella parte orientale dell'isola. Al fine di riuscire a comprendere soprattutto i regimi di entropia e baricentro, si è andati a valutare la variazione mensile della pioggia negli ultimi trent'anni rispetto al periodo precedente (da Figure 116 a Figure 119).

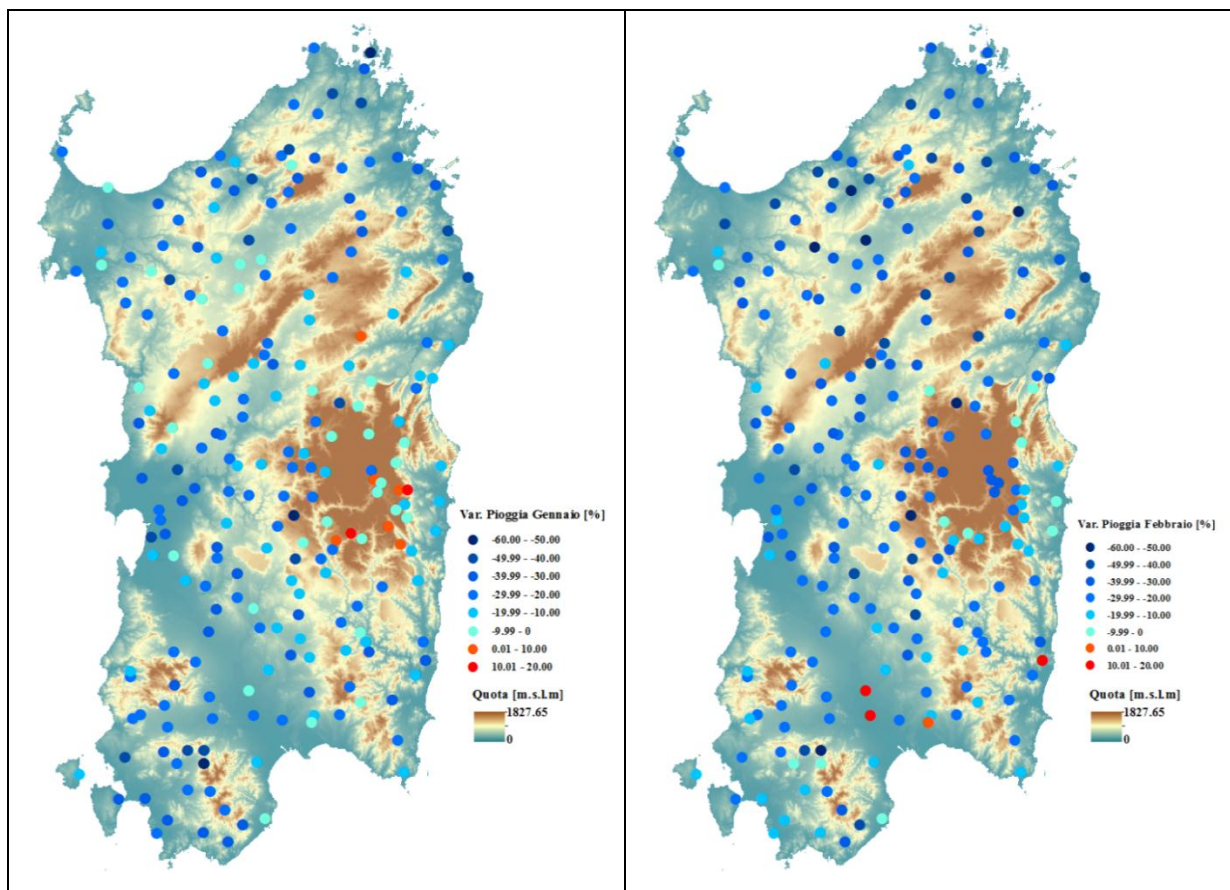


Figure 116. Variazione Pioggia media mensile per il periodo 1975-2010 rispetto al periodo 1922-1974 per tutte le stazioni pluviometriche (Da Gennaio a Febbraio).

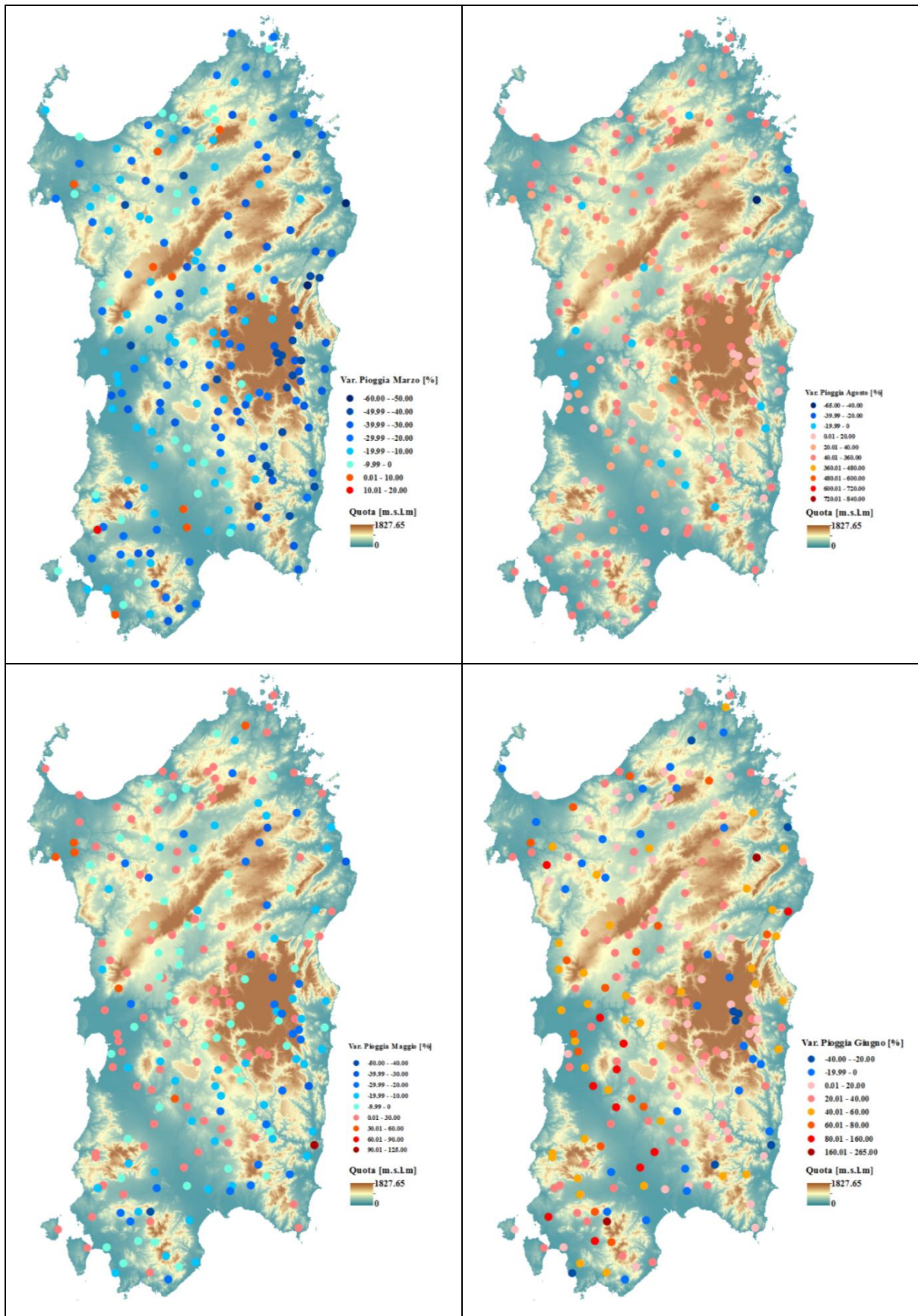


Figure 117. Variazione Pioggia media mensile per il periodo 1975-2010 rispetto al periodo 1922-1974 per tutte le stazioni pluviometriche (Da Marzo a Giugno).

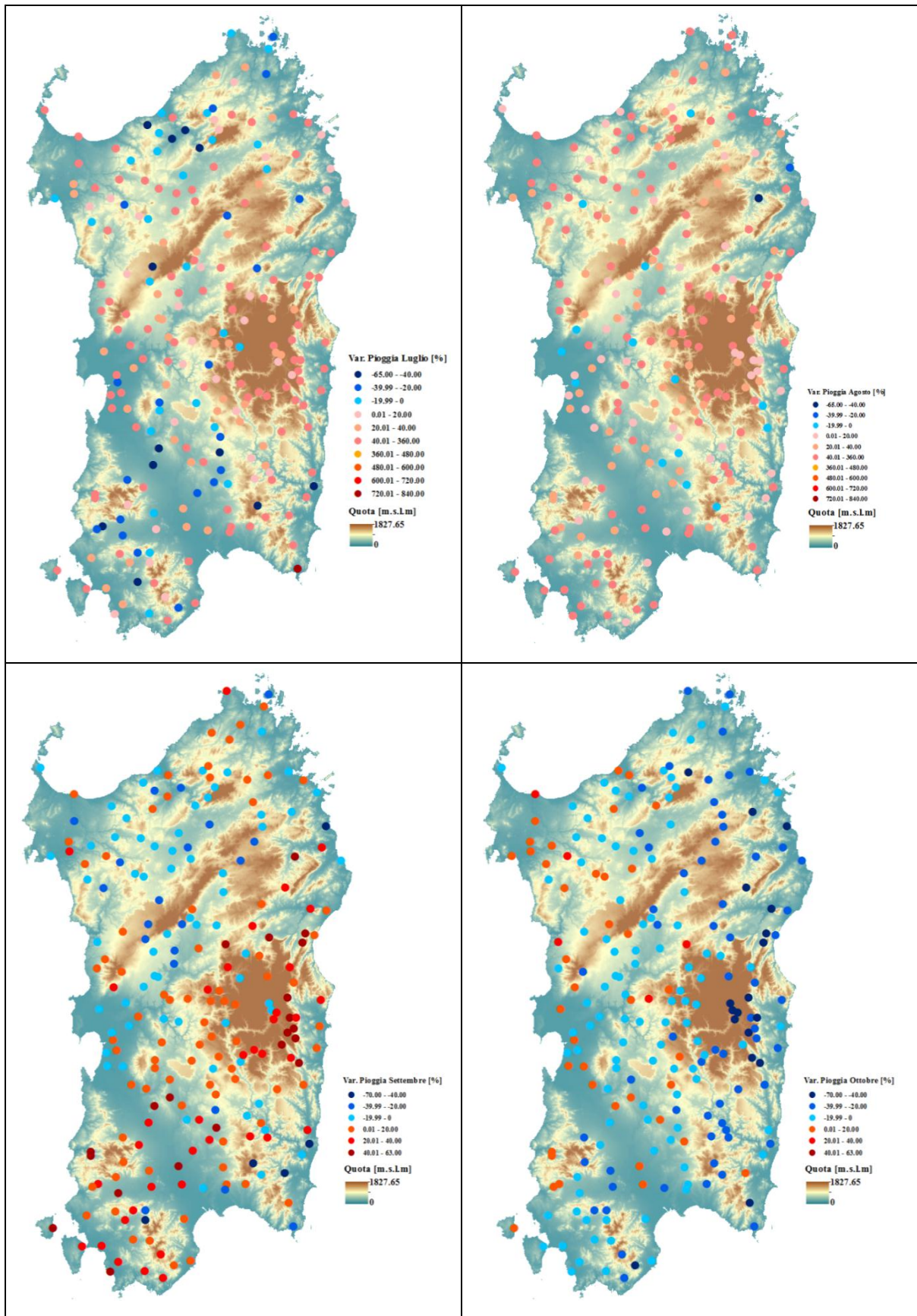


Figure 118. Variazione Pioggia media mensile per il periodo 1975-2010 rispetto al periodo 1922-1974 per tutte le stazioni pluviometriche (Da Luglio ad Ottobre).

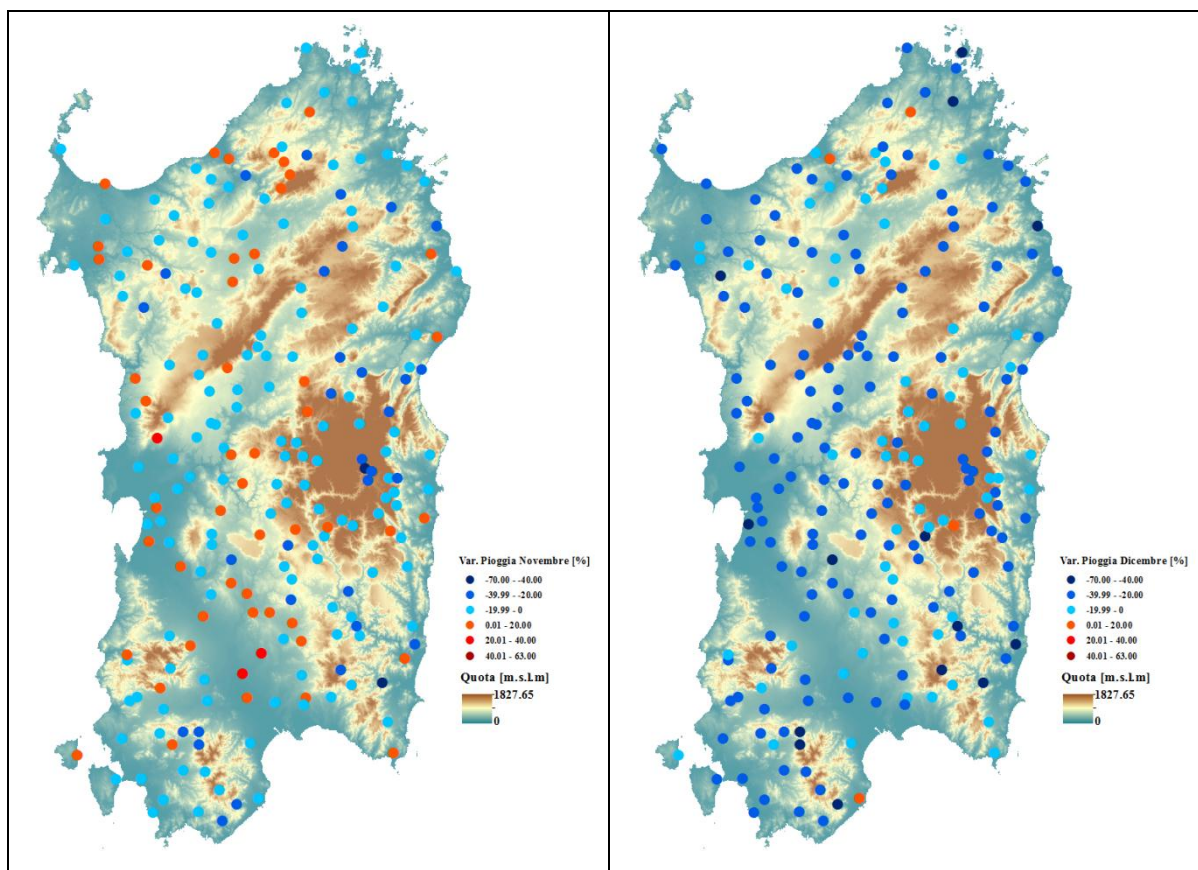


Figure 119. Variazione Pioggia media mensile per il periodo 1975-2010 rispetto al periodo 1922-1974 per tutte le stazioni pluviometriche (Da Novembre a Dicembre).

Dalla Figure 117 si evince come l'incremento della pioggia nel mese di aprile soprattutto nelle stazioni non costiere, vada a spiegare l'aumento del baricentro, ovvero la tendenza ad una distribuzione di pioggia bimodale, mentre la riduzione dell'entropia soprattutto nella zona orientale negli ultimi trent'anni è spiegabile dall'analisi del regime pluviometrico soprattutto nel mese di dicembre (Figure 119), negli altri mesi rappresentanti la stagione umida tale condizione non è ben individuabile. Da tale studio nonostante la limitata area di analisi è possibile effettuare tutta una serie di considerazioni, ponendo il tutto come base di importanti studi e approfondimenti futuri. Infatti come è noto e come è stato ampiamente mostrato nella tesi, i regimi idrologici ed il clima in genere non solo in Sardegna ma anche nelle altre aree del Mediterraneo sono soggetti a brusche modifiche; provocando non poche variazioni oltre che nello stile di vita anche nelle economie regionali. Questo fatto conduce però a richiedere un maggiore sforzo atto a prevedere tali cambiamenti. Sicuramente lo studio della stagionalità va in questa direzione; in quanto poter riuscire a prevedere il periodo in cui maggiormente si andrà a concentrare la risorsa idrica risulterà essere molto utile per definire nuove strategie di pianificazione fondamentali per quei territori che fanno dell'agricoltura un caposaldo economico. Un obiettivo di estrema importanza risulta essere dunque quello di abbinare a tali studi, l'utilizzo di modelli climatici globali che ci possano consentire di definire dei possibili scenari futuri di cambiamento climatico.

2.8 *Scenari Climatici Futuri*

Le analisi fino a qui esposte fanno del clima, attualmente la principale componente da considerare in fase di gestione e governance del territorio. Una volta dimostrato e verificato come risulti essere ormai del tutto evidente il fatto che il cambiamento climatico sia legato in un rapporto causa-effetto alle attività umane soprattutto in termini di variazione di emissione di gas nell'atmosfera, è necessario predisporre adeguate contromisure sia in termini di procedure di mitigazione che di adattamento. Al fine di operare nella maniera migliore è fondamentale avere un'idea di come andrà ad evolvere il clima sia a scala globale che a scala locale. Per questo motivo si stanno moltiplicando gli studi relativamente a quelli che possono essere gli scenari e le conseguenze di una modifica climatica sul ciclo idrologico e soprattutto sulla disponibilità idrica (Vezzoli et al., 2016). Lo sviluppo modellistico in tale campo si è avuto a partire dagli anni settanta anche in virtù della maggiore potenza di calcolo a disposizione. Si è passati dai più semplici modelli concettuali i quali fornivano in maniera semplificata una rappresentazione del sistema climatico, a modelli a complessità intermedia (EMIC) nei quali si inizia ad avere una parametrizzazione più completa del sistema atmosferico, infine ai modelli globali di circolazione atmosferica (GCM) che tengono conto di tutte le componenti atmosferiche che intervengono nei diversi processi fisici. Conseguentemente mediante modellistica numerica (più o meno semplificata) è stato possibile riprodurre delle proiezioni climatiche che, forniscono un'indicazione, per un'assegnata area in esame per un periodo più o meno ampio, su come andranno a variare le variabili meteorologiche; motivo per il quale si spiega lo sviluppo di sempre migliori e più dettagliati modelli climatici per diverse scale sia spaziali che temporali. Il concetto di proiezione climatica non deve essere considerata come una sorta di previsione del clima nei giorni a seguire, bensì come una previsione di quella che potrebbe essere una possibile condizione futura del pianeta. Qualunque sia il modo di approcciare al problema, alla base di tutto vi è una catena modellistica, il cui obiettivo è quello di ottenere e definire delle proiezioni climatiche con risoluzione temporale e spaziale compatibili con la modellistica idrologica. Il primo tassello di tale catena è rappresentato dai GCM (Rockel et al., 2008; Gualdi et al., 2013); si tratta di modelli che risolvono le equazioni relative alle leggi fisiche dell'atmosfera (come quelle di conservazione della massa, dell'energia e della quantità di moto) suddividendo il pianeta e l'atmosfera in celle (viene generata una sorta di griglia tridimensionale). La distanza tra un punto della griglia e l'altro rappresenta la risoluzione spaziale del modello; in ciascun punto della griglia essi utilizzano gli scenari futuri per gli anni 2025, 2050 e 2075 (scenari sia dal punto di vista meteorologico che socio economico) proposti dall'IPCC, come condizioni iniziali ed al contorno. I modelli GCM si dividono in diverse categorie, tra le quali è possibile annoverare:

- AGCM (Atmosphere General Circulation Model);
- OGCM (Ocean General Circulation Model);
- AOGCM (Atmosphere-Ocean General Circulation Model).

Questi ultimi accoppiano un modello AGCM con un modello OGCM ovvero la dinamica marina è strettamente connessa con quella atmosferica, in tal modo vi è un continuo scambio di dati tra le due parti modellistiche, per questo motivo probabilmente sono quelli che più di tutti possono essere utilizzati per previsioni sui cambiamenti climatici. Si tratta generalmente di modelli caratterizzati da una risoluzione spaziale particolarmente grossolana (qualche centinaio di chilometri) che per il tipo di analisi da effettuare e per la zona da analizzare potrebbe risultare essere insufficiente; infatti a scala regionale il clima è fortemente influenzato da fattori locali come l'orografia e la morfologia del territorio, fattori che ad una scala di qualche centinaio di chilometri non sono adeguatamente rappresentabili. Conseguentemente è spesso richiesto un miglioramento della risoluzione; per far ciò possono essere adottate due diverse soluzioni. La prima soluzione prevede che all'interno del GCM sia annidato un modello climatico regionale (RCM) che opera su una scala spaziale ridotta con una migliore risoluzione spaziale, le condizioni limiti ed al contorno vengono prese dal GCM, ciò significa che l'RCM è soggetto alle forzanti derivanti dalla circolazione atmosferica a larga scala. Una seconda soluzione prevede un'analisi statistica in cui viene effettuata una correzione del dato a scala globale con il dato osservato locale. In entrambe le due soluzioni vengono ottenute le variabili idrologiche (climatiche) a scala giornaliera idonee per i classici modelli idrologici fisicamente basati. Nella definizione di tali input generalmente vi è una fase in cui si vanno ad eliminare gli eventuali errori dovuti alle approssimazioni insite nelle diverse procedure nonché ad errori che possono presentarsi durante le operazioni di downscaling. Il modello idrologico che rappresenta l'ultima fase di tale processo ha come obiettivo finale ad esempio, assegnati gli input meteorologici giornalieri, quello di fornire il valore del deflusso superficiale nella sezione di chiusura stabilita. La scelta di come strutturare tale catena modellistica è legata sostanzialmente a quello che è l'obiettivo del lavoro, ad esempio per il Po (Vezzoli et al., 2016) è stato utilizzato un modello Climatico Globale (CMCC-CM) che fornisce gli input per un modello Climatico Regionale (COSMO-CLM) che a sua volta è alla base dei modelli idrologici e di quelli di bilancio attraverso i quali viene definita quella che sarà la possibile disponibilità idrica futura. In altri lavori (Shaltout & Omstedt, 2014) applicati sul bacino Mediterraneo vengono combinati i risultati di diversi modelli globali per le diverse configurazioni di emissioni di anidre carbonica, valutando come in relazione di tali condizioni vadano a variare i trend pluviometrici. In altre situazioni (come quella definita nel presente lavoro) si utilizzano processi più semplici, ovvero ad esempio basandoci sullo studio delle variabili climatiche del passato e determinandone le caratteristiche statistiche, attraverso poi l'uso di metodi stocastici auto regressivi lineari (Richardson, 1991) si definiscono i diversi scenari. Un punto fondamentale di cui bisogna tener conto è legato al fatto che è sempre necessario testare il modello, al fine di mostrarne la capacità di simulare il clima; il modo più semplice per far ciò è quello di verificare se esso risulti essere in grado di riprodurre fedelmente il clima attuale e quello passato, ad esempio confrontando determinate quantità medie modellata con i dati misurati. Va ricordato che generalmente la gran parte degli scenari di cambiamento climatico sono basati su ipotesi di variazione delle future concentrazioni di anidride carbonica e di altri gas tra i quali il gas serra. Qualunque risulti essere il modello adottato, quasi tutti gli autori sono d'accordo sul fatto che vi sia un cambiamento climatico dovuto ad un processo di riscaldamento associato ad un aumento della

concentrazione di anidride carbonica nell'atmosfera. Ogni qual volta vengono adottati modelli di questo tipo, con ad essi associati degli scenari di cambiamento climatico è fondamentale sempre tener conto delle incertezze insite in tali procedure. Le principali incertezze sono:

- Incertezze degli scenari di emissione;
- Risposte e caratterizzazioni del modello adottato;
- Scelta della modalità con la quale eseguire l'operazione di downscaling.

La necessità di compiere questo tipo di analisi è legata al fatto che la Direttiva Acque (Direttiva Europea 2000/60/CE) obbliga a definire per tutti i bacini idrografici un adeguato piano di gestione, per cui al fine di prendere delle scelte ponderate è sicuramente utile avere un'idea più o meno chiara dell'evoluzione che il clima andrà ad avere e di come tali variazioni andranno a modificare il ciclo idrologico. Per l'Italia quasi tutti gli studi, compresi quelli portati avanti dall'IPCC e quelli dell'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) hanno messo in luce in prospettiva futura dal punto di vista generale:

- a) Forte incremento degli eventi meteorologici ed idrologici estremi; tale situazione va a determinare forti variazioni nel bilancio idrologico con gravi conseguenze per l'agricoltura, settore industriale ed un po' tutto il settore economico (soprattutto nelle regioni meridionali);
- b) Accelerazione dei processi di desertificazione con conseguente perdita di biodiversità in alcuni ecosistemi e riduzione delle aree disponibili per l'agricoltura;
- c) Incremento dei processi di erosione soprattutto nelle aree costiere con fortissimi danni dal punto di vista economico.

Entrando nello specifico dal punto di vista meteorologico:

- a) Incremento della temperatura media annua, in particolar modo quelle massime (soprattutto nelle aree meridionali del Mediterraneo) con una previsione di:
 - Diminuzione della lunghezza della stagione invernale e della frequenza delle ondate di freddo;
 - Incremento della lunghezza della stagione estiva e della frequenza degli eventi estremi di caldo.
- b) Riduzione delle piogge annue, specificatamente nel periodo autunnale ed invernale;

A fronte di questo è previsto inoltre un incremento degli eventi estremi (Giorgi & Lionello, 2008; Stocker et al., 2013); la conseguenza di tutto ciò è rappresentata da una forte variazione del ciclo idrologico e della risposta del territorio dinanzi agli eventi naturali. La prima conseguenza della variazione del ciclo idrologico è rappresentata dalla variazione dei regimi di deflusso dovuta a diversi aspetti:

- a) Attività antropogeniche nei bacini (deforestazione, urbanizzazione, processi di irrigazione sempre più spinti);

b) Variazioni del deflusso nel lungo periodo dovute alla variazione delle variabili idrologiche.

La preoccupazione maggiore per un territorio funestato dalla crisi idrica è legata al fatto che così come si è avuto negli ultimi trent'anni anche in futuro si prevede un trend negativo delle piogge proprio nel periodo autunno-primaverile che rappresenta in Sardegna il periodo cruciale per la generazione dei deflussi. L'importanza sempre maggiore che sta nel corso degli anni assumendo l'IPCC è quella, sulla base di costanti revisioni dal punto di vista scientifico degli studi, di definire quelli che sono i possibili impatti sociali ed economici dei cambiamenti climatici e delle possibili strategie corrispondenti da adottare. Ciò che in generale ci si chiede, è come si inserisce la problematica del cambiamento climatico e dei suoi risvolti in un territorio come quello del Mediterraneo ed in particolar modo della Sardegna. Come spiegato nella prima parte del capitolo 2 la Sardegna soprattutto negli ultimi trent'anni ha subito una fortissima riduzione dei deflussi a fronte di una meno marcata riduzione delle piogge, con conseguenze drammatiche per gran parte dell'indotto economico regionale. Grande rilevanza a fronte di tali problemi viene corrispondentemente data ai processi di gestione e pianificazione della risorsa idrica; cosicché in tale ambito risulterà essere fondamentale avere degli strumenti che in qualche modo ci possano permettere di conoscere quelli che potranno essere i deflussi futuri ed i livelli idrici nei principali invasi. La definizione di tali configurazioni viene definita sulla base dell'utilizzo di opportuni scenari futuri. Generalmente tale previsione e l'analisi delle dinamiche del sistema può avvenire in diversi modi ad esempio tramite la generazione di:

1. Scenari climatici sintetici generati anche da variazioni climatiche.
2. Scenari di modifica della copertura vegetale e di uso del suolo, sia tramite un diretto intervento manuale (e.g., sostituzione della nativa vegetazione a macchia mediterranea con area adibita a pascolo) sia in modo naturale permettendo alla vegetazione di seguire la sua naturale evoluzione simulata dal modello, il quale rappresenta separatamente la crescita e la morte dei diversi tipi di vegetazione (e.g., pascolo e macchia mediterranea).

All'interno di questo ambito si inserisce lo sviluppo modellistico a scala di bacino che soddisfacendo le equazioni di bilancio idriche ed energetiche per la singola cella (come verrà spiegato nel capitolo 3) ed attraverso l'unione di una parte modellistica di dinamica del suolo e della vegetazione, iterativamente collegate tra di loro, consente di stimare il deflusso attraverso una data sezione di chiusura. Conseguentemente sulla base degli scenari climatici di volta in volta definiti, andando a modificare gli input meteorologici del modello si è in grado di andare a definire come andranno a variare le caratteristiche del sistema suolo-vegetazione-atmosfera e conseguentemente come andranno a variare i deflussi. Infatti una variazione degli input ricevuti dal sistema porteranno a variazioni più o meno marcate delle componenti del sistema stesso (ad esempio in termini di sviluppo e crescita della vegetazione, umidità del suolo, etc.) e di conseguenza varierà la risposta del territorio a fronte di un dato evento meteorico. I risultati che si andranno ad ottenere assieme a quanto trovato ad esempio nel paragrafo sulla stagionalità, possono realmente porre le

basi per le strategie sulla governance del territorio. Nel presente lavoro di tesi, si è partiti dai dati storici giornalieri per il periodo 1922-2011 (su cui sono state fatte tutte le analisi) passando poi ad un dato semi orario e successivamente di queste serie storiche sono state stimate le principali caratteristiche statistiche, sulla base delle quali sono state generate delle serie climatiche partendo dalle previsioni presenti in alcuni lavori in letteratura (Giorgi & Lionello, 2008). Nel capitolo 3 si vedrà come risponde il modello e conseguentemente il sistema suolo-vegetazione-atmosfera a fronte di tali nuovi input, ciascuno dei quali caratteristico di un dato scenario.

2.9 Conclusioni.

Nella presente sezione della tesi viene messo in evidenza come negli ultimi decenni, l'entità del cambiamento climatico stia assumendo connotati sempre maggiori, come dimostrato dall'aggravarsi delle condizioni di desertificazione e siccità, che stanno oramai coinvolgendo non più solo una ristretta parte dell'isola, bensì tutta la regione. Principale campanello d'allarme è rappresentato dalla forte diminuzione dei livelli idrici registrati negli invasi artificiali, dovuta sostanzialmente ad una riduzione netta dei deflussi, che nei principali bacini idrografici ha assunto valori variabili dal 20 al 57%. Tale riduzione dei deflussi sta andando sempre più a minare la sostenibilità idrica delle regioni del Mediterraneo, diventando drammatica in Sardegna, isola in cui le restrizioni per l'approvvigionamento idrico per consumo domestico stanno diventando troppo frequenti. Per l'analisi del problema è stata focalizzata l'attenzione sui principali bacini idrografici della Sardegna, per i 10 con un database più ampio utilizzando il metodo di Mann-Kendall, è stato valutato il trend del deflusso, verificando come esso risulti essere negativo per tutti anche se con valori non omogenei, con infatti variazioni da -0.4 a -0.2. Per comprendere in maniera esaustiva il tutto, i trend sono stati analizzati su scale temporali differenti. Il tentativo di comprendere le ragioni della variazione spaziale e temporale dei trend idrometrici annui ha condotto ad indagare sulle variazioni delle piogge relativamente alle stazioni pluviometriche con database di almeno 50 anni completi, questo per lo stretto legame tra pioggia e deflussi registrato per i bacini sardi. Si è inoltre dimostrato che la maggior parte del deflusso (circa il 70% in media) è dovuto in Sardegna alle precipitazioni invernali; infatti a differenza di altri ecosistemi Mediterranei nell'isola il contributo al deflusso dovuto allo scioglimento nevoso nel periodo primaverile è praticamente nullo. Per quanto riguarda le precipitazioni invernali si sta osservando una diminuzione allarmante negli ultimi decenni; sorprendentemente la diminuzione delle piogge invernali (DJFM) risulta essere assai più pronunciata nella costa occidentale della Sardegna, riduzione che va a diminuire muovendoci verso est.

La Sardegna posizionata al centro del bacino del Mediterraneo, caratterizzata da una morfologia e orografia molto particolare, si trova esattamente lungo la traiettoria delle correnti atmosferiche, rendendola così un perfetto laboratorio di studio. Queste considerazioni hanno condotto a valutare gli effetti orografici e morfologici sui regimi idrologici. È apparso assai interessante lo studio degli effetti della longitudine sulla diminuzione delle piogge nel periodo DJFM. Il clima della Sardegna è apparso essere estremamente connesso alle dinamiche di circolazione atmosferica a larga scala provenienti dal Nord Atlantico (Delitala et al., 2000) ed in particolar modo all'influenza dell'oscillazione Nord-Atlantica (NAO). Dagli studi anemometrici è noto come la differenza di pressione a livello del mare (SLP) vada ad influenzare particolarmente l'entità delle tempeste (storm tracks) agenti sul Mediterraneo. Le correnti atmosferiche Nord Atlantiche particolarmente fredde non incontrando ostacoli durante il loro percorso raggiungono in primis le coste nord-occidentali dell'isola, andando poi successivamente ad attraversarla. Proprio per questo motivo risultano essere molto più correlate con il NAO le stazioni e sezioni occidentali, raggiungendo valori di correlazione anche pari a -0.6; tale correlazione va a diminuire, quando le correnti atmosferiche

attraversando il centro Sardegna particolarmente montuoso (la vetta più alta rappresentata da Punta la Marmora raggiunge valori pari a 1834 m.s.l.m.m) vengono attenuate, con valori intorno a -0.25. Ciò che si evidenzia è conseguentemente la presenza di un effetto topografico locale che va a sovrapporsi alle dinamiche climatiche globali. Analizzando tutte le serie climatiche a disposizione, si constata come si abbia un trend negativo molto pronunciato per tutte le sezioni e stazioni dislocate sulla costa ovest, soprattutto a causa dell'azione del Maestrale che proveniente dalla Francia non incontrando ostacoli investe in pieno la costa; allo stesso tempo è evidente un minor decremento di piogge e deflussi ed una minore correlazione per le stazioni poste sul versante est, a causa dell'azione orografica che attenua le dinamiche atmosferiche a larga scala. Lo studio e l'analisi dei regimi idrologici, della variazione delle grandezze meteorologiche (Temperatura massima e minima, Deflusso e Piogge) nel tempo ed il loro legame con i principali pattern climatici hanno messo in luce come negli ultimi decenni (a partire dal 1974) ci siano effettivi segnali di cambiamento climatico, proprio come a scala globale è stato messo in luce dagli studi condotti dall'IPCC.

Nella seconda parte dello studio focalizzando l'attenzione più che sull'entità della variazione, sulla distribuzione annua della stessa, è apparso evidente come pur essendoci questa riduzione idrica è possibile modificare la strategia di gestione e pianificazione in maniera tale ad esempio da poter effettuare in campo agricolo scelte più redditizie anche in funzione della concentrazione della risorsa idrica nei diversi periodi dell'anno. Ovvero dall'analisi della stagionalità è apparso evidente come si stia andando incontro soprattutto nella parte più interna della Sardegna ad una distribuzione bimodale della pioggia con un incremento pluviometrico nel mese di aprile, cosicché, approfondendo ulteriormente tale studio si può prevedere nel corso dei prossimi anni un intensificazione ed in tali taluni casi un inserimento di tutte quelle colture che hanno il loro periodo di crescita e fioritura nel periodo primaverile.

2.10 Riferimenti Bibliografici.

Amirabadizadeh, M., Huang, Y.F., & Shui Lee, T.; "Recent Trend in Temperature and Precipitation in the Langat River Basin, Malaysia", *Advances in Meteorology*, Vol. 2015, Pag. 1-16, doi: 10.1155/2015/579437, Nov. 2014.

Band, L.E.; "Topographic partition of watersheds with digital elevation models", *Water Resources Research*, Vol. 22, Pag. 15-24, 1986.

Bartolini, G., Morabito, M., Crisci, A., Grifoni, D., Torrigiani, T., Petralli, M., Maracchi, G., & Orlandini, S.; "Recent trends in Tuscany (Italy) summer temperature and indices of extremes", *International Journal of Climatology*, Vol. 28, Pag. 1751-1760, doi:10.1002/joc.1673, 2008.

Ben-Gai, T., Bitan, A., Manes, A., Alpert, P., & Kushnir, Y.; "Temperature and surface pressure anomalies in Israel and the North Atlantic Oscillation", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 69, Cap. 3-4, Pag. 171-177, doi: 10.1007/s007040170023, Set. 2001.

Bodini, A., & Cossu, Q.A.; "Vulnerability assessment of Central-East-Sardinia (Italy) to extreme rainfall events", *Natural Hazard Earth System Science*, Vol. 10, Pag. 61-72, doi: 10.5194/nhess-10-61-2010, Gen. 2010.

Brunetti, M., Colacino, M., Maugeri, M., & Nanni, T.; "Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996", *International Journal of Climatology*, Vol. 21, Pag. 299-316, doi: 10.1002/joc.613, Feb. 2001.

Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., & Navarra, A.; "Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series", *International Journal of Climatology*, Vol. 22, Pag. 543-558, doi: 10.1002/joc.751, Apr. 2002.

Brunetti, M., Maugeri, M., Monti, F., & Nanni, T.; "Changes in daily precipitation frequency and distribution in Italy over the last 120 years", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, Cap. D5, Pag. 1-16, doi: 10.1029/2003JD004296, Mar. 2004.

Bucher, A., & Dessens, J.; "Secular Trend of Surface Temperature at an Elevated Observatory in the Pyrenees", *Journal of Climate*, Vol. 4, Cap. 8, Pag. 859-872, doi:10.1175/1520-0442(1991)004<0859:ST9TA>20c0;2, Ago. 1991.

Buffoni, L., Maugeri, M., & Nanni, T.; "Precipitation in Italy from 1833 to 1996", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 63, Cap. 1-2, Pag. 33-40, doi:10.1007/s007040050089, Giu. 1999.

Caloiero, T., Coscarelli, R., Ferrari, E., & Mancini, M.; "Trends detection of annual and seasonal rainfall in Calabria (Southern Italy)", *International Journal of Climatology*, Vol. 31, Cap. 1, Pag. 44-56, doi:10.1002/joc.2055, Dic. 2009.

Cayan, D.R., & Roads, J.O.; "Local relationship between United States West Coast Precipitation and Monthly Mean Circulation Parameter", *Monthly Weather Reviews*, Vol. 112, Cap. 6, Pag. 1276-1286, doi: 10.1175/1520-0493(1984)112<1276:LRBUSW>2.0.CO;2, Giu. 1984.

Carrara, A.; "Drainage and divide networks derived from high-fidelity digital terrain models", C.F. Chung et al. (Editors), *Quantitative analysis of mineral and energy resources*, NATO-ASI Series, D. Reidel Pub. Co., Pag. 149-173, 1988.

Castro-Diez, Y., Pozo-Vazquez, D., Rodrigo, F.S., & Esteban-Parra, M.J., "NAO and winter temperature variability in southern Europe", *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, Cap. 8, Pag. 1-4, doi: 10.1029/2001GL014042, Apr. 2002.

Ceballos, A., Martinez-Fernandez, J., & Luengo-Ugidos, M.A.; "Analysis of rainfall trends and dry periods on a pluviometric gradient representative of Mediterranean climate in the Duero Basin, Spain", *Journal of Arid Environments*, Vol. 58, Cap. 2, Pag. 215-233, doi: 10.1016/j.jaridenv.2003.07.02, Lug. 2004.

Chessa, P.A., Cesari, D., & Delitala, A.M.S.; "Mesoscale precipitation and temperature regimes in Sardinia (Italy) and their related synoptic circulation", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol.63, Cap 3-4, Pag 195-221, doi: 10.1007/s007040050103, Ago. 1999.

Cunge, J.A.; "On the Subject of a Flood Propagation Computation Method (Muskingum Method)." *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 7, Cap. 2, Pag. 205-230, 1969.

Chu, Q., Xu, Z., Peng, D., Yang, X., & Yang, G.; "Trends of surface humidity and temperature during 1951-2012 in Beijing, China", *Remote Sensing and GIS for Hydrology and Water Resources*, Vol. 368, Pag.126-131, doi: 10.5194/piahs-368-126-2015, Ago. 2014.

Delitala, A.M.S., Cesari, D., Chessa, P.A., & Neil-Ward, M.; "Precipitation over Sardinia (Italy) during the 1946-1993 rainy seasons and associated large-scale climate variations", *International Journal of Climatology*, Vol. 22, Cap. 5, Pag. 519-541, doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(200004)20:5<519::AID-JOC486>3.0.CO;2-4, Apr. 2000.

Dettinger, M.D., & Cayan, D.R.; "Large-Scale Atmospheric forcing of recent trends toward early snowmelt runoff in California", *Journal of Climate*, Vol. 8, Cap. 3, Pag. 606-623, doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<0606:LSAFOR>2.0.CO;2, Mar. 1994.

Diskin, M.H.; "Definition and Uses of the Linear Regression model", *Water Resources Research*, Vol. 6, Cap. 6, Pag. 1668-1673, Dic. 1970.

Feidas, H., Makrogiannis, T., & Bora-Senta, E.; "Trend Analysis of air temperature time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data:1955-2001", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 79, Pag. 185-208, doi: 10.1007/s00704-004-0064-5, Dic. 2004.

Feng, X., Porporato, A., & Rodriguez-Iturbe, I.; "Changes in rainfall seasonality in the tropics", *Nature Climate Change*, Vol. 3, Pag. 811-815, doi: 10.1038/NCLIMATE1907., Set. 2013.

Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., & Regues, D.; "Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees", *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 6, Cap. 3, Pag. 527-537, 2002.

Gao, P., Mu, X.M., Wang, F., & Li, R.; "Changes in streamflow and sediment discharge and the response to human activities in the middle reaches of the Yellow River.", *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 15, Pag. 1-10, 2011.

Giorgi, F., & Lionello, P.; "Climate change projections for the Mediterranean region", *Global and Planetary change*, Vol. 63, Cap. 2-3, Pag. 90-104, doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.09.005, 2008.

Gocic, M., & Trajkovic, S.; "Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia", *Global and Planetary Change*, Vol. 100, Pag 172-182, doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.10.014, 2012.

Goodess, C.M., & Jones, P.D.; "*Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall*", International Journal of Climatology, Vol. 22, Cap. 13, Pag. 1593-1615, doi: 10.1002/joc.810, Nov 2002.

Gualdi, S., Somot, S., Li, L., Artale, V., Adani, M., Bellucci, A., Braun, A., Calmanti, S., Carillo, A., Dell'Aquila, A., Deque, M., Dubois, C., Elizalde, A., Harzallah, A., Jacob, D., Heveder, B., May, W., Oddo, P., Ruti, P., Sanna, A., Sannino, G., Scoccimarro, E., Sevault, F. & Navarra, A.; "*The CIRCE Simulation: Regional climate change projections with realistic representation of the Mediterranean sea*", Bulletin of American Meteorological Society, Vol. 94, Cap. 1, Pag. 65-81, 2013.

Hogan, C.M.; "*Balearic Sea*", Encyclopedia of Earth. Eds. P.Saundry & C.J.Cleveland. National Council for Science and the Environment. Washington DC, 2011.

Hensel, D.R., & Hirsch, R.H.; "*Statistical Method in Water Resources*", USGS science for a changing world, Chapter A3, 2002.

Hu, Y., Maskey, S., & Uhlenbrook, S.; "*Trends in temperature and rainfall extremes in the Yellow River source region, China*", Climatic Change, Vol. 110, Pag. 403-429, doi: 10.1007/s10584-011-0056-2, Gen. 2012.

Hurrel, J.W.; "*Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation*", Science, Vol. 269, Cap. 5224, Pag. 676-679, doi: 10.1126/science.269.5224.676, Ago. 1995.

Hurrel, J.W.; "*Influence of variations in Extratropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere temperature*", Geophysical Research Letters, Vol. 23, Cap. 6, Pag. 665-668, 15 Mar. 1996.

Hurrel, J.W., & Van-Loon, H.; "*Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation*", Climatic Change at High Elevation Sites, Vol. 36, Pag. 69-94, doi: 10.1007/978-94-015-8905-5_4, 1997.

Karmeshu, N.; "*Trend Detection in Annual Temperature & Precipitation using the Mann-Kendall Test – A Case Study to Assess Climate Change on Select States in the Northeastern United States*", University of Pennsylvania Scholarly Commons, Gen 2012.

Kendall, M.G.; "*A new measure of rank correlation*", Biometric trust, Vol. 30, Cap 1-2. Pag. 81-93, Giu. 1938.

Krichak, S.O., & Alpert, P.; "*Decadal Trends in the east Atlantic-west Russia pattern and Mediterranean precipitation*", International Journal of Climatology, Vol. 25, Cap. 2, Pag. 183-192, doi: 10.1002/joc.1124, Feb. 2005.

Leathers, D.J., Yarnal, B., & Palecki, M.A.; "*The Pacific/North American Teleconnection Pattern and United States Climate. Part I: Regional Temperature and Precipitation Associations*", Journal of climate, Vol. 4, Cap. 5, Pag. 17-528, doi: 10.1175/1520-0442(1991)004<0517:TPATPA>2.0.CO;2, Mag 1991.

Li, E., Mu, X., Zhao, G., Gao, P. & Shao, H.; "*Variation of runoff and precipitation in the Hekou-Longmen Region of the Yellow River based on elasticity analysis*", Hindawi Publishing Corporation, 2014.

Linsley, R.K., Kohler, M.A., & Paulhus, J.L.H.; "*Recent developments in water supply forecasting from precipitation*", Applied hydrology, McGraw-Hill, 1949.

Lopez-Bustins, J.A., Vide, J.M., & Sanchez-Lorenzo, A.; "*Iberian winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns*", Global and Planetary change, Vol. 63, Cap. 2-3, Pag 171-176, doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.09.002, Set. 2008.

Lopez-Moreno, J.I., & Vicente-Serrano, S.M.; "*Atmospheric circulation influence on the interannual variability of snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century*", *Nordic Hydrology*, Vol. 38, Cap. 1, Pag. 33-44, doi: 10.2166/nh.2007.030, 2007.

Lopez-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Moran-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., & Beniston, M.; "*Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century*", *Global and Planetary change*, Vol. 77, Cap. 1-2, Pag. 62-76, doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.003, Mag 2011.

Maheras, P., Flocas, H., Tolika, K., Anagnostopoulou, C., & Vafiadis, M.; "*Circulation types and extreme temperature changes in Greece*", *Climate Research*, Vol. 30, Pag. 161-174, doi:10.3354/cr030161, 2006.

Martinez-Mena, M., Albaladejo, J., & Castillo, V.M.; "*Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment Chicamo watershed, SE Spain*", *Hydrological Process*, doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19980430)12:5<741::AID-HYP622>3.0.CO;2-F, 12, 5, 741-754, 1998.

McCabe JR, G.J.; "*Effects of winter atmospheric circulation on temporal and spatial variability in annual streamflow in the western United States*", *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 41, Cap. 6, Pag. 873-887, doi: 10.1080/02626669609491556, Dic 2009.

Mohsin, T., & Gough, W.A.; "*Trend analysis of long-term temperature time series in the Greater Toronto Area (GTA)*", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 101, Pag. 311-327, doi: 10.1007/s00704-009-0214-x, Ago. 2010.

Montgomery, D.R., & Foufoula-Georgiou, E.; "*Channel network source representation using digital elevation models*", *Water Resources Research*, Vol. 29, Pag. 3925-3924, 1994.

Norrant-Romand, C., & Douguedroit, A.; "*Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000)*", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 83, Cap 1-4, Pag. 89-106, doi: 10.1007/s00704-005-0163-y, Gen. 2006.

Norrant-Romand, C., & Douguedroit, A.; "*Significant rainfall decrease and variations of the atmospheric circulation in the Mediterranean (1950-2000)*", *Regional Environmental Change*, Vol. 14, Cap. 5, Pag. 1725-1741, doi: 10.1007/s10113-013-0521-8, Ott. 2014.

O'Callaghan, J.F., & Mark, D.M.; "*The extraction of drainage networks from digital elevation data*", *Computer vision, graphics, and image processing*, Vol. 28, Pag. 323-344, 1984.

Piccarreta, M., Capolongo, D., & Boenzi, F.; "*Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a southern Italy context*", *International Journal of Climatology*, Vol. 24, Cap. 7, Pag. 907-922, doi: 10.1002/joc.1038, Giu. 2004.

Piervitali, E., Colacino, M., & Conte, M.; "*Signal of Climatic Change in the Central-Western Mediterranean Basin*", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 58, Cap. 3-4, Pag. 211-219, doi: 10.1007/BF00865021, Set. 1997.

Piervitali, E., Colacino, M., & Conte, M.; "*Rainfall over the Central-Western Mediterranean basin in the period 1951-1995. Part I: precipitation trends*", *Il nuovo Cimento*, Vol. 21, Cap. 3, Mag 1998.

Ponce, V.M., & Yevjevich, V.; "*Muskingum Cunge method with variable parameters*", *Journal of hydraulics Div., ASCE*, Vol. 104, Pag. 353-360, 1978.

- Ponce, V.M.; "Principles and Practices", Engineering Hydrology, 1989.
- Ponce, V.M., & Chaganti, P.V.; "Variable-parameter Muskingum-Cunge method revisited.", Journal of Hydrology, Vol. 162, Pag. 433–439, 1994.
- Quadrelli, R., Lazzeri, M., Cacciamani, C., & Tibaldi, S.; "Observed winter Alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns", Climate Research, Vol. 17, Cap. 3, Pag. 275-284, doi: 10.3354/cr017275, Ago. 2001.
- Richardson, C.W.; "Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation", Water Resources Research, Vol. 17, Cap. 1, Pag. 182-190, 1991.
- Rockel, B., Castro, C.L., Pielke Sr, R.A., Von Storch, H., & Leoncini, G.; "Dynamical downscaling: Assessment of model system dependent retained and added variability for two different regional climate models", Journal of Geophysical research, Vol. 113, Cap. D21107, Pag. 1-9, doi: 10.1029/2007JD009461, 2008.
- Rogers, J.C.; "North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe", Journal of Climate, Vol. 10, Pag. 1635–1647, 1997.
- Sankarasubramanian, A., Vogel, R.M., & Limbrunner, J.F.; "Climate Elasticity of streamflow in the United States", Water Resources Research, Vol. 37, Cap. 6, Pag. 1771-1781, 2001.
- Scaife, A.A., Arribas, A., Blockley, E., Brookshaw, A., Clark, R.T., Dunstone, N., Eade, R., Fereday, D., Folland, C.K., Gordon, M., Hermanson, L., Knight, J.R., Lea, D.J., MacLachlan, C., Maidens, A., Martin, M., Peterson, A.K., Smith, D., Vellinga, M., Wallace, E., Waters, J., & Williams, A.; "Skillful long-range prediction of European and North American winters", Geophysical Research Letters, 41, 2514–2519, 2014.
- Schnabel, S., & Gomez-Gutierrez, A.; "The role of interannual rainfall variability on runoff generation in a small dry sub-humid watershed with disperse tree cover", Cuadernos de Investigacion Geografica, 39, 259-285, 2013.
- Shaltout, M., & Omstedt, A.; "Recent sea surface trends and future scenarios for the Mediterranean Sea", Oceanologia, 56, 3, 411-443, 2014.
- Smith, D. M., Scaife A. A., Eade R., & Knight, J. R.; "Seasonal to decadal prediction of the winter North Atlantic Oscillation: Emerging capability and future prospects", Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 2014.
- Sneyers, S.; "On the statistical analysis of series of observations", Technical Note – World Meteorological Organization, 1990.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, M., Marquis, K.B., Averyt, M., Tignor, M.M.B., & Miller, H.L.; "Climate Change 2007: The Physical Basis, Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change", 2007.
- Stafford, J.M., Wendler, G., & Curtis, J.; "Temperature and precipitation of Alaska: 50 year trend analysis", Theoretical and Applied Climatology, Vol. 67, Pag. 33-44, 2000.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G-K., Tignor M.M.B., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., & Midgley, P.M.; "Climate Change 2013: The Physical Basis, Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change", 2013.

Tarboton, D.R., Bras, R.L. & Rodriguez-Iturbe, I.; "A physical basis for drainage density", *Geomorphology*, Vol. 5, Pag. 59-76, 1992.

Tarboton, D.R.; "A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models", *Water Resources Research*, Vol. 33, Cap. 2, Pag. 309-319, 1997.

Thiessen, A.H.; "Precipitation averages for large areas", *Monthly weather review*, Vol. 39, Cap. 7, Pag. 1082-1084, 1911.

Trigo, R.M., Osborn, T.J., & Corte-Real, J.M.; "The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanism", *Climate Research*, Vol. 20, Cap. 1, Pag. 9-17, doi: 10.3354/cr020009, Feb. 2002.

Jaiswal, R.K., Lobani, A.K., & Tiwari, H.L.; "Statistical Analysis for Change Detection and Trend Assessment in Climatological Parameters", *Environmental Process* 2, 729-749, 2015.

Jenson, S.K.; "Applications of hydrologic information automatically extracted from digital elevation models", *Hydrological Processes*, Vol. 5, Pag. 31-44, 1991.

Jones, P.D., Jonsson, T., & Wheeler, D.; "Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland", *International Journal of Climatology*, Vol. 17, Cap. 13, Pag. 1433-1450, doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(19971115)17:13<1433::aid-joc203>3.0.CO;2-P, Nov. 1997.

Ventura, F., Rossi-Pisa, P., & Ardizzoni, E.; "Temperature and precipitation trends in Bologna (Italy) from 1952 to 1999", *Atmospheric Research*, Vol. 61, Cap. 3, Pag. 203-214, doi:10.1016/S0169-8095(01)00135-1, Mar. 2002.

Vezzoli, R., Mercogliano, P., & Castellari, S.; "Scenari di cambiamento climatico nel periodo 2021-2050: Quale disponibilità idrica nel bacino del fiume Po?", Vol. 3 n.1/2016, Pag. 43-51, doi: 10.14672/ida.v3i1.361, 2016.

