

Alma Mater Studiorum – Università di Bologna

DOTTORATO DI RICERCA IN
MODELLISTICA FISICA PER LA PROTEZIONE
DELL'AMBIENTE

Ciclo XXV

Settore Concorsuale di afferenza: 02/C1

Settore Scientifico disciplinare: FIS/06

TITOLO TESI

Analisi climatica ad alta risoluzione delle precipitazioni sul
nord Italia (1961-2005)

Presentata da: LUCA AUTERI

Coordinatore Dottorato

Chiar.mo Prof. Rolando Rizzi

Relatore

Dott. Ennio Tosi

Correlatore

Dott.ssa Valentina Pavan

Esame finale anno 2013

INDICE

ABSTRACT	4
RIASSUNTO	5
1. INTRODUZIONE	6
2. IL RILEVAMENTO METEO-CLIMATICO IN ITALIA	10
2.1 Cenni storici	10
2.2 Il data-set ARCIS (www.arcis.it)	16
2.3 Confronto con altri data-set in Italia ed in Europa	20
3. STRUMENTO DI GESTIONE DEI DATI METEO	23
3.1 Tipologie di dati	23
3.2 Avvio e caricamento dati	24
3.3 Barra principale	25
3.4 Caricamento progetti	25
3.5 Navigazione dati	26
3.6 Importazione punti anagrafica	29
3.6.1 Importazione dati	30
4. ANALISI DEI DATI	33
4.1 Premessa	33
4.2 Controlli di qualità	34
4.3 Sincronicità (temporal lag)	39
4.4 I controlli di omogeneità	41
4.5 Analisi oggettiva dei dati: interpolazione	47
4.6 Analisi climatica delle precipitazioni sul nord Italia	53

5. APPLICAZIONI GEOLOGICHE	66
5.1 Inquadramento geologico e climatico dell'Emilia-Romagna	66
5.2 Analisi	72
6. CONCLUSIONI GENERALI	81
APPENDICE	84
Formato dei file .XML	84
Teoria sull'omogeneità statistica	86
Standard Normal Homogeneity Test – SNHT	86
Test di Craddock	89
Test di Vincent	91
Analisi dei trend: test di Mann-Kendall	96
Tecniche di interpolazione	98
Metodo di Kriging.....	98
Metodo dell'INVERSE DISTANCE WEIGHTING (IDW)	107
BIBLIOGRAFIA	109

ABSTRACT

The aim of this thesis is to obtain a high-resolution daily gridded climatic dataset of precipitation over Northern Italy using up to date techniques of statistical and quality control of data and analysis.

Data are taken from the Northern Italy Climatological Archive (ARCIS), and checked for their quality, time homogeneity and synchronicity. Afterwards, they were spatially interpolated at the daily basis for the period 1961-2005 on a regular 10 km grid, which is an adequate resolution for the representation of the spatio-temporal variability of the precipitation on Northern Italy.

The results of the analysis show average values of annual precipitation fairly intense in the central part of the Alps, with a maximum (over 2000 mm) in eastern Italy and Ligurian Apennines. Minimum values (500-600 mm) are observed in the Po river valley, Aosta Valley and in South Tyrol. The corresponding analysis of the temporal trend shows a slight statistically significant decline of annual precipitation only for limited areas. Consistently with these results the variation of annual precipitation averaged over the entire domain shows an intense decadal variability, but only a slight linearly decrease over the whole period. The annual number of rainy days and the 90th percentile of daily precipitation show a bit more pronounced linear trends. In particular, over the period considered it is observed a decrease of rainy days over most of the territory and an increased of the intensity of the 90th percentile only in some areas both at annual and seasonal scale.

Finally, in the last part of this work it is presented a study of relationship between climate forcing and geomorphology evolution over the Emilia-Romagna Apennine area. Results show that at the same altitude, slope and lithology, landslides are influenced by precipitation.

Keywords: climate, analysis, rainfall, Italy, landslide

RIASSUNTO

L'obiettivo di questo lavoro di tesi è di ottenere un'analisi climatica giornaliera ad alta risoluzione della precipitazione sul territorio del nord Italia realizzata con tecniche di controllo statistico, di analisi e di strumenti di descrizione dei risultati presentati nella recente letteratura.

A tal fine, sono stati utilizzati i dati dell'Archivio Climatologico dell'Italia Settentrionale (ARCIS). In seguito alle fasi di controllo qualità, omogeneità e sincronicità i dati sono stati utilizzati per realizzare un'analisi giornaliera su grigliato regolare a 10 km di risoluzione utile alla rappresentazione della variabilità spazio-temporale della precipitazione sul Nord Italia per il periodo 1961-2005.

I risultati di tale analisi mettono in evidenza dei valori medi di precipitazione annuale abbastanza intensi sulla parte centrale dell'arco Alpino, con massimi (oltre 2000 mm) sull'estremità orientale e sull'Appennino Ligure. Valori minimi (500 – 600 mm) sono osservati lungo le aree prospicienti il fiume Po, in Val d'Aosta ed in Alto Adige. La corrispondente analisi del trend temporale indica la presenza di lievi cali statisticamente significativi solo in aree limitate del territorio. In coerenza con questi ultimi risultati, la variazione nel tempo della precipitazione annuale mediata su tutto il territorio mette in evidenza un'intensa variabilità decennale, ma solo una lieve flessione lineare sull'intero periodo. Il numero annuo di giorni piovosi ed il 90° percentile della precipitazione giornaliera presentano invece trend lineari un po' più pronunciati. In particolare, sul periodo considerato si nota un calo del numero di giorni piovosi su gran parte del territorio e solo su alcune aree del territorio un aumento dell'intensità del 90° percentile, sia a scala annuale che stagionale.

Nell'ultima parte di questo lavoro è stato realizzato uno studio della relazione fra la forzante climatica e l'evoluzione della morfologia dell'Appennino Emiliano-Romagnolo. I risultati mostrano che a parità di quota, di pendenza e di litologia, la franosità è influenzata dalle precipitazioni.

Parole chiave: clima, analisi, piovosità, Italia, franosità

1. INTRODUZIONE

Lo studio del *clima* e dei suoi cambiamenti si basa sull'analisi delle serie temporali delle più importanti variabili meteo-climatiche quali la temperatura media e la precipitazione cumulata.

La creazione di archivi climatologici ad alta densità di stazioni è, quindi, di grande importanza nella descrizione della variabilità spazio-temporale del clima. Ciò è particolarmente vero per il territorio italiano caratterizzato da una grande complessità orografica e da una prospettiva di una sempre maggiore vulnerabilità di alcune regioni alla variabilità climatica. Tale vulnerabilità è in gran parte conseguente al recente intenso aumento della densità di popolazione ed alla variazione dell'uso dei suoli, oltre che ad un presumibile aumento della frequenza del verificarsi di eventi climatologici e meteorologici di grande intensità (AIAM, 2012).

A tale scopo, l'obiettivo e l'innovazione di questo lavoro di tesi è di ottenere un'analisi climatica giornaliera ad alta risoluzione della precipitazione sul territorio del nord Italia realizzata con tecniche di controllo statistico e di analisi dati in parti nuove, in parte estratte dalla letteratura recente, cercando inoltre di assicurare contemporaneamente una buona densità spaziale e temporale parallelamente ad un'attenta valutazione della qualità ed omogeneità delle serie climatiche delle stazioni, così da favorirne l'uso per studi di valutazione di scenari climatici che possano coprire unità geografiche significative come il bacino del Po, l'arco Alpino o la pianura Padana e che permettano l'applicazione in svariati settori come in agricoltura, idrologia, geologia.

In tal senso, nel primo capitolo di questo lavoro viene presentata una breve panoramica storica, dalla nascita delle prime reti di rilevamento meteo-climatiche fino ai giorni nostri con particolare riferimento alle problematiche delle più recenti reti di monitoraggio meteo-climatico in Italia ed alle motivazioni che hanno spinto alla nascita del data set ARCIS (Archivio Climatologico dell'Italia Settentrionale) descritto in Pavan et al (2013) e di cui si avvale questo lavoro di tesi per la realizzazione dell'analisi. Tale archivio è costituito da

lunghe serie storiche giornaliere di dati di temperatura massima, temperatura minima e precipitazione dal 1961 ai giorni nostri di stazioni del nord Italia, che ha come principale caratteristica il mantenimento nel tempo di una densità spaziale di stazioni più o meno costante.

Successivamente viene dedicato un capitolo a sé stante per presentare il software PRAGA, sviluppato da Arpa-Simc (Antolini e Tomei, 2006), e di alcuni strumenti in esso integrati con cui vengono trattati i dati climatici.

Fa seguito il capitolo centrale della tesi in cui vengono descritti i controlli di qualità, di sincronicità, dei test statistici per la verifica dell'omogeneità delle serie storiche, nonché dei metodi di interpolazione.

Infatti, oltre al buon funzionamento di una rete di rilevamento meteo-climatico, è noto che la quantità, la qualità, la sincronicità e l'omogeneità dei dati originali rilevati possono influenzare notevolmente le analisi stesse. La pratica comune quindi è quella di far precedere l'uso dei dati da un controllo di qualità che ne individui gli errori facendo uso di regole oggettive e permetta di scartare i dati più sospetti attraverso tecniche di controllo logico, di eliminazione dei valori eccessivi e di identificazione di mancato funzionamento della stazione non segnalato e delle eventuali persistenze (Pavan et al, 2003).

Successivamente è stato sviluppato un ulteriore controllo che consiste nell'analisi della sincronicità sulla stazione dei dati climatici osservati (Antolini et al, 2013), dovuta ad errori nella attribuzione della data di osservazione dei singoli dati, oppure all'uso di diverse regole di calcolo del dato giornaliero come nel caso di serie ottenute da stazioni automatiche come riportato da Baker (1975), Schaal e Dale (1977), Janis (2002) e Holder et al. (2006). Questi problemi possono portare a sfasamenti di uno o più giorni fra i dati di stazioni contigue, alterando sostanzialmente la distribuzione spaziale delle piogge giornaliere.

Infine, nonostante vengano fatti i controlli di qualità, i segnali climatici possono comunque essere falsati o irrimediabilmente alterati da vari fattori che possono avere origine dalle diverse fasi del processo di acquisizione ed elaborazione dei dati. Infatti, la posizione della stazione di misura, la tipologia degli strumenti utilizzati, lo spostamento della stazione di rilevamento o il cambio di osservatore o di uno specifico sensore sono tra le cause più frequenti di disomogeneità delle serie osservative, che in genere si manifestano con una improvvisa variazione nel valore medio della serie; diversamente cambiamenti gradualmente, dovuti a fattori come l'urbanizzazione o la crescita di vegetazione nei pressi della stazione,

possono influenzare nel tempo la serie creando dei trend artificiali. Allo scopo di determinare eventuali disomogeneità in un segnale climatico esistono due tipi di approcci. Il primo è diretto e si avvale dell'utilizzo dei metadati, cioè di informazioni storiche riguardanti la stazione, attraverso cui individuare eventuali cause che potrebbero aver prodotto delle discontinuità. Il secondo approccio è di tipo indiretto poiché si avvale di test statistici che sono utili soprattutto in mancanza di informazioni storiche, come avviene nella maggioranza dei casi. Numerosi metodi sono attualmente in uso ed alcuni vengono descritti in Peterson et al. (1998), Szalai (1997) e Szalai et al. (1999). Generalmente, l'utilizzo di una combinazione di test diversi è considerato il modo più corretto per individuare delle possibili disomogeneità (Wijngaard et al., 2003). In questo lavoro sono stati sviluppati alcuni strumenti che si avvalgono della metodologia indiretta ed i test utilizzati e descritti sono fra i più comuni in letteratura. Si fa riferimento principalmente allo Standard Normal Homogeneity Test (Alexandersson and Moberg, 1997; Tuomenvirta, 2001). In supporto a tale test è stato fatto uso del test di Craddock (Craddock, 1979) e del test di Vincent (Vincent, 1998; Vincent and Gullett, 1999). Essi, seppur con varie differenze, si basano tutti sulla ricerca di alcune stazioni vicine da utilizzare come "riferimento" per il confronto con la serie della stazione in esame.

Dopo aver descritto i controlli di qualità, sincronicità ed omogeneità ed illustrato i risultati, in un successivo paragrafo vengono descritte diverse tecniche di interpolazione spaziale dei dati. L'interpolazione spaziale consente di individuare il valore di un campo in nuovi punti nel piano a partire da un insieme di punti noti sparsi. La scelta del passo ed il tipo di griglia (regolare o irregolare) su cui interpolare i dati costituisce il primo passo per l'interpolazione spaziale. La scelta della risoluzione da impiegare dipende solitamente dalla densità dei dati, oppure dall'uso che verrà fatto dei prodotti dell'interpolazione. Una volta scelti il tipo di griglia e la risoluzione da adottare, occorre scegliere la tecnica di interpolazione. In questo lavoro di tesi si fa riferimento prevalentemente alla tecnica chiamata Kriging (Krige, 1951) la quale si basa sulla valutazione dell'autocorrelazione spaziale di dati georeferenziati cercando di verificare se i dati di punti vicini presentano una minore variabilità rispetto ad osservazioni effettuate tra punti distanti. E' possibile inoltre adottare diverse strategie di interpolazione, per dare una rappresentazione spaziale più affidabile e più vicina possibile alla realtà. Tra queste, è stata adottata la tecnica in uso presso il Joint Research Centre (*JRC, 1995*) all'interno della quale viene fatta una distinzione preliminare sulla estensione

geografica delle aree interessate da precipitazioni in un certo giorno. Inoltre, attraverso la cross-validation è stato possibile studiare la dipendenza dei risultati dalle tecniche di interpolazione spaziale usate. Ciò è stato fatto sui dati dell'Emilia-Romagna (Antolini et. al., 2013).

Alla fine del capitolo vengono quindi illustrati i risultati dell'analisi su grigliato regolare (10 km di risoluzione) delle precipitazioni giornaliere sul nord Italia per l'intero periodo 1961-2005. Sono stati ricavati alcuni indicatori sia in termini di valori medi annuali e stagionali che in termini di valori estremi ed i rispettivi trend rappresentativi dello stato del clima, facendo anche un confronto con il periodo di riferimento 1961-1990 in modo tale da evidenziare le caratteristiche di eventuali variazioni climatiche del territorio in esame.

Infine, nell'ultimo capitolo di questo lavoro, viene proposta l'analisi del ruolo della forzante climatica nell'evoluzione della morfologia dell'Appennino Emiliano-Romagnolo con particolare attenzione allo studio di eventuali correlazioni tra la piovosità e la franosità dei versanti su alcune litologie particolarmente instabili.

2. IL RILEVAMENTO METEO-CLIMATICO IN ITALIA

2.1 Cenni storici

In Europa, i primi tentativi di proporre una descrizione oggettiva ed organizzata dei fenomeni atmosferici risalgono al 1600, quando la conoscenza scientifica permise di fare i primi tentativi di misurazione oggettiva dei fenomeni atmosferici e fu in questo contesto che nacque l'*Accademia del Cimento*, istituita il **19 giugno 1657** dal principe Leopoldo de' Medici (il loro motto era "*Provando e Riprovando*").

Tale istituto nacque dalle ceneri della *Romana Accademia dei Lincei* (1603), trapiantata a Firenze dai discepoli di Galileo che, dopo la sua morte (1642), continuarono la sua opera scientifica.

Inizialmente si chiamava *Accademia delle Esperienze* ed i primi esperimenti ebbero come oggetto la pressione atmosferica, gli effetti del vento, il congelamento dei liquidi, le proprietà del calore.

Federico II de' Medici, granduca di Toscana, fece costruire dal vetraio Mariani una serie di termometri identici, noti come "*piccoli termometri fiorentini*", che furono distribuiti ad osservatori italiani e stranieri affinché eseguissero misure regolari della temperatura.

In poco meno di due anni, vennero inviati agli osservatori barometri, igrometri ed anemoscopi. Contemporaneamente, simili esperienze vennero avviate anche in altre parti d'Europa su iniziativa di gruppi ed amministrazioni locali o nazionali.

Nasceva così un servizio di *osservazioni meteorologiche sincrone* a scala internazionale (si effettuavano 5 osservazioni al giorno e ad ore fisse). Questo metodo è alla base della moderna meteorologia sinottica.

Il Granduca di Toscana ebbe anche l'intuizione di avvalersi dell'opera di religiosi, che erano i più idonei ad effettuare con metodicità e precisione le misure. Questa usanza continuò anche nei secoli successivi e ci permette di avere molte serie ininterrotte di osservazioni rilevate presso monasteri abbazie ed istituti religiosi.

Tra le prime città Europee che parteciparono al Servizio furono: Firenze, Vallombrosa, Cutigliano, Bologna, Parma, Milano, Parigi, Innsbruck, Osnabruck, Varsavia.

Purtroppo questo primo approccio alla costituzione di una rete meteorologica durò solo 10 anni. Infatti nel 1667, la rete che poteva contare 11 stazioni, cessò di esistere.

L'eredità scientifica dei Lincei e del Cimento fu raccolta da due famose società straniere: l'*Académie des Sciences* di Parigi e la *Royal Society* di Londra. Però, come vedremo, tutti i tentativi in quel secolo di avviare nuove reti meteorologiche fallirono.

James Jurin (medico) segretario della Royal Society di Londra fu il primo a mettere in relazione la meteorologia con la medicina (siamo solo agli inizi del '700).

All'appello di fare osservazioni medico-meteorologiche ed inviare ogni anno i risultati alla segreteria della Royal Society risposero molti osservatori che coprivano numerosi stati come la Svezia, la Finlandia, l'India, l'America del Nord e l'Italia.

Nel 1735 anche questa rete cessò di esistere. Il suo esempio fu ripreso nel 1776 dalla Société Royale de Médecine di Francia e nel 1784 la rete contava ben 76 stazioni in tutti i paesi del mondo (l'Italia era presente con Padova), ma anche questa rete cessò ben presto di funzionare.

Nel 1780 in Mannheim fu istituita la **Societas Meteorologica Palatina**, impostata sul modello di quella medicea (Accademia Del Cimento).

Essa contava 57 stazioni presso università, accademie, sodalizi scientifici, ginnasi, collegi e non presso singoli studiosi, per evitare che alla loro morte gli strumenti andassero dispersi e le osservazioni interrotte.

L'Italia era presente con le stazioni di Padova Bologna e Roma, rappresentate rispettivamente da Toaldo, Matteucci e Calandrelli.

Anche la rete Palatina cessò di esistere nel **1792** e dovrà passare quasi un secolo prima che venga istituito un nuovo organismo a carattere internazionale che coordini tutti i singoli osservatori.

L'800 può essere considerato il secolo in cui nasce la *meteorologia moderna* grazie soprattutto all'invenzione del **telegrafo** nel **1843**.

Fu, infatti, possibile istituire una rete di comunicazioni telegrafiche per il rapido scambio dei dati meteorologici osservati simultaneamente in diversi paesi o anche in continenti diversi. Questo passo fu essenziale per la comprensione e la previsione dei fenomeni meteorologici.

Nacque così la meteorologia sinottica (dal greco *synopsis*: "veduta di insieme").

Una volta in possesso dei dati relativi ad uno stesso giorno o istante temporale si approdò ad una rappresentazione grafica delle condizioni meteorologiche attraverso simboli convenzionali riportati su mappe geografiche dando vita alle cosiddette *carte del tempo*.

In quel secolo ricordiamo **Padre Secchi** come la figura di maggior spicco per la nascita della meteorologia sinottica in Italia. Nel 1847 Secchi fu costretto all'esilio in Inghilterra (causa la situazione politica che rese precaria la sorte dei Gesuiti), dove terminò gli studi di teologia e diventò sacerdote. Insegnò matematica e fisica nel Collegio di Georgetown, presso Washington, invitato da Paciani e De Vico (anche loro in esilio).

Cinque anni dopo Padre Secchi accettò la cattedra di astronomia nel Collegio Romano e la direzione dell'Osservatorio (incarico che durerà fino alla sua morte avvenuta nel 1878).

Nel **1865** il Ministero di Agricoltura, Industria e Commercio istituì il *Servizio Meteorico-Statistico*, con sede a Firenze. Inizialmente facevano capo ad esso 21 stazioni ed in poco più di dieci anni divennero 92. I dati erano rilevati ad ore fisse e con strumenti dello stesso tipo. Venivano inviati ad ogni decade su apposite schede alla sede di Firenze dove venivano elaborati e pubblicati sulla rivista "Meteorologia Italiana".

Nel **1866** il Ministero della Marina istituì il *Servizio Meteorologico-Telegrafico*, sotto la direzione del professor Carlo Matteucci, che intuì la necessità e l'importanza di un servizio meteo per i naviganti.

Facevano parte della rete 22 stazioni, per lo più lungo la costa. I dati erano trasmessi telegraficamente all'Ufficio Meteorologico Centrale di Firenze, venivano elaborati insieme ai dati barometrici provenienti da Parigi e Londra e veniva tracciata la situazione sinottica lungo le coste Italiane.

Nel **1867** il Ministero dei Lavori Pubblici istituì il *Servizio Pluviometrico per l'Idrografia Fluviale* per controllare le valli e bacini fluviali con una rete di stazioni pluviometriche e raccogliere i dati meteorologici per provvedere ad un servizio di preavviso delle piene.

Nel **1872** il servizio ebbe un notevole sviluppo sotto la direzione del Padre barnabita Francesco Denza, a cui fu affidato il compito di ampliare la rete pluviometrica in Piemonte.

Nel **1873**, al ritorno dal *I Congresso Meteorologico Internazionale* di Vienna, *Cantoni* suggerisce al Governo di organizzare più razionalmente il servizio generale della meteorologia in Italia, istituendo un Ufficio Centrale che aveva il compito di coordinare le diverse attività.

Ma solo nel **1877** fu effettivamente costituito **l'Ufficio Centrale di Meteorologia** con la direzione di Tacchini. La sede fu stabilita presso i locali del Collegio Romano ove si trova tutt'ora.

I vari servizi meteorologici governativi allora esistenti vennero così accentrati in un unico ente e divennero una sorta di **sezioni dell'Ufficio Centrale**:

Climatologia e statistica, Presagi, Agraria e studio dei temporali, Fisica.

Anche i privati si adoperarono per organizzarsi in associazioni di appassionati di meteorologia. La più famosa fu la **Società Meteorologica Italiana**, sorta a Torino. Nel 1881 essa diede vita ad una rete meteorologica indipendente i cui osservatori inviavano regolarmente anche all'Ufficio Centrale di Meteorologia i dati su schede decadiche.

Nel 1880 la rete governativa contava già 300 stazioni che crebbero rapidamente a 600 già nel 1911.

Intorno alla fine del 1800 il **Servizio Meteorico-Agrario** svolgeva già un compito di grande rilievo compilando ed inviando periodicamente all'Ufficio Centrale cartoline pre-stampate che riportavano notizie sintetiche sulle condizioni del tempo e delle colture (queste venivano elaborate e pubblicate sulla Rivista Meteorico-Agraria).

Un altro servizio reso dalle stazioni era la compilazione delle cartoline dei temporali che fornivano informazioni sulle caratteristiche delle precipitazioni temporalesche (durata, presenza di fenomeni elettrici, grandine, etc.). La raccolta di queste informazioni permise la pubblicazione sugli annali di alcuni studi sulla distribuzione dei temporali nelle diverse aree geografiche d'Italia.

In seguito alla politica espansionistica dell'Italia ed alla costituzione delle **Colonie del Regno**, a partire dal **1884** la rete di stazioni si espanse e l'Ufficio pubblicò dati e notizie riguardanti Eritrea, Somalia, Tripolitania e Cirenaica.

Verso la fine del XIX secolo furono realizzati anche una serie di osservatori in quota: **Monte Cimone** (1887), la **Specola sull'Etna** e **Monte Cavo** (1890) ed il più importante di tutti l'osservatorio "**Capanna Regina Margherita**" sulla Punta Gnifetti del Monte Rosa a 4560 metri (1893).

I primi decenni del **XX secolo** videro importanti cambiamenti e si assistette progressivamente ad una perdita di prestigio dell'Ufficio Centrale di Meteorologia, mentre nacquero e si affermarono nuovi enti che si occupavano di campi di indagine in precedenza propri dell'Ufficio Centrale (tra questi L'Ufficio Idrografico del Magistrato delle Acque,

l'Ufficio Idrografico del Po ed il Servizio Idrografico). Alcune delle sezioni dell'Ufficio Centrale confluirono in altri enti. Il Servizio Fisico confluì nell'Istituto Nazionale di Geofisica (fondato negli anni '30) mentre il Servizio Presagi passò alle dipendenze del Ministero dell'Aeronautica sotto la direzione del fisico catanese Filippo Eredia e nel **1911** venne istituito il **Servizio Aerologico** precursore alla nascita del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare ed in seguito nel **1917** venne istituito il Servizio Idrografico Centrale.

Nel 1917, la parte d'Italia che non apparteneva ai territori dell'Ufficio Idrografico del Magistrato delle Acque (con sede a Venezia) e dell'Ufficio Idrografico del Po (con sede a Parma) venne suddivisa in 8 grandi compartimenti definiti in base a criteri idrografici (bacini fluviali). Molte stazioni vennero installate al fine di monitorare le precipitazioni, soprattutto nelle aree montane, dove si intendeva costruire dighe artificiali per produrre energia idroelettrica e sviluppare una parziale autonomia nel campo della produzione energetica. La rete del Servizio Idrografico assunse così un aspetto molto simile a quello attuale, con una alta densità di stazioni pluviometriche, nivometriche ed idrometriche, affiancate da stazioni meteorologiche più complete, dove vengono misurate anche altre grandezze di rilevanza meteo-climatologica, quali la temperatura, la pressione e l'umidità.

Dopo la Seconda Guerra Mondiale, gran parte delle infrastrutture del Servizio Presagi furono distrutte dalle truppe tedesche in ritirata. Per questo motivo nelle regioni appena conquistate gli alleati provvidero a riorganizzare la rete meteorologica ed i principali servizi affidandoli al personale dell'Aeronautica che era riuscito a raggiungere le zone sotto controllo alleato.

Parallelamente i vari Uffici Idrografici ripresero a pieno ritmo le attività ridotte nel corso della Guerra, riattivando, dove necessario, le stazioni abbandonate, rimpinguando o aggiornando la rete osservativa e le tecniche di analisi dei dati e riprendendo la pubblicazione dei dati negli Annali Idrologici, che in questi anni furono completamente riorganizzati.

In seguito a tutte queste riorganizzazioni l'Ufficio Centrale di Meteorologia spostò il suo interesse verso le **reti tradizionali** dedicate principalmente alla **climatologia** e all'**agrometeorologia**. Nel 1941 l'Ufficio Centrale cambia nome diventando "*Regio Ufficio Centrale di Meteorologia e di Ecologia Agraria*", denominazione che durerà fino al 1957 quando verrà introdotta la denominazione di **Ufficio Centrale di Ecologia Agraria**

(UCEA), ora divenuto **CRA (Consiglio per la Ricerca e la Sperimentazione in Agricoltura)**.

Per quanto riguarda il CRA, dopo il 1970 il mantenimento della rete è stato mirato soprattutto alla climatologia sfruttando in particolare le serie secolari che costituiscono una base di dati estremamente importante. La rete ha raggiunto, quindi, una fase di massima espansione all'inizio degli anni '30, con 400 unità di personale (la maggior parte laureati o diplomati). Già negli anni '50/'60 il contingente era sceso a 300 unità per ridursi ulteriormente nel 1990 a 103 persone.

Le stazioni pluviometriche, che nel 1930 erano 4300, sono scese negli anni '90 a 2850, e le misure delle portate fluviali sono scese da 450 a 130.

Gli Uffici del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN) hanno continuato invece le loro attività fino alla fine degli anni '80, quando una serie di errori di gestione unitamente a tagli nei finanziamenti, hanno portato gran parte di essi a decadere.

In conseguenza al degrado del SIMN, il decreto legislativo n. 112, del 31 marzo 1998 (Legge Bassanini) trasferì gli Uffici periferici del SIMN alle regioni incorporandoli nelle strutture operative regionali competenti.

Attualmente, quindi, ogni Regione porta avanti autonomamente il monitoraggio sia ambientale che climatico e pubblica annali idrologici ed atlanti climatici regionali.

Diversamente dal resto d'Europa, in Italia la mancanza di un organo centrale di coordinamento è causa di una frammentazione nella distribuzione delle informazioni sul clima italiano (gli enti di riferimento cambiano negli anni) che si traduce in una grande difficoltà internazionali di accesso ai dati ed ai servizi, una generale disomogeneità degli stessi, oltretutto una generale difficoltà da parte dell'Italia a partecipare ad iniziative internazionali nel campo meteo-climatologico.

2.2 Il data-set ARCIS

Il data set ARCIS (Archivio Climatologico per l'Italia Settentrionale, <http://www.arcis.it>) è frutto di un accordo nato nel 2009 e portato avanti dalle Agenzie Regionali e Provinciali per la Protezione dell'Ambiente (ARPA e APPA) e dai Centri Funzionali di riferimento al fine di ridurre gli impatti del frazionamento amministrativo proprio della attuale gestione della rete di monitoraggio meteo-climatologica (Pavan et al, 2013).

L'obiettivo principale è quello di creare un unico archivio climatologico centralizzato che possa essere il punto di partenza per varie applicazioni, tra cui la produzione di un'analisi oggettiva climatologica su grigliato al fine di descrivere lo stato del clima del Nord-Italia e che quindi possa coprire unità geografiche significative come il bacino del Po, l'arco Alpino o la pianura Padana.

La caratteristica del data-set ARCIS, costituito da serie storiche giornaliere di dati di temperatura massima, temperatura minima e precipitazione dal 1961 ai giorni nostri, è il mantenimento nel tempo di una densità più o meno costante di stazioni, ciascuna della quali abbia una copertura di almeno 30 anni circa.

Le stazioni di precipitazione, attualmente, sono poco più di 700 e presentano una buona copertura sia spaziale che temporale. Diversamente, le stazioni di temperatura sono circa 300 e, come mostrato in seguito, presentano una ridotta densità spaziale.

Nelle figure 2.1 e 2.2 sono mostrate le mappe di tutte le stazioni di precipitazione e di temperatura:

Stazioni ARCIS (dati PLUVIOMETRICI)

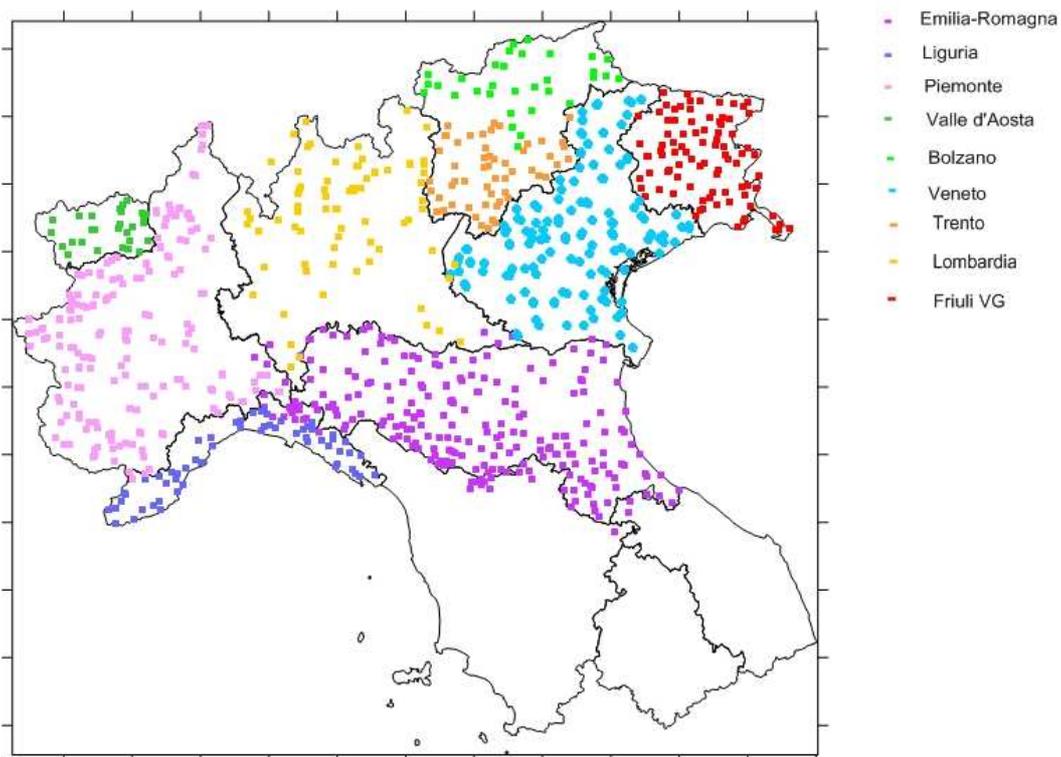


Figura 2.1 Mappa delle stazioni di precipitazione.

Stazioni ARCIS (TEMPERATURE)

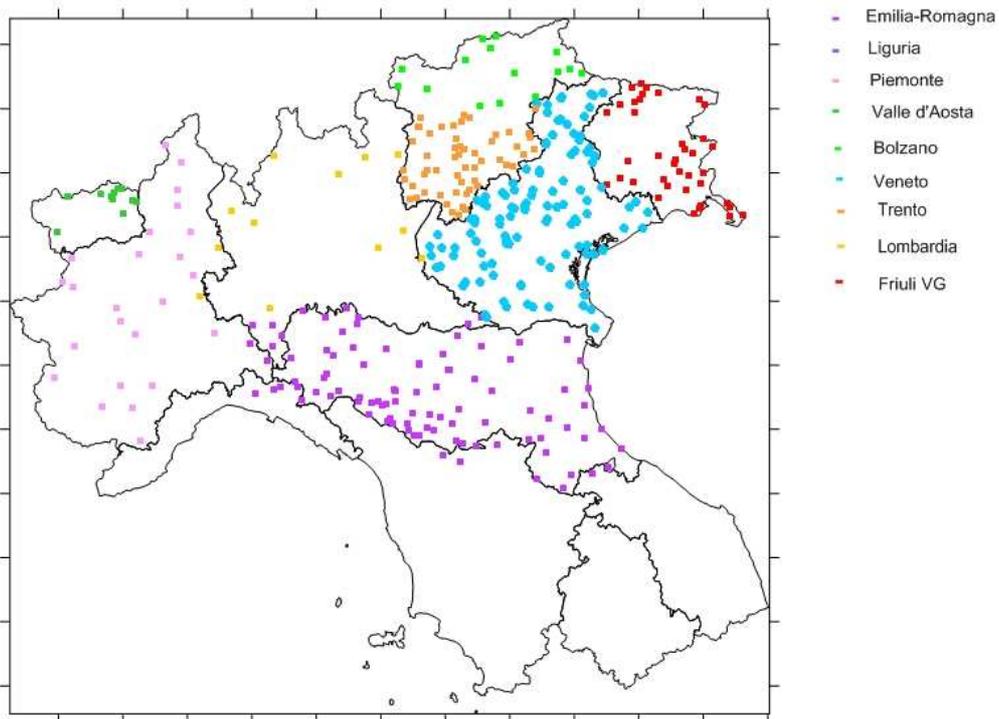


Figura 2.2 Mappa delle stazioni di temperatura.

Fra le stazioni mostrate non tutte presentano una buona copertura temporale e continuità storica. Soprattutto a partire dagli anni '90 si nota un lieve calo nel numero di serie temporali di pioggia con una copertura temporale annuale di dati almeno superiore all'80% dei totali attesi (vedi figura 2.3). Tale calo è parzialmente dovuto ad un ritardo nella validazione dei dati originali degli anni '90 dovuto all'avvicinarsi delle responsabilità fra gli enti in conseguenza alla applicazione della legge Bassanini. Tale problema sta per essere risolto grazie all'impegno degli enti preposti.

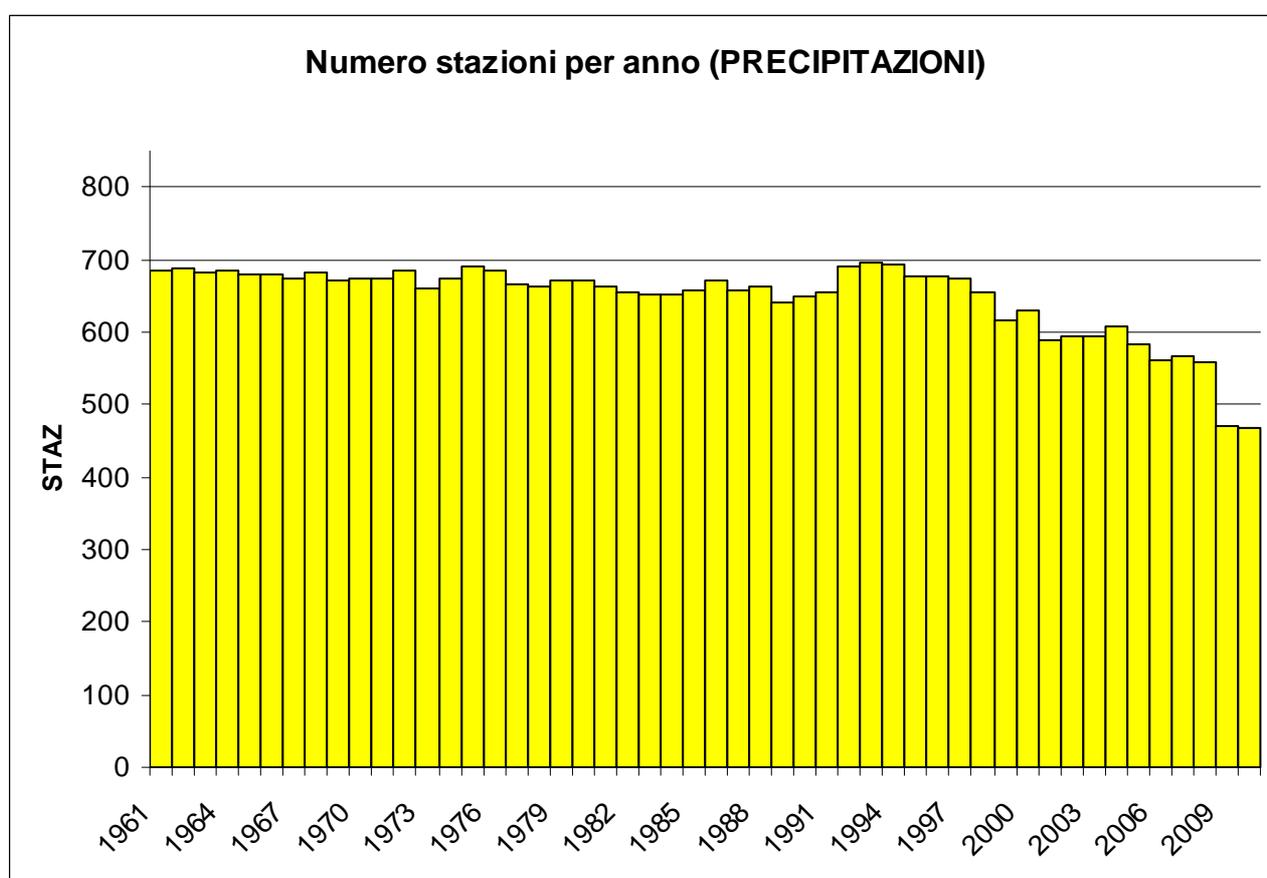


Figura 2.3 Istogramma del numero di stazioni di precipitazione con copertura temporale di almeno l'80% dal 1961 al 2010.

