

POLITECNICO DI MILANO



Dipartimento di Ingegneria Idraulica,
Ambientale, Infrastrutture viarie e Rilevamento

Misure satellitari per il bilancio idrologico: analisi delle forzanti meteorologiche

Relatore: Prof. Marco Mancini

Correlatore: Chiara Corbari

Studente: Liliana Lanzarotti

Anno Accademico 2009 – 2010

INDICE	3
INTRODUZIONE	4
1 FORZANTI METEOROLOGHE DA SENSORI SATELLITARI E MISURE A TERRA	7
2 TEMPERATURA DELL'ARIA	10
2.1 Dato a terra e metodo di interpolazione con la quota	10
2.2 Dato da Modis	18
2.3 Relazione tra la temperatura superficiale e dell'aria	46
2.3.1 Relazione con LST da Modis	47
2.3.2 Relazione con LST da Seviri	52
3 RADIAZIONE ENTRANTE AD ONDE CORTE	62
3.1 Dato a terra e metodo di interpolazione con la quota	62
3.2 Dato da Modis	64
3.3 Effetto della topografia	75
3.4 Dato da Seviri	79
4 UMIDITA' RELATIVA	91
4.1 Dato a terra	91
4.2 Dato da Modis	91
5 PRECIPITAZIONE	109
5.1 Dato a terra	109
5.2 Dato da Amsre	110
CONCLUSIONI	127
BIBLIOGRAFIA	129

Introduzione

La caratterizzazione delle interazioni tra atmosfera, suolo superficiale e sottosuolo sta diventando sempre più rilevante nel campo idrologico, nelle attività di gestione delle risorse idriche, nelle previsioni delle piene e nello studio degli effetti dei cambiamenti climatici. Per questi motivi è necessario effettuare un'attenta analisi dei processi idrologici affinché si possano quantificare gli scambi di massa e di energia che avvengono in un bacino idrografico.

Negli ultimi anni, le attività di ricerca si sono spesso focalizzate sulla creazione di modelli in grado di rappresentare i processi idrologici. Di notevole importanza, per l'utilizzo e per la verifica dell'attendibilità dei modelli usati, sono il monitoraggio e la raccolta dati. Per questo è necessario effettuare un'attenta stima delle variabili necessarie al controllo dei fenomeni idrologici.

Di particolare importanza risultano essere le variabili meteorologiche in ingresso a questi modelli.

Questi dati possono essere misurati dalle stazioni di monitoraggio al suolo oppure ricavati dalle immagini satellitari.

Le misure al suolo sono affette da problemi di affidabilità degli strumenti, ma soprattutto dalla distribuzione spaziale delle stazioni. Infatti, soprattutto nei bacini montani, il numero di stazioni disponibili è molto limitato. Inoltre la misura è puntuale e per renderla spazialmente distribuita per l'utilizzo in modelli idrologici distribuiti bisogna considerare l'affidabilità del metodo di interpolazione.

Per superare questi problemi, negli ultimi anni si è diffuso sempre di più l'utilizzo delle immagini satellitari fornite dalle diverse agenzie spaziali (Nasa, Esa, Jaxa) che forniscono un dato già spazialmente distribuito. Bisogna però studiare l'affidabilità di queste misure che risulta essere inficiata da diversi possibili errori che vanno da i diversi algoritmi per ricavare le variabili, risoluzione spaziale e temporale, trasmissività atmosferica, presenza nuvole). L'utilizzo però delle variabili meteorologiche da immagini satellitari permette di compiere analisi idrologiche anche su bacini non strumentati o con una rete di monitoraggio al suolo ridotta.

Scopo del presente elaborato è lo studio e l'analisi dell'affidabilità delle variabili meteorologiche da immagini satellitari a diversa risoluzione temporale e il confronto con i dati misurati al suolo da stazioni di monitoraggio.

Le variabili analizzate sono: la temperatura dell'aria, la radiazione entrante ad onde corte, la precipitazione e l'umidità relativa dell'aria per il bacino dell'Alto Po.

In questa tesi viene quindi valutata l'affidabilità della misura effettuata da satellite confrontando queste variabili meteorologiche con quelle misurate a terra dalla rete di misura dell'Arpa Piemonte, Lombardia, Valle d'Aosta e Meteo Swiss.