Vicente-Serrano, S.M., & Lopez-Moreno, J.I.; "The influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in northeast Spain", *International Journal of Climatology*, Vol. 26, Cap. 11, Pag. 1427-1453, doi: 10.1002/joc.1387, Set. 2006.

Vide, J.M., & Lopez-Bustins, J.A.; "The Western Mediterranean oscillation an rainfall in the Iberian peninsula", *International Journal of Climatology*, Vol. 26, Cap. 11, Pag. 1455-1475, doi:10.1002/joc.1388, Set. 2006.

Vinelli, M.; "Water Conservation in Sardinia, *Geographical Review*", 16, 3, 395-402, 1926.

Viviroli, D., Weingartner, R., & Messerli, B.; "Assessing the Hydrological Significance of the World's Mountains", *Mountain Research and Development*, 23, 32-40, 2007.

Yue, S., & Hashimo, M.; "Temperature trends in Japan: 1900-1996", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 75, Pag.15-27, doi:10.1007/s00704-002-0717-1, 2003.

Wainwright, J., & Parsons, A.J.; "The effect of temporal variations in rainfall on scale dependency in runoff coefficients", *Water Resources Research*, doi:10.1029/2000WR000188, 38, 12, 1271, 2002.

Walker, G.T.; "Correlation in seasonal variations of weather, IX. A further study of world weather", *Memoirs of the India Meteorological Department*, Vol. 24, Pag. 275-333, Giu. 1924.

Walker, G.T., & Bliss, E.W.; "*World Weather V*", *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, Vol. 4, Pag. 53-84, 1932.

Wibig, J.; "*Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500hPa level*", *International Journal of Climatology*, Vol. 19, Cap. 3, Pag. 253-269, doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(19990315)19:3<253::AID-JOC366>3.0.CO;2-0 , Mar. 1999.

Zhang, S., & Lu, X.X.; "*Hydrological responses to precipitation variation and diverse human activities in a mountainous tributary of the lower Xijiang, China*". *Catena* 77, 130-142, 2009.

Zarenistanak, M., Dhorde, A.G., & Kripalani, R.H.; "*Trend analysis and change point detection of annual and seasonal precipitation and temperature series over southwest Iran*", *Journal Earth System*, Vol. 123, Cap. 2, Pag 281-295, doi: 10.1007/s12040-013-0395-7, Mar 2014.

3 L'impatto del futuro cambiamento climatico.

3.1. Caso di Studio.

Per la modellazione ecoidrologica distribuita fisicamente basata è stato considerato come bacino di riferimento il bacino del Mulargia (Figure 120), con sezione di chiusura in corrispondenza del misuratore di portata disposto sul rio Mulargia, tale bacino risulta essere un sottobacino del Flumendosa (Figure 122), che come visto nel Capitolo 2 rappresenta uno dei principali bacini idrografici della Sardegna. Per aiutarci ai fini della calibrazione è stato poi considerato un bacino di piccole dimensioni (Figure 121) esterno al Mulargia e compreso nel Flumendosa, all'interno del quale è posta la stazione micrometeorologica di Orroli. La motivazione di questa scelta va ricercata nel fatto che, alcuni dei dati osservati fanno riferimento a siti esterni ad un bacino ed interni ad altri. Ciascuno dei bacini di studio è stato utilizzato per la calibrazione di determinate grandezze adottando una data discretizzazione spaziale, tanto minore è la dimensione del bacino in esame tanto maggiore è stata la risoluzione spaziale scelta, a parità di discretizzazione temporale (al fine di ridurre e controllare i tempi di calcolo), questa scelta è legata al fatto che in questo modo risulta essere molto più accurata la calibrazione dei dati osservati con quelli modellati, soprattutto in corrispondenza della stazione meteo di Orroli.



Figure 120. Bacino del Mulargia con sezione di chiusura in corrispondenza del misuratore di portata.

Esso è caratterizzato da una superficie di 66.84 kmq, con sezione di chiusura in corrispondenza del misuratore di portata disposto sul rio Mulargia.



Figure 121. Bacino con sezione di chiusura in corrispondenza della stazione micro-meteorologica.

Tale bacino relativo ad un corso d'acqua, affluente del Flumendosa, prossimo alla stazione, presenta una superficie di 1,9 kmq; tale limitata estensione ha consentito di adottare una risoluzione spaziale di 40 x 40 m permettendoci con precisione la calibrazione del modello relativamente a tutte le grandezze misurate dalla stazione, ma soprattutto una stima attenta di quella che è la caratterizzazione della vegetazione. La definizione di tale bacino è stata possibile grazie ai rilievi topografici (eseguiti nel primo periodo della tesi) mediante gps effettuati su un'area di estensione circa pari a quella del bacino in esame, punti che sono stati sovrapposti al dem esistente al fine di migliorarne l'informazione altimetrica.

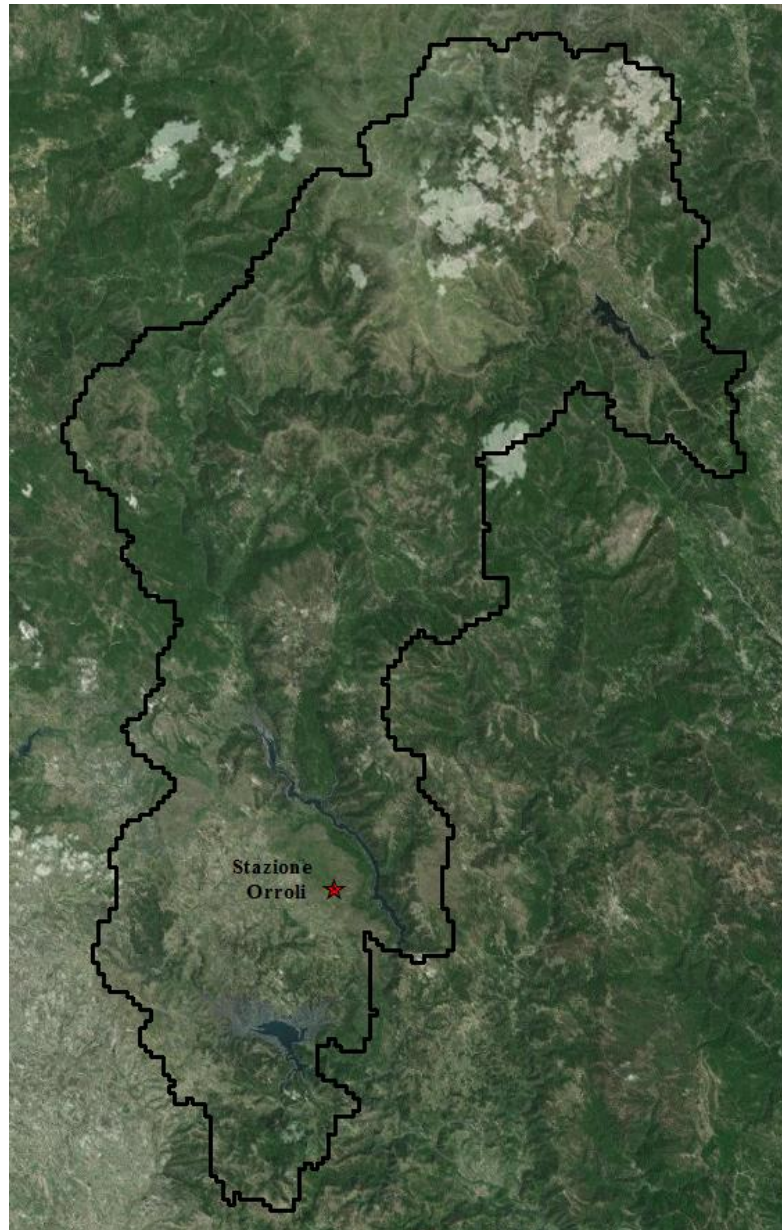


Figure 122. Bacino del Flumendosa.

Tale bacino è caratterizzato da una superficie di 970 kmq, con sezione di chiusura in corrispondenza della sezione di Monte Scrocca. Pur il bacino del Flumendosa non essendo stato utilizzato per le analisi durante tale lavoro di tesi, da esso sono state desunte, le mappe di caratterizzazione del suolo e della vegetazione del bacino del Mulargia.

3.2. Il Modello Ecoidrologico.

Il modello che si è andato a realizzare ed implementare è stato derivato da una versione aggiornata del modello idrologico distribuito di Montaldo et al., (2007) e del modello di dinamica della vegetazione VDM di Montaldo et al., (2008) implementato sinora alla scala locale, in modo da simulare le complesse dinamiche tra suolo, vegetazione ed atmosfera. All'interno del modello idrologico viene effettuata la stima del bilancio idrico per ciascuna cella del bacino utilizzando il metodo del Force-Restore ed il modello di Philips per il calcolo del deflusso nella versione proposta da Montaldo et al., (2008); calcolato il deflusso, questo viene fatto propagare lungo il bacino attraverso una versione modificata del metodo Muskingum-Cunge (Mancini et al., 1999; Montaldo et al., 2004). Specificatamente la struttura del modello può essere rappresentata attraverso quattro blocchi, ciascuno con una precisa funzione:

- 1 Blocco dove si elabora l'informazione fornita dalla matrice delle quote del terreno (DEM) e si genera il reticolo idrografico;
- 2 Blocco in cui viene eseguita la lettura delle misure dei dati idro-meteorologici, tali misure vengono distribuite spazialmente su tutte le celle del bacino;
- 3 Blocco in cui viene generato il deflusso superficiale attraverso la stima di tutti i fenomeni che influenzano la dinamica del bilancio idrologico;
- 4 Blocco in cui si simula la propagazione del deflusso superficiale per ogni ramo del reticolo idrografico.

La prima parte gestisce l'ingresso e l'elaborazione dei dati delle quote del terreno ("Digital Elevation Model", DEM). I valori che rappresentano le quote medie del terreno nelle celle elementari del bacino sono campionati secondo una maglia quadrata di discretizzazione. Nel modello le celle del DEM sono filtrate da un algoritmo che elimina le depressioni locali (pits), che si possono presentare frequentemente nelle matrici di quote in seguito ad una non corretta scelta della dimensione della griglia di campionamento. Per ogni cella del bacino, l'algoritmo verifica che la quota non sia inferiore a quella delle 8 celle circostanti. Se si verificasse questa possibilità la cella esaminata è una depressione locale (pits) e l'algoritmo provvede ad innalzare tale quota di una quantità fissata, in base alla natura dei dislivelli presenti nel DEM. La procedura riconosce inoltre il confine del bacino ed ha la possibilità di non modificare la quota delle celle fissate a priori, quali, ad esempio, la sezione di recapito o alcuni punti singolari del bacino. A partire dal DEM privo di depressioni locali ottenuto in questa fase, il programma genera automaticamente il reticolo idrografico, scegliendo, su ogni cella, la direzione di massima pendenza. Questa viene definita per ogni cella utilizzando l'algoritmo noto come D8 (otto direzioni di flusso), introdotto da O' Callaghan and Mark (1984), e largamente utilizzato da diversi autori (Band, 1986; Carrara, 1988; Tarboton et al., 1988; Jenson, 1991). Esso risulta essere il primo e più semplice metodo per assegnare la direzione di propagazione del flusso e

consiste nell'assegnare il flusso da ogni cella ad una delle otto confinanti, sia adiacenti che in diagonale, secondo la direzione di massima pendenza. In tale rappresentazione si è assunto che ogni cella del DEM sia attraversata da un ramo del reticolo. Durante la generazione del reticolo il programma registra, in alcune matrici ausiliarie, la direzione secondo cui il reticolo deve essere percorso, la lunghezza, la pendenza di ogni tratto esaminato e l'estensione dell'area scolante di monte per quel tratto. L'area scolante a monte di ogni cella, A , è data dall'area contribuente ad ogni pixel ed è stimata come il prodotto del numero di pixel drenanti attraverso la cella e l'area della cella. L'area specifica del bacino, a , sarà pari a A/L , dove L è la larghezza della cella (Tarboton, 1997). Questo blocco del modello permette, inoltre, la distinzione dei versanti dal reticolo idrografico (Montgomery & Foufoula – Georgiou, 1993) stabilendo un'area di drenaggio minima al di sopra della quale le celle in cui è suddivisa la superficie del bacino vanno a comporre il reticolo di drenaggio alveato.

Nel secondo blocco del modello viene eseguita la lettura dei dati idro-meteorologici osservati dalle stazioni considerate, a ciascuna delle quali viene assegnata una coppia di coordinate intesa come riga e colonna. Tale informazione viene distribuita spazialmente adottando determinati metodi, il modello consente la distribuzione spaziale mediante o il metodo di Thiessen (Thiessen, 1911), oppure mediante il metodo della distanza inversa, nel lavoro eseguito è stato utilizzato il primo metodo.

Nella terza parte attraverso la stima di tutti i fenomeni che influenzano la dinamica del bilancio idrologico, viene generato il deflusso superficiale (di cui si darà successivamente una dettagliata descrizione). Il fine ultimo di questo modello consiste nel simulare la formazione e la propagazione del deflusso di piena considerando la variabilità spaziale dei dati di ingresso e dei parametri che definiscono i processi al suolo con una fine risoluzione spaziale e temporale, permettendo di calcolare l'idrogramma di piena in una qualsiasi sezione lungo il reticolo idrografico (Mancini, 1990 e 1998). La risoluzione spaziale deriva dalle dimensioni delle celle elementari in cui si suddivide la superficie del bacino. All'interno di ciascuna cella le proprietà topografiche idrologiche ed idrauliche sono ipotizzate continue ed omogenee, in modo da permettere la parametrizzazione delle equazioni dei singoli processi fisici per la cella in esame e di valutarne poi gli effetti complessivi in termini di portata alle sezioni del reticolo idrografico.

Nella quarta parte del modello sono implementate le equazioni che descrivono la propagazione del deflusso superficiale sui versanti e nel reticolo idrografico. Il trasferimento del deflusso superficiale sui versanti e nel reticolo idrografico si ottiene con un metodo di propagazione idrologica basato sul metodo Muskingum – Cunge (Cunge, 1969) nella sua forma non lineare, che si basa sul calcolo della celerità di propagazione in rete variabile nel tempo (Ponce, 1989; Ponce e Yevjevich, 1978; Ponce e Chaganti, 1994). Il modello assume, che per un canale di estremi (i) e ($i + 1$), che colleghi due celle secondo la direzione di massima pendenza, valga una relazione lineare tra il volume invasato W nel tratto considerato, la portata entrante Q_i attraverso la sezione (i) e quella uscente Q_{i+1} attraverso la sezione ($i + 1$):

$$W = k[\varepsilon Q_i + (1 - \varepsilon)Q_{i+1}] \quad (14)$$

Dove k è il coefficiente di invaso ed ε è il fattore di peso che rappresenta l'influenza relativa della portata entrante e di quella uscente. Indicando poi con Q_j la portata alla sezione $(i + 1)$ al tempo $(j + 1) \Delta t$, dove Δt è l'intervallo di discretizzazione temporale del modello, il metodo Muskingum assume la forma:

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 Q_i^{j+1} + C_2 Q_i^j + C_3 Q_{i+1}^j \quad (15)$$

dove i coefficienti C_i , la cui somma deve essere pari all'unità, hanno le espressioni:

$$C_1 = \frac{\Delta T - 2k\varepsilon}{2k(1-\varepsilon) + \Delta T} \quad (16)$$

$$C_2 = \frac{\Delta T + 2k\varepsilon}{2k(1-\varepsilon) + \Delta T} \quad (17)$$

$$C_3 = \frac{2k(1-\varepsilon) - \Delta T}{2k(1-\varepsilon) + \Delta T} \quad (18)$$

Dove:

$$k = \frac{\Delta x}{\omega} \quad (19)$$

$$\varepsilon = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q}{B\omega S_0 \Delta x} \right) \quad (20)$$

$$\omega = \frac{dq}{dA} \quad (21)$$

Con riferimento al generico canale di propagazione dell'onda, ω rappresenta la celerità, Δx la lunghezza, S_0 la pendenza di fondo assunta coincidente con la pendenza topografica, B la larghezza in corrispondenza del pelo libero della sezione idrica ed A l'area della sezione idrica. L'equazione scritta per ogni cella, viene modificata sommando nella cella di valle $(i + 1)$ la portata dovuta al deflusso superficiale, ossia:

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 Q_i^{j+1} + C_2 Q_i^j + C_3 Q_{i+1}^j + q_{i+1}^{j+1} \quad (22)$$

Con:

$$q_{i+1}^{j+1} = A_0 + \frac{P_e[(i+1),(j+1)\Delta t]}{\Delta t} \quad (23)$$

Dove $P_e[(i + 1), (j + 1)\Delta t]$ è il deflusso superficiale che la cella $(i + 1)$ di area A_0 restituisce nell'intervallo temporale $[j\Delta t, (j + 1)\Delta t]$.

Il valore di celerità $\omega_{i,j}$ è assunto variabile nel tempo e nello spazio ed è calcolato in ogni cella come:

$$\omega_{i,j}(t) = \frac{5}{3} V_{i,j}(t) \quad (24)$$

in cui $V_{i,j}$ è la velocità media della corrente in ciascuna cella (sul versante o nel reticolo idrografico) calcolata con la formula di Chezy il cui fattore di resistenza viene valutato con l'espressione di Gauckler Strickler. Nel caso di alveo rettangolare, l'espressione della velocità media per la generica cella (i, j), sarà:

$$V = \left(\frac{Q}{r_f}\right)^{0.25} \left(k_s \left(\frac{r_f}{r_f+2}\right)^{\frac{2}{3}} t^{0.5}\right)^{0.75} \quad (25)$$

dove k_s è il coefficiente di scabrezza, r_f il rapporto tra la larghezza della sezione ed il tirante idrico. Il valore della portata Q_{i+1}^{j+1} stimata tramite l'espressione suggerita da Ponce e Yevjevich (1978) è il seguente:

$$Q_{i+1}^{j+1} = \frac{(Q_i^{j+1} + Q_i^j + Q_{i+1}^j)}{3} \quad (26)$$

Assumendo una portata variabile nel tempo, è quindi possibile modificare le celerità nei singoli tratti del reticolo idrografico in modo dinamico rispetto al processo di formazione stessa della piena. Questa impostazione consente di rappresentare meglio proprio i rami di risalita e di esaurimento dell'idrogramma rispetto al classico schema a celerità uniforme. Per ciascuna cella del bacino, il calcolo di $V_m(t)$ si basa quindi su una geometria idraulica, che in assenza di un rilievo di dettaglio degli alvei, può ricavarsi ipotizzando che la sezione idraulica del canale o del versante sia rettangolare e omotetica, ossia che il rapporto ($r_f = \frac{B}{y}$) tra la larghezza in sommità B e il tirante idrico y sia costante in diversi tronchi del reticolo idrografico.

Entrando nello specifico, il modello di dinamica del suolo (SDM) simula le dinamiche dell'acqua e dei flussi energetici nel suolo. La superficie del suolo è suddivisa in suolo nudo ed in vegetazione, la quale a sua volta si suddivide in specie arbustive e specie erbacee; in virtù dei dati a disposizione la percentuale di specie erbacee, viene ricavata a partire da quella arbustiva essendo quest'ultima ricavabile dalle immagini satellitari. Il modello considera il suolo suddiviso in due strati, uno strato superficiale di spessore limitato ed un cosiddetto strato delle radici; per questi strati la temperatura superficiale e l'umidità del suolo sono stimati attraverso il metodo del Force-Restore. L'analisi dello strato delle radici è fondamentale in quando l'umidità di tale zona governa i principali processi idrologici, tra i quali l'evapotraspirazione, l'infiltrazione ed i meccanismi di generazione del deflusso. Per simulare i processi energetici è stato considerato l'effetto della stabilità atmosferica, per valutare come la turbolenza vada ad influenzare i diversi processi in atto.

Il modello VDM valuta il cambiamento della biomassa nel tempo come differenza tra il tasso di produzione di biomassa (fotosintesi) e i termini di perdita (respirazione, senescenza e caduta delle foglie) ed effettua la stima del LAI, il quale viene poi usato nel modello idrologico per la stima dell'evapotraspirazione e dell'intercezione vegetale. Per meglio comprendere le caratteristiche del modello realizzato, si riporta lo schema a blocchi (Figura 123) relativo ai processi che si presentano in ogni cella del bacino in esame.

Il modello utilizza come input nel secondo blocco, dati meteorologici con risoluzione temporale semi oraria, permettendoci così un'adeguata rappresentazione delle dinamiche di interazione tra le diverse componenti; la discretizzazione spaziale invece risulta essere variabile a seconda del bacino preso in esame.

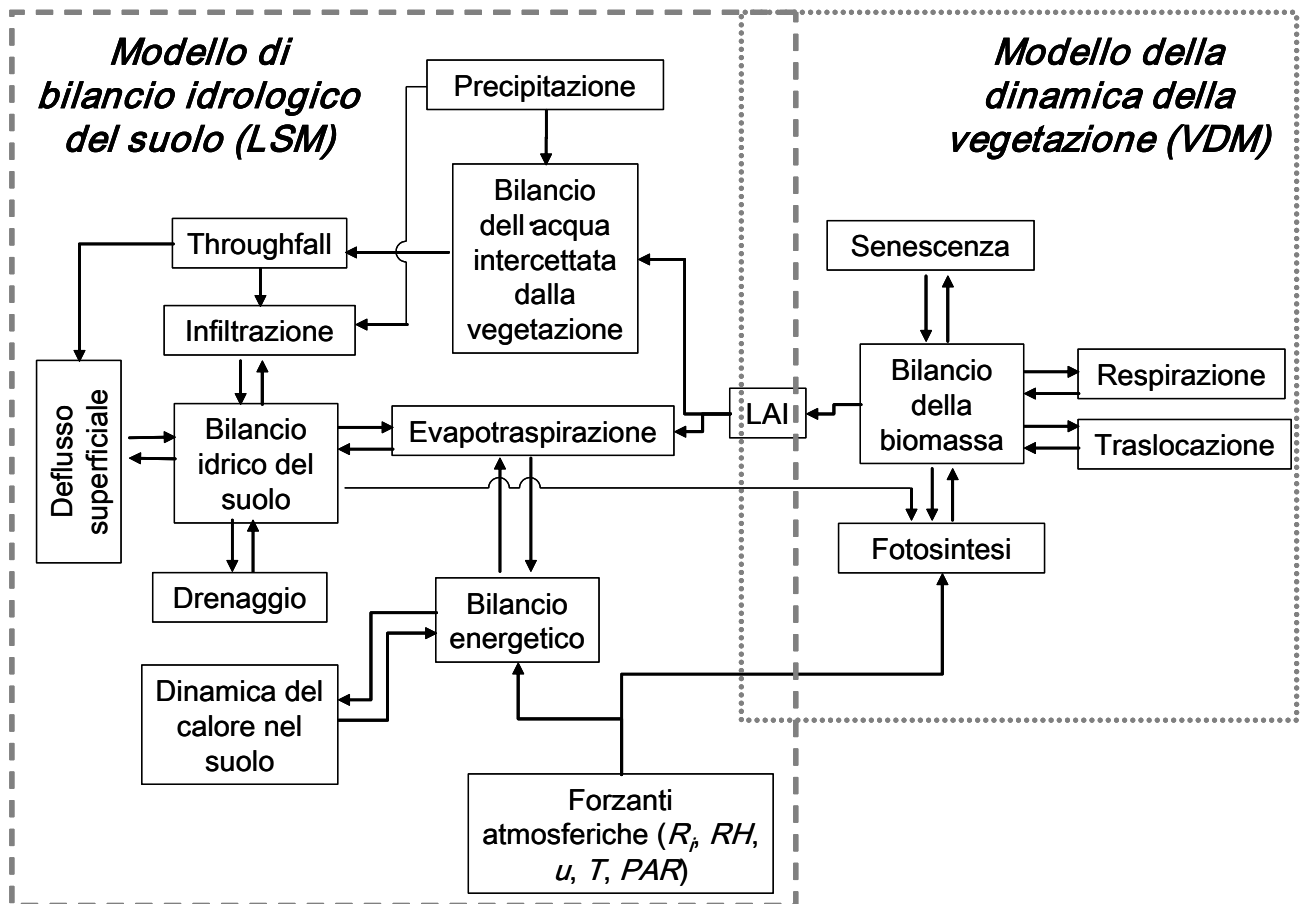


Figura123. Schema Accoppiamento modello di dinamica del suolo SDM con un modello di dinamica della vegetazione VDM.

Conseguentemente il modello ecoidrologico come rappresentato nello schema a blocchi (Figura123) è suddiviso fondamentalmente in due parti:

- Modello di dinamica del suolo;
- Modello di dinamica della vegetazione.

Tali parti nel modello sono strettamente interconnesse fra di loro in quanto gli output dell'uno vengono utilizzati come input per l'altro. All'interno del modello di dinamica del suolo, è stato sviluppato il modello di bilancio idrologico, il quale consente di determinare i flussi idrici ed energetici sulla superficie del suolo con una risoluzione temporale di trenta minuti. Il modello deriva dal LSM (*Land Surface Model*) (Montaldo & Albertson, 2001) ed include il suolo nudo e due componenti della vegetazione (specie erbacee e

arbustive). La modellazione dello strato termico superficiale si ottiene sulla base del “metodo del Force-Restore” (Noilhan & Planton, 1989; Montaldo et al., 2001) come il risultato di un’azione “forzante”, dovuta allo scambio energetico con l’atmosfera (radiazione netta, flusso di calore sensibile, flusso di calore latente) e di un’azione di “restaurazione”, che spinge la temperatura superficiale verso gli strati più profondi del suolo. Operando tramite un bilancio idrologico su una colonna verticale di terreno, il metodo permette di ottenere il contenuto di umidità del suolo. Di conseguenza si ottengono la temperatura superficiale e l’umidità del suolo sia nello strato superficiale che nella zona radicale, oltre all’intercettazione idrica operata dalla copertura vegetale. Il bilancio idrico viene effettuato simulando i processi di infiltrazione, evapotraspirazione, scorrimento superficiale e drenaggio, specificatamente all’interno di tale bilancio, i processi che rivestono un ruolo chiave nella dinamica suolo-atmosfera-vegetazione rappresentati nel modello (Figura 124) sono i seguenti:

- Evaporazione da suolo nudo;
- Traspirazione (sia per le specie erbacee che per le specie arbustive);
- Intercettazione vegetale;
- Evaporazione dalla vegetazione bagnata;
- Infiltrazione;
- Drenaggio;
- Deflusso.

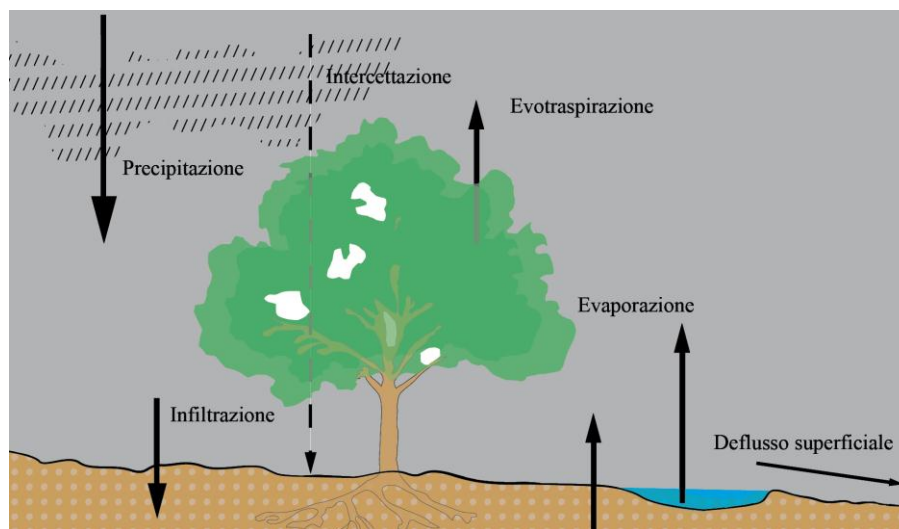


Figura 124. Schema dei principali coinvolti nel bilancio idrologico.

Come tutti i modelli, anche il modello realizzato richiede che vengano forniti una serie di dati di input e che vengano correttamente definite le variabili di progetto.

I dati meteorologici di cui necessita il modello sono:

- Temperatura atmosferica [$^{\circ}\text{K}$];
- Umidità relativa dell'aria [%];
- Pioggia [mm];
- Pressione atmosferica [Hpa];
- Velocità del vento [m s^{-1}];
- Radiazione attiva per la fotosintesi (PAR) [W m^{-2}];
- Radiazioni ad onde corte incidenti [W m^{-2}].

Tra le variabili necessarie per la risoluzione delle equazioni differenziali si hanno:

- Temperatura superficiale, rappresentativa sia della superficie del suolo, che della copertura vegetale;
- Temperatura media dello strato delle radici;
- Contenuto idrico superficiale del suolo;
- Contenuto idrico medio del suolo nella zona delle radici;
- Riserva d'acqua intercettata dalla vegetazione.

Dalla valutazione di queste variabili vengono definiti tutti i termini relativi al bilancio idrico ed energetico (radiazione netta, calore latente, calore sensibile, deflusso, infiltrazione, etc.). In Tabella 4 si riportano i principali parametri e le variabili di stato utilizzate nel modello:

Tabella 4 Parametri e Variabili Principali usati nel modello ecoidrologico distribuito.

Parametri del SDM	Unità di misura	Descrizione
K_{SAT}	[m/s]	Conducibilità idraulica a saturazione
ω_{sat}	[-]	Contenuto idrico a saturazione
b	[-]	Parametro di Clapp-Hornberger
ψ	[m]	Potenziale idrico
σ	[-]	Costante di Stefan-Boltzman
ε		Emissività
z_i	[m]	Termine di scabrezza (variabile per le diverse componenti)
<i>bubble</i>		Contenuto di aria nel suolo
d_l	[m]	Profondità dello strato delle radici
d_s	[m]	Profondità dello strato superficiale
Parametri del VDM		
a_v	[-]	Coefficiente di allocazione per le parti verdi
a_s	[-]	Coefficiente di allocazione per tronchi e rami
a_r	[-]	Coefficiente di allocazione per le radici
d_v	d ⁻¹	Coefficiente di mortalità per le parti verdi
d_s	d ⁻¹	Coefficiente di mortalità per tronchi e rami
d_r	d ⁻¹	Coefficiente di mortalità per le radici
g_v	[-]	Coefficiente di respirazione per la crescita per le parti verdi
g_s	[-]	Coefficiente di respirazione per la crescita per tronchi e rami
g_r	[-]	Coefficiente di respirazione per la crescita per le radici
m_v	d ⁻¹	Coefficiente di respirazione per il mantenimento per le parti verdi
m_s	d ⁻¹	Coefficiente di respirazione per il mantenimento per tronchi e rami
m_r	d ⁻¹	Coefficiente di respirazione per il mantenimento per le radici
c_v	[m ² gDM ⁻¹]	Area specifica delle foglie durante il processo di crescita
c_d	[m ² gDM ⁻¹]	Area specifica delle foglie della biomassa morta
k_a	[-]	Tasso di biomassa morta
Q_{10}	[-]	Coefficiente di temperatura per il processo di respirazione
$r_{c,min}$		Resistenza minima della specie vegetativa al flusso traspirativo
ξ_A	[-]	Parametro di efficienza fotosintetica
Parametri del VDM-SDM		
T_{MIN}	[°C]	Temperatura minima per la Fotosintesi
T_{MAX}	[°C]	Temperatura massima per la Fotosintesi
T_{OPT}	[°C]	Temperatura ottimale per la Fotosintesi
ω_{WILT}	[-]	Punto di appassimento
ω_{LIM}	[-]	Contenuto idrico del suolo limite per le specie vegetative
VARIABILI DI STATO		
ω_{RZ}	[-]	Umidità del suolo dello strato delle radici
ω_s	[-]	Umidità del suolo dello strato superficiale
T_i	[°C]	Temperatura dei due strati

3.2.1 Equazioni del Modello.

3.2.1.1 SDM.

Le due principali equazioni caratteristiche del modello sono rappresentate da quelle relative alla dinamica della temperatura e da quelle relative all'umidità del suolo.

3.2.1.1.1 Dinamica della Temperatura del suolo.

Il modello calcola la temperatura superficiale e la temperatura dello strato delle radici applicando il “Metodo del Force Restore”, rispettivamente attraverso le seguenti espressioni:

$$\frac{\partial T_S}{\partial t} = C_T G - \frac{2 \cdot \pi}{\tau} (T_S - T_2) \quad (27)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = (\Delta T) G \frac{1}{C_G \cdot r} \quad (28)$$

Dove:

- T_S rappresenta la temperatura dello strato superficiale;
- τ rappresenta il passo temporale giornaliero;
- C_G rappresenta la capacità volumetrica del suolo di accumulare calore;
- G rappresenta il flusso di calore nel suolo;
- C_T è dato dall'inverso di C_G .

Come si evince dalle equazioni (27-28) il “Metodo del Force Restore” consiste nello stimare la dinamica termometrica come la risultante di una forza diurna dovuta a G e di un secondo termine di “restaurazione”, che spinge la temperatura superficiale verso gli strati più profondi del suolo.

3.2.1.1.2 Dinamica dell'Umidità del suolo.

Il metodo calcola sia la temperatura che l'umidità del suolo sia superficiale che quella relativa allo strato delle radici; infatti dal punto di vista dell'umidità; il suolo come detto risulta essere simulato attraverso due strati, uno strato superficiale di limitato spessore ed una zona delle radici, al di sotto della quale si suppone esserci uno strato impermeabile. Attraverso le equazioni di bilancio si riesce a valutare la variazione ad ogni step temporale rispettivamente dell'umidità superficiale e di quella della zona delle radici attraverso le seguenti equazioni:

$$\frac{\partial w_s}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_s} (I_{EFF_New} - \mathbf{Evapor} \cdot \mathbf{Suolo Nudo}) - \Delta T \frac{C_2}{\tau} (w_s - w_E) \quad (29)$$

$$\frac{\partial w_{RZ}}{\partial t} = \frac{1}{d_1} \left(I_{EFF_New} \Delta T - E - ET \cdot \Delta T \frac{1}{1000} - \mathbf{Drenaggio} \right) \quad (30)$$

Dove:

- w_s è l'umidità del suolo dello strato superficiale;
- w_{RZ} è l'umidità del suolo della zona delle radici;
- w_E è l'umidità del suolo equivalente, ovvero, rappresenta il contenuto idrico del suolo nel momento in cui le forze di risalita capillare eguagliano quelle dovute alla gravità;
- ρ_w rappresenta la densità dell'acqua;
- d_s e d_1 sono rispettivamente la profondità dello strato superficiale del suolo e della zona delle radici;
- ΔT rappresenta l'intervallo temporale adottato;
- τ rappresenta il passo temporale giornaliero;
- I_{EFF_New} rappresenta l'aliquota d'acqua che effettivamente si infila nel terreno;
- E rappresenta l'aliquota d'acqua evaporata dal suolo nudo;
- ET rappresenta la traspirazione rispettivamente dalle specie arbustive (WV) ed erbacee;
- $\mathbf{Drenaggio}$ rappresenta l'aliquota d'acqua che si muove al di fuori della zona delle radici, assumendo preponderante il termine gravitazionale (Albertson & Kiely, 2001);
- C_1 e C_2 sono coefficienti che caratterizzano la velocità con la quale il profilo idrico del suolo viene rispettivamente modificato dalle forzanti atmosferiche e restaurato alle condizioni di equilibrio;

I coefficienti C_1 e C_2 vengono stimati mediante le formule (Noilhan & Planton, 1989):

$$C_1 = C_{1,SAT} \left(\frac{w_{SAT}}{w_{RZ}} \right)^{\left(\frac{b}{2} - 1 \right)} \quad (31)$$

$$C_2 = C_{2,REF} \left(\frac{w_{RZ,adj}}{w_{SAT,RZ} - w_{RZ,adj} - w_L} \right) \quad (32)$$

Dove:

- w_{SAT} e $w_{SAT,RZ}$ rappresentano il contenuto idrico del suolo a saturazione per lo strato superficiale e per lo strato delle radici;
- b è il parametro della curva di ritenzione idrica del suolo;
- $C_{1,SAT}$ e $C_{2,REF}$ rappresentano dei coefficienti funzione della tessitura del suolo;

- w_L è una costante di piccola entità introdotta per evitare che il denominatore vada a zero quando $w_{RZ,adj} \rightarrow w_{SAT,RZ}$.

Nello studio dell'evoluzione temporale dell'umidità del suolo, rivestono un ruolo fondamentale i legami tra l'umidità del suolo ed il potenziale idrico e tra la conducibilità idraulica del suolo e l'umidità stessa, tali legami sono espressi tramite le relazioni di Clapp & Hornberger (1978), nel modello realizzato tali relazioni vengono utilizzate per il calcolo di $w_{RZ,adj}$.

$$w_{RZ,adj} = w_{SAT,RZ} \left(\frac{\psi}{\psi_{SAT,RZ}} \right)^{\left(-\frac{1}{b_{RZ}} \right)} \quad (33)$$

Dove:

- ψ rappresenta il potenziale matriciale del suolo in esame;
- $\psi_{SAT,RZ}$ rappresenta il potenziale matriciale a saturazione relativamente allo strato delle radici;
- b_{RZ} è il parametro della curva di ritenzione idrica del suolo per lo strato delle radici.

Relativamente al contenuto idrico equivalente w_E , è importante constatare come tale valore vari in maniera considerevole con il tipo di suolo, andando ad esempio per terreni sabbiosi ad essere inferiore rispetto al contenuto idrico medio del suolo. Noilhan & Planton, (1989) trovarono la relazione tra $w_{SAT,RZ}$ ed w_E , andando a risolvere le equazioni di Richards valide per suoli insaturi, ipotizzando valide le considerazioni effettuate da Clapp & Hornberger, (1978), per le proprietà idrauliche del terreno e la condizione di bilancio tra le forze capillari e gravitazionali in condizioni insature; tale relazione viene espressa dall'uguaglianza:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = \mathbf{1} \quad (34)$$

L'ipotesi di condizioni insature ha condotto a ricavare una relazione polinomiale tra le due quantità:

$$y = x - a(x^{p_1})(1 - x^{8 \cdot p}) \quad (35)$$

Dove:

- $x = w_{RZ,adj} \frac{1}{\psi_{SAT,RZ}}$ (36)
- a, p_1 sono parametri definiti per i diversi tipi di suolo;

Da cui poi si ricava:

$$w_E = y(w_{SAT,RZ}) \quad (37)$$

La problematica di questa metodologia è relativa soprattutto al caso di suoli stratificati, in tali condizioni le proprietà idrauliche e le caratteristiche tessiturali differiscono passando dallo strato superficiale a quelli più profondi, conseguentemente risulta necessario definire i valori di conducibilità, del potenziale idraulico, del contenuto a saturazione e del parametro della curva di ritenzione idrica per ogni strato. Le caratteristiche del termine di restaurazione (ovvero l'effetto che spinge la temperatura superficiale verso gli strati più profondi del suolo) che descrive il drenaggio e la ricarica della falda (non descritta nel suddetto modello) non rendono il modello utilizzabile per suoli stratificati. Il termine cosiddetto di restaurazione descrive l'effetto di un flusso attraverso uno strato di noto spessore (nel presente caso, lo strato delle radici) mentre l'effetto del gradiente tra lo strato superficiale e lo strato delle radici viene esplicato dalla differenza ($w_S - w_E$).

3.2.1.1.3 Il Bilancio Energetico.

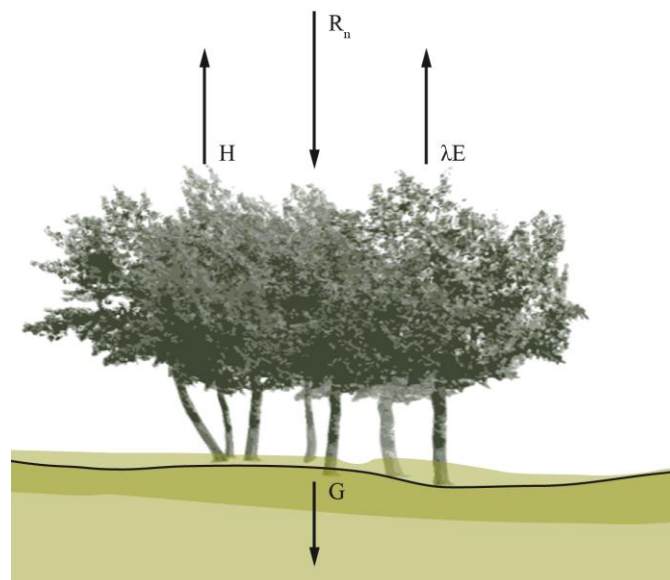


Figure 125. Schema dei principali coinvolti nel bilancio energetico.

Il bilancio energetico del modello viene calcolato con la formula seguente:

$$G = R_N - H - LE \quad (38)$$

Dove:

- R_N è la radiazione netta ad onde corte;
- H è il calore sensibile;
- LE è il calore latente.

La radiazione netta è possibile determinarla conoscendo le frazioni di radiazione emessa o assorbita da una data superficie. Considerando una generica frazione di superficie (suolo nudo, specie erbacee o specie arbustive) si avrà che:

$$R_N = R_{SW}(1 - \alpha) + \varepsilon(R_{ld} - R_{lu}) \quad (39)$$

Dove:

- R_{SW} è la radiazione incidente ad onde corte, emessa direttamente dal sole;
- α è l'albedo che rappresenta la frazione di luce o, più in generale, di radiazione incidente che viene riflessa in tutte le direzioni;
- ε è l'emissività, che è caratteristica per ogni superficie.

Le frazioni di radiazione ad onde lunghe sono ottenute applicando la legge di Stefan-Boltzman, più specificatamente R_{ld} rappresenta la radiazione incidente ad onde lunghe sulla superficie terrestre, R_{lu} è la radiazione ad onde lunghe emessa verso l'alto:

$$R_{ld} = \sigma \cdot (T_S)^4 \quad (40)$$

$$R_{lu} = \sigma \varepsilon_a (T_a)^4 \quad (41)$$

$$\varepsilon_a = 1.24 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (42)$$

Dove:

- σ rappresenta la costante di Stefan-Boltzman;
- ε_a rappresenta l'emissività nell'ipotesi di cielo chiaro;
- e_a rappresenta la pressione di vapore acqueo in aria;
- T_a è la temperatura dell'aria;
- T_S è la temperatura superficiale, descritta precedentemente nella dinamica del suolo.

Per la determinazione del calore sensibile e del calore latente, viene introdotto il concetto di stabilità atmosferica, questo al fine di poter constatare quanto la turbolenza vada ad influenzare i flussi energetici ed idrici (Garratt, 1993), più specificatamente il calore sensibile è espresso mediante la formula aerodinamica:

$$H = \rho_a \cdot c_p \cdot ch \cdot va \cdot (T_S - T_a) \quad (43)$$

Dove:

- c_p rappresenta il calore specifico dell'aria;

- ρ_a rappresenta la densità dell'aria;
- va rappresenta la velocità del vento;
- ch rappresenta il coefficiente aerodinamico espresso come segue:

$$ch = \frac{k^2}{\log\left(\frac{z_v}{z_o}\right) \cdot \log\left(\frac{z_s}{z_{os}}\right)} \quad (44)$$

Dove:

- k è la costante di Von Karman;
- z_v e z_s rappresentano l'altezza alla quale vengono misurate rispettivamente la velocità del vento e la temperatura dell'aria;
- z_o rappresenta la scabrezza del suolo;
- z_{os} rappresenta una scabrezza scalare del suolo riferita alla grandezza termometrica.

3.2.1.1.4 Il Bilancio Idrico.

Tale bilancio riveste un ruolo fondamentale nello studio dell' interazione suolo-vegetazione-atmosfera, specificamente per l'analisi e la quantificazione dei flussi idrici da e verso la superficie terrestre e la vegetazione (erbacea ed arbustiva). Per la valutazione di tale bilancio vengono considerati nel modello una serie di processi fisici:

- Evapotraspirazione;
 - Evaporazione da suolo nudo;
 - Traspirazione da specie erbacee ed arbustive.
- Evaporazione diretta;
- Intercettazione vegetale;
- Drenaggio;
- Precipitazione;
- Infiltrazione;
- Deflusso Superficiale;
- Deflusso di base.

3.2.1.1.4.1 Evapotraspirazione.

Per il calcolo, l'evapotraspirazione totale ET , è ottenuta dalla somma dell'evaporazione dalla superficie del suolo E_{BS} e dalla traspirazione dalla vegetazione (erbacea T_{Gr} ed arbustiva T_{WV}). Specificatamente definendo le frazioni di suolo nudo, vegetazione arbustiva ed erbacea (f_{BS} , $f_{V,WV}$ ed $f_{V,Gr}$) si avrà che:

$$ET = f_{BS}E_{BS} + f_{V,WV}T_{WV} + f_{V,Gr}T_{Gr} \quad (45)$$

3.2.1.1.4.2 Evaporazione da suolo nudo.

Il termine di evaporazione dal suolo nudo viene definito attraverso l'equazione di Penman:

$$E_{BS} = \alpha_1 \frac{\Delta(R_N - G) + \frac{\rho_a c_p VPDEF}{r_a}}{L_v(\Delta + \gamma)} \quad (46)$$

Dove:

- Δ rappresenta il gradiente di vapore saturo rispetto alla temperatura;
- L_v rappresenta il calore latente di vaporizzazione dell'acqua;
- $VPDEF$ è il deficit di pressione di vapore, ossia la differenza tra la pressione di vapore saturo e la pressione di vapore effettiva alla stessa temperatura e pressione;
- γ è la costante psicometrica;
- r_a è la resistenza aerodinamica; essa controlla il tasso di trasferimento del vapore acqueo dal suolo verso l'atmosfera e risulta essere inversamente proporzionale alla velocità del vento e cambia a seconda dell'altezza della vegetazione che ricopre il terreno secondo la seguente espressione:

$$r_a = \frac{1}{ch(va)} \quad (47)$$

Fondamentale è il termine α_1 che è stato ricavato da Parlange (Parlange et al., 1999) attraverso un'equazione polinomiale in funzione dell'umidità dello strato superficiale w_s .

3.2.1.1.4.3 *Traspirazione.*

Il flusso di traspirazione dalla vegetazione è ottenuto attraverso l'Equazione di Penman-Monteith:

$$T = \text{fraz.vegetazione} \frac{\Delta(R_N - G) + \frac{\rho_a c_p VPDEF}{r_a}}{L_v \left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right)} \quad (48)$$

r_c rappresenta la resistenza della vegetazione al flusso traspirativo, determinandone una riduzione, dove:

$$r_c = \frac{r_{c,min.}}{f_1(w) f_5(VPDEF) f_2(T)} \quad (49)$$

Maggiore è il numero di foglie presenti (e di conseguenza quanto più elevato è il valore LAI) tanto minore risulta il valore di $r_{c,min.}$ poiché, in tale condizione, la pianta ha a disposizione un maggior numero di stomi attraverso i quali il vapore acqueo traspirato può diffondersi nell'atmosfera. Tale collegamento è esplicito mediante la seguente formula:

$$r_{c,min} = \frac{r_{s,min.}}{LAI} \quad (50)$$

Dove $r_{s,min}$ è la resistenza stomatica minima ed è variabile con la tipologia arbustiva considerata, essa rappresenta la resistenza minima offerta dalla vegetazione che all'aumentare del LAI diminuisce, mentre quando il LAI diventa nullo la resistenza tende ad infinito e la traspirazione cessa.

Nel modello le funzioni adottate nel calcolo della resistenza della pianta sono valutate nel seguente modo:

- f_1 rappresenta la dipendenza dell'apertura degli stomi dal contenuto idrico del suolo ed è definita come il rapporto tra la traspirazione effettiva e quella potenziale; si possono inoltre presentare diverse situazioni al variare del contenuto idrico:
 - per contenuti idrici del suolo inferiori al punto di appassimento (w_{WILT}) non avviene traspirazione, in quanto si assume che gli stomi siano completamente chiusi;
 - quando w risulta superiore a w_{LIM} , e cioè quando il contenuto idrico del suolo non rappresenta un fattore limitante, la traspirazione effettiva eguaglia quella potenziale;
 - per umidità del suolo intermedie viene assunto un andamento del rapporto $\frac{T_{effettiva}}{T_{potenziale}}$, lineare crescente in funzione di w .

A causa proprio della tipologia dell'ecosistema sardo (Detto et al., 2006) nel modello di bilancio idrologico l'effetto dell'umidità del suolo per le specie arbustive ed erbacee risulta essere di primaria importanza nella stima dei flussi evaporativi:

Specie Erbacee-Arbustive:

$$f_1(w) = \begin{cases} 0 & w_{RZ} < w_{WILT} \\ \frac{w_{RZ}-w_{WILT}}{w_{LIM}-w_{WILT}} & w_{WILT} < w_{RZ} < w_{LIM} \\ 1 & w_{RZ} > w_{LIM} \end{cases} \quad (51)$$

In generale w_{WILT} , w_{LIM} variano con il tipo di vegetazione (Larcher, 1995; Eagleson, 2002) presentando differenza sia tra le specie erbacee ed arbustive, ma soprattutto al variare della specie arbustiva.

- f_2 rappresenta invece la dipendenza dell'apertura stomatica dalla temperatura. Questa, infatti, non influisce solo sulla traspirazione, ma anche sulla fotosintesi. Esistono dei valori di temperatura che, a seconda del tipo di vegetazione, possono risultare ottimali per la fotosintesi o, al contrario, rischiano di danneggiare i tessuti della pianta stessa. In linea generale:
 - Per $T_a < T_{min}$ o $T_a > T_{max}$, gli stomi si chiudono completamente e dunque non si verificano scambi gassosi con l'esterno (non si ha perdita idrica e non si verifica fotosintesi);
 - Per $T_{a,opt} \leq T_a \leq T_{max}$ gli stomi sono completamente aperti, e dunque la perdita idrica e l'assunzione di anidride carbonica non sono in alcun modo limitate;
 - Per $T_{min} \leq T_a \leq T_{max}$ si ha una condizione di apertura parziale degli stomi.

Come trattato da (Larcher, 1995; Nouvellon e al., 2000) si ha che:

$$f_2(T_a) = \begin{cases} 0 & T_a < T_{min} \text{ o } T_a > T_{max} \\ \frac{T_{a,opt}-T_a}{T_{a,opt}-T_{min}} & T_{min} \leq T_a \leq T_{max} \\ 1 & T_{a,opt} \leq T_a \leq T_{max} \end{cases} \quad (52)$$

(T_{min} , T_{max} ed $T_{a,opt}$) rappresentano rispettivamente la temperatura minima, massima ed ottimale ai fini dei processi fotosintetici, e sono fortemente variabili in funzione del tipo di vegetazione (Larcher, 1995; Eagleson, 2002).

- f_5 tiene conto del comportamento degli stomi in funzione del deficit di vapore acqueo nell'atmosfera rispetto alle condizioni di saturazione (VPD). Infatti, maggiore risulta il VPD, maggiore sarà la tendenza dell'atmosfera ad estrarre acqua dalla vegetazione e corrispondentemente sarà maggiore la resistenza stomatica offerta dalle piante per non incorrere nel rischio di deficit idrico. Nel modello si utilizza la seguente relazione (Jarvis 1976):

$$f_5(VPDEF) = 1 - 0.01 \cdot VPDEF \quad (53)$$

Dove 0.01 è la pendenza relativa all'andamento di f_5 .

3.2.1.1.4.4 Evaporazione Diretta ed Intercettazione Vegetale.

L'Evaporazione diretta è definita come l'aliquota d'acqua che intercettata dalla vegetazione durante un evento meteorico, evapora. L'intercezione vegetale rappresenta l'aliquota di pioggia che venendo trattenuta dalla vegetazione non raggiunge il suolo. La quota di pioggia efficace (pioggia meteorica meno il termine intercettato dalla vegetazione) è modellata attraverso un'equazione di bilancio dell'acqua intercettata dalle piante (questo volume intercettato è funzione del LAI e del tipo di vegetazione); una volta che il volume d'acqua che le piante possono intercettare arriva al suo valore massimo, allora l'acqua inizia a cadere sul terreno sottostante, mentre una parte dell'acqua evapora, in quanto si deposita sulle foglie. L'Evaporazione diretta viene valutata attraverso l'equazione di Penman:

$$Evapor_{Diretta} = 0.5VEGT(Delta) \frac{\Delta(R_N - G) + \frac{\rho_a c_p VPDEF}{r_a}}{L_v(\Delta + \gamma)} \quad (54)$$

Dove $VEGT$ è una variabile relativa alla frazione vegetativa, che tiene conto della frazione vegetativa all'istante precedente e del LAI (totale e solo delle parti verdi):

$$VEGT_{V,WV} = f_{V,WV} \frac{LAI_{V,WV} Totale}{LAI_{V,WV} Foglie} \quad (55)$$

$$VEGT_{V,Gr} = f_{V,Gr} \frac{LAI_{V,Gr} Totale}{LAI_{V,Gr} Stelo} \quad (56)$$

$Delta$ è un termine che rappresenta la capacità dell'apparato vegetale ad intercettare la risorsa idrica:

$$Delta = \left(\frac{Vol_{Veget}}{Vol_{Veget_MAX}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (57)$$

Vol_{Veget_MAX} rappresenta la quantità massima d'acqua che può essere intercettata ed oltre la quale la risorsa idrica raggiunge il suolo per superata capacità di raccolta.

$$Vol_{Veget_MAX} = 0.2(LAI_{Veg}) \left(\frac{f_{Veg}}{1000} \right) \quad (58)$$

Vol_{Veget} rappresenta invece il volume d'acqua che ad ogni istante può essere accumulato dalla specie vegetativa e risulta essere funzione sia del termine di evaporazione diretta, sia della pioggia così come della frazione vegetativa stessa.

3.2.1.1.4.5 Drenaggio.

Nel modello sviluppato il drenaggio viene inteso semplicemente come l'aliquota d'acqua che si muove lungo la verticale per il solo effetto gravitazionale, esso viene definito come:

$$\mathbf{Drenaggio} = \mathbf{ksat}(\Delta T) \left(\frac{w_{RZ}}{w_{SAT}} \right)^{2b+3} \quad (59)$$

Dove *ksat* rappresenta la conducibilità idraulica a saturazione.