Inoltre, diverse stazioni storiche sono state dismesse dalla fine degli anni '90 ed in gran parte sostituite da stazioni automatiche nelle immediate vicinanze. Spesso le stazioni automatiche presentano un periodo di sovrapposizione con le storiche corrispondenti e ciò si nota soprattutto per le stazioni di temperatura (figura 2.4).

La raccolta dati del progetto ARCIS è comunque in continuo divenire e non si esclude la possibilità sia di aumentare il numero di serie temporali utilizzate, grazie alla disponibilità

di nuove digitalizzazioni di dati storici, o di migliorare la copertura temporale delle serie già selezionate. Si ritiene, comunque, che l'attuale data-set sia una buona base di partenza per procedere all'elaborazione dei dati stessi, al fine di produrre un insieme di studi preliminari.

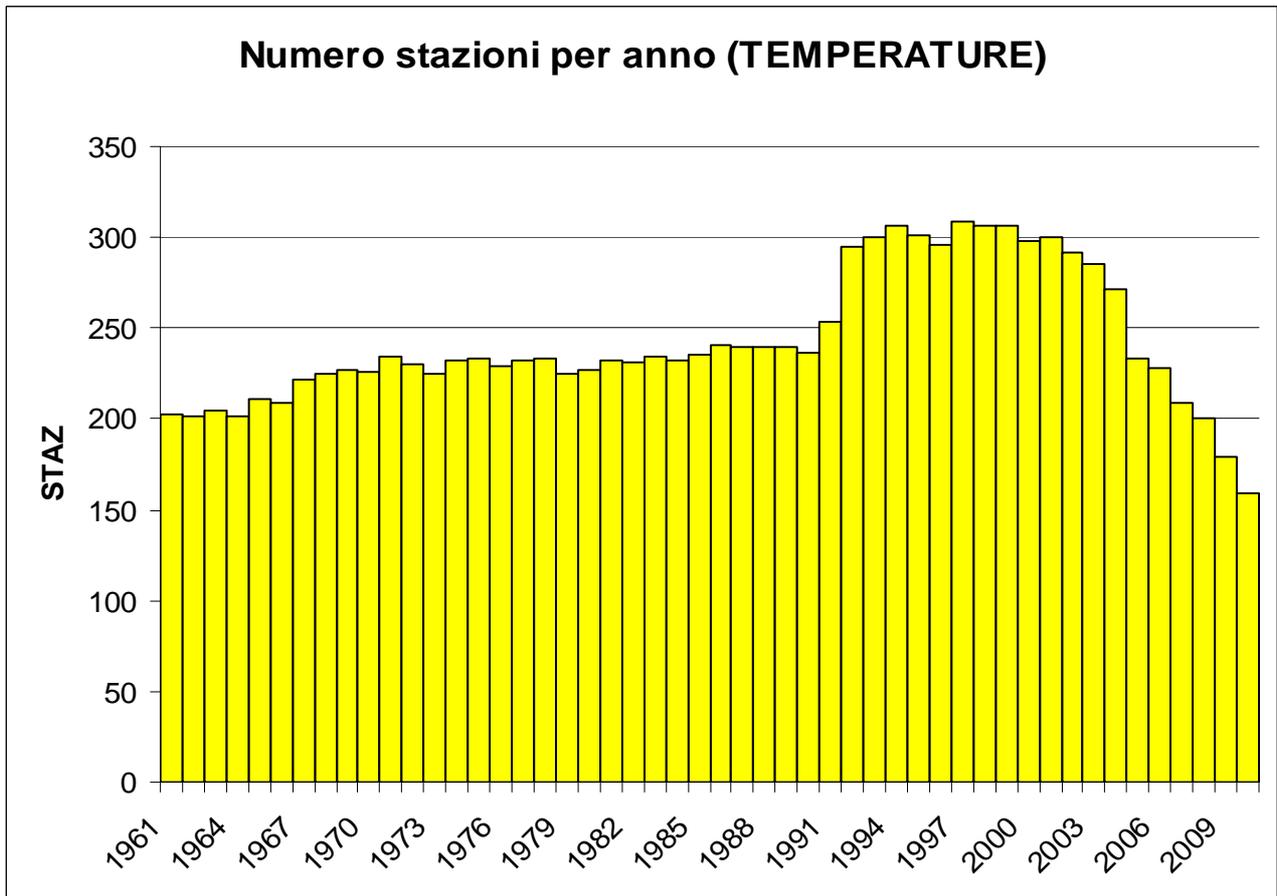


Figura 2.4 Istogramma del numero di stazioni di temperatura con copertura temporale di almeno l'80% dal 1961 al 2010.

2.3 Confronto con altri data-set in Italia ed in Europa

In questo paragrafo vengono descritti ed illustrati brevemente le caratteristiche di altri progetti europei nazionali o internazionali che hanno avuto lo scopo di realizzare dei data-set climatologici (vedi tabella 2.1).

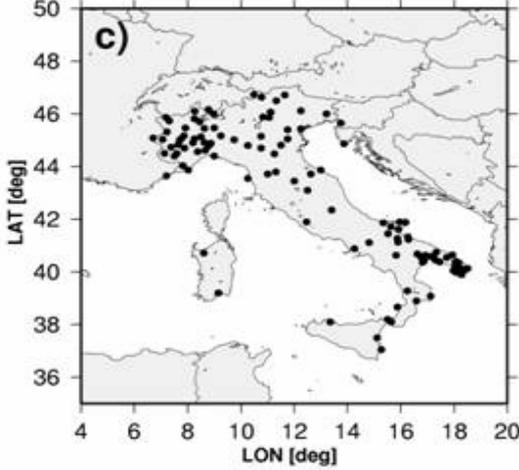
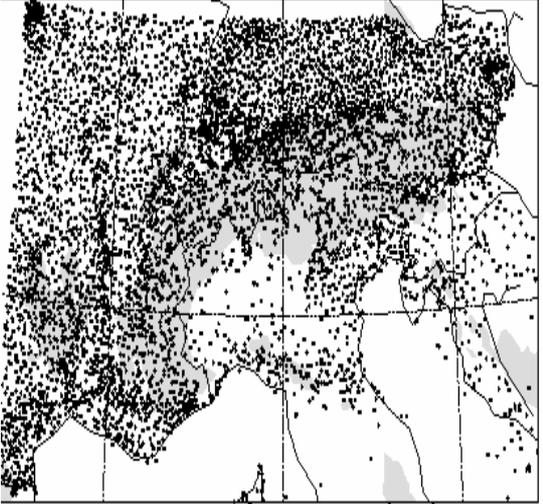
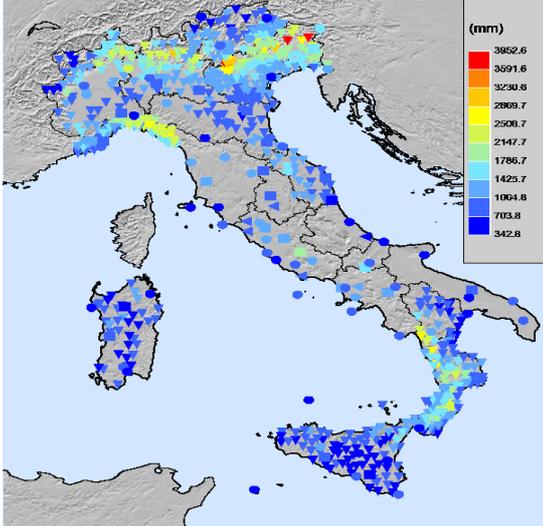
 <p>Data-set di Brunetti, Maugeri et al. (2006) http://www.isac.cnr.it/~climstor/</p>	 <p>Data-set dell'Aeronautica Militare www.meteoam.it</p>
 <p>ATLANTE PLUVIOMETRICO MAP: Mesoscale Alpine Programme, coordinato dall'ETH di Zurigo, Svizzera 1999. http://www.map.meteoswiss.ch/</p>	 <p>Data-set SCIA dell'ISPRA (Toreti, Desiato et al.) http://www.scia.sinanet.apat.it/home.asp</p>

Tabella 2.1 Esempi di altri data-set italiani ed europei.

La descrizione del clima italiano è stata realizzata nel tempo in modi diversi. Molte delle informazioni erano state racchiuse in pubblicazioni ufficiali del SIMN, che ha pubblicato sia gli Annali Idrologici, che includono diversi dati osservati di variabili meteo-idrologiche su un gran numero di stazioni, sia delle descrizioni dettagliate della variabilità spazio-temporale delle stesse sull'intero territorio italiano. Negli ultimi anni, la grande abbondanza di questi dati, contemporaneamente alla presenza di data set climatici più ristretti, resi disponibili da altre istituzioni nazionali come l'Aeronautica Militare o l'UCEA hanno costituito la base per diversi progetti scientifici allo scopo del controllo e dell'analisi di dati climatici storici.

I primi due data set inseriti nella tabella precedente (2.1) sono quelli del CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche) e dell'Aeronautica Militare. Entrambi sono costituiti da poco più di un centinaio di stazioni climatologiche distribuite su tutto il territorio nazionale. Le serie storiche iniziano dal diciannovesimo secolo, ma come si evince dalla mappa, presentano una copertura spaziale ridotta e quindi non sufficiente ad un'analisi su grigliato. In particolare, nel lavoro di Brunetti et al., 2006 vengono utilizzati i dati mensili per la descrizione della variabilità climatica interannuale di due secoli di serie temporali di dati osservati.

Mentre la divisione di Climatologia dell'Aeronautica Militare ha recentemente pubblicato un atlante climatico con riferimento ai trentenni 61-90 e 71-2000 in cui sono state realizzate alcune semplici analisi climatiche per uso più comune, organizzate per stazione (<http://clima.meteoam.it>).

Un altro esempio di data set proposto è l'atlante pluviometrico prodotto dal progetto internazionale MAP (Mesoscale Alpine Programme). Tale progetto era volto alla produzione di una analisi giornaliera delle precipitazioni su tutto territorio alpino mirando quindi ad ampliare la conoscenza della variabilità spazio-temporale del clima ed in particolare della precipitazione in una regione caratterizzata da una topografia molto complessa. Questo data-set è costituito da oltre 6000 serie pluviometriche giornaliere che coprono per la maggior parte l'intervallo temporale che va dal 1966 al 1995. Ma come si può notare dalla mappa, l'area del nord Italia rimane abbastanza sguarnita di stazioni e comunque le serie italiane si fermano in gran parte al 1986 circa.

Infine, il data set SCIA (Sistema nazionale per la raccolta, l'elaborazione e la diffusione di dati Climatologici di Interesse Ambientale) è stato prodotto da ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) al fine di mettere a disposizione del pubblico una

descrizione del clima italiano. Esso presenta una buona copertura spaziale per alcuni parametri climatologici, anche se purtroppo lo stesso non possa dirsi per la copertura temporale delle serie storiche. A partire da tale data set, sono stati realizzati diversi studi climatici (Toreti and Desiato, 2007; Toreti et al, 2009) i cui risultati verranno confrontati nei capitoli successivi di questo lavoro con i risultati ottenuti con il data set e con le tecniche del gruppo di lavoro ARCIS.

Inoltre, all'interno di SCIA vengono realizzati dei rapporti climatici nazionali annuali.

L'innovazione del progetto ARCIS e di questo lavoro di tesi, quindi, sta proprio nel cercare di ottenere un'analisi climatica a scala giornaliera sul territorio del nord Italia cercando di assicurare contemporaneamente una buona densità spaziale e temporale parallelamente ad un'attenta valutazione della qualità ed omogeneità delle serie climatiche delle stazioni.

3. STRUMENTO DI GESTIONE DEI DATI METEO

La gestione dei dati meteo-climatici è stata effettuata grazie ad un software sviluppato presso il Servizio IdroMeteoClima dell’Agenzia Regionale Prevenzione ed Ambiente della regione Emilia-Romagna (ARPA-SIMC), (Antolini e Tomei, 2006). Il software denominato Programma di Analisi e Gestione di dati Agrometeorologici (PRAGA) è attualmente uno strumento di visualizzazione, gestione, controllo qualità, omogeneità, analisi, elaborazione ed interpolazione di dati agrometeorologici orari e giornalieri, integrato con strumenti di modellistica avanzata.

Il software permette tra le altre cose di interpolare dati puntuali su di un territorio o su griglie, mediante algoritmi sviluppati e calibrati per ogni specifica grandezza. Il processo d’interpolazione è automatizzabile, permettendo la realizzazione di banche dati in un periodo definito a priori; da queste è poi possibile ottenere valori e mappe climatologiche a diverse cadenze temporali.

3.1 Tipologie di dati

PRAGA tratta due tipologie di dati:

- dati puntuali, tipicamente osservati;
- dati aggregati su griglia, tipicamente interpolazioni a partire dai dati puntuali o aggregazioni climatologiche.

3.2 Avvio e caricamento dati

All'avvio di PRAGA sono visibili (figura 3.1) tre finestre, contenenti:

- la barra contenente i menu principali ed i collegamenti per passare tra i vari ambienti di lavoro (in alto);
- la mappa meteorologica navigabile (finestra centrale grande), attivata anche grazie al collegamento [Meteo map](#) della barra principale. Inizialmente la mappa conterrà solo il Modello Digitale del Terreno (DTM) di riferimento, che nell'impostazione di *default* è quello della regione Emilia-Romagna;
- la finestra delle legende (a destra) che inizialmente conterrà solo la legenda in metri del DTM visualizzato.

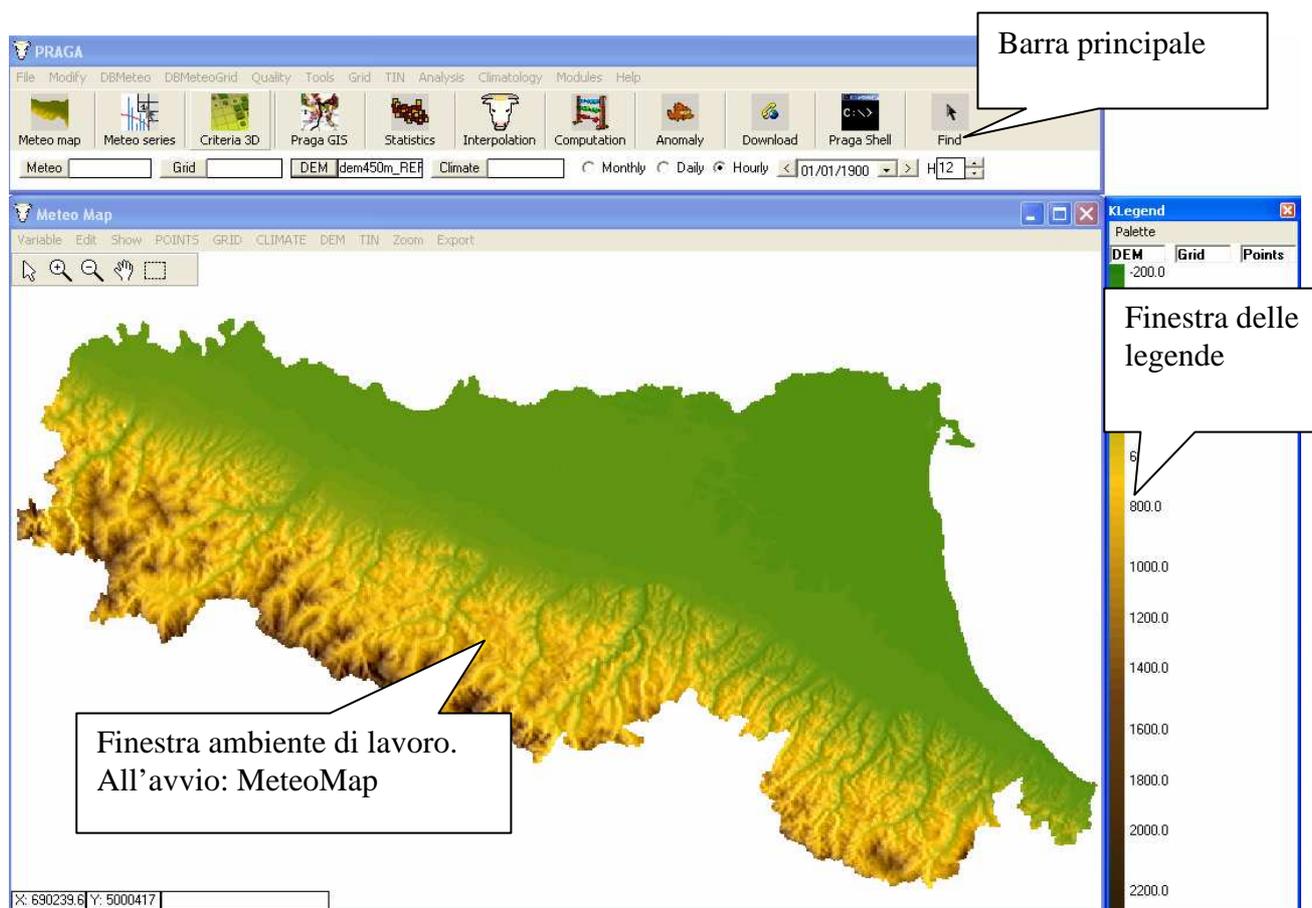


Figura 3.1 Schermata all'avvio di PRAGA.

3.3 Barra principale

I collegamenti presenti nella barra principale sono il cuore dell'interfaccia di PRAGA. In sintesi si può distinguere tra:

- un ambiente di visualizzazione dei dati nello spazio ([Meteo map](#));
- un ambiente di analisi temporale di singole serie di dati nel tempo ([Meteo series](#));
- collegamenti ad altri strumenti di lavoro specifici che danno accesso a funzioni aggiuntive.



Figura 3.2 Barra principale di Praga

La barra principale (figura 3.2) presenta nella parte bassa una serie di informazioni di riepilogo. A partire da sinistra troviamo: se e quale DBMeteo è attualmente caricato (casella [Meteo](#)), se è presente una griglia di aggregazione ([Grid](#)), quale [DEM](#) (Digital Elevation Model) è in uso, se è stato caricato un clima ([Climate](#)). I controlli successivi permettono di modificare la cadenza dei dati che stiamo trattando (mensili, giornalieri, orari), il giorno attualmente visualizzato nella [Meteo map](#) e l'ora (se sono stati selezionati dati orari).

3.4 Caricamento progetti

I progetti di PRAGA sono raggruppamenti specifici di informazioni che facilitano il lavoro di archiviazione, distribuzione e gestione dei dati. Il progetto ARCIS, in particolare, contiene tutte le informazioni afferenti al database climatico ARCIS: il DTM di riferimento, i dati puntuali osservati, i dati interpolati su griglia, le climatologie già calcolate.

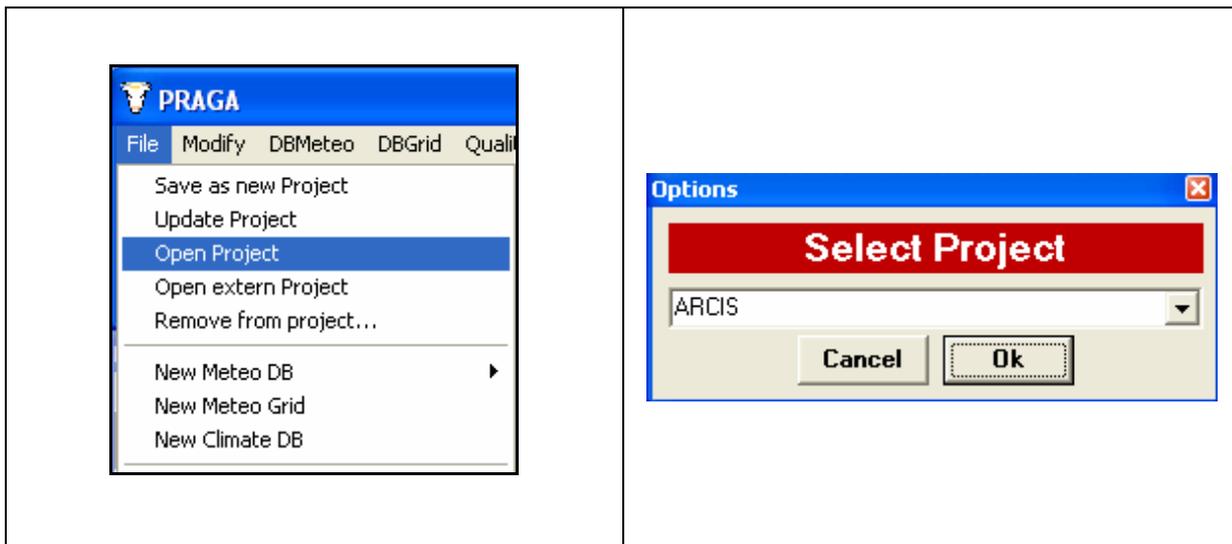


Figura 3.3 L'apertura dei progetti in PRAGA.

Durante l'apertura del progetto, PRAGA visualizzerà le diverse informazioni che vengono caricate: il DTM, il database dei dati puntuali e la struttura della griglia di aggregazione dei dati.

3.5 Navigazione dati

Una volta aperto, il progetto si presenta come in Figura 3.4, presentando:

- il nome del progetto in alto a sinistra;
- l'ultimo giorno di dati disponibile nel box data;
- i dati puntuali di temperatura media giornaliera (variabile di *default*), per l'ultimo giorno disponibile;
- la legenda dei dati puntuali (°C) per la data selezionata (la scala dei colori è in funzione dell'intensità della grandezza);
- il DTM di riferimento (sullo sfondo).

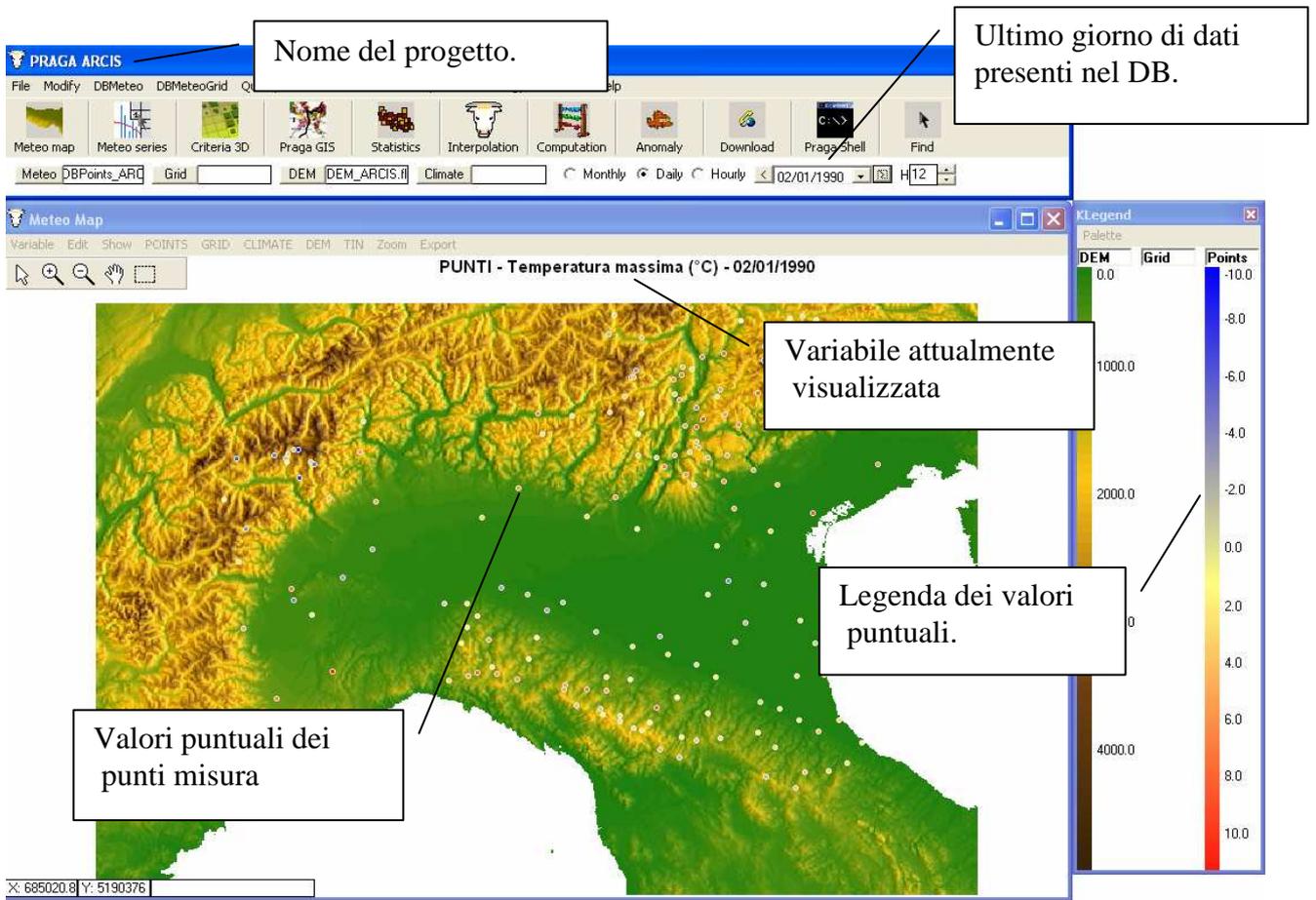


Figura 3.4 Come si presenta il progetto ArcCIS all'apertura.

I dati sono navigabili nel tempo e nello spazio per i valori osservati puntuali. Le modalità di visualizzazione dei dati osservati puntuali possono essere di due tipi. A titolo d'esempio sono mostrati i due possibili casi. Il primo (figura 3.5) mostra le temperature massime su punti del 02/01/1990.

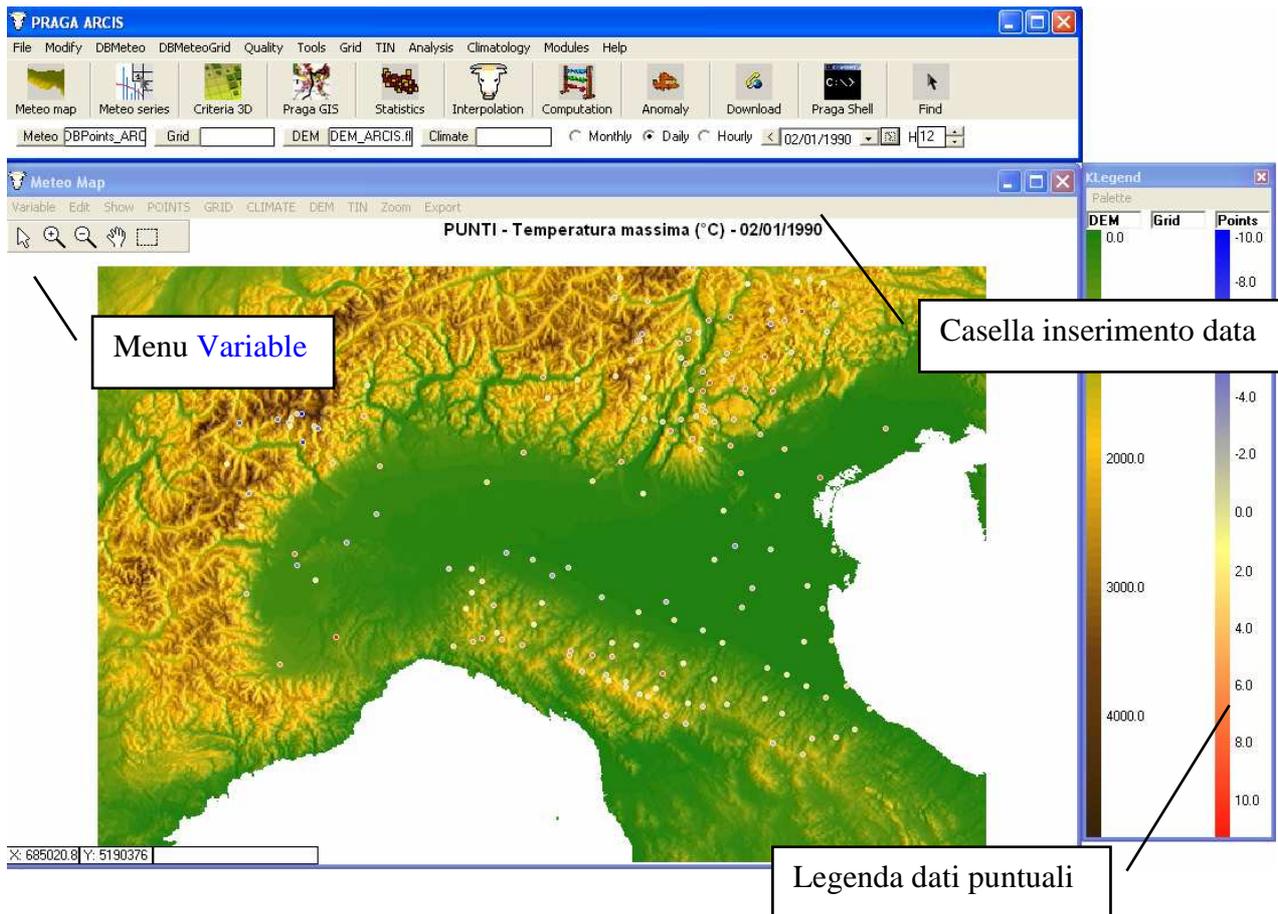


Figura 3.5 Esempio di visualizzazione: temperature massime del 02/01/1990

Il secondo caso (figura 3.6) mostra l'andamento dei valori osservati di temperatura e precipitazione, nella stazione di Anzola Emilia, per l'anno 2008.

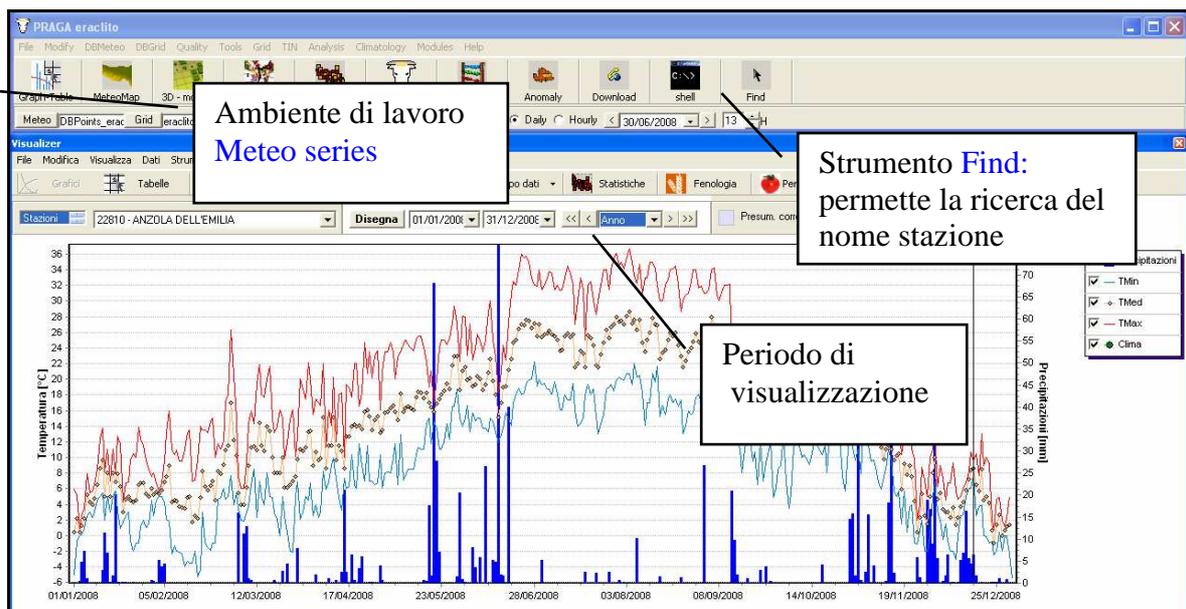


Figura 3.6 Esempio di visualizzazione dell'ambiente Meteo series: dati giornalieri della stazione di Anzola Emilia, anno 2008.

3.6 Importazione punti anagrafica

Per generare una nuova anagrafica dei punti di misura è necessario disporre di una tabella di informazioni salvata sotto forma di file in formato Comma Separated Value (.CSV).

Questo comando (figura 3.7) consente di importare le proprietà dei punti di misura attraverso la lettura del file precedentemente realizzato (figura 3.8).

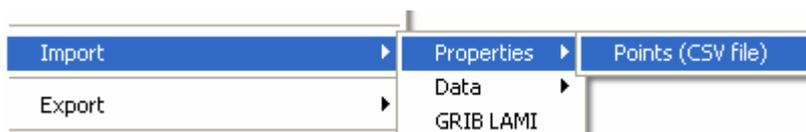


Figura 3.7 Menu **Import/Properties/Points (CSV file)**.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	COD_STAZ	Nome Stazione	LON	LAT	UTMX	UTM Y	QUOTA	PROVINCIA	REGIONE
2	ER5756	ACQUERINO	11.0174	44.00895	661735.8	4874928	890	PT	TOSCANA
3	ER5985	ALBARETO	9.698466	44.44686	555568.9	4921844	495	PR	EMILIA ROMAGNA
4	ER8278	ALFONSINE	12.04452	44.49301	742068.6	4931238	5	RA	EMILIA ROMAGNA
5	ER8268	ANZOLA DELL'EMILIA	11.18258	44.57909	673277.6	4938611	42	BO	EMILIA ROMAGNA
6	ER5701	ARIANO	12.12248	44.94303	746356.2	4981462	4	RO	VENETO
7	ER5702	BADIA TEDALDA - VIAMAGGIO	12.13633	43.69292	752768.7	4842621	859	AR	TOSCANA
8	ER5704	BAGNO DI PIANO	11.27235	44.66544	680133.6	4948402	30	BO	EMILIA ROMAGNA
9	ER8288	BAGNO DI ROMAGNA	11.96188	43.83657	738137.2	4858086	470	FC	EMILIA ROMAGNA
10	ER5705	BANDO	11.9048	44.63346	730404.1	4946416	3	FE	EMILIA ROMAGNA
11	ER5707	BARCO	11.39822	44.06089	692098.5	4881516	720	FI	TOSCANA
12	ER8245	BARDI C.LE	9.732825	44.63379	558123.4	4942634	597	PR	EMILIA ROMAGNA
13	ER5996	BARIGAZZO	10.65222	44.26667	631877.3	4902909	1224	MO	EMILIA ROMAGNA
14	ER5997	BASILICAGOIANO	10.40557	44.70441	611352.6	4951171	113	PR	EMILIA ROMAGNA

Figura 3.8 Esempio di un file .CSV per l'importazione delle proprietà dei punti di misura.

Per generalizzare l'importazione dei nomi dei campi è possibile, attraverso la finestra **Point properties**, scegliere quali proprietà importare dal file .CSV, a partire dalla loro intestazione (figura 3.9).

PRAGA possiede nomi predefiniti dei campi (ad esempio: *name* per il campo nome); per associare al campo predefinito il corretto campo dati è necessario selezionare la proprietà dalla lista **Praga** e la corrispondente dalla lista **Settings file**, per associarle attraverso il bottone **Join**.

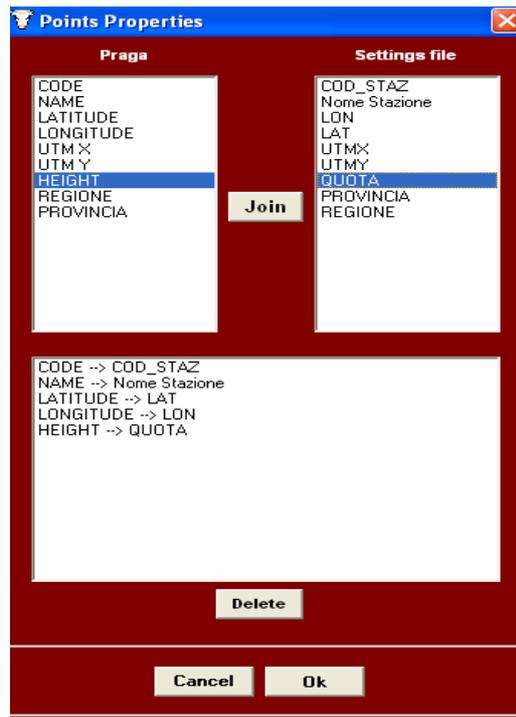


Figura 3.9 Interfaccia **Points Properties** per la scelta delle proprietà da importare.