Nel primo capitolo si analizza la temperatura dell'aria da sensore Modis, un radiometro sui satelliti Terra e Aqua e da Seviri installato su Meteosat. Poiché la radiazione all'infrarosso penetra difficilmente oltre le nubi, sono stati analizzati due periodi, uno estivo l'altro invernale, di cielo sereno. Essendo i satelliti Terra e Aqua polari, passano per lo stesso punto solo due volte nell'arco di una giornata, mentre Meteosat, geostazionario, fornisce le immagini ogni 15 minuti. Queste immagini satellitari hanno una risoluzione spaziale di 5 km. Una volta elaborate sono state confrontate con i valori di temperatura dell'aria misurate dalle stazioni e con le mappe interpolate con il metodo della distanza inversa tenendo conto della topografia.

Nel capitolo due è stata analizzata l'umidità dell'aria. Questa non è ricavabile direttamente dai satelliti. Si utilizzano quindi delle formule che, calcolati la pressione di vapore saturo e di vapore reale partendo dalla temperatura dell'aria e di dew point, consentono di determinare l'umidità relativa dell'aria. La temperatura dell'aria e di dew point sono state ottenute da Modis, poiché non si hanno a disposizione tali dati da Seviri. Come per la temperatura dell'aria, si sono effettuati i confronti con i dati a terra delle stazioni e interpolati col metodo della distanza inversa.

Nel capitolo tre è stata presa in considerazione la radiazione entrante ad onde corte che è stata ricavata da Seviri e dal sensore Modis.

Siccome la radiazione è fortemente influenzata dalla topografia, perché il raggio può incontrare degli ostacoli morfologici prima di arrivare al suolo, per l'interpolazione dei dati al suolo è stato utilizzato un algoritmo che definisce per ogni ora quali sono le parti in ombra e quali no e che inoltre considera la parte di radiazione diffusa.

La precipitazione è stata ricavata dal sensore Amsr-e, radiometro passivo a scansione conica installato sul satellite polare Aqua, che quindi fornisce due immagini al giorno. Il periodo scelto per effettuare il confronto è caratterizzato da elevata piovosità su tutta l'area di studio. Si sono confrontati le immagini satellitari e i dati a terra dalle stazioni di monitoraggio valutando sia il valore cumulato che la distribuzione spaziale.

1. Forzanti meteorologiche da sensori satellitari e misure a terra

Nella prima parte dell'elaborato i dati relativi alla temperatura dell'aria, alla radiazione entrante ad onde corte e all'umidità dell'aria sono analizzati confrontando il dato misurato a terra e il dato ricavato da satellite per valutare l'affidabilità della misura satellitare.

Le immagini satellitari sono state acquisite dai sensori MODIS, AMSR-E e SEVIRI.

Le immagini MODIS e AMSR-E, di risoluzione 5000 m, sono state scaricate dal sito della Nasa e sono state ricavate dai satelliti polari Terra e Aqua. Il primo sorvola la Terra da nord a sud, passando l'Equatore, di mattina, mentre Aqua passa da sud a nord nel pomeriggio. Volano su un'orbita eliosincrona quasi-polare, ad un'altezza di 705 km dalla Terra. Tale orbita comporta due passaggi giornalieri per ciascun satellite, approssimativamente alla stessa ora solare ogni giorno.

Il MODIS è uno spettro radiometro, avente trentasei bande spettrali (venti nel visibile e sedici nell'infrarosso) uniformemente distribuite nel range 0.415 – 14.235 μm .

L'AMSR-E è un radiometro passivo a scansione conica, avente sei frequenze di lavoro, tutte nella banda delle microonde (6.9, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5, e 89 GHz) e dodici canali che effettuano misurazioni di temperatura di brillantezza sia in polarizzazione orizzontale che verticale. La sua risoluzione spaziale varia da 5.4 km (89 GHz) fino a 56 km (6.9 GHz). I dati acquisiti dall'AMSR-E (TB) sono raccolti e resi disponibili gratuitamente dalla NASA e dal NASDA (National Space Development Agency) e vengono poi elaborati per produrre i vari parametri geofisici, tra i quali l'intensità di precipitazione che è di interesse in questo lavoro.