3.2.1.1.4.6 Infiltrazione e Deflusso Superficiale.

Rappresenta uno dei processi chiave all'interno dell'intero modello e sul quale è stata posta gran parte dell'attenzione. Il modello di infiltrazione include anche il meccanismo di deflusso per eccesso di infiltrazione; in accordo con questo meccanismo, il valore attuale dell'infiltrazione relativa al tipo di copertura è preso come il minimo tra il valore della pioggia (o della pioggia efficace nel caso in cui nel terreno sia presente una copertura vegetale) e la capacità di infiltrazione; successivamente viene effettuato un ulteriore controllo sulla base del quale si verifica che l'infiltrazione continui fintanto che l'umidità superficiale non raggiunga il valore a saturazione. La valutazione dell'infiltrazione è fortemente legata all'istante temporale in cui ci si trova, ovvero se si è in una condizione in cui non sta piovendo da un certo periodo temporale, oppure se ha appena iniziato a piovere oppure se sta piovendo da un certo tempo, tale situazione viene controllata da una cosiddetta variabile flag che assume un valore 0 oppure 1. Nel caso in cui ci si trovi nella condizione in cui non stia piovendo oppure sia l'istante iniziale dell'evento meteorico, la capacità d'infiltrazione viene definita adottando l'equazione di Philip (1960) (Parlange et al, 1999):

$$I^* = A(ksat) + \frac{1}{2}St^{-\frac{1}{2}} \quad (60)$$

Dove:

- *t* rappresenta l'istante temporale;
- *S* rappresenta la sortività, ovvero la tendenza del terreno a lasciarsi attraversare da un dato fluido;
- *A* rappresenta un coefficiente (nel presente modello supposto pari a 0,5).

S e *A* sono state valutate da Sivapalan (Sivapalan & Wood, 1986; Wood et al., 1986), utilizzando un'espressione in funzione delle proprietà del suolo e del contenuto idrico nella zona delle radici all'inizio dell'evento di pioggia, in particolar modo:

$$S = \left[\left[\frac{2(ksat)(wsat-w_o)bubble}{wsat-0.08} \right] \left[\frac{1}{ETA+0.5B-1} + \frac{wsat-0.08}{wsat-w_o} \right] \right]^{\frac{1}{2}} \quad (61)$$

Dove:

- $B = \frac{1}{b}$ con b che rappresenta come precedentemente detto il parametro della curva di ritenzione idrica del suolo;
- $ETA = \frac{2+3B}{B}$; (62)
- $bubble$ è un termine rappresentativo della quantità di bolle d'aria all'interno del suolo;
- w_o rappresenta il contenuto idrico del suolo iniziale, al primo istante temporale è stato posto pari a 0.2, successivamente nel istante in cui si ha inizio di un evento meteorico assume un valore pari a w_s .

La situazione cambia nel momento in cui l'evento prosegue, in tal caso per eliminare la dipendenza da t , è stato utilizzato l'approccio di Milly, (Milly, 1986; Sivapalan & Milly, 1989, Liu et al., 1998), basato sull'approssimazione temporale, in questo modo I^* dipende soltanto dall'infiltrazione cumulata (oltre che da S ed A) ovvero:

$$I^* = C_{S3}(ksat) \left[1 + \left[\left(1 + \frac{4C_{S3}icum(ksat)}{S^2} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right]^{-1} \right] \quad (63)$$

Con:

$$C_{S3} = \frac{1}{2} [1 + w_{iniz}^{ETA}] \quad (64)$$

L'infiltrazione effettiva I_{EFF} viene definita come:

$$I_{EFF} = \min(I^*, PPT_{tax}) \quad (65)$$

Dove PPT_{tax} rappresenta il tasso netto di pioggia, ovvero l'aliquota d'acqua che raggiunge il terreno al netto dell'intercettazione vegetale. Come detto risulta di fondamentale importanza nel calcolo dell'infiltrazione potenziale, il termine di infiltrazione cumulata $icum$, la sua valutazione è legata all'istante temporale in cui ci si trova ed alla pioggia, ovvero:

$$icum = \begin{cases} 0 & istep = 1 \\ 0 & PPT = 0 \text{ \& } indic \geq x \\ icum + I_{EFF} \cdot \Delta T & istep \neq 1 \text{ o } PPT > 0 \end{cases} \quad (66)$$

$indic$ rappresenta un indicatore che è stato introdotto nel suddetto modello, al fine di controllare le condizioni del suolo, ovvero se per x ore di seguito non si ha un evento di pioggia si suppone nulla l'infiltrazione cumulata e corrispondentemente il contenuto di umidità del terreno viene posto pari a quello in condizioni di suolo secco. Il ruscellamento superficiale sarà dato dalla differenza tra la pioggia e

l'infiltrazione nell'intervallo temporale considerato. Per trovarci nella certezza che il processo di ruscellamento superficiale si verifichi proprio nel momento in cui il terreno non sia più in grado di accumulare acqua, l'infiltrazione efficace viene stimata in tale caso come:

$$I_{EFF_New} = \frac{(w_{SAT} - w_S) d_S}{\Delta T} \quad (67)$$

nota l'infiltrazione, per ciascuna cella del bacino in esame il deflusso sarà:

$$Deflusso = PPT_{tax} - I_{EFF_New} \quad (68)$$

Il termine di ruscellamento che viene stimato in ogni singola cella del bacino, attraverso la stima di tutti i fenomeni che influenzano la dinamica del bilancio idrologico viene fatto propagare in alveo mediante l'applicazione del metodo di propagazione di Muskingum-Cunge, che rappresenta il quarto ed ultimo blocco del modello e la cui descrizione è stata riportata all'inizio del capitolo.

3.2.1.1.4.7 Deflusso di Base.

Il deflusso di base rappresenta quel termine del bilancio idrologico, caratterizzato da tempi molto lunghi di trasferimento; infatti esso raggiunge la sezione di chiusura con notevole ritardo, consentendo però di far avere al corso d'acqua un deflusso residuo per diversi periodi pur in condizioni di assenza di eventi di pioggia. La definizione del deflusso di base Q_B viene ottenuta partendo dalla conoscenza dell'aliquota d'acqua che viene drenata:

$$Q_B^t = Q_B^{t-1} e^{\left(-\frac{\Delta T}{k}\right)} + Drenaggio^t \left(1 - e^{\left(-\frac{\Delta T}{k}\right)}\right) \quad (69)$$

Corrispondentemente la portata defluente alla sezione di chiusura sarà data dalla somma del termine legato alla propagazione del deflusso superficiale e del deflusso di base appena definito.

3.2.1.2 VDM.

Al fine di analizzare tutti gli aspetti che riguardano il sistema suolo-vegetazione-atmosfera, risulta essere di primaria importanza l'analisi di quelli che sono i termini caratteristici dello sviluppo vegetativo; uno dei quali è rappresentato dalla fotosintesi. Come noto la fonte di energia per la fotosintesi, l'energia solare, consente alle piante di fissare l'anidride carbonica assorbita dall'atmosfera. Gli stomi, le microscopiche aperture che si trovano sulla superficie delle foglie, provvedono agli scambi d'acqua e di anidride carbonica tra la vegetazione e l'atmosfera.

Poiché la superficie delle cellule è costantemente umida, si verifica traspirazione attraverso le aperture stomatiche. Il LAI rappresentando l'area della superficie della foglia per unità di superficie del suolo, assume dunque un ruolo fondamentale nella quantificazione di questo processo, in quanto maggiore risulta essere questo parametro, maggiore sarà infatti la superficie esposta alle forzanti atmosferiche che determinano la traspirazione.

La resistenza stomatica, che regola gli scambi gassosi tra l'ambiente esterno e le foglie, è funzione delle condizioni ambientali e della concentrazione atmosferica di anidride carbonica. In qualsiasi condizione in cui l'umidità risulti inferiore al 100%, esisterà un gradiente di pressione di vapore nella direzione opposta a quella dello scambio di anidride carbonica, pertanto la perdita d'acqua è una conseguenza inevitabile dell'assunzione di anidride carbonica. In parallelo alla fotosintesi un termine fondamentale che non può essere trascurato è rappresentato dalla respirazione. La respirazione può essere suddivisa in respirazione per la crescita e in quella per il mantenimento; la prima è necessaria per sintetizzare nuovo materiale vivente, mentre la seconda è utilizzata per mantenere vivi i tessuti ed è funzione dello stress ambientale (Jarvis, J.G., 1976; Jarvis, A.J. et al., 1999). La proporzione tra respirazione per la crescita e per il mantenimento non è costante ma dipende principalmente dall'età della pianta. Generalmente, quando le piante sono giovani e crescono rapidamente, il primo tipo di respirazione è maggiore del secondo, quando la pianta invecchia, la respirazione di mantenimento aumenta a causa dell'aumentata massa della pianta. La somma di queste due componenti determina la respirazione totale (R_{Tot}) della pianta. Se la differenza tra il termine di fotosintesi ed il termine di respirazione è positiva, viene prodotta nuova biomassa, mentre se questa grandezza è negativa, la biomassa della pianta viene consumata dalla respirazione e pertanto diminuisce.

In generale la richiesta per la respirazione è soddisfatta dopo che è stata stabilita l'allocazione dei prodotti della fotosintesi per la crescita di nuovi tessuti. Anche la disponibilità di nutrienti e di azoto in particolare, può influenzare l'allocazione del carbonio, per esempio, in ambienti poveri di nutrienti le piante distribuiscono più risorse alle radici con lo scopo di ridurre la carenza di questi. La quantità di carbonio allocata alle foglie determina la loro biomassa, espressa mediante il LAI, e dipende dalla loro fenologia, che caratterizza la risposta delle foglie ai cambiamenti climatici ed ambientali.

Il modello di dinamica della vegetazione implementato consente di valutare a livello giornaliero la quantità di biomassa, il flusso di anidride carbonica ed il LAI, che viene poi utilizzato come input dal modello di dinamica del suolo nella definizione sia del termine di intercezione vegetale che nel calcolo della resistenza stomatica che interviene nella traspirazione. Più precisamente il modello VDM simula con passo temporale giornaliero l'andamento della biomassa verde, morta e delle radici. I processi analizzati e valutati sia per le specie erbacee che per le specie arbustive sono i seguenti:

- Allocazione;
- Respirazione;
- Senescenza;
- Caduta delle foglie;
- Fotosintesi.

La maggior parte dei quali, dipendono dalla disponibilità d'acqua nella zona delle radici, strato che viene simulato nel modello principale (SDM). Il modello VDM valuta la variazione di biomassa nel tempo attraverso la differenza tra il tasso di produzione (fotosintesi) e di perdita della stessa (Larcher, 1995; Cayrol e al., 2000). Nel VDM vengono distinte per le specie erbacee tre componenti: biomassa dello stelo ($B_{ag_{V,Gr}}$), biomassa delle radici ($B_{r_{V,Gr}}$) e biomassa morta ($B_{ad_{V,Gr}}$); per le specie arbustive si hanno invece quattro componenti: biomassa delle foglie ($B_{ag_{V,WV}}$), biomassa delle radici ($B_{r_{V,WV}}$), biomassa dei rami e del tronco ($B_{s_{V,WV}}$) e biomassa morta ($B_{ad_{V,WV}}$). Come detto relativamente alla dinamica del suolo, per le zone semi-aride, l'acqua viene assunta come fattore maggiormente limitante per la crescita della vegetazione andando a trascurare la disponibilità di nutrienti. Le componenti della biomassa [$g DM m^{-2}$] vengono simulate mediante equazioni differenziali, integrate con passo temporale giornaliero (Cayrol e al., 2000; Nouvellon e al., 2000; Montaldo e al., 2005):

$$\frac{\partial B_{ag_V}}{\partial t} = ag \cdot P_g - R_{abt} - S_A \quad (70)$$

$$\frac{\partial B_{r_V}}{\partial t} = arP_g - R_{rt} - S_R \quad (71)$$

$$\frac{\partial B_{ad_V}}{\partial t} = S_A - L_A \quad (72)$$

$$\frac{\partial B_{ag_{V,WV}}}{\partial t} = asP_g - R_{st} - S_S \quad (73)$$

3.2.1.2.1 Allocazione.

Rappresenta quel processo attraverso il quale la vegetazione una volta captata l'anidride carbonica, distribuisce il carbonio tra le parti verdi e le radici in funzione delle esigenze dell'apparato vegetativo. Al fine di garantire un' adeguato sviluppo vegetativo è necessario che il bilancio della biomassa tra le due parti non superi la corretta proporzione. Più specificatamente il carbonio disponibile derivante dalla fotosintesi viene allocato tra la porzione di vegetazione relativa ai germogli, agli steli ed alle radici.

I coefficienti di allocazione rispettivamente ag , ar ed as , ($ag + ar + as = 1$) vengono calcolati separatamente per la vegetazione arbustiva e per quella erbacea e sono ricavati con le seguenti relazioni (Arora & Boer, 2005):

Per specie erbacee:

$$ag = \frac{\varepsilon_L + \omega L}{1 + \omega(1 + L - W)} \quad (74)$$

$$ar = \frac{\varepsilon_R + \omega(1 - W)}{1 + \omega(1 - L - W)} \quad (75)$$

Per specie arbustive:

$$ag = \frac{\varepsilon_L}{1 + \omega(2 - L - W)} \quad (76)$$

$$ar = \frac{\varepsilon_R + \omega(1 - W)}{1 + \omega(2 - L - W)} \quad (77)$$

$$as = \frac{\varepsilon_S + \omega(1 - W)}{1 + \omega(2 - L - W)} \quad (78)$$

Dove:

- ω , ε_L , ε_S e ε_R sono coefficienti di allocazione;
- W è un coefficiente funzione della disponibilità idrica, definito come:

$$W = \max \left[0, \min \left(1, \frac{w_{RZ} - w_{WILT}}{w_{LIM} - w_{WILT}} \right) \right] \quad (79)$$

- L è un indice scalare che tiene conto della disponibilità di luce per la fotosintesi, definito come:

$$L = \begin{cases} e^{-(LAI)k_n} & \text{per specie arbustive} \\ \max \left(0, 1 - \frac{LAI}{4.5} \right) & \text{per specie erbacee} \end{cases} \quad (80)$$

3.2.1.2.2 Fotosintesi.

Rappresenta quel processo chimico attraverso il quale le piante producono sostanze organiche (carboidrati e zuccheri) a partire dall'anidride carbonica atmosferica e dall'acqua meteorica, in presenza di luce solare. Si tratta di un processo di sintesi, ovvero la pianta durante il giorno mediante il contributo della clorofilla, fa sì che la luce solare converta sei molecole di anidride carbonica ed acqua in una molecola di glucosio, (molecola trasportata dalle foglie al resto della pianta mediante traslocazione floemica), durante tale processo si liberano tramite gli stomi sei molecole di ossigeno. La fotosintesi lorda giornaliera P_g è calcolata usando il metodo di Montaldo e al., (2005). Partendo dalla forma semplificata della legge di Fick, applicata agli scambi gassosi tra piante ed atmosfera (Larcher, 1995, Lambers et al., 1998) è stata ricavata una forma semplificata che stima P_g in funzione della radiazione attiva fotosintetica (PAR) e di altre variabili continuamente monitorate (velocità del vento, umidità dell'aria e temperatura). La forma semplificata della legge di Fick fornisce P_g attraverso la relazione:

$$P_{g,max} = \xi_A \xi_B PAR_{Medio} \quad (81)$$

$$P_g = P_{g,max} \frac{1.6r_{c,min} + 1.37r_a}{1.6r_c + r_a} \quad (82)$$

Dove:

- PAR è la radiazione utilizzabile per la fotosintesi;
- ξ_A, ξ_B sono due coefficienti di efficienza fotosintetica, più precisamente:

$$\xi_A = f(PAR) \quad (83)$$

$$\xi_B = 1 - e^{-0.5LAI_V} \quad (84)$$

- $P_{g,max}$ è la fotosintesi massima;

L'efficienza fotosintetica delle foglie ξ_A che calcola la quantità di carbonio fissato per unità di PAR intercettato, nel modello è espressa come funzione decrescente del PAR. Da tale trattazione la fotosintesi può essere calcolata attraverso la misurazione di comuni variabili quali ($PAR, VPDEF, va, T_a, w$), senza avere la necessità di ricorrere alla conoscenza della concentrazione di anidride carbonica, che rappresenta una quantità spesso difficilmente analizzabile e che non è comunemente misurata. La resistenza r_c presenta la tipica espressione formulata da Jarvis (1975), ed è la medesima utilizzata nel modello di dinamica del suolo, funzione di ($f_1(w), f_2(T)$ e $f_5(VPDEF)$). Tali coefficienti sono funzioni che descrivono rispettivamente il comportamento degli stomi della pianta in funzione del contenuto idrico del suolo, della temperatura e del deficit di pressione di vapore nell'aria. La funzione $f_2(T)$ varia in funzione del tipo di vegetazione a seconda che questa necessiti per svilupparsi di temperature più o meno elevate. Si noti che la funzione è costruita in modo tale per cui, quando la resistenza della pianta è minima, la fotosintesi raggiunge quella potenziale.

3.2.1.2.3 Respirazione.

Rappresenta quel processo attraverso il quale le piante assorbono ossigeno liberando anidride carbonica. Le piante per tale processo usano gli zuccheri prodotti durante la fotosintesi, nonché l'ossigeno per liberare molecole d'acqua e di anidride carbonica. La respirazione totale R è la somma di R_{abt} , R_{st} ed R_{rt} , che rappresentano rispettivamente la respirazione totale giornaliera della biomassa verde, degli steli e delle radici.

La respirazione totale di ogni comparto è costituita da una parte necessaria alla crescita, ed una che provvede invece al mantenimento della biomassa, come espresso dalle seguenti equazioni:

$$R_{abt} = m_a f_4(T) B_{ag,v} + g_a(ag) P_g \quad (85)$$

$$R_{rt} = m_r f_4(T) B_{r,v} + g_r(ar) P_g \quad (86)$$

$$R_{st} = m_s f_4(T) B_{s,v} + g_s(as) P_g \quad (87)$$

m_a , m_r e m_s sono i coefficienti della respirazione di mantenimento della biomassa verde, degli steli e delle radici, mentre g_a , g_r e g_s sono i coefficienti della respirazione per la crescita della pianta e rappresentano di fatto il costo necessario per produrre nuova biomassa.

Il coefficiente $f_4(T)$ rappresenta l'effetto della temperatura sulla respirazione di mantenimento, ed è descritta da un andamento di tipo Q_{10} :

$$f_4(T) = Q_{10}^{\frac{T_m}{10}} \quad (88)$$

T_m rappresenta la temperatura media giornaliera.

3.2.1.2.4 Senescenza.

È quell'insieme di processi attraverso i quali si giunge alla degradazione dell'elemento fogliare. Nelle foglie tale processo conduce alla degradazione dei cloroplasti con conseguente degrado dell'attività fotosintetica, in seguito a tale processo si ha la mobilitazione dei nutrienti verso le cellule più giovani; da cui quindi la senescenza può essere definita oltre che come processo degenerativo anche come processo di riciclo dei nutrienti. L'aliquota di biomassa verde, degli steli e delle radici (S_A , S_S ed S_R) che muore giornalmente è calcolata come segue:

$$S_A = d_a B_{ag,v} \quad (89)$$

$$S_R = d_r B_r \quad (90)$$

$$S_S = d_s B_{s,v} \quad (91)$$

Dove (d_a , d_r e d_s) sono i tassi di mortalità relativi alla parte verde, agli steli ed alle radici.

3.2.1.2.5 Caduta delle foglie.

La caduta della biomassa morta da una pianta, può essere espressa mediante la seguente formula:

$$L_A = k_a B a d_V \quad (92)$$

dove k_a rappresenta il tasso di materia morta che cade giornalmente dalla pianta.

3.2.1.2.6 Flusso di Carbonio.

Noti i diversi termini caratterizzanti lo sviluppo vegetativo, un elemento fondamentale che viene definito nel modello è rappresentato dal flusso di carbonio relativo ai due diversi tipi di vegetazione, tali termini $F_{C,WV}$ ed $F_{C,Gr}$ sono calcolati come differenza tra il termine di fotosintesi netta e la respirazione, così come effettuato precedentemente nel calcolo del flusso evapotraspirativo è possibile effettuare una stima del flusso netto totale di anidride carbonica:

$$F_{C,Tot} = F_{C,WV} f_{WV} + F_{C,Gr} f_{Gr} + R_{bs} \quad (93)$$

Dove R_{bs} rappresenta la respirazione del suolo, la quale è stata stimata in funzione della temperatura utilizzando l'espressione, (Novick e al., 2004, Ruehr & Buckmann, 2009):

$$R_{bs} = R_{10} Q_N \frac{T_m - 10}{10} \quad (94)$$

Dove R_{10} è la respirazione di riferimento alla temperatura di 10°C e Q_N invece è un parametro che esprime la sensibilità della respirazione del suolo alla temperatura.

Definiti i valori della biomassa attraverso le equazioni di bilancio, i valori del LAI per le specie erbacee e per quelle arbustive sono stimati in funzione della biomassa attraverso un'espressione lineare (Hanson e al., 1988; Nouvellon e al., 2000; Arora, 2003; Montaldo e al., 2005); nel modello vengono stimati gli indici aerali per le foglie relativamente alla porzione verde della vegetazione e l'indice areale fogliare della parte di vegetazione morta:

$$LAI_V = C_g B a g_V \quad (95)$$

$$LAI_{V,Morta} = C_d B a d_V \quad (96)$$

C_g rappresenta l'indice di superficie specifica per le parti verdi della pianta. Questo indice assume due valori differenti, a seconda che si consideri il periodo di crescita o di decadimento della vegetazione. Raggiunto il

pieno sviluppo, infatti, le foglie iniziano ad accumulare cellulosa e dunque, a parità di dimensioni, il loro peso risulta essere maggiore. Invece, C_d rappresenta l'indice di superficie specifica per le parti morte della pianta. L'indice di area fogliare totale $LAI_{V,Totale}$ è stimato come:

$$LAI_{V,Totale} = LAI_{V,Gr} + LAI_{V,Gr_Morta} \quad (97)$$

3.2.1.3 Integrazione del Modello SDM con il modello VDM.

L'integrazione tra il modulo di sviluppo della vegetazione VDM con il modulo LSM avviene sostanzialmente mediante l'utilizzo del LAI. Il modulo che simula la dinamica della vegetazione aggiorna con passo temporale giornaliero il valore dell'indice di area fogliare rappresentativo della biomassa verde e di quella totale che include pertanto anche la superficie offerta dalla biomassa morta che, nonostante non partecipi direttamente alla traspirazione, fornisce tuttavia una superficie che riduce la frazione di terreno nudo e si presta all'intercettazione idrica della pioggia. I valori del LAI vengono ricavati dal modello VDM per ogni tipologia di vegetazione, tipologie definite per tutta la Sardegna attraverso una codifica effettuata durante il lavoro di tesi. I dati forniti dal VDM vengono poi utilizzati dal modello di bilancio idrologico SDM per calcolare l'evapotraspirazione, i flussi di energia ed il contenuto idrico del suolo nella zona delle radici, facendo sempre riferimento alle 3 componenti (suolo nudo, specie erbacee e specie arbustive). Questo fatto permette di adattare meglio il modello ai siti in esame, caratterizzati dalle specie vegetali citate. I valori del LAI permettono così di aggiornare la frazione totale della copertura vegetale:

$$VEGTf_V = \frac{LAI_{Totale}}{LAI_V} \quad (98)$$

modificando così iterativamente tutti i diversi processi.

3.2.2 Grandezze Osservate.

Al fine di perfezionare il modello ecoidrologico, è stato portato avanti un processo di calibrazione tra i dati osservati nei diversi siti di misura e le grandezze di output del modello, processo di calibrazione eseguito per le seguenti grandezze:

1. Umidità del suolo (misurata sia mediante misure TDR che mediante misure gravimetriche e misure Radar);
2. LAI;
3. Variabili idrometeorologiche.

Questo poi ha consentito la validazione del modello relativamente alle due parti che lo costituiscono:

- Portata relativamente al misuratore sul Mulargia;
- Indice differenziale di vegetazione (NDVI).

I dati necessari al modello per simulare i diversi processi idrologici, sono stati ricavati grazie alla presenza di una torre micrometeorologica in corrispondenza del sito sperimentale di Orroli; in tale sito si hanno le seguenti strumentazioni:

1. Radiometro;
2. Pluviometro;
3. Anemometro;
4. Trasduttore infrarosso;
5. Misuratore della concentrazione di gas;
6. Sonde per la misurazione dell'umidità del suolo in continuo.

La maggior parte di tali strumentazioni sono disposte in corrispondenza della stazione micrometeorologica di Orroli (Figure 126):



Figure 126. Stazione micrometeorologica di Orroli.

Da tali strumentazioni si sono ottenuti tutta una serie di dati meteorologici (Figure 127), utilizzati nel modello tra i quali abbiamo:

- a) *Precipitazione;*
- b) *Radiazione in ingresso;*
- c) *Umidità dell'aria;*
- d) *Velocità del vento;*
- e) *Temperatura dell'aria;*
- f) *PAR (radiazione attiva per la fotosintesi);*
- g) *Umidità del suolo.*

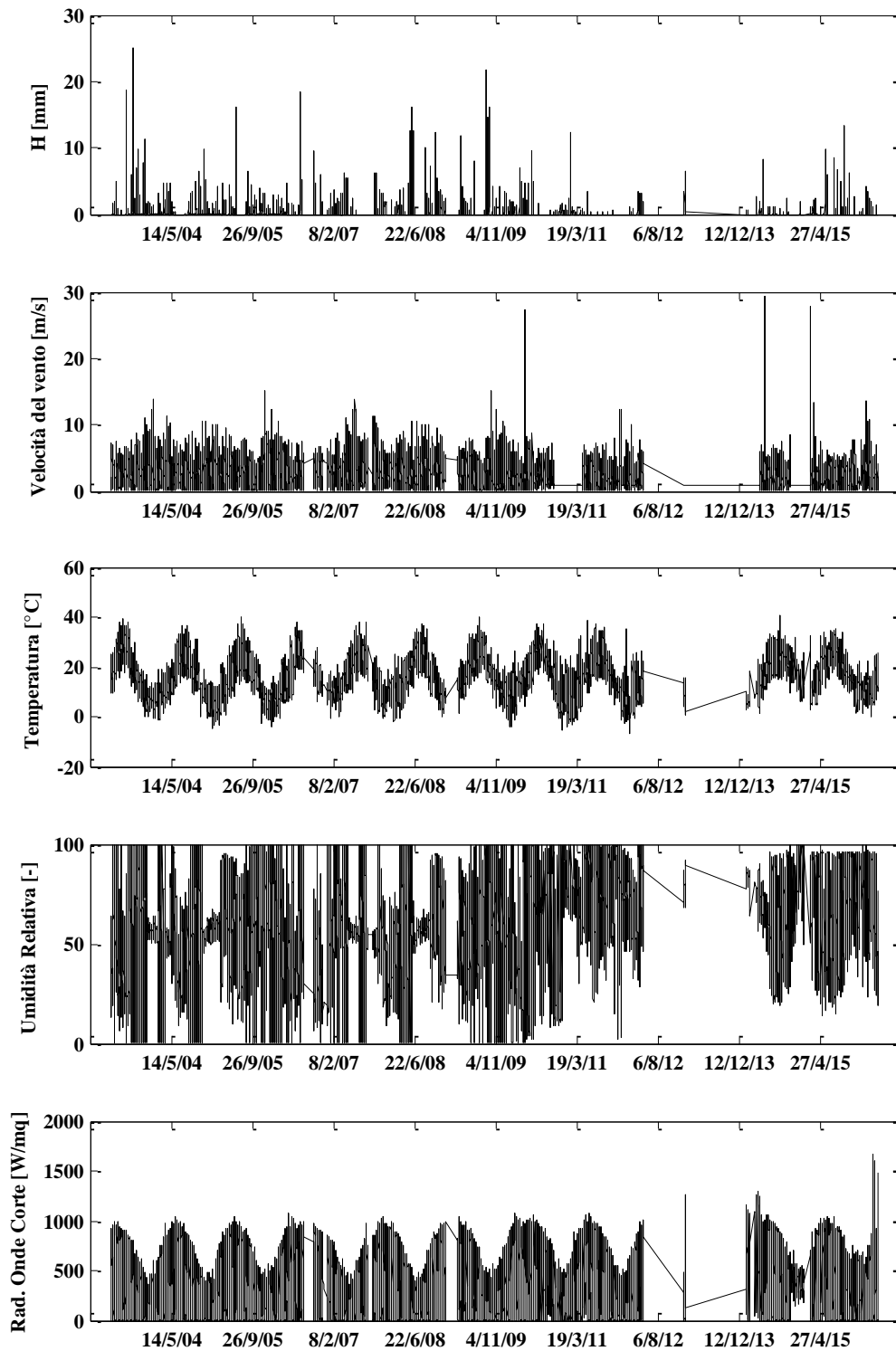


Figure 127. Dati misurati dalla stazione meteorologica di Orroli a partire dal maggio 2003 con passo semi orario.

Tutte le informazioni meteorologiche utilizzate presentano un passo temporale semi orario. Oltre tali grandezze, vengono utilizzati dati provenienti da misure non in continuo effettuate a partire dal 2003:

- a) *Umidità del suolo ottenuta mediante metodo gravimetrico.*
- b) *Umidità del suolo mediante metodo TDR.*
- c) *Umidità del suolo ottenute mediante analisi Radar;*
- d) *LAI mediante utilizzo del ceptometro.*
- e) *Misure GPS per l'individuazione del bacino idrografico in corrispondenza della stazione di Orroli, necessarie al fine di poter verificare effettivamente le zone di deflusso.*

Inoltre sono a disposizione i dati di portata ottenuti tramite un misuratore di portata, posto all'interno del bacino del Mulargia, in funzione dal 2003; tali informazioni risultano essere di notevole importanza al fine della calibrazione e validazione del modello, ed alcune grandezze tra cui i flussi evaporativi e l'umidità del suolo in corrispondenza della stazione micrometeorologica di Nurri.

3.2.3 Mappatura Caratteristiche del Suolo e della Vegetazione.

Per quanto riguarda la mappatura delle caratteristiche del suolo, si è partiti dalla mappa dell'uso del suolo e della tessitura del terreno per tutta la Sardegna, (Geoportale della regione Sardegna) in cui i terreni vengono suddivisi in diverse categorie (*sabbioso, argilloso, limoso, etc.*), utilizzando poi la nomenclatura del USDA (Unite State Department of Agriculture) e le calibrazioni effettuate per i terreni insaturi (Clapp & Hornberger, 1978) si sono andate a generare le mappe per tutta una serie di grandezze per tutta la Sardegna. Le proprietà del terreno che sono state mappate a scala di bacino sono:

- a) *Parametro di Clapp e Hornberger;*
- b) *Conducibilità idraulica a saturazione;*
- c) *Contenuto idrico del suolo a saturazione;*
- d) *Potenziale matriciale a saturazione.*

La mappatura di tali proprietà risulta essere importante in quanto consente in bacini in cui non sono presenti delle misurazioni sperimentali dirette, di avere una variabilità spaziale delle proprietà del suolo; tali mappe sono state poi desunte per i bacini di interesse mediante l'utilizzo di un software gis; a titolo di esempio si riportano di seguito le mappe delle caratteristiche del suolo per il bacino del Flumendosa.

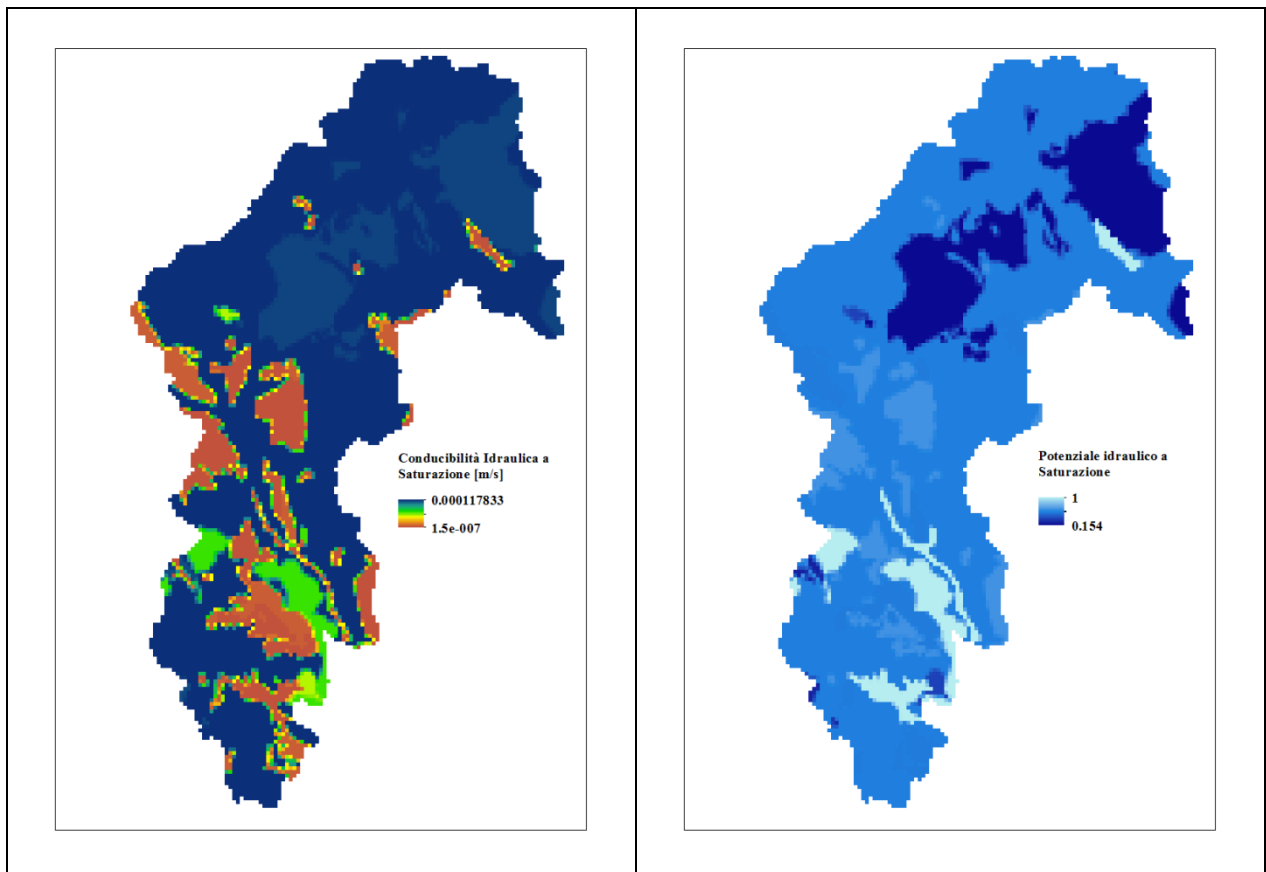


Figure 128. Mappatura Conducibilità Idraulica e Potenziale Idraulico bacino Flumendosa.

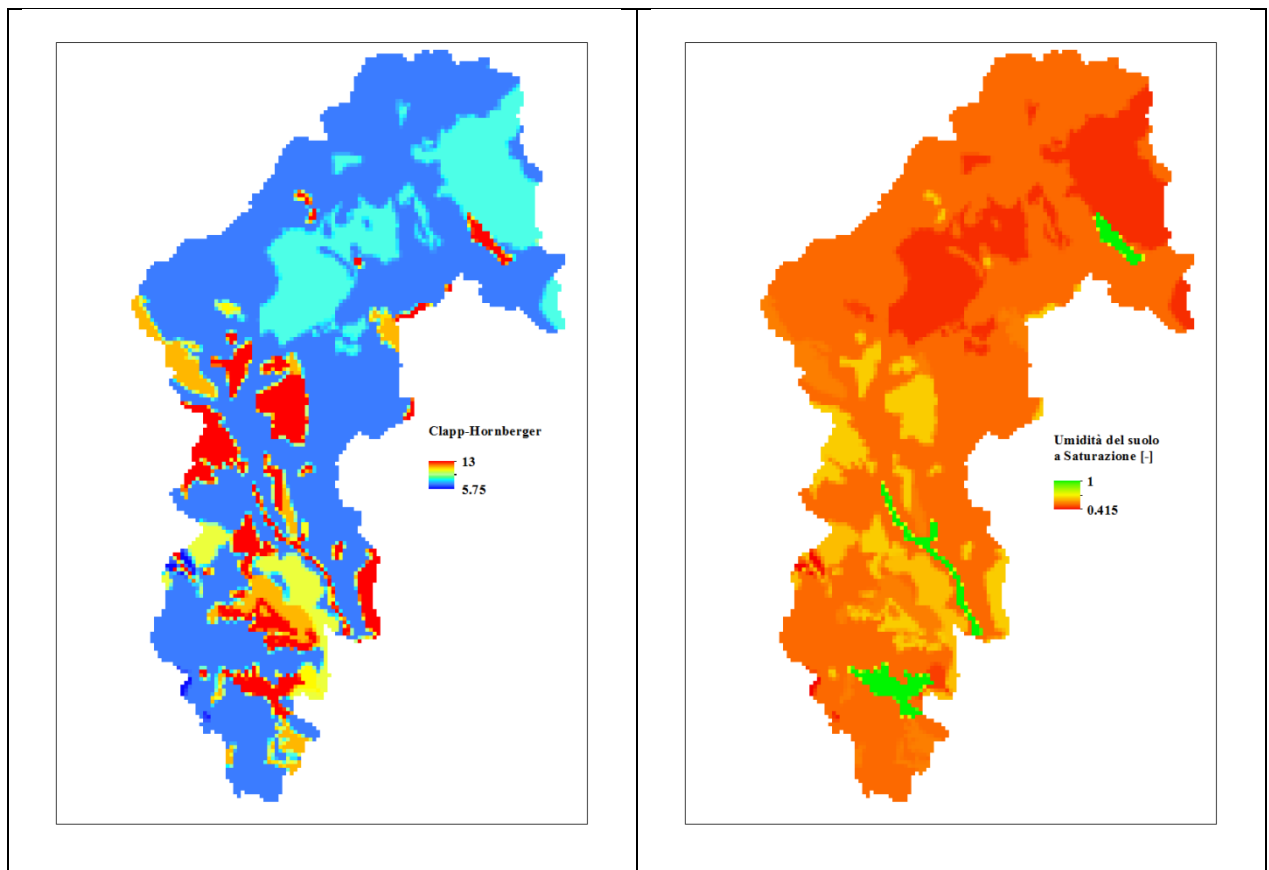


Figure 129. Mappatura Umidità del suolo a saturazione e Clapp-Hornberger bacino Flumendosa.

Per la mappatura della vegetazione, il principale parametro che è stato utilizzato è l'NDVI (normalized difference vegetation index), che è ottenuto dalla combinazione tra la banda del rosso (correlata con l'assorbimento della luce da parte della clorofilla) e la banda dell'infrarosso vicino (legata alla densità e struttura della vegetazione); infatti $NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED}$ (Rouse et al., 1973,1975). L'NDVI è un indice caratteristico della vegetazione; nell'ipotesi in cui esso venga messo in relazione alle variabili climatiche quali pioggia, temperatura ed umidità del suolo, ci consente di valutare i processi di cambiamento climatico. Le informazioni che si possono ricavare dal NDVI sono fondamentali anche per la determinazione della tipologia di vegetazione presente e se essa sia assente o meno. Come detto precedentemente la clorofilla assorbe la luce nel campo del visibile per utilizzarla per la fotosintesi, mentre la struttura cellulare della cellula riflette la luce nel campo dell'infrarosso vicino (NIR), conseguentemente se il termine di riflessione è maggiore rispetto al termine di luce nel campo del visibile allora si ha un'elevata probabilità di avere una presenza di vegetazione densa, al contrario la vegetazione potrebbe essere rada o addirittura esserci suolo nudo

Il punto di partenza per la stima del NDVI è rappresentato dall'acquisizione di immagini satellitari, per le quali tanto maggiore è la risoluzione spaziale (intese come dimensione del pixel) tanto maggiore sarà la precisione delle informazioni e tanto maggiore risulterà essere l'accuratezza. Come immagini satellitari si sono avute a disposizione diverse tipologie:

- a) *Quikbird* (risoluzione spaziale 2,8 x 2,8 m);
- b) *Landsat* (30 x30 m);
- c) *Aster* (15 x15 m).

Tali immagini sono però disponibili esclusivamente per una limitata area del Mulargia. Al fine di poter avere un database più ampio, sono state acquisite (gratuitamente dalla Regione Autonoma della Sardegna) le immagini satellitari Ikonos per tutta la regione Sardegna, tali immagini originariamente presentavano una risoluzione di 4 x 4 m; successivamente è stata eseguita un'operazione di pansherizzazione dell'immagine, ottenuta attraverso un'operazione di unione di un pancromatico ad altissima risoluzione con un multi-spettrale a più bassa risoluzione, l'immagine corrispondente presenta una risoluzione di 0.8 x 0.8 m a quattro bande (*rosso, blu, verde e nir(infrarosso vicino)*). Una volta fornite tali immagini satellitari, si è proceduti alla loro correzione e georeferenziazione, essendo alcune di esse ricavate da diversi voli aerei.

Attraverso software di lettura delle immagini, partendo dalle strisciate si sono ottenute le mappe di NDVI; (Figure 130), da tale informazione si è andati a definire attraverso un'analisi di frequenza (istogramma) il valore di NDVI al di sotto del quale si ha suolo nudo e al di sopra del quale si ha vegetazione (Figure 131); tale valore limite è stato ottenuto attraverso un diagramma di frequenza e trovato pari a 0.135; essendo in generale le immagini acquisite durante il periodo estivo, la vegetazione riconoscibile risulta essere esclusivamente arbustiva, conseguentemente è stato possibile ottenere per il bacino di interesse la mappatura della distribuzione di suolo nudo e di vegetazione arbustiva (Figure 132). Le mappe ricavate sono:

- a) *Mappa della frazione di suolo nudo f_{BS}* ;
- b) *Mappa delle frazioni di specie arbustive f_{wv}* ;
- c) *Mappa della frazione di specie erbacea; quest'ultima definita come $0.6*(1-f_{wv})$* .

È stata inoltre effettuata una classificazione delle specie vegetative per la Sardegna. Partendo dall'informazione della mappatura della vegetazione, dalle informazioni ottenute dal tematismo del uso del suolo (geoportale Regione Sardegna) e dal tematismo sulla caratterizzazione boschiva della Sardegna (DB Boschi , geoportale Regione Sardegna), è stata realizzata la mappatura delle specie arbustive per la Sardegna ed in particolar modo per il bacino di interesse, tale mappatura risulterà essere importante in quanto consentirà al modello della vegetazione di differenziare le diverse specie arbustive per ogni cella elementare del bacino, laddove essa sia presente.

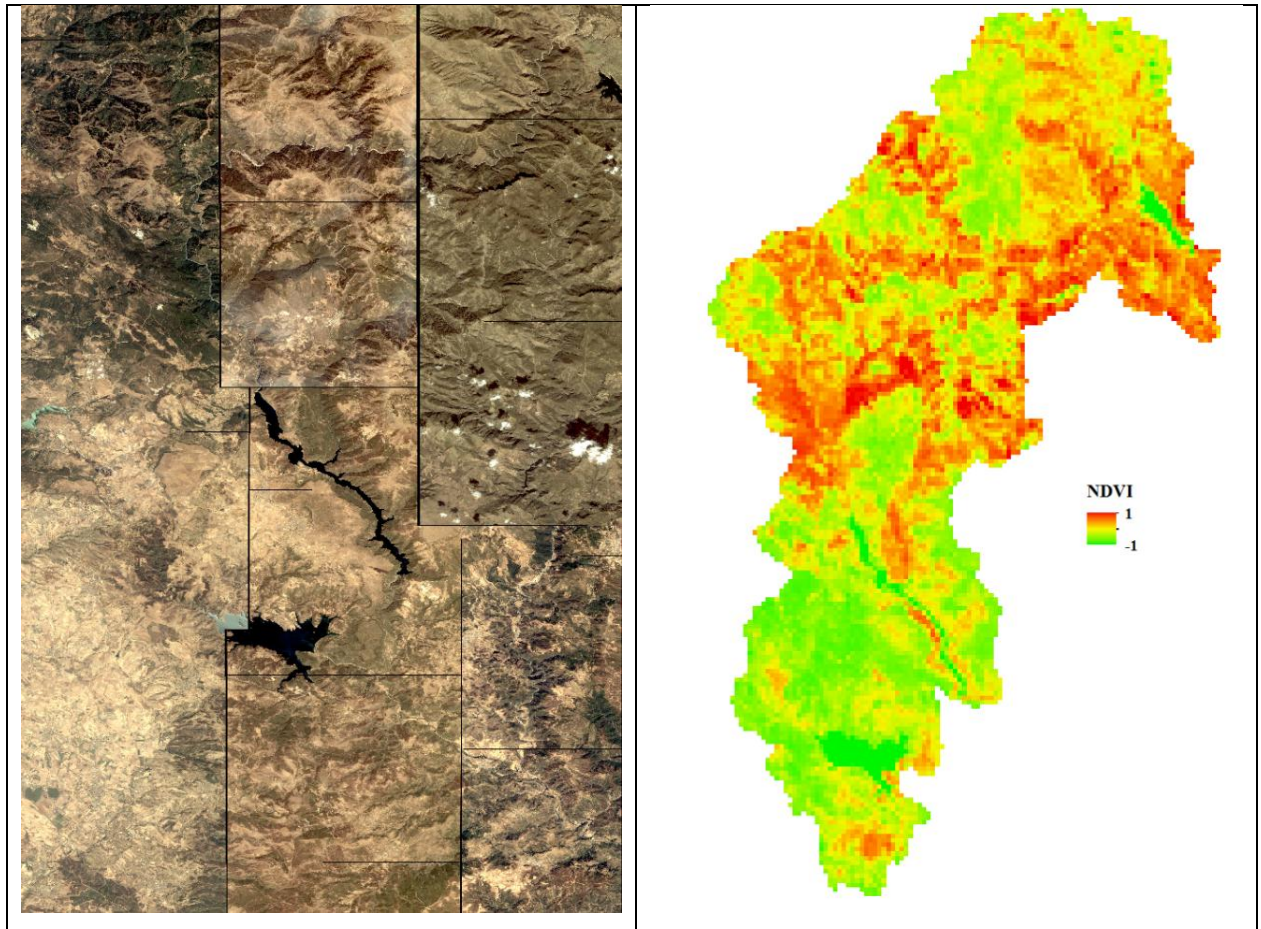


Figure 130. Strisciate satellitari e corrispondente mappa del NDVI per il bacino del Flumendosa.

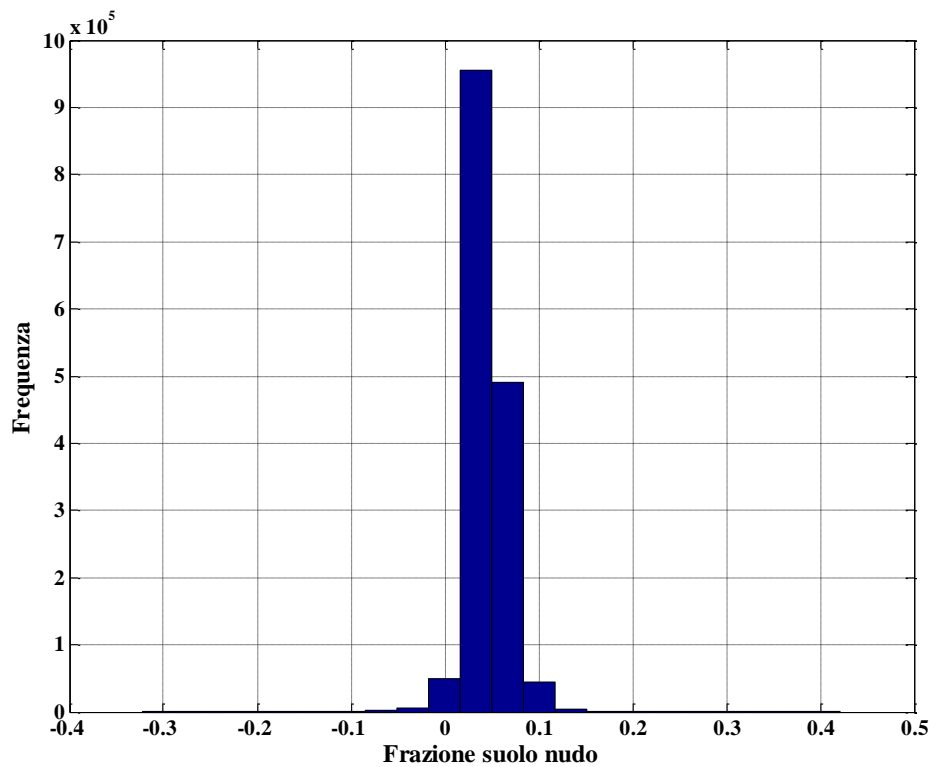


Figure 131. Diagramma a barre per la definizione della frequenza di suolo nudo.

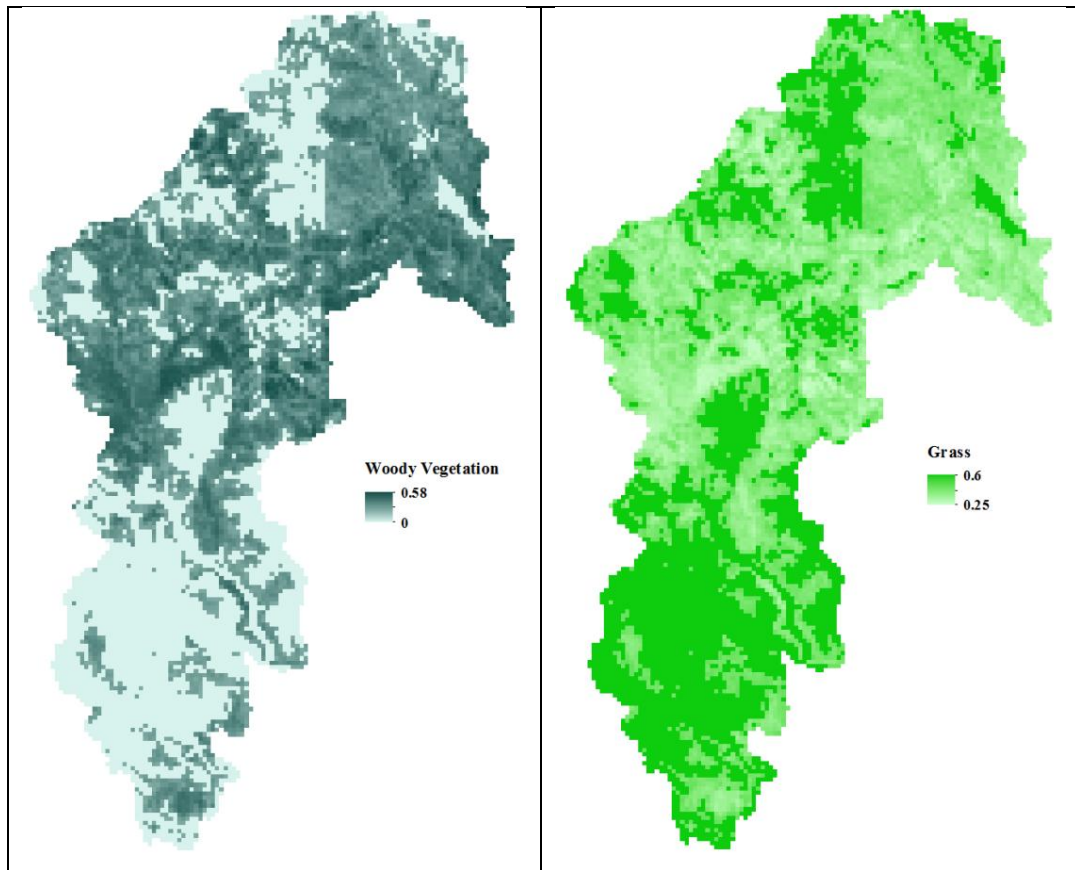


Figure 132. Mappatura frazione vegetazione arbustiva ed erbacea per il Flumendosa.

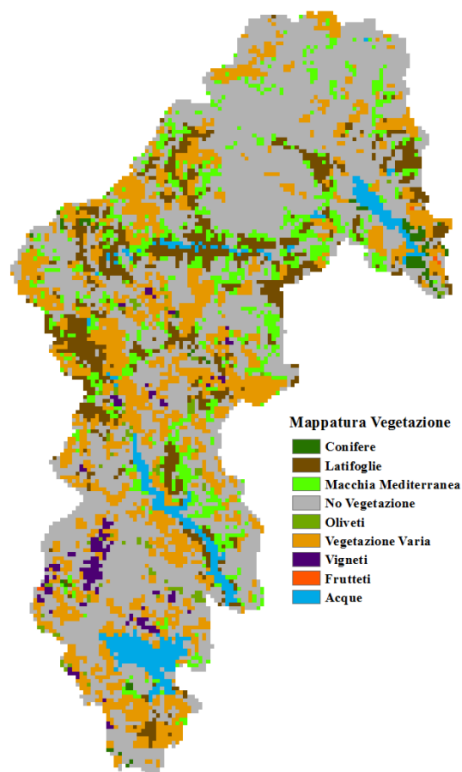


Figure 133. Mappatura tipologia vegetazione arbustiva per il bacino del Flumendosa.

3.2.4 Calibrazione Modello Ecolidrologico per il 2003.

Una volta realizzato il modello ecolidrologico, la seconda fase fondamentale che è stata eseguita è rappresentata dalla calibrazione, come periodo di calibrazione è stato scelto il periodo compreso tra l'inizio delle osservazioni in situ (Maggio 2003) fino alla fine dell'anno. A seconda della grandezza oggetto di interesse si è andati a considerare un bacino di riferimento differente essendo diverse spesso le posizioni in cui sono state effettuate le analisi sperimentali.