3.6.1 Importazione dati

E' possibile importare i dati relativi a punti di misura oppure dati di una griglia le cui proprietà siano già precedentemente caricate in PRAGA (figura 3.10).



Figura 3.10 L'importazione dei dati.

Se si sceglie di importare una serie di dati su un singolo punto di misura (stazione) si aprirà inizialmente una finestra di dialogo in cui aprire un file XML (precedentemente predisposto) che permette la lettura del formato originale del file dati (figura 3.11).

Per la descrizione del file XML si rimanda all'appendice.

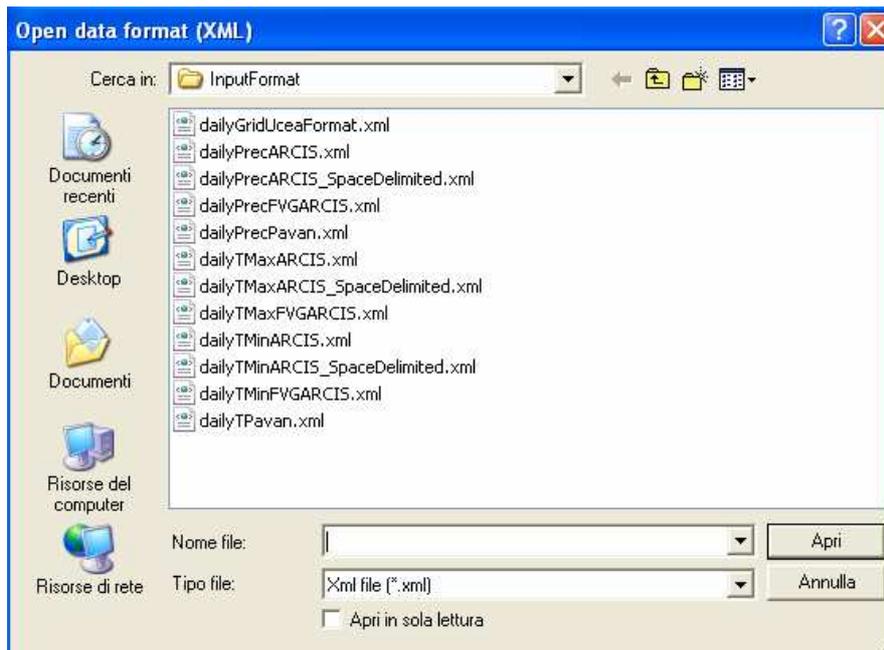


Figura 3.11 Interfaccia Open data format (XML) per la ricerca del file XML (eXtensible Markup Language).

Si aprirà successivamente la finestra per la selezione del file contenente i dati da inserire (figura 3.12).

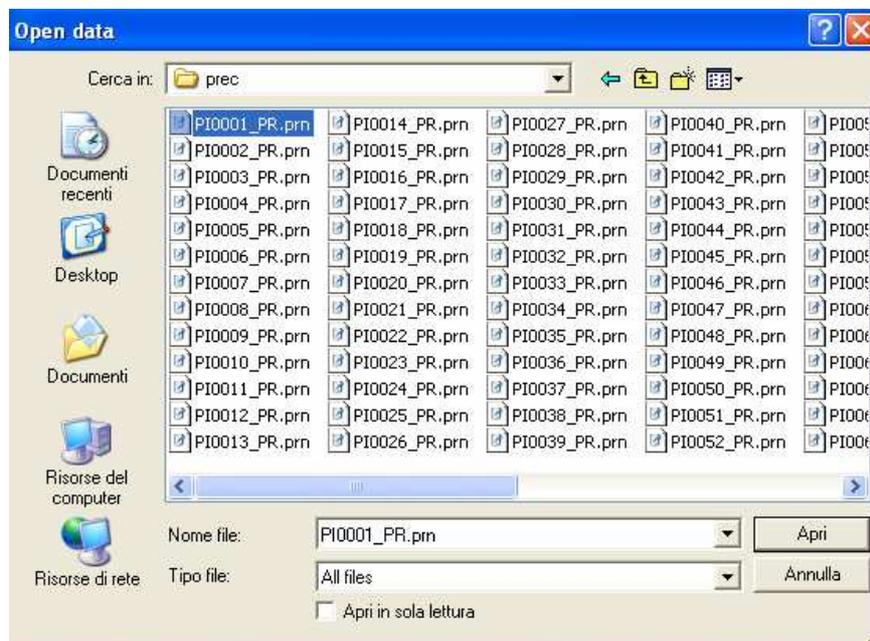
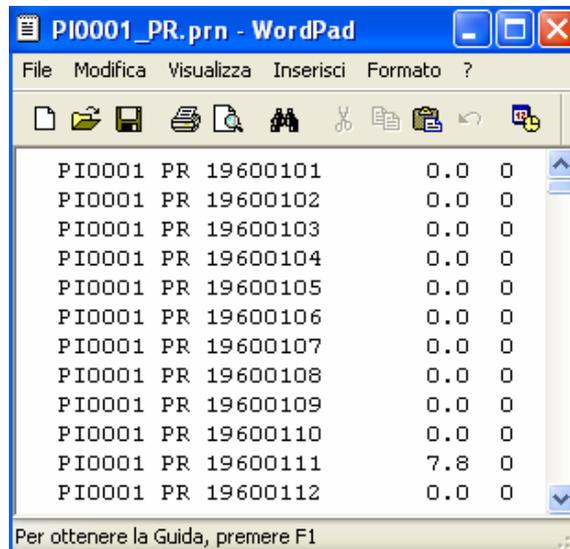


Figura 3.12 Interfaccia Open data per la ricerca dei file dati.

Le serie di dati legati al punto misura devono essere file ASCII, codificati attraverso un file XML. Un esempio di file ASCII contenente dati di un punto misura è riportato in figura 3.13.



Stazione	Variabile	Data	Valore	Flag
PI0001	PR	19600101	0.0	0
PI0001	PR	19600102	0.0	0
PI0001	PR	19600103	0.0	0
PI0001	PR	19600104	0.0	0
PI0001	PR	19600105	0.0	0
PI0001	PR	19600106	0.0	0
PI0001	PR	19600107	0.0	0
PI0001	PR	19600108	0.0	0
PI0001	PR	19600109	0.0	0
PI0001	PR	19600110	0.0	0
PI0001	PR	19600111	7.8	0
PI0001	PR	19600112	0.0	0

Figura 3.13 Esempio di file contenente una serie di dati di un punto misura. In questo specifico esempio, la prima colonna indica il codice stazione, la seconda colonna la variabile, la terza la data (anno-mese-giorno), la quarta il valore del dato ed infine la quinta la flag di qualità.

Nei capitoli successivi e nell'appendice vengono mostrate altre funzionalità di PRAGA per il controllo e l'analisi dei dati che sono stati sviluppati ed integrati appositamente per l'obiettivo di questo lavoro di tesi.

4. ANALISI DEI DATI

4.1 Premessa

Il clima è lo stato medio del tempo atmosferico a varie scale spaziali (locale, regionale, nazionale, continentale, emisferico o globale) rilevato nell'arco di almeno 30 anni come stabilito dalla *Organizzazione Meteorologica Mondiale (WMO)*. La parola clima viene dal greco *klima* che vuol dire "inclinazione": il clima infatti è in massima parte una funzione dell'inclinazione dei raggi solari sulla superficie della Terra al variare della latitudine.

Lo studio del *clima* e dei suoi cambiamenti si basa quindi sull'analisi delle serie temporali delle più importanti variabili meteo-climatiche quali la temperatura media e la precipitazione cumulata.

In questo contesto vengono ad assumere particolare importanza gli studi di analisi climatica delle suddette serie storiche che evidenziano le tendenze lineari e le ciclicità statistiche delle grandezze meteo-climatiche osservate, ovvero le *anomalie* e le regolarità di variazione dei parametri rispetto alla media del periodo di riferimento (nel nostro caso 1961-1990).

La quantità, la qualità e l'omogeneità dei dati originali rilevati possono influenzare notevolmente le analisi stesse.

A tale scopo vengono successivamente trattati i principali controlli di qualità ed i test di omogeneità statistica sviluppati ed utilizzati nel presente lavoro di tesi.

4.2 Controlli di qualità

E' noto che i dati osservativi sono spesso affetti da errori. Se, da una parte, questo non è un motivo sufficiente per evitarne l'uso, dall'altro, questo fatto non può essere completamente trascurato, dal momento che la presenza di errori nei dati potrebbe cambiare le caratteristiche statistiche dei dati stessi. La pratica comune è quella di far precedere l'uso dei dati da un controllo di qualità che ne individui gli errori facendo uso di regole oggettive e permetta di scartare i dati più sospetti.

Nel seguito, viene descritta una tecnica tratta da Pavan et al (2003), per controllare la qualità dei dati giornalieri di precipitazione che costituiscono la principale variabile analizzata nel presente lavoro di tesi.

La tecnica descritta può essere applicata solo nel caso sia disponibile o una serie temporale sufficientemente lunga (di almeno trenta anni di dati) sia per la stazione da controllare, che per alcune stazioni circostanti, o siano simili le caratteristiche principali del clima della regione in cui è collocata la stazione da controllare.

Le soglie che definiscono la credibilità dei dati sono state scelte in modo tale da minimizzare il numero di dati apparentemente validi, scartati dal controllo di qualità, e nello stesso tempo massimizzare la identificazione di possibili dati erronei.

Al termine del controllo di qualità ad ogni dato viene associata una *flag* che consiste in un numero intero che può assumere i valori 0, 1 e 2. Se la flag ha valore 0, il dato è valido, se la flag ha valore 1, il dato viene considerato sospetto, ma può essere usato, se infine la flag ha valore 2, il dato non ha passato il controllo di qualità, è molto probabilmente sbagliato e bisogna evitare di usarlo.

Il controllo di qualità della precipitazione si prefigge di identificare due diversi tipi di errori presenti nei dati. Da un lato, si vuole eliminare la presenza di *valori eccessivi* di precipitazione giornaliera non rispondenti a realtà, spesso dovuti o ad errori di digitazione o alla registrazione di valori di pioggia cumulata su più giorni, ma non identificati come tali. Dall'altro si vogliono identificare periodi non segnalati di *mancato funzionamento* della stazione.

Entrambi questi controlli si avvalgono del confronto del dato della stazione in esame con quelli rilevati presso cinque stazioni circostanti. L'identificazione delle cinque stazioni più

vicine a quella in esame vengono scelte solo fra quelle caratterizzate da una quota sufficientemente confrontabile alla stessa seguendo i seguenti criteri:

- se la stazione in esame si trova a meno di 1000 m s.l.m. allora vengono considerate solo le stazioni che cadono ad una quota che differisca da quella della stazione stessa di meno di 200 m;
- se la stazione in esame si trova oltre i 1000 m s.l.m. allora vengono considerate solo le stazioni che cadono ad una quota che differisca da quella della stazione stessa di meno di 500 m.

Tutti i controlli spaziali prevedono che almeno tre stazioni con dati rilevati siano disponibili.

a) Controlli logici

Prima di tutto si procede ad un gruppo di controlli logici:

- se il dato coincide con il valore di dato mancante (nel caso dei dati in questione -999.9), viene dato valore 2 alla flag;
- se il dato coincide con il valore di dato cumulato (nel nostro caso -777.7) oppure se il valore del dato del giorno precedente è tale, il dato viene considerato non valido (flag=2);
- se infine il dato ha valore negativo, viene considerato non valido (flag=2).

b) Eliminazione valori eccessivi

Il controllo per eliminare i valori eccessivi di precipitazione non rispondenti a realtà procede nel modo seguente:

- se il valore di precipitazione osservata è minore del valore climatologico o differisce dal clima di quel giorno per quella stazione per meno di 5 deviazioni standard, allora il dato viene considerato valido (flag=0);

- se il valore è maggiore del clima e differisce da quello climatologico per più di 5 deviazioni standard, il dato viene considerato sospetto e si procede ad ulteriori indagini. In tal caso il trattamento del dato cambia al variare della stagione considerata.

Se il giorno in questione cade in *estate* (dall'1/6 al 31/8) allora il valore viene confrontato con il valore climatologico medio ottenuto sulla base dei soli giorni piovosi (precipitazione maggiore o uguale di 1.0 mm) nel corso della decade in questione (ogni mese viene diviso in tre decadi: dal 1 al 10, dall'11 al 20 ed oltre il 20 del mese). Se la differenza tra il valore osservato ed il clima è minore di 5 deviazioni standard allora si assume che il valore si riferisca ad un temporale intenso e viene ritenuto valido (flag=0).

Se, invece, la differenza tra il valore osservato ed il clima è maggiore di 5 deviazioni standard ma in almeno una delle stazioni vicine si osserva una precipitazione che differisca dal clima dei giorni piovosi della decade per più di una deviazione standard, si assume che il valore analizzato si riferisca ad un evento sinottico localmente molto intenso e che sia dunque valido (flag=0);

In tutti gli altri casi si assume che il dato sia sbagliato (flag=2).

Nel caso in cui il giorno in esame cada negli altri mesi dell'anno, si procede come segue:

- se in almeno una delle stazioni vicine si registra una quantità di pioggia che supera di due deviazioni standard il valore di pioggia climatologico del giorno stesso, si assume che il dato sia valido (flag=0);

- alternativamente il dato viene considerato errato (flag=2).

Concluso il controllo di piogge di intensità eccessiva si passa alla identificazione dei periodi di mancato funzionamento della stazione non segnalati.

c) Identificazione mancato funzionamento stazione non segnalato

Innanzitutto, questo controllo richiede che si verificano 15 giorni successivi senza pioggia. A questo fine è necessario che non manchi alcun dato nel corso dei quindici giorni in esame, né alcun dato di questo periodo sia stato considerato sbagliato in base ai controlli

precedentemente fatti riguardo all'intensità delle piogge giornaliere. Si procede, quindi, a controllare la validità dei dati raccolti nel corso di questi 15 giorni solo se esistono almeno tre stazioni circostanti in cui siano stati rilevati i dati validi per i 15 giorni continuativi in questione. In tal caso, si calcola sia la pioggia cumulata su questo periodo per ogni stazione e si effettua la media su tutte le stazioni vicine, sia il numero di giorni di pioggia (con precipitazione giornaliera maggiore di 1.0mm) per ogni stazione sul periodo e se ne fa la media sulle stazioni. Fatto ciò se:

- non sono disponibili almeno tre stazioni fra quelle circonvicine con cui confrontare i dati in questione, i dati vengono considerati sospetti (flag=1);

- la precipitazione cumulata mediata fra le stazioni circonvicine è minore di 10.0 mm, i valori vengono considerati corretti (flag=0);

- la quantità media di pioggia cumulata sulle stazioni è maggiore di 10 mm, ma il numero medio di giorni piovosi è minore o uguale a 2, si assume che la pioggia sia caduta nel corso di un evento temporalesco, che può non aver coinvolto la stazione in esame, e quindi si ritiene che la stazione abbia funzionato correttamente (flag=0);

- la quantità media di pioggia cumulata sulle stazioni è maggiore di 10 mm, ed il numero medio di giorni piovosi è maggiore di 2, si conclude che la stazione non abbia funzionato correttamente nel corso degli ultimi 15 giorni e tutti i dati relativi a questo periodo per la stazione in esame vengono considerati non validi (flag=2).

Nel caso sia stata individuata una serie di 15 valori non validi, ogni valore nullo successivo viene automaticamente considerato non valido fino al primo giorno di precipitazione con valore non nullo. Il primo giorno di precipitazione seguente ad un periodo non valido viene anch'esso considerato non valido, dal momento che probabilmente è da identificarsi con un valore di pioggia cumulata, non segnalato. Terminato questo controllo si assume che i dati siano stati puliti da eventuali errori.

I controlli fin qui descritti sono stati implementati nel software di analisi dati (PRAGA) utilizzato per la prima parte del lavoro di tesi. Successivamente vengono mostrati nelle figure 4.1 e 4.2 il menu “Quality” che permette di attivare o disattivare i controlli di qualità spaziali e climatologici sui dati e l’interfaccia per il controllo delle persistenze.

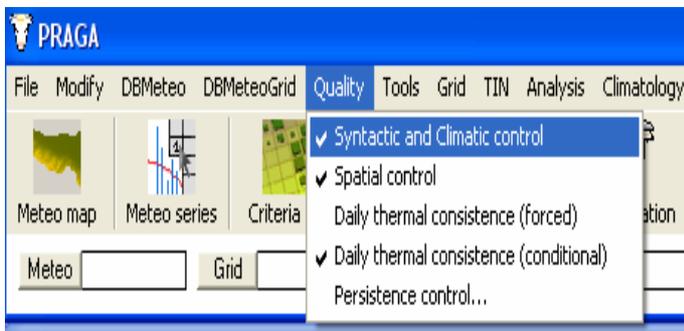


Figura 4. 1 - Il menu Quality del software PRAGA.

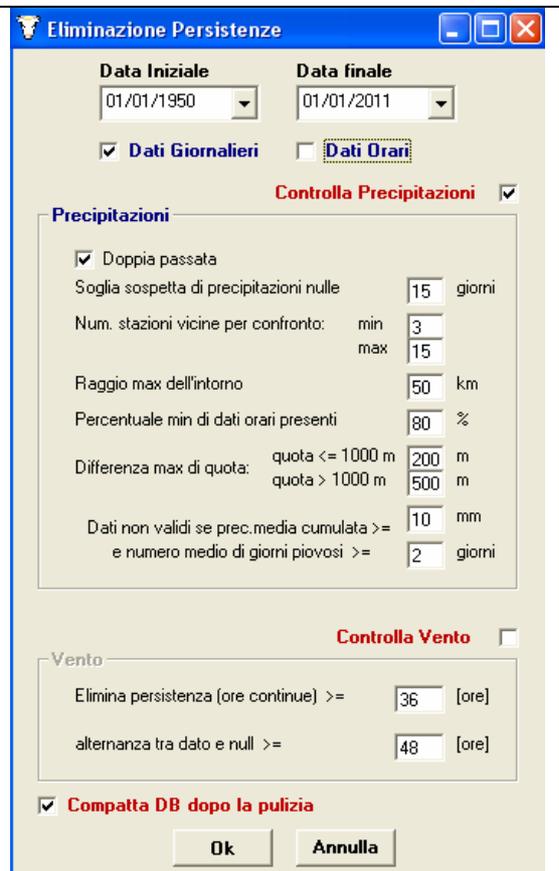


Figura 4. 2 - L’interfaccia del controllo persistenze in PRAGA.

4.3 Sincronicità (temporal lag)

L'analisi della sincronicità dei dati giornalieri di una stazione di temperatura massima e minima e di precipitazione è dovuta per esempio a differenze di finestre di rilevazione a scala giornaliera presso le diverse stazioni.

Per quanto riguarda la precipitazione, in particolare, i dati storici giornalieri si riferiscono al periodo di cumolazione dalle 9 del mattino a quelle del mattino seguente e sono convenzionalmente attribuiti al giorno in cui termina il periodo d'osservazione. E' possibile, però, che i dati siano stati registrati in modo diverso, cioè attribuendoli al giorno in cui è iniziato il periodo di osservazione. Queste attribuzioni erronee di data possono causare problemi nelle mappe di analisi giornaliera poichè vengono interpolati dati che si riferiscono a giorni diversi (vedi anche Haylock et al., 2008). Un bias è riscontrato spesso anche quando le serie di osservazioni manuali (9.00-9.00) sono unite alle serie di stazioni automatiche (in molti casi 0-24) come riportato da Baker (1975), Schaal e Dale (1977), Janis (2002) e Holder et al. (2006).

Per identificare i periodi di sfasamento fra i dati di due stazioni è stata costruita la serie delle correlazioni annuali fra i dati delle due stazioni, sia assumendo una completa sincronicità fra di esse, sia assumendo che fra di esse ci sia uno sfasamento di uno o più giorni in una delle due direzioni temporali. Per ogni anno, il valore della correlazione sarà massimo per la serie di correlazioni calcolate con lo sfasamento corretto, ampiamente inferiore in tutti gli altri casi. Il confronto fra le varie serie permette quindi di identificare qual è la fase più probabile fra le due serie (Antolini et al, 2013). Una volta individuati i periodi di sfasamento fra due stazioni, è possibile identificare le loro date esatte di inizio e fine sfasamento confrontando i grafici della media mobile su alcuni giorni della serie giornaliera delle differenze assolute tra i valori giornalieri della stazione in esame ed i valori interpolati in una zona circostante che la escluda. L'uso della media mobile permette di evidenziare con maggiore chiarezza il segnale di sfasamento, eliminando il rumore che caratterizza la serie dei dati giornalieri. Come nel caso precedente, tali grafici vengono quindi calcolati varie volte assumendo diversi valori di sfasamento fra le due serie e confrontando fra loro i grafici.

Una volta individuato il valore dell'eventuale sfasamento ed il periodo esatto della sua estensione temporale, si procede allo spostamento opportuno dei dati ed alla risincronizzazione delle serie.

In Figura 4.3 viene mostrato un esempio (tratto da PRAGA) dell'analisi di fase fra la serie delle precipitazioni della stazione di Cesena rispetto a quella di Forlì.

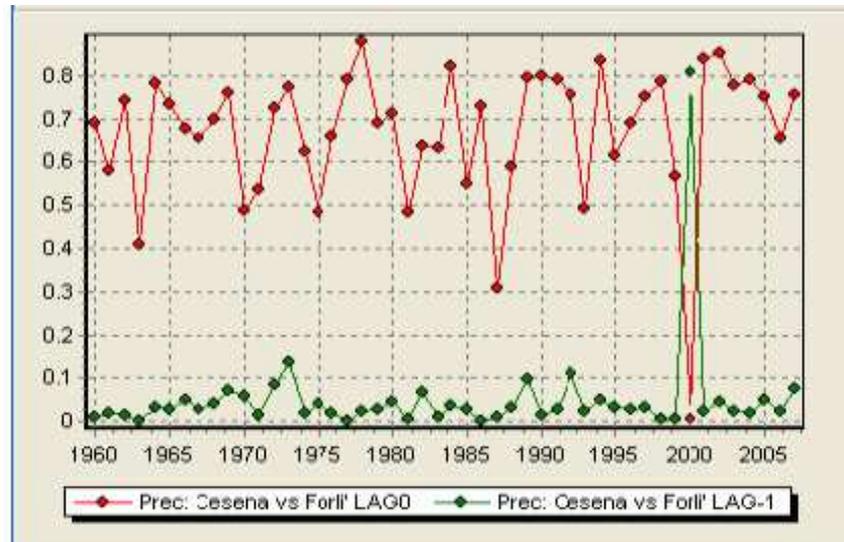


Figura 4.3 Esempio di confronto fra le serie dei coefficienti di correlazione a lag 0 (rosso) ed a lag -1 (verde) fra le stazioni di Cesena e Forlì. Nell'anno 2000 è possibile supporre uno sfasamento di un giorno indietro.

Circa il 25% del data-set di dati di precipitazione sono state corrette in almeno un periodo dell'intera serie.

4.4 I controlli di omogeneità

Nonostante vengano fatti i controlli di qualità, i segnali climatici possono comunque essere falsati o irrimediabilmente alterati da fattori antropici che possono avere origine dalle diverse fasi del processo di acquisizione ed elaborazione dei dati.

La posizione della stazione di misura, la tipologia degli strumenti utilizzati, le formule usate per calcolare alcune grandezze derivate, il territorio e le pratiche di rilevamento adottate dall'osservatore costituiscono un complesso sistema di fattori che condiziona i valori misurati e registrati. Lo spostamento della stazione di rilevamento o il cambio di osservatore o di uno specifico sensore della stazione meteorologica sono tra le cause più frequenti di disomogeneità che in genere si manifesta con una improvvisa variazione del valore medio della serie (vedi figure successive 4.4 e 4.5); diversamente cambiamenti gradualmente, come l'urbanizzazione o la crescita di vegetazione nei pressi della stazione, influenzano nel tempo la serie creando dei trend artificiali.

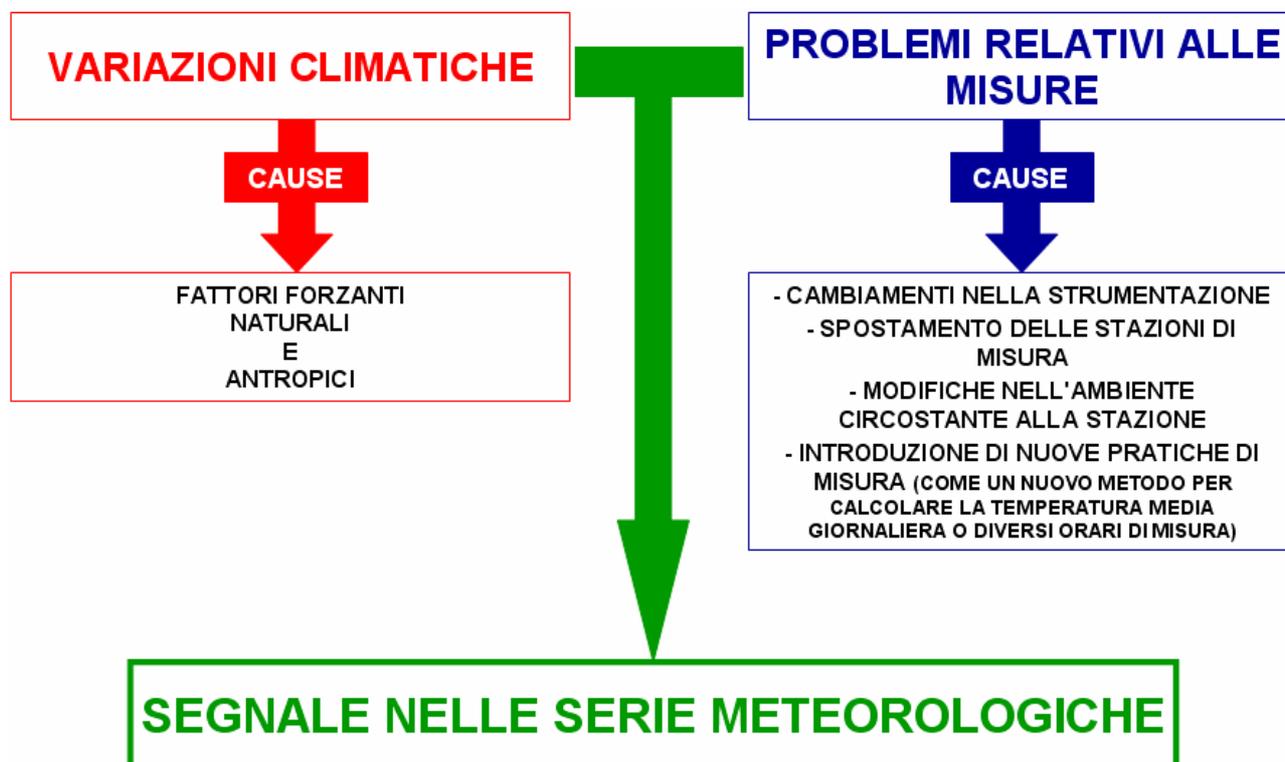


Figura 4.4 Schema dei fattori che influenzano il segnale climatico (Brunetti M.).

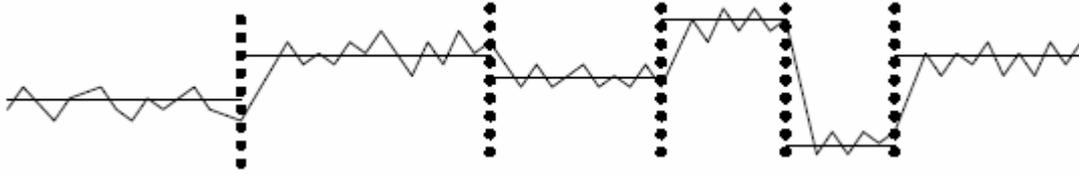


Figura 4.5 Esempio di un segnale climatico con diversi break (immagine di Olivier Mestre – Meteo-France).

E' pertanto evidente che gli studi climatici devono avvalersi solo di serie *omogenee* di dati osservativi.

Una serie temporale di dati climatici si definisce *omogenea* quando le sue oscillazioni nel tempo sono causate soltanto da variazioni del clima. Tuttavia non esiste alcuna serie che può essere definita omogenea a priori.

Questa esigenza ha condotto allo sviluppo di una serie di metodologie e tecniche in grado di individuare e filtrare eventuali segnali di natura non climatica dalle serie temporali.

Esistono due tipi di metodi in grado di determinare eventuali disomogeneità in un segnale climatico (figura 4.6).

- Metodi diretti: si avvalgono dell'utilizzo dei metadati, cioè di informazioni riguardanti la storia della stazione, attraverso cui individuare eventuali cause che potrebbero aver arrecato delle discontinuità.
- Metodi indiretti: questi metodi sono utili soprattutto in mancanza di dati storici, cioè nella maggior parte dei casi. Essi consistono in test statistici che permettono di individuare il punto della serie in cui potrebbe esistere una discontinuità. Scelta una variabile climatica (ad es. temperatura, precipitazione ecc.) di una stazione, questi test si basano tutti sulla ricerca di alcune stazioni vicine da utilizzare come "riferimento" per la stazione da analizzare (serie candidata). Solitamente i parametri impiegati per la ricerca delle stazioni di riferimento sono:
 - distanza dalla stazione candidata;
 - differenza di quota;

- coefficiente di correlazione fra le serie di valori medi annuali o stagionali, o cumulate annuali o stagionali.

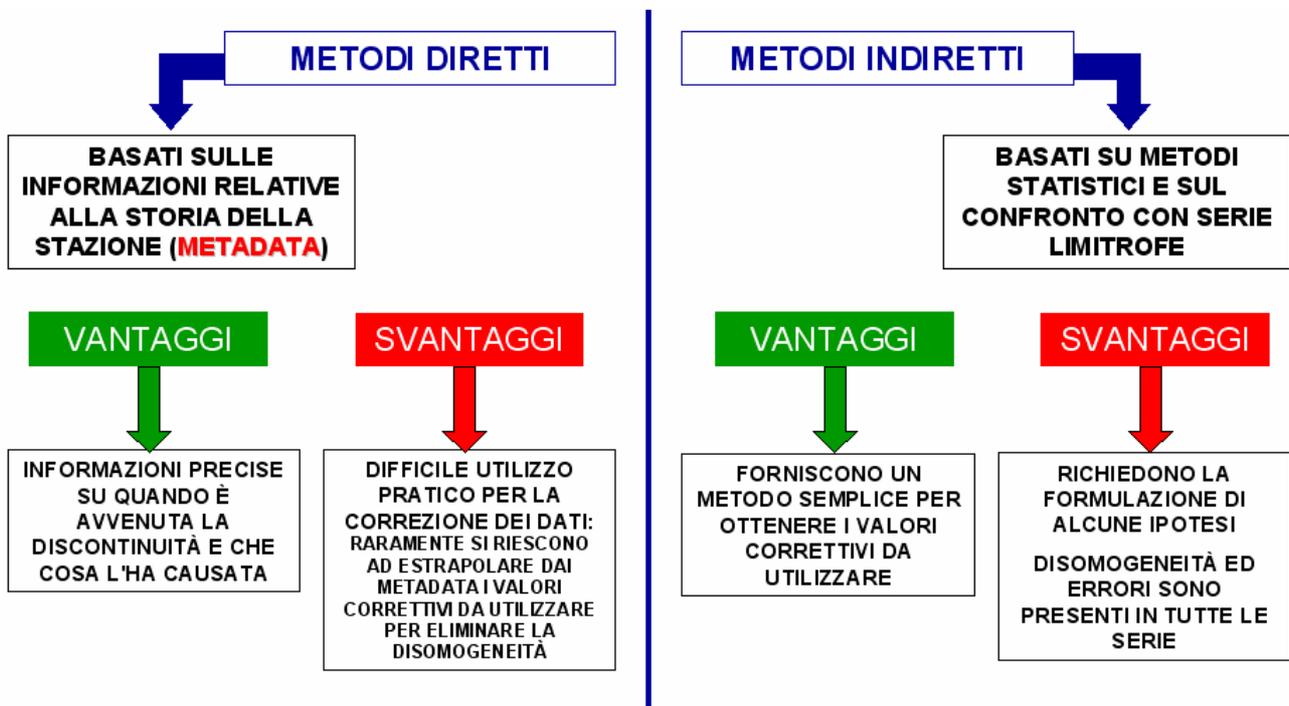


Figura 4.6 Schema dei vantaggi/svantaggi dei metodi diretti ed indiretti (Brunetti M.).

I test statistici di omogeneità sviluppati ed utilizzati nel presente lavoro sono:

- Standard Normal Homogeneity Test – SNHT – (Alexandersson and Moberg, 1997; Tuomenvirta, 2001);
- Test di Craddock (Craddock, 1979);
- Test di Vincent (Vincent, 1998).

Il test *SNHT* (Alexandersson and Moberg, 1997; Tuomenvirta, 2001) è uno dei più comuni in bibliografia e consiste nel “confronto” fra una serie candidata (da controllare) ed una serie di riferimento, costruita attraverso una media pesata delle serie di stazioni vicine scelte opportunamente, utilizzando come pesi per ciascuna delle stazioni vicine il coefficiente di correlazione con la serie da controllare. Questo test ha il vantaggio di fornire un risultato oggettivo su un eventuale salto del segnale climatico che si traduce in un brusco cambiamento della media a partire da uno specifico istante (anno). Uno dei pochi svantaggi

è che il test risulta poco affidabile ad eventuali discontinuità ai margini della serie (inizio e fine).

Il *test di Craddock* (Craddock, 1979) è matematicamente più semplice del test SNHT e richiede una o più serie di riferimento ed una serie candidata. Sostanzialmente, questo test, accumula le differenze fra la serie candidata e la serie di riferimento. Esso risulta più sensibile ad eventuali valori estremi isolati nella serie ed ha inoltre il vantaggio di confrontare la serie candidata con ognuna delle serie di riferimento e quindi permette di riconoscere se qualcuna delle serie di riferimento scelta non è adatta al confronto con la candidata.

Il *test di Vincent* (Vincent, 1998; Vincent and Gullett, 1999) è molto più complesso degli altri due test precedentemente descritti. La tecnica consiste nel calcolo di alcuni modelli di regressione lineare fra la serie candidata e la serie di riferimento, quest'ultima intesa come la media aritmetica delle serie delle stazioni di riferimento. Questo test è molto rigoroso e permette di distinguere se un'eventuale disomogeneità della serie è causata da un trend lineare o da una improvvisa variazione della media. Per questo motivo esso è un buon supporto all'interpretazione dei risultati dei precedenti due test, soprattutto nel caso di serie dubbie.

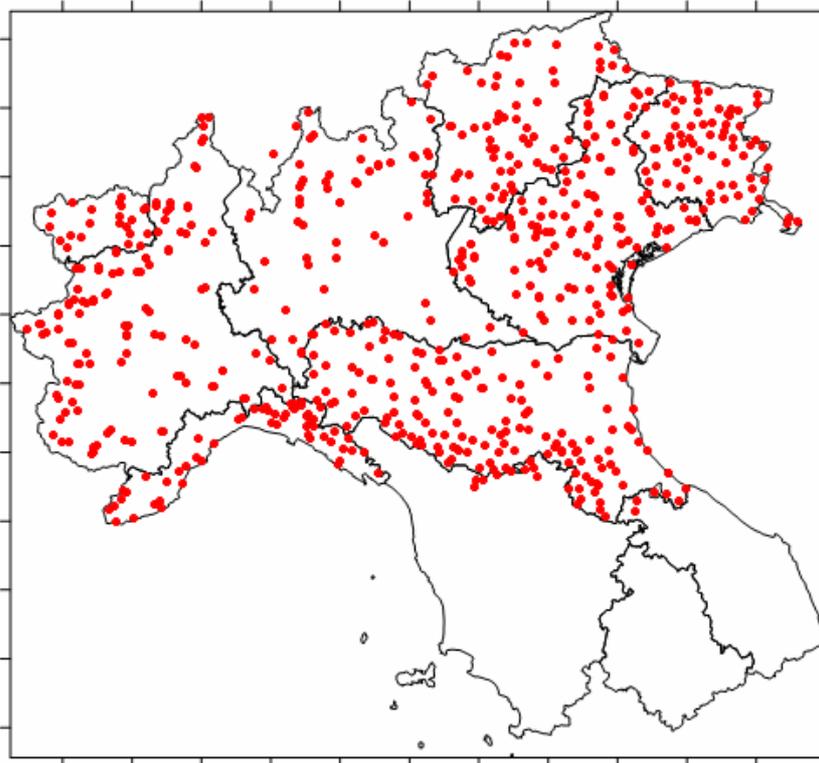
In questo lavoro di tesi, l'SNHT è stato considerato come il test principale mentre i test di Craddock e Vincent sono stati utilizzati in supporto al primo nel caso in cui esso indichi la presenza di una possibile disomogeneità.

Tutti i test sopra descritti possono essere applicati a valori mensili, stagionali ed annuali. In questo lavoro sono stati applicati ai soli valori annuali poiché il segnale climatico risulta essere meno rumoroso e non ha bisogno di essere filtrato per l'andamento stagionale.

Comunque per una trattazione più accurata si rimanda all'appendice.