Il sensore SEVIRI si trova a bordo del satellite METEOSAT, in orbita geostazionaria (a circa 36000 km dalla superficie terrestre) con longitudine nominale di 0° ma con possibilità di variazione fino a 50° Ovest o 50° Est.. Il SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) è un radiometro a scansione linea-linea con un'apertura di 50 centimetri, che fornisce dati-immagine in 12 canali dello spettro elettromagnetico ogni 15 minuti. Rispetto ai satelliti polari, che ci permettevano di avere solo due immagini al giorno, i satelliti geostazionari hanno il grande vantaggio di fornire le immagini ogni 15 minuti o al massimo ogni ora.

Modis e Seviri si basano sulla radiazione all'infrarosso che però non penetra oltre le nubi, quindi temperatura, radianza e umidità sono state analizzate per due periodi, nei quali non sono avvenuti eventi piovosi. Il confronto viene effettuato per due periodi diversi dell'anno: uno in estate (dal 23 Agosto al 1 Settembre) e l'altro in inverno (dal 9 Febbraio al 18 Febbraio).

Per quanto riguarda la pioggia si è selezionato il periodo che va da 13 Maggio a 28 Maggio 2008 essendo caratterizzato da elevata piovosità abbastanza diffusa su tutto il bacino.

L'area presa in esame è quella del bacino dell'alto Po che comprende Piemonte, Valle d'Aosta e parti di Lombardia e Svizzera.

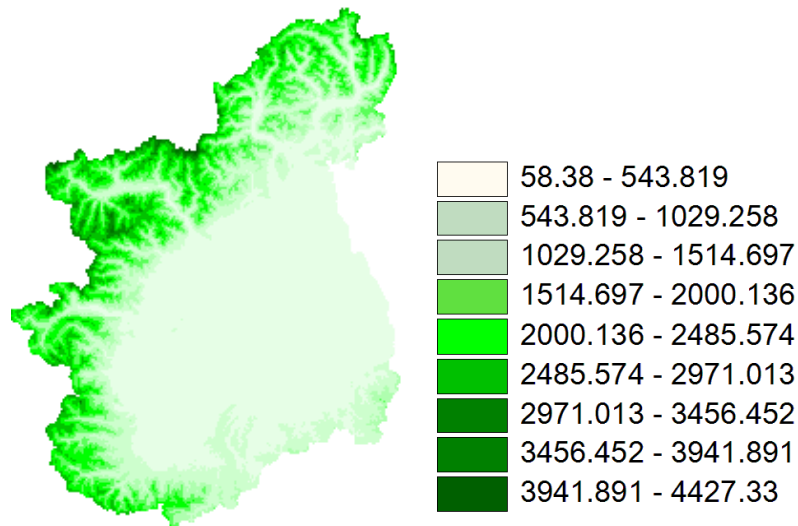


Fig. 1 - Dem bacino analizzato

Per verificare l'attendibilità dei dati ricavati dalle immagini satellitari, si effettuano dei confronti con i dati ricavati dalle stazioni di monitoraggio a terra.

Per elaborare le immagini ottenute dal sensore Seviri si è utilizzato il software I1WIS.

Il programma utilizzato per la rielaborazione delle immagini da AMSR-E è HDF-EOS to Geotiff Conversion Tool (HEG), in questa maniera si possono impostare le coordinate geografiche di interesse e la proiezione desiderata (in questo caso UTM).

Le immagini da Modis sono elaborate con software Envi 4.3 necessario per processare e analizzare questo tipo di immagini geospaziali.

Poiché i satelliti TERRA/AQUA passano su un punto due volte al giorno, in teoria avremmo a disposizione quattro immagini al giorno da Modis, ma non tutte sono utilizzabili. In Tab. 1 si trovano la data, l'orario ed il giorno giuliano corrispondente alle immagini analizzate.

In Tab. 2 vengono elencate la data delle immagini analizzate da Amsr-e, montato su satellite Aqua. Sono quindi a disposizione una media di due immagini al giorno.