I bacini utilizzati per la calibrazione sono i seguenti:

- a) Bacino con sezione di chiusura in corrispondenza della località di Orroli (Figure 121);
- b) Bacino del Mulargia con sezione di chiusura in corrispondenza del misuratore di portata (Figure 120);

Le variabili calibrate relativamente al Bacino a) sono:

- Termini del bilancio Energetico:
 - Calore Latente;
 - Calore Sensibile;
 - Flusso di Calore dal suolo;
 - Radiazione Netta.
- LAI;
- Umidità del suolo in continuo;
- Parametri caratteristici della vegetazione;

Le variabili calibrate relativamente al Bacino b) sono:

- Umidità del suolo non in continuo in 5 diversi punti;
- Parametri caratteristici della vegetazione.

Tra i bacini considerati per le calibrazioni, le variazioni sono unicamente legate alle mappe delle caratteristiche del suolo, della vegetazione e gli input pluviometrici, mentre i parametri adottati sono uguali nei due casi così come le caratteristiche della vegetazione (parametri fotosintesi etc.), questo ci porta a dire che i risultati ottenuti in un caso possono ritenersi complessivamente validi per tutti i bacini oggetto di studio.

3.2.4.1 *Calibrazione Caratteristiche della Vegetazione.*

3.2.4.1.1 **Parametri caratteristici della Fotosintesi per le diverse specie arbustive.**

Per la calibrazione dei parametri caratteristici dello sviluppo della vegetazione sono stati utilizzati come punto di riferimento i risultati del lavoro di Montero et al., (2005) effettuati in Spagna, con una tipologia della vegetazione simile a quella presente nell'area di studio (essendo la Spagna come la Sardegna caratterizzata da un clima Mediterraneo). Le prove effettuate da Montero sono consistite nello sradicare completamente un certo numero di piante per ogni specie vegetativa suddividendole per altezza e diametro del tronco, suddividendo poi la parte delle radici da quella dei tronchi e rami e delle foglie; di ciascuna parte è stata poi valutata la biomassa, attraverso il calcolo del peso delle singole componenti (sia in condizioni umide, che dopo aver seccato il campione); non potendo realizzare un simile procedimento in corrispondenza del sito sperimentale di Orroli essendo questa una prova distruttiva, si è andati a ricercare per una data specie vegetativa quell'opportuno set di parametri tali da ottenere dei valori di biomassa simulati dal modello simili a quelli ottenuti da Montero (supponendo i risultati ottenuti validi anche per i bacini da noi considerati). Come bacino di interesse è stato adottato quello con sezione di chiusura in corrispondenza di Orroli, mentre per le altre specie arbustive ivi non presenti si è considerato il bacino del Mulargia con sezione di chiusura nel misuratore di portata. Tra i parametri che sono stati calibrati si hanno:

- b) Coefficiente per il mantenimento della respirazione dei (rami+tronco) nelle specie arbustive;
- c) Coefficiente per il mantenimento della respirazione delle radici nelle specie arbustive;
- d) Coefficiente per la crescita dei (rami+tronco) nelle specie arbustive;
- e) Coefficiente per la crescita delle radici nelle specie arbustive;
- f) Coefficiente di mortalità dei (rami+tronco) nelle specie arbustive;
- g) Coefficiente di allocazione per le radici;
- h) Coefficiente di allocazione per il sistema (rami+tronco).

Tale calibrazione è stata effettuata sui seguenti tipi di vegetazione:

- Latifolia;
- Conifera;
- Macchia Mediterranea (prendendo in considerazione per tale classe un particolare tipo di quercia);
- Vegetazione arbustiva varia (in tale categoria si è ad esempio considerato il pioppo);
- Oliveti (Olivo Selvatico).

Nella Tabella5 si riportano i valori dei parametri associati a ciascuna di queste categorie:

Tabella5. Parametri di calibrazione vegetazione arbustiva (ma rappresenta i coefficienti di mantenimento, **ga** i coefficienti di crescita, **da** i coefficienti di decadimento, **kr-k1-Q10-omega1** termini relativi alla fotosintesi, **epsa- epss- epsr** termini relativi all'efficienza fotosintetica, **Sd-Sg** termini relativi alla area fogliare specifica, **ResStoMin** la resistenza stomatica minima, **wlim-wilt-winf** termini relativi all'umidità del suolo, **zo** termine relativo al force-restore caratteristico di ciascuna tipologica vegetale)

	Vegetazione Varia	Conifera	Latifolia	Oliveti	Quercia
ma_Part Verdi	0.002	0.003	0.003	0.0019	0.0019
ma_Radici	0.0008	0.0008	0.000085	0.0014	0.0028
ma_Rami	0.00008	0.00005	0.000025	0.00008	0.0009
ga_Part Verdi	0.7	0.7	0.7	0.765	0.769
ga_Radici	0.05	0.05	0.015	0.05	0.19
ga_Rami	0.1	0.025	0.025	0.16	0.43
da_Part Verdi	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0049
da_Radici	0.002	0.002	0.001	0.005	0.0058
da_Rami	0.00005	0.00005	0.00005	0.00008	0.0007
kr	0.35	0.35	0.35	0.35	0.37
k1	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7
Q10	1.5	1.5	1.5	1.5	1.7
epsa	0.55	0.6	0.63	0.55	0.57
epsr	0.6	0.61	0.845	0.4	0.17
epss	0.5	0.64	0.6445	0.37	0.37
Sd	0.003	0.003	0.003	0.003	0.007
Sg	0.005	0.005	0.005	0.005	0.007
ResStoMin	280	280	280	280	287
omega1	0.44	0.43	0.43	0.8	0.7
LaiMin Sp.Arbustive	4	4	4	4	4
LaiMax Sp.Arbustive	8	8	8	8	8
wlim	0.20	0.20	0.20	0.20	0.17
wilt	0.04	0.04	0.04	0.04	-0.04
winf	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
zo	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7

I parametri rappresentati in prima colonna sono i coefficienti associati alla parte modellistica del VDM relativa alla fotosintesi; per le altre tipologie di vegetazione non presenti in Tabella5, i parametri sono stati tenuti uguali a quelli dell'olivastro selvatico, per i valori molto simili di biomassa che li caratterizzano. Tale parte di calibrazione risulta essere di fondamentale importanza in quanto rappresenta la base a partire dalla quale sono state effettuate le diverse simulazioni e che ha consentito anche grazie alla mappatura della caratterizzazione della vegetazione di poter realizzare un modello che consentisse oltre che riconoscere tra specie erbacee e specie arbustive anche di differenziare quest'ultime. Laddove non si presenti alcun tipo di specie arbustiva, saranno validi i parametri associati alle specie erbacee, per brevità non riportati in Tabella5.

3.2.4.1.2 Indice Areale Fogliare (LAI).

Per quanto riguarda la calibrazione del LAI si sono andati a confrontare i valori misurati, mediante l'uso del ceptometro in corrispondenza della stazione micrometeorologica (Figure 121) con i valori modellati sia per quanto riguarda le specie erbacee sia per quanto riguarda le specie arbustive, in tale situazione rappresentate dall'olivastro selvatico.

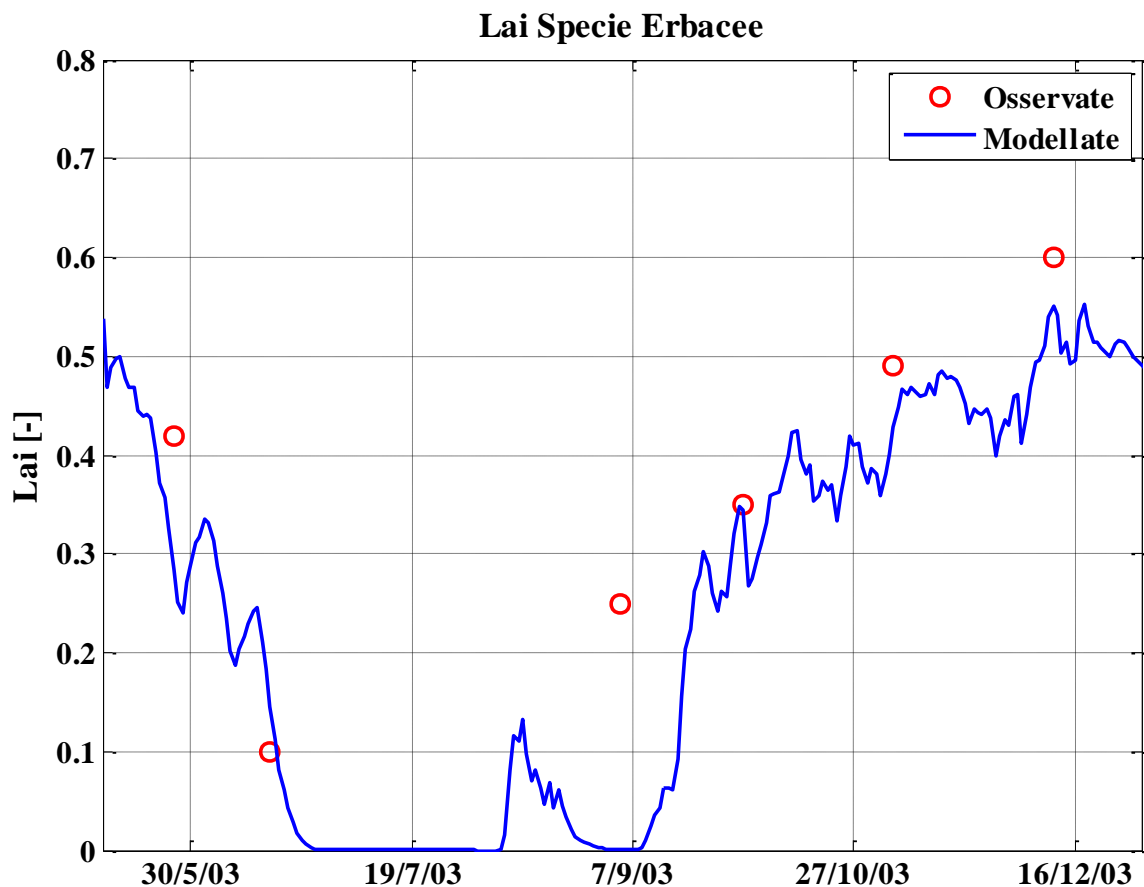


Figure 134. Confronto LAI osservato in corrispondenza della stazione di Orroli con il valore modellato per le specie Erbacee.

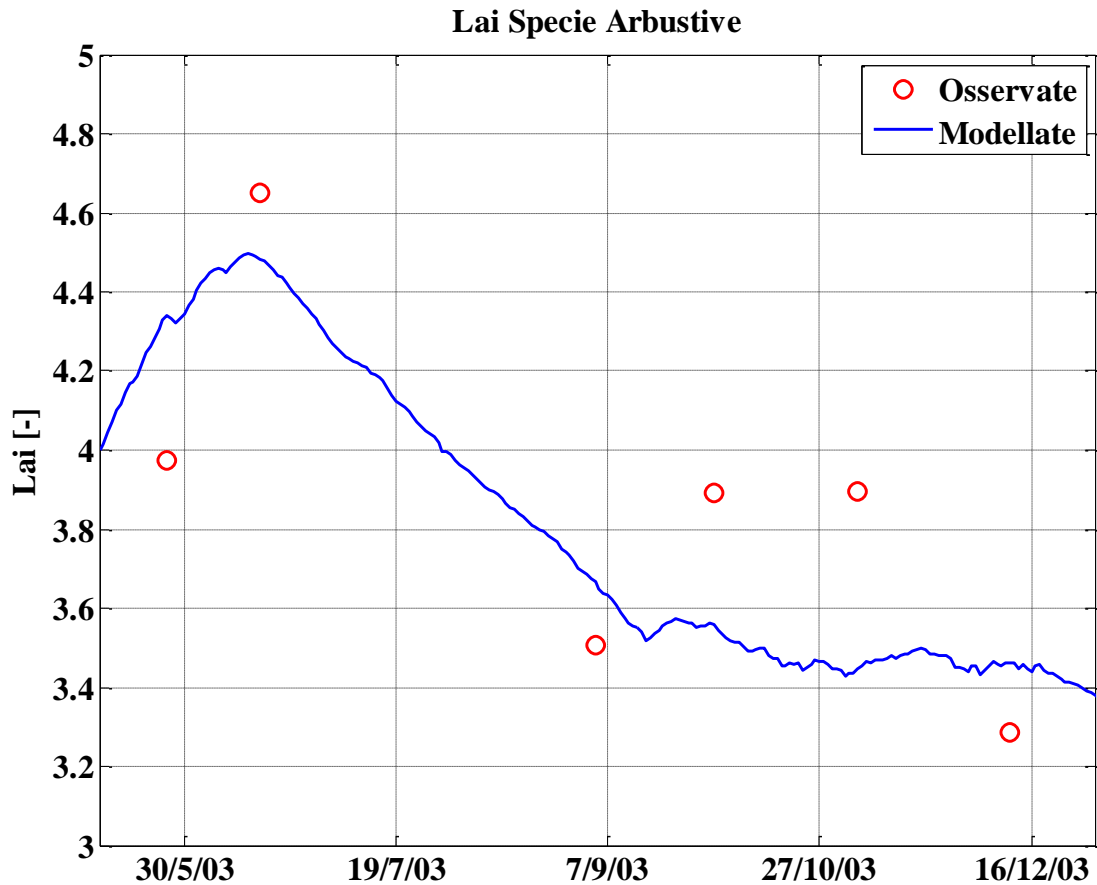


Figure 135. Confronto LAI osservato in corrispondenza della stazione di Orroli con il valore modellato per le specie Arbustive.

Come si evince dalla Figure 134 l'andamento modellato riesce a riprodurre abbastanza fedelmente i dati misurati ottenuti mediante ceptometro, può ritenersi soddisfacente anche il risultato ottenuto per le specie arbustive (Figure 135).

Dall'analisi della vegetazione, effettuando il bilancio tra il termine di fotosintesi ed il termine di respirazione, è stato definito il flusso di anidride carbonica.

3.2.4.2. Flusso di Anidride Carbonica.

Il termine di respirazione del suolo è legato sostanzialmente alla respirazione microbica, respirazione radicale e respirazione animale, che contribuiscono all'emissione di anidride carbonica dal suolo. Dove tale termine è rappresentato attraverso l'espressione:

$$R_{suolo} = RN(QN)^{\frac{T_a-10}{10}} \quad (99)$$

Dove RN ed QN sono due parametri caratteristici per la zona in esame, i valori per tali coefficienti sono stati ottenuti in precedenti lavori successivamente ad un processo di calibrazione.

Il flusso di anidride carbonica modellato sarà dato dalla formula:

$$F_{C_{Resp}} = F_{C,grass}fr_{GRASS} + F_{C,Shrub}Footprint + R_{suolo}(1 - fr_{GRASS} - Footprint) \quad (100)$$

Dove il Footprint non rappresenta nient'altro che la zona di influenza (area contribuente) di una data grandezza.

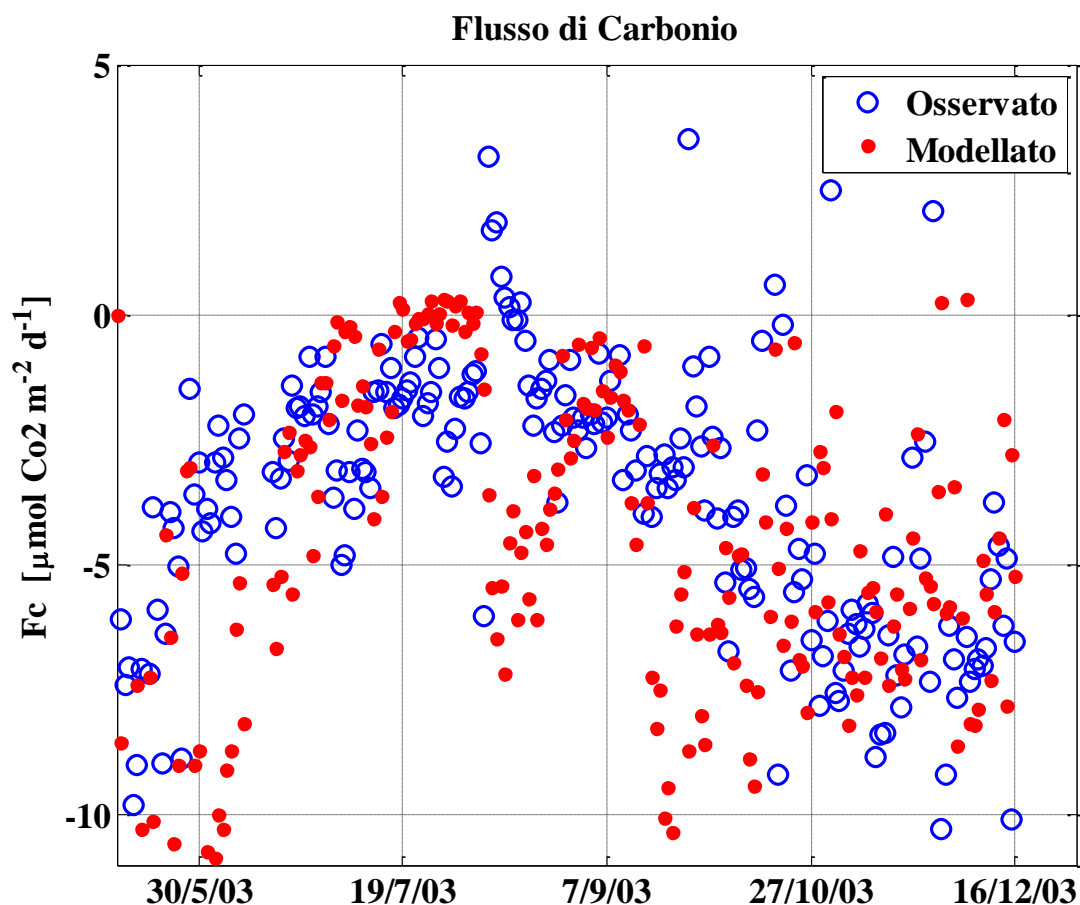


Figure 136. Flusso di anidride Carbonica.

Dalla Figure 136 si nota come l'andamento osservato è praticamente quasi del tutto identico rispetto a quello modellato.

3.2.4.3. *Calibrazione Caratteristiche del suolo.*

3.2.2.1.1 **Umidità del suolo.**

3.2.2.1.1.1 Misure non in continuo.

Per quanto riguarda l'umidità del suolo sono state effettuate due tipi di misure:

1. Misure gravimetriche;
2. Misure TDR.

Nelle prime (metodi diretti) la misura del contenuto d'acqua viene eseguita pesando il campione umido, rimuovendo successivamente l'acqua e pesando nuovamente il terreno, la differenza tra le due pesate permette di conoscere la quantità d'acqua allontanata ed il rapporto tra il volume dell'acqua ed il volume totale del campione, rappresenta proprio il contenuto d'acqua volumetrico. Nei metodi TDR si sono utilizzate delle sonde che vengono inserite nel terreno ed inviano degli impulsi elettrici, sulla base della risposta del terreno, conoscendo le sue caratteristiche elettriche si stima attraverso opportune relazioni il valore dell'umidità del suolo. A queste misurazioni si sono andate ad aggiungere le stime effettuate mediante radar, sia relazionate al TDR che al gravimetrico; ciò che è stato fatto è quello una volta acquisite ed elaborate le immagini, di ottenere un valore di umidità del suolo da radar, medio in corrispondenza del punto in cui sono state effettuate le campagne sperimentali.

Tali misurazioni con i diversi metodi, sono state effettuate in cinque diversi punti all'interno del bacino B (Figure 137). I valori così ottenuti sono stati confrontati con le misure di umidità sia superficiale che della zona delle radici fornite dal modello in corrispondenza dei punti di misura.

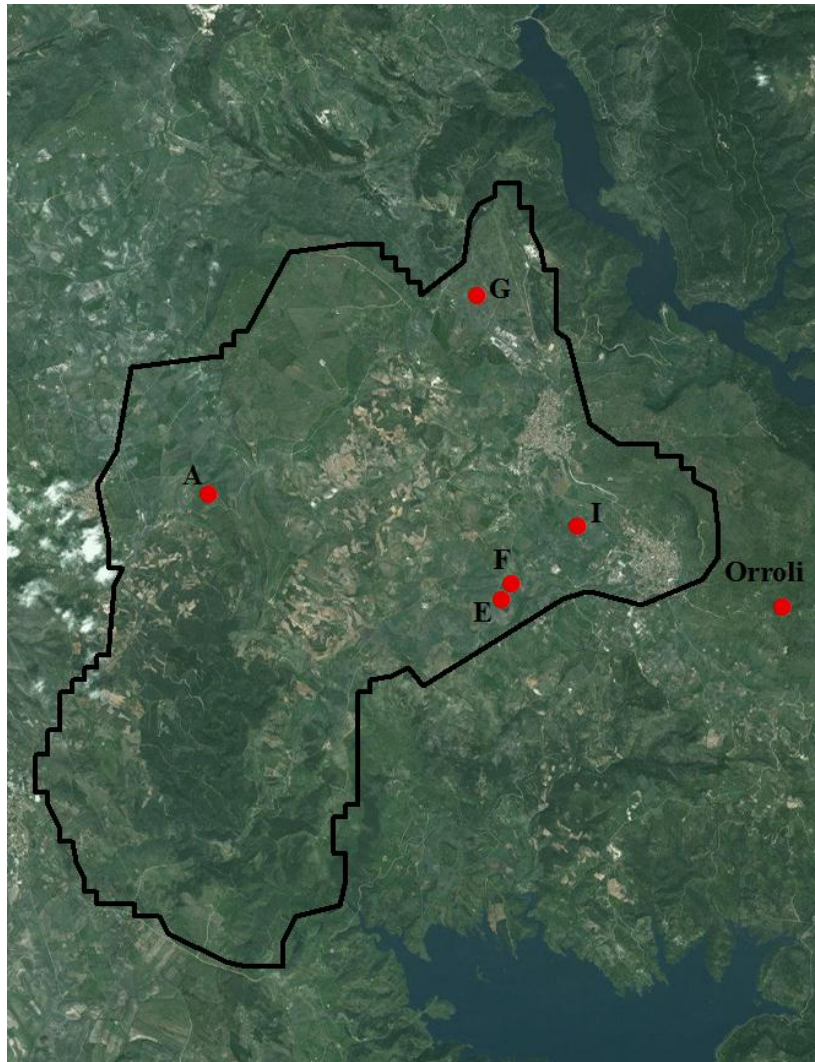


Figure 137. Campi di misura umidità del suolo.

Il punto I riportato in Figure 137 coincide con la stazione micrometeorologica di Nurri, che è stata attiva dal 2003 al 2005 e grazie alla quale si sono avute a disposizione tutta una serie di importanti informazioni. Stazione di Nurri che rispetto a quella di Orroli era caratterizzata da una profondità del suolo molto differente nonché dalla una percentuale di specie erbacee pressoché prossima al 100%, mentre ad Orroli come detto precedentemente l'ecosistema è tipicamente Mediterraneo, ovvero caratterizzato da Macchia Mediterranea.

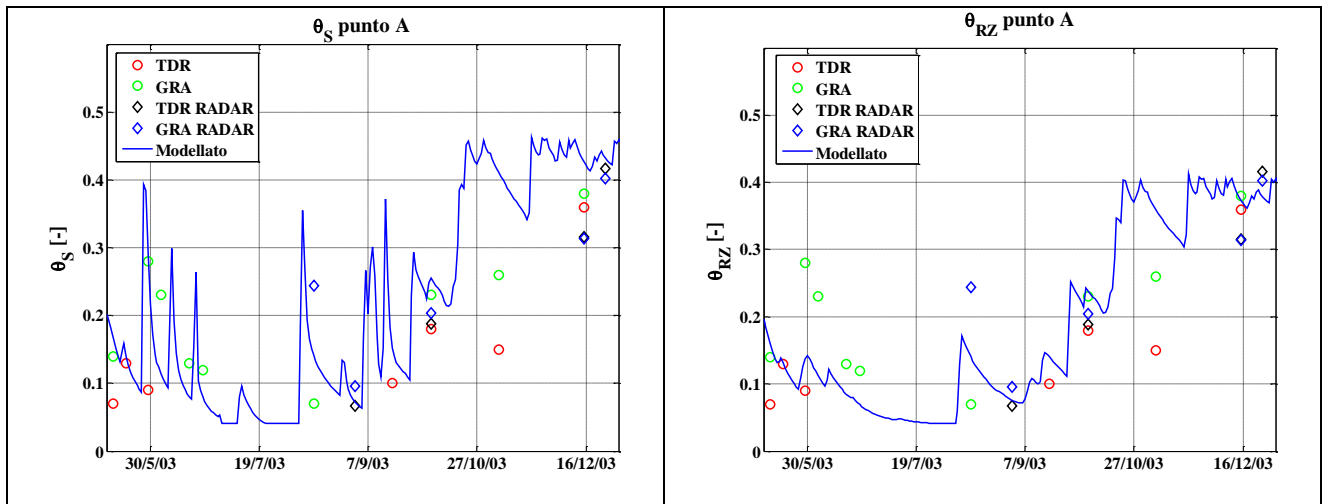


Figure 138. Confronto umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura A.

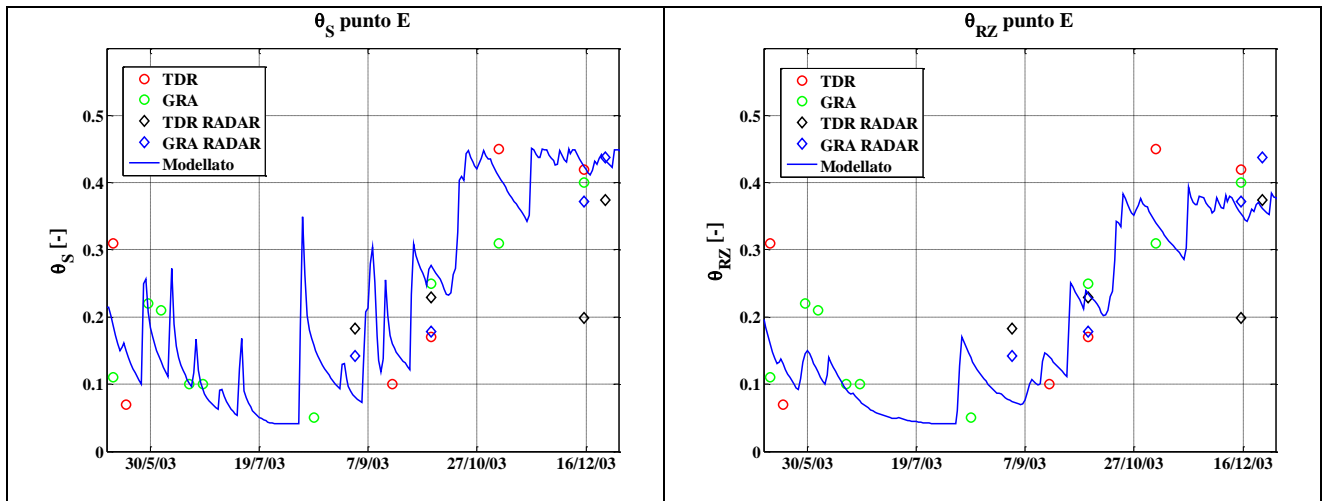


Figure 139. Confronto umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura E.

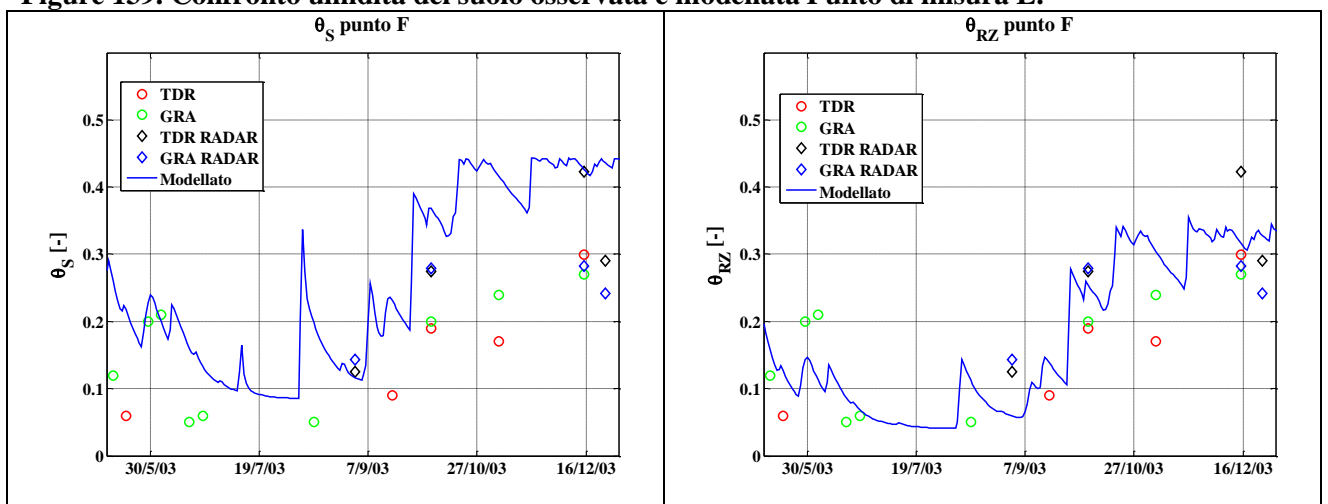


Figure 140. Confronto umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura F.

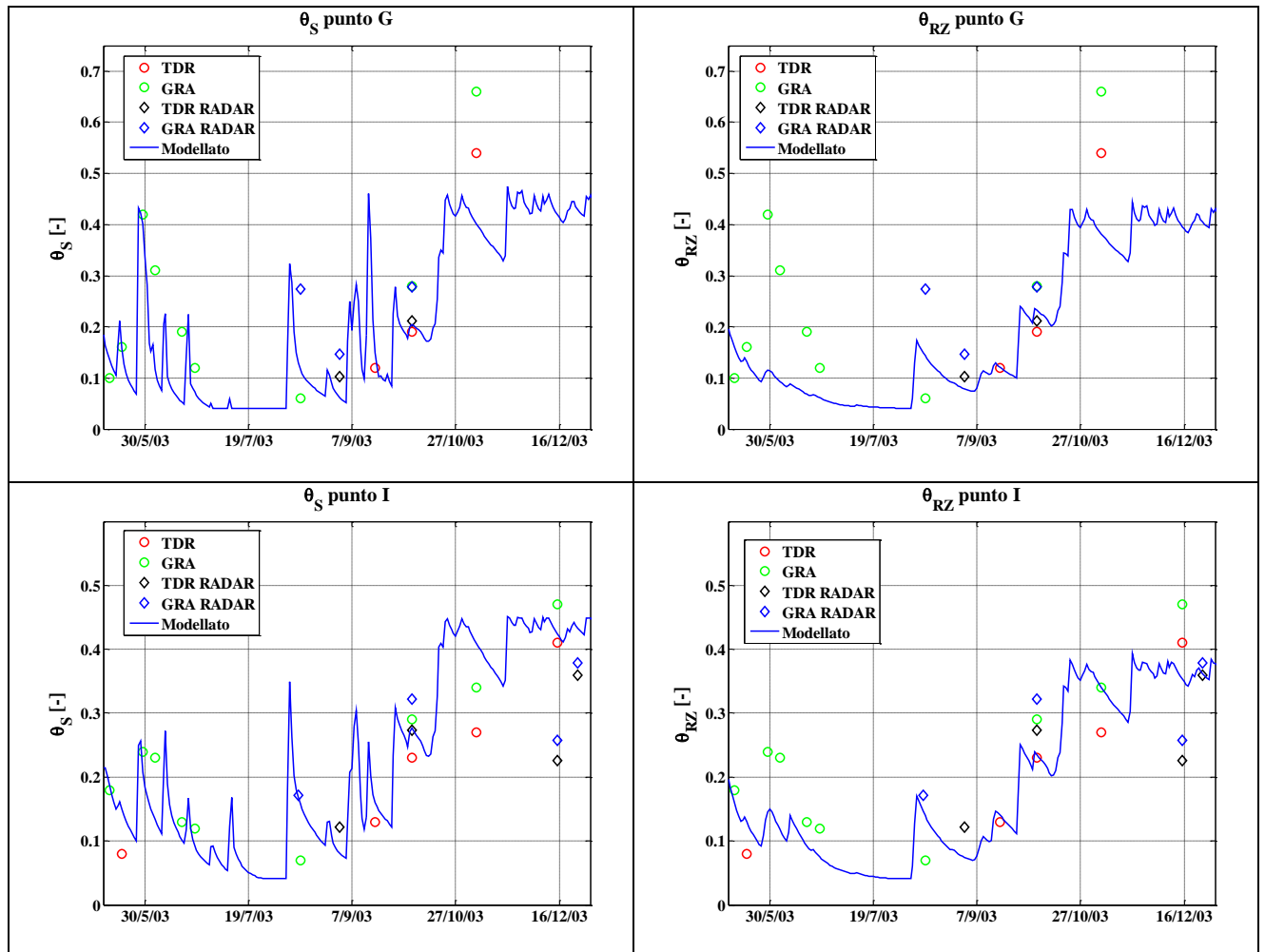


Figure 141. Confronto umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura G ed I.

Dalle Figure comprese tra la Figure 138 e la Figure 141 si evince come il dato modellato riproduca abbastanza fedelmente sia il dato osservato che il dato ottenuto tramite misurazioni radar, anche se in alcuni casi è possibile constatare dei valori sia superiori che inferiori, fatto dovuto principalmente all'utilizzo di un ben definito valore di umidità del suolo a saturazione e di un valore limite.

3.2.2.1.1.2 Misure in continuo.

Le misurazioni in continuo sono state realizzate tramite strumentazione di tipo TDR posizionata in diversi punti in prossimità della stazione micrometeorologica di Orroli, il dato fornito dalle sonde è stato, in fase di installazione, negli anni in cui la torre è stata realizzata. Il dato in continuo è stato poi confrontato con il valore in continuo fornito dal modello per i due strati, rispetto al caso precedente si è considerato il bacino a) essendo la stazione all'esterno del bacino considerato precedentemente.

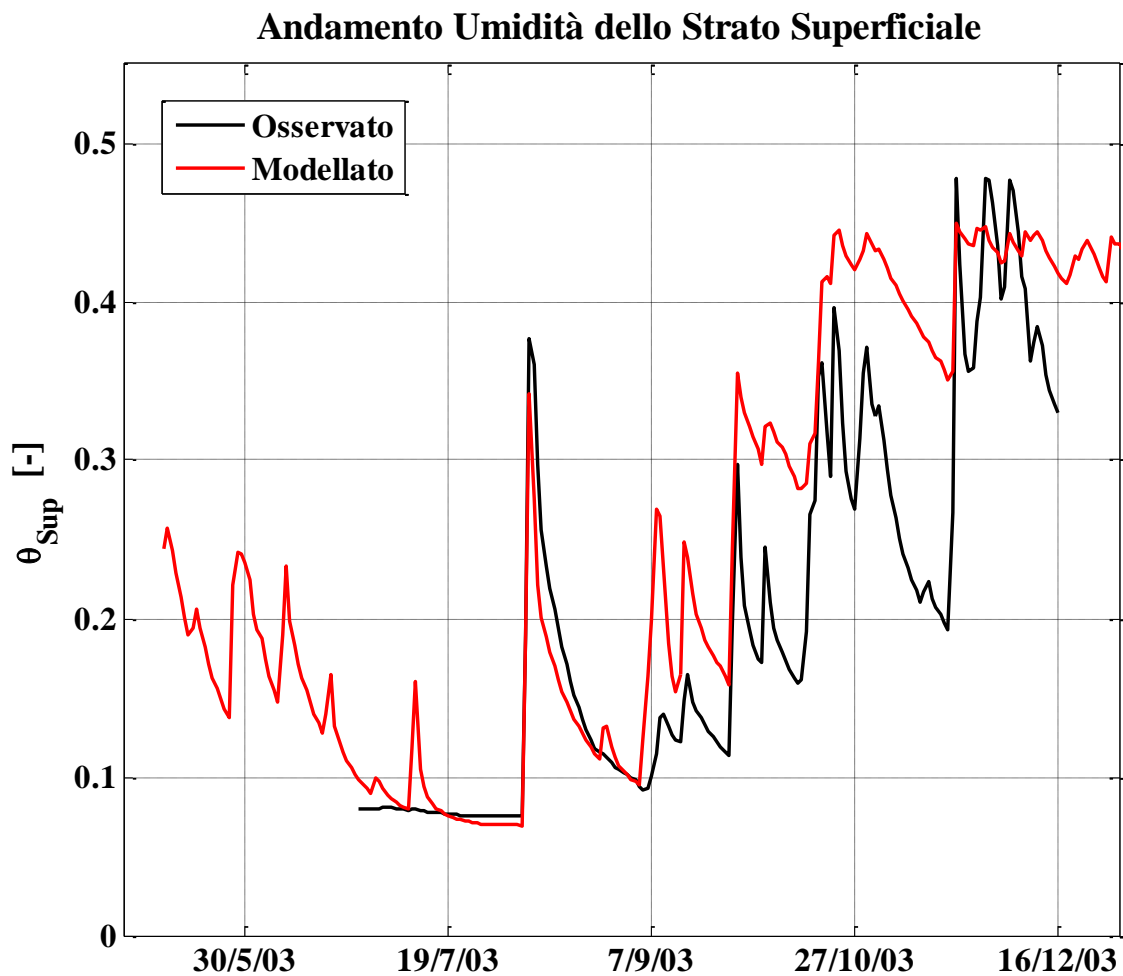


Figure 142. Confronto umidità del suolo osservata e modellata relativamente alle sonde disposte in corrispondenza della torre micro-meteorologica per lo strato superficiale.

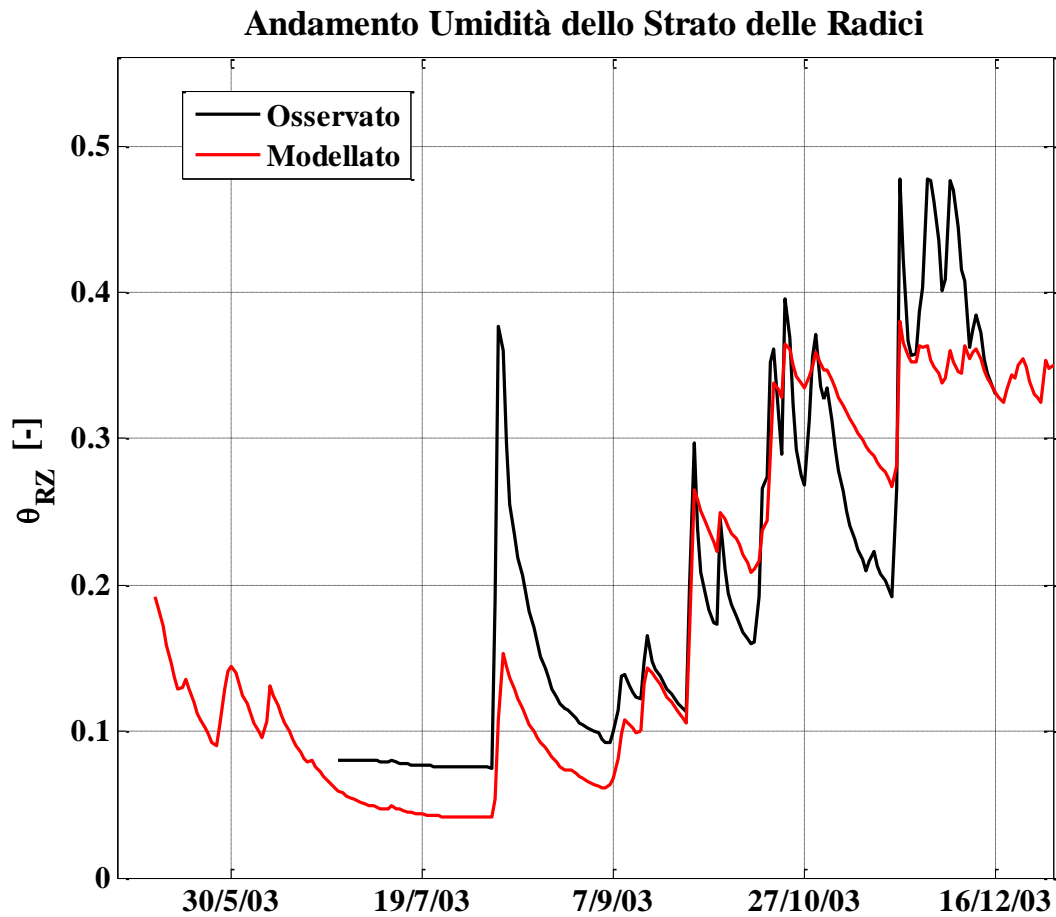


Figure 143. Confronto umidità del suolo osservata e modellata relativamente alle sonde disposte in corrispondenza della torre micro-meteorologica per lo strato delle radici.

Dalla Figure 142 e dalla Figure 143 si vede come similmente alle misurazioni in discreto anche per quelle in continuo il dato modellato riproduce fedelmente il dato osservato anche se con talune differenze legate ai valori massimi e minimi dovuti sostanzialmente al range di valori entro cui può andare a variare il dato modellato.

3.2.2.1.2 Temperatura.

Relativamente al metodo Force-Restore si è andati a definire il valore della Temperatura, in tre diverse condizioni osservate:

- Temperatura (sensore al di sopra del suolo nudo);
- Temperatura (sensore al di sopra dell' olivastro);
- Temperatura (situazione mista vegetazione arbustiva, specie erbacee e suolo nudo).

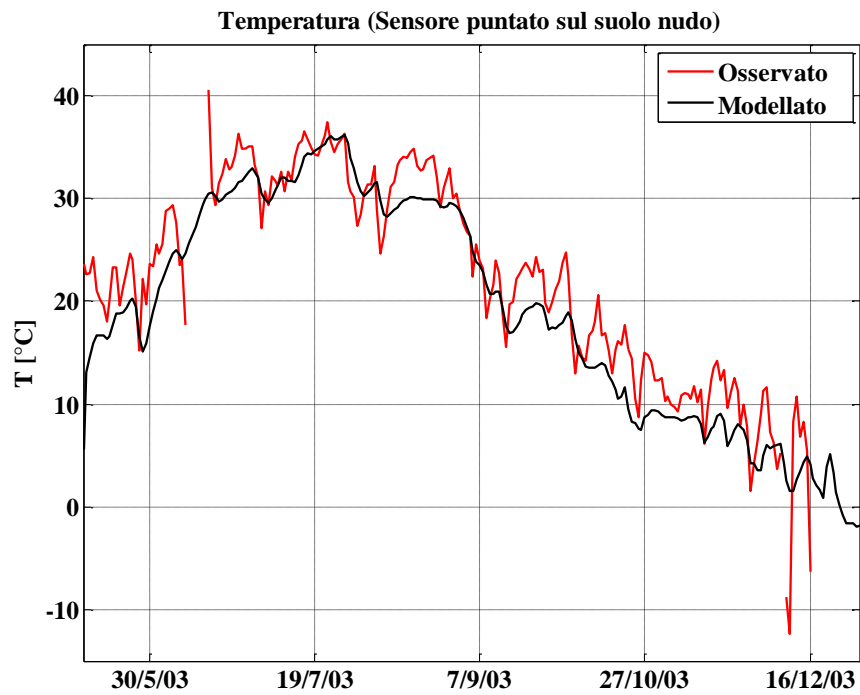


Figure 144. Confronto Temperatura del suolo modellata ed osservata in corrispondenza della stazione di Orroli

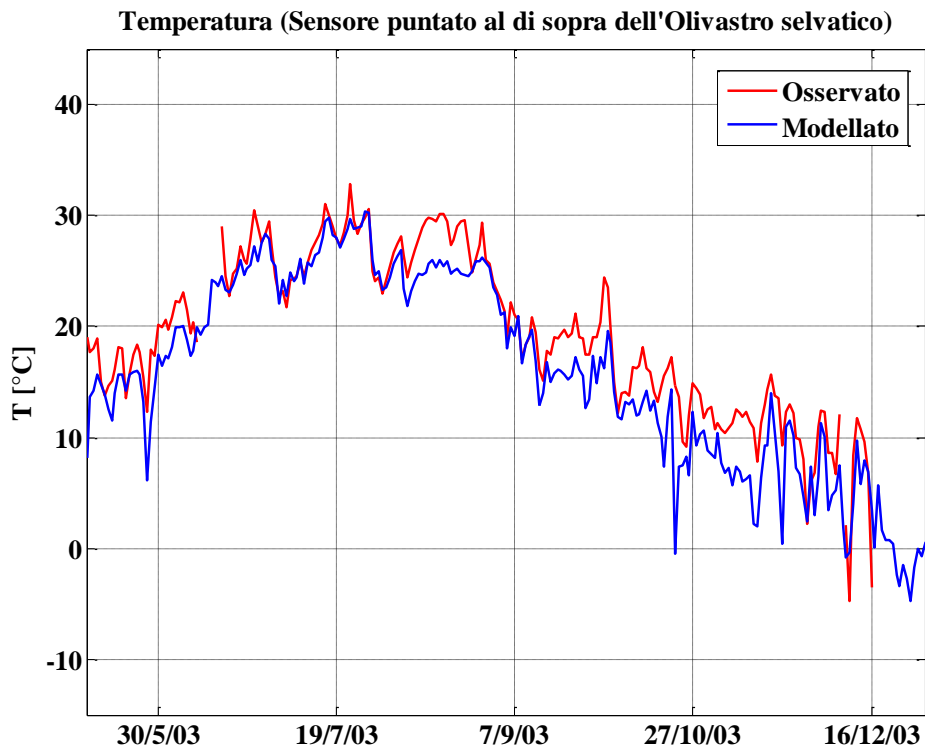


Figure 145. Confronto Temperatura (per le specie arbustive) modellata ed osservata in corrispondenza della stazione di Orroli.

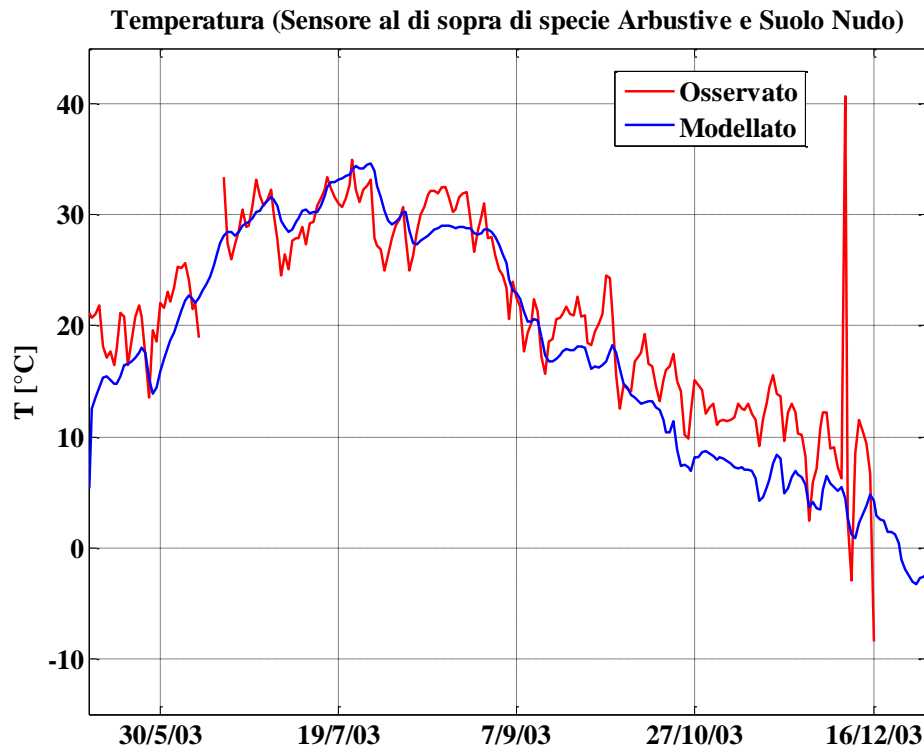


Figure 146. Confronto Temperatura (relativamente al sistema pianta-suolo-nudo) modellata ed osservata in corrispondenza della stazione di Orroli.

Dalle figure relative alla Temperatura si evince come il dato modellato riesce a rappresentare correttamente il dato osservato, sia in termini di valore massimo e sia di valore minimo, fatta eccezione per il periodo finale del 2003 (Figure 146) dovuto ad un breve malfunzionamento della strumentazione.

3.2.2.4 Calibrazione Parametri Bilancio Energetico.

Relativamente alla stazione micrometeorologica si sono andati a calibrare inoltre tutte quelle grandezze caratteristiche dei processi che influenzano la dinamica del suolo. Le variabili analizzate sono le seguenti:

- Radiazione Netta (*per le tre componenti*);
- Calore Latente;
- Calore Sensibile;
- Flusso di calore nel suolo;
- Evaporazione (*con e senza l'effetto del suolo*).

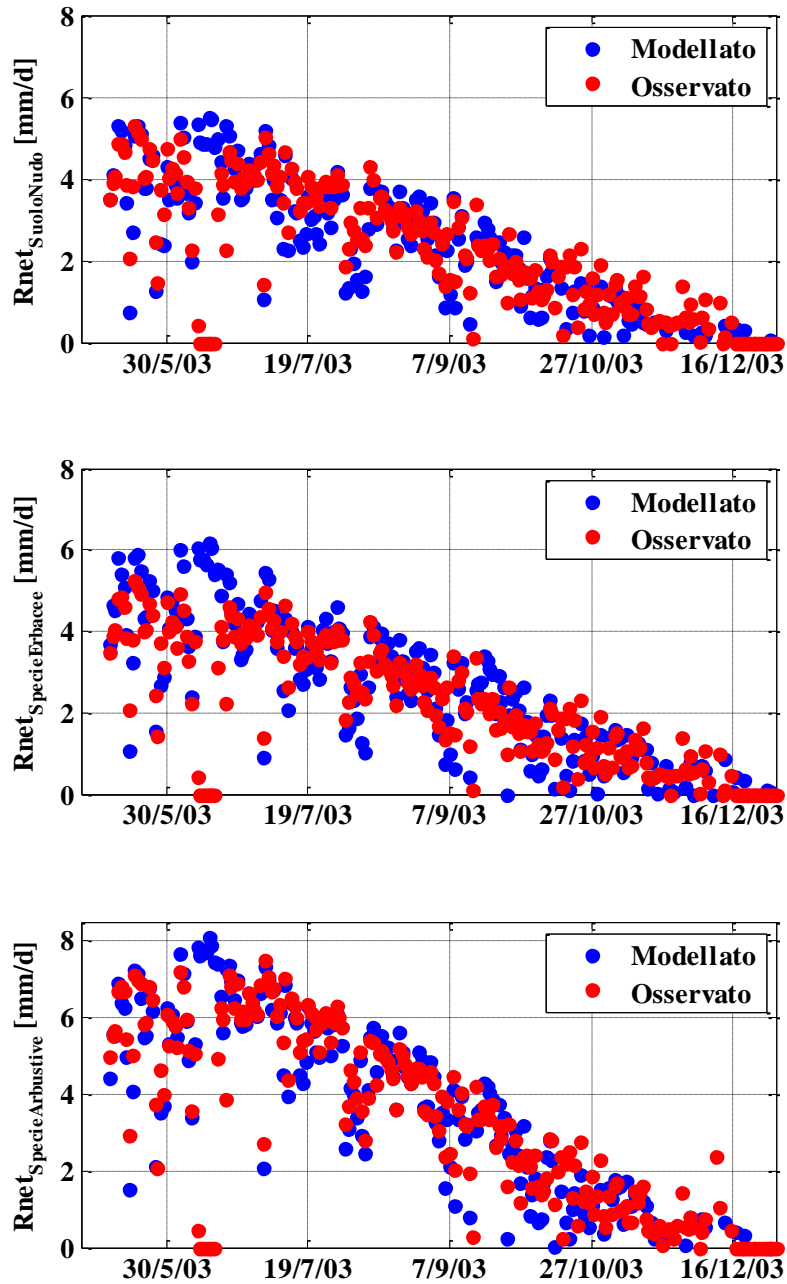


Figure 147. Confronto Radiazione netta modellata ed osservata, in corrispondenza della stazione di Orroli per le tre diverse componenti considerate.