In figura 4.7 vengono mostrati i risultati dei test di omogeneità per le serie pluviometriche delle stazioni del nord Italia.

Serie omogenee ARCIS (PREC)



Serie NON omogenee ARCIS (PREC)

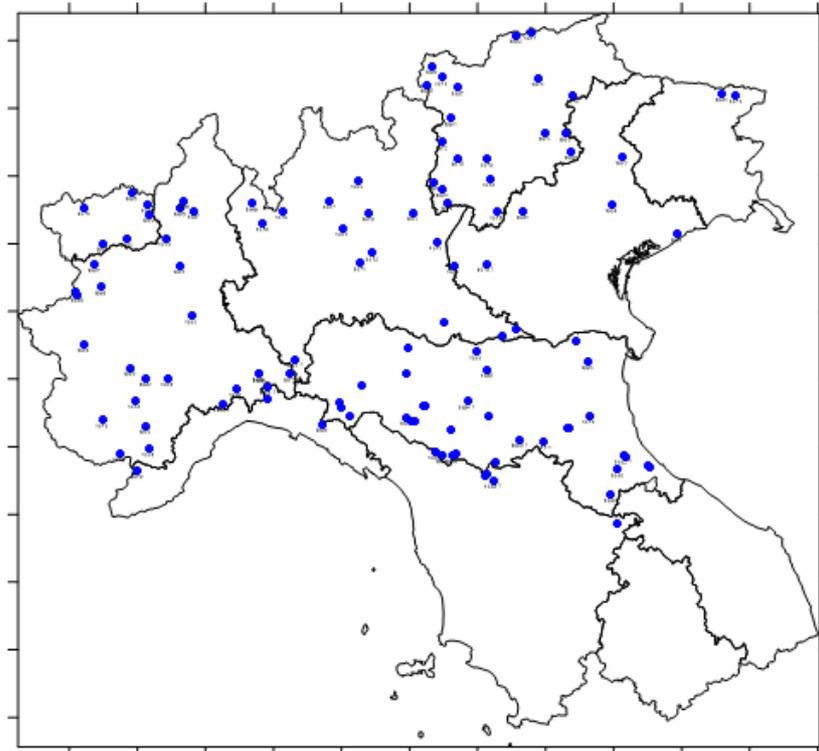


Figura 4.7 In rosso le stazioni pluviometriche omogenee. In blu le serie pluviometriche classificate NON omogenee.

Fra le stazioni analizzate poco più di 600 risultano essere omogenee o comunque non presentano disomogeneità rilevanti. Mentre le stazioni che sembrano essere sicuramente non omogenee sono circa 100.

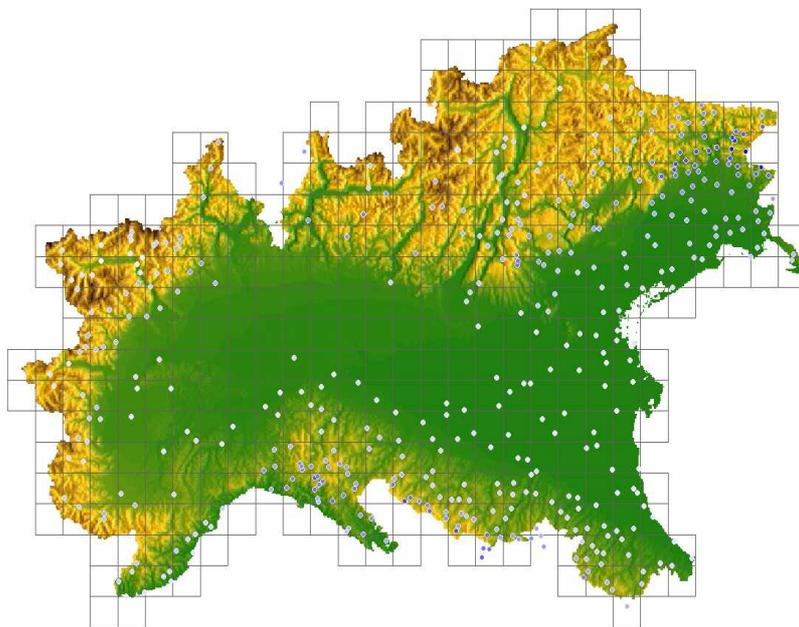
In letteratura, esistono diverse tecniche per omogeneizzare e rendere quindi disponibili all'interno di studi climatici anche le serie non omogenee ma in questo lavoro si è deciso di utilizzare le sole serie omogenee, data la buona copertura su tutto il territorio del nord Italia.

4.5 Analisi oggettiva dei dati: interpolazione

L'interpolazione è un metodo che consente di individuare il valore di una variabile in nuovi punti nel piano a partire dai valori noti in un insieme di punti, rappresentati dai dati pluviometrici dei punti stazione.

Prima di iniziare una interpolazione dei dati bisogna decidere il passo di ricostruzione del dato in superficie, cioè la risoluzione e quindi il tipo di griglia. La scelta della risoluzione migliore da adoperare dipende solitamente dalla densità dei dati noti (distanza media fra i vari punti) e dall'uso che si intende fare dei dati interpolati.

Le griglie regolari (figura 4.8, in basso) permettono una ricostruzione regolare a celle quadrate. Il valore associato ad ogni cella è ottenuto come la media fra tutti i valori interpolati per ogni punto disponibile sul Digital Elevation Model (DEM) che cade all'interno di questa cella. Il DEM attualmente utilizzato per l'Emilia-Romagna ha una risoluzione di circa 450 m, mentre quello utilizzato per il Nord Italia ne ha una di circa 800 m.



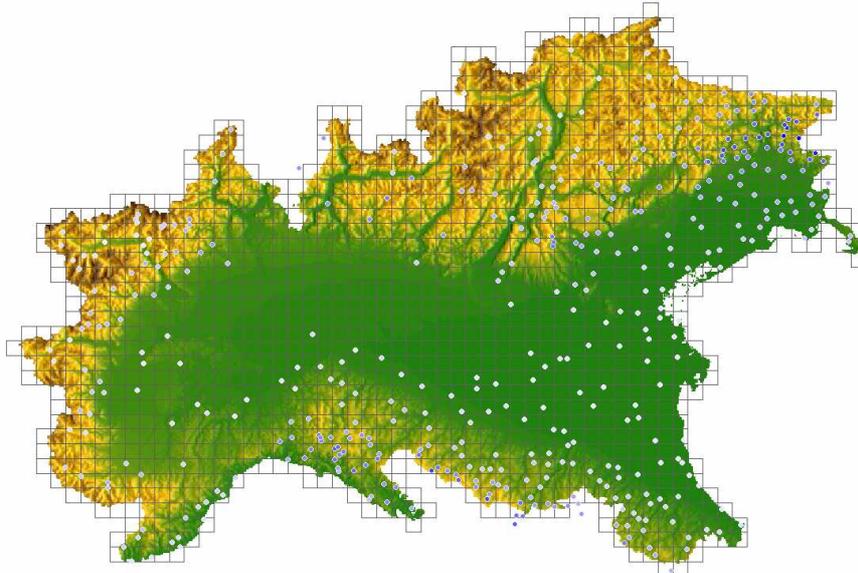


Figura 4.8 In alto, griglia regolare a 20 Km di risoluzione. In basso, griglia regolare a 10 Km. Quest'ultima è stata scelta per la realizzazione dell'analisi in questo lavoro di tesi.

La griglia triangolata, invece, è irregolare e la grandezza di ogni maglia dipende dal DEM (figura 4.9). Quindi le maglie saranno più fitte nelle zone collinari e montane rispetto alle zone di pianura.

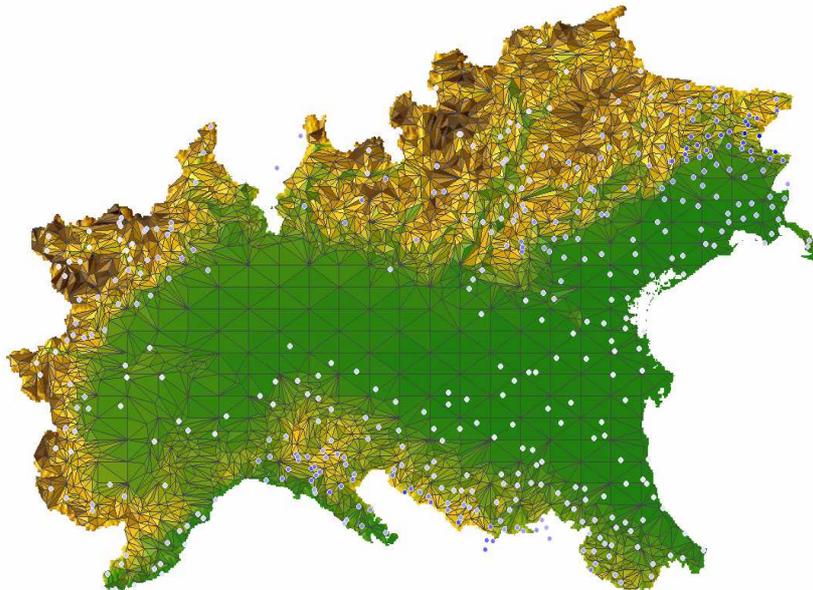


Figura 4.9 Griglia irregolare triangolata dipendente dal DEM.

Una volta scelte la risoluzione ed il tipo di griglia, è necessario decidere il metodo di interpolazione. A questo scopo, si fa riferimento ai risultati della branca della statistica che si occupa dell'analisi e della spazializzazione dei dati geografici, cioè la *Geostatistica*. Essa si basa sulla valutazione dell'autocorrelazione spaziale di dati georeferenziati cercando di verificare se i dati di punti vicini presentano una minore variabilità rispetto ad osservazioni effettuate tra punti distanti. Tale variabilità viene rappresentata con lo strumento di un grafico chiamato semivariogramma.

Tra i metodi più comuni basati sulla tecnica del semivariogramma ricordiamo il *Kriging* (De Marsily, 1986).

Col termine *kriging* si indica una tecnica di interpolazione di natura stocastica la cui formulazione teorica generale prende il nome dell'ingegnere minerario sudafricano D.G. Krige che intorno al 1950 ha sviluppato una serie di metodi statistici empirici (Krige, 1951) per determinare la distribuzione spaziale dei giacimenti minerari a partire da informazioni disponibili presso un numero limitato di fori di sondaggio. La formalizzazione di questo approccio è dovuta in seguito a Matheron che per primo ha utilizzato le correlazioni tra i sondaggi per stimare la distribuzione spaziale.

Successivamente il suo utilizzo è stato esteso anche ad altri campi per varie applicazioni come per l'interpolazione di dati meteorologici di superficie (Dodson and Marks, 1997; Hartkamp et al, 1999; Haylock et al., 2008; Jarvis and Stuart, 2001) o l'interpolazione della densità o altezza delle formazioni geologiche, le stime di trasmissività e carico piezometrico, le mappe di concentrazione di inquinanti ed altro.

Il metodo di Kriging (in seguito descritto anche da Isaaks and Srivasava, 1989) si basa sull'assunzione che valori campionati in luoghi vicini tra loro tendono ad avere comportamenti simili. In tal senso, la correlazione fra i valori della variabile tende a diminuire con l'aumentare della distanza. Quindi le proprietà di una variabile nello spazio sono in relazione fra di loro a differenti scale. Questa proprietà è chiamata autocorrelazione. Per valutare l'autocorrelazione spaziale di dati osservati georeferenziati viene impiegato il semivariogramma. Esso è un tipo di funzione geostatistica che esprime la semivarianza dei valori osservati in gruppi di coppie a determinate distanze. Il semivariogramma sperimentale deve essere modellato con una funzione continua, in grado di determinare il tipo di autocorrelazione spaziale della variabile misurata, che sarà successivamente usata nell'interpolazione. Nel processo di kriging è richiesta una funzione continua per

l'assegnamento dei pesi a tutti i punti, legata al valore della semivarianza. Tale modello di semivariogramma si desume a partire dall'osservazione del semivariogramma sperimentale (vedi figura 4.10):

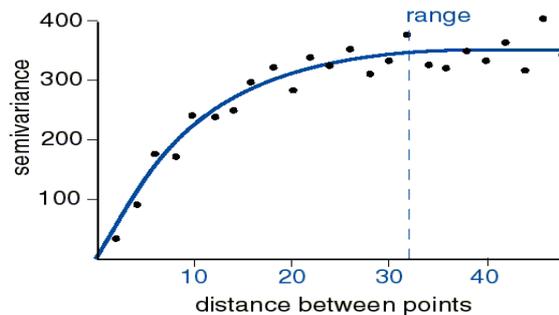


Figura 4.10 Esempio di semivariogramma.

Il software PRAGA utilizza principalmente un semivariogramma di tipo lineare, i cui parametri sono calcolati risolvendo un sistema di equazioni a due incognite:

$$S = h_0 + mh_{avg}$$

$$\gamma_{nn} = h_0 + mh_{nn}$$

dove S è la varianza delle misure, h_{avg} è la distanza media tra le stazioni, γ_{nn} e h_{nn} sono rispettivamente la semivarianza sperimentale e la distanza media calcolate per le coppie di stazioni più vicine, m e h_0 sono rispettivamente la pendenza e l'intercetta del modello lineare.

Tra gli altri metodi di interpolazione (disponibili sul software PRAGA, figura 4.11) ricordiamo l'*Inverse Distance Weight (IDW)*. Questa tecnica si basa sull'assunzione che il campo di correlazione rispetto ad un punto vari con l'inverso della distanza. La stima si basa su una somma pesata di tutti i valori osservati. Coerentemente con le assunzioni sopra descritte, i pesi per ogni singolo punto misura sono assegnati in base all'inverso della distanza dal punto su cui si vuole effettuare la stima. Un caso particolare dell'IDW è rappresentato dalla *tecnica di Shepard* (Shepard, 1968), in cui i punti raggruppati in aree a maggior densità di valori osservati contribuiscono con un peso minore alla somma pesata.

Nel caso particolare di interpolazione di dati pluviometrici, in letteratura è considerata più rappresentativa l'interpolazione con la tecnica del Kriging. Inoltre è possibile adottare diverse strategie di interpolazione per dare una rappresentazione spaziale più affidabile e più vicina possibile alla realtà.

Tra queste strategie, nel presente lavoro, è stata adottata la tecnica in uso presso il Joint Research Centre (*JRC, 1995*) che consiste in una doppia interpolazione dei valori di precipitazione. Inizialmente si assegna valore 1 ai punti di misura in cui la precipitazione in un certo giorno è superiore ad una soglia assegnata (tipicamente 0.2 mm, corrispondente alla soglia minima rilevabile dal pluviometro) e valore 0 a quelli in cui essa è inferiore alla stessa soglia. Quindi, si interpolano i valori così ottenuti sui punti di griglia in modo tale da individuare in quali è piovuto in quel giorno, che coincideranno con quelli in cui il valore stimato è superiore ad una determinata soglia (tipicamente pari a 0.5). Nel secondo passaggio, per questi ultimi la precipitazione giornaliera è stimata interpolando unicamente i valori positivi rilevati nelle stazioni, mentre ai rimanenti punti di griglia è assegnata una precipitazione nulla. Senza questi accorgimenti l'interpolazione produrrebbe irrealistici valori non nulli di pioggia nelle aree intermedie.

E' possibile avere un'idea della bontà dell'interpolazione attraverso il metodo di validazione incrociata (*cross-validation*). Essa è una procedura per cui iterativamente ogni dato stazione viene escluso dal data-set e confrontato con la sua stima ottenuta interpolando i valori di tutti gli altri disponibili. Il confronto tra il valore stimato ed il valore osservato è detto residuo della *cross-validation*. I residui quindi sono utilizzati al fine di fornire alcuni indici statistici per valutare l'errore di stima dell'interpolazione.

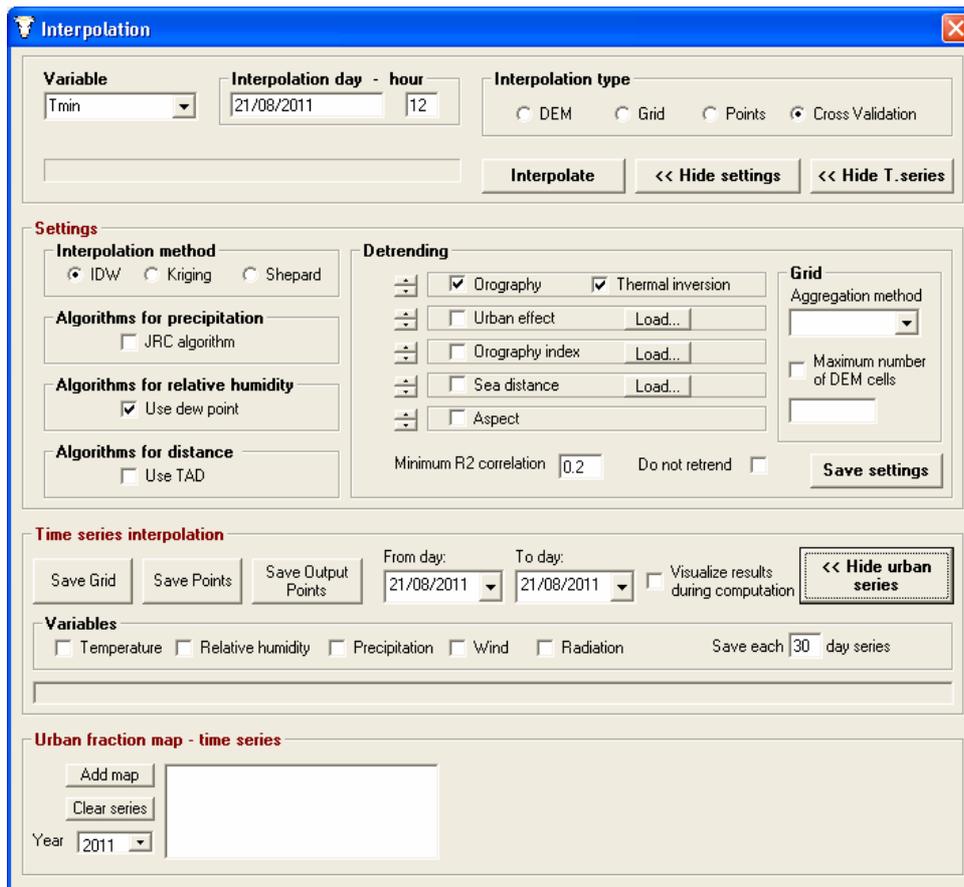


Figura 4.11 PRAGA: finestra dell'ambiente di lavoro Interpolation con le impostazioni visibili.

Lo studio di sensibilità dei risultati alle tecniche di interpolazione spaziale utilizzate è stato fatto sui dati dell'Emilia-Romagna (Antolini et. al., 2013).

Per una trattazione matematica più accurata dei metodi descritti precedentemente si rimanda all'appendice.

4.6 Analisi climatica delle precipitazioni sul nord Italia

Come accennato precedentemente, i cambiamenti climatici hanno un grande impatto sull'ambiente, sugli ecosistemi, e quindi sulle attività umane. La completa descrizione del clima di un territorio ci consente di evidenziare eventuali variazioni attraverso, non solo dei valori medi, ma anche della frequenza e dell'intensità di eventi meteorologici estremi. Un'analisi climatica approfondita attraverso una stima di tutte queste componenti, quindi, è una condizione necessaria per una valutazione corretta degli impatti locali del cambiamento climatico in vari campi, come l'idrologia, la geologia o l'agricoltura.

In tal senso, in questo paragrafo vengono illustrati alcuni risultati dell'analisi delle precipitazioni ARCIS riguardanti il periodo 1961-2005 sul territorio del nord Italia. La climatologia dell'area in esame, viene quindi descritta attraverso l'uso dei seguenti indici: precipitazione totale annuale (figura 4.12) e la sua media spaziale sull'intero territorio considerato (figura 4.15), il numero annuo dei giorni piovosi (figura 4.16), il 90° percentile annuale (figura 4.18) e stagionale (figure 4.20 e 4.22) della precipitazione giornaliera, i rispettivi trend corredati dalla loro significatività.

Tutte le mappe realizzate hanno una risoluzione di 10 km (griglia regolare) ed il test utilizzato per valutare la significatività del trend è il Mann-Kendall (rappresentato su mappa attraverso una retinatura che mostra i livelli di significatività al 75% e 95%).

Per una descrizione dettagliata dei metodi, si rimanda all'appendice della tesi.

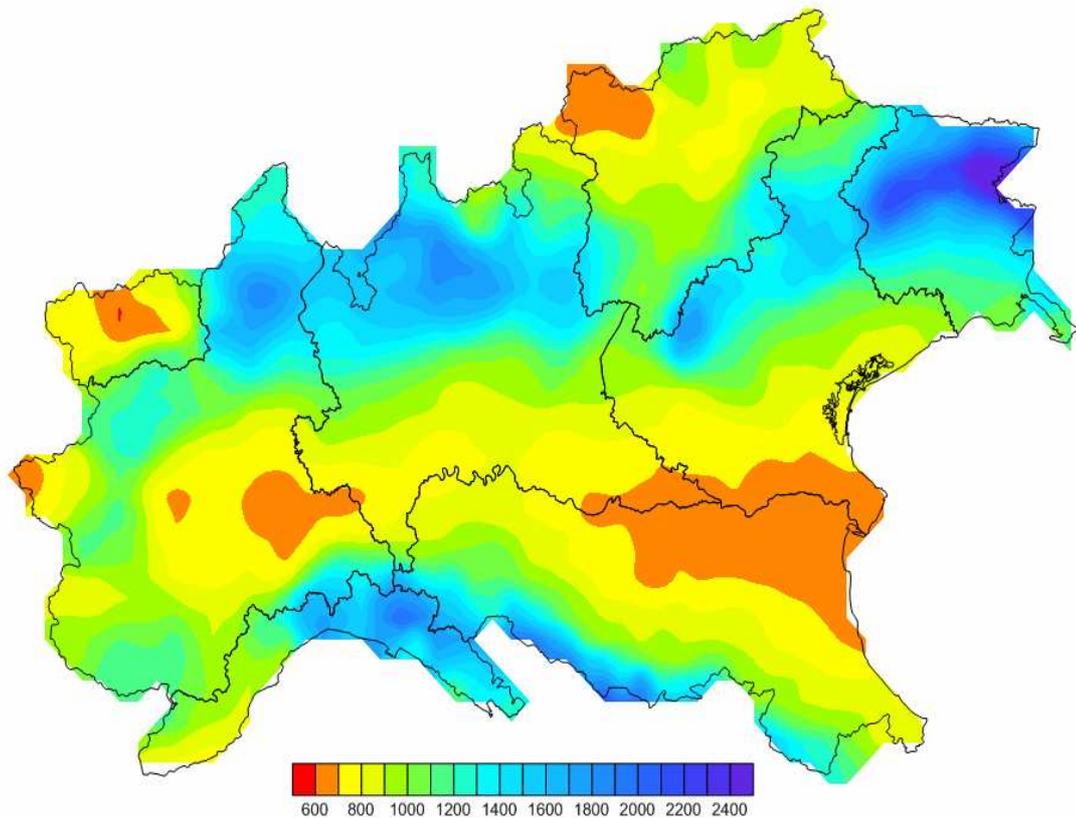


Figura 4.12 Precipitazione media annua (1961-2005) in mm.

La mappa dei valori medi annuali (figura 4.12) presenta valori intensi, su gran parte dell'arco Alpino e Appenninico, con massimi sulle Alpi Orientali che superano i 2000 mm annui e sull'Appennino Ligure in cui si attestano valori superiori ai 1500 mm annui. Valori minimi, invece, sono osservati in Val d'Aosta, in Alto Adige (in particolare la zona della valle Venosta) e nelle aree più basse del bacino del fiume Po con valori intorno ai 500-600 mm annui. E' noto, infatti, che la particolare conformazione geografica di questa regione influenza profondamente la distribuzione delle precipitazioni. Le aree che presentano massimi di piovosità sono i rilievi orografici esposti ai venti caldo-umidi provenienti da sud-ovest, che si sono arricchiti di vapore acqueo passando sul Mar Mediterraneo, specialmente nella stagione autunnale, in cui le acque marine superficiali non hanno ancora completamente rilasciato il calore accumulato nel periodo estivo ed i moti atmosferici favoriscono l'incontro di masse di aria di temperatura molto diversa. D'altra parte le aree che presentano minimi di piovosità sono quelle più protette dal mare (come nel caso della

Val d'Aosta o della Val Venosta) o quelle non interessate da rilievi orografici in grado di amplificare le precipitazioni (come nel caso della Pianura Padana centrale). Successivamente (figura 4.13) viene mostrata la corrispondente mappa di tendenza di tali valori di piovosità.

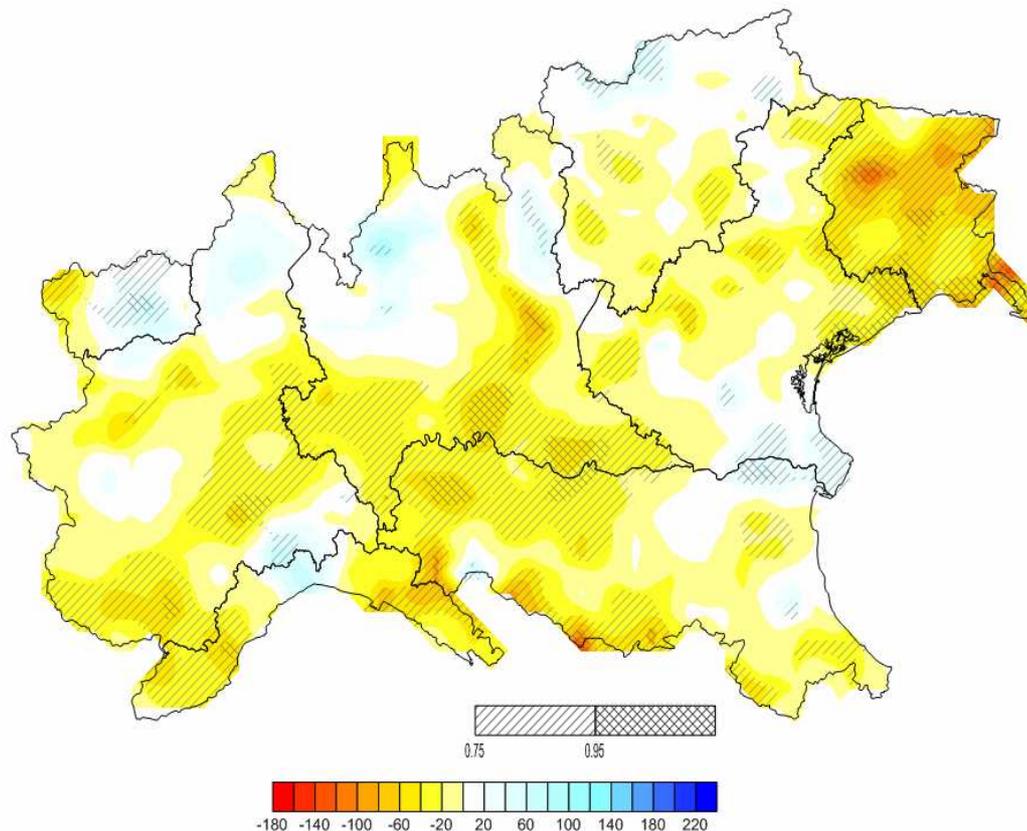


Figura 4.13 Tendenza dei valori di piovosità annua (mm/decennio). La retinatura mostra i livelli di significatività al 75% ed al 95%.

L'analisi del trend temporale indica la presenza di lievi cali nella cumulata di precipitazione annuale, statisticamente significativi solo in aree limitate del territorio (ad esempio nel Friuli-Venezia Giulia in cui è particolarmente evidente e significativa la tendenza negativa che in alcune zone, in particolare, raggiunge valori di un centinaio di millimetri per decennio).

L'analisi del trend è coerente con la mappa mostrata in figura 4.14 in cui viene rappresentata la differenza di precipitazione media annua fra il periodo 1991-2005 ed il periodo di riferimento 1961-1990.

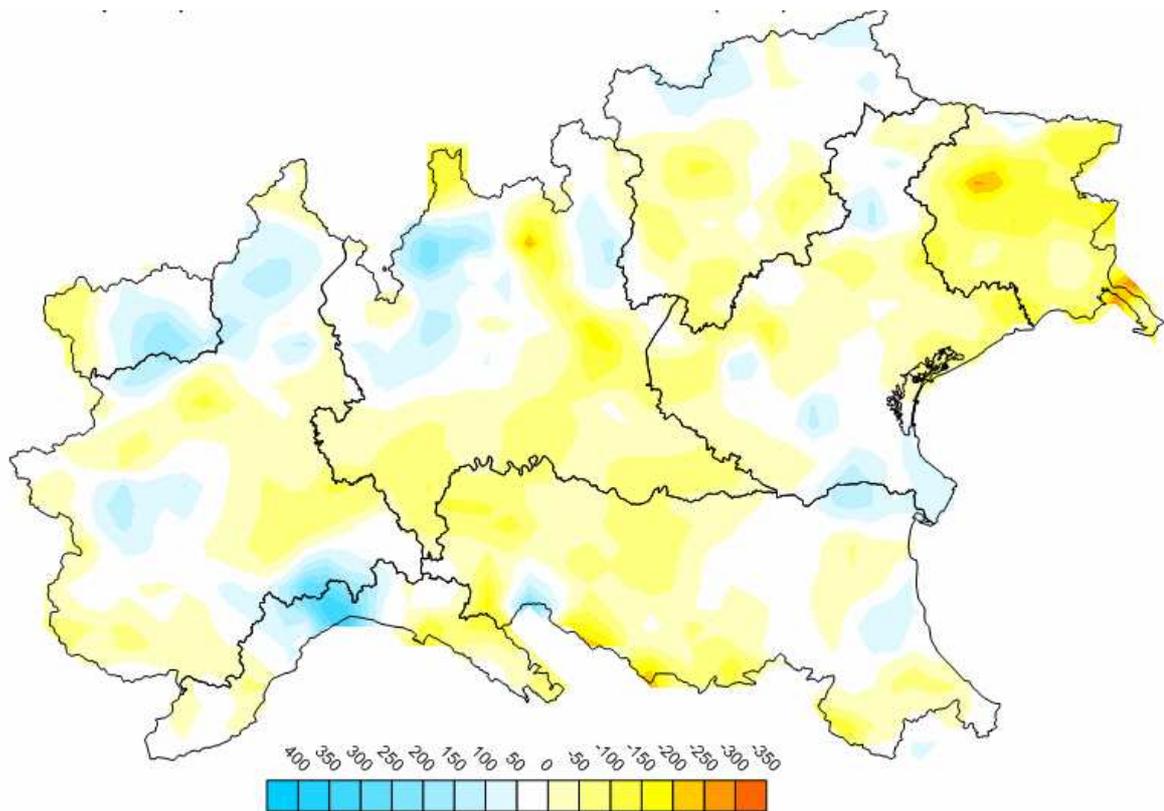


Figura 4.14 Anomalia di precipitazione media annua (in mm) 1991-2005 rispetto al periodo di riferimento 1961-1990.

La mappa di anomalia di precipitazione (figura 4.14) mostra, infatti, dei cali lievi dei valori di piovosità media annua distribuiti su diverse aree del territorio in esame (specialmente nel Friuli-Venezia Giulia) e solo alcuni aumenti localizzati (come nella Liguria centrale dove la piovosità media annua 1991-2005 risulta essere maggiore di circa un paio di centinaia di millimetri rispetto alla media annua di riferimento 1961-1990).

In seguito è presentato (figura 4.15) il grafico che evidenzia la variazione nel tempo della precipitazione annuale mediata su tutto il territorio del nord Italia a partire dal 1961 fino al 2005.

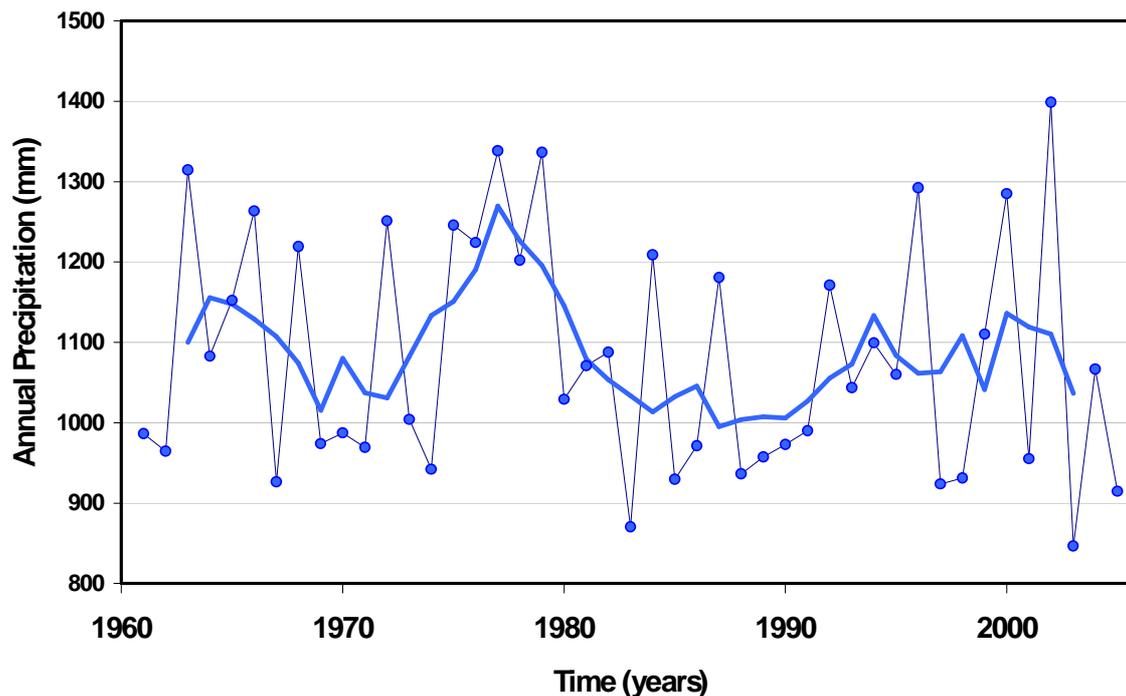


Figura 4.15 Valori cumulati annui della media areale giornaliera della precipitazione (e media mobile su 5 anni) sul Nord Italia.

Il grafico mette in evidenza un'intensa variabilità decennale, ma solo una lieve flessione lineare sull'intero periodo, coerentemente da quanto evidenziato nell'analisi del trend dei valori di piovosità media annuale mostrata in figura 4.13.

In seguito vengono mostrate le mappe del numero medio annuo dei giorni piovosi e la rispettiva analisi del trend (figure 4.16 e 4.17).

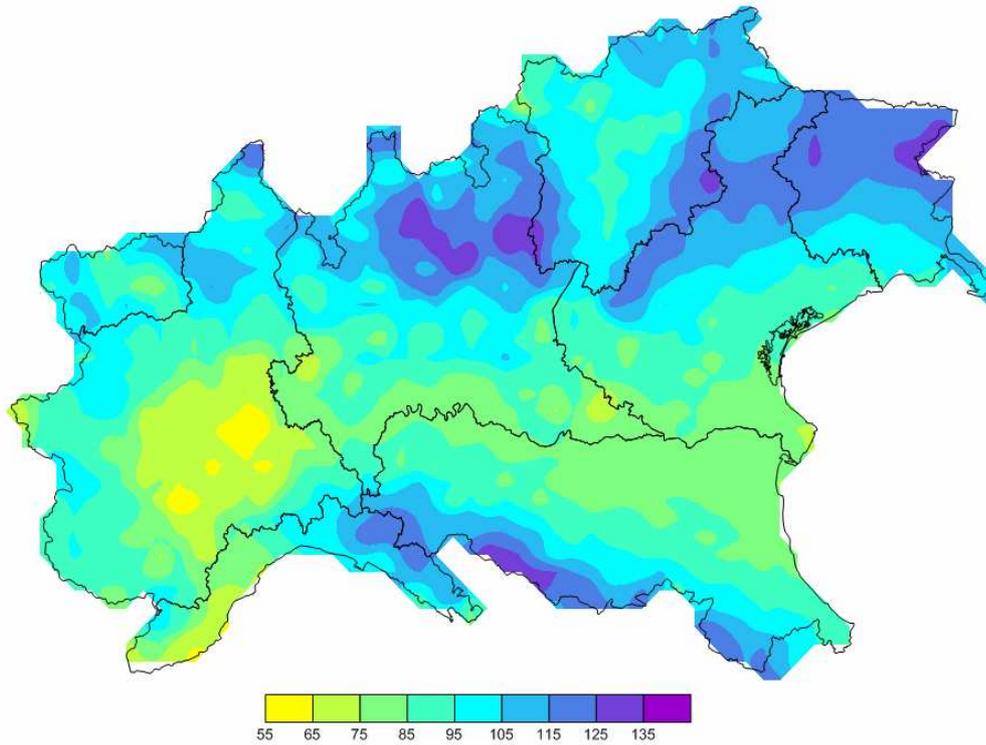


Figura 4.16 Numero annuo di giorni piovosi 1961-2005 (soglia > 1 mm).