Febbraio				Agosto			
data	giorno giuliano	orario		Data	giorno giuliano	orario	codice
09-feb-08	40	2.50	40-0250	23-ago-08	236	12.50	236-1250
09-feb-08	40	10.35	40-1035	23-ago-08	236	14.35	236-1435
09-feb-08	40	13.55	40-1355	24-ago-08	237	13.40	237-1340
09-feb-08	40	21.45	40-2145	25-ago-08	238	3.15	238-0315
10-feb-08	41	11.20	41-1120	25-ago-08	238	23.45	238-2345
10-feb-08	41	13.00	41-1300	26-ago-08	239	11.45	239-1145
11-feb-08	42	13.45	42-1345	26-ago-08	239	22.50	239-2250
12-feb-08	43	11.10	43-1110	27-ago-08	240	12.25	240-1225
12-feb-08	43	22.15	43-2215	27-ago-08	240	14.10	240-1410
13-feb-08	44	2.25	44-0225	27-ago-08	240	23.35	240-2335
14-feb-08	45	10.55	45-1055	28-ago-08	241	3.45	241-0345
15-feb-08	46	2.15	46-0215	29-ago-08	242	2.50	242-0250
15-feb-08	46	13.20	46-1320	29-ago-08	242	12.15	242-1215
15-feb-08	46	22.45	46-2245	29-ago-08	242	23.20	242-2320
16-feb-08	47	2.55	47-0255	30-ago-08	243	3.35	243-0335
16-feb-08	47	10.45	47-1045	30-ago-08	243	14.40	243-1440
16-feb-08	47	21.50	47-2150	31-ago-08	244	13.45	244-1345
17-feb-08	48	2.00	48-0200	31-ago-08	244	23.20	244-2320
17-feb-08	48	11.25	48-1125	01-set-08	245	3.20	245-0320
17-feb-08	48	22.35	48-2235	01-set-08	245	12.45	245-1245
18-feb-08	49	2.45	49-0245	01-set-08	245	14.30	245-1430

Tab. 1 - la data, l'orario ed il giorno giuliano delle immagini analizzate Modis e Seviri

immagine satellite	dato a terra	immagine satellite	dato a terra
2008/05/13 ore 03:50	2008/05/13 ore 04	2008/05/21 ore 03:01	2008/05/21 ore 03
2008/05/13 ore 12:54	2008/05/13 ore 13	2008/05/21 ore 13:43	2008/05/21 ore 14
2008/05/13 ore 14:33	2008/05/13 ore 15	2008/05/22 ore 03:44	2008/05/22 ore 04
2008/05/14 ore 02:54	2008/05/14 ore 03	2008/05/22 ore 14:27	2008/05/22 ore 14
2008/05/13 ore 13:37	2008/05/14 ore 14	2008/05/23 ore 02:48	2008/05/23 ore 03
2008/05/13 ore 03:38	2008/05/15 ore 04	2008/05/23 ore 14:30	2008/05/23 ore 14
2008/05/13 ore 14:20	2008/05/15 ore 14	2008/05/24 ore 03:32	2008/05/24 ore 04
2008/05/16 ore 02:42	2008/05/16 ore 03	2008/05/24 ore 14:14	2008/05/24 ore 14
2008/05/16 ore 13:25	2008/05/16 ore 13	2008/05/25 ore 02:36	2008/05/25 ore 03
2008/05/17 ore 03:25	2008/05/17 ore 03	2008/05/25 ore 13:19	2008/05/25 ore 13
2008/05/17 ore 14:08	2008/05/17 ore 14	2008/05/26 ore 03:19	2008/05/26 ore 03
2008/05/18 ore 02:30	2008/05/18 ore 02	2008/05/26 ore 14:02	2008/05/26 ore 14
2008/05/18 ore 04:09	2008/05/18 ore 04	2008/05/27 ore 04:03	2008/05/27 ore 04
2008/05/18 ore 13:12	2008/05/18 ore 13	2008/05/27 ore 13:06	2008/05/27 ore 13
2008/05/19 ore 03:13	2008/05/19 ore 03	2008/05/28 ore 03:07	2008/05/28 ore 03
2008/05/19 ore 13:56	2008/05/19 ore 14	2008/05/28 ore 13:50	2008/05/28 ore 14
2008/05/20 ore 14:00	2008/05/20 ore 13		

Tab. 2 - immagini confrontate Amsr-e e a terra

I dati a terra sono stati ricavati dalle stazioni di monitoraggio dell'Arpa Piemonte, Valle d'Aosta e Lombardia e di MeteoSwiss. In Fig. 2 sono visualizzabili le stazioni utilizzate per l'analisi della temperatura, mentre in Fig. 3 ci sono le stazioni che