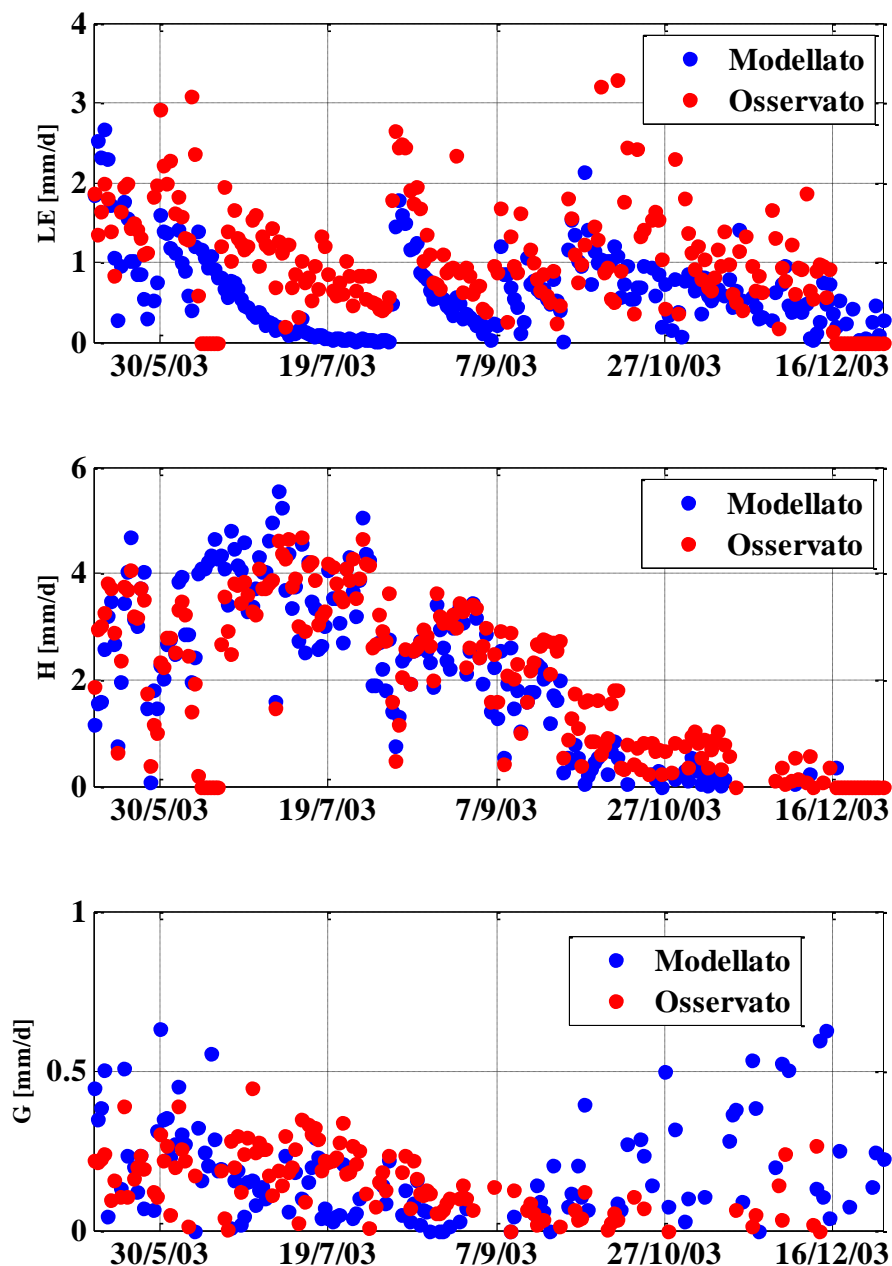


Figure 148. Confronto Termini del bilancio energetico (Calore Latente, Calore Sensibile e Flusso di calore dal suolo), modellati (2003-2016) ed osservati (2003-2016) in corrispondenza della stazione di Orroli.

Dalla Figure 147 si constata come l'andamento modellato riprende perfettamente quello osservato, mentre qualche piccola differenza la si può constatare in Figure 148 per quanto riguarda il flusso di calore dal suolo ed il calore latente (soprattutto nel periodo estivo) anche se complessivamente i risultati per i termini del bilancio risultano essere più che discreti.

3.2.3 Validazione Modello Ecolidrologico per il 2004-2006.

Effettuata la calibrazione si è passati alla terza fase, ovvero la validazione del modello, tale operazione è stata condotta per il periodo 2004-2006, anche se per alcune grandezze si hanno dei dati osservati fino al 2004. Riepilogando le grandezze soggette a validazione per i due moduli risultano essere:

- ✓ SDM:
 - Umidità del suolo;
 - Temperatura;
 - Termini del bilancio energetico;
- ✓ VDM:
 - LAI;
 - Flusso di Anidride Carbonica

Successivamente il modello è stato testato per il periodo 2003-2007 specificatamente si sono considerati al fine di dare maggiore spessore al modello:

1. Indice differenziale di vegetazione (NDVI) relativamente alla parte VDM;
2. Portate in corrispondenza della sezione di chiusura relativamente alla parte SDM.

3.2.5.1 Validazione termini VDM.

Tale processo come detto precedentemente è stata eseguito su:

- LAI;
- Flusso di Anidride Carbonica;
- NDVI a scala di bacino.

La validazione è stata condotta sia per le specie erbacee che per quelle arbustive, anche se i dati osservati presentano una numerosità molto limitata. Così come nel caso della calibrazione, anche per quanto riguarda la validazione si sono considerati dei dati osservati ottenuti mediante l'utilizzo del ceptometro in corrispondenza della stazione micrometeorologica.

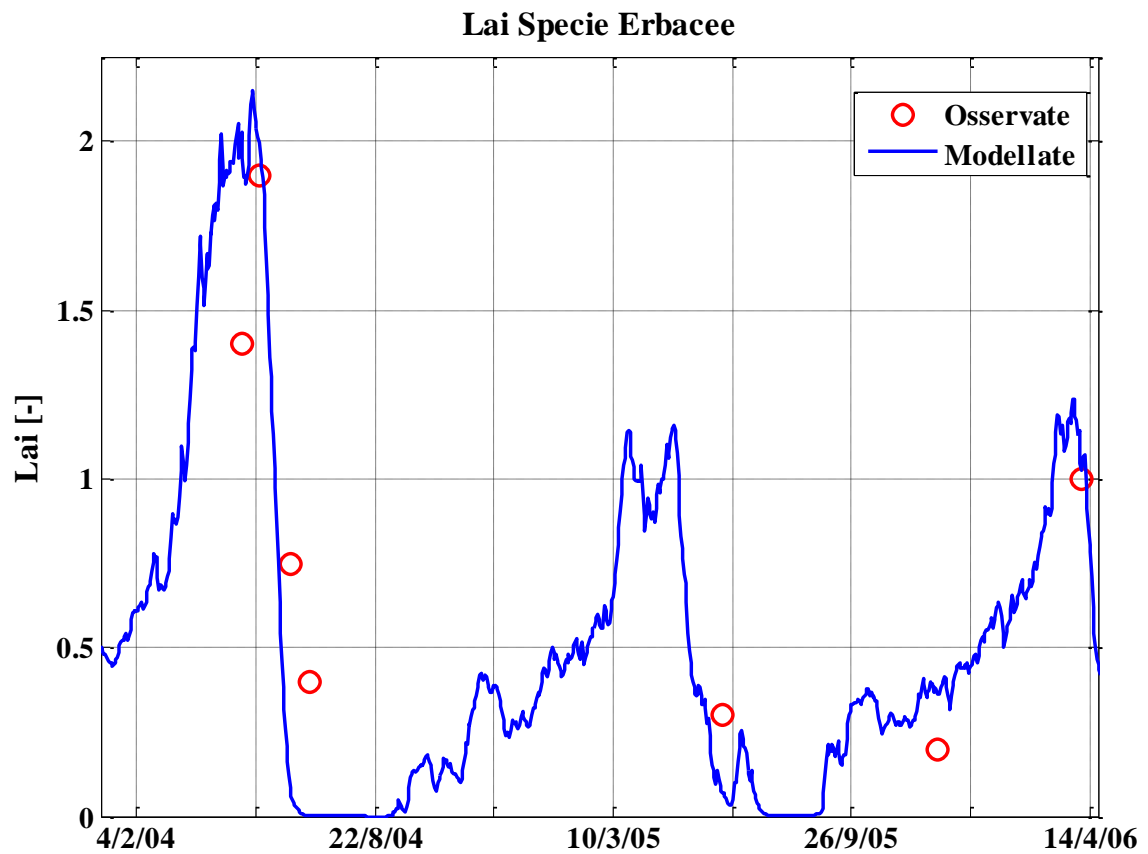


Figure 149. Validazione attraverso il confronto LAI osservato in corrispondenza della stazione di Orroli con il valore modellato per le specie Erbacee.

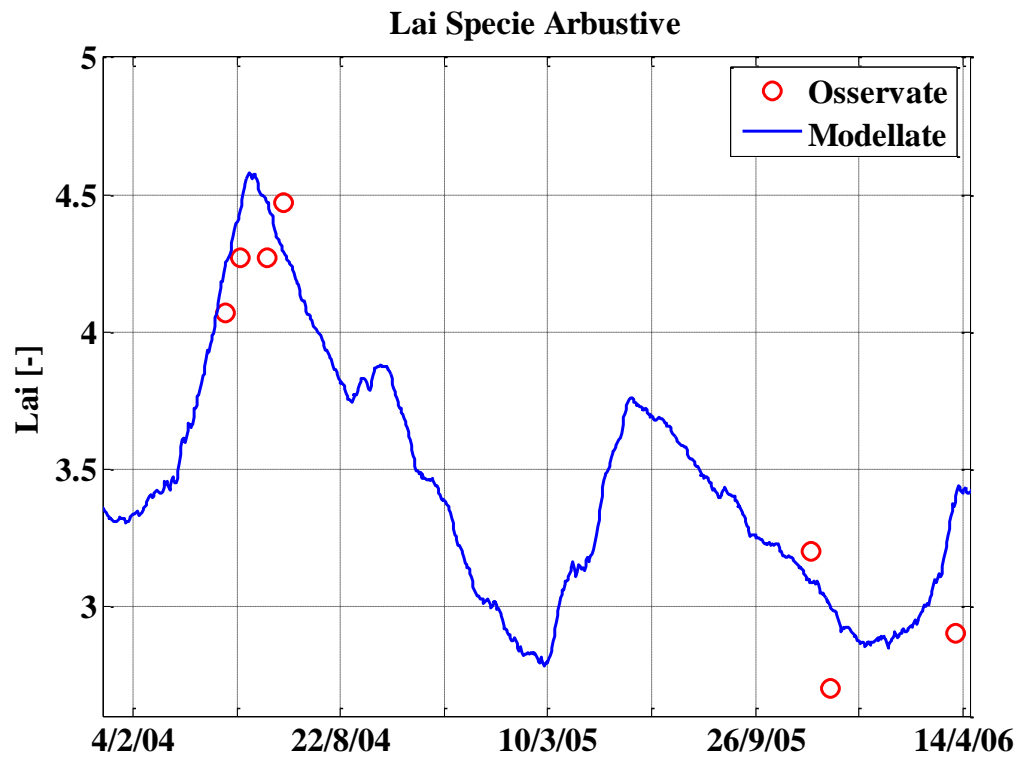


Figure 150. Validazione attraverso il confronto LAI osservato in corrispondenza della stazione di Orroli con il valore modellato per le specie Erbacee.

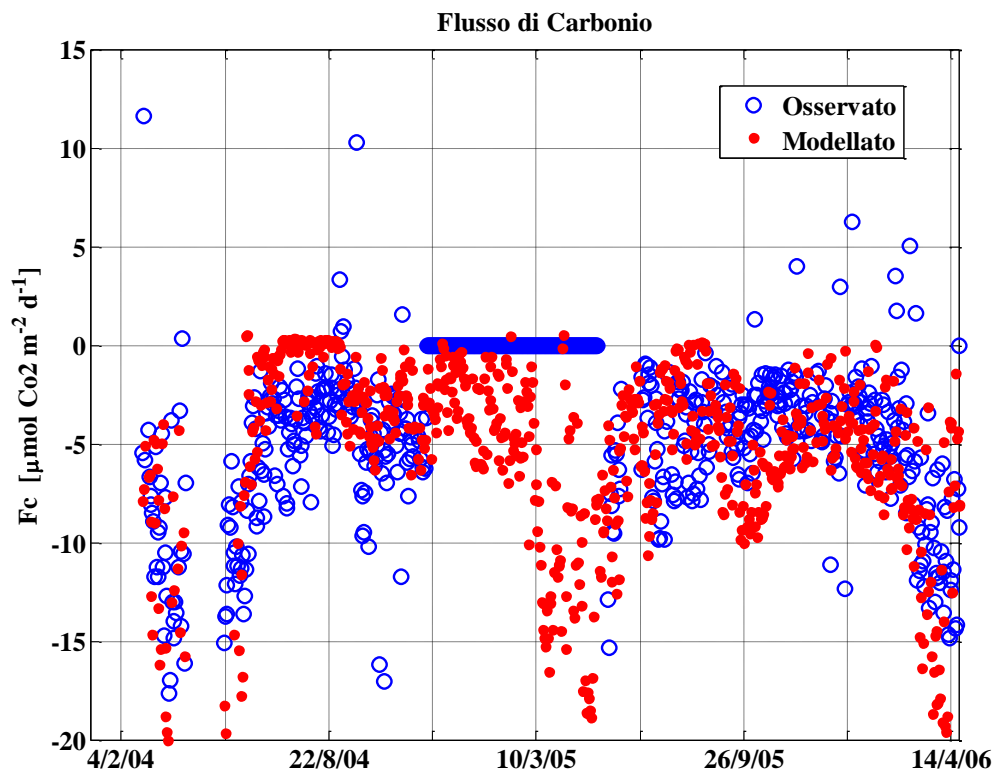


Figure 151. Validazione attraverso il confronto del flusso di anidride Carbonica.

Per quanto riguarda sia il LAI che per quanto riguarda il flusso di anidride carbonica, essendo l'andamento osservato in quasi tutti i casi sovrapposto a quello modellato, la validazione può ritenersi soddisfatta.

Per la validazione del modello di dinamica della vegetazione in più si è operato a scala di bacino, grazie alle numerose misure effettuate in diverse campagne sperimentali effettuate sul bacino del Mulargia tra la primavera e l'estate del 2003 andando a coprire gran parte della sua estensione, tali valori di LAI misurati sono riportati in Tabella 6-Tabella 7, con associato a ciascun valore di LAI la tipologia arbustiva o coltura corrispondente.

Tabella 6 Dati Osservati LAI aprile 2003.

Tipologia Arbustiva	Altezza Vegetazione	LAI
	[cm]	[-]
Coltura	30	1.85
Cardo	30	1.27
Cardo	20	0.53
Cardo	25	1.19
Erbaio	20	0.58
Erbaio	20	0.82
Erbaio	60	1.59
Frumento	50	2.04
Frumento	45	2.49
Frumento	140	5.39
Frumento	45	1.56
Frumento	100	2.71
Loietto	120	3.08
Loietto	25	0.67
Loietto	25	0.45
Loietto	120	2.39
Macchia	220	3.02
Macchia	200	3.34
Macchia	300	3.2
Macchia	200	3.06
Macchia Full	200	1.89
Macchia Mix	500	3.96

Tabella 7 Dati Osservati LAI 29 giugno 2003.

Tipologia Arbustiva	Punti	Altezza	LAI
	[-]	[cm]	[-]
Erba Medica	A1	20	1.64
Erba Medica	A1-2	50	2.54
Erba Medica	A2	15	0.42
Erba Medica	A2b	25	1.16
Pineta e Macchia	B1	400	2.38
Pineta	B2	300	1.83
Incolto	I1	15	0.26
Incolto	I2	45	0.67
Macchia	M1	150	0.92
Macchia	M2	200	1.96
Macchia	M3	50	1.50
Macchia e Bosco	M9	450	2.22
Quercia	Q1	400	2.05
Quercia	Q2	800	1.84
Vigneto	V1	150	1.63
Vigneto	V2	80	1.18
Vigneto	V4	120	0.89

Tali misure effettuate durante il lavoro di tesi di (Pollini & Randone, 2003) sono state eseguite mediante l'utilizzo del LAI-2000 Plant Canopy Analyzer, strumento simile a quello usato ad Orroli. Tale

strumentazione consente di valutare le caratteristiche della vegetazione mediante l'intercettazione della luce da parte della vegetazione con cinque diversi angoli. Una cosa fondamentale è che ciascun valore è ottenuto come media dei valori misurati in tre diverse analisi, tali misurazioni sono state ottenute muovendosi lungo un tratto di area pari a 0.5 ettari. Per verificare la bontà del modello si è andati a verificare la corrispondenza nei 14 punti tra dato osservato e modellato. Per una migliore comprensione dei risultati in Figure 152 si riporta la caratterizzazione della vegetazione per il bacino oggetto di analisi:

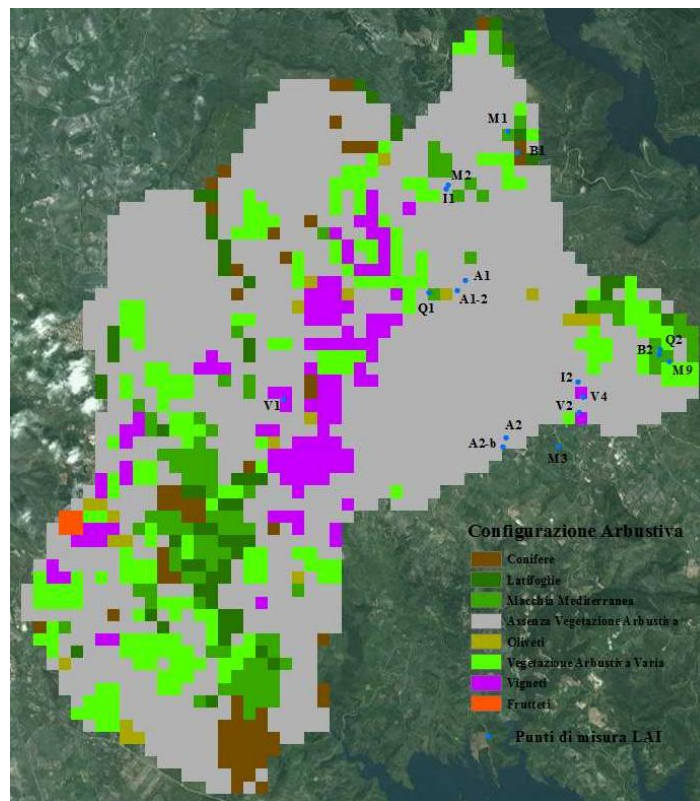


Figure 152. Mappatura caratterizzazione arbustiva bacino del Mulargia e disposizione punti di misura Lai durante la campagna del 29 giugno 2003.

Come si evince dalla Figure 152 in una buona parte del bacino vi è la prevalenza della classe “Assenza di vegetazione arbustiva”, alla quale appartengono tutta una serie differente di categorie tra le quali ad esempio: vivai, zone incolte, zone estrattive, zone soggette a colture, pareti rocciose e falesie, tessuto urbano, colture in serra, etc.. Nel caso in esame specificatamente nei punti in cui sono state effettuate le misure e che ricadono in tale categoria, si tratta di zone prevalentemente ricoperte da specie erbacee di varia natura e specie con assenza pressoché totale di alberi se non in misura assai esigua in termini di percentuale. In

Tabella 8 vengono confrontati i dati osservati con quelli modellati.

Tabella 8 Confronto Lai Osservato e Lai Modellato relativamente al 29 giugno 2003 per i diversi punti di misura.

Punti di Misura	Lai Osservato	Lai Modellato
A1	1.64	1.67
A1-2	2.54	2.15
A2	0.42	0.59
A2b	1.16	0.59
B1	2.38	2.59
B2	1.83	2.15
I1	0.26	0.2
I2	0.67	0.78
M1	0.92	1.47
M2	1.96	0.2
M3	1.5	Fuori Bacino
M9	2.22	2.43
Q1	2.05	2.47
Q2	1.84	2.47
V1	1.63	1.54
V2	1.18	1.27
V4	0.89	1.21

I risultati mostrati in

Tabella 8 risultato essere assai incoraggianti, in quanto il modello per un generico istante riesce a fornire valori simili rispetto a quelli ottenuti attraverso prove sul campo, in diversi punti del bacino. Le differenze che si constatano in taluni punti sono dovute prevalentemente alla tipologia arbustiva considerata nel presente modello. Va fatto un discorso leggermente differente per alcuni casi, un situazione particolare è identificabile ad esempio considerando i punti M2 ed I1, in quanto dalla classificazione eseguita, essi che peraltro appartengono ad una stessa cella, sono classificati nel modello come “Assenza di vegetazione arbustiva” e più precisamente caratterizzati da una percentuale elevata di specie erbacee (in questo caso, zona soggetta a coltivazione), mentre sulla base delle osservazioni su campo (Tabella 7) il punto M2 risulta classificato come “*Macchia Mediterranea*” mentre il punto I1 come “*Incolto*”; infatti si constata come per il punto I1 si ottenga un valore pressoché identico tra modello e dato osservato, situazione diametralmente opposta a quella per il punto M2. Un'altra situazione particolare la si può constatare per quanto riguarda i punti A2 ed A2-b; sia nel caso modellistico che nel dato riportato in Tabella 7 vengono considerati come appartenenti ad una zona prevalentemente erbacea, però in questi due punti compresi in una stessa cella si presentano valori osservati di Lai differenti, fatto dovuto ad una diversa altezza della vegetazione, mentre nel modello essendo le caratteristiche all'interno della stessa cella omogenee, il valore di Lai ottenuto risulta essere identico. Le difficoltà che si incontrano in analisi di questo tipo sono legate al fatto che spesso all'interno di una stessa categoria arbustiva, rientrano una moltitudine di piante, che seppur appartenendo alla stessa famiglia presentano caratteristiche fortemente differenti. L'unico modo per superare questi limiti risulta essere quello di avere a disposizione un database regionale molto più dettagliato sulla tipologia boschiva del territorio, nonché una quantità di dati osservati relativamente alla vegetazione molto più ampia al fine di migliorare la calibrazione relativa alla parte della fotosintesi per ciascuna tipologia arbustiva.

Fata eccezione per i dati discreti, come dato di vegetazione a scala di bacino a disposizione più che il LAI si hanno le mappe satellitari di NDVI, specificatamente quelle Modis, in quanto sono acquisibili gratuitamente con una buona risoluzione sia spaziale che temporale. Quello che si è fatto è stato quello di ottenere le mappe satellitari di NDVI relativamente al 20 Aprile 2003 e del 29 Giugno 2003, desumendo i valori di NDVI per i punti in cui è stata effettuata la stima del LAI, andando poi a definire l'equazione che lega le due grandezze (Figure 153) sapendo che legare tra di loro queste grandezze può spesso portare ad una sottostima soprattutto nel caso siano presenti dei valori di Lai elevati oppure nel caso soprattutto in cui le immagini satellitari non risultino essere adeguate (presenza di nubi, etc.). Tutto questo lo si è fatto visto lo stretto legame tra LAI ed NDVI essendo esse fortemente legate alla caratterizzazione ed allo sviluppo della vegetazione. Avendo tale equazione e avendo a disposizione le mappe satellitari Modis di NDVI per molti periodi è stata ricavata la mappa del LAI; quest'ultima è stata confrontata con quella ricavata dal modello ecoidrologico.

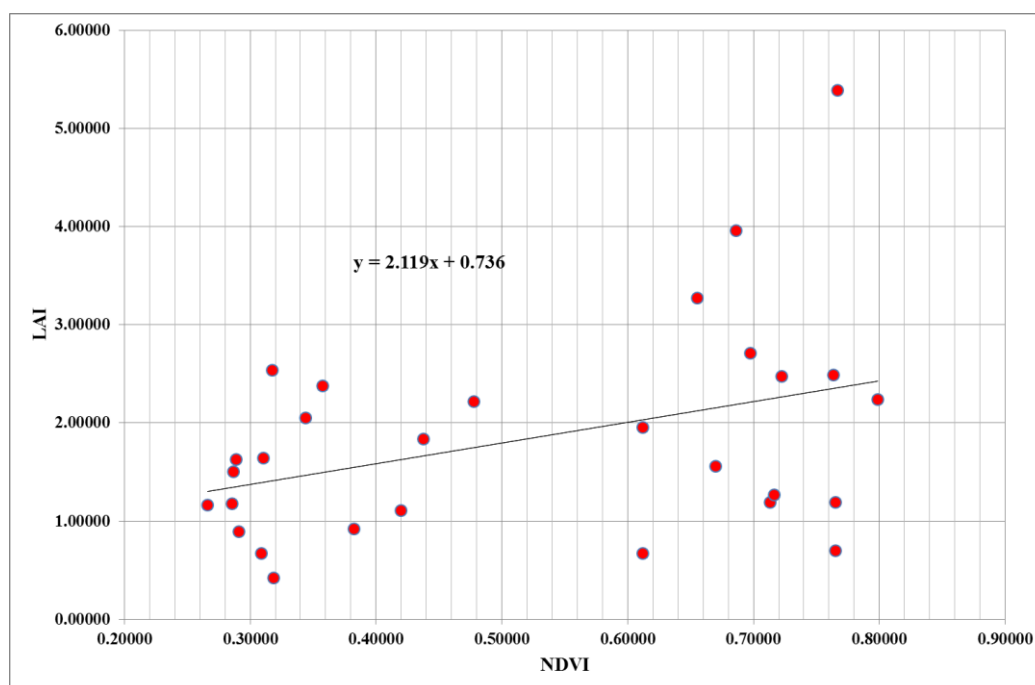


Figure 153. Relazione tra l'NDVI ed il LAI per i due periodi.

L'approssimazione insita in tale operazione è legata sostanzialmente al fatto di considerare due soli periodi per l'analisi. Supponendo valida tale espressione al fine di poter operare a scala di bacino si sono andati a considerare alcuni periodi di cui si avevano a disposizione le mappe di NDVI (pur in alcuni casi con la problematica associata alla qualità stessa dell'immagine) e utilizzando l'espressione in Figure 153 si sono ricavate le mappe LAI, queste sono state poi confrontate con le mappe ricavate dal modello numerico, la cui mappa è stata ottenuta come media pesata tra i lai delle diverse specie di vegetazione e le rispettive frazioni.

Il confronto è stato effettuato in termini di valor medio a scala di bacino (Figure 154), mentre per identificare le differenze sul bacino punto per punto del LAI sono stati considerati una serie di parametri statistici tra i quali la standard deviation, skeweness ed RMSE. Al fine di trovare quella configurazione che si avvicinasse ad dato osservato estrapolato si sono effettuate una serie di prove, verificando poi come il caso che maggiormente si avvicina al dato estrapolato risulti essere quello calibrato:

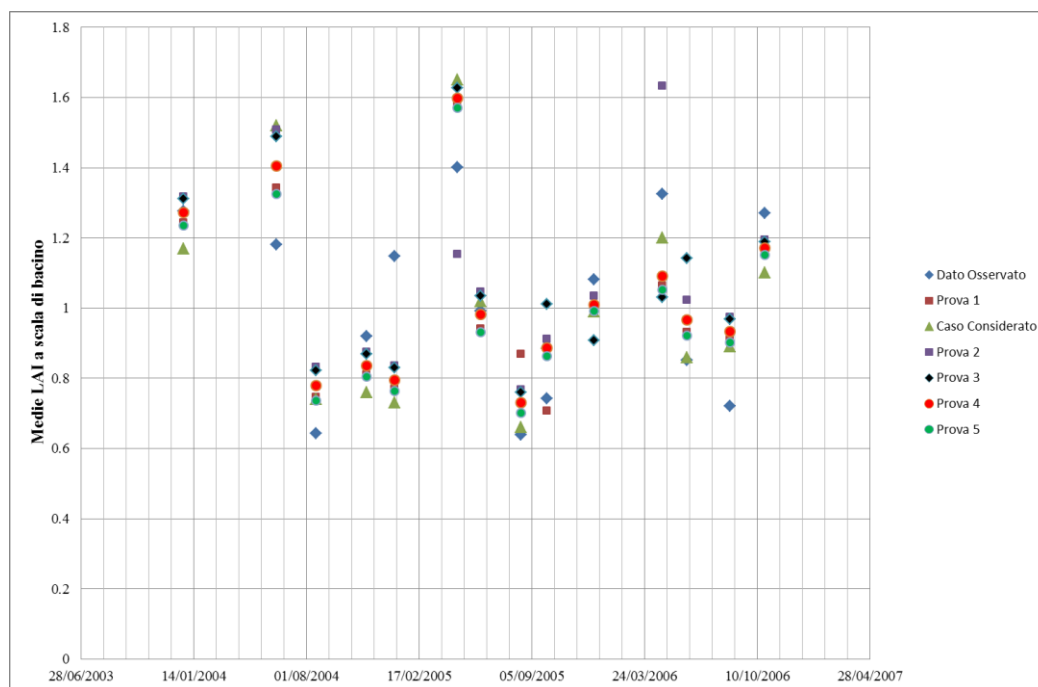


Figure 154. Andamento delle medie del LAI nelle diverse prove considerate.

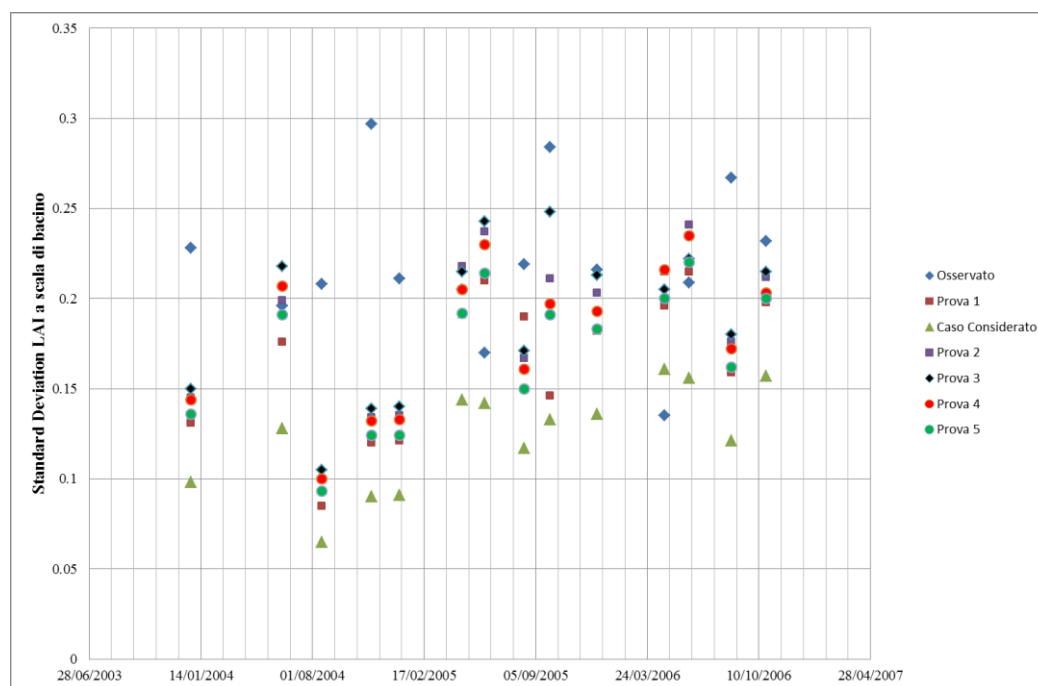


Figure 155. Andamento delle standard deviation del LAI nelle diverse prove considerate.

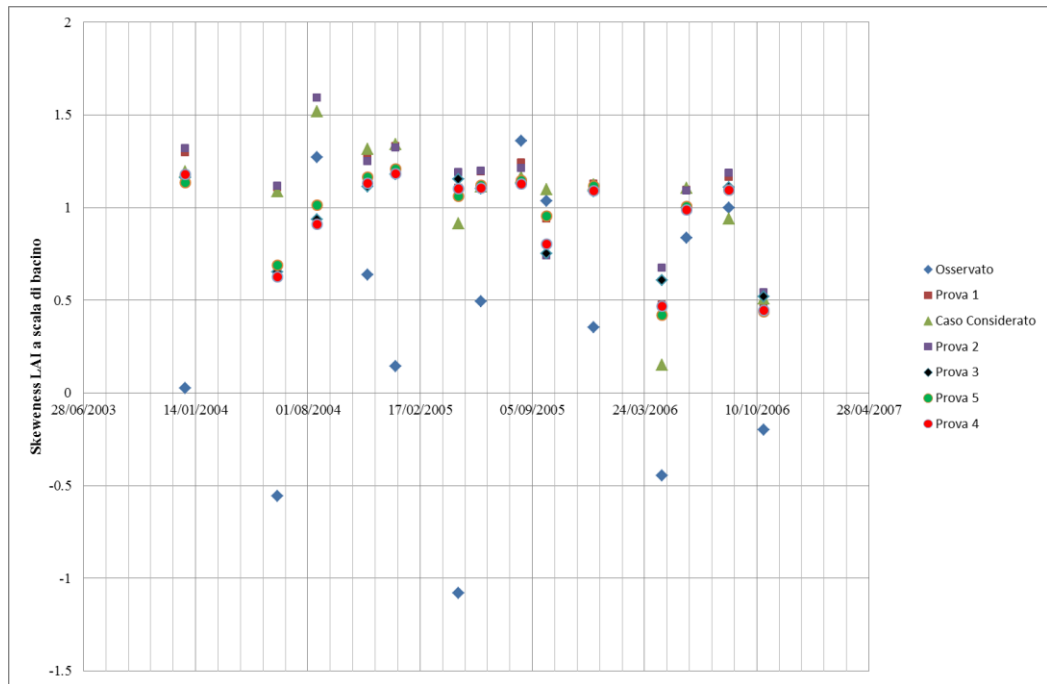


Figure 156. Andamento della skeweness del LAI nelle diverse prove considerate.

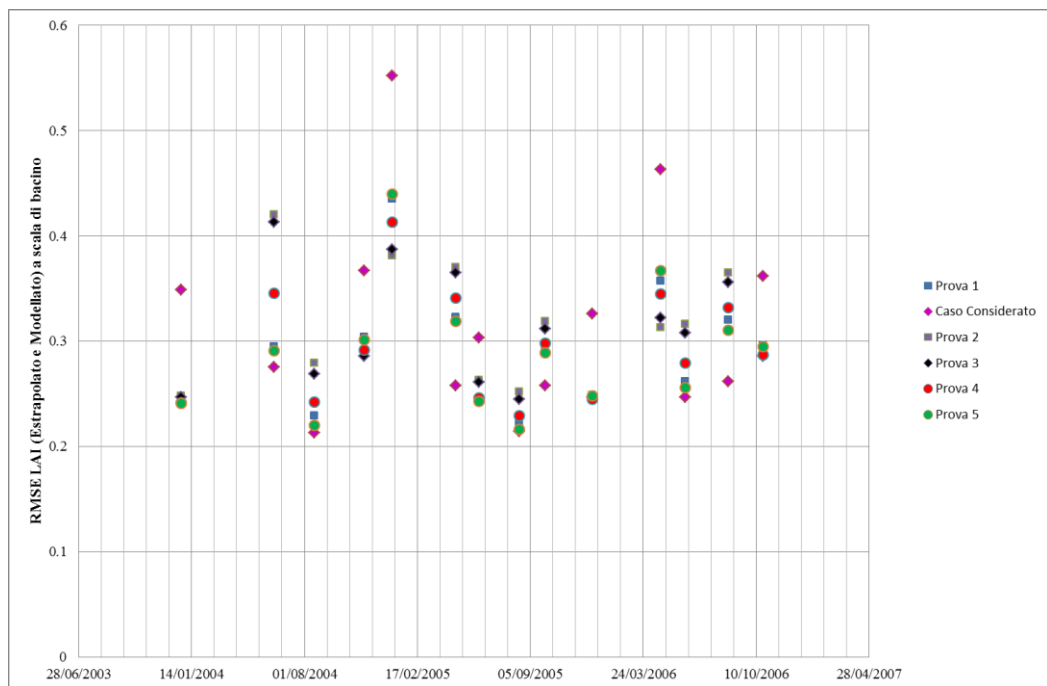


Figure 157. Andamento del Errore Quadratico medio del LAI nelle diverse prove considerate.

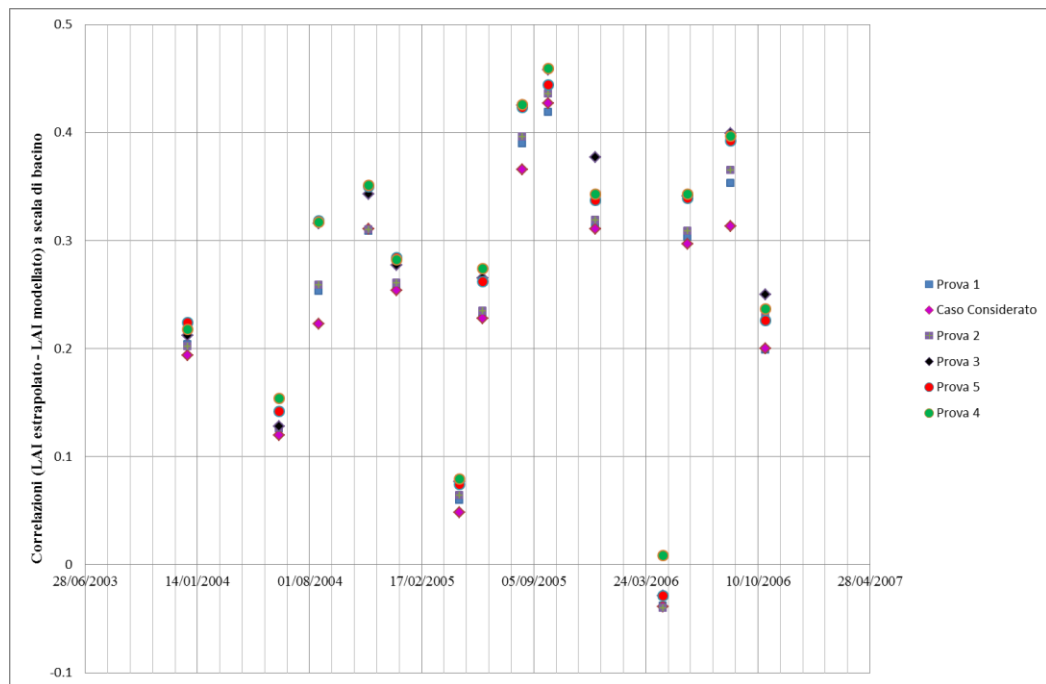


Figure 158. Andamento delle correlazioni del LAI nelle diverse prove considerate.

Mentre dal punto di vista medio a scala di bacino i valori non sono eccessivamente differenti, in quanto anche se non riportato ad esempio il valore di R^2 tra i valori medi a scala di bacino nel caso modellato (con i parametri calibrati) e nel caso estrapolato assume un valore pari a 0.64, gli altri parametri statistici riportati dalla Figure 155 alla Figure 158 mettono in evidenza come con un modello ecoidrologico di questo tipo risulti essere particolarmente complesso riuscire a riprodurre la precisione dell'immagine satellitare su ogni singola cella. I valori forniti dal modello infatti sono come detto in precedenza legati soprattutto alla caratterizzazione della vegetazione cosicchè vi saranno zone con stesso tipo di vegetazione e conseguentemente con valori simili di LAI. Tutto questo ci porta per il futuro prossimo a ricercare anche grazie alle nuove disponibilità satellitari e con analisi sul campo di evidenziare con maggiore precisione non solo come sulle singole celle si suddivide la frazione arbustiva, erbacea e di suolo nudo ma anche come si suddividono le specie arbustive. Infatti l'utilizzo delle mappe della vegetazione fornite dalla regione Sardegna e poi riclassificate e codificate durante il lavoro di tesi risultano essere troppo approssimative e grossolane per poi poter fare un preciso confronto con le immagini satellitari. A tutto questo si aggiunge come enunciato poc'anzi i forti dubbi sull'espressione che lega NDVI e LAI e conseguentemente sulla bontà delle mappe LAI estrapolate, che soprattutto su certe aree generano un'eccessiva sottostima.

Per questo motivo tale operazione di analisi a scala di bacino si è cercato di farla sfruttando anche altre relazioni, andando però ad operare solo a scala media di bacino per un periodo compreso tra il 2003 ed il 2007 andando poi a confrontare i diversi risultati:

- Relazione tra NDVI medi ottenuti dall'immagine QuickBird e LAI misurati;

$$NDVI = 0.0238 + 0.1621 LAI \quad (101)$$

- Relazione tra i valori di NDVI medi dedotti dalle QuickBird dei giorni 9/8/2003 e 18/05/2004 ed i valori di LAI misurati a terra negli stessi giorni; sia per gli alberi (olivastro selvatico) e per le specie erbacee (differenti rispetto alle campagne sperimentali effettuate nel Aprile e Giugno 2003 a scala di bacino):

$$\begin{cases} y_{LAI} = 4,596x_{NDVI} + 1,5497 & \text{Olivastri} \\ y_{LAI} = 6.9688x_{NDVI}^{2.5071} & \text{Specie Erbacee} \end{cases} \quad (102)$$

Dal confronto tra i dati satellitari Modis e QuickBird (Fois, 2015) tali relazioni sono state ulteriormente corrette:

$$NDVI = 0.855LAI - 0.061 \quad (103)$$

Come valore di NDVI modellato è stato considerato per ogni giorno, un valore medio a scala di bacino, modello che comunque ci consente di effettuare una stima a scala giornaliera per ogni singola cella, nel caso si voglia andare ad effettuare una distinzione tra le diverse parti dell'area oggetto di studio. La possibilità di distinguere tra i diversi tipi di vegetazione come detto precedentemente è resa possibile dalla mappatura del tipo di specie arbustive fornite come input al modello, ricordando che al variare del tipo di vegetazione arbustiva, grazie al processo di calibrazione, andranno a variare i coefficienti caratteristici della fotosintesi e conseguentemente varierà la valutazione del LAI e della biomassa. Tale valore modellato viene confrontato con il dato fornito dalle immagini satellitari MODIS caratterizzate da una risoluzione spaziale 250 x 250 m, e risoluzione temporale pari a 16 giorni (dovendo avere in continuo tali immagini dal 2003 al 2007), tali mappe risultano essere geo referenziate, ripulite e atmosfericamente corrette dall'ESA. Relativamente alla Sardegna, si ha una coppia di immagini, una relativa al Nord Sardegna e l'altra per il resto dell'Isola. Tale analisi è stata condotta per quanto riguarda il bacino del Mulargia.

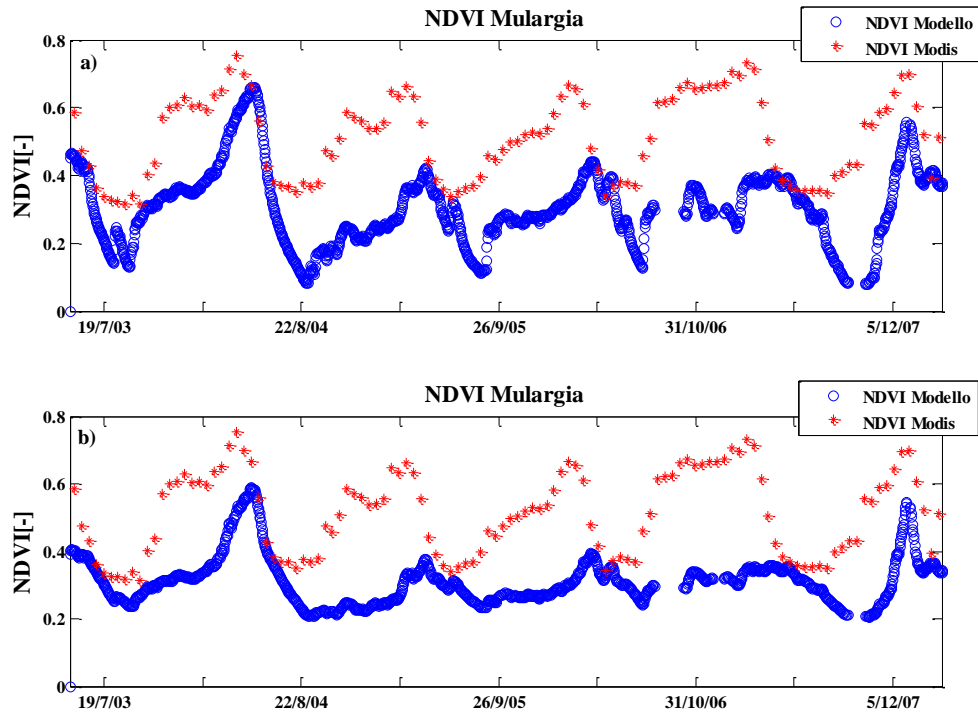


Figure 159. Confronto NDVI Modis – NDVI medio modellato giornaliero per il bacino del Mulargia: Box a) Relazione equazione 102; Box b) Relazione equazione 103.

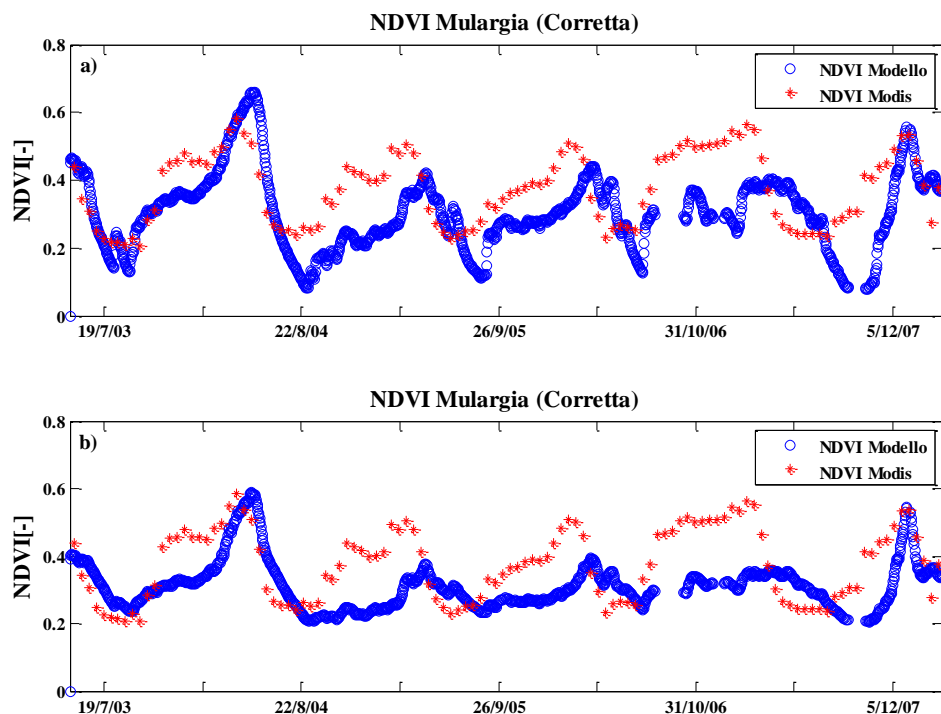


Figure 160. Confronto NDVI Modis – NDVI medio modellato giornaliero (relazione corretta tramite l’equazione 104) per il bacino del Mulargia: Box a) Relazione equazione 102; Box b) Relazione equazione 103.

Dall'analisi delle Figure 159 e Figure 160 si evince come la correzione effettuata risulti essere notevolmente migliorativa dei risultati ottenuti (in linea generale l'andamento è simile) nonostante permangano differenze; l'andamento modellato riportato in Figure 160 Box b, risulta essere sottostimato per i picchi e sottostimato per i valori bassi, relativamente al periodo tra il maggio 2004 ed il Febbraio 2007. Però anche in tal caso sono presenti grosse incertezze che si presentano nell'utilizzare un'espressione che legghi dato di NDVI e LAI. Inoltre i problemi del confronto tra un dato satellitare ed un dato modellato nel presente caso sono legati sostanzialmente a quattro fattori:

1. Le mappe Modis forniscono un valore di NDVI per celle di dimensioni 250 x 250 m; cella che può essere caratterizzata da una data aliquota di suolo nudo, specie erbacee e specie arbustive o strutture di varia natura; mentre nel caso modellato si è deciso di considerare per ogni cella del bacino (200 x 200 m) un valore medio pesato del NDVI tra l'NDVI delle specie erbacee e quello delle specie arbustive;
2. Nel presente caso il dato Modis a disposizione è un dato relativo ad un arco di 16 giorni, medio di questo periodo temporale, gli elementi in rosso rappresentati in Figure 159 sono posti in corrispondenza del giorno intermedio di tale periodo temporale, conseguentemente lo sfasamento che si ha può essere dovuto a tale causa;
3. Il dato di NDVI modellato deriva da un'espressione analitica desunta per il medesimo bacino, per dati di Lai stimati nel periodo estivo e primaverile;
4. La differenziazione del valore di NDVI fornito dal modello è strettamente connessa alla caratterizzazione della vegetazione definita per il bacino in esame.

In Figure 161 ed in Figure 162 si riporta la distribuzione a scala spaziale del NDVI sia dall'informazione Modis e sia dalla mappatura spaziale del dato di NDVI modellato per il giorno 15 Maggio 2004. Come si evince dalla Figure 161 essendo l'NDVI dedotto direttamente da immagini satellitari riproduce fedelmente la caratterizzazione del bacino, ovvero valori più alti laddove la vegetazione è maggiormente definita, al contrario nella parte centrale del bacino ovvero laddove si ha un centro abitato, il valore dell'NDVI risulta essere molto più limitato. La caratterizzazione modellistica a scala di bacino ottenuta come si può vedere dalla Figure 162 è sostanzialmente legata alla configurazione boschiva del bacino, ovvero si presentano valori di NDVI più bassi in corrispondenza dei tratti non vegetati o comunque con una percentuale boschiva più limitata, mentre i valori più elevati di NDVI si hanno laddove la vegetazione è più fitta, prevalentemente laddove si trovano boschi di latifoglie e di conifere.

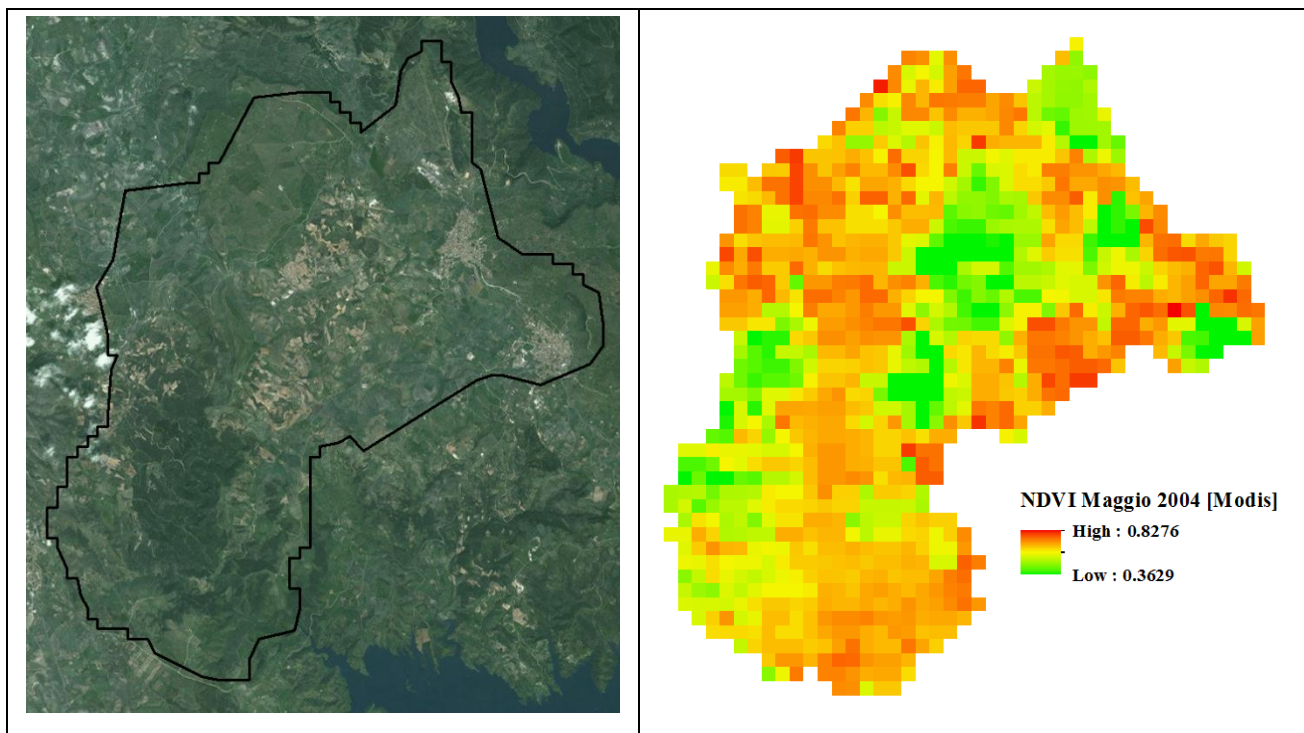


Figure 161. Rappresentazione satellitare bacino del Mulargia e mappa NDVI Modis.

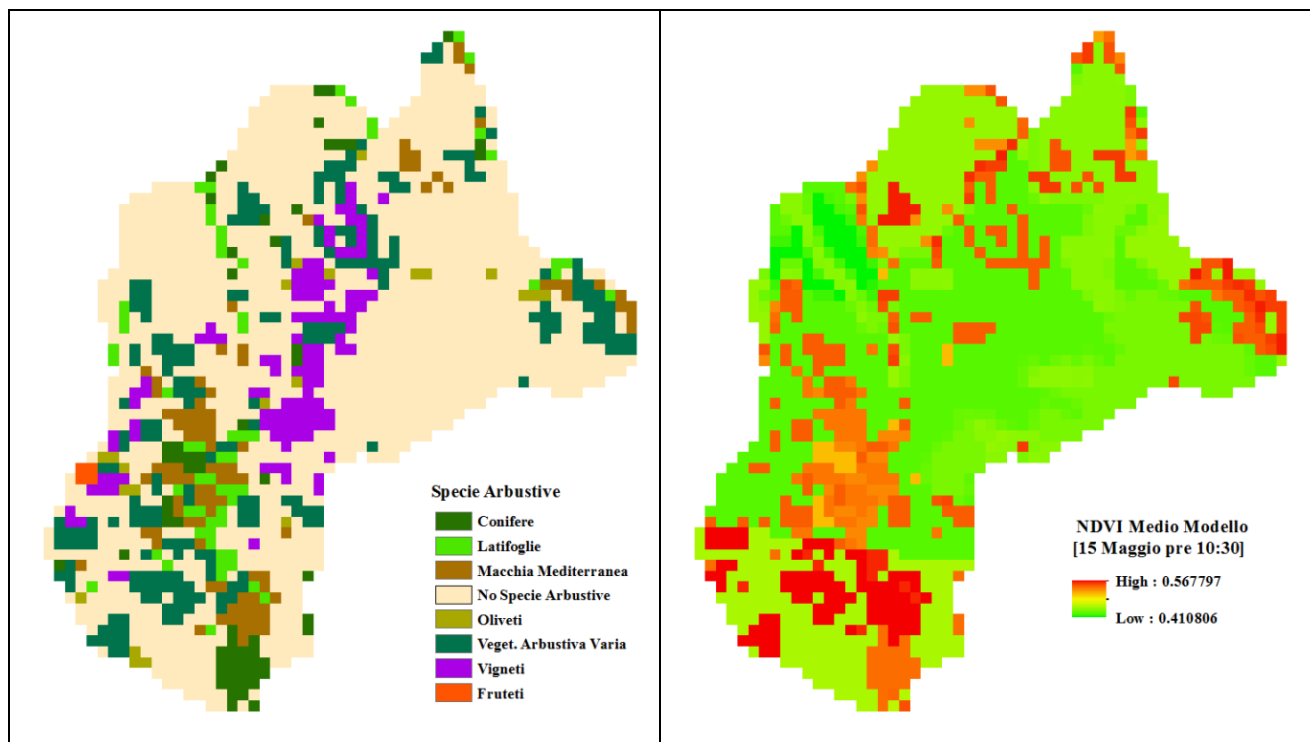


Figure 162. Caratterizzazione Arbustiva bacino del Mulargia e mappa NDVI modellato mediato tra specie erbacee e arbustive.