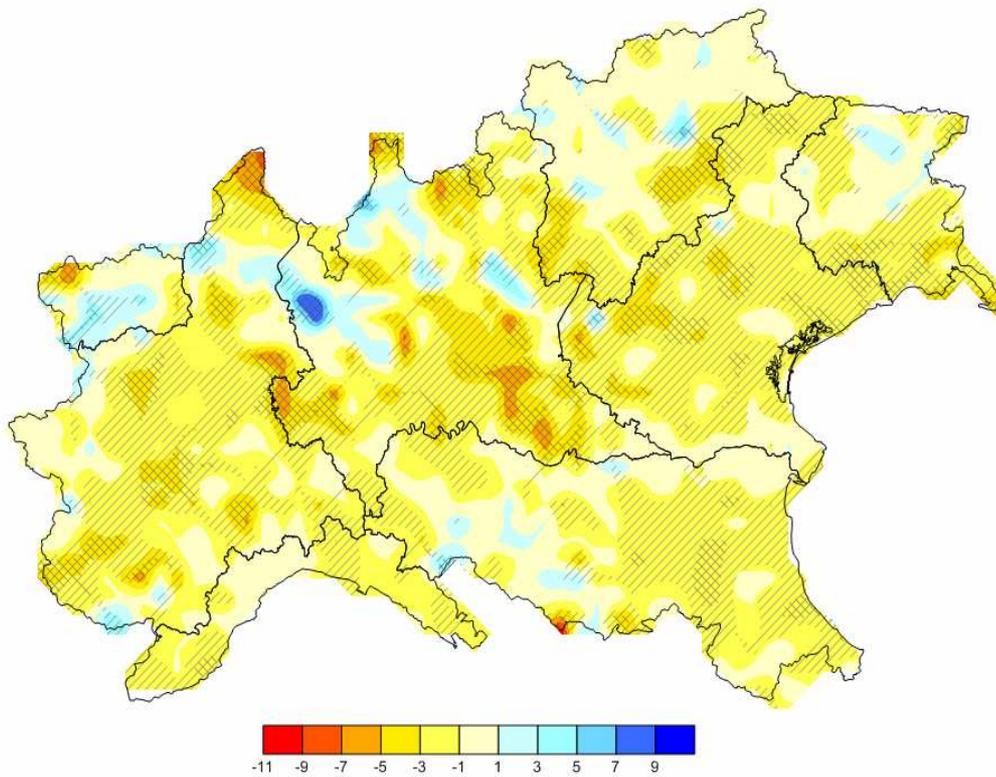


Figura 4.17 Tendenza del numero dei giorni piovosi 1961-2005 (giorni/decennio).

La mappa del numero dei giorni piovosi medi annui mostrata in figura 4.16 ricalca molto da vicino quella della distribuzione della piovosità media annua. In particolare, si evidenziano i valori più bassi nell'area della pianura padana piemontese in cui si contano mediamente circa 55 – 60 giorni dell'anno con precipitazione. Valori abbastanza bassi sono riscontrati anche lungo le aree prospicienti il fiume Po, Liguria occidentale, Alto Adige e Val d'Aosta. Diversamente, i valori più alti, superiori anche ai 120 giorni annui con precipitazione, sono riscontrati sull'arco Alpino centrale, alto Veneto, Friuli-Venezia Giulia ed Appennino Tosco-Emiliano.

In particolare, l'analisi di tendenza rappresentata in figura 4.17, mette in evidenza che sul periodo considerato si nota un calo del numero dei giorni piovosi su gran parte del territorio.

Di seguito vengono mostrate le mappe che raffigurano i valori corrispondenti al 90° percentile medio annuo (eventi intensi) e l'analisi del trend rispettivo (figure 4.18 e 4.19). Questo tipo di analisi riveste una fondamentale importanza per la programmazione e la protezione del territorio.

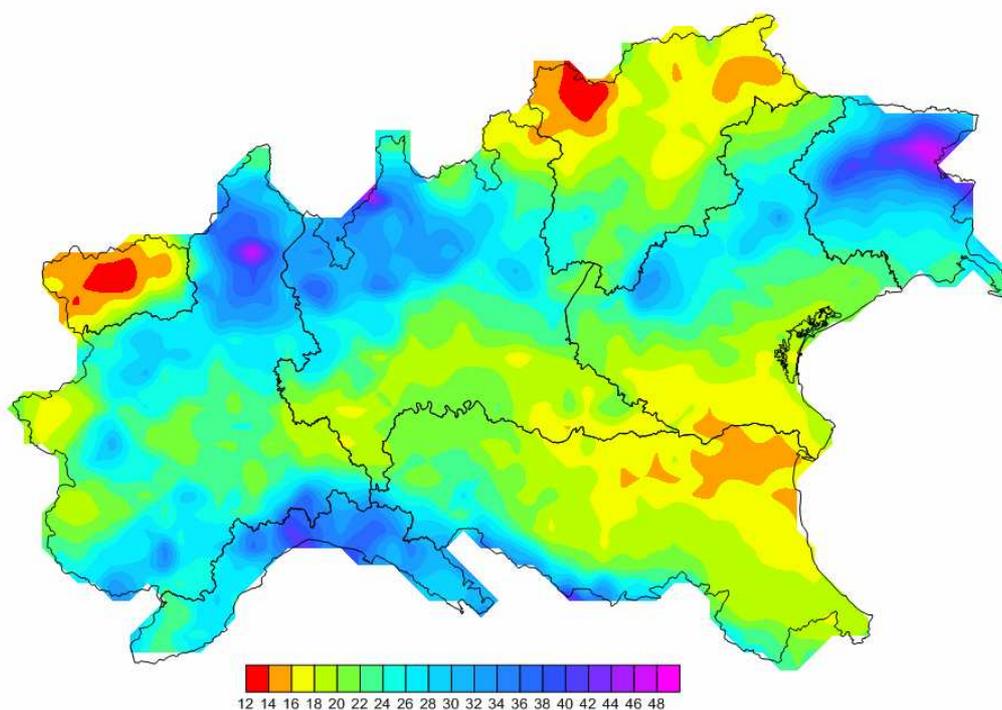


Figura 4.18 90° percentile annuo della precipitazione 1961-2005 (mm).

La mappa del 90° percentile medio annuo (figura 4.18) mostra dei valori minimi intorno a 12 - 16 mm in Val d'Aosta e Val Venosta. Valori di poco più alti sono riscontrati nella zona della Val Pusteria ed in Val Padana. Al contrario i valori più intensi sono riscontrati in Friuli-Venezia Giulia, arco Alpino centrale ed Appennino Ligure che in alcuni casi superano i 40 mm dove appunto le correnti verticali indotte dall'orografia risultano amplificate.

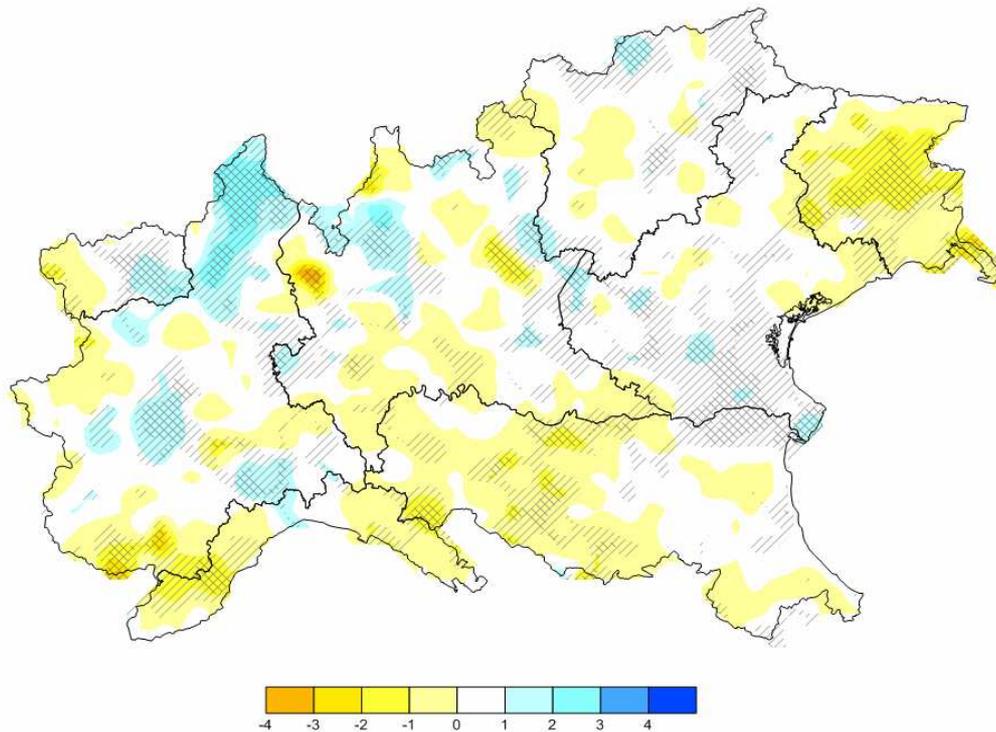


Figura 4.19 Tendenza del 90° percentile annuo della precipitazione 1961-2005 (mm/decennio).

La tendenza del 90° percentile annuo rappresentata in figura 4.19, mostra che solo in alcune aree del territorio è possibile notare una tendenza più o meno significativa. In particolare, è possibile notare un lieve calo di circa 1-2 mm per decennio nella zona centrale del Friuli Venezia Giulia diversamente un lieve aumento di circa 2-3 mm per decennio risulta essere significativo sull'area dell'alto Piemonte.

Nelle successive elaborazioni sono mostrate le mappe del 90° percentile ed i rispettivi trend a scala stagionale. In particolare, vengono rappresentate le analisi per la stagione autunnale (SON) in cui si registrano i maggiori quantitativi di precipitazione nell'arco dell'anno e la

stagione estiva (JJA) in cui le precipitazioni sono di tipo convettivo ed associate maggiormente a fenomeni temporaleschi più intensi.

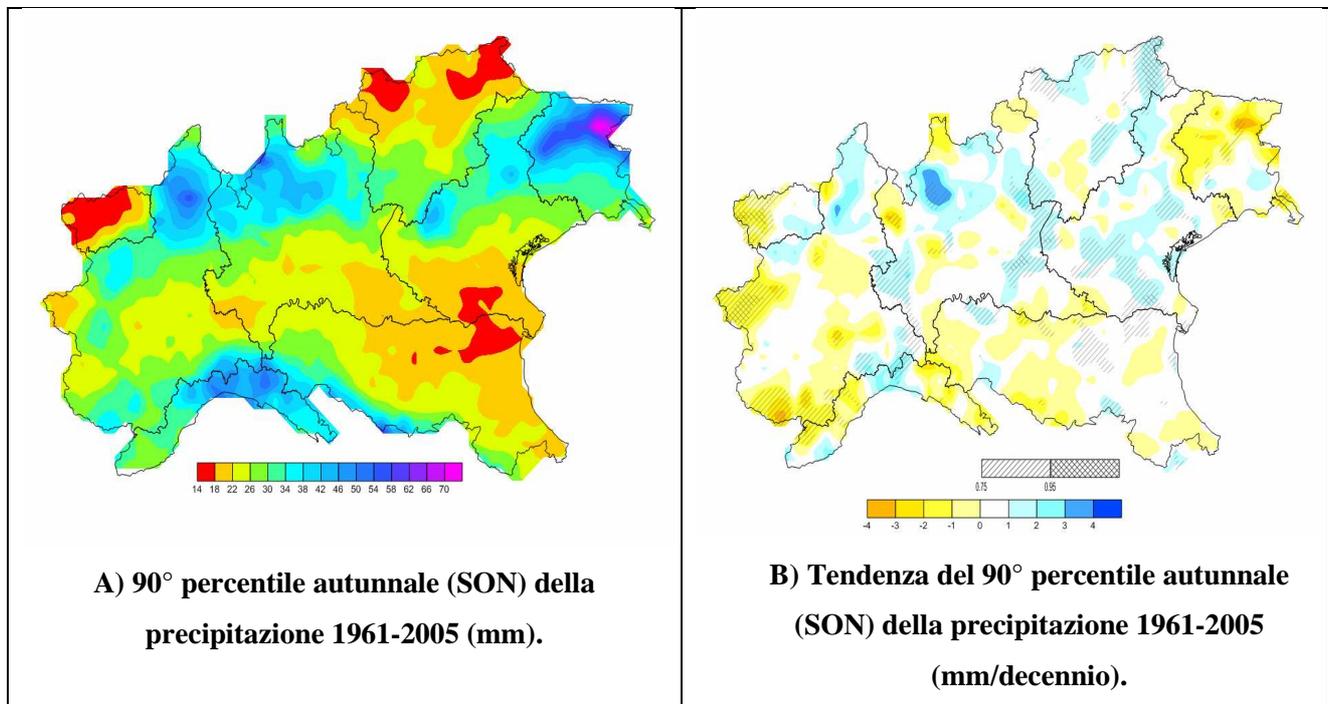


Figura 4.20

Le mappe mostrate nella figura 4.20, rappresentano rispettivamente la distribuzione spaziale del 90° percentile e la rispettiva analisi di tendenza per la stagione autunnale. Nella prima è possibile notare valori minimi intorno a 14 – 18 mm in Alto Adige, Val d’Aosta e Pianura Padana e valori massimi di oltre i 50 – 60 mm localizzate in Friuli-Venezia Giulia, Appennino Ligure ed arco Alpino centrale. Nella seconda, l’analisi del rispettivo trend sembra mostrare particolari tendenze significative solo in alcune aree (come un lieve calo sulla parte occidentale di Piemonte e Valle d’Aosta ed un leggero aumento sulla parte orientale dell’Alto Adige).

Le configurazioni bariche associate alle piovose correnti sciroccali tipiche dell’autunno (un esempio è mostrato in figura 4.21/A del 24 Novembre del 2000 e corrispondente mappa di precipitazione cumulata giornaliera ricavata dai dati del data set ARCIS in figura 4.21/B) sono rappresentate da profonde saccature protese dal nord Europa verso il Mediterraneo Occidentale in cui spesso si crea un vortice depressionario che portandosi sul mar Ligure causa delle situazioni di precipitazioni particolarmente abbondanti ad immediato ridosso dei

versanti meridionali alpini nonché sul settore dell'Appennino Tosco-Emiliano e Ligure e sulle aree pianeggianti limitrofe (Giuliaci, 1988).

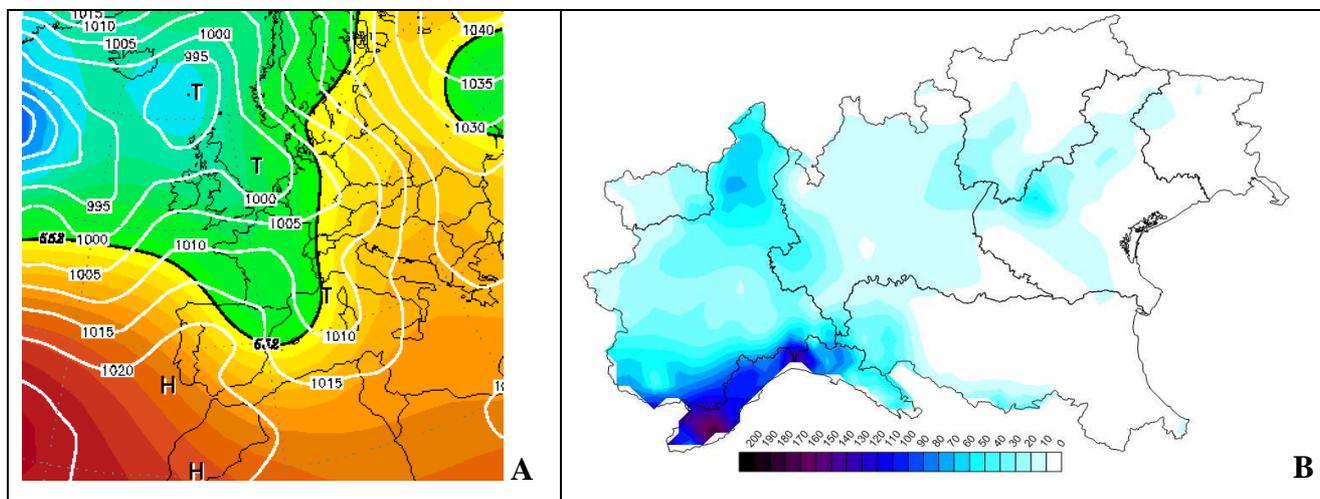
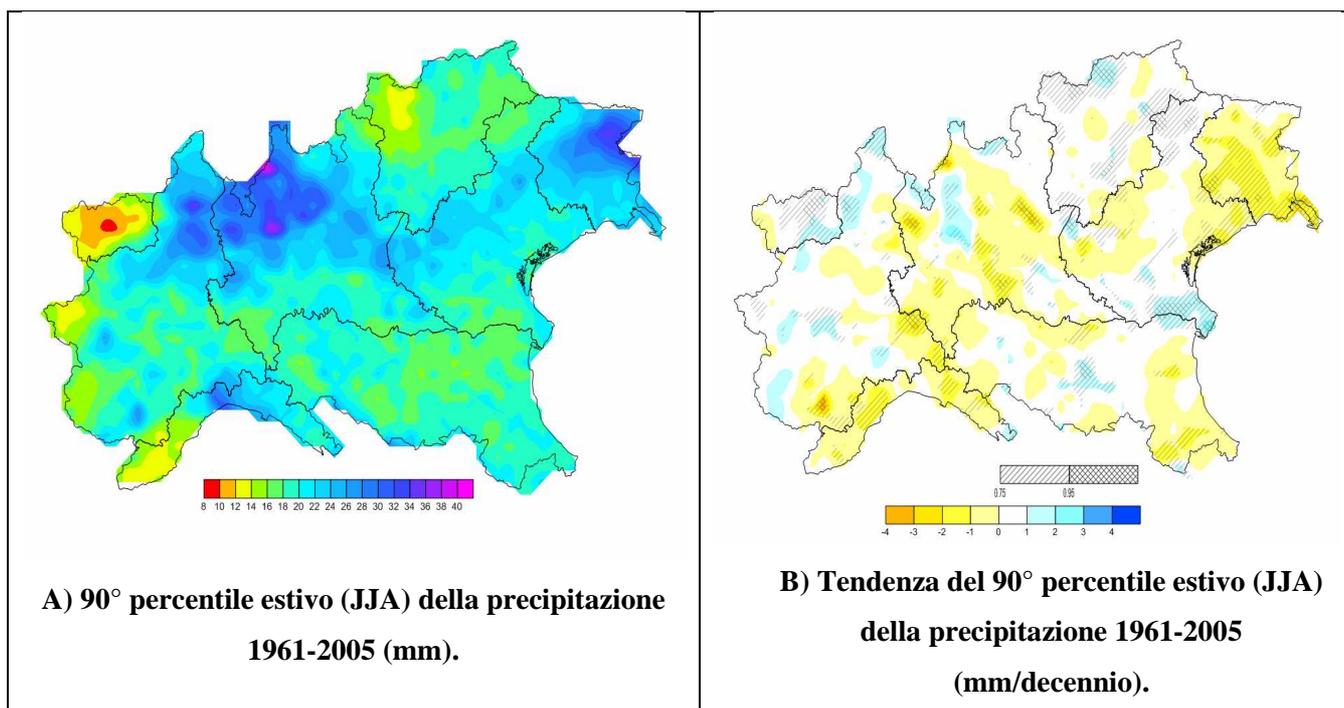


Figura 4.21 A) Configurazione sinottica favorevole all'instaurarsi di eventi di precipitazione abbondante sull'area del nord Italia (mappa del 24/11/2000 tratta da Wetterzentrale). B) Mappa di pioggia corrispondente ricavata dai dati del DB ARCIS del 24/11/2000. In questo caso, i maggiori accumuli giornalieri (quasi 200 mm) sono stati osservati nell'area della Liguria occidentale.

Le mappe mostrate, invece, nella figura 4.22, rappresentano rispettivamente la distribuzione spaziale del 90° percentile e la rispettiva analisi di tendenza per la stagione estiva.



A) 90° percentile estivo (JJA) della precipitazione 1961-2005 (mm).

B) Tendenza del 90° percentile estivo (JJA) della precipitazione 1961-2005 (mm/decennio).

Figura 4.22

Nella prima è possibile notare valori minimi intorno ad 8 – 12 mm in Val d'Aosta seguiti da valori leggermente superiori in Val Venosta e Liguria occidentale. Valori massimi di oltre 30 mm sono sempre localizzati in Friuli-Venezia Giulia, Appennino Ligure ed arco Alpino centrale. Nella seconda, l'analisi del rispettivo trend anche in questo caso sembra mostrare particolari tendenze significative solo in alcune aree. In particolare, si nota un incremento di circa 1-2 mm per decennio in corrispondenza dell'area della foce del Po. Al contrario, si evidenziano dei lievi cali in Friuli Venezia Giulia e su alcune aree localizzate della Lombardia e della Liguria.

Dalle mappe delle figure 4.20 e 4.22 si nota quindi che le intensità maggiori si verificano nei mesi autunnali in concomitanza delle umide e veloci correnti sciroccali. In estate, invece, tale caratteristica è legata alle intense precipitazioni che accompagnano la frequente attività temporalesca. Quest'ultima si sviluppa specialmente quando aria più fredda, proveniente dal nord Europa, favorisce l'insorgere di moti ascendenti all'interno delle calde ed umide masse d'aria stagnanti in pianura. Tali fenomeni rappresentano una peculiarità dell'area padana nel periodo estivo. Essi si verificano generalmente nelle ore più calde della giornata e sono particolarmente frequenti in prossimità dello sbocco delle grandi vallate alpine e sul Friuli. Sebbene tali eventi siano decisamente molto intensi, tuttavia il singolo fenomeno temporalesco ha una durata media di qualche ora e quindi di gran lunga inferiore ai tempi di persistenza delle singole situazioni cicloniche sciroccali autunnali le quali hanno in media una durata di qualche giorno (Giuliaci, 1988).

Di seguito viene, infine, proposto un confronto fra i risultati dell'analisi ARCIS e quelli di altre analisi già esistenti nel medesimo periodo considerato della piovosità media annuale sull'area del nord Italia (UCEA, SCIA, MAP).

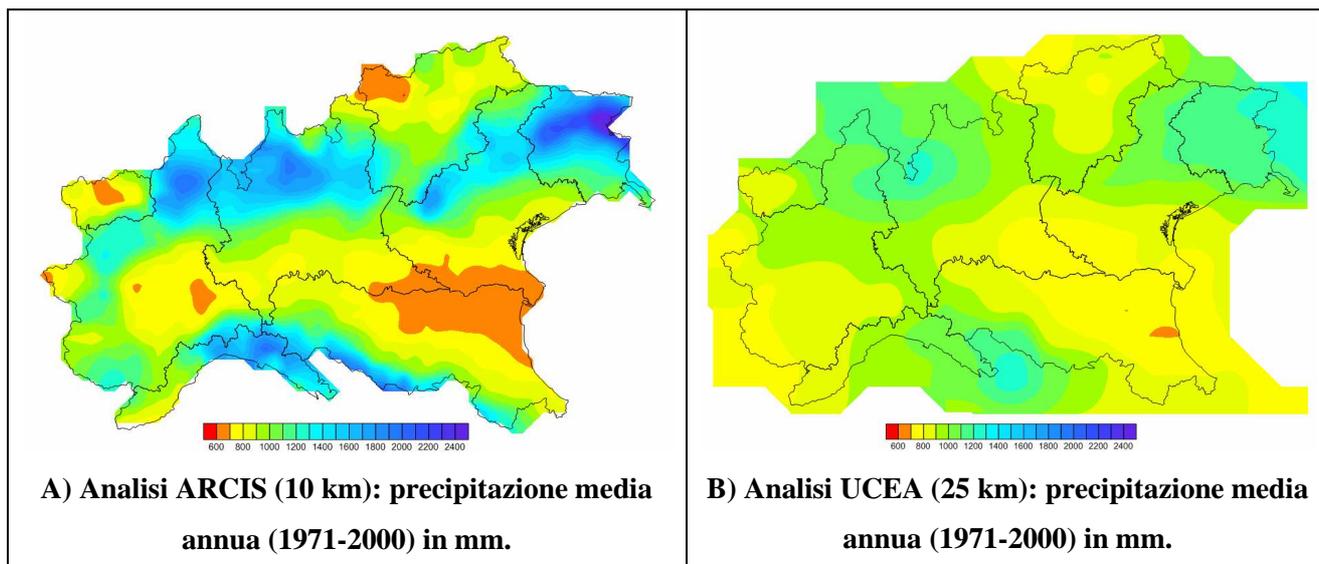


Figura 4.23

Nella figura 4.23, sono mostrate rispettivamente le mappe ARCIS ed UCEA dei valori di piovosità media annuale per il periodo 1971-2000. Da tale confronto risulta subito evidente la notevole differenza di dettaglio tra le due mappe dovuta principalmente all'inferiore numero di stazioni utilizzate nell'analisi dell'UCEA rispetto a quelle utilizzate per la presente analisi.

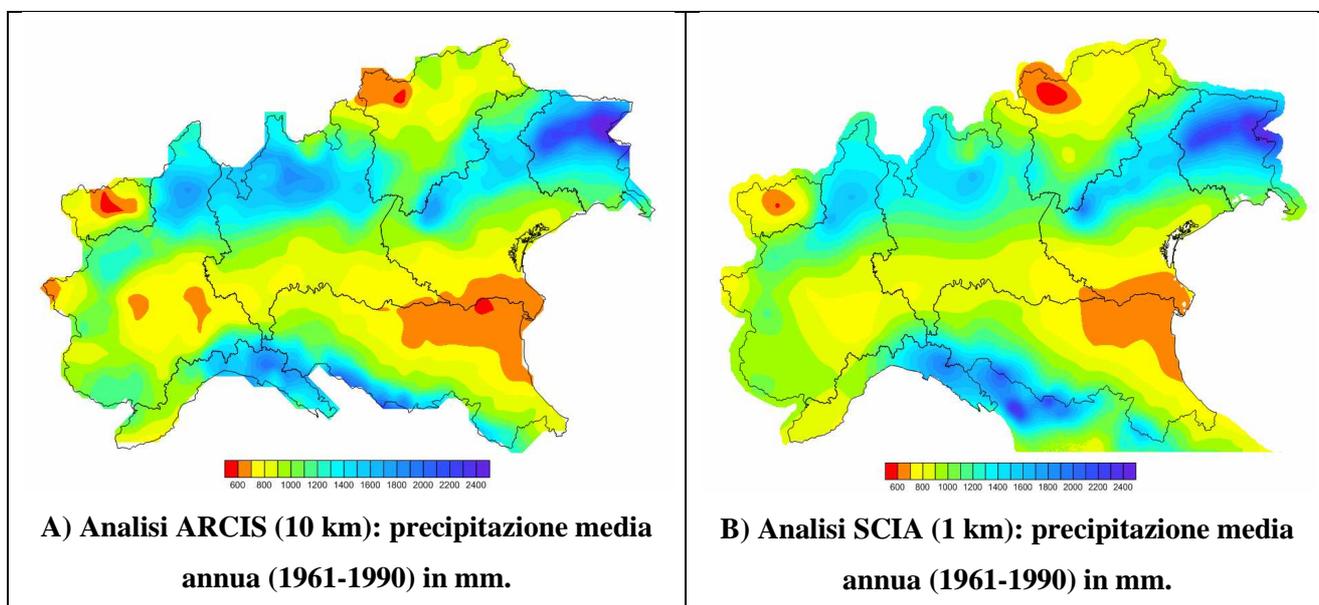


Figura 4.24

Nella figura 4.24, sono mostrate rispettivamente le mappe ARCIS e SCIA dei valori di piovosità media annuale per il periodo 1961-1990. Le due analisi risultano essere ben confrontabili sia nella scala dei valori che nella distribuzione spaziale della piovosità. In

particolare si nota un maggior dettaglio nell'analisi ARCIS visibile soprattutto in alcune aree come Alto Adige, Lombardia e Piemonte.

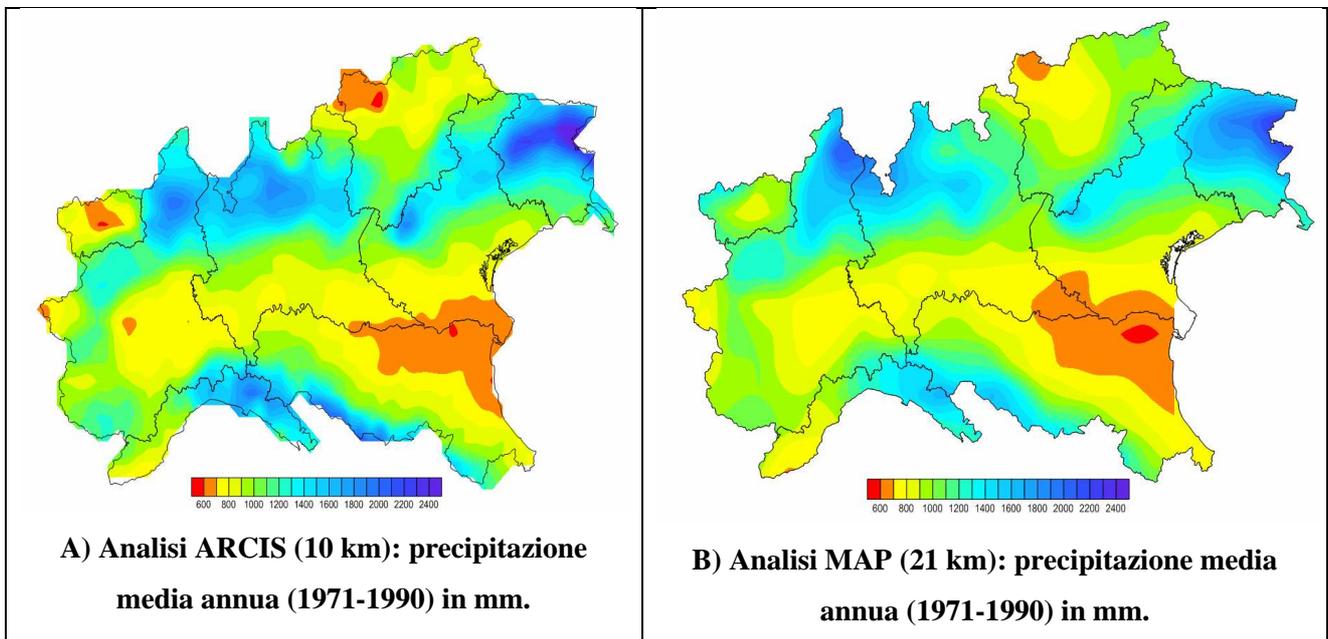


Figura 4.25

Nelle figura 4.25, sono mostrate rispettivamente le mappe ARCIS e MAP dei valori di piovosità media annua per il periodo 1971-1990. Le due analisi risultano essere molto confrontabili, ma anche in questo caso la mappa ARCIS presenta in alcune aree un maggiore dettaglio grazie alla più alta densità della rete di monitoraggio utilizzata.

5. APPLICAZIONI GEOLOGICHE

L'analisi oggettiva delle precipitazioni di una regione permette svariate applicazioni nel campo della protezione dell'ambiente. In questo lavoro di tesi viene proposto lo studio del ruolo della forzante climatica delle precipitazioni nell'evoluzione del paesaggio montano. In particolare, vengono analizzati alcuni indici climatici delle precipitazioni, in rapporto alla morfologia del paesaggio montano ed alla diffusione dei fenomeni gravitativi. L'ipotesi di fondo è che differenti regimi climatici possano influenzare i processi che regolano l'evoluzione morfologica (erosione, fenomeni di instabilità). Data la complessa interazione dei numerosi fattori che concorrono al modellamento del paesaggio, la metodologia si basa sul confronto di aree caratterizzate da litologia simile.

Com'è noto, i movimenti franosi si attivano o riattivano prevalentemente in seguito a precipitazioni più o meno intense e prolungate. Gli studi e le analisi degli eventi verificatisi in passato testimoniano che la maggior parte delle attivazioni di frane sono raggruppate in intervalli di tempo brevi e definiti e strettamente correlati ad eventi meteorologici, costituendone le conseguenze più pericolose sul territorio (Pizziolo et al., 2008).

5.1 Inquadramento geologico e climatico dell'Emilia-Romagna

La regione Emilia-Romagna è localizzata nella parte centro-nord dell'Italia ed ha una superficie di poco più di 22000 km quadrati. Circa la metà di essa è caratterizzata da un paesaggio collinare e montuoso specialmente nella parte sud-sud/ovest con altezze massime che superano i 2000 metri sul livello del mare (Monte Cimone – 2165 m).

Dal punto di vista geologico, l'Appennino Emiliano (parte centrale ed ovest della regione) è abbastanza diverso dall'Appennino Romagnolo (parte est). Il primo è caratterizzato principalmente da rocce sedimentarie, formate più di frequente da un complesso caotico dominato da argilliti del periodo Cretacico-Paleogenico o da alternanze di peliti (flysch) (dominio Ligure) e sormontati da depositi marini dell'epoca Eocene-Miocene (unità Epiliguri). L'Appennino Romagnolo è formato, invece, da depositi di flysch di epoca Eocenica-Oligocenica. Anch'essi sono quindi delimitati nella parte frontale da depositi marini di origine Plio-Pleistocenica (figura 5.1).

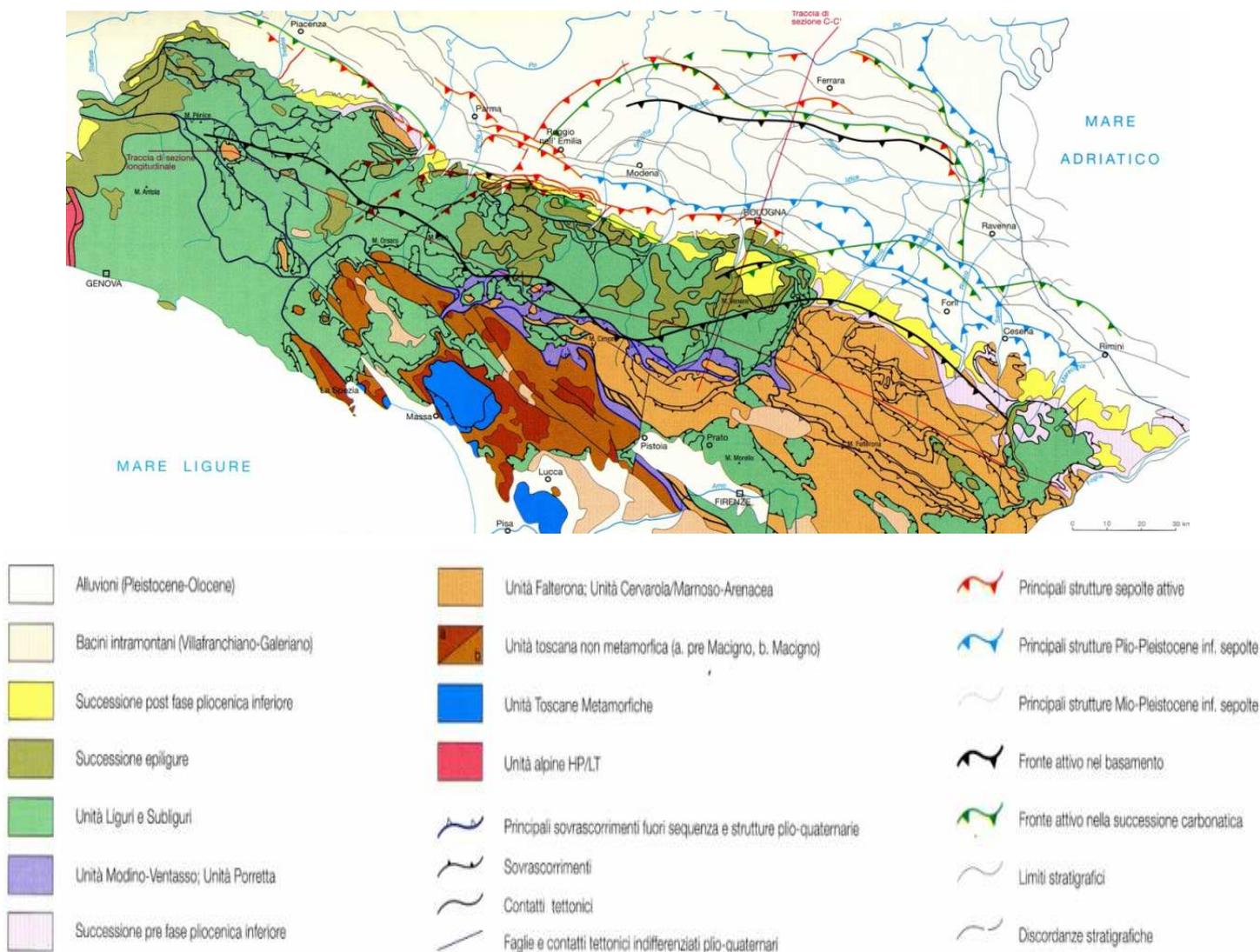


Figura 5.1 Mappa geologico-strutturale dell'Emilia-Romagna (Boccaletti et al., 2004).

Queste formazioni, per le loro caratteristiche litologiche intrinseche e per la degradazione meteorica subita, sono però abbondantemente ricoperte da depositi di versante di vario tipo: detriti di falda, materiali colluviali ma, soprattutto, da corpi di frana di ogni dimensione.

Nella regione Emilia-Romagna sono stati censiti circa 32000 corpi di frana, di cui 28600 nel settore emiliano dell'Appennino. La tipologia più frequente (circa l'80% di tutti i corpi franosi), anche in relazione alla diffusione di "rocce deboli", litologicamente e strutturalmente complesse, è di tipo complesso, che associa scivolamenti rotazionali e rototraslativi multipli a colamenti di terra (figura 5.2). Localmente, soprattutto nei settori

medio-alti dei corpi di frana si verificano fenomeni di colata di terra, che possono coinvolgere spessori variabili di terreno (fino ad uno spessore massimo rilevato di 30 metri) (Bertolini G., Pellegrini M., 2001).



Figura 5.2 (Foto del Dicembre 2000 di G. Bertolini). Tipico esempio (Morsiano a circa 700 m.l.m., Provincia di Reggio Emilia) della tipologia di frana più diffusa nell'Appennino Emiliano: scivolamento rototraslativo profondo, con deformazioni superficiali di tipo plastico-viscoso. Il centro abitato di Morsiano, nelle sue strutture oggi osservabili, presenta edifici non anteriori al XVII secolo: quindi da almeno 400 anni il corpo di frana non è stato riattivato nella sua interezza.

Per quanto riguarda lo stato dell'attività delle oltre 32000 frane censite, il 26% sono state classificate come "attive" al momento del rilevamento; le rimanenti come "quiescenti", cioè come attualmente inattive ma che possono essere riattivate dalle sue cause originarie.

Relativamente alle dimensioni dei corpi di frana rilevati nell'Appennino dell'Emilia-Romagna, circa 1300 hanno volume superiore a $10^6 m^3$, oltre 4500 hanno una superficie maggiore di $10^5 m^2$ e circa 500 di esse superano la superficie di $0.5 km^2$. L'Indice di Franosità territoriale (IFt: inteso come il rapporto fra la somma delle aree di tutte le frane

giacenti su una data superficie territoriale e l'area della superficie territoriale considerata), calcolato per l'intera Regione, raggiunge il valore medio del 17.1%, ed addirittura, in casi estremi calcolati su base comunale, arriva al 50% (Bertolini G., Pellegrini M., 2001).

Per quanto riguarda il rischio, si rileva che raramente costituiscono un pericolo per le persone ma molto spesso causano gravi danni alle proprietà, alle infrastrutture ed al corso dei fiumi che spesso vengono sbarrati dai corpi di frana. I fattori che predispongono il territorio ad un evento franoso sono spesso determinati dalla debolezza del substrato roccioso (bedrock) e dei materiali dei versanti, nonché il fattore antropico. Non bisogna dimenticare, infatti, che negli ultimi due millenni l'uomo ha fortemente modificato l'ambiente naturale, prima con il disboscamento e la conversione all'agricoltura e poi con la costruzione di numerosi villaggi, piccole città ed infrastrutture varie. Negli ultimi decenni la maggior parte delle fattorie e dei campi è stata abbandonata e le foreste hanno nuovamente colonizzato molti versanti, ma la popolazione residente è cresciuta in ogni caso: infatti nelle zone collinari e montuose la popolazione è cresciuta del 5% in 10 anni e molte infrastrutture sono state costruite direttamente sui corpi delle frane.

I fattori di innesco di una frana, comunque, sono determinati principalmente dalle precipitazioni. Infatti, sulla base di ricerche passate che hanno considerato oltre un migliaio di franamenti avvenuti nell'arco di più secoli, si ricava che ben il 48% delle frane avvengono tra Marzo e Maggio, mentre circa il 29% avviene tra Ottobre e Dicembre, a fronte di piogge che, come entità, presentano delle analogie tra i due periodi (Bertolini G., Pellegrini M., 2001).

In tal senso assume quindi una grande importanza in questo lavoro di tesi lo studio incrociato dei fattori geologici e climatici della regione in esame.

Dal punto di vista climatico delle precipitazioni, l'Emilia-Romagna sembra essere caratterizzata da valori annui compresi fra 500 e 2000 mm. E' evidente un gradiente nella direzione sud/ovest – nord/est che mostra una tendenza ad un maggior accumulo di precipitazione nelle aree montane rispetto alle zone di pianura (Antolini et al., 2013) come mostrato in figura 5.3.

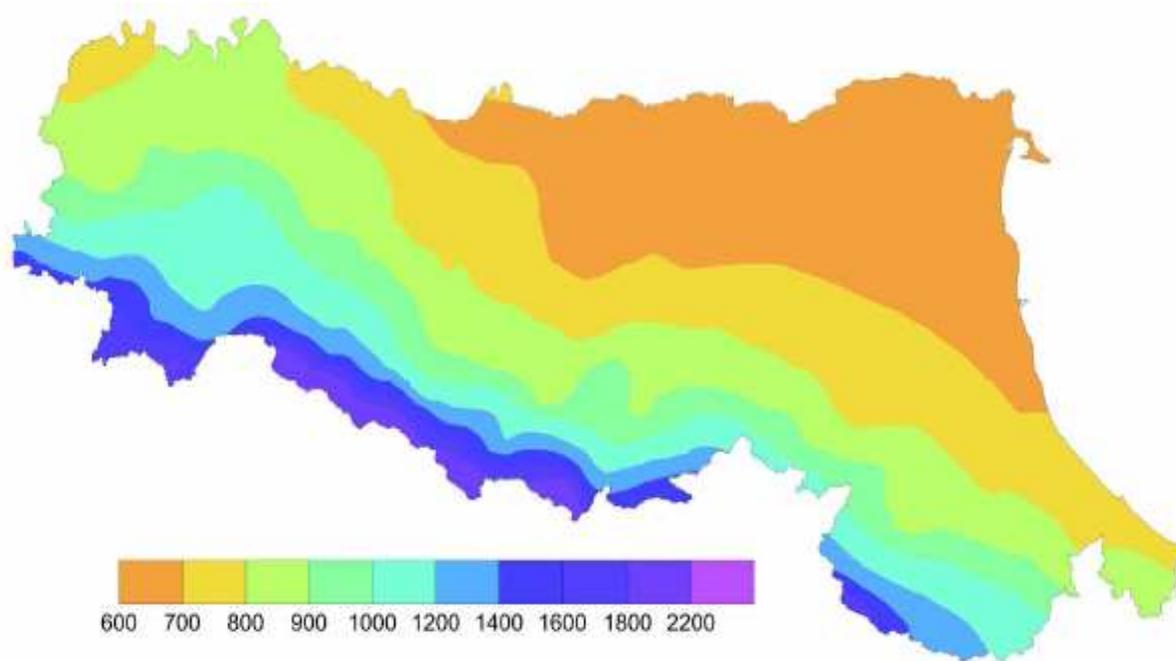


Figura 5.3 In alto è rappresentata la mappa delle precipitazioni medie annue (1961-2010) realizzata attraverso l'uso di quasi 200 serie pluviometriche omogenee del database ARCIS.

I maggiori quantitativi di precipitazione si verificano soprattutto in autunno e specificatamente nel mese di Novembre, quando è maggiore la probabilità di verificarsi di eventi piovosi intensi (figura 5.4).

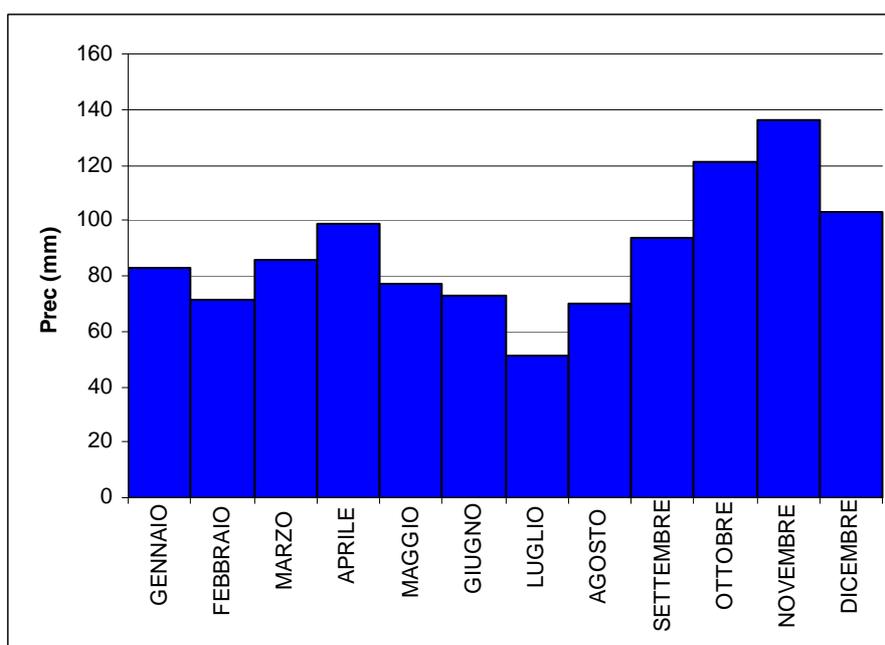


Figura 5.4 Istogramma dei valori mensili medi della pioggia calcolati come medie sulle singole stazioni della regione.

Tali eventi sono principalmente associati a condizioni sinottiche in cui le perturbazioni si avvicinano all'Italia dal Mar Tirreno (figura 5.5) (Antolini et al., 2013).

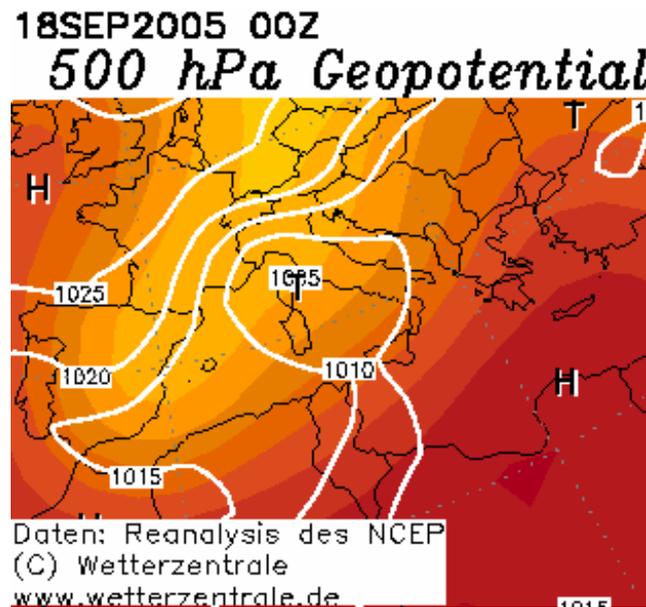


Figura 5.5 Esempio di condizioni meteorologiche favorevoli alla genesi di piogge intense sul territorio dell'Emilia-Romagna (tratta da rianalisi NCEP – Wetterzentrale – data: 18 Settembre 2005).

Gli eventi estivi, invece, sono di natura convettiva e si presentano più isolati e con carattere temporalesco (Giuliacchi, 1988).

5.2 Analisi

Come introdotto precedentemente, l'Appennino Emiliano-Romagnolo è composto da innumerevoli litologie che a parità di condizioni climatiche influenzano profondamente l'attività franosa e la morfologia del paesaggio (vedi figura 5.6).

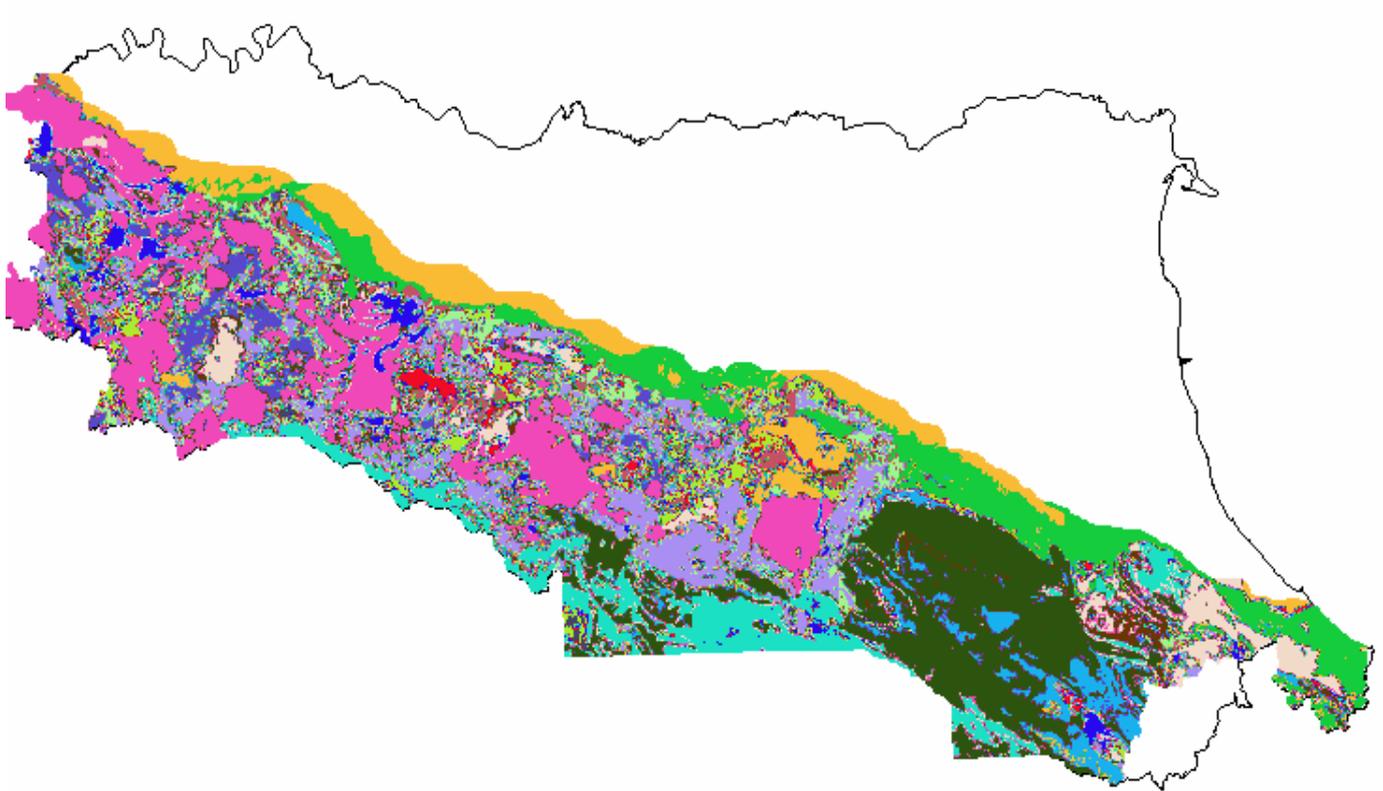


Figura 5.6 Mappa geologica dell'Appennino Emiliano-romagnolo (Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della regione Emilia Romagna).

In particolare la figura precedente (5.6) mette in evidenza circa 17 principali categorie litologiche affioranti nell'Appennino Emiliano-Romagnolo (dati del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della regione Emilia Romagna).

Nella tabella 5.1 sono riportate le denominazioni di tali litologie ed alcune loro caratteristiche.

Simbologia	Dominio	Descrizione	IF (%)	Area (Km²)
DTU	- Dominio Tosco-Umbro	Rocce lapidee stratificate	0.28647	58.3658
AG	A - Dominio Ligure	Rocce lapidee massicce + gessi	13.4065	387.5414
BI_ELP	BI - Successione Epiligure	Alternanze con livelli lapidei prevalenti	16.5576	208.6366
BI_LSL	BI - Dominio Ligure	Alternanze con livelli lapidei prevalenti	37.8295	354.8763
BL_TU	BI - Dominio Tosco-Umbro	Alternanze con livelli lapidei prevalenti	5.30545	920.6301
Blp_ELP	Blp - Successione Epiligure	Alternanze	25.103	503.4465
Blp_LSL	Blp - Dominio Ligure	Alternanze	33.9423	2137.6014
Blp_TU	Blp - Domini Tosco-Umbro	Alternanze	10.9346	1775.2389
Bp_ELP	Bp - Dominio Padano-Adriatico	Alternanze con livelli pelitici prevalenti	33.7999	167.8581
Bp_LSL	Bp - Dominio Ligure	Alternanze con livelli pelitici prevalenti	40.713	528.1868
Bp_TU	Bp - Dominio Tosco-Umbro	Alternanze con livelli pelitici prevalenti	20.0861	490.0862
C	Cs - Dominio Ligure	Sabbie e areniti poco cementate	10.7666	324.4141
Da	Da - Dominio Padano-Adriatico	Argille, argille marnose e argille siltose	14.3194	655.5907
Dm	Dm - Successione Epiligure	Marne	21.1237	391.2873
Dol	Dol - Dominio Ligure	Brecce argillose	30.5271	454.9788
Dsc_LSL	Dsc - Dominio Ligure	Argille scagliose	40.7714	1425.5459
Dsc_TU	Dsc - Dominio Tosco-Umbro	Argilliti	14.357	37.1518

Tabella 5.1 Categorie litologiche presenti in Emilia-Romagna suddivise per dominio di appartenenza.

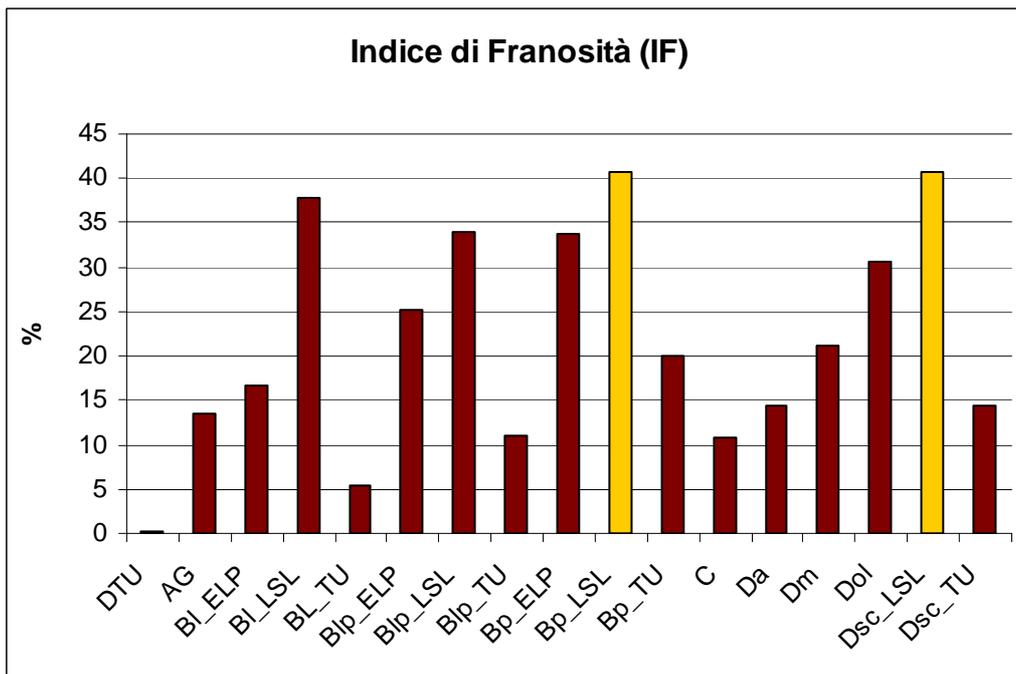


Figura 5.7 Istogramma dell'Indice di Franosità (IF) per tutte le litologie. In giallo sono rappresentate le due litologie (Bp_LSL e Dsc_LSL: unità pelitiche liguri) che risultano essere le più franose, con valori di oltre il 40%, poiché presentano caratteristiche di scarsa resistenza al taglio.

Dalla figura 5.7 si nota che le argille scagliose e le alternanze di livelli pelitici prevalenti del Dominio Ligure (Bp_LSL e Dsc_LSL) risultano essere le più franose con valori di IF che superano di poco il 40%. Quest'ultime presentano classi di pendenze più basse rispetto alle altre litologie con valori generalmente compresi fra 10° e 15° (figura 5.8).

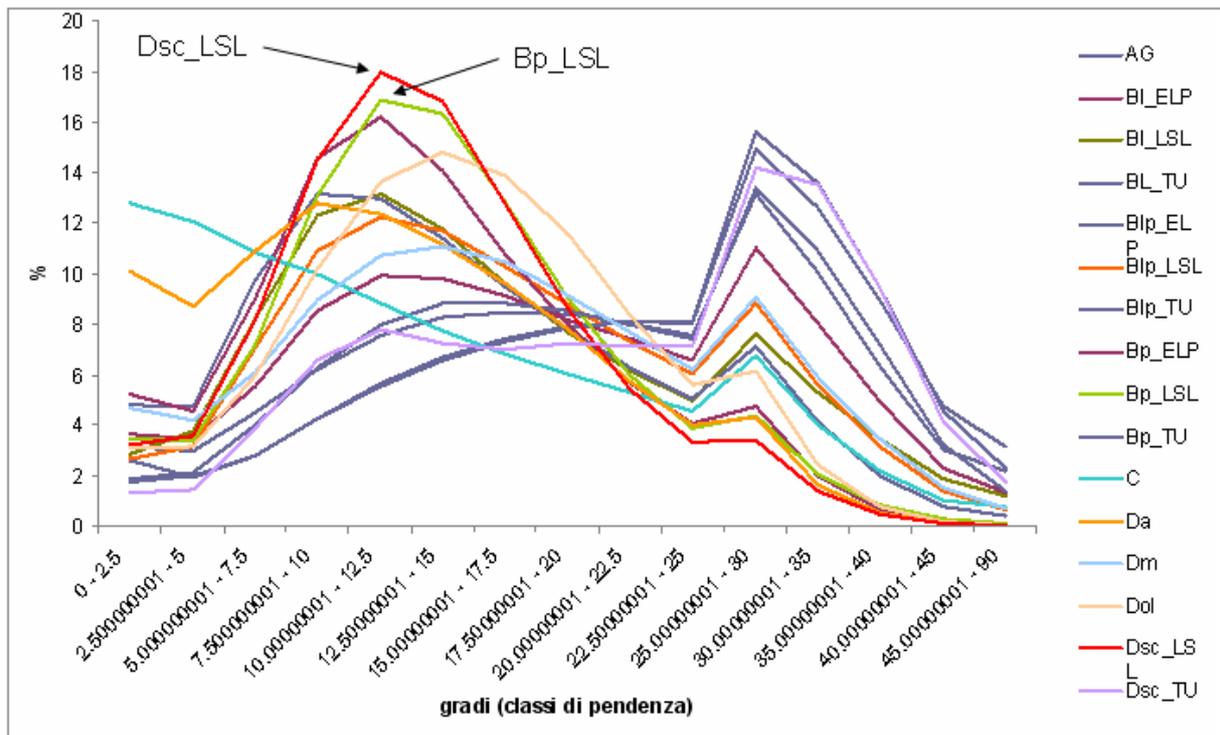


Figura 5.8 Distribuzione delle classi di pendenze per le diverse litologie. Le litologie più franose (Bp_LSL e Dsc_LSL: unità pelitiche liguri) presentano una distribuzione delle pendenze simile e per classi di valori più bassi.

Le argille scagliose ed i flysch a dominante pelitica del Dominio Ligure affiorano, inoltre, abbastanza omogeneamente su tutto il territorio; in maggior quantità nell'Appennino Emiliano mentre sono scarsamente presenti nella parte romagnola, come mostrato nella figura 5.9.

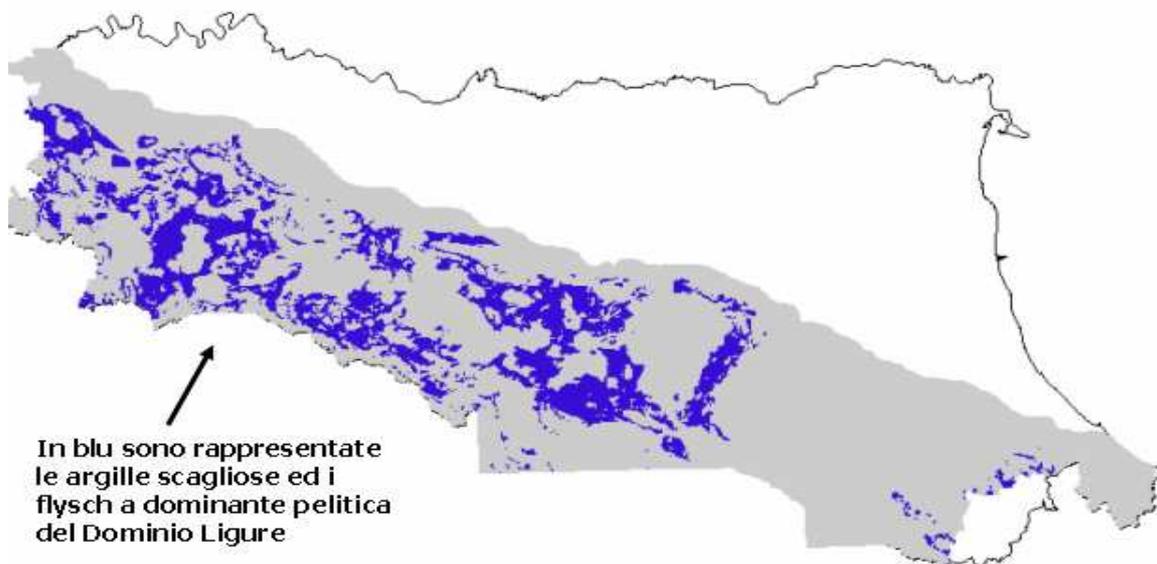


Figura 5.9 Le unità pelitiche liguri in evidenza sul territorio dell'Appennino Emiliano Romagnolo.

In tal senso, si è deciso, quindi, di analizzare le argille scagliose ed i flysch a dominante pelitica del Dominio Ligure (da ora in avanti “unità pelitiche liguri”) poiché risultano avere un simile indice di franosità (oltre che fra i più alti), una simile distribuzione di pendenza e ci consentono, inoltre, un confronto su ampie aree caratterizzate da quote differenti e quindi da differenti regimi climatici.

Le unità pelitiche liguri sono presenti a quasi tutte le quote ma con una frequenza maggiore per classi comprese fra i 200 ed i 1000 metri sul livello del mare e con un rapporto più o meno costante fra le aree in frana e le aree non in frana (poco più del 40% sono le aree in frana) indipendentemente dalla quota (figura 5.10):

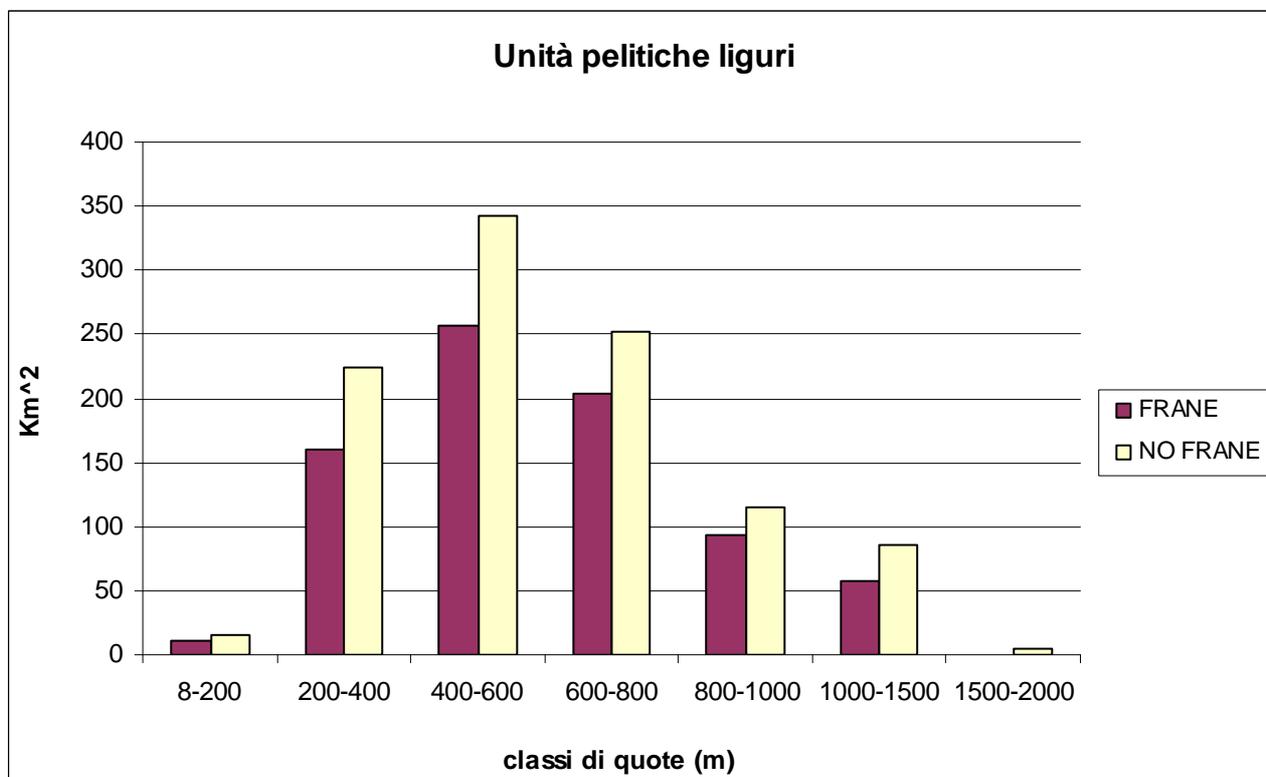


Figura 5.10 Istogramma rappresentante l'estensione in km^2 delle unità pelitiche liguri in funzione delle classi di quota e del rapporto fra le aree in frana e quelle non considerate in frana.

Inoltre, analizzando le classi di piovosità media annuale sulle sole zone delle unità pelitiche liguri inizialmente non sembra sussistere una particolare dipendenza fra la precipitazione media annuale e le aree catalogate come frane attive o frane quiescenti ed aree non in frana (vedi figura 5.11).

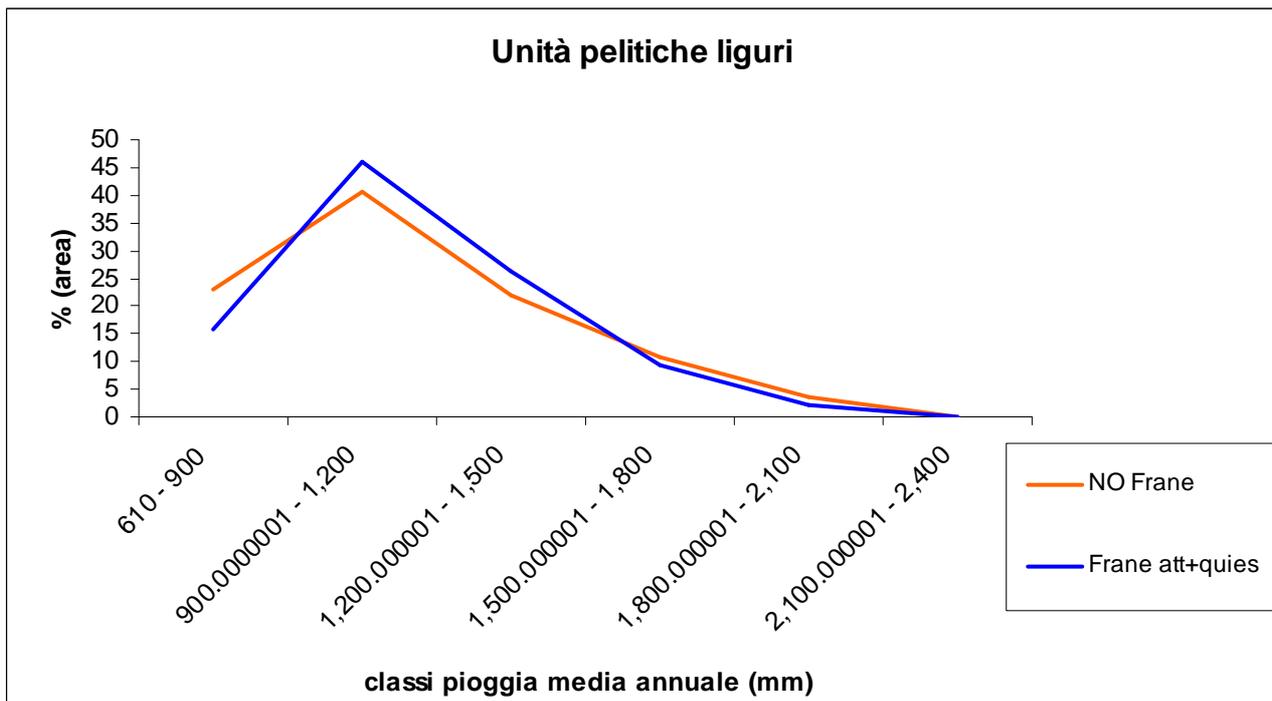
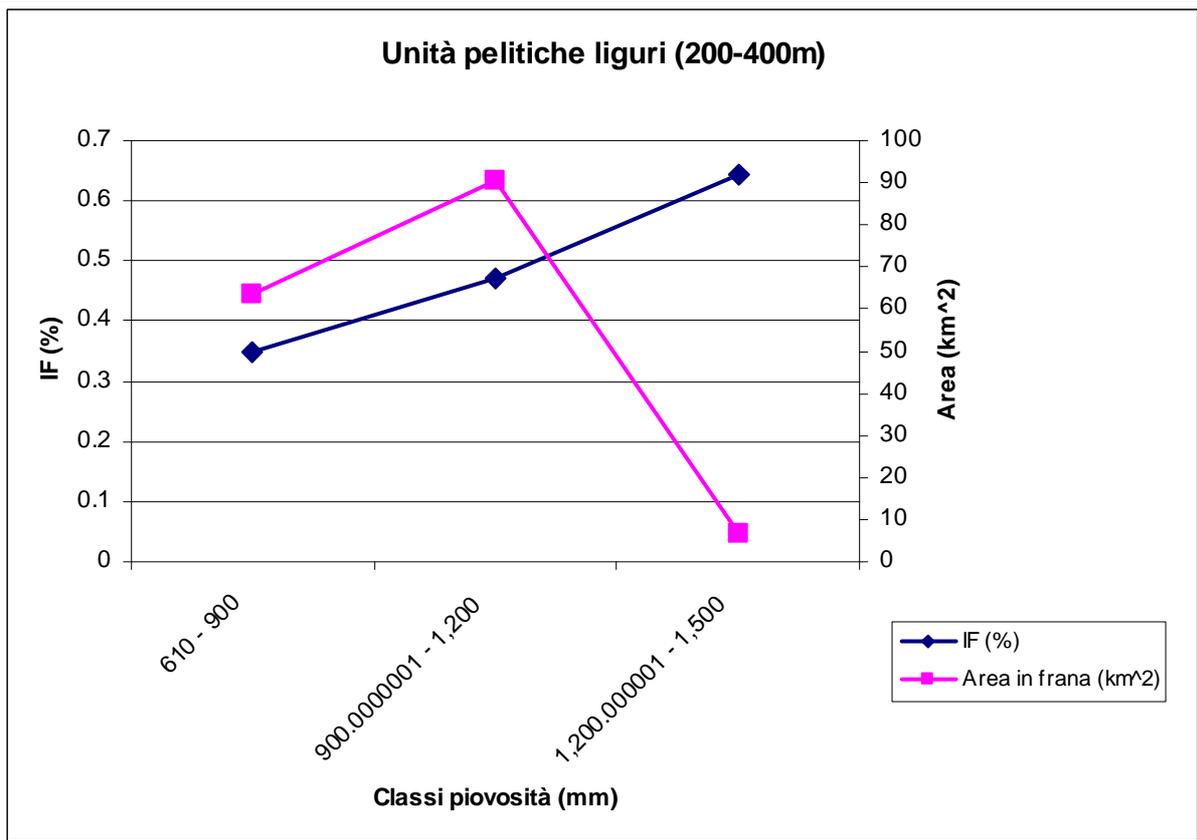


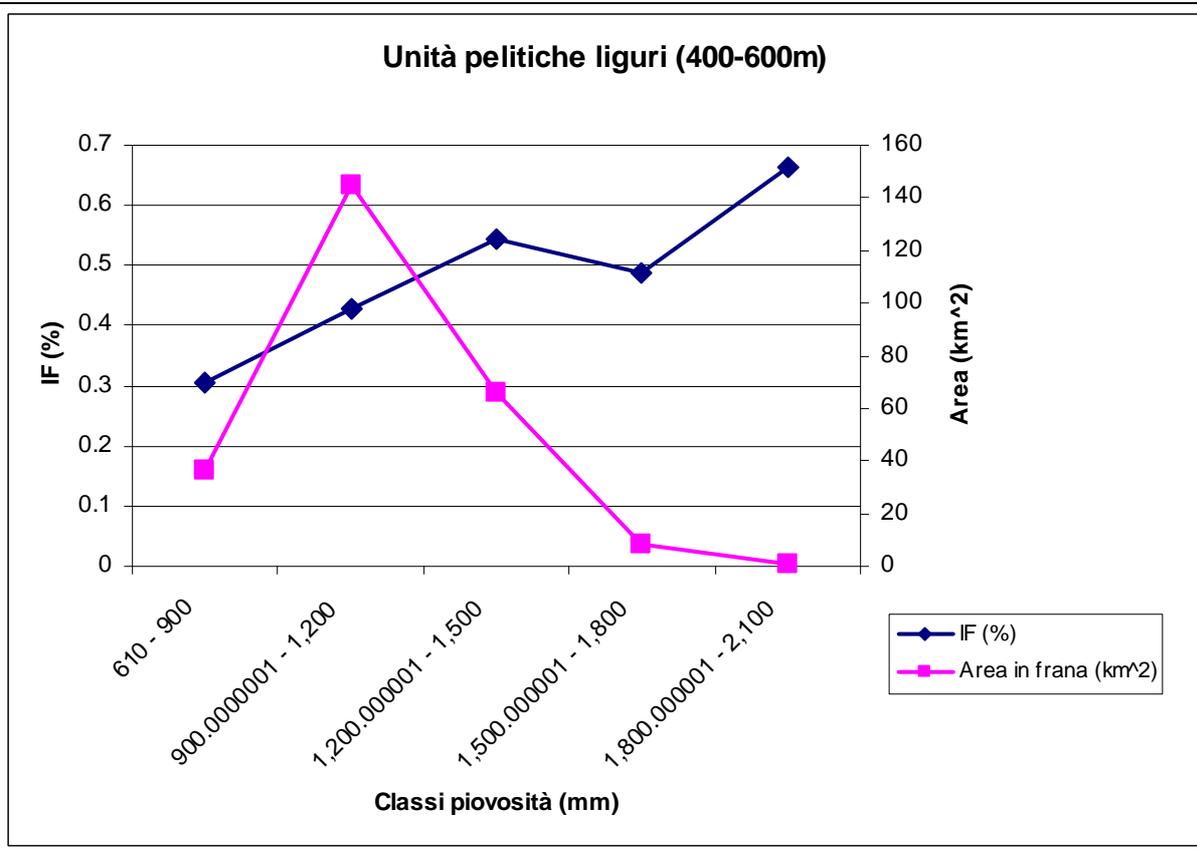
Figura 5.11 Distribuzione delle classi di pioggia media annuale per le varie aree di frana e di NO frana delle unità pelitiche liguri.