Al netto delle problematiche rappresentate precedentemente, la validazione del modulo di vegetazione può essere considerata adeguata per il livello di precisione con cui sono state ottenute le mappature di caratterizzazione della vegetazione, un livello di accuratezza migliore consentirà oltre che a livello medio di bacino di avvicinarci ai valori satellitari anche sulle singole celle.

3.2.5.2 Validazione termini SDM.

La validazione è stata eseguita su:

- Umidità del suolo:
 - Umidità del suolo in continuo;
 - Umidità del suolo in discreto (validazione in questo caso effettuata fino al 2004).
- Temperatura;
- Termini del bilancio energetico;
- Deflusso.

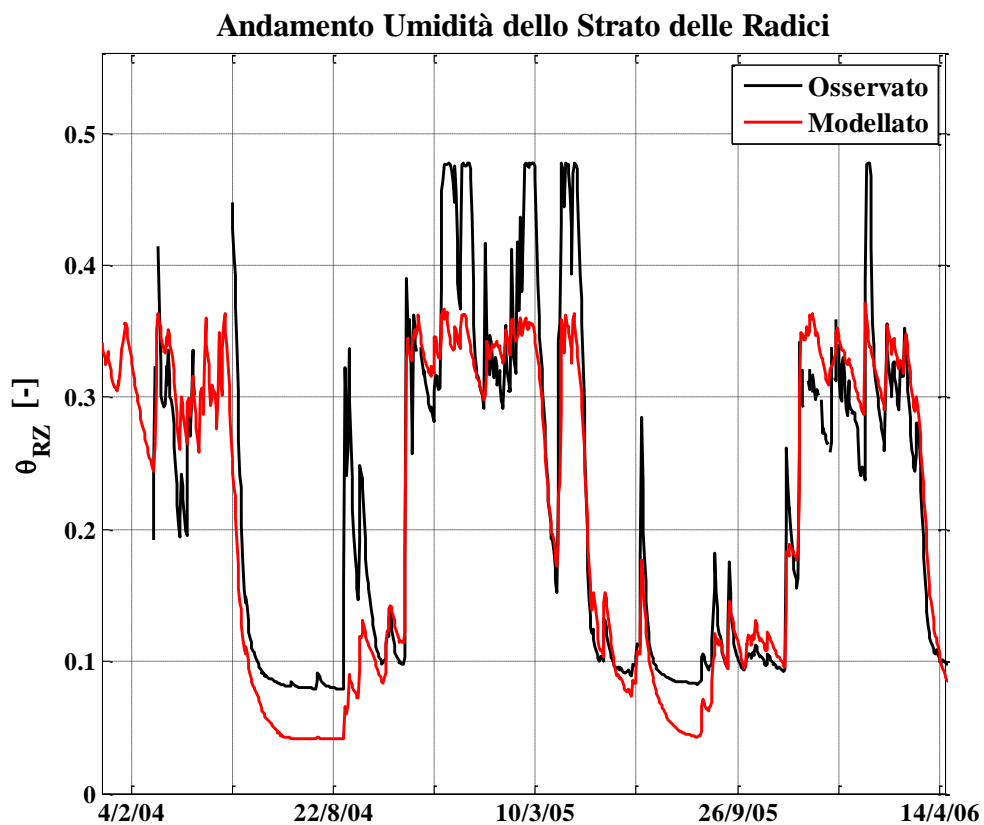


Figure 163. Validazione attraverso il confronto umidità del suolo osservata e modellata relativamente alle sonde disposte in corrispondenza della torre micro-meteorologica per lo strato delle radici.

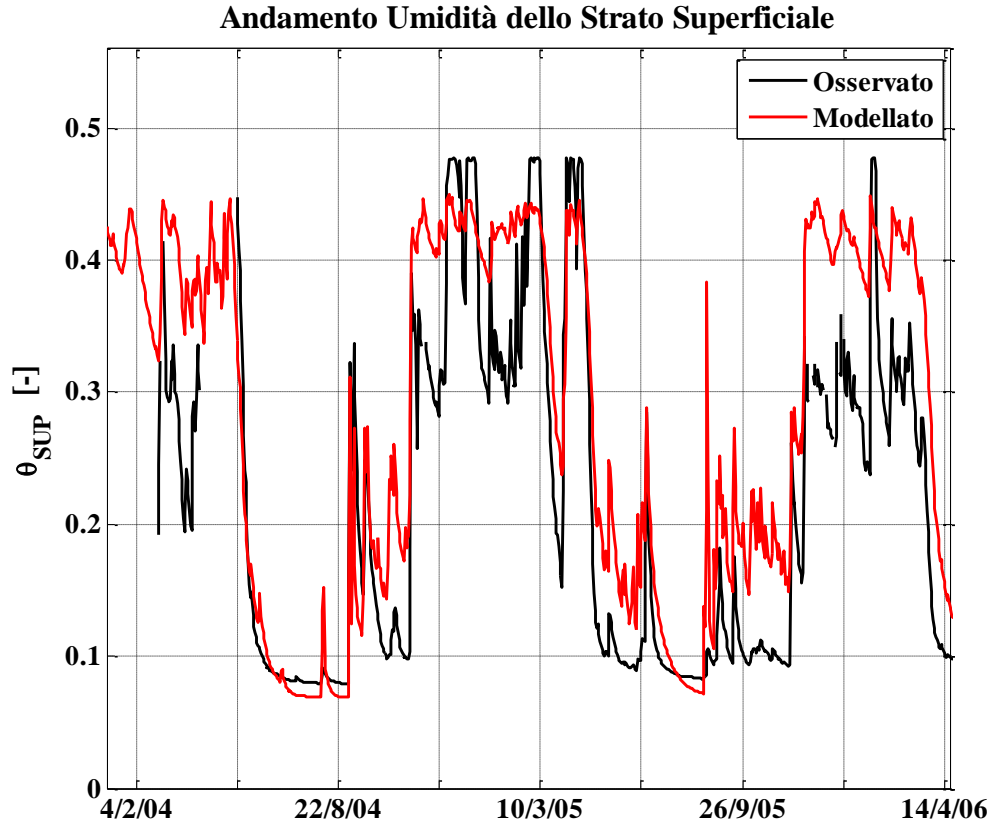


Figure 164. Validazione attraverso il confronto dell'umidità del suolo osservata e modellata relativamente alle sonde disposte in corrispondenza della torre micro-meteorologica per lo strato dello radici.

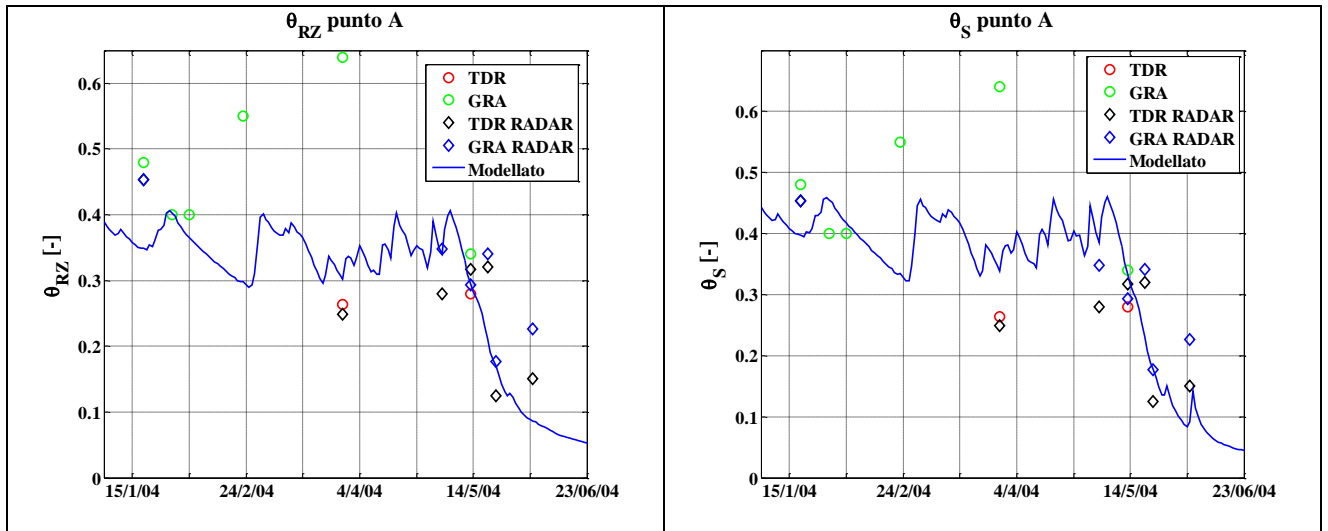


Figure 165. Validazione attraverso il confronto dell'umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura A.

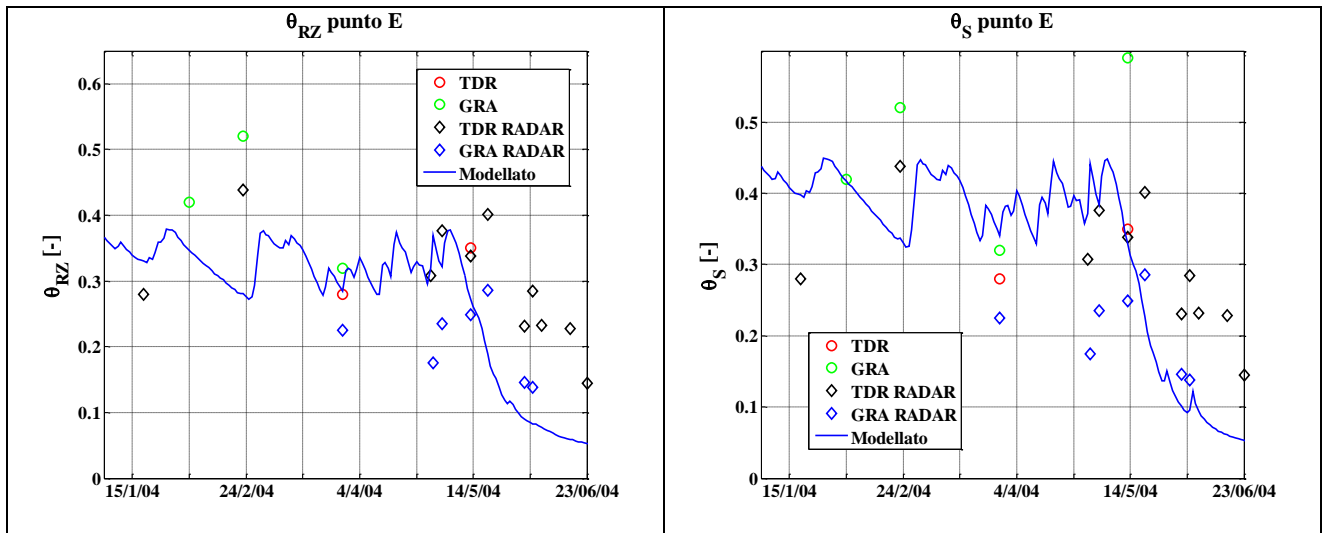


Figure 166. Validazione attraverso il confronto dell'umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura E.

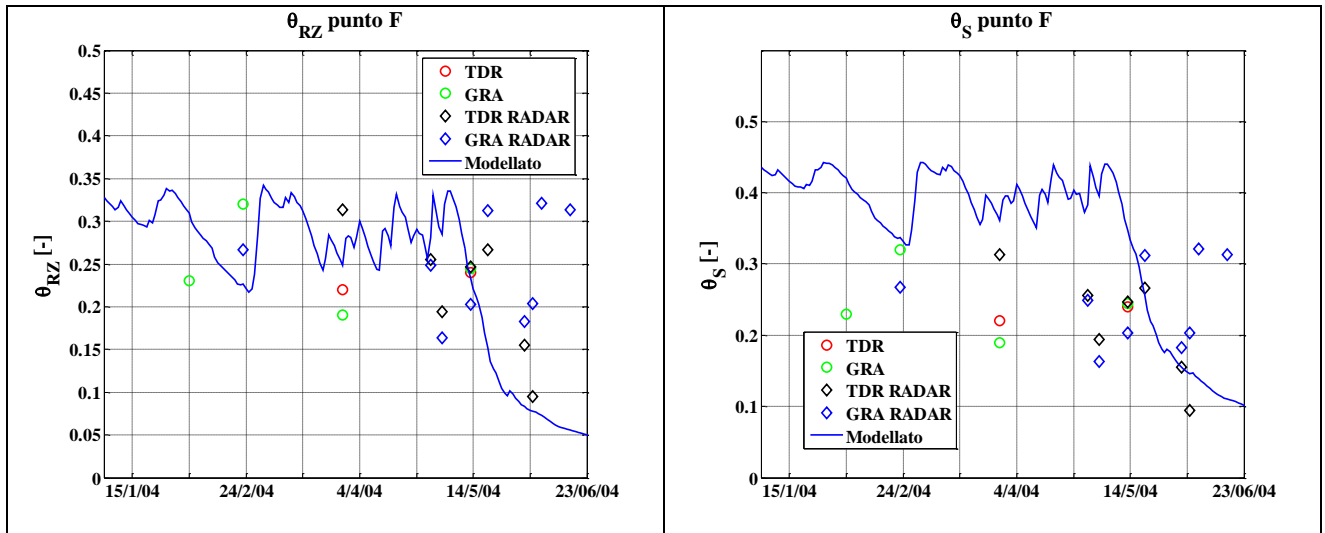


Figure 167. Validazione attraverso il confronto dell'umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura F.

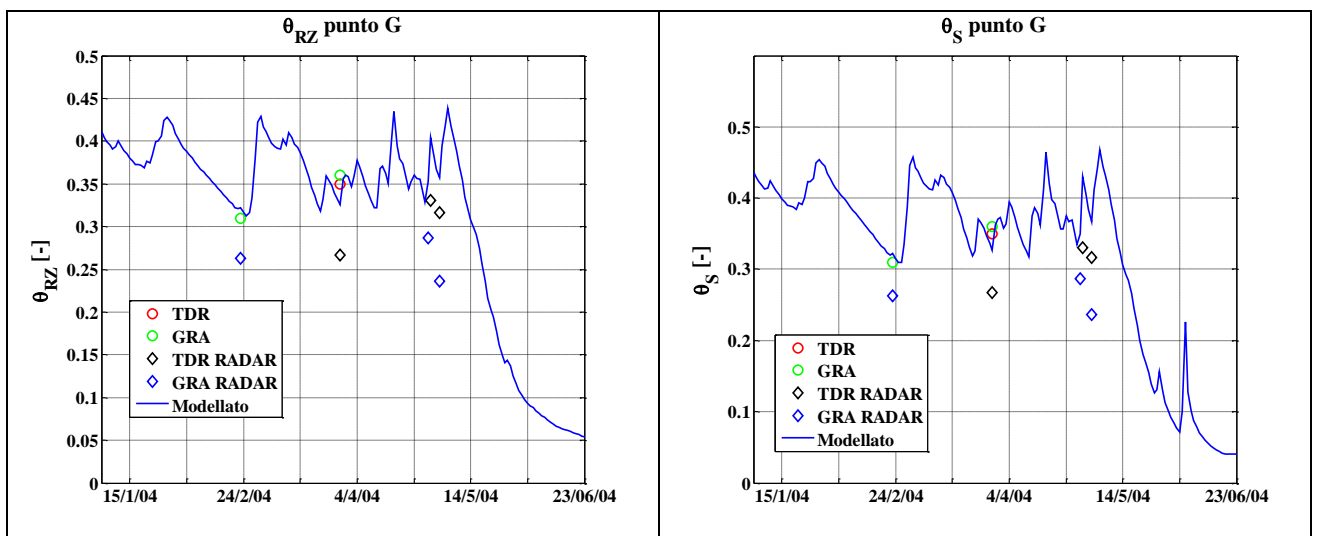


Figure 168. Validazione attraverso il confronto dell'umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura G.

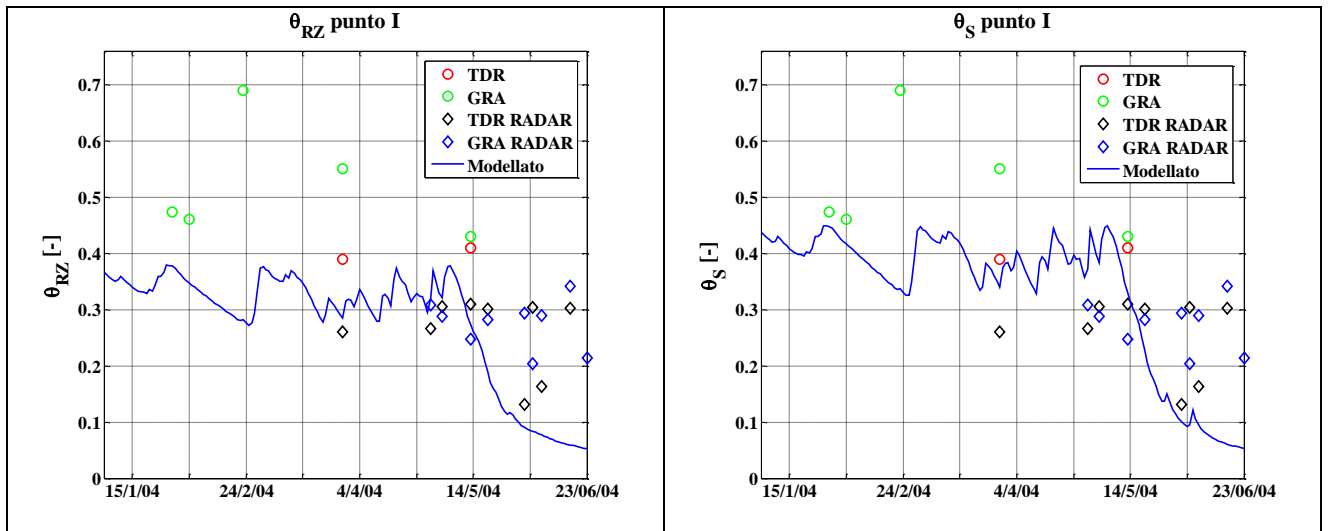


Figure 169. Validazione attraverso il confronto dell'umidità del suolo osservata e modellata Punto di misura I.

Dalla Figure 163 alla Figure 169 si constata il buon funzionamento modellistico, per quanto riguarda i valori massimi come detto in precedenza è legato alla mappatura dell'umidità a saturazione realizzata per il suddetto bacino.

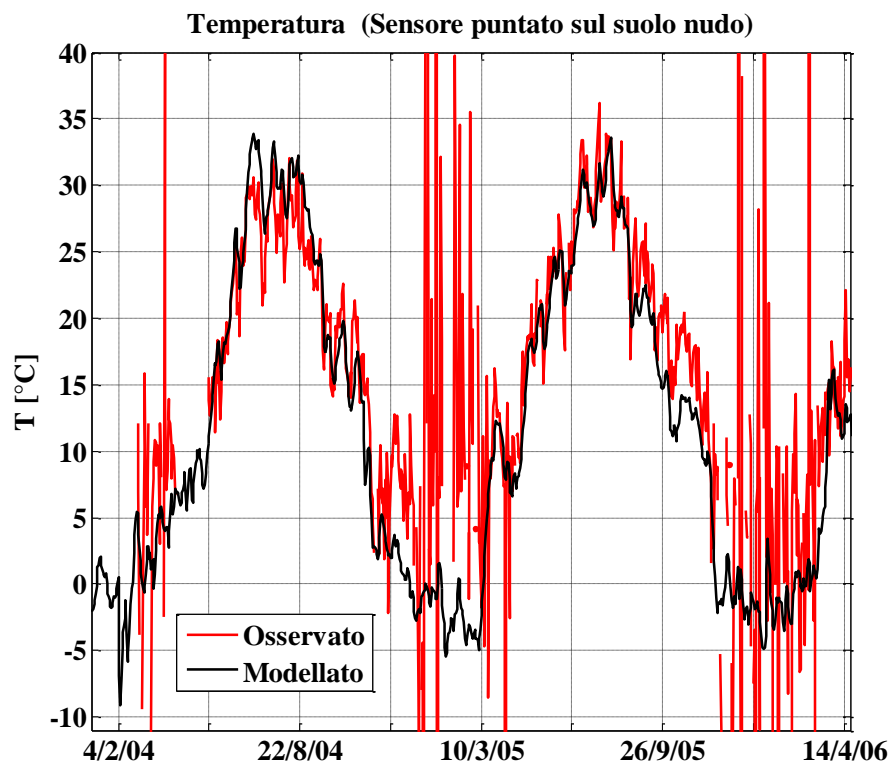


Figure 170. Validazione attraverso il confronto della Temperatura del suolo modellata ed osservata in corrispondenza della stazione di Orroli

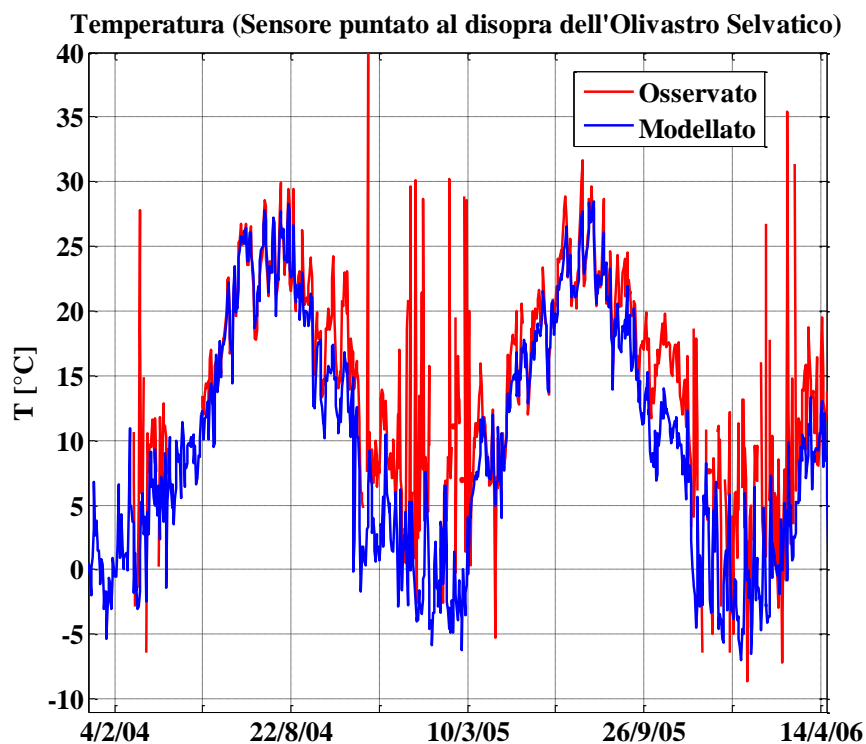


Figure 171. Validazione attraverso il confronto della Temperatura (per le specie arbustive) modellata ed osservata in corrispondenza della stazione di Orroli.

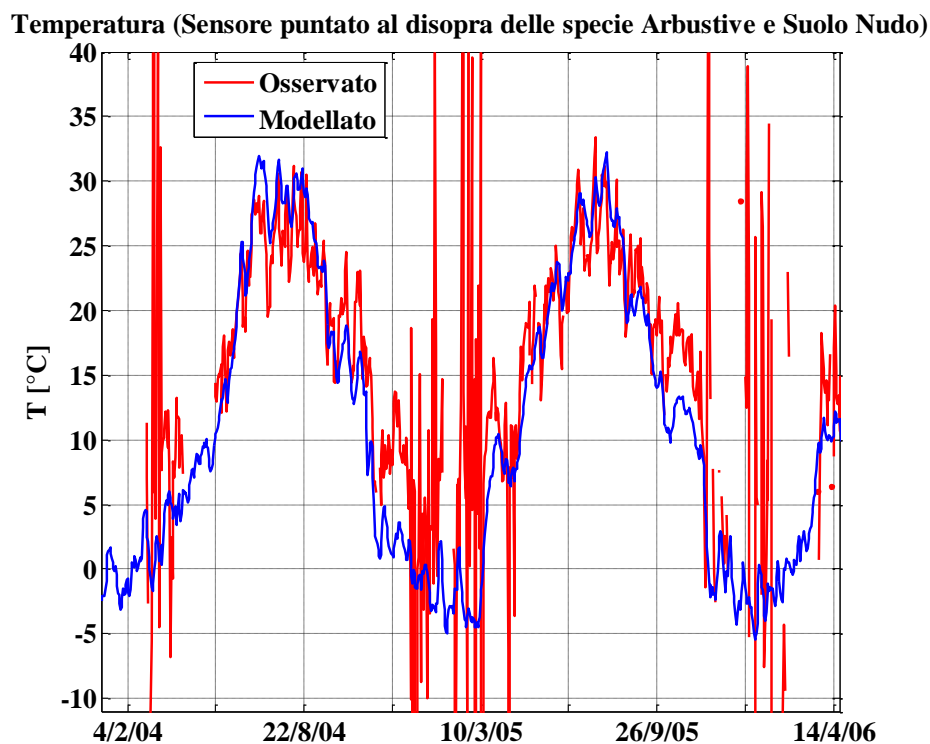


Figure 172. Validazione attraverso il confronto della Temperatura (relativamente al sistema pianta-suolo nudo) modellata ed osservata in corrispondenza della stazione di Orroli.

Il dato termometrico in tutti e tre i casi risulta praticamente sovrapposto a quello modellato, anche se rispetto al periodo di calibrazione in questo caso si ha un incremento dei periodi in cui si ha l'assenza di un dato osservato causa mancanza dell'energia nella stazione.

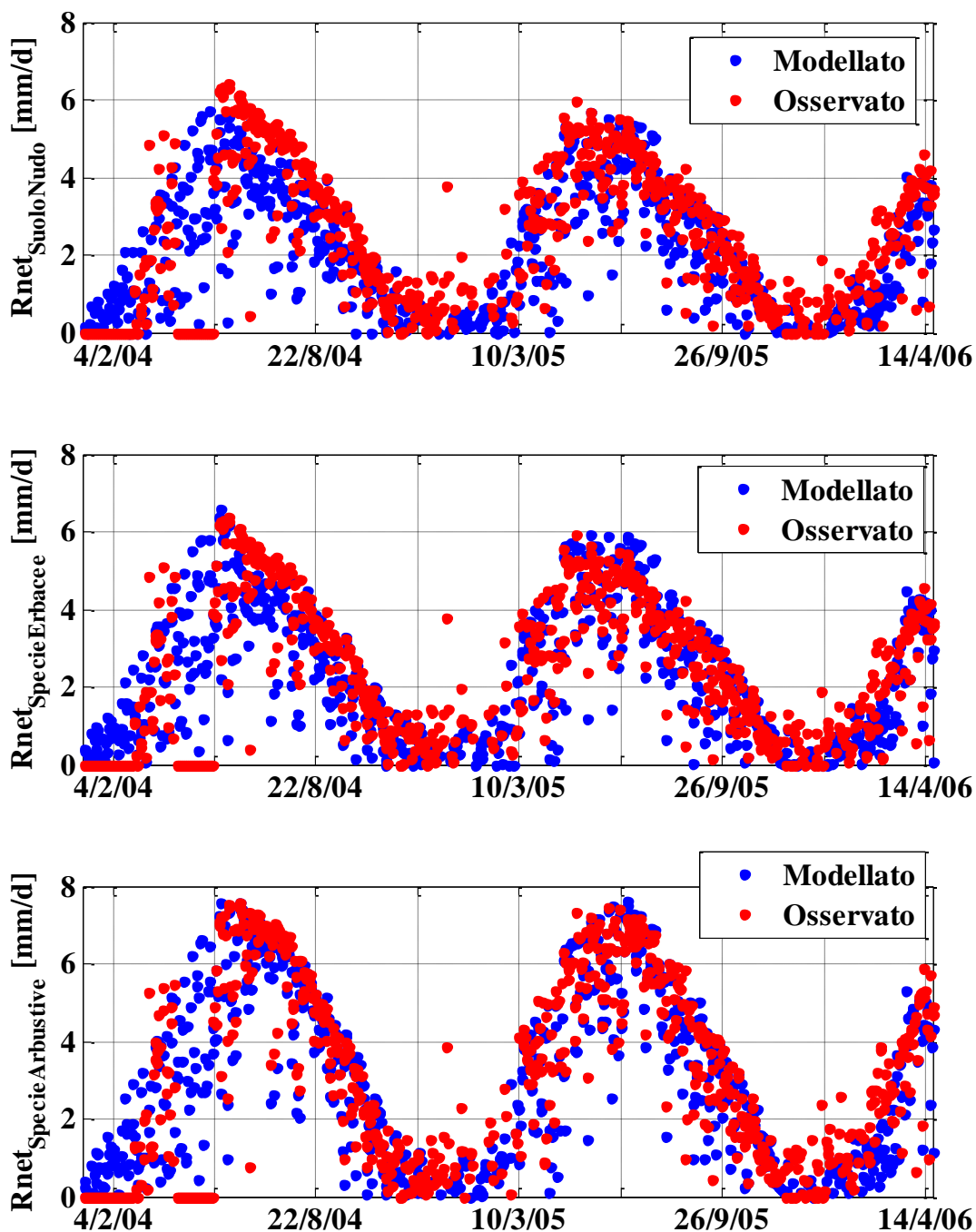


Figure 173. Validazione attraverso il confronto Radiazione netta modellata ed osservata, in corrispondenza della stazione di Orroli per le tre diverse componenti considerate.

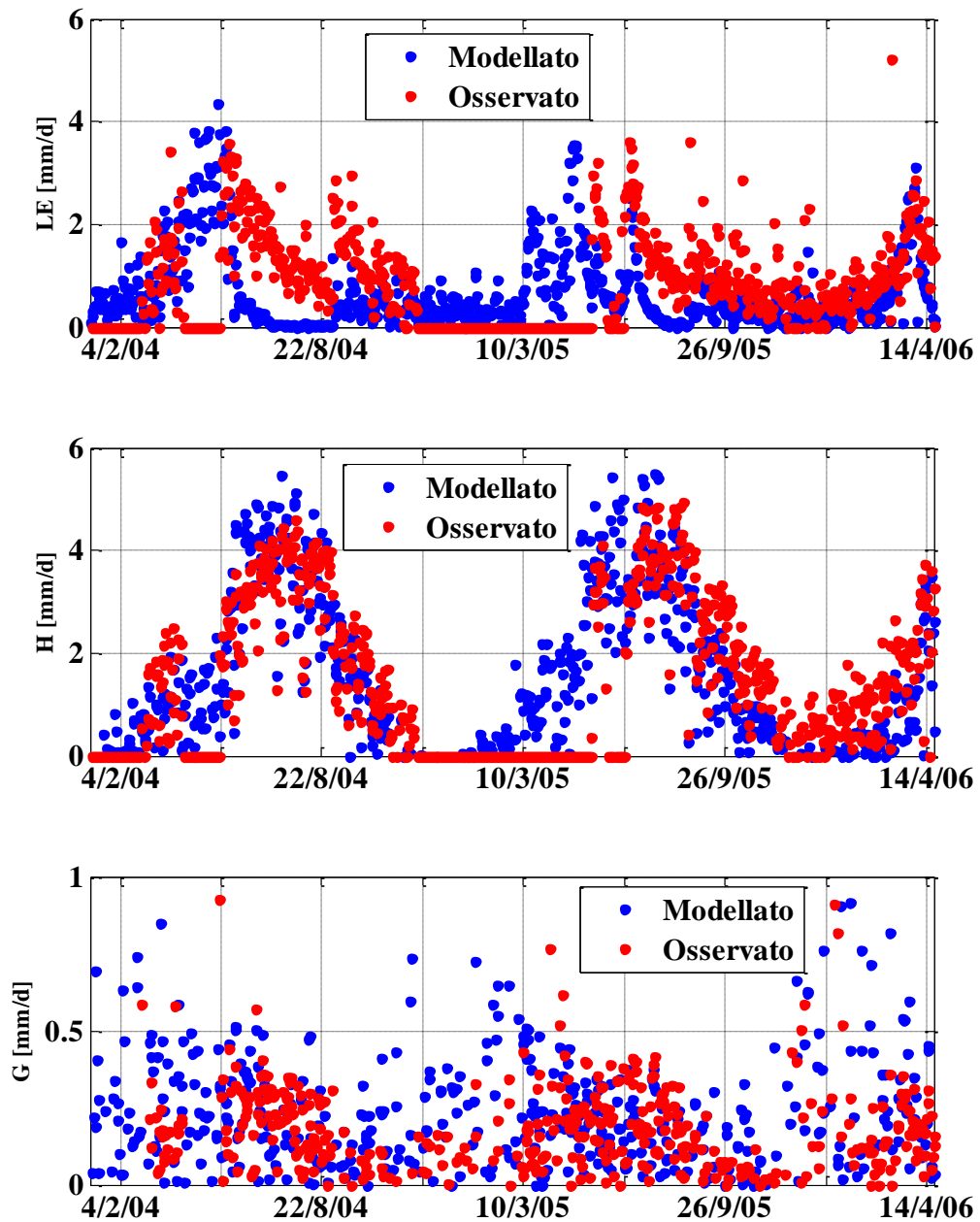


Figure 174. Validazione attraverso il confronto dei termini del bilancio energetico (Calore Latente, Calore Sensibile e Flusso di calore dal suolo), modellati (2003-2016) ed osservati (2003-2016) in corrispondenza della stazione di Orroli.

Il termine energetico in fase di validazione è risultato essere sicuramente il termine maggiormente complesso da analizzare soprattutto a causa di particolari eventi di pioggia nel periodo estivo nel 2004, per il cui periodo non si avevano a disposizione per quella zona adeguati dati pluviometrici, questo spiega alcune piccole variazioni che si hanno, anche se nel complesso possono essere considerate accettabili. Come ulteriore

verifica della validazione del modello e conseguentemente del buon funzionamento modellistico, si sono andati a considerare i dati di evaporazione relativi della stazione micrometeorologica di Nurri, che rispetto a quella di Orroli è localizzata all'interno del Bacino oggetto di studio, i dati osservati come mostrato in Figure 175 sono stati stimati in parte attraverso l'utilizzo del bilancio energetico ed in parte mediante la tecnica della Eddy covariance, di cui per brevità non si riporta la trattazione.

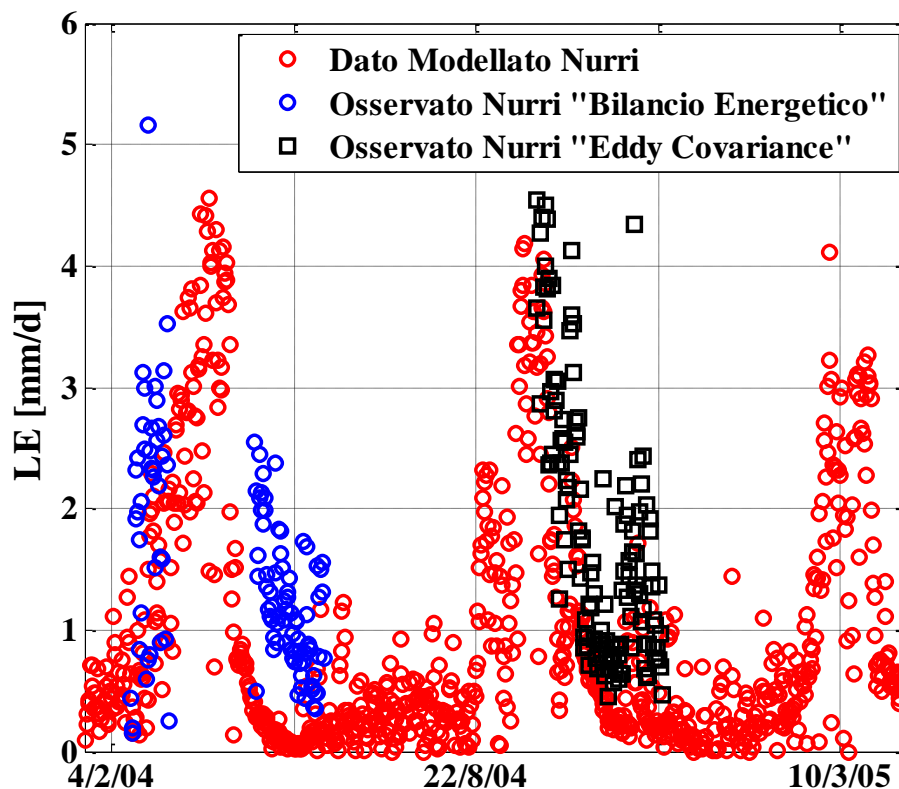


Figure 175. Validazione attraverso il confronto del termine di evaporazione in corrispondenza del sito sperimentale di Nurri.

Fatta eccezione per il periodo estivo del 2004 in cui il modello risulta essere sfalsato rispetto al dato osservato, per gli altri periodi il modello riproduce bene i dati osservati. La mancanza di una precisa corrispondenza nel luglio del 2004 è legata al fatto che in quei giorni la pioggia di cui si hanno i dati, risulta essere praticamente nulla e corrispondentemente l'umidità del suolo molto bassa. Essendo nel periodo estivo ed essendo in una zona caratterizzata solo da specie erbacee, prevalentemente ci si trova in presenza di suolo nudo cosicché essendo basso il valore di umidità del suolo, assumerà valori altrettanto limitati l'evaporazione stimata mediante l'equazione di Penman. Laddove si hanno valori più precisi per quanto riguarda i dati di input si può constatare dalla medesima Figure 175 come il modello fornisca valori pressoché coincidenti con il dato osservato.

L'elemento per il quale si è deciso di testare il modello ed al quale si è deciso di dare particolare enfasi per la sua importanza è rappresentato dal deflusso superficiale. Come definito nella parte descrittiva del modello una volta generato il deflusso in ciascuna cella, esso viene fatto propagare mediante l'applicazione del metodo di Muskingum-Cunge. L'analisi sui deflussi viene eseguita andando a confrontare il dato di deflusso modellato in continuo con il dato osservato per il periodo relativamente al quale si hanno dati. Per tale processo di validazione può essere utile nel periodo di analisi considerare alcuni eventi:

- Sezione Misuratore di portata alla sezione di chiusura del Bacino del Mulargia:
 - Evento 22-24 Ottobre 2003;
 - Evento 14-19 Aprile 2004;
 - Evento 4-9 Maggio 2004;
 - Evento 8-12 Dicembre 2004.

L'analisi viene eseguita per un periodo compreso tra la fine del 2003 e la fine del 2007.

Per il caso del Mulargia, la difficoltà a cui si è andati incontro è stata rappresentata dall'incognita relativa ai dati pluviometrici che hanno generato le portate osservate dal misuratore, avendo a disposizione in taluni casi solo il dato giornaliero; che in un modello di questo tipo non fornisce un'informazione sufficiente. Per tale analisi i dati a disposizione utilizzati sono derivanti da 3 stazioni:

- Stazione meteorologica sulla diga di Nuraghe Arrubiu;
- Stazione meteorologica sulla diga di Monte su Rei;
- Stazione micrometeorologica di Orroli;

Il cui valore medio è riportato in Figure 176.

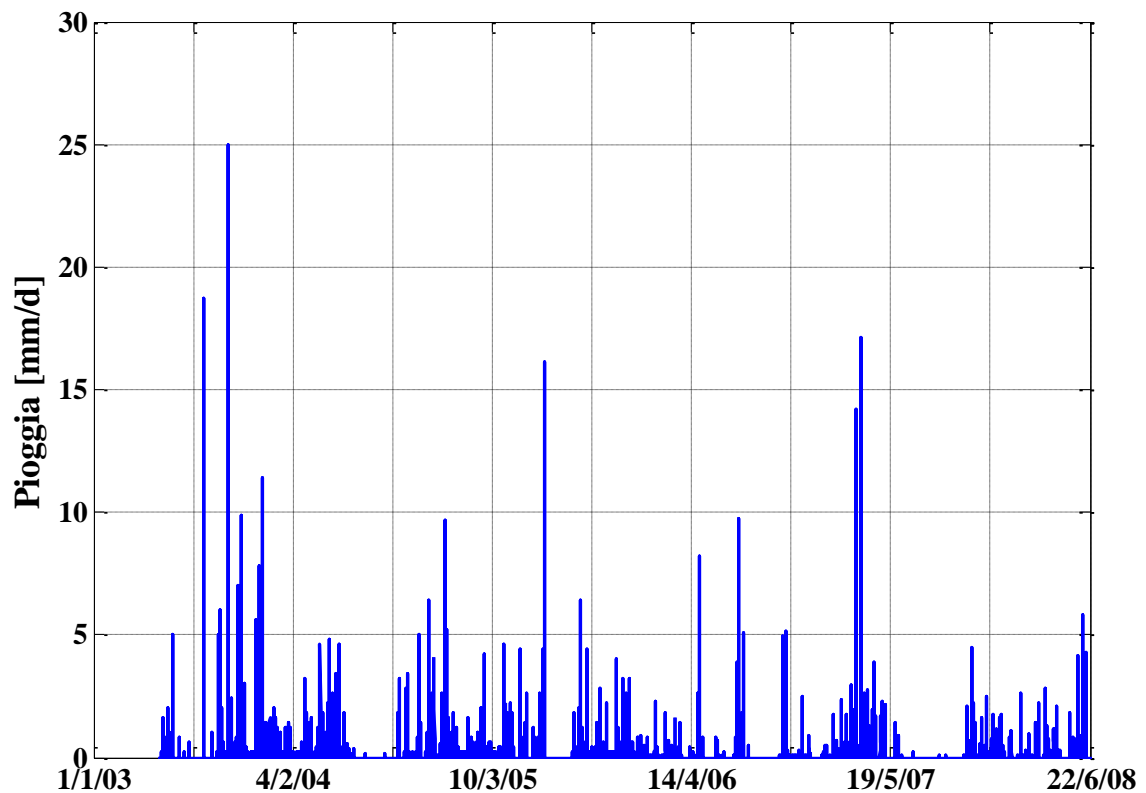


Figure 176. Altezza di pioggia giornaliera media misurata tramite pluviometro in corrispondenza della torre micro-meteorologica di Orroli ed in corrispondenza delle dighe di Monte Su Rei e Nuraghe Arrubiu.

Affinché si abbia la sicurezza che il dato di portata propagato nel bacino di interesse possa effettivamente essere considerato correttamente, si è verificata la chiusura del bilancio idrico. Si è andati a verificare quattro diverse condizioni di bilancio:

$$Pioggia = Evaporazione_{veg.Bagnata} + Infiltrazione_{Effettiva} + Deflusso \quad (104)$$

$$Pioggia \text{ Al Suolo} = Infiltrazione_{Effettiva} + Deflusso \quad (105)$$

$$\Delta\theta = Infiltrazione_{Effettiva} + Evaporazione_{veg.Bagnata} - Drenaggio - Evapotraspirazio \quad (106)$$

$$\sum Deflusso \text{ sulle singole celle} = Deflusso \text{ Propagato alla sezione di chiusura} \quad (107)$$

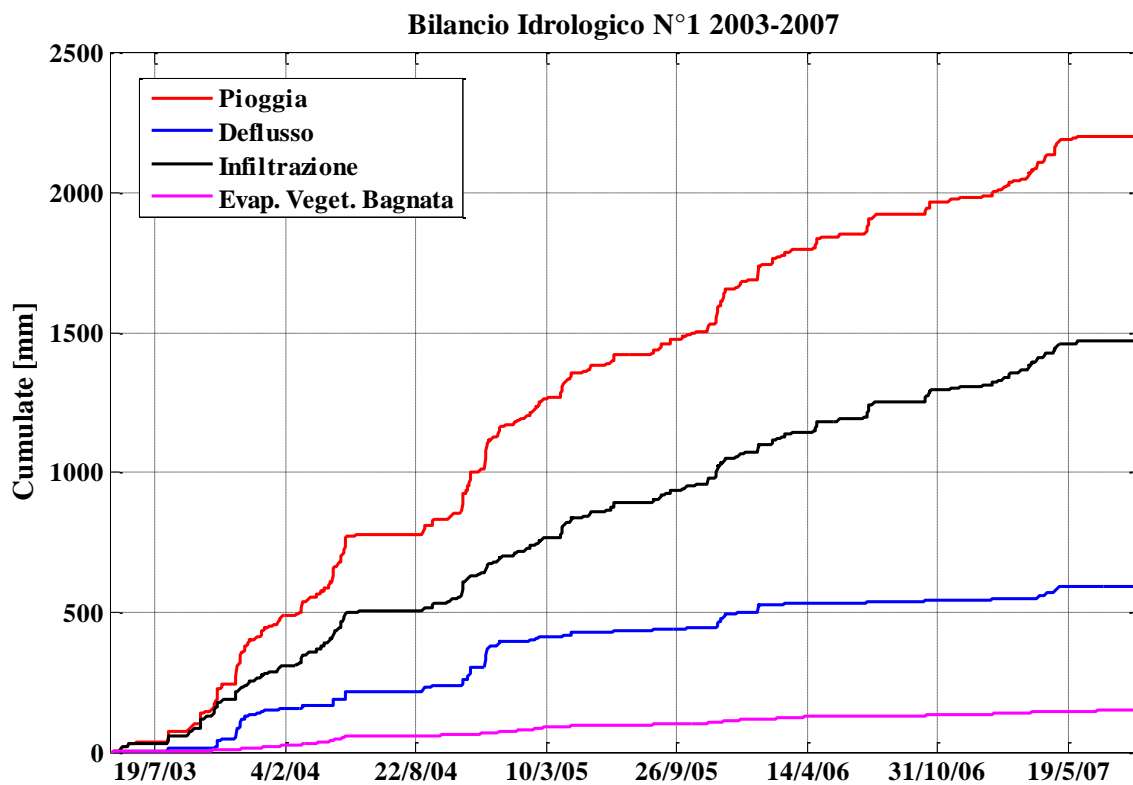


Figure 177. Bilancio idrologico da Equazione 105.

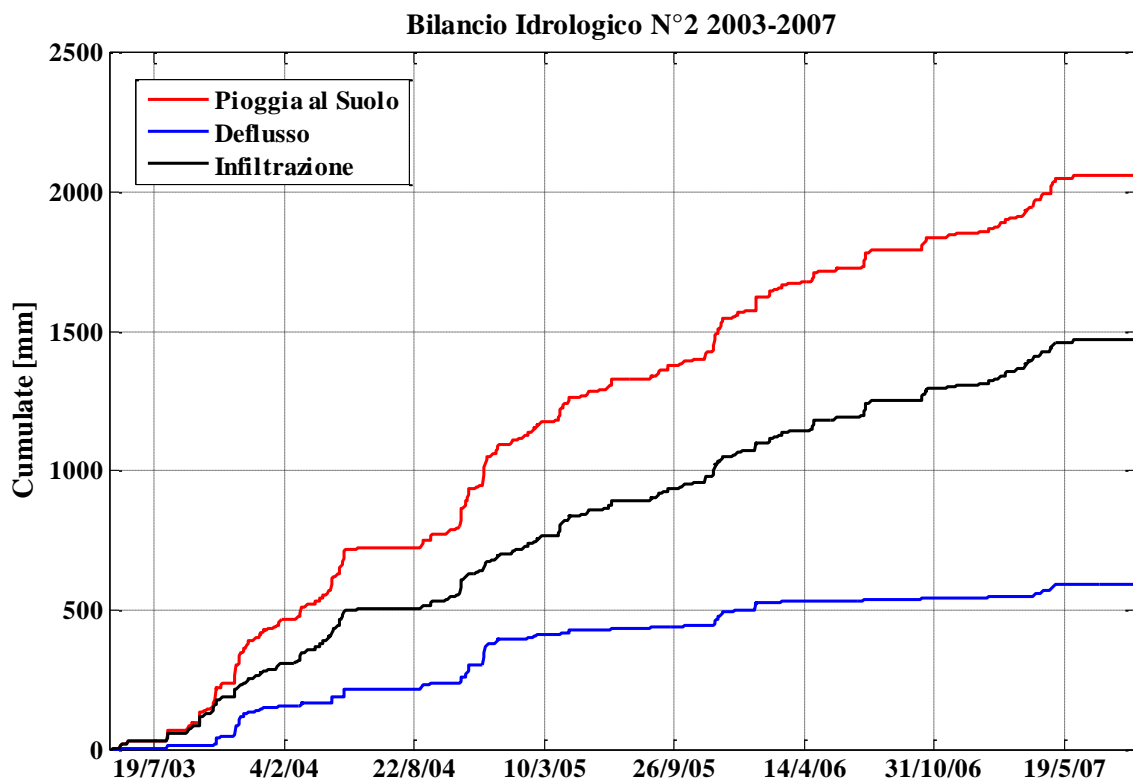


Figure 178. Bilancio idrologico da Equazione 106.

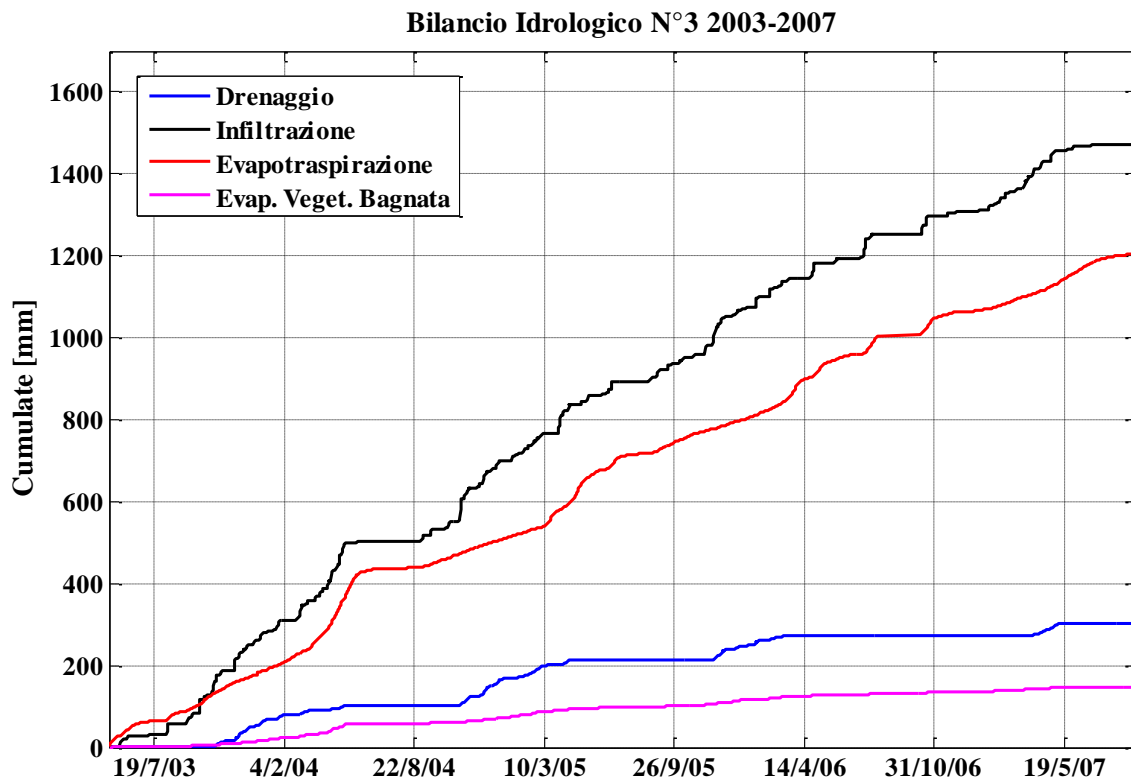


Figure 179. Bilancio idrologico da Equazione 107.

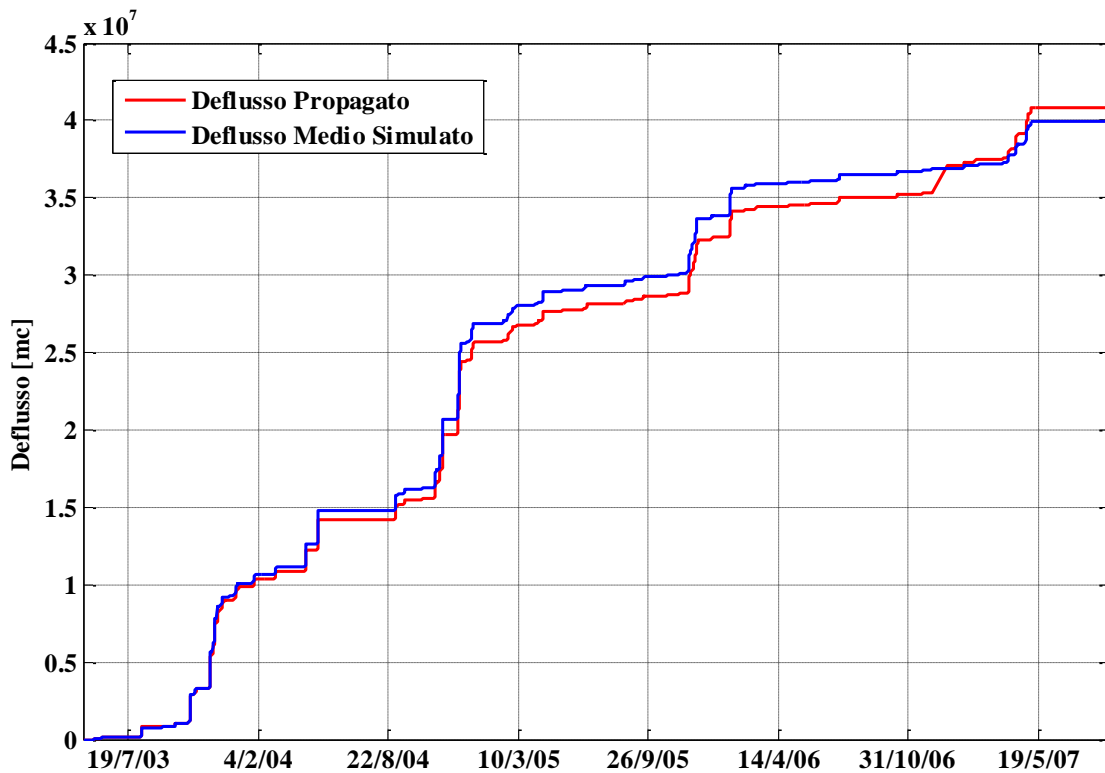


Figure 180. Bilancio idrologico da Equazione 108.