Più in particolare, però, sembra che l'incidenza dell'attività franosa sia relativamente più bassa nelle aree meno piovose (600-900 mm). Si consideri però che tali aree sono solitamente quelle poste a quote basse dove il rilievo può essere meno accentuato rispetto alla parte centrale della catena.

Per questo motivo, dato che la precipitazione è fortemente condizionata dalla quota, i successivi grafici mostrano le elaborazioni derivanti dall'intersezione fra le classi di quote (200-400, 400-600 e 600-800 m) e le classi di piovosità media annuale (600-900, 900-1200 e 1200-1500 mm) in modo tale da rendere trascurabile l'effetto dell'aumento della precipitazione con la quota (grafici della tabella 5.2).



A



B

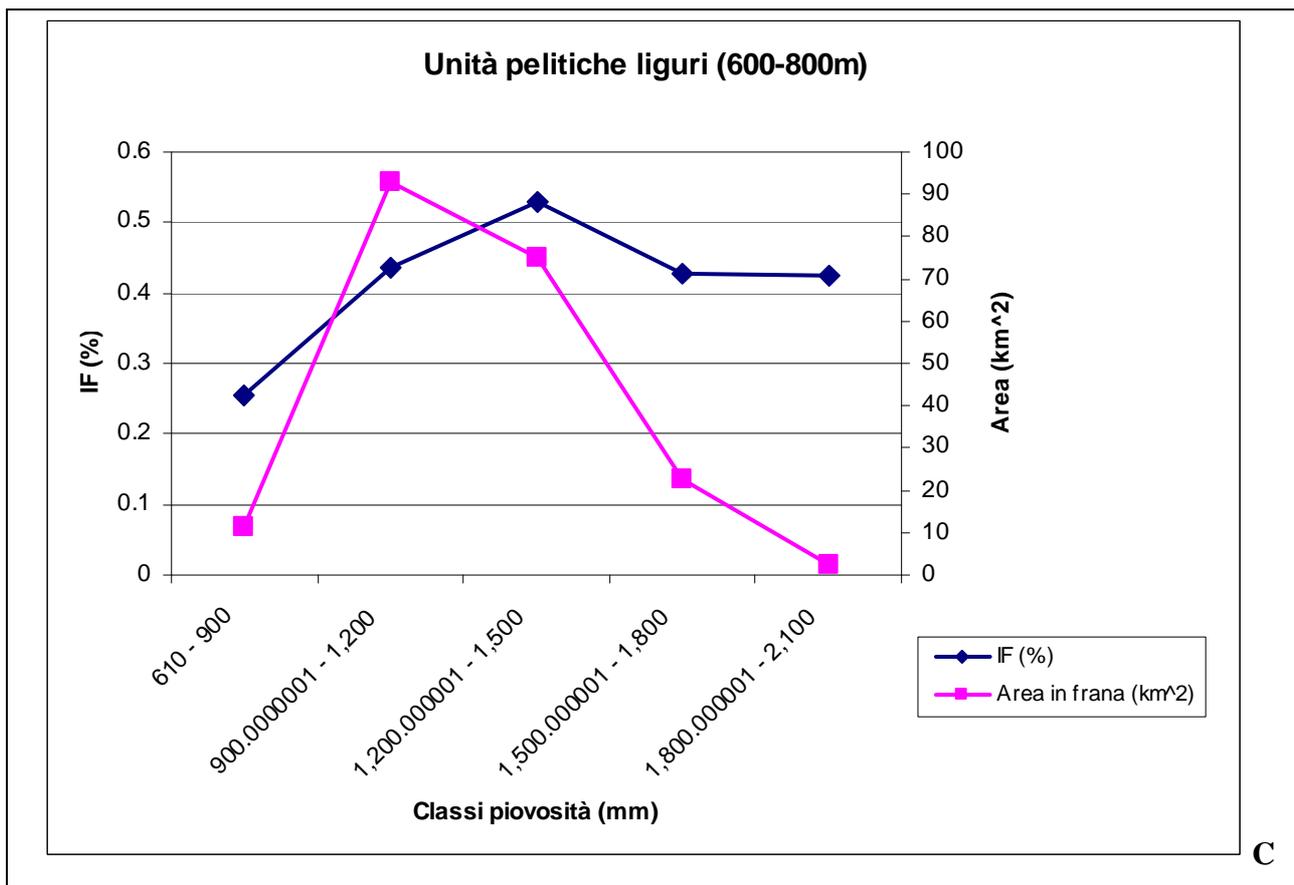


Tabella 5.2 Elaborazioni che mostrano l'andamento dell'indice di franosità (IF) in funzione delle diverse classi di piovosità media annua per le sole unità pelitiche liguri e l'area in Km^2 (delle zone in frana) realizzate ognuna per le diverse classi di quota.

E' possibile notare che l'indice di franosità (IF) generalmente aumenta con l'incremento delle classi di piovosità. Quindi sembra sussistere una lieve correlazione fra la franosità ed il clima.

In particolare, le zone meno piovose (600-900 mm) risultano essere le meno franose (IF intorno al 30%) in tutte le fasce altimetriche considerate. Le zone più piovose (900-1200 e 1200-1500 mm) sembrano confermare tale risultato infatti esse presentano IF che in alcuni casi supera il 50% sebbene l'area ridotta possa influire sulla significatività.

Infine l'aumento dell'indice di franosità non dovrebbe essere dovuto ad un aumento della pendenza con la quota poiché tale litologia mostra la stessa distribuzione di pendenza per diverse classi di quota (vedi figura 5.12):

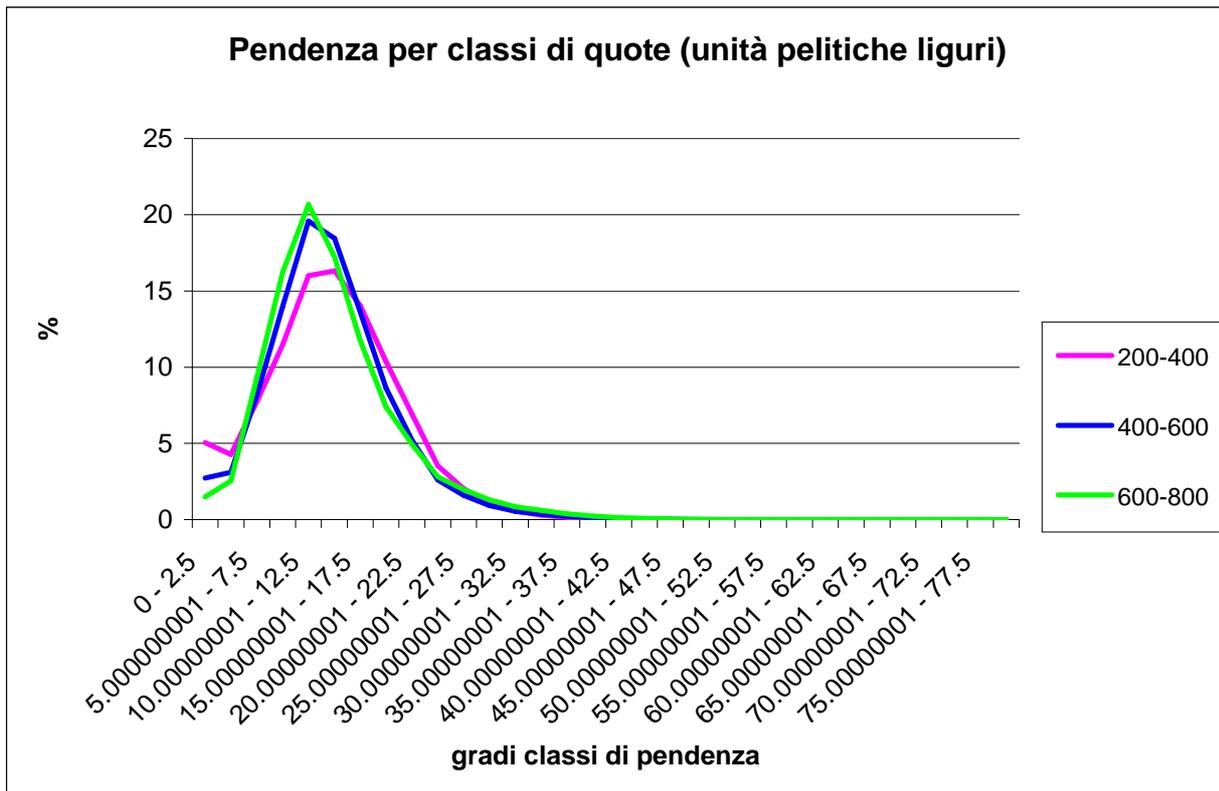


Figura 5.12 Distribuzione delle pendenze per diverse classi di quota delle unità pelitiche liguri.

A parità di litologia e di quota, dunque, la franosità sembra essere influenzata dal fattore climatico delle precipitazioni, sulla base dei dati disponibili.

Dal punto di vista dell'analisi degli eventi franosi scatenati da eventi meteorologici cosiddetti estremi, in bibliografia esistono alcuni studi che cercano di estrapolare delle soglie pluviometriche oltre cui si ha un certo valore di probabilità che si inneschi un evento franoso. La stabilità dei pendii, infatti, non è regolata soltanto dalla quantità di pioggia ma da numerosi altri fattori rilevanti che possono determinare diverse condizioni di equilibrio. I risultati di tali studi mostrano che gli eventi franosi sono fortemente legati ad alcuni parametri degli eventi di precipitazione (durata, intensità, precipitazione totale) mentre la pioggia antecedente sembra essere meno importante (Berti et al., 2012).

6. CONCLUSIONI GENERALI

La completa descrizione del clima di un territorio, attraverso la creazione e l'utilizzo di archivi climatici ad alta densità, consente di evidenziare eventuali variazioni del clima dovute non solo a cambiamenti nei valori medi, ma anche nella frequenza e nell'intensità di eventi meteorologici intensi o estremi.

In questo contesto i controlli di qualità, sincronicità, omogeneità e la scelta di una tecnica di interpolazione adatta alla quantità ed alla densità dei dati disponibili, descritti nei capitoli precedenti, sono alla base di un'analisi oggettiva più corretta possibile.

In questo lavoro di tesi vengono utilizzati i dati di precipitazione dell'Archivio Climatologico dell'Italia Settentrionale (ARCIS). Tale archivio è costituito da oltre 700 lunghe serie storiche giornaliere di precipitazione dal 1961 ai giorni nostri (Pavan et al, 2013).

I controlli di sincronicità sono stati effettuati su tutte le serie di precipitazione calcolando serie temporali di correlazioni annuali sincrone e non sincrone fra la serie di dati della serie candidata e di una serie di riferimento (Antolini et al., 2013). I risultati mostrano che circa il 25% delle serie di precipitazione necessita di una correzione in almeno un periodo dell'intera serie.

I controlli di eventuali disomogeneità delle serie, causate da alterazioni esterne al segnale climatico prodotte da possibili spostamenti della stazione di rilevamento o dell'osservatore, il cambio di uno specifico sensore, l'urbanizzazione o la crescita di vegetazione nei pressi della stazione, sono stati realizzati attraverso metodi indiretti che si avvalgono di specifici test statistici. Questi ultimi sono importanti soprattutto in mancanza di informazioni storiche sulla stazione in esame (come avviene nella maggior parte dei casi) e si basano tutti sulla ricerca di alcune stazioni vicine da utilizzare come "riferimento" per il confronto con la serie della stazione da esaminare. I test sviluppati ed utilizzati in questo lavoro di tesi sono lo Standard Normal Homogeneity Test (Alexandersson e Moberg, 1997; Tuomenvirta, 2001), il test di Craddock (Craddock, 1979) ed il test di Vincent (Vincent, 1998, Vincent e Gullett, 1999).

I risultati mostrano che circa 600 serie di precipitazione risultano non avere disomogeneità rilevanti.

In seguito alla selezione delle serie omogenee ed al controllo dei dati e della loro sincronicità, i dati dell'archivio ARCIS sono stati interpolati a scala giornaliera facendo uso della tecnica del Kriging (Krige, 1951) combinata con la strategia in uso presso il Joint Research Centre (*JRC, 1995*) all'interno del quale viene fatta quotidianamente una analisi preliminare sulla estensione geografica delle aree interessate da precipitazioni.

E' stato quindi possibile realizzare un'analisi giornaliera su grigliato regolare a 10 km di risoluzione utile alla rappresentazione della variabilità spazio-temporale della precipitazione sul Nord Italia per il periodo 1961-2005. In particolare, la climatologia dell'area in esame è stata descritta facendo uso degli indici di precipitazione media annuale, la sua media spaziale, il 90° percentile annuale e stagionale (autunno ed estate) della precipitazione giornaliera, il numero annuale di giorni piovosi ed i rispettivi trend.

I risultati di tale analisi mettono in evidenza dei valori medi di precipitazione annuale abbastanza intensi sulla parte centrale dell'arco Alpino, con massimi sull'estremità orientale e sull'Appennino Ligure pari rispettivamente a circa 2400 mm e 2000 mm. I valori minimi sono invece osservati in Val d'Aosta, in Alto Adige (in particolare la zona della valle Venosta) e lungo le aree prospicienti il fiume Po e sono pari a circa 500-600 mm.

La corrispondente analisi del trend temporale indica la presenza di lievi cali di precipitazione annuale, statisticamente significativi solo in aree limitate del territorio (ad esempio sul Friuli-Venezia Giulia).

Coerentemente, la variazione nel tempo della precipitazione annuale mediata su tutto il territorio mette in evidenza un'intensa variabilità decennale, ma solo una lieve flessione lineare sull'intero periodo.

Il numero annuo di giorni piovosi ed il 90° percentile presentano invece trend lineari un po' più pronunciati e significativi. In particolare, sul periodo considerato si nota un calo del numero di giorni piovosi su gran parte del territorio e solo su alcune aree del territorio un aumento dell'intensità del 90° percentile sia a scala annuale che stagionale.

Le mappe di precipitazione annuale dei valori medi sul periodo 1961-2005 sono in accordo con quelle pubblicate in letteratura, pur presentando in alcune aree un maggiore dettaglio grazie all'alta densità della rete di monitoraggio utilizzata (AIAM, 2012).

Nell'ultima parte di questo lavoro di tesi è stato realizzato uno studio del ruolo della forzante climatica nell'evoluzione della morfologia dell'Appennino Emiliano-Romagnolo ed in particolare un esame di eventuali correlazioni con la franosità dei versanti o la probabilità di innesco di fenomeni franosi su alcune litologie particolarmente instabili. Fra le tante litologie dell'Appennino Emiliano sono state scelte quelle più franose (indice di franosità intorno al 40%). Queste sono di tipo prevalentemente argilloso ed inquadrare all'interno del Dominio Ligure (unità pelitiche liguri). Inoltre sono comprese maggiormente ad una quota compresa fra i 200 e gli 800 - 1000 metri sul livello del mare e presentano una maggiore frequenza per classi di pendenza comprese fra i 10° ed i 15°.

I risultati mostrano che a parità di litologia, di quota e di pendenza, la franosità sembra essere influenzata dal fattore climatico delle precipitazioni.

Più in particolare sembra che l'incidenza dell'attività franosa sia relativamente più bassa nelle aree meno piovose (600-900 mm) con indice di franosità intorno al 30% in tutte le fasce altimetriche considerate, mentre nelle aree più piovose (900-1200 e 1200-1500 mm) l'indice di franosità si attesta intorno al 50%.

APPENDICE

Formato dei file .XML

Prima di importare una serie di dati sul singolo punto di misura, l'utente deve creare un file XML (eXtensible Markup Language) che permetta a PRAGA di leggere, attribuire e scrivere sul punto di misura desiderato la serie di dati.

Funzione del file XML

Il file XML, di cui si riporta un esempio in figura 7.1, dovrà essere creato secondo regole standard affinché possano essere letti i file di dati.

L'esempio di file qui riportato è costituito da 5 campi:

il primo contiene informazioni sul formato dei dati **<format>**,

il secondo su come attribuire il codice stazione **<pointCode>**,

il terzo sul tipo di variabile **<variableCode>**,

il quarto sul formato delle date **<time>**,

il quinto sul formato dei dati **<variable>** e l'eventuale flag **<flag>** che è contenuta.

```
dailyPrecARCIS_SpaceDelimited.xml - Blocco note
File Modifica Formato Visualizza ?
<xml version="1.0" encoding="ISO-8859-1">
<format>
  <type>delimited</type>
  <attribute>singlePoint</attribute>
  <headerRows>0</headerRows>
  <missing_value>-999.9</missing_value>
  <delimiter> </delimiter>
</format>
<pointCode>
  <type>fileNameDefined</type>
  <attribute>station</attribute>
  <format>000000</format>
  <first_char>1</first_char>
  <nr_char>6</nr_char>
</pointCode>
<variableCode>
  <type>fixed</type>
</variableCode>
<time>
  <type>daily</type>
  <format>YYMMDD</format>
  <field>3</field>
  <first_char>1</first_char>
  <nr_char>8</nr_char>
</time>
<variable>
  <field>
    <type>Prec</type>
    <format>0.#</format>
    <field>4</field>
    <first_char>1</first_char>
    <nr_char>0</nr_char>
  </field>
  <flag>
    <field>
      <format>0</format>
      <field>5</field>
      <first_char>1</first_char>
      <nr_char>0</nr_char>
    </field>
    <accepted>0</accepted>
  </flag>
</variable>
</xml>
```

Figura 7.1 Esempio di file XML che permette di leggere un file di dati

Teoria sull'omogeneità statistica

Standard Normal Homogeneity Test – SNHT

Data la serie candidata $\{Y_i\}_{i=1,\dots,n}$ e la serie di riferimento $\{X_i\}_{i=1,\dots,n}$ costruita attraverso le stazioni vicine e partendo dall'ipotesi che il rapporto o la differenza fra le due serie debba essere costante nel tempo si calcola la seguente serie $\{Q_i\}_{i=1,\dots,n}$:

Per serie pluviometriche:

$$Q_i = \frac{Y_i}{\left[\sum_{j=1}^k V_j X_{ji} Y_{medio} / X_{jmedio} \right] / \sum_{j=1}^k V_j}$$

Per serie di temperatura:

$$Q_i = Y_i - \left\{ \sum_{j=1}^k V_j [X_{ji} - X_{jmedio} + Y_{medio}] / \sum_{j=1}^k V_j \right\}$$

dove:

Q_i = specifico valore di Q nel periodo i .

j = indice stazione di riferimento.

i = time-step (anno/stagione/mese/giorno a seconda della scelta).

k = numero delle stazioni scelte per costruire la serie di riferimento.

V_j = è il quadrato del coefficiente di correlazione tra la serie candidata Y e la serie di riferimento X . Esso consente di dare un certo peso ad ogni serie di riferimento scelta.

V_i = valore nel periodo i della stazione candidata.

X_{ji} = valore nel periodo i della stazione di riferimento j .

X_{jmedio} = media di tutti i periodi i della stazione di riferimento j .

Y_{medio} = media di tutti i periodi i della stazione candidata.

A questo punto con la normalizzazione si crea la serie standardizzata $\{Z_i\}_{i=1,\dots,n}$ dove:

$$Z_i = (Q_i - \bar{Q}) / \sigma_Q$$

Dove \bar{Q} e σ_Q sono rispettivamente la media e la deviazione standard della serie Q_i .

A questo punto si possono presentare le seguenti ipotesi (assumendo che Z_i sia descritto da una distribuzione normale):

a) ipotesi nulla: l'intera serie è omogenea e quindi Z avrà media nulla e deviazione standard pari ad uno:

$$Z_i \in N(0,1)$$

b) ipotesi alternativa: Z avrà una media μ_1 per i che va da 1 ad a ed una media μ_2 per i che va da $1+a$ ad n :

$$\left\{ \begin{array}{l} Z_i \in N(\mu_1, 1) \quad i \in \{1, \dots, a\} \\ Z_i \in N(\mu_2, 1) \quad i \in \{a+1, \dots, n\} \end{array} \right\}$$

Allora per $1 \leq a \leq n-1$ si calcola la seguente statistica:

$$T_a = \left(a \bar{z}_1^{-2} + (n-a) \bar{z}_2^{-2} \right)$$

dove \bar{z}_1 e \bar{z}_2 sono le medie di $\{z_i\}$ prima e dopo il break nel punto a .

L'ipotesi nulla sarà rigettata se T_a sarà superiore ad un certo livello di significatività (vedi tabella 7.1: il livello è funzione della lunghezza temporale della serie):

n	10	20	30	40	50	70	100
T90	5.05	6.10	6.65	7	7.25	7.55	7.85
T95	5.70	6.95	7.65	8.10	8.45	8.8	9.15

Tabella 7.1 Tabella dei valori per diversi livelli di significatività.

In basso (figura 7.2) un esempio di risultato del test SNHT (sviluppato in PRAGA):

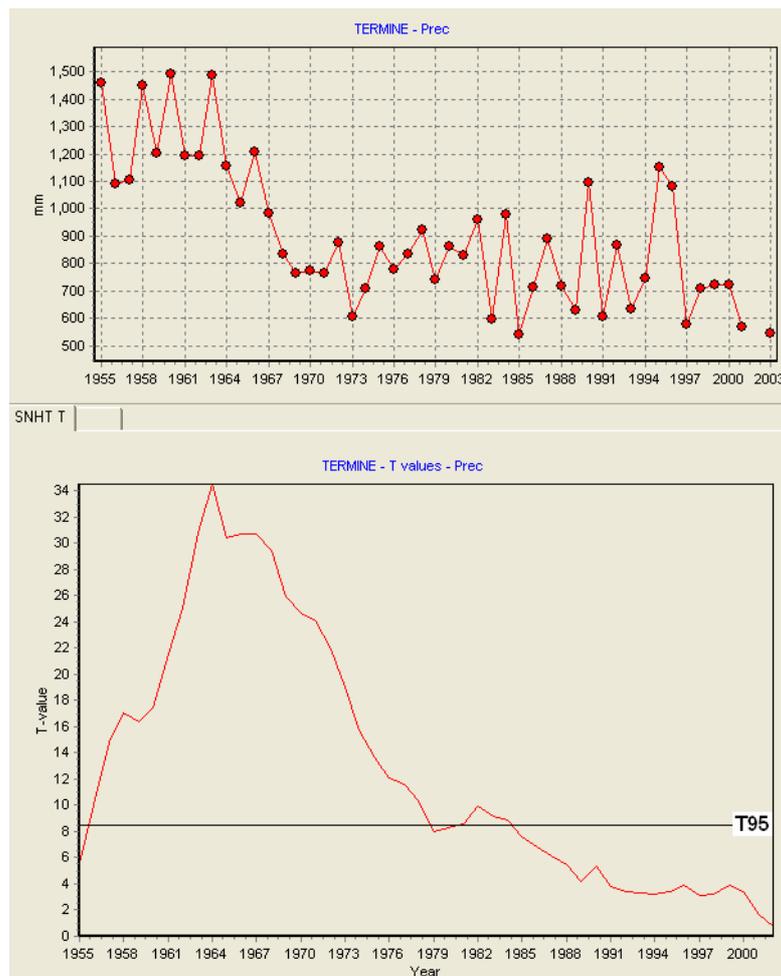


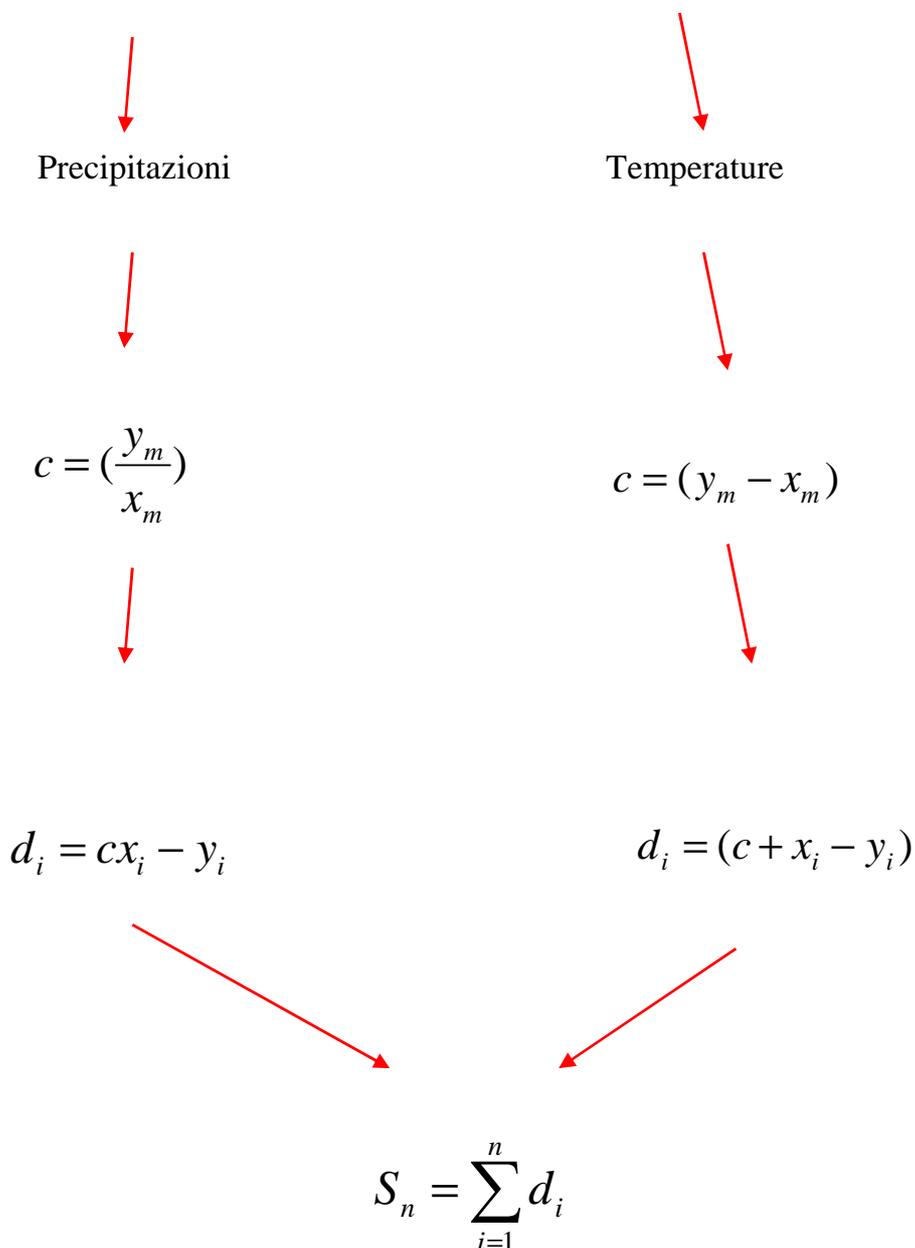
Figura 7.2 Serie pluviometrica di una stazione ed in basso il risultato grafico del test SNHT. Il valore di T risulta massimo nell'anno 1964.

Test di Craddock

Questo test (Craddock, 1979) richiede una serie candidata X ed una o più serie di riferimento Y . Sostanzialmente esso accumula le differenze tra la serie candidata e la serie di riferimento.

Teoricamente se la serie fosse omogenea, tutte le curve risultanti (ognuna corrispondente alle diverse stazioni di riferimento) dovrebbero oscillare intorno allo zero senza significative variazioni di pendenza (vedi esempi di risultati a seguire).

Si procede nel seguente modo:



dove:

i : time-step (anno/stagione/mese/giorno a seconda della scelta).

x_m, y_m : valori medi delle rispettive serie.

In seguito (figure 7.3 e 7.4) due esempi del test di Craddock (sviluppato in PRAGA):

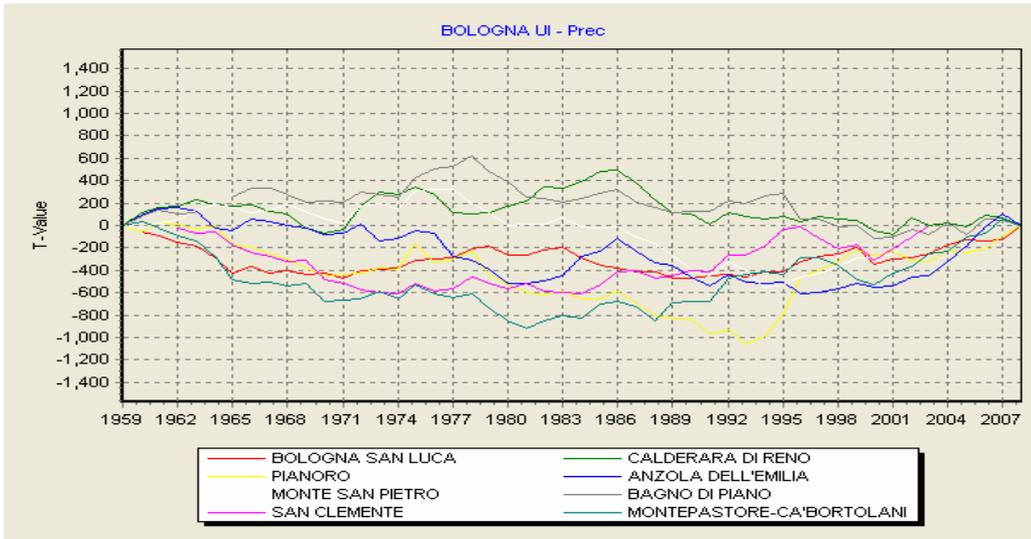


Figura 7.3 Esempio di risultato per una stazione omogenea.

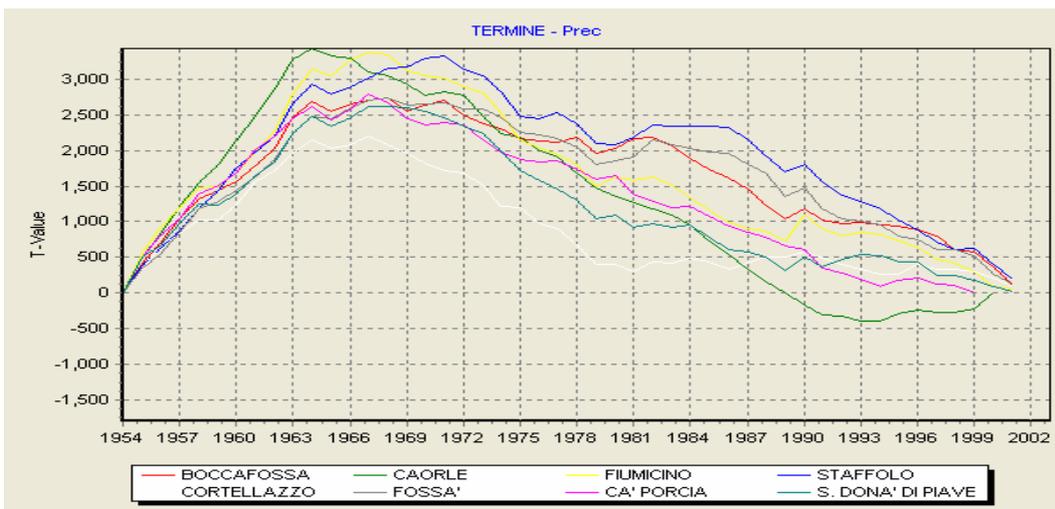
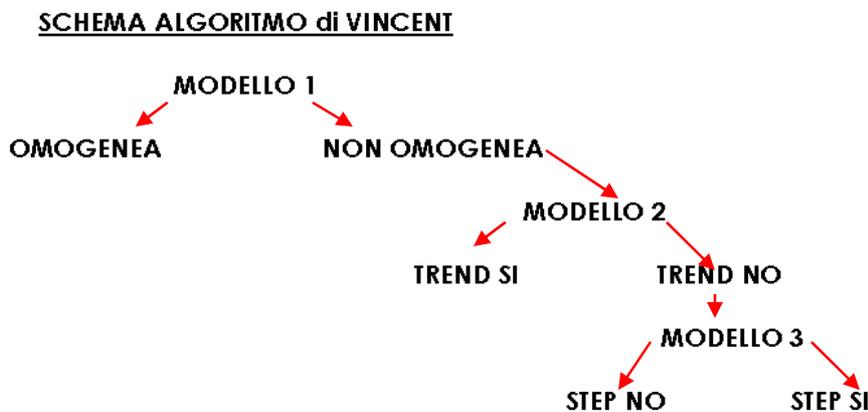


Figura 7.4 Esempio di risultato per una stazione NON omogenea.

Test di Vincent

La tecnica consiste nel calcolo di alcuni modelli di regressione lineare fra la serie candidata e le serie di riferimento. Se si utilizza una sola serie di riferimento la regressione sarà semplice, nel caso le serie di riferimento siano più di una la regressione sarà multipla. Analizzeremo il caso di regressione semplice. La serie di riferimento può essere intesa anche come media aritmetica di diverse stazioni di riferimento.

Nel test di Vincent (Vincent, 1998) si testano successivamente dei modelli regressivi secondo il seguente schema logico:



MODELLO 1

$$y_i = a + cx_{i,medio} + e_i$$

dove y_i è la serie candidata, a e c i parametri della regressione (stimati attraverso il metodo dei minimi quadrati), e_i i residui della regressione, intesi come le differenze fra i valori della serie candidata e quelli fittati dati dal modello.

Il primo modello regressivo, che indica solo se la serie è omogenea oppure può non essere omogenea, viene testato con la statistica di Durbin-Watson D , calcolata come segue:

$$D = \frac{\sum_{i=2}^n (e_i - e_{i-1})^2}{\sum_{i=1}^n e_i^2}$$

Il valore calcolato di D viene confrontato con dei valori di riferimento superiori e inferiori d_u e d_l ricavabile da una tabella dei gradi di libertà. Se $D > d_u$ allora la serie è omogenea ed il calcolo viene interrotto, se $D < d_l$ allora la serie potrebbe essere non omogenea ed il calcolo prosegue con l'applicazione degli altri modelli, infine se $d_l < D < d_u$ allora non è possibile trarre conclusioni definitive dal test.

Un altro modo per identificare possibili disomogeneità o esistenza di trend è spiegato da Chatfield (1984), il quale genera una serie attraverso l'autocorrelazione dei residui a diversi lag k (figura 7.5) secondo la seguente:

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (e_i - e_{medio})(e_{i+k} - e_{medio})}{\sum_{i=1}^n (e_i - e_{medio})^2}$$

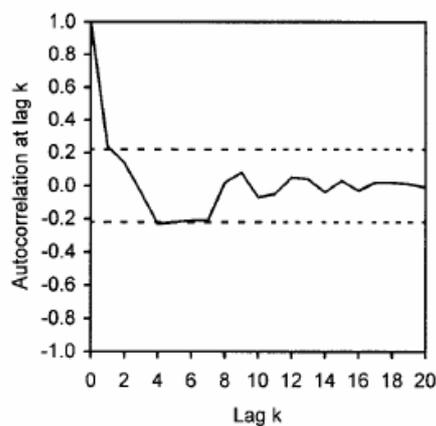


Figura 7.5 Le linee tratteggiate indicano i livelli di significatività date da $\pm 2n^{-\frac{1}{2}}$. Valori consecutivi di r_k al di fuori dell'intervallo tratteggiato indicano possibili disomogeneità o trend.

La serie è considerata omogenea se i coefficienti di autocorrelazione soprattutto a lag bassi non sono significativamente diversi da zero. Al contrario, autocorrelazioni significative per alcuni lag consecutivi indicano una serie non omogenea o con presenza di trend.

MODELLO 2

$$y_i = a_2 + b_2 i + c_2 x_{i,medio} + e_i$$

Se il grafico dei residui del modello 1 mostra un possibile trend, è possibile verificarne la significatività tramite il test del modello 2, nel quale si inserisce la nuova variabile indipendente b_2 che rappresenta la pendenza della linea di regressione nel tempo. La significatività del trend sarà stabilita utilizzando il test di Mann-Kendall (con soglia di significatività 0.95).

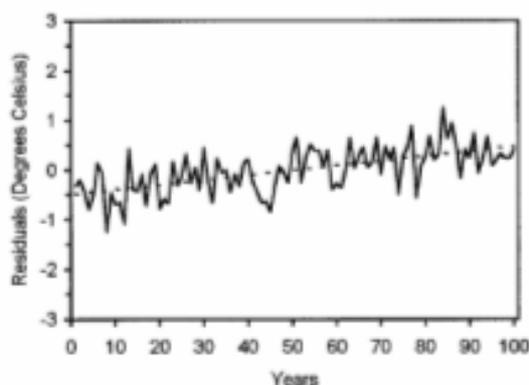


Figura 7.6 Esempio di grafico dei residui che presentano un trend.

MODELLO 3

$$y_i = a_3 + b_3 I + c_3 x_{i,medio} + e_i$$

Se il grafico dei residui del modello mostra un possibile gradino, è possibile verificarne la significatività tramite il test del modello 3, nel quale si inserisce una nuova variabile indipendente I . Il parametro b_3 rappresenta il valore dello step. Vengono presi in considerazione soltanto gli step dalla posizione $i=4$ ad $n-3$.

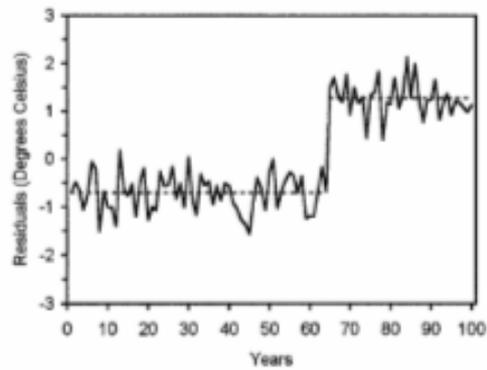


Figura 7.7 Esempio di grafico dei residui che presentano un gradino.

Usando il test F, si confronta il modello 1 con il modello 3 (il quale descrive uno step) e quando essi sono fittati al data-set si calcola la somma dei quadrati dei residui RSS1 ed RSS3. La statistica F si calcola come segue:

$$F^* = \frac{(RSS1 - RSS3)/(DF1 - DF3)}{RSS3/DF3}$$

con $DF3 - DF1$ e $DF3$ gradi di libertà e $DF1=n-2$ e $DF3=n-3$.

A seguire (figura 7.8) viene rappresentato un esempio di risultato del test di Vincent (sviluppato in PRAGA):

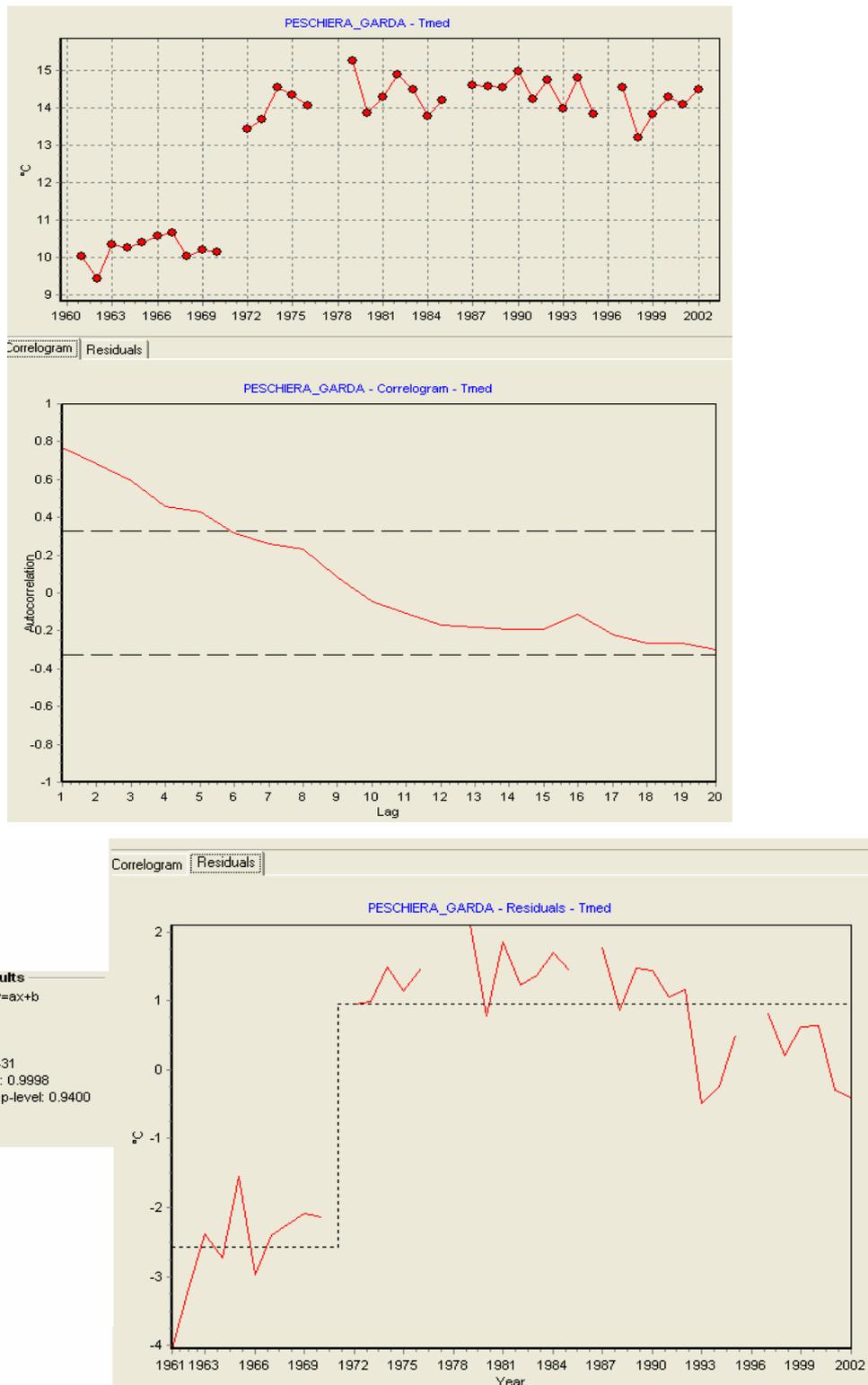


Figura 7.8 Esempio del test di Vincent. In ordine, prima è rappresentato l'andamento delle temperature medie annuali in funzione del tempo. A seguito è rappresentato il correlogramma dove è possibile notare una correlazione alta per diversi lag consecutivi. Infine è mostrato il grafico dei residui in cui si adatta bene un modello a step (coincidente con l'anno 1971) ed accanto i risultati dei vari modelli di regressione applicati.

Analisi dei trend: test di Mann-Kendall

L'analisi di Mann-Kendall (Mann, Kendall, 1975) è un test non parametrico allo scopo di individuare un trend in una serie temporale di dati. Il vantaggio di tale analisi è che i dati non hanno bisogno di seguire alcuna particolare distribuzione.

I dati sono analizzati come una serie temporale ordinata ed ogni valore è confrontato con quelli precedenti. Il valore iniziale della statistica di Mann-Kendall, S, è assunta essere uguale a 0.

Se i dati successivi della serie rispetto ai precedenti sono più grandi allora S è incrementato di 1 altrimenti è diminuito di una unità. Il risultato di tutti questi incrementi e decrementi produce il risultato finale di S.

Supponiamo di avere una serie x_1, x_2, \dots, x_n con n dati e dove x_j rappresenta il valore della variabile al tempo j. Successivamente S sarà calcolato come segue:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k)$$

$$\begin{aligned} \text{sign}(x_j - x_k) &= 1 \text{ if } x_j - x_k > 0 \\ &= 0 \text{ if } x_j - x_k = 0 \\ &= -1 \text{ if } x_j - x_k < 0 \end{aligned}$$

Un valore molto alto di S è indicativo di un trend positivo, al contrario un valore di S molto basso indica un trend negativo. Comunque è necessario calcolare la probabilità associata ad S e la lunghezza della serie temporale n per quantificare la significatività statistica del trend. A questo punto si calcola Z come segue:

$$\begin{aligned} Z &= \frac{S - 1}{[\text{VAR}(S)]^{1/2}} \text{ if } S > 0 \\ &= 0 \text{ if } S = 0 \\ &= \frac{S + 1}{[\text{VAR}(S)]^{1/2}} \text{ if } S < 0 \end{aligned}$$

dove $VAR(S)$ è la varianza di S.

Infine si calcola probabilità associata. La funzione densità di probabilità per una distribuzione normale con media 0 e deviazione standard 1 è data dalla seguente equazione:

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}}$$

Il trend si dice negativo se Z è negativo e la probabilità associata sarà superiore al livello di significatività (tipicamente 95%). Viceversa il trend si dice in crescita se Z sarà positivo e la probabilità associata sarà superiore al livello di significatività. Se invece la probabilità calcolata sarà inferiore al livello di significatività allora non c'è alcun trend significativo.

Tecniche di interpolazione

Metodo di Kriging

(De Marsily, 1986)

Il problema della stima: definizione del *kriging*

Il *kriging* è un metodo per ottimizzare la stima di una grandezza Z che è distribuita nello spazio e misurata in diversi punti, indicati con x_1, x_2, \dots, x_n , dove x_i rappresenta le coordinate del punto sia che abbia dislocazione mono-bi-tridimensionale; definiamo con $Z_i = Z(x_i)$ il valore misurato nel punto i .

Il problema consiste nel determinare il valore della grandezza Z_0 in qualunque punto x_0 in cui non è stata osservata, in modo da coprire l'intero dominio di interesse; tale tecnica non fornisce solamente la stima sopra indicata, ma permette di conoscere anche la varianza di stima di Z , il valore medio di Z su una maglia del campo considerato ed individuare il luogo migliore in cui sistemare un nuovo punto di misura minimizzando l'incertezza totale nel dominio.

Assumiamo che Z sia una funzione aleatoria $Z(x, \xi)$, di cui abbiamo una realizzazione, dove x rappresenta le coordinate spaziali e ξ la variabile di stato nello spazio delle realizzazioni; per utilizzare il *kriging* è necessario determinare, sulla base della realizzazione disponibile $Z(x_i, \xi_1)$, la struttura della funzione aleatoria $Z(x, \xi)$ e la stima "ottimale" di $Z(x_0, \xi_1)$ per ogni punto x_0 .

Nel seguito della trattazione la variabile ξ sarà omessa per semplificare la notazione di Z .

Ipotesi intrinseca e definizione del variogramma

Nel campo idrogeologico si è visto che l'ipotesi di debole stazionarietà, cioè i primi due momenti della funzione sono stazionari (vale a dire invarianti per traslazione), spesso non è verificata: occorre, quindi, formulare un'ipotesi meno restrittiva per rendere possibile la stima, la cosiddetta "ipotesi intrinseca".

Essa afferma che gli incrementi della Z siano stazionari del secondo ordine, e che la varianza degli incrementi del primo ordine di Z sia finita, anche se la varianza di Z non è finita; in termini matematici deve accadere che $[Z(x+h)-Z(x)]$ soddisfi:

$$E[Z(x+h) - Z(x)] = m(h) \quad (7.1)$$

$$\text{Var} [Z(x+h) - Z(x)] = 2 \cdot \gamma(h) \quad (7.2)$$

con (7.1) e (7.2) funzioni di h (vettore distanza in una, due, tre dimensioni), non di x .

La varianza dell'incremento definisce una nuova funzione detta "variogramma" scritta come:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var} [Z(x+h) - Z(x)] \quad (7.3)$$

che corrisponde alla metà dell'incremento quadratico medio di Z per due punti presi a distanza h uno dall'altro.

La (7.3) diviene:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E \left\{ [Z(x+h) - Z(x)]^2 \right\} \quad (7.4)$$

se assumiamo che la costante m sia posta uguale a zero (questo coincide con l'ipotesi di debole stazionarietà per la quale vale $E[Z(x)] = m$, ma in quel caso la σ_z^2 è finita, mentre nell'ipotesi intrinseca questa condizione non è richiesta).

Inoltre la (7.2) è meno restrittiva della condizione di covarianza

$$C(h) = E[Z(x+h) - Z(x)] - m^2,$$

valida per l'ipotesi di debole stazionarietà, la cui esistenza comporta quella del variogramma, ma non è vero il viceversa.

Nel caso in cui esistano entrambe si ottiene:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[Z(x+h)^2] - E[Z(x+h) - Z(x)] + \frac{1}{2} E[Z(x)^2]$$

che diviene:

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) .$$

La covarianza $C(h)$ ha un andamento che decresce più o meno rapidamente con h e da esso si può ricavare il variogramma.

Quando $\text{Var} [Z]$ è finita, il variogramma tende ad un valore asintotico eguale alla varianza σ_z^2 : la distanza alla quale ciò avviene è chiamata “range”, mentre il valore asintotico è detto “sill”.

Nel caso in cui la varianza non è finita il variogramma non raggiunge mai un asintoto.

Non tutte le funzioni possono essere un variogramma dovendo soddisfare alcuni requisiti, come $-\gamma$ deve essere definita positiva e $\lim_{|h| \rightarrow \infty} \gamma(h) = 0$ deve risultare

$$\lim_{|h| \rightarrow \infty} (\gamma(h) / |h|^2) \rightarrow 0 .$$

Il variogramma viene stimato sulla base dei dati sperimentali z_i , $i=1, \dots, n$, assumendo che gli incrementi siano ergodici (cioè che le medie nello spazio siano le stesse delle medie della funzione stocastica). Si definisce un certo numero di classi di distanze tra i punti di misura. Quindi, prendendo tutte le possibili coppie di punti i e j si calcola per ciascuna classe:

- a) il numero p di coppie che cadono in quella classe
- b) la distanza media della classe
- c) la metà dell'incremento quadratico medio $\frac{1}{2} \sum (z_i - z_j)^2 / p$.

Il numero di coppie che si può formare su un insieme di n punti è $n(n-1) / 2$; generalmente esse non sono distribuite in maniera uniforme tra le classi in quanto sono più numerose per le distanze brevi: ciò implica che il variogramma sperimentale perde via via di significato al crescere di $|h|$.

Come è già stato evidenziato, solo certe funzioni possono rappresentare un variogramma, per cui ne vengono scelte alcune adattandone i parametri in base ai punti osservati. I variogrammi di uso più comune sono:

a) monomio $\gamma(h) = \omega \cdot h^a$, $a < 2$ (per $a=1$ si ha il variogramma lineare)

b) sferico $\gamma(h) = \frac{1}{2} \cdot \omega \cdot \left[\frac{3h}{a} - \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right]$ per $h \leq a$

$\gamma(h) = \omega$ per $h > a$

c) esponenziale $\gamma(h) = \omega \{ 1 - \exp(-h/a) \}$

d) gaussiano $\gamma(h) = \omega \{ 1 - \exp[-(h/a)^2] \}$

e) cubico $\gamma(h) = \omega \left[7 \cdot \left(\frac{h}{a} \right) - 8.75 \cdot \left(\frac{h}{a} \right)^3 + 3.5 \left(\frac{h}{a} \right)^5 - 0.75 \left(\frac{h}{a} \right)^7 \right]$ per $h \leq a$

$\gamma(h) = \omega$ per $h > a$

dove ω ed a sono i parametri della funzione, chiamati rispettivamente sill e range.

Nel presente lavoro è stato fatto uso del variogramma lineare.

Si illustrano di seguito (tabella 7.2) i diversi variogrammi:

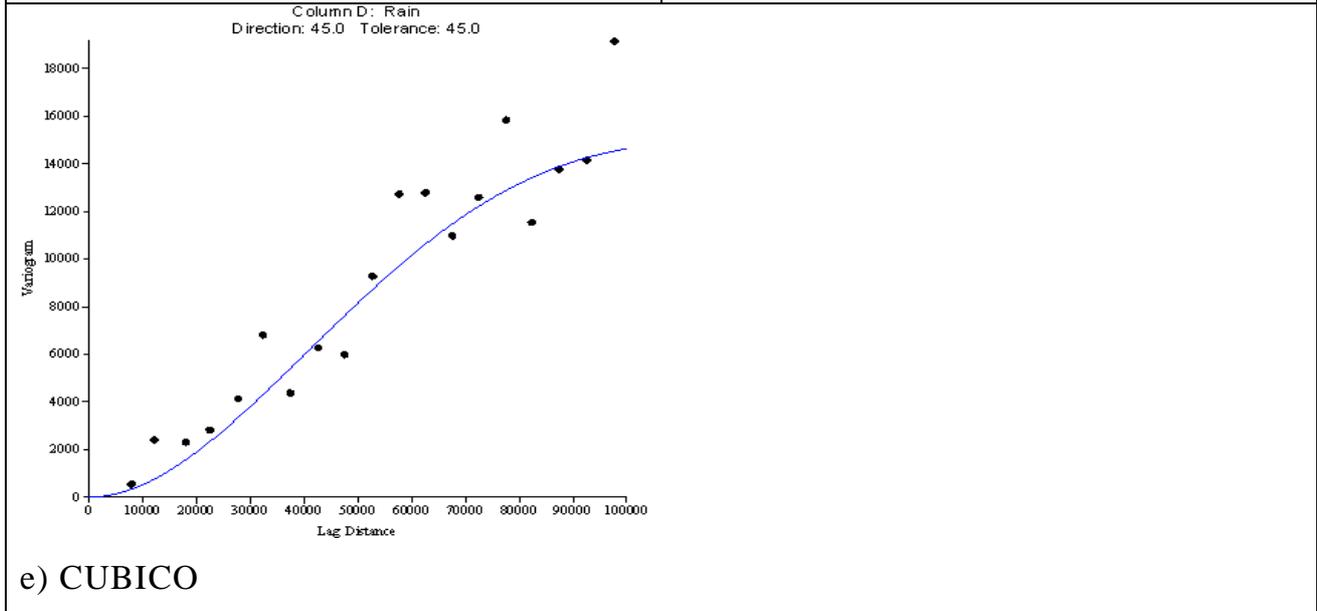
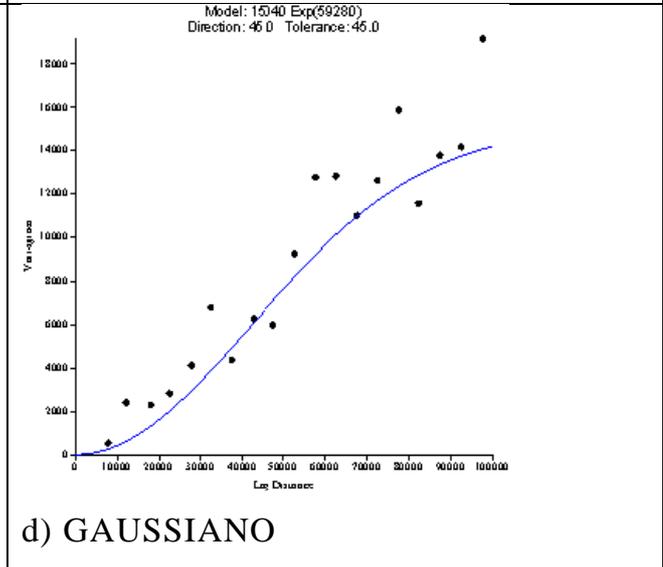
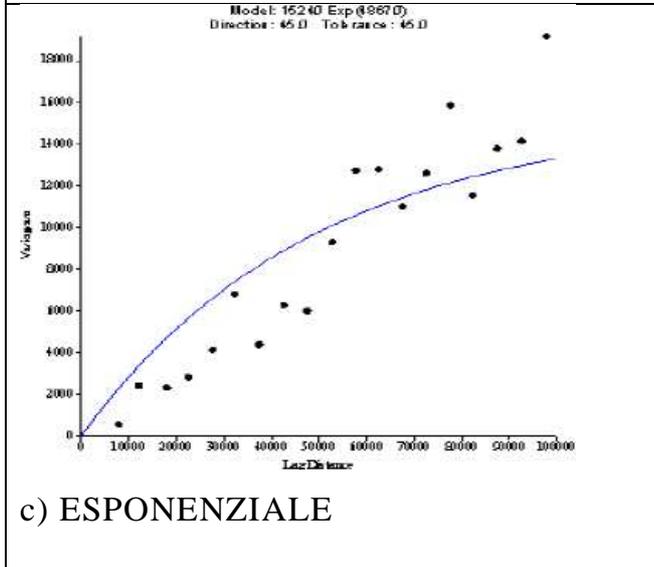
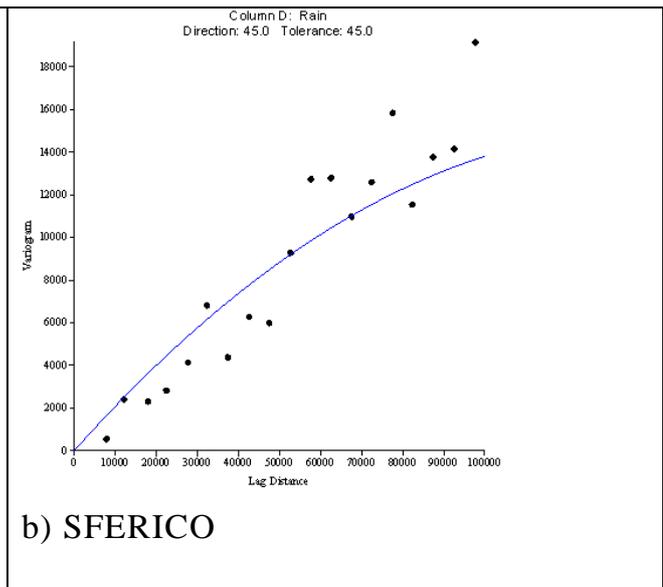
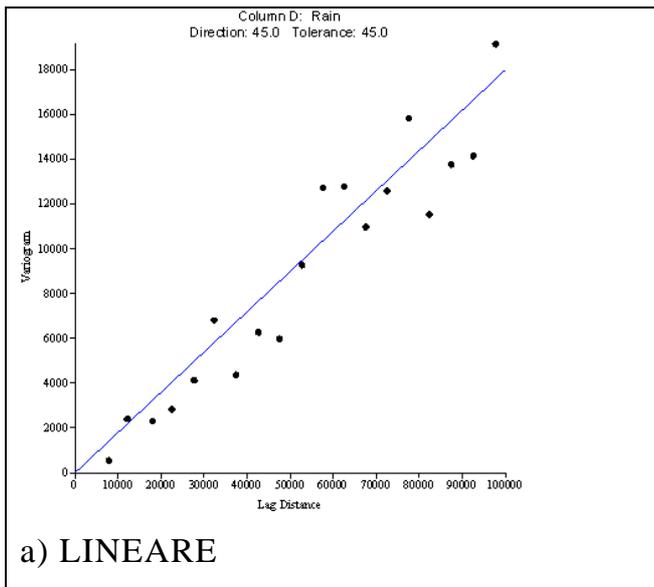


Tabella 7.2 Esempi di diversi modelli di variogramma.

Si tenga presente che un variogramma non limitato asintoticamente (ad esempio quello lineare) denota una varianza infinita per la funzione stocastica $Z(x)$ e quindi in tale situazione la covarianza non esiste e solo l'ipotesi intrinseca è accettabile. Se invece il variogramma ammette un estremo superiore (sill) allora il fenomeno ha covarianza.

La soluzione al problema di interpolazione

In questa sezione si richiama l'applicazione del *kriging* nel caso in cui il fenomeno soddisfi alla "ipotesi intrinseca".

Si vuole cercare una stima di Z_0^* della grandezza incognita Z_0 facendo uso dei valori osservati di Z con la seguente media pesata:

$$Z_0^* = \sum_{i=1,n} \lambda_0^i \cdot Z_i \quad (7.5)$$

Dal momento che non si conosce il valore della costante m del processo intrinseco $Z(x)$ imponiamo che

$$E[Z_0^* - Z_0] = 0 \quad (7.6)$$

cioè l'errore stocastico ha media nulla; m sia il valore atteso di Z per cui

$$E[\sum_{i=1,n} \lambda_0^i \cdot Z_i] = E[Z_0] = m$$

sviluppando si ha

$$\sum_{i=1,n} \lambda_0^i \cdot E[Z_i] = m$$

che diviene

$$\sum_{i=1,n} \lambda_0^i \cdot m = m$$

risulta infine

$$\sum_{i=1,n} \lambda_0^i = 1 \quad (7.7)$$

La (7.7) assicura che lo stimatore sia “unbiased”, cioè non affetto da errori sistematici. I pesi λ_i della (2.2.8.5) sono determinati imponendo la soddisfazione della (7.7) e che sia minima la varianza dell’errore stocastico

$$\text{Var} [Z_0^* - Z_0] = \min \quad (7.8)$$

La (7.8), che qualifica la stima come stima ottimale, si può scrivere come

$$E[(Z_0^* - Z_0)^2] = \min \quad (7.9)$$

in quanto $E[Z_0^* - Z_0] = 0$.

Sviluppando la (7.9) e usando la definizione di variogramma

$$\gamma(x_i - x_j) = \frac{1}{2} E[(Z_i - Z_j)^2] = \frac{1}{2} E[((Z_i - Z_0) - (Z_j - Z_0))^2]$$

si giunge ad esprimere la (7.9) in funzione del variogramma.

Minimizzando la (7.9) col vincolo (7.7) si ottiene il seguente sistema lineare:

$$\sum_j \lambda_0^j \gamma(x_i - x_j) + \mu = \gamma(x_i - x_0)$$

$$\begin{aligned} \sum_j \lambda_0^j \gamma(x_i - x_j) + \mu &= \gamma(x_i - x_0) \\ \sum_i \lambda_0^i &= 1 \end{aligned} \quad i = 1, \dots, n \quad (7.10)$$

dove μ è il moltiplicatore di Lagrange.

Occorre pertanto risolvere il sistema di *kriging* con $n+1$ incognite, che in forma matriciale risulta:

$$\begin{vmatrix} 0 & \gamma_{12} & \gamma_{13} & \dots & \gamma_{1n} & 1 \\ \gamma_{21} & 0 & \gamma_{23} & \dots & \gamma_{2n} & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \gamma_{n1} & \gamma_{n2} & \gamma_{n3} & \dots & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} \lambda_0^1 \\ \lambda_0^2 \\ \dots \\ \lambda_0^n \\ \mu \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \gamma_{10} \\ \gamma_{20} \\ \dots \\ \gamma_{n0} \\ 1 \end{vmatrix} \quad (7.11)$$

avendo indicato $\gamma(x_i - x_j)$ con γ_{ij} .

Il sistema di *kriging* è regolare se $-\gamma$ è una funzione definita positiva (a questo requisito soddisfano i variogrammi precedentemente descritti). Si noti che la matrice dei coefficienti del sistema (7.11) non dipende da x_0 e perciò può essere invertita una volta sola anche se cambia il punto x_0 sul quale si desidera calcolare la stima.

Trovati i coefficienti λ_i , $i=1, \dots, n$ la varianza di stima (7.8) è calcolata come:

$$\text{Var} [Z_0^* - Z_0] = \sum_{i=1, n} \lambda_0^i \cdot \gamma(x_i - x_0) + \mu \quad (7.12)$$

Esiste una importante differenza tra la varianza di stima (7.12) e la varianza di dispersione σ_z^2 . Quest'ultima è rappresentativa dell'intervallo di variabilità della funzione stocastica Z entro il dominio di interpolazione mentre la (7.12) è rappresentativa dell'incertezza residua nella stima di Z_0 quando siano disponibili n osservazioni. La varianza di dispersione è costante mentre la varianza di stima cambia da punto a punto ed è nulla nei punti di misura.

Caratteristiche del *kriging*

a) Il *kriging* è un interpolatore del tipo *Best Linear Unbiased Estimate* (BLUE) b) Il *kriging* è un interpolatore esatto in assenza di errori di misura, cioè calcolando Z nei punti di misura risulta $Z_k^* = Z_k$ cui consegue $\lambda_k^k = 1$, $\lambda_k^i = 0$ per $i \neq k$, inoltre $\text{Var} [Z_k^* - Z_k] = 0$

c) Se si assume che la distribuzione dell'errore $Z_0^* - Z_0$ sia gaussiana, è possibile associare alla stima Z_0^* un intervallo di confidenza. Per esempio possiamo dire che l'intervallo di confidenza al 95% è pari a $\pm 2\sigma_0$, con

$$\sigma_0 = (\text{Var} [Z_0^* - Z_0])^{1/2}$$

Allora la stima di Z_0 con probabilità al 95% è pari a:

$$\sum_{i=1,n} \lambda_0^i Z_i \pm 2\sigma_0$$

d) La soluzione del sistema di *kriging* (ovvero il calcolo dei pesi λ_0^i) non dipende dai valori osservati Z_i , ma solo dalle coordinate dei punti di osservazione e dal punto di stima.

Metodo dell'INVERSE DISTANCE WEIGHTING (IDW)

L'Inverse Distance Weighting (IDW) è un metodo di interpolazione multivariata.

La stima si basa su una somma pesata di tutti i valori osservati. I pesi per ogni singolo punto di misura sono assegnati in base all'inverso della distanza dal punto su cui si vuole effettuare la stima.

Tecnica di Shepard

E' un particolare metodo IDW (Shepard, 1968). La differenza è che i punti raggruppati in aree a maggior densità di valori osservati contribuiscono con un peso minore alla somma pesata.

Il modo per stimare un valore interpolato u in un dato punto \mathbf{x} sulla base dei campioni misurati $u_i = u(x_i)$ per $i = 0, 1, \dots, N$ usando la funzione di interpolazione IDW è:

$$u(\mathbf{x}) = \frac{\sum_{i=0}^N w_i(\mathbf{x})u_i}{\sum_{j=0}^N w_j(\mathbf{x})},$$

dove :

$$w_i(\mathbf{x}) = \frac{1}{d(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i)^p}$$

in cui \mathbf{x} rappresenta il punto arbitrario interpolato, x_j è il punto conosciuto, d è la distanza tra il punto interpolato \mathbf{x} ed il punto conosciuto x_j . Inoltre, N è il numero totale di misure note usate per l'interpolazione ed infine p è un numero reale positivo ($p \leq 2$ per due dimensioni).

Quindi i pesi decrescono con la distanza ed aumentando il valore di p si assegna un peso via via maggiore ai punti interpolati più vicini ai punti noti.

La sommatoria dei pesi sarà:

$$\sum_j w_j \approx \int_{r_0}^R \frac{2\pi r \rho dr}{r^p} = 2\pi \rho \int_{r_0}^R r^{1-p} dr.$$

dove r è la distanza fra il punto noto ed il punto da stimare e diverge all'infinito $R \rightarrow \infty$ e ρ è la densità di punti di misura noti.

BIBLIOGRAFIA

Alexandersson H, Moberg A. 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part 1: homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology* 17: 25–34.

Antolini, G. e Tomei, F., 2006. Praga - Programma di Analisi e Gestione dati Agrometeorologici. Atti del convegno nazionale dell'Associazione Italiana di Agrometeorologia (AIAM), Torino 6-8 Giugno 2006.

Antolini G, Pavan V, Tomei F, Auteri L, Tomozeiu R, Marletto V, (2013). A high-resolution gridded climatic data-set for Emilia-Romagna (Italy) 1961-2010. Submitted – *International Journal of Climatology*.

Antolini Gabriele, Giacomo Agrillo, Luca Auteri, Roberto Barbiero, Veronica Bonati, Fabio Brunier, Fabiana Castino, Orietta Cazzuli, Andrea Cicogna, Luca Maraldo, Stefano Micheletti, Roberta Millini, Michela Munari, Elvio Panettieri, Valentina Pavan, Renata Pelosini, Sara Ratto, Christian Ronchi, Serenella Saibanti, Marta Salvati, Angela Sulis, Fausto Tomei, Rodica Tomozeiu, Igor Torlai, Elisabetta Trovatore, Giulia Villani. L'ANALISI GIORNALIERA DELLE PRECIPITAZIONI ARCIS 1961-2005. Palermo 5-6-7 giugno 2012, XV Convegno Nazionale di Agrometeorologia: nuovi scenari agroambientali: fenologia, produzioni agrarie e avversità. AIAM: associazione Italiana di Agrometeorologia.

Baker DG (1975) Effect of observation time on mean temperature estimation. *J Appl Meteorol* 14:471-476.

Berti M, Martina MLV, Franceschini S, Pignone S, Simoni A, Pizziolo M, 2012. Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach - (EGU).

Bertolini G., Pellegrini M., 2001. The landslides of Emilia Apennines (northern Italy) with reference to those which resumed activity in the 1994-1999 period and required Civil Protection interventions. *Quaderni di Geologia Applicata*, 8 – 1.

Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P., Vannucci P. (2004); *Carta Sismotettonica della regione Emilia – Romagna alla scala 1:250.000*. Regione Emilia – Romagna, C.N.R., Firenze. S.EL.CA. FIRENZE.

Brunetti, M. Appunti delle lezioni di Climatologia: le osservazioni della Terra.

Brunetti, M. Appunti delle lezioni di Climatologia: problematiche connesse alla qualità e all'affidabilità dei dati.

Brunetti, M., Maugeri, M., Monti, F., and Nanni, T.. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series, *Int. J. Climatol.*, 26, 345–381, 2006.

Chatfield, C., 1984. *The analysis of the time series. An introduction*. 3d ed. Chapman and Hall, 286 pp..

Craddock J. M. (1979). Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes. *Weather*, 34, 332-346.

De Marsily, G., 1986. *Quantitative Hydrogeology*, Academic Press, Inc, 286-329.

Dodson R, Marks D (1997). Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *Clim Res* 8:1-20.

Giuliaci, M., 1988. *Climatologia fisica e dinamica della Val Padana*.

Haylock MR, Hofstra N, Klein Tank AMG, Klok EJ, Jones PD, New M (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *J Geophys Res* 113, D20119, doi:10.1029/2008JD010201.

Hartkamp AD, De Beurs K, Stein A, White JW (1999). Interpolation techniques for climate variables. Geographic Information System series 99-01. International Maize and Wheat Improvement Center (CIMMYT) Mexico.

Hofstra N, Haylock M, New M, Jones P, Frei C (2008). Comparison of six methods for the interpolation of daily, European climate data. *J Geophys Res* 113, D21110, doi:10.1029/2008JD010100.

Holder C, Boyles R, Syed A, Niyogi D, Raman S (2006). Comparison of collocated automated (NCECONet) and manual (COOP) climate observation in North Carolina. *J Atmos Ocean Technol* 23:671-682.

Isaaks EH, Srivastava RM (1989). An introduction to applied geostatistics. Oxford University Press, New York.

Janis MJ (2002). Observation-time-dependent biases and departures for daily minimum and maximum air temperatures. *J Appl Meteorol* 41:588-603.

Jarvis CH, Stuart N. 2001. A comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part I: The selection of “guiding” topographic and land cover variables. *Journal of Applied Meteorology* **40**: 1060-1074.

Jarvis CH, Stuart N. 2001. A comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part II: The interaction between number of guiding variable and the type of the interpolation method. *Journal of Applied Meteorology* **40**: 1075-1084.

Joint Research Center, 1995. Spatial interpolation of daily meteorological data.

Krige DG (1951). A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *J Chem Metall Min Soc S Afr* 52 119–139.

Kendall, M.G., 1975. Rank correlation methods, 4th ed. Charles Griffin, London.

Mann, H.B. Non parametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.

Matheron, G. Le krigeage universel, Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathematique, Ecole de Mines, Fontainbleau. Fasc.1.

Matheron, G. The theory of regionalized variables and its applications, Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathematique, Ecole de Mines, Fontainbleau, Fasc.5.

Pavan, V., Tomozeiu, R., Selvini, A., Marchesi, S., Marsigli, C., 2003. Controllo di qualità dei dati giornalieri di temperatura minima e massima e di precipitazione. Quaderno tecnico ARPA-SIM N°15/2003.

Pavan V., G. Antolini, G. Agrillo, L. Auteri, R. Barbiero, V. Bonati, F. Brunier, C. Cacciamani, O. Cazzuli, A. Cicogna, C. De Luigi, L. Maraldo, G. Marigo, R. Millini, E. Panettieri, S. Ratto, C. Ronchi, S. Saibanti, A. Sulis, F. Tomei, R. Tomozeiu, I. Torlai, G. Villani, 2013. The ARCIS project. In press to Italian Journal of Agrometeorology.

Peterson, T.C., Easterling, D.R., Thomas, R.K., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullett, D., Vincent, L., Heino, R., Heikki, T., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, J., Førland, E.J., Hanssen-Bauer, I., Alexandersson, H., Jones, P., Parker, D. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review, *International Journal of Climatology*, 1998, 18, 1493-1517.

Pizziolo, M., Del Maschio, L., Gozza, G., Pignone, S. (2008). Determinazione di soglie pluviometriche per l'innescio di frane in Emilia-Romagna. Articolo de' "Il Geologo dell'Emilia-Romagna".

Shepard D.S., 1968: A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. Proceedings of 1968 ACM National Conference, 517-524.

Schaal LA, Dale RF (1977) Time of observation temperature bias and “Climatic change”. J Appl Meteorol 16:215-222.

Suatoni, B., Toreti, A., 2005, (APAT). L’omogeneizzazione delle serie annuali di temperatura. Rivista di Meteorologia Aeronautica N°4/2005.

Szalai S (ed.). 1997. *Proceedings of the First Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data*. HMS Publication: Budapest, Hungary.

Szalai S, Szentimrey T, Szinell C (eds). 1999. *Proceedings of the Second Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data*. WMO-TD 962. WMO: Geneva, Switzerland.

Toreti A., Desiato F., 2007, Temperature trend over Italy from 1961 to 2004, Theoretical Applied Climatology, 91, 51–58.

Toreti A, Fioravanti G, Perconti W, Desiato F., 2009, Annual and seasonal precipitation over Italy from 1961 to 2006, International Journal of Climatology, 29, 1976-1987.

Tomozeiu R., Busuioc A., Merletto V., Zinoni F., Cacciamani C. (2000). Detection of changes in the summer precipitation time series of the region Emilia-Romagna, Italy, Theoretical and Applied Climatology, 67, 193-200.

Tuomenvirta, 2001. Homogeneity testing and adjustment of climatic time series in Finland. Geophysica (2002), 38 (1-2), 15-41.

Vincent, 1998. A technique for the identification of inhomogeneities in Canadian temperature series. Journal of climate.

Vincent and Gullett, 1999. Canadian Historical and Homogeneous temperature datasets for climate change analyses. *International Journal of Climatology*, 19: 1375-1388.

Wijngaard JB, Klein Tank AMG, Konnen GP, 2003. Homogeneity of 20th century european daily temperature and precipitation series. *Int. Journal of Climatology*, 23: 679-692.