Come detto precedentemente per la sezione in esame si hanno a disposizione come dati osservati anche le portate osservate dal misuratore, cosicché come ulteriore validazione è fondamentale che sia verificata la condizione:

$$Pioggia_{Osservata} = Deflusso_{Osservato} + ET_{Modellata} \quad (108)$$

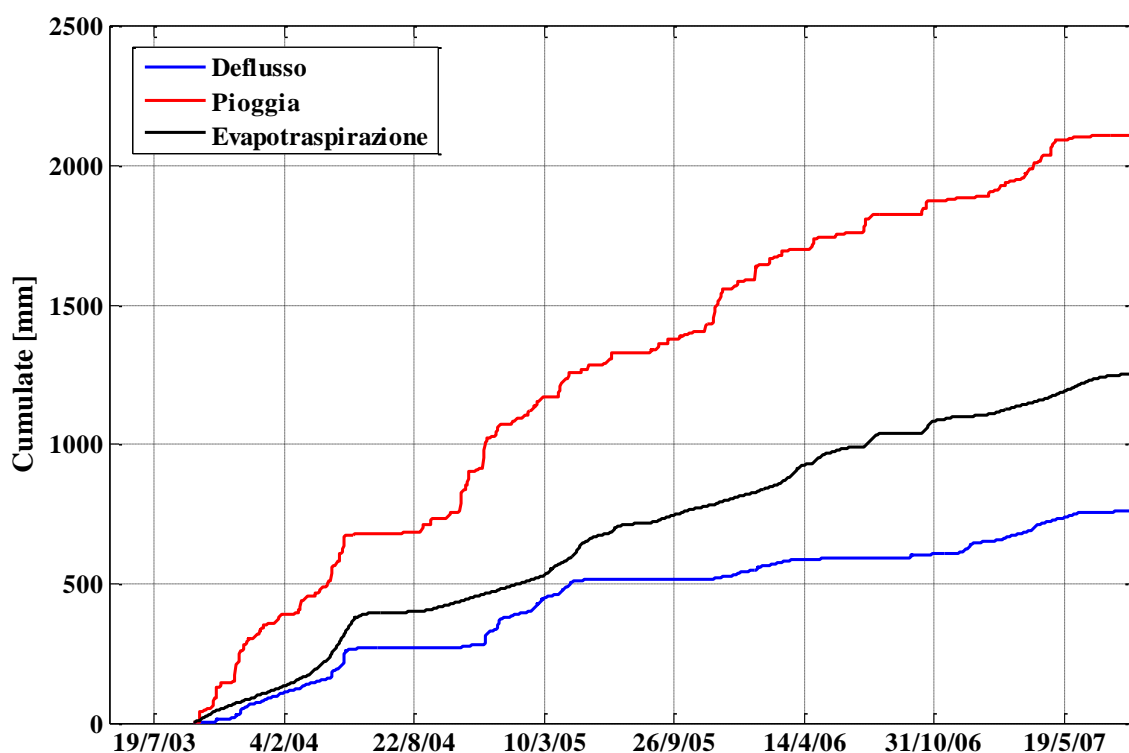


Figure 181. Bilancio idrologico da Equazione 109.

Oltreché per quanto riportato in Equazione 109 può risultare essere utile verificare l'andamento dei deflussi osservati rispetto a quelli modellati, al fine di capire se effettivamente il modello realizzato fornisce una data pioggia, sia in grado di riprodurre un deflusso simile a quello osservato. Per poter ottenere un risultato simile è necessario definire quelli che sono i contributi al deflusso alla sezione di chiusura. Il deflusso totale alla sezione di chiusura è dato dalla somma del deflusso superficiale più un deflusso di base che come definito in fase introduttiva è funzione del quantitativo idrico che viene drenato dal terreno. Il deflusso osservato è stato misurato a partire dalla fine del 2003.

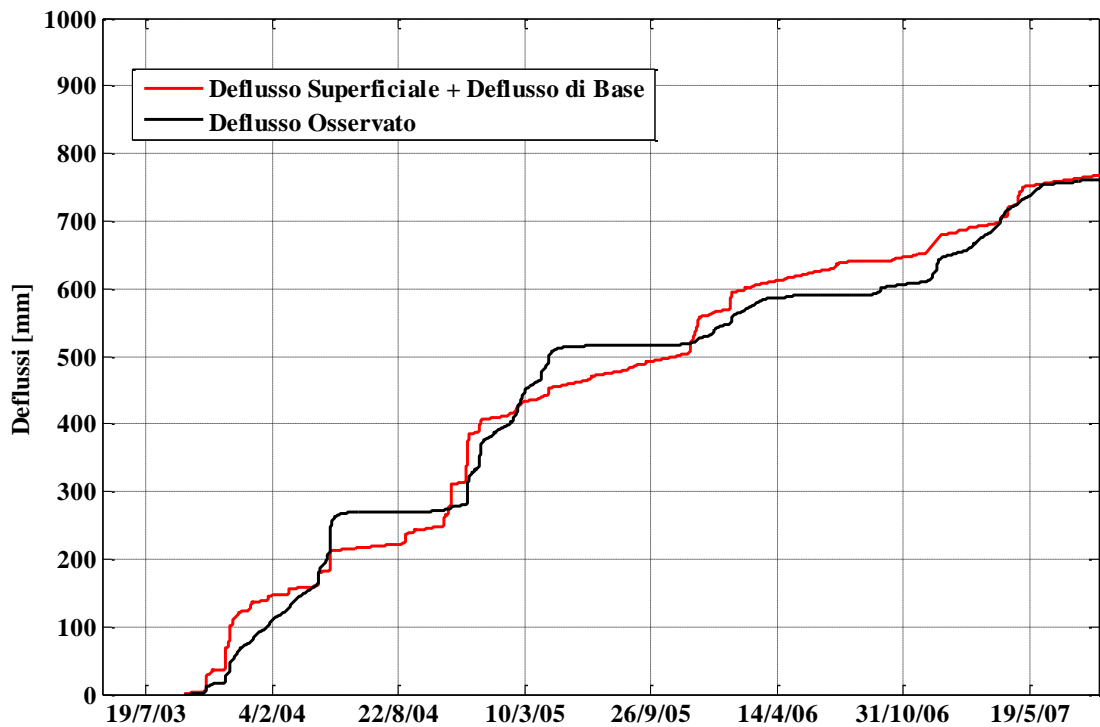


Figure 182. Confronto tra Deflussi Osservati e Modellati.

Si è cercato di verificare nel miglior modo possibile tale condizione, cercando di superare le difficoltà legate alle incertezze sul dato osservato di portata, ma soprattutto su quali fossero le piogge che effettivamente abbiano determinato i deflussi valutati dal misuratore. Tenendo conto di tali incertezze si spiegano alcune differenze presenti in alcuni periodi dell'anno. Come ulteriore verifica del modello in Figure 183 si riporta il confronto tra dati modellati e dati osservati per i quattro eventi:

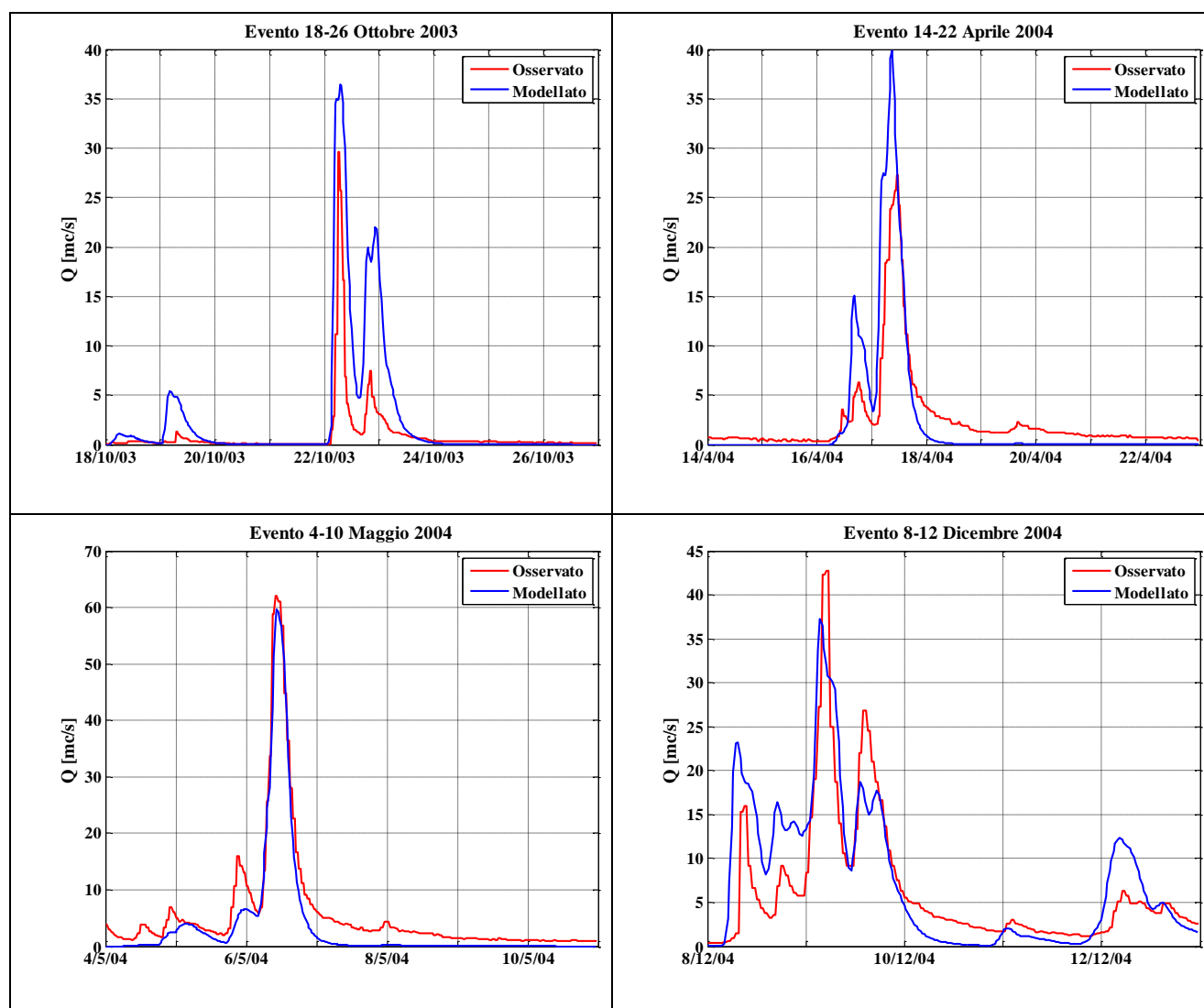


Figure 183. Confronto Portata Osservata per quattro diversi eventi in corrispondenza del misuratore di portata.

Per l'analisi in questione, affinché la portata modellata sia in grado di riprodurre correttamente quella osservata, noti tutti i parametri di vegetazione già precedentemente calibrati, note le mappe delle caratteristiche del suolo, la caratterizzazione arbustiva, si è andati a calibrare come unici fattori, i parametri caratteristici del Muskingum-Cunge, che come precedentemente descritto viene utilizzato per far propagare alla sezione richiesta il deflusso generato su ogni singola cella; tali parametri hanno come unico effetto quello di variare la forma dell'idrogramma lasciando inalterati i volumi idrici. In Tabella 9 vengono riportati i parametri calibrati.

Tabella 9. Parametri calibrati del modello Muskingum-Cunge.

Coefficiente soglia versante-rette	Coefficiente XLL	scabrezza versante
128	9000000	2
a1	8429	
a2	-0.38549	
b1	11	
b2	0.09	

Dalla Figure 183 si evince come fatta eccezione per alcune situazioni si presenti una buona corrispondenza sia in termini di volume che in termini di portata tra dato osservato e dato modellato. La problematica insita in tale procedura di calibrazione è legata al fatto che i quattro eventi vengono desunti da una stessa simulazione, pertanto un'eventuale modifica di uno dei parametri consentirebbe di migliorarne uno, ma di peggiorare gli altri; questa problematica viene meno utilizzando un modello in cui anziché considerare per la generazione del deflusso tutti i singoli processi idrologici, vada a considerare il metodo del CN (Curve Number), cosa che consentirebbe una volta note le piogge di considerare separatamente gli eventi, consentendo una notevole riduzione dei tempi computazionali, ma soprattutto di riuscire a meglio calibrare gli eventi. In un modello SDM-VDM si necessita al contrario di effettuare la simulazione dall'inizio fino alla fine con il vantaggio però di considerare tutti i diversi processi idrologici. La differenza in termini volumetrici che si può constatare in alcuni eventi, per valori limitati di portata è legata al fatto che non è stato considerato il deflusso di base. Le differenze che è possibile evidenziare in alcuni andamenti in determinate parti dell'anno sono sostanzialmente legate in primis all'incertezza relativamente al dato pluviometrico adottato ed in secondo luogo alla parametrizzazione, che pur essendo stata adeguatamente calibrata, determina piccole variazioni in taluni periodi dell'anno. La problematica delle piogge è sicuramente uno dei principali problemi relativamente a tali approcci modellistici, in quanto non si conosce mai esattamente la corretta spazializzazione delle piogge, tale incertezza aumenta all'aumentare della risoluzione temporale richiesta.

Tenendo conto dei dati osservati e di come siano presenti dei buchi causa assenza di dati meteorologici alla risoluzione richiesta per i motivi definiti precedentemente, si può affermare come il modello presenti buoni risultati a scala distribuita di bacino, inoltre il bilancio idrico del suolo e l'evapotraspirazione sono correttamente simulati.

Una volta che il modello risulta essere calibrato e validato al fine di avere un'idea più chiara della variabilità spaziale delle diverse grandezze all'interno del bacino, può risultare essere utile, analizzare la loro variazione all'interno dell'area oggetto di studio. Come già ampiamente definito nelle sezioni precedenti la variabilità spaziale di ciascuna grandezza è sostanzialmente legata ad una serie di fattori:

- **Mappatura delle caratteristiche del suolo** (*umidità a saturazione, conducibilità idraulica, parametro di Clapp-Hornberger, Potenziale matriciale, etc..*);
- **Mappatura delle caratteristiche della vegetazione;**
- **Caratterizzazione morfologica del territorio.**

Non potendo rappresentare tutte le grandezze in tale sezione del lavoro si è deciso in Figure 184 - Figure 185 - Figure 187-Figure 187 di riportare quelle che sono le principali variabili delle due parti costituenti il modello, ovvero il Lai, la temperatura e l'umidità del suolo in quattro periodi nelle quattro diverse stagioni (Aprile – Agosto – Ottobre e Dicembre).

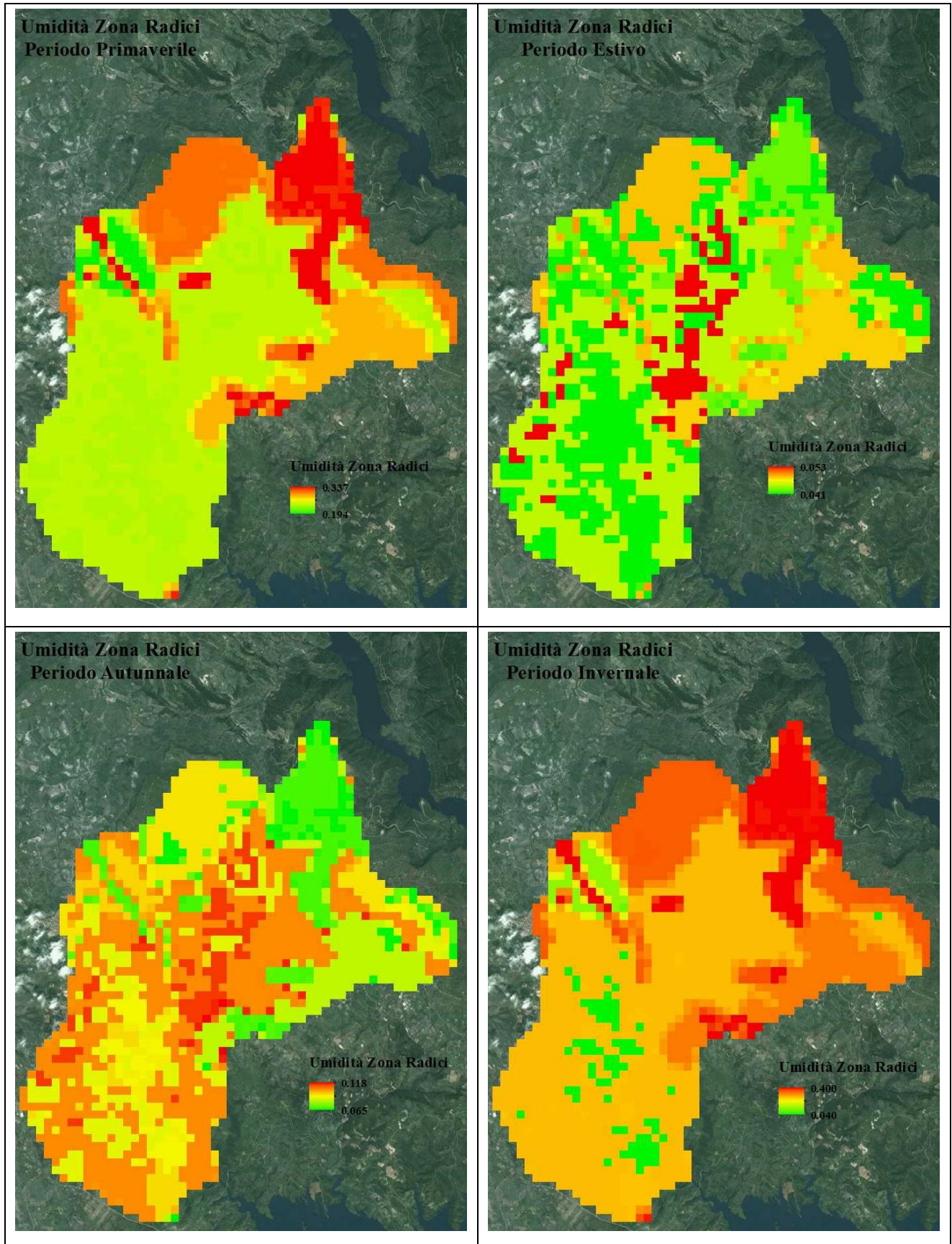


Figure 184. Rappresentazione a scala di bacino dell'umidità del suolo dello strato delle radici durante le quattro stagioni.

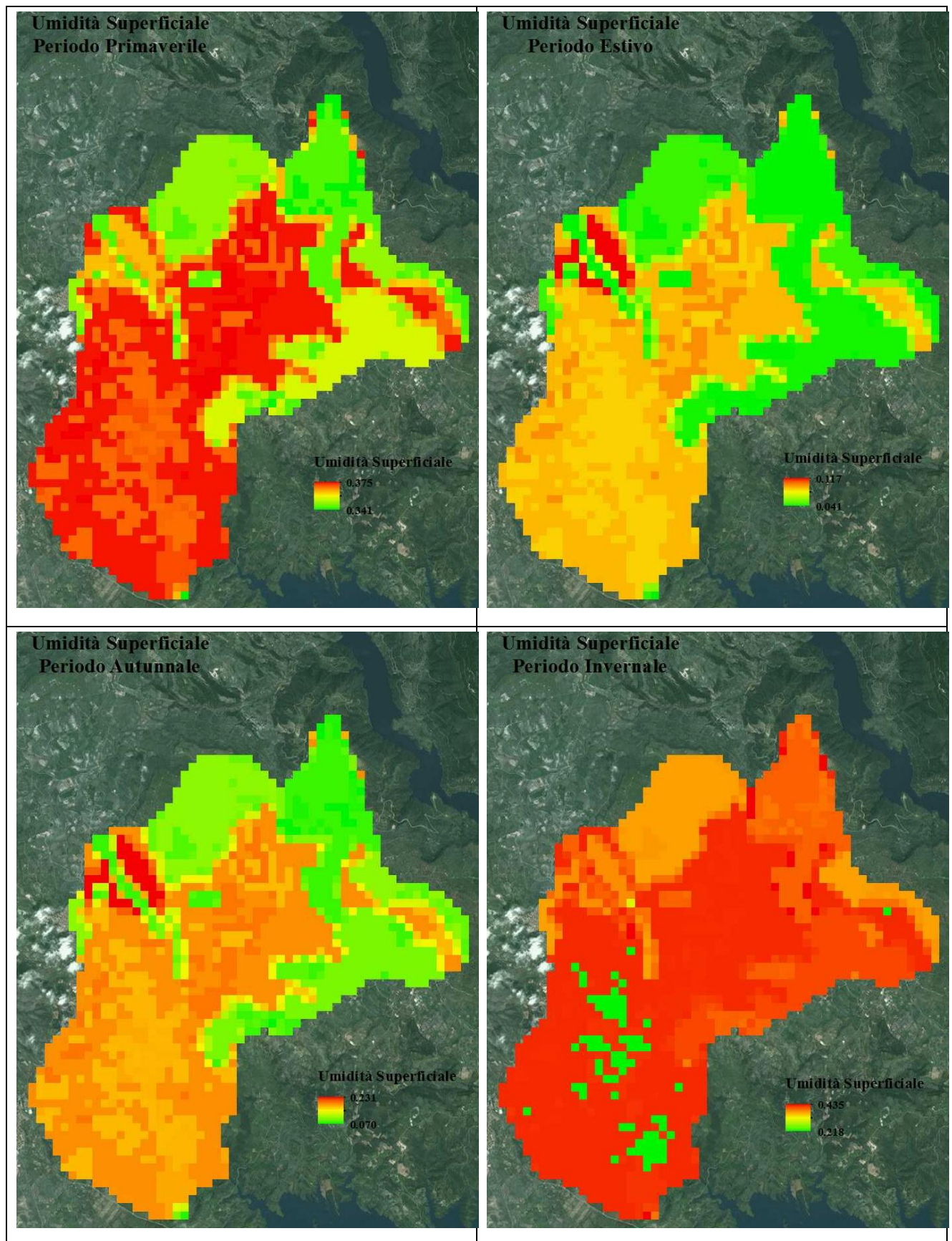


Figure 185. Rappresentazione a scala di bacino dell'umidità del suolo dello strato superficiale durante le quattro stagioni.

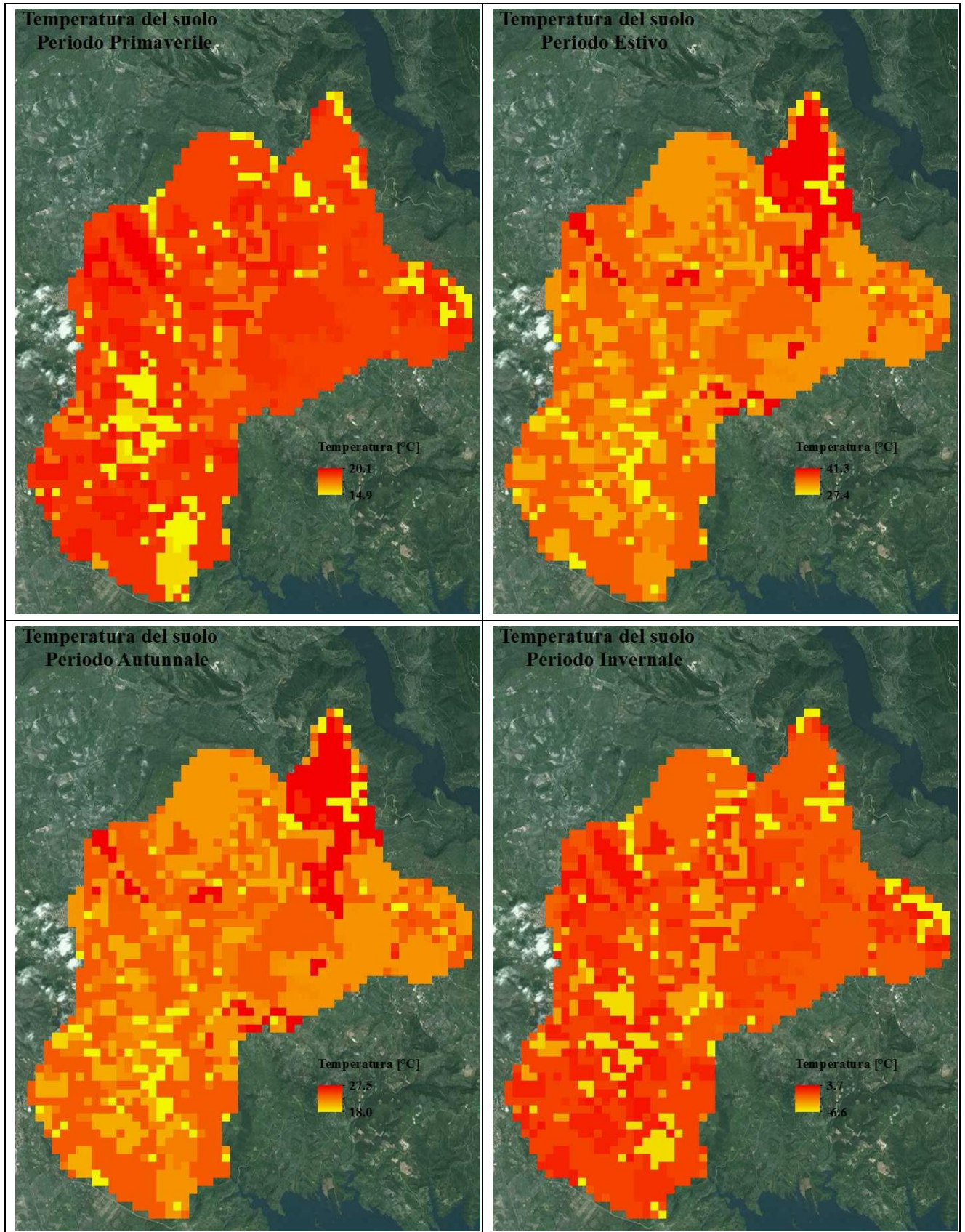


Figure 186. Rappresentazione a scala di bacino del valore medio della temperatura del suolo durante le quattro stagioni.

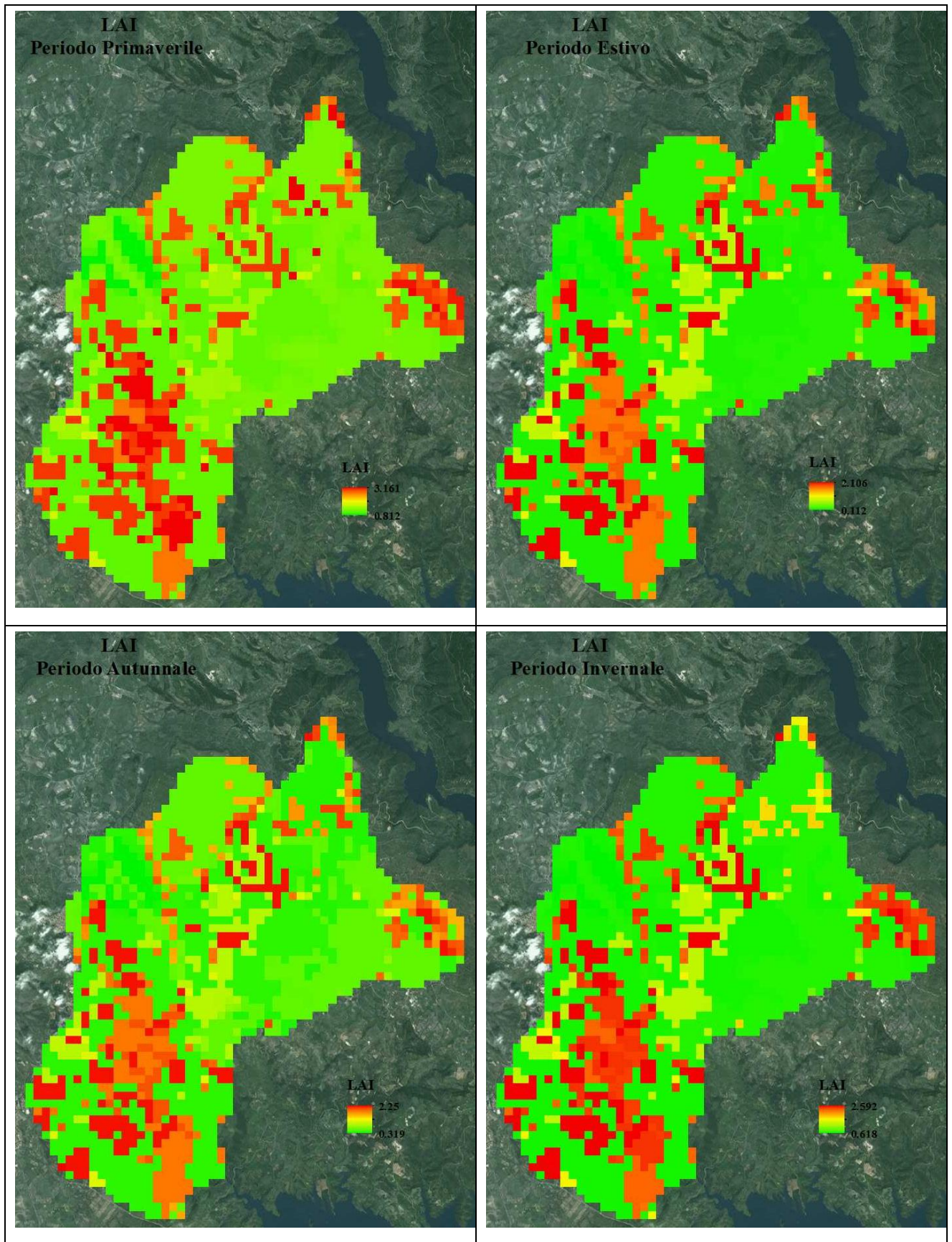


Figure 187. Rappresentazione a scala di bacino del Lai durante le quattro stagioni.

La variabilità a scala di bacino dell'umidità del suolo (Figure 184 - Figure 185) risulta essere strettamente legata come detto precedentemente alla caratterizzazione del suolo, ma sostanzialmente è fortemente legata alla pioggia, che viene valutata tramite il metodo di Thiessen e conseguentemente può andare a variare da un punto ad un altro del bacino, fornendo così valori differenti del contenuto idrico del terreno; la variazione poi dell'umidità del suolo va ad influenzare notevolmente tutti i processi idrologici che intervengono nel processo di trasformazione afflussi-deflussi. L'altra importante grandezza che si è andata a riportare è rappresentata dalla temperatura del suolo (Figure 187), ottenuta come media pesata tra le diverse componenti, e mediata su tutto lo spessore del suolo; temperatura che come spiegato precedentemente riveste un ruolo fondamentale per la determinazione dei termini del bilancio energetico. Per quanto riguarda invece il *Lai* (Figure 187), la sua variazione, oltreché dagli input meteorologici è strettamente legata alla variazione della caratterizzazione arbustiva (Figure 152), ma soprattutto dal periodo in cui ci si trova, in quanto come si evince dalla Figure 187 il valore del *Lai* assume valori molto maggiori nel periodo primaverile che rappresenta il periodo in cui la vegetazione è maggiormente sviluppata.

3.3 *Scenari di Cambiamento Climatico ed impatto sui regimi idrologici.*

Come detto nel capitolo 2 ed in parte in alcuni paragrafi di questo capitolo, obiettivo fondamentale di tale tesi ma in generale di qualunque processo di gestione del territorio dal punto di vista della risorsa idrica è quello di cercare di capire come il sistema suolo-vegetazione-atmosfera andrà a rispondere a fronte di probabili scenari di cambiamento climatico, ovvero come andranno a variare i deflussi e conseguentemente i livelli idrici che si ipotizza di avere nei principali invasi (ricordando come detto nel capitolo 2, che la direttiva delle acque prevede un piano di gestione delle acque per tutti i bacini idrografici). Come visto nel paragrafo 2.8 la possibilità di prevedere le variazioni climatiche future viene affidata ai modelli matematici che simulano i principali processi fisici e la cui funzionalità viene testata confrontando le simulazioni basate su ipotetiche previsioni con quelle relative ai dati storici attualmente disponibili. Tali previsioni allo stato attuale non risultano essere ancora del tutto affidabili essendo affette da errori sia legati alla modellistica adottata, che alla complessità delle metodologie usate per la definizione degli scenari di sviluppo del territorio e delle emissioni di gas serra; conseguentemente risulta essere fondamentale al netto delle incertezze dell'analisi, conoscere la sensibilità e la capacità di adattamento dei sistemi ambientali e umani alle variazioni climatiche. Sulla base di analisi statistiche sui dati idro-meteorologici per il periodo 1922-2011 nel presente lavoro di tesi sono stati riprodotti in maniera stocastica tramite il metodo proposto da Richardson, (1991) una serie di scenari secondo quanto riportato negli studi proposti dall'IPCC. L'IPCC ha previsto tre diversi scenari (A2-B1 ed A1B). Tali scenari sono stati ottenuti dall'IPCC tenendo conto di tutta una serie di fattori tra i quali, la crescita demografica, lo sviluppo economico e le risorse disponibili. Secondo quanto riportato dai report IPCC la famiglia degli scenari A1 (tra i quali quello A1B da noi considerato) prevede una crescita economica particolarmente rapida così come una forte crescita demografica, con una previsione di equilibrio tra fonti fossili e altre fonti per quanto riguarda lo sviluppo energetico, nonché un assai rapido sviluppo tecnologico. Lo scenario A2 prevede a differenza dell' A1B uno sviluppo tecnologico più lento, mentre quello B1 prevede un uso più contenuto delle risorse. In tutti e tre i casi però è previsto:

- Riscaldamento continuo atmosferico e superficiale;
- Incremento della velocità del ciclo idrologico;
- Aumento del livello del mare.

Diversi autori tra i quali (Giorgi & Lionello, 2008) hanno cercato di riprodurre tali scenari, le cui caratteristiche per la regione Sardegna sono riportate in Tabella 10.

Tabella 10 Scenari proposti dall'IPCC.

Trimestri Considerati	SCENARIO A2		SCENARIO B1		SCENARIO A1B	
	ΔP [%]	T	ΔP [%]	T	ΔP [%]	T
DJF	-16	+2.5	-5	+1	-15	+2.5
MAM	-30	+2.5	-15	+1	-18	+2.5
SON	-23	+3.5	-15	+0.5	-15	+2.5
JJA	-31	+4.5	-15	+1.5	-35	+3.5

In tutti e tre gli scenari proposti da Giorgi e Lionello, (2008) viene prevista una drastica riduzione delle piogge nonché un incremento delle temperature prevalentemente in tutte le stagioni. Basandoci sui dati storici 1922-2011 attraverso delle analisi stocastiche sono state riprodotte cento serie temporali per ciascun scenario, ciascuna delle quali si avvicina in termini statistici a quanto riportato in Tabella 10, ciascuna di esse viene poi utilizzata come input del modello ecoidrologico. Tali scenari sono stati successivamente confrontati con le simulazioni relative al periodo 1922-2011 ovvero, come detto poc'anzi sono state per tale periodo valutate le caratteristiche statistiche e mediante un approccio stocastico sono state generate 100 serie tutte diverse tra di loro ma caratterizzate da stessa media e deviazione standard dei dati storici disponibili. Tale confronto si è deciso di effettuarlo su scala mensile mediando i valori giornalieri.

L'obiettivo fondamentale dell'analisi è quello di andare a confrontare i valori dei deflussi a scala di bacino tra i tre scenari proposti ed il caso in cui si considerino i dati storici. Al fine di poter dare una maggiore consistenza all'analisi si sono andate a confrontare per le diverse configurazioni, le principali variabili dei due moduli del modello, che forniscono un'indicazione fondamentale sulle dinamiche del sistema suolo-vegetazione-atmosfera. Più precisamente si sono andati a considerare:

a) Modulo di dinamica del suolo:

- Umidità del suolo nei due strati;
- Temperatura per lo strato delle radici (condizione mista tra specie erbacee, arbustive e suolo nudo);
- Temperatura per lo strato superficiale (condizione mista tra specie erbacee, arbustive e suolo nudo);
- Termini caratteristici del bilancio energetico:
 - 1 Calore Latente;
 - 2 Calore Sensibile;
 - 3 Flusso di Calore dal suolo;
 - 4 Radiazione Netta.

b) Modulo di dinamica della vegetazione:

- Flusso di Anidride Carbonica;
- Lai per le specie erbacee e quelle arbustive.

I dati di input che vengono adottati per le simulazioni, sono a scala di bacino, ovvero ad esempio per le piogge il dato storico considerato è stato ottenuto come media pesata tra i dati di pioggia delle stazioni pluviometriche a disposizione nell'area oggetto di studio. Tutte le grandezze che saranno di seguito rappresentate si intendono mediate a scala di bacino e mediate mensilmente; esse rivestono un ruolo fondamentale in quanto l'evoluzione del territorio assume un ruolo chiave nello sviluppo delle dinamiche idrologiche. La capacità del terreno di assorbire una quantità più o meno grande di acqua, lo sviluppo più o meno accentuato della vegetazione sono elementi chiave nella formazione dei deflussi superficiali.

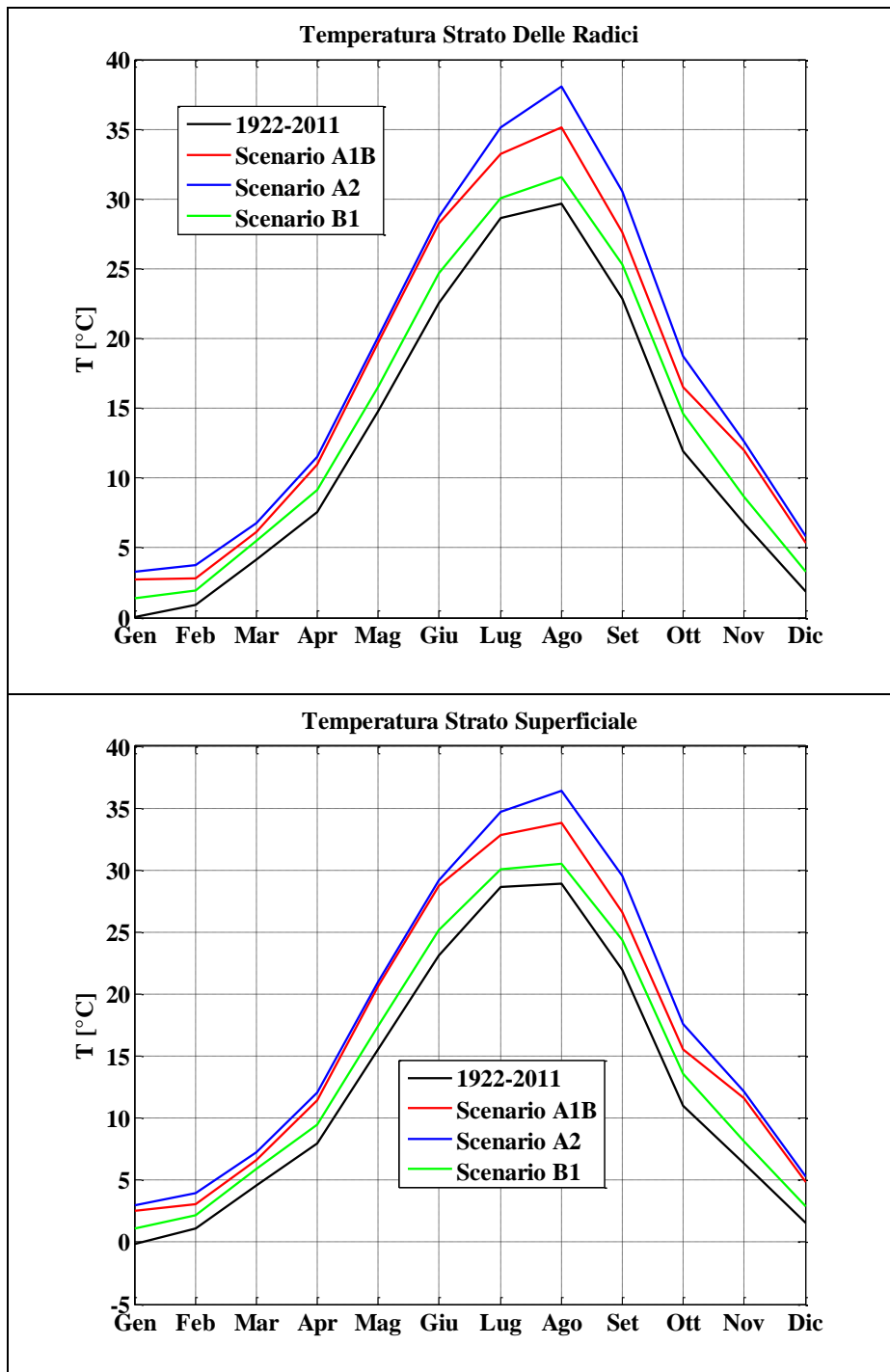


Figure 188 Confronto tra la Temperatura Mista per la zona delle radici e per lo strato superficiale per i diversi scenari e per il caso storico.

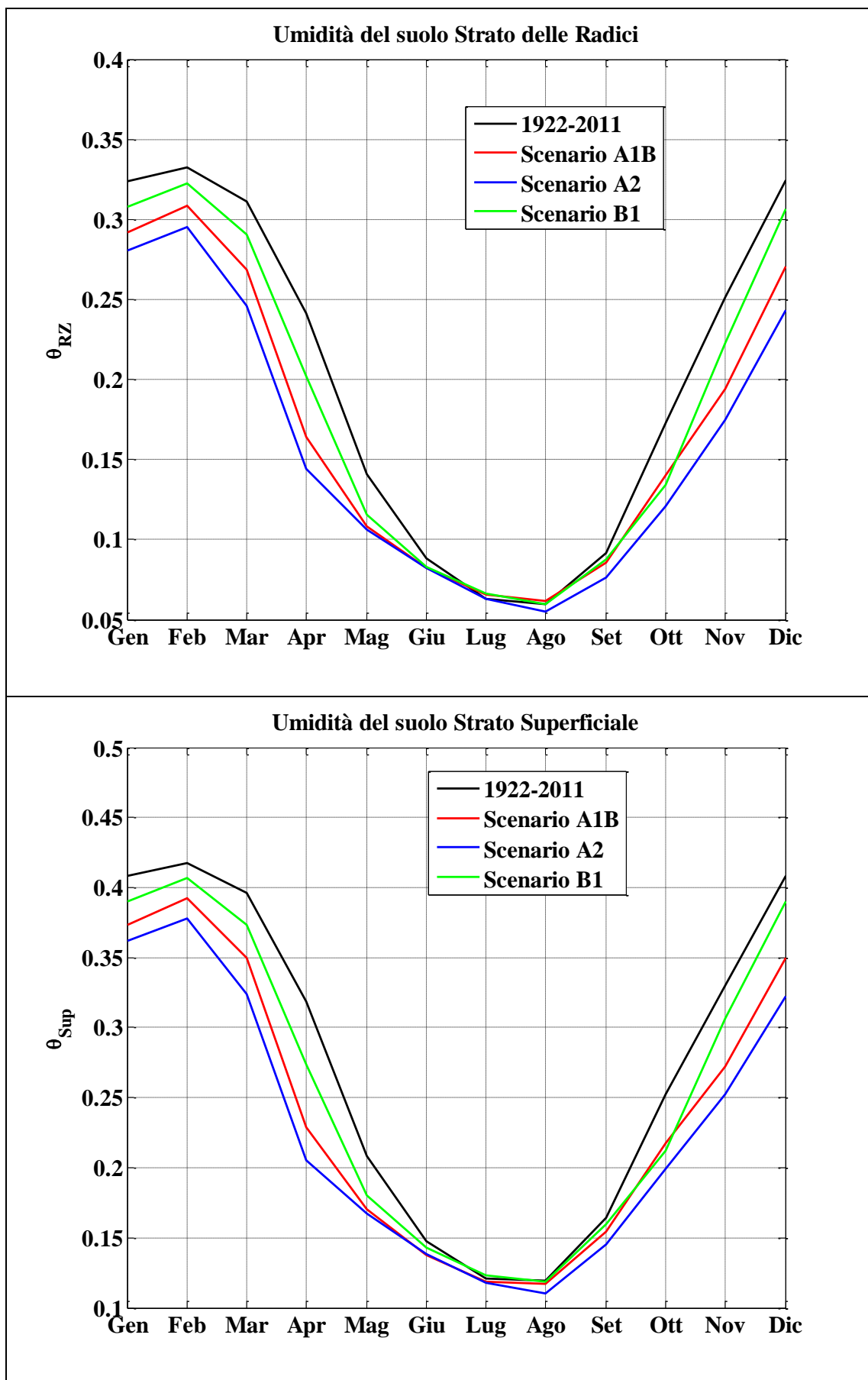


Figure 189 Confronto tra le umidità del suolo per lo strato delle radici e per lo stato superficiale per i diversi scenari e per il caso storico.

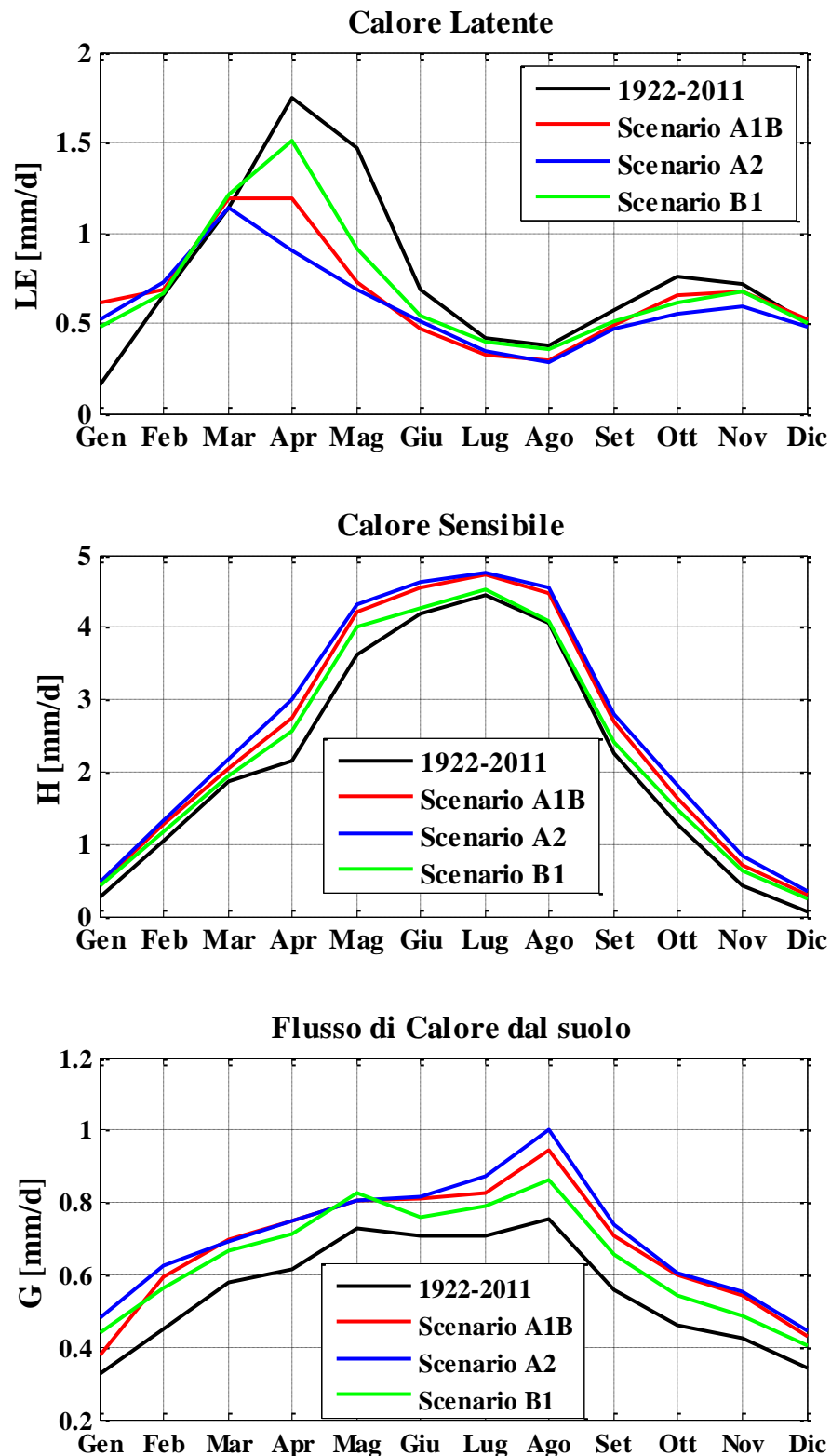


Figure 190 Confronto tra i termini del bilancio energetico per i diversi scenari e per il caso storico.

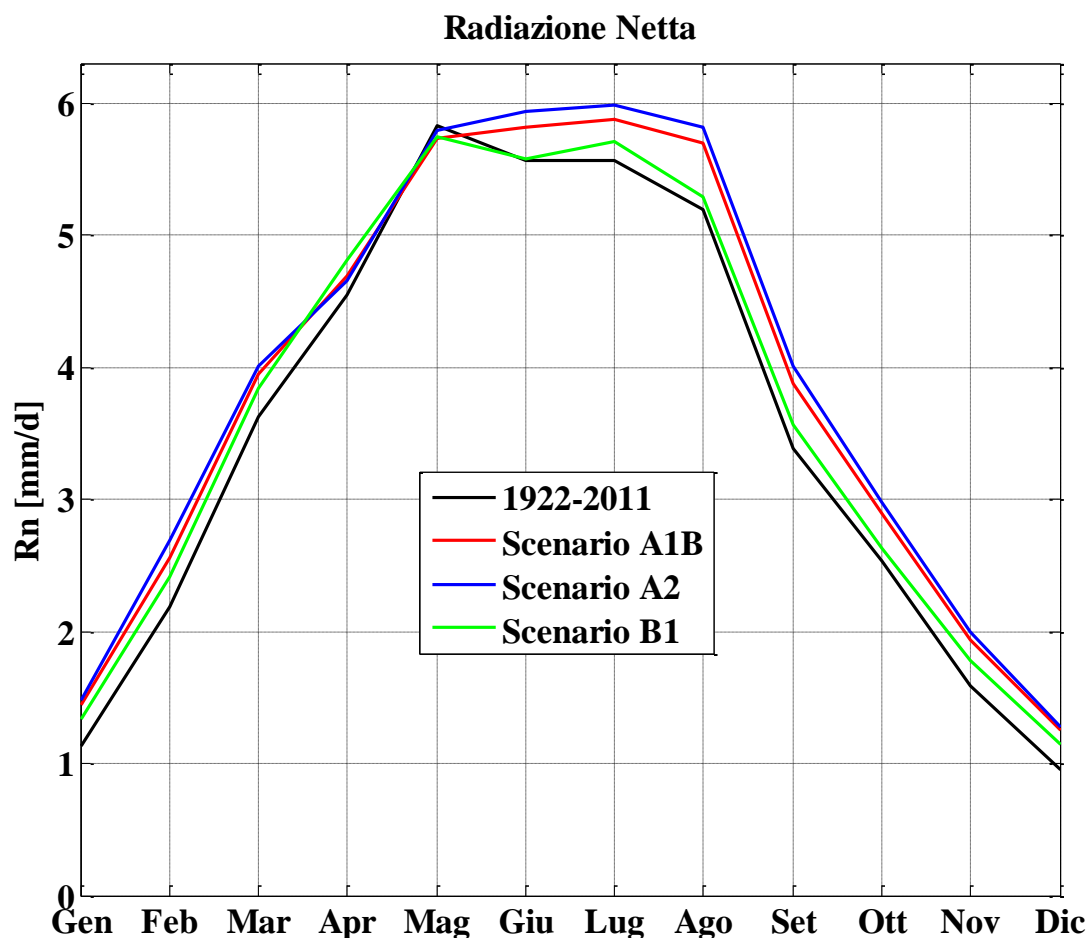


Figure 191 Confronto tra i termini del bilancio energetico per i diversi scenari e per il caso storico.

La forte riduzione della pioggia nei tre diversi scenari e della temperatura (Tabella 10) determina una forte riduzione dell'umidità del suolo (Figure 189) per i due strati, oltreché come era prevedibile un incremento della temperatura del terreno in tutto il suo spessore, in quasi tutti i mesi, fatta eccezione per il periodo estivo, così come si presenta una forte riduzione del termine evaporativo, rappresentato dal calore latente (Figure 190). La forte riduzione dell'umidità del suolo ha come ovvia conseguenza il fatto che il terreno avrà una maggiore capacità di assorbimento andando così a ridurre l'aliquota d'acqua che andrà a defluire. Oltre ad una conseguenza sul deflusso, l'umidità del suolo molto limitata qualora vada a raggiungere valori critici può portare ad una condizione di sempre maggiore sofferenza per le piante, che se inferiore al punto di appassimento ne può provocare la morte. Per l'importanza assunta nel modello, per quanto riguarda l'umidità del suolo si riporta inoltre la variazione a scala di bacino (Figure 193 - Figure 192) di suddetta grandezza per i diversi scenari ad esempio per un generico istante primaverile, constatando come anche a scala di bacino similmente a quanto visto per andamenti medi (Figure 189) nel caso dei tre scenari si presentano valori più limitati rispetto al caso storico.

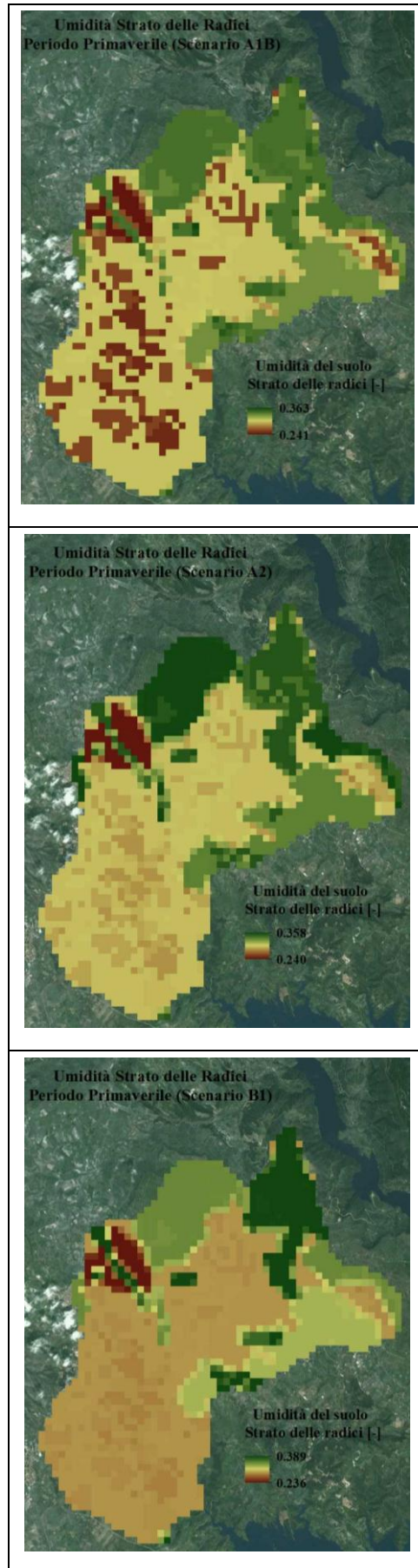


Figure 192 Confronto tra l'umidità del suolo nello strato delle radici a scala per i diversi scenari e per il caso storico per un generico istante posto durante la stagione primaverile.

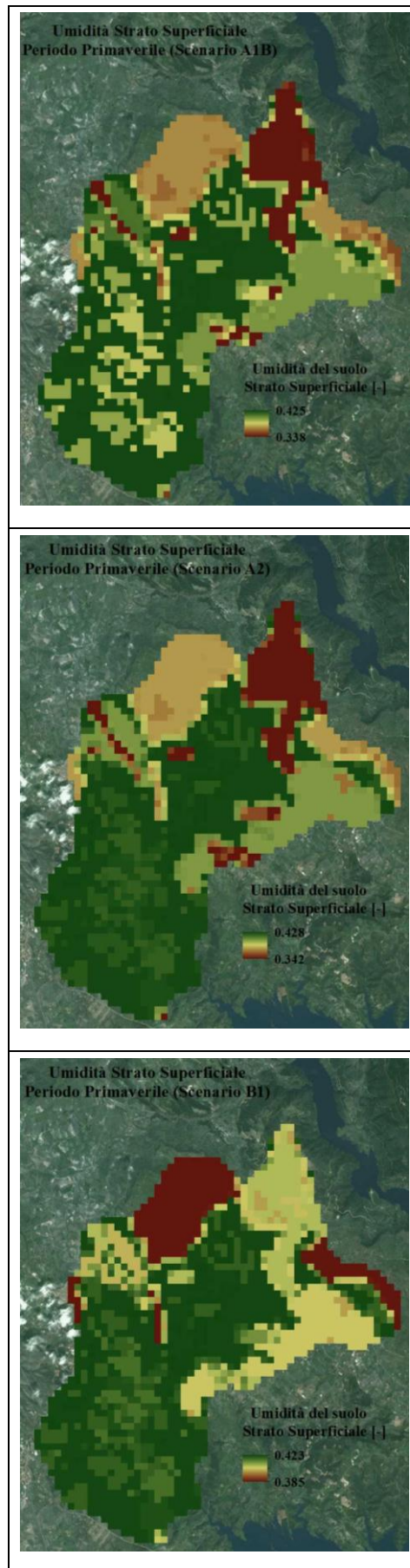


Figure 193 Confronto tra l'umidità del suolo superficiale a scala per i diversi scenari e per il caso storico per un generico istante posto durante la stagione primaverile.

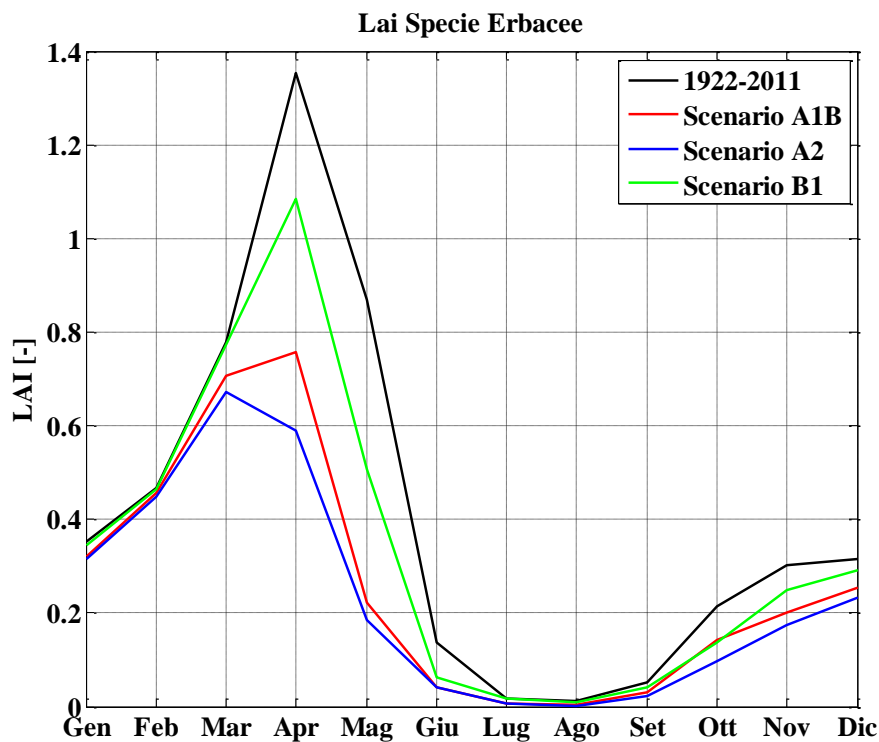


Figure 194 Confronto tra il LAI relativamente alle specie erbacee per i diversi scenari e per il caso storico.

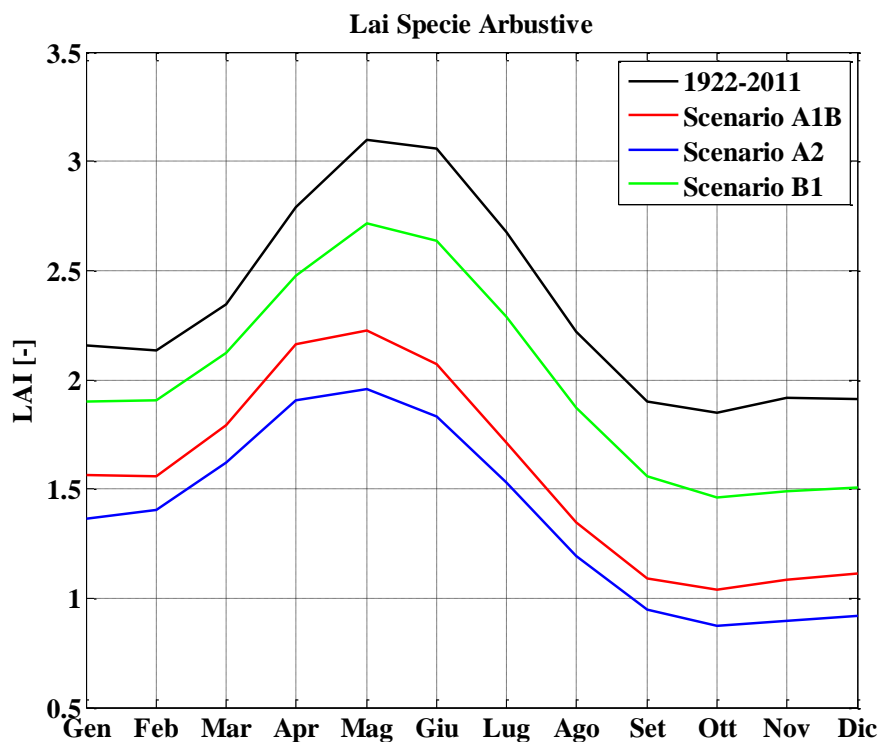


Figure 195 Confronto tra il LAI relativamente alle specie arbustive per i diversi scenari e per il caso storico.

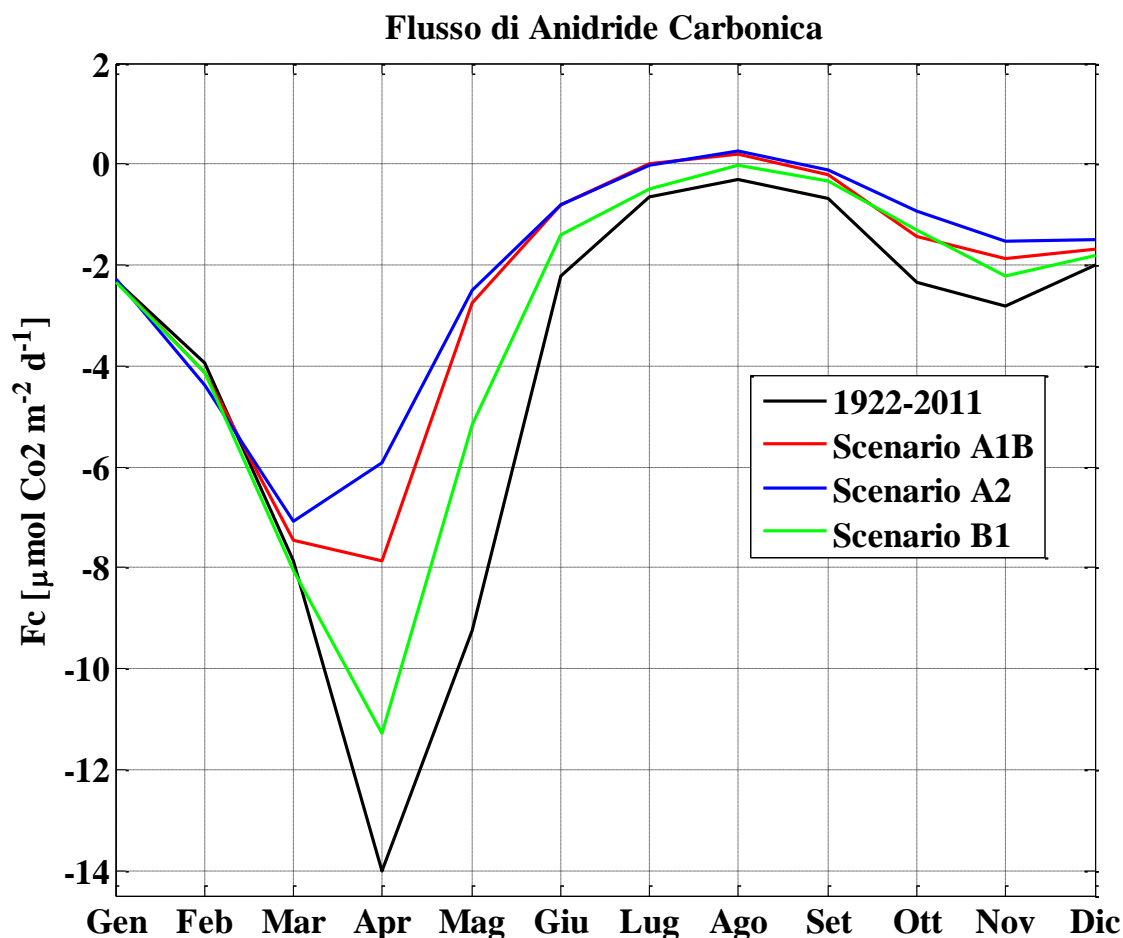


Figure 196 Confronto tra il Flusso di Anidride Carbonica relativamente alle specie arbustive per i diversi scenari e per il caso storico.

Come detto poc' anzi l'incremento marcato della temperatura, la riduzione della precipitazione e per ultimo la minore umidità del suolo, vanno conseguentemente a determinare un minor sviluppo vegetativo, con una forte riduzione del L_{ai} (Figure 194 - Figure 195) che come descritto nella parte relativa al VDM è strettamente correlato alla biomassa sia per le specie erbacee che per le specie arbustive; in più si evince un forte incremento corrispondente del flusso di anidride carbonica (Figure 196); fattori questi che regolano il funzionamento dei processi idrologici controllando l'intercettazione della pioggia, l'infiltrazione, l'evapotraspirazione, lo scorrimento superficiale ed il drenaggio.

Tutte le combinazioni di tali fattori determinano, come mostrato in Figure 197, la forte riduzione dei deflussi nel periodo invernale ed autunnale che rappresentano le principali stagioni per l'accumulo della risorsa negli invasi della Sardegna, tali riduzioni risultano essere meno marcate nel periodo estivo e primaverile, che per quanto riguarda la Sardegna rappresentano le stagioni che meno di tutte hanno influenza

sulla generazione dei deflussi, le riduzioni previste mediamente risultano essere superiori a quelle previste per i bacini simili nel capitolo 2. Questi sono i risultati ovviamente relativi agli studi condotti da Giorgi e Lionello, conseguentemente saranno possibili ulteriori scenari in cui magari la riduzione pluviometrica nelle diverse stagioni risulterà essere minore, fornendomi complessivamente una variazione leggermente più piccola dei deflussi.

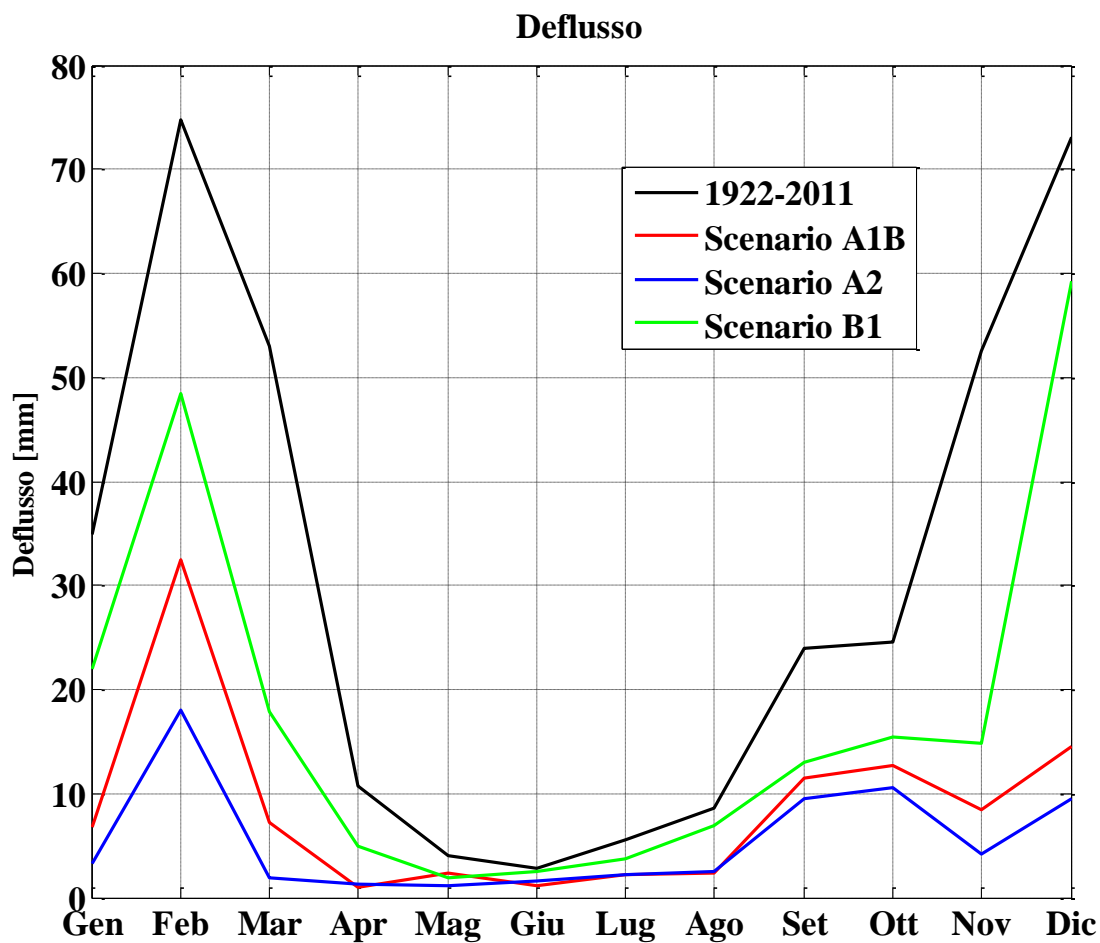


Figure 197 Confronto tra il Deflusso per i diversi scenari e per il caso storico.

3.4 Conclusioni.

Nel lavoro di tesi sono state affrontate le problematiche associate allo studio delle interazioni suolo-vegetazione-atmosfera, fondamentali per analizzare i processi di trasformazione afflussi-deflussi. A tal fine è stato realizzato un modello ecoidrologico distribuito, fisicamente basato, con aggiornamento dell'umidità e della temperatura del suolo relativamente agli strati in cui esso è stato diviso, mediante la simulazione dei flussi idrici ed energetici tra le tre componenti (elemento caratteristico di tutti i modelli SVAT). Tale modello risulta essere un'evoluzione dei modelli SDM-VDM (Montaldo & Albertson, 2001; Montaldo et al., 2007, 2008). Rispetto a tali modelli è rimasta pressoché invariata la metodologia per la distribuzione spaziale delle piogge (metodo di Thiessen o in alternativa il metodo della distanza inversa), il sistema di collegamento tra il metodo di dinamica del suolo e quello di vegetazione, in quanto l'output del modello VDM (Lai) rappresenta l'input per il modello SDM, nonché il processo con il quale viene simulata la propagazione del deflusso superficiale (Muskingum-Cunge) lungo il reticolo idrografico, ricordando che in tale modello la portata che viene fatta propagare è rappresentata dal deflusso superficiale ottenuto dal bilancio idrologico per ogni singola cella, mentre nelle versioni precedenti il deflusso corrispondeva alla pioggia netta ottenuta attraverso il metodo del CN (Curve Number). La parte innovativa di tale modellazione è rappresentata dalla parte del VDM, da una discretizzazione spaziale della vegetazione tramite l'utilizzo combinato di immagini satellitari di vario tipo e scala (Ikonos, Aster, Landsat e Modis) e di mappe tematiche per tutta la Sardegna (Uso del suolo, mappe di morfologia e di caratterizzazione boschiva). Tale combinazione ha consentito per i bacini di interesse l'ottenimento per ciascuna cella, delle percentuali di suolo nudo, specie erbacee ed arbustive, nonché in presenza di vegetazione arbustiva il riconoscimento seppur in maniera approssimativa della loro tipologia (conifera, latifolia, oliveti, frutteti, etc.) fatto assai rilevante in quanto ha consentito di valutare l'evoluzione della vegetazione in maniera differente con conseguenze importanti, in quanto, al variare del tipo di vegetazione andrà a variare la risposta stessa del terreno dinnanzi ad un evento di pioggia facendo così variare l'aliquota d'acqua distribuita tra i diversi termini del bilancio. Relativamente alla parte di dinamica del suolo, nel nuovo modello la formulazione del processo di infiltrazione, rispetto alle versioni modellistiche precedenti viene fatta dipendere in maniera preponderante dalle condizioni antecedenti di umidità del suolo nonché dalla presenza o meno di un evento meteorico, in modo tale da fare sì che si verifichino condizioni di deflusso superficiale esclusivamente nel momento in cui si presentino condizioni di saturazione del terreno; utilizzando al variare della situazione il metodo proposto da Phillip, 1960 oppure l'approccio di Milly (Milly, 1986; Sivapalan & Milly, 1989; Liu et al., 1998).

In tale ambito i processi fisici di bilancio idrologico a scala di bacino per ogni singola cella, sono rappresentati da una dettagliata schematizzazione, adottando le equazioni di conservazione della massa e di scambio energetico tra le diverse componenti del sistema oggetto di studio (SVATS "*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Scheme*"). Nella presente tesi così come in lavori simili ha avuto un ruolo

fondamentale la presenza in letteratura di molteplici modelli tutti differenti fra di loro, tale sviluppo modellistico acuitosi negli ultimi decenni ha portato alla nascita di modelli via via più sofisticati e dettagliati con una sempre maggiore parametrizzazione con conseguenti però problemi relativi alla complessità nell'applicazione idrologica e per quanto riguarda l'equi finalità dei parametri. Si è così cercato di ridurre il numero dei parametri caratterizzanti il modello senza per questo diminuire il livello di precisione stessa dell'analisi. Al fine di verificare che il modello garantisca adeguate prestazioni e risulti essere correttamente applicabile ai diversi casi di studio ha assunto un ruolo fondamentale la disponibilità di dati osservati, consentendo un confronto tra le variabili modellate ed i dati osservati. I dati osservati utilizzati sono quelli delle campagne sperimentali condotte dall'università di Cagliari dal 2003 ad oggi in diversi siti.

Nella prima parte del lavoro è risultata essere fondamentale la calibrazione dei parametri caratteristici della fotosintesi, per ciascun tipo di vegetazione, sfruttando il lavoro compiuto da Montero nel 2005 in Spagna (zona a caratteristica climatica simile). L'utilizzo di tali parametri ha consentito per i diversi casi di studio considerati, di ottenere risultati modellati simili a quelli osservati, sia nel caso di misure discrete che nel caso di misure in continuo. La bontà modellistica è legata al fatto che il dato modellato riesce a riprendere l'andamento osservato, per bacini a diversa risoluzione spaziale e temporale; fattore ancor più importante è legato al fatto che la calibrazione dei dati di vegetazione ha consentito di riprodurre il dato osservato per grandezze particolarmente differenti fra di loro. Nella seconda parte dello studio modellistico al fine di verificare le prestazioni del modello si è deciso di validarlo; andando a confrontare la portata defluente osservata sul Mulargia con la portata modellata ottenuta tramite l'applicazione del metodo di propagazione di Muskingum-Cunge. Il risultato può essere considerato assai incoraggiante, pur non essendo il modello propriamente un modello di piena. La problematica maggiore è risultata essere quella del reperimento oltre che dei dati di portata osservati, quelli pluviometrici, soprattutto con la discretizzazione temporale richiesta. In una seconda fase la validazione ha riguardato il VDM andando a confrontare il dato di NDVI satellitare con quello modellato, presentando però assai più perplessità soprattutto per quanto riguarda la scala temporale del dato satellitare e l'equazione caratteristica del modello con la quale si è passati dal dato dell'indice fogliare areale all'indice differenziale di vegetazione, in quanto a seconda dei dati da cui si deriva tale espressione i valori di L_{ai} possono risultare sottostimati o sovrastimati.

L'utilizzo di questa tipologia di modelli distribuiti nonostante i risultati forniti, atti a mostrare delle buone prestazioni modellistiche, mettono però particolarmente in evidenza la necessità di una stima più corretta possibile dei dati di input richiesti da modello, in particolar modo dei dati di pioggia, anche se da qui ai prossimi anni la presenza di stazioni meteo a funzionamento elettronico con risoluzione temporale sempre maggiore dovrebbe andare in parte a risolvere tale problematica. Come già iniziato a fare nel presente lavoro di tesi andrà sicuramente incoraggiata una più ampia integrazione tra modellistica numerica e utilizzo satellitare soprattutto al fine di riuscire ad esempio ad avere delle informazioni sempre migliori sulle caratteristiche della vegetazione, fattore assai importante per il controllo del modello numerico, nonché sulle caratteristiche del suolo. Le buone performance del modello mostrate nel capitolo 3 non solo consentiranno

una sua applicazione su altri bacini (a patto di conoscere i dati di input necessari al modello) ma soprattutto di utilizzare il modello per la previsione di deflussi futuri sotto diversi scenari ad esempio di variazione della vegetazione e di variazione delle caratteristiche del sito oggetto di studio; come è stato mostrato infatti nel paragrafo 3.8 si è visto come risponde il sistema suolo-vegetazione-atmosfera dinnanzi a variazioni climatiche. In particolar modo quanto ottenuto per i diversi scenari climatici riprende fedelmente i risultati riportati nel capitolo 2, ovvero una forte riduzione dei deflussi, con rilevanza maggiore nelle stagioni autunnali ed invernali. Questa situazione è particolarmente importante in quanto mette in luce come la caratterizzazione dei deflussi e conseguentemente l'accumulo della risorsa idrica risulti essere fortemente legata alla caratterizzazione del territorio (sia del suolo che della vegetazione). Quanto fatto non è ancora sufficiente e si dovranno aumentare gli sforzi nel tentativo di accoppiare tale modello distribuito con un modello climatico globale in modo tale da fornire al modello suddetto le forzanti climatiche necessarie per l'esecuzione delle diverse simulazioni con un' ancora maggiore moltitudine di scenari, che si discostino anche dalla semplice variazione di una o più variabili meteorologiche.

3.5 Riferimenti Bibliografici.

Albertson, J.D., & Kiely, G.; “*On the structure of soil moisture time series in the context of land surface models*”, Journal of Hydrology, Vol. 243, Cap. 1-2, Pag. 101-119, doi:S0022-1694(00)00405-4, Mar. 2001.

Arora, V.K.; “*Simulating energy and carbon fluxes over winter wheat using coupled land surface and terrestrial ecosystem models*”, Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 11, Cap. 1, Pag. 39-59, doi:10.1016/S0168-1923(03)00073-X, Mar 2003.

Arora, V.K., & Boer, G.J.; “*A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models*”, Global Change Biology, Vol. 118, Pag. 21-47, doi:10.1111/j.1365-2486.2004.00890.x, Gen 2005.

Beven, K.J., & Kirkby, M.J.; “*A physically based, variable contributing area model of basin hydrology*”, Hydrological Sciences Bulletin, Vol. 24, Cap. 1, Pag. 43-69, doi:10.1008/02626667909491834, 1979.

Cayrol, P., Chehbouni, A., Kergoat, L., Dedieu, G., Mordelet, P., & Nouvellon, Y.; “*Grassland modeling and monitoring with SPOT-4 VEGETATION instrument during the 1997-1999 SALSA experiment*”, Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 105, Cap. 1-3, Pag. 91-115, doi: 10.1016/S0168-1923(00)00191-X, Nov. 2000.

Chen, J.-L., & Reynolds, J.F.; “*GePs: a generic plant simulator based on object-oriented principles.*”, Ecological Modelling, Vol. 94, Pag. 53-66, doi: 10.1016/S0304-3800(96)01928-X, Gen 1997.

Clapp, R.B., & Hornberger, G.M.; “*Empirical Equation for Some Soil Hydraulic Properties*”, Water Resources Research, Vol.14, Cap.4, Pag. 601–604,doi:10.1029/WR014i004p00601, Ago 1978.

Corona, R.; “*Il ruolo della vegetazione sui processi idrologici di ecosistemi Mediterranei in condizioni idriche limitanti*”, Tesi di Dottorato, Cagliari, 2013.

Detto, M., Montaldo, N., Albertson, J.D., Mancini, M., & Katul, G.; “*Soil moisture and vegetation controls on evapotranspiration in a heterogeneous Mediterranean ecosystem on Sardinia, Italy*”, Water Resources Research, Vol. 42, Cap. 8, W08419, doi: 10.1029/WR004693, Ago 2006.

Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, Kennedy, P.J, & Wilson, M.F, “*Biosphere- Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model*”, Open Sky, doi:10.5065/D6668B58, 1986.

Eagleson, P.S.; “*Ecohydrology Darwinian Expression of Vegetation Form and Function*”, Cambridge University Press, New York, 2002.

Famiglietti, J.S., & Wood, E.F.; “*Application of multiscale water and energy balance models on a tallgrass prairie*”, Water Resources Research, Vol. 30, Cap.11, Pag. 3079-3093, doi: 10.1029/94WR01499, Nov. 1994.

Fois, L.; “*Stima dell'indice di vegetazione NDVI da immagini satellitari per il caso di studio del Bacino del Mulargia*”, Tesi di laurea specialistica, Cagliari, 2015.

Gao, Q., & Reynolds, J.F.; “*Historical shrub-grass transitions in the northern Chihuahuan Desert: modeling the effects of shifting rainfall seasonality and event size over a landscape gradient.*”, *Global Change Biology*, Vol. 9, Cap. 10, Pag. 1475-1493, doi: 10.1046/j.1365-2486.2003.00676.x, Ott 2003.

Garratt, J.R.; “*Sensitivity of Climate Simulations to Land-Surface and Atmospheric Boundary –Layer Treatments- A Review.*”, *Journal of Climate*, Vol. 6, Cap. 3, Pag. 419-448, doi:10.1175/1520-0442(1993)006<0419:SOCSL>2.0.CO;2, 1993.

Gerten, D., Schaphoff, S., Haberlandt, U., Lucht, W., & Sitch, S.; “*Terrestrial vegetation and water balance-hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model.*”, *Journal of Hydrology*, Vol. 286, Cap. 1-4, Pag. 249-270, doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.09.029, Gen 2004.

Haxeltine, A., & Prentice, I.C.; “*An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types.*”, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 10, Cap. 4, Pag. 693-709, doi: 10.1029/96GB02344, Dic. 1996.

Hanson, J.D., Skiles, J.W., & Parton, W.J.; “*A multi-species model for rangeland plant communities*”, *Ecological Modelling*, Vol. 44, Cap. 1-2, Pag. 89-123, doi:10.1016/0304-3800(88)90084-1, Dic. 1988.

Kempton, P.R., Reynolds, J.F., Pachepsky, Y., & Chen, J.L.; “*A comparative modeling study of soil water dynamics in a desert ecosystem*”, *Water Resources Research*, Vol. 33, Cap.1, Pag. 73-90, doi: 10.1029/96WR03015, Gen 1997.

Lambers, H., Stuart Chapin III, F., & Pons, T.L.; “*Physiological plant ecology*”, Springer, Second edition, 1998.

Larcher, W.; “*Physiological plant ecology*”, Springer, Vol. 1-2, 1995.

Larcher, W.; “*Physiological plant ecology*”, Springer, 4th edition, 2003.

Liu, M.C., Sivalapan, M., Brutsaert, W., & Parlange, J.Y.; “*A note on the time compression approximation*”, *Water Resources Research*, Vol. 34, Cap. 12, Pag. 3683-3686, doi: 10.1029/98WR02741, Dic 1998.

Lo Seen, D., Chehbouni, A., Njoku, E.G., Lhomme, J.-P., Monteny, B., & Kerr, Y.H.; “*Estimation of sensible heat flux over sparsely vegetated surfaces*”, *Journal of Hydrology*, Vol. 188-189, Pag. 855-868, doi:10.1016/S0022-1694(96)03174-5, Feb 1997.

Manabe, S. & Bryan, K.; “*Climate calculations with a Combined Ocean-Atmosphere Model*”, *Journal of the Atmospheric Science*, Vol. 26, Cap. 4, Pag. 786-789, doi:10.1175/1520-0469(1969)026<0786:CCWACO>2.0.CO;2, Lug 1969.

Mancini, M.; “*La modellazione distribuita della risposta idrologica: effetti della variabilità spaziale e della scala di rappresentazione del fenomeno dell’assorbimento*”, Tesi di dottorato, Politecnico di Milano, 1990.

Mancini, M., Montaldo, N., & Rosso, R.; “*Modellazione distribuita degli eventi di piena in presenza di invasi artificiali nel bacino del fiume Toce*” (in italian), proc. XXVI Conv. di Idraulica e Costruzioni idrauliche, Catania (Italy), 237-248, 2, 1998.

Mancini, M., Montaldo, N., & Rosso, R.; “*Effetti di laminazione di un sistema d’invasi artificiali nel bacino del fiume Toce*”, *Acqua*, Mar 1999.

Milly, P.C.D.; “*An Event-Based Simulation Model of Moisture and Energy Fluxes at a Bare Soil Surface*”, *Water Resources Research*, Vol. 22, Cap. 12, Pag. 1680-1692, doi: 10.1029/WR022i012p01680, Nov. 1986.

Montaldo, N., & Albertson, J.D.; “*On the use of the Force-Restore SVAT Model Formulation for stratified soils*”, *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 2, Cap. 6, Pag. 571-578, doi:10.1175/1525-7541(2001)002<0571:OTUOTF>2.0.CO;2, Giu 2001.

Montaldo, N., Albertson, J. D., Kiely, G., & Mancini, M.; “*Robust simulation of root zone soil moisture with assimilation of surface soil moisture data*”, *Water Resources Research*, Vol. 37, Cap. 12, Pag. 2889-2900, doi:10.1029/2000WR000209, Dic 2001.

Montaldo, N., Toninelli, V., Albertson, J.D., Mancini, M., & Troch, P.A.; “*The effect of background hydrometeorological conditions on the sensitivity of evapotranspiration to model parameters: analysis with measurements from an Italian alpine catchment*”, *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 7, Cap 6, Pag. 848-861,doi: 10.5194/hessd-10-15811, Dic 2003.

Montaldo, N., Mancini, M., & Rosso, R.; “*Flood hydrograph attenuation induced by a reservoir system: analysis with a distributed rainfall-runoff model*”, *Hydrological Processes*, Vol. 18,Cap. 3, Pag. 545–563, doi: 10.1002/hyp.1337, 28 Feb 2004.

Montaldo, N., Rondena, R., Albertson, J.D., & Mancini, M.; “*Parsimonious Modeling of Vegetation Dynamics for Ecohydrologic Studies of Water-Limited Ecosystems*”, *Water Resources Research*, Vol. 41, Cap. 10, doi:10.1029/2005WR004094, Ott 2005.

Montaldo, N., Ravazzani, G., & Mancini, M.; “*On the prediction of the Toce alpine basin floods with distributed hydrologic models*”, *Hydrological Processes*, Vol. 21, Cap. 5, Pag. 608-621, doi:10.1002/hyp.6260, 28 Feb 2007.

Montaldo, N., Albertson, J. D., & Mancini, M.; “*Vegetation Dynamics and Soil Water Balance in a Water-limited Mediterranean Ecosystem on Sardinia*”, *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 12, Pag. 1257-1271, doi:10.5194/hess-12-1257-2008, Nov. 2008.

Montero, G., Peinado, R.R., & Munoz, M.; “*Producción de biomassa y fijación de CO2 por los bosques españoles*”, ISBN: 84-7498-512-9, Gen. 2005.

Mougin, E., Lo Seen, D., Rambal, S., Gaston, A., & Hiernaux, P.; “*A regional Sahelian Grassland Model To Be Coupled with Multispectral Satellite Data.*”, *Remote Sensing of Environment*, Vol. 52, Cap. 3, Pag. 181-193, doi:10.1016/0034-4257(94)00127-9, Giu 1995.

Mouillot, F., Rambal, S., & Joffre, R.; “*Simulating climate change impacts on fire frequency and vegetation dynamics in a Mediterranean-type ecosystem.*”, *Global Change Biology*, Vol. 8,Cap. 5, Pag. 423-437, doi:10.1046/j.1365-2486.2002.00494.x, Mag 2002.

Noilhan, J., & Planton, S.; “*A Simple parameterization of land surface processes for meteorological models*”, *Monthly weather review*, Vol. 117, Cap. 3, Pag. 536-549, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2, Mar 1989.

Nouvellon ,Y., Begue, A., Moran, M.S., Lo Seen, D., Rambal, S., Luquet, D., Chehbouni, G., & Inoue, Y.; “*PAR extinction in shortgrass ecosystems: effects of clumping, sky conditions and soil albedo.*”, *Agricultural and Forest Meteorology* , Vol 105, Pag. 21-41, doi: 10.1016/S0186-1923(00)00194-5, Nov 2000.

Novick, K.A., Stoy, G., Katul, G., Ellsworth, S., Siqueira, M.B.S., Juang, J., & Oren, R.; “*Carbon Dioxide and Water Vapor Exchange in a Warm Temperate Grassland*”, *Ecological Modelling*, Vol. 138, Pag. 259-274, doi: 10.1007/s00442-003-1388-z, 2004.

Parlange, J.Y., Hogarth, W.L., Parlange, M.B., Haverkamp, R., Ross, P.J., Steenhuis, T.S., Di Carlo, D.A., & Katul, G.; “*Analytical approximation to the solution of Richards’ equation with application to infiltration, ponding, and time compression approximation*”, *Advances in water resources*, Vol. 23, Cap. 2, Pag. 189-194, doi: 10.1016/S0309-1708(99)00022-6, 1999.

Pollini, R., & Randone, C.; “*Grandezze eco idrologiche da osservazioni satellitari nel Bacino idrografico del Mulargia*”, Tesi di laurea specialistica, Milano, 2002.

Porporato, A., & Rodriguez-Iturbe, I.; “*Ecohydrology –a challenging multidisciplinary research perspective*”, *Hydrological Sciences*, Vol. 47, Cap. 5, Pag. 811-821, doi:10.1080/02626660209492985, Ott. 2002.

Rambal, S., & Cornet, A.; “*Simulation de l’utilisation de l’eau et de la production vegetale d’une phytocenose sahelienne du Senegal*”, *Ecologica*, Vol. 3, Cap. 4, Pag. 381-397, doi: 0243-7651/1982/381, 1982.

Rodriguez-Iturbe, I.; “*Ecohydrology: A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics*”, *Water Resources Research*, Vol. 36, Cap. 1, Pag. 3-9, doi: 10.1029/1999WR900210, Gen. 2000.

Rouse, J.W., Hass, R.H., Schell, J.A., & Deering, D.W.; “*Monitoring vegetation system in the Great Plains with ERTS*”, *Third ERTS Symposium, NASA SP-351 I*, Pag. 309-317, 1973.

Rouse, J.W., Deering, D.W., Schell, J.A., & Harlan, J.C.; “*Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation*”, *Research Academic Books and Journals*, doi:12009709, 1975.

Ruehr, R.H., & Buckmann, N.; “*Soil respiration fluxes in a temperate mixed forest: seasonality and temperature sensitivities differ among microbial and root-rhizosphere respiration*”, *Tree Physiology*, Vol. 30, Pag. 165-176, doi: 10.1093/treephys/tpp106, 2009.

Sitch, S., Smith, B., Prentice, I.C., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J.O., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M.T., Thonicke, K., & Venevsky, S.; “*Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model*”, *Global Change Biology*, Vol. 9, Cap. 2, Pag. 161-185, doi: 10.1046/j.1365-2486.2003.00569.x, Feb. 2003.

Sivapalan, M., & Milly, P.C.D.; “*On the relationship between the time condensation approximation and the flux-concentration relation*”, *Journal of Hydrology*, Vol. 105, Cap. 3-4, Pag. 357-367, doi:10.1016/0022-1694(89)90113-3, 28 Feb 1989.

Sivapalan, M., & Wood, E.F.; “*Spatial heterogeneity and scale in the infiltration response of catchments*”, *Water Science and Technology Library*, Vol. 6, Pag. 81-106, doi: 10.1007/978-94-009-4678-1_5, 1986.

Vertessy, R.A., Hatton, T.J., Benyon, R.G., & Dawes, W.R.; “*Long-term growth and water balance predictions for a mountain ash (Eucalyptus regnans) forest catchment subject to clear-felling and regeneration*”, *Tree Physiology*, Vol. 16, Cap. 1-2, Pag. 39-59, doi:10.1093/treephys/16.1-2.221, Gen 1996.

Walker, B.H., & Langridge, J.L.; “*Modelling plant and soil water dynamics in semi-arid ecosystems with limited site data.*”, Ecological Modelling, Vol. 30, Cap. 6, Pag. 153-167, doi:10.1016/0304-3800(95)00024-0, Giu 1996.

Wigmosta, M.S., Vail, L.W., & Lettenmaier, D.P.; “*A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain*”, Water Resources Research, Vol. 30, Cap. 6, Pag. 1665-1679, doi:0304-3800(95)00024-0, Giu. 1994.

Wood, E.F., Sivapalan, M., & Beven, K.; “*Scale effect in infiltration and runoff production*”, Conjunctive Water Use (proceedings of the Bucarest Symposium, July 1986) Publ.no 156, Lug 1986.

Jarvis, P.G.; “*The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the field*”, Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Science (A Discussion on Water Relations of Plants), Vol. 273, Cap. 927, doi:10.1098/rstb.1976.0035, Feb 1976.

Jarvis, A.J., Mansfield, T.A., & Davies, W.J.; “*Stomatal behavior, photosynthesis and transpiration under rising CO₂*”, Plant cell and environment, Vol. 22, Cap. 6, Pag. 639-648, doi: 10.1046/j.1365-3040.1999.00407.x., Giu 1999.

4 Conclusioni.

Nel presente lavoro di tesi sono state trattate due tematiche di rilevanza cruciale dal punto di vista della ricerca in campo idrologico, ovvero la modellistica idrologica distribuita fisicamente basata a scala di bacino e lo studio sul clima e del suo impatto sul territorio. L'importanza di tali argomenti è di fatto testimoniata dall'abbondanza di produzione scientifica che si sta avendo negli ultimi anni, dove ciascun autore tende a mettere in evidenza un particolare aspetto piuttosto che un altro. In tutti gli studi però ci si pone la domanda se ci sono dei segnali di effettivo cambiamento climatico e se si come un modello numerico (con un'assegnata scala spaziale e temporale) acquisendo tali informazioni possa divenire un utile strumento nella governance relativamente alla previsione e gestione della risorsa idrica. Nella prima parte del lavoro ci si è concentrati sulla realizzazione, calibrazione e validazione del modello ecoidrologico, verificando come l'idrologia per i casi presi in esame risulti essere fortemente legata alla caratterizzazione della vegetazione (intesa sia dal punto di vista della sua diversificazione tra suolo nudo, specie erbacee e specie arbustive, ma anche come diversificazione delle tipologie arbustive stesse) nonché ai parametri caratteristici del suolo (umidità a saturazione del suolo, conducibilità idraulica, potenziale matriciale). Nella seconda parte della tesi di ricerca (oggetto del l'articolo scientifico inviato al Journal of Hydrology) si è andati a studiare la caratterizzazione temporale e spaziale delle variabili meteorologiche della Sardegna (precipitazioni, deflussi, temperature massime e minime, vento) verificando le cause di eventuali variazioni, concentrandoci in particolar modo sulle portate per il periodo 1922-2011, confrontando poi le analisi storiche con quelle relative ad ipotetici scenari futuri. L'importanza associata ai deflussi è legata al fatto che la Sardegna ha nel deficit idrico uno dei problemi al tempo stesso di maggior interesse e preoccupazione, conseguentemente si è interessati a conoscere come questi vadano a variare a seconda dei diversi scenari, sia di cambiamento climatico che di variazione della caratterizzazione del territorio; intese sia come modifiche antropiche che come naturali. Nel Capitolo 2 si è mostrato come a carattere regionale si è andati incontro negli ultimi trent'anni (con previsioni ancora peggiori nel periodo 2020-2100, secondo i report condotti dall'IPCC) ad una forte decrescita dei livelli in diga, con percentuali di riduzione fino al 57% nei bacini del nord-Sardegna, con conseguenze drammatiche non solo per le utenze domestiche ed industriali, ma soprattutto per quelle irrigue che stanno andando a mettere in ginocchio l'economia dell'isola, che fa dell'agricoltura un caposaldo economico. Al fine di cercare di capire tali problematiche, si sono andati a studiare i regimi meteorologici nonché le variazioni temporali delle diverse grandezze, mettendo in luce la non linearità delle piogge con i deflussi, trovando come la riduzione pluviometrica nel periodo di studio risulti essere notevolmente meno marcata di quella delle portate, da qui l'esigenza di cercare di capire quali risultino essere tutti gli aspetti che possono andare a determinare tale situazione. In primis una delle cause è stata trovata nella variazione della stagionalità delle piogge, nonché nella caratterizzazione stessa del territorio che a seconda delle sue caratteristiche va ad influenzare notevolmente i processi idrologici e conseguentemente il processo di trasformazione afflussi-deflussi. Proprio per quest'ultimo motivo sul bacino campione del Mulargia si è

studiato come i singoli processi vadano ad influire sulla formazione del deflusso superficiale. Dalla scala locale dei singoli processi idrologici si è passato allo studio delle variabili climatiche a scala globale, con l'introduzione di concetti quali, l'oscillazione nord-Atlantica, storm tracks, vedendo come processi apparentemente differenti fra di loro risultino essere fortemente collegati, in quanto come spiegato nel Capitolo 2, le variazioni a scala locale influenzano i processi a scala globale e viceversa. La domanda principale che ci si è posti durante il progetto di ricerca è come lo studio dei fenomeni del cambiamento climatico e lo studio delle caratteristiche meteorologiche possano essere collegati alla modellistica ecoidrologica, in quanto apparentemente possono sembrare due sezioni completamente a se stanti. Dallo studio del climate change nel Capitolo 2 si è trovato come complessivamente per la Sardegna si sia avuto un forte decremento di piogge e deflussi ed un incremento della temperatura massima, parallelamente nel Capitolo 3 nell'analisi modellistica si è trovato come non vi sia una linearità piogge-deflussi, ma soprattutto come la caratterizzazione dei deflussi sia estremamente dipendente come visto in fase di calibrazione sia dalla distribuzione spaziale delle piogge nonché dalla caratterizzazione del suolo che della vegetazione, quest'ultima come ben noto risulta essere fortemente legato alla variazione termometrica. I risultati ottenuti dallo studio dei dati climatici storici possono essere connessi alla parte modellistica, in quanto ipotizzando che anche nei decenni a seguire vi sia una simile riduzione delle piogge, può essere utile verificare come vada a variare l'andamento dei deflussi ad una data sezione di chiusura a parità di condizioni supponendo esclusivamente un'assegnata variazione della variabile meteorologica in ingresso. Possono risultare di estrema rilevanza i risultati relativamente alla stagionalità, che oltre a darci una conferma, ovvero di come mediamente in Sardegna la pluviometria è prevalentemente concentrata nei mesi compresi tra novembre e gennaio, ci fornisce un'importante informazione ovvero che nel passare dalle zone costiere alle zone più interne si presenta una variazione della caratterizzazione pluviometrica con una distribuzione che da unimodale diviene bimodale, con un secondo picco pronunciato ad Aprile, e come questa condizione risulti essere particolarmente pronunciata nell'ultimo trentennio. Questo fatto se si riesce a confermarlo anche attraverso modelli climatici globali su scale temporali molto più ampie potrebbe avere risvolti cruciali, in quanto sapendo che la distribuzione delle piogge sta subendo in certe zone delle variazioni, ci consentirebbe di studiare e prevedere scenari futuri di generazione di deflusso (molto più in dettaglio rispetto a quanto mostrato nel paragrafo 2.8 e nel capitolo 3.8), che risulterebbe essere di primaria importanza in chiave di previsione e gestione della risorsa idrica, inoltre sapendo che il periodo pluviometrico si sta spostando anche verso la primavera sarà possibile anche prevedere lo sviluppo nel territorio interessato di tutte quelle colture che con il precedente regime climatico non erano possibili o comunque molto sfavorite e di conseguenza poco redditizie. È fondamentale che di conseguenza la modellazione idrologica e lo studio sulla caratterizzazione climatica del territorio, non debbano essere considerati come semplici risultati di una ricerca o comunque fini a se stessi, ma vengano inseriti in un ambito molto più ampio, ambito nel quale risulti essere poi possibile utilizzare tali risultati come base tangibile per le decisioni in materia di gestione e previsione della risorsa idrica, ma anche per attività che consentano di definire quali risultino essere i risultati in seguito ad operazioni di disboscamento o di diversificazione agricola del territorio. Al fine però di

rendere possibile tutto questo non solo per i bacini oggetto di studio ma per poter generalizzare la modellazione è necessario favorire una sempre maggiore e più intensa attività di monitoraggio, soprattutto con una spazializzazione sempre più fitta del dato pluviometrico.

5 Appendice.

5.1 Metodo di Mann-Kendall.

Il metodo di Mann-Kendall è un metodo statistico non parametrico, (Kendall, 1938; Sneyers, 1990; Hensel & Hirsch, 2002). Il valore del trend “ τ ” stimato da Kendall definisce la relazione monotona tra due variabili (in questo caso una variabile x che rappresenta il tempo ed una variabile y che rappresenta la variabile idrologica). Questo metodo è stato utilizzato nel presente lavoro sia perchè risulta essere non sensibile ai valori fuori scala ed ai dati mancanti all’interno di una serie ma soprattutto in quanto è uno dei metodi prevalentemente utilizzati negli altri lavori sul medesimo argomento, consentendoci in maniera più semplice un confronto tra i diversi risultati, l’altro fattore importante è legato al fatto che non essendo un metodo parametrico non è necessario che le serie oggetto di studio seguano una determinata distribuzione. Tale metodo consiste nell’ordinare tutte le coppie di dati, ordinando la x in ordine crescente andando a valutare poi come varia la y ; il valore di τ sarà positivo se la y cresce molto più spesso rispetto a quanto non diminuisca rispetto all’incremento della x , viceversa la τ sarà negativa se la y va a decrescere più spesso rispetto a quanto non aumenti. Per valutare τ viene definito un parametro D :

$$D = P - M \quad (109)$$

Dove P rappresenta il numero di volte in cui y aumenta, mentre M il numero di volte in cui la y diminuisce, il test viene applicato a tutti i dati della serie temporale. Definendo con n il numero di elementi della serie e con $n \cdot (n-1)/2$ il numero di possibili confronti, il valore di τ sarà definito come:

$$\tau = \frac{D}{\frac{n(n-1)}{2}} \quad (110)$$

Per verificare la significatività del valore di τ è necessario che l’ipotesi nulla sia rigettata; per $n \leq 10$ il test di Mann-Kendall può essere valutato esattamente, per $n > 10$ il test viene modificato per poter essere approssimato ad una distribuzione normale (Hensel & Hirsch, 2002). Per la definizione del valore di significatività α associato a ciascun valore di τ , vengono definiti una serie di parametri: d che rappresenta il numero di salti che può compiere la variabile y , v_s è definito come:

$$v_s = \sqrt{\frac{n(n-1)(2n-5)}{18}} \quad (111)$$

La presenza di valori uguali nelle serie oggetto di studio non contribuisce ai valori di P e di M, so τ può essere calcolato esattamente come nel caso precedente. Ciò che si richiede risulta essere esclusivamente una modifica del valore di v_S :

$$v_S = \sqrt{\frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i(i)(i-1)(2i+5)}{18}} \quad (112)$$

Dove i rappresenta l'elemento con valori uguali, mentre t rappresenta il numero di elementi uguali relativamente ad i .

S_{ND} rappresenta la variabile normale standardizzata:

$$\begin{cases} \frac{D-1}{v_S} & D \geq 0 \\ 0 & D = 0 \\ \frac{D-1}{v_S} & D < 0 \end{cases} \quad (113)$$

e rappresenta il quantile della distribuzione normale standard; il livello di significatività α sarà:

$$\alpha = d(1 - e) \quad (114)$$

5.2 Metodo di Theil-Sen.

Il metodo della pendenza di Theil – Sen è un metodo statistico non parametrico di stima dei trend, ovvero utilizzato per stimare il tasso di variazione di una data grandezza in un dato intervallo temporale relativamente ad un campione costituito da N coppie di dati. L'ipotesi di base è che il processo oggetto di analisi evolva nel tempo in maniera lineare (crescente o decrescente). Il tasso di cambiamento o pendenza β della retta interpolante è ottenuta come:

$$\beta = \text{Mediana} \left(\frac{x_j - x_i}{j - i} \right) \quad j > i \quad (115)$$

Dove x_j ed x_i sono i valori della variabile al tempo j ed i . Il segno di β rappresenta la direzione di tale variazione, mentre il suo valore rappresenta la pendenza della variazione stessa. Tale pendenza è un robusto stimatore della magnitudo del trend. Tale tecnica è frequentemente utilizzata per valutare la pendenza del trend relativamente alle serie temporali delle variabili climatiche. Tale metodologia presenta diversi vantaggi:

1. È un metodo di stima non parametrico, ovvero prescinde da ipotesi specifiche sulla distribuzione dei dati presi in esame;
2. È uno stimatore “robusto” (ovvero poco sensibile) alla presenza di valori anomali (outliers);
3. Lo stimatore di Theil- Sen è statisticamente più efficiente del modello di regressione lineare.

Il valore di β ottenuto con il metodo di Theil – Sen, relativamente al valore medio stagionale o annuale della variabile oggetto di studio è legato al valore D stagionale e/o annuale ottenuto con il metodo di Mann-Kendall, ovvero si dovrà avere che:

$$\begin{cases} D = P - M > 0 & (\text{Mann} - \text{Kendall}) & \rightarrow & \beta > 0 & (\text{Theil} - \text{Sen}) \\ D = P - M < 0 & (\text{Mann} - \text{Kendall}) & \rightarrow & \beta < 0 & (\text{Theil} - \text{Sen}) \end{cases} \quad (116)$$

Questo è dovuto al fatto che D è la differenza tra le diverse coppie di valori della variabile, mentre β è la mediana.

5.3 Metodo di Pettitt.

Si tratta di un metodo particolarmente utilizzato in ambito statistico per l'individuazione di cambiamenti repentini all'interno di una data serie temporale, tale metodologia è utile in quanto ci consente di comprendere non solo se siano presenti tali cambi repentini, ma anche quando essi sono avvenuti e se risultano essere statisticamente significativi. Per l'applicazione del test viene definito il seguente parametro:

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^T \text{segno}(X_i - X_j) \quad t = 1, \dots, T \quad (117)$$

in cui T è il numero dei dati della serie oggetto di studio. Per ogni valore della serie si ottiene quindi un valore della funzione $U_{t,T}$ che viene posto in un grafico. L'analisi del grafico di $U_{t,T}$ consente l'individuazione dell'istante in cui può essere avvenuto un cambiamento nella serie. Il punto di massimo o di minimo della funzione, rappresenta il changing point ricercato.

5.4 Metodo di Pearson.

Il metodo di Pearson è un metodo che misura come due variabili siano correlate tra di loro; questo coefficiente misura l'entità del legame lineare tra una variabile x che rappresenta il NAO ed una y che rappresenta la variabile idrologica. Il valore di tale coefficiente varia tra -1 ed 1 ed è definito come:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (118)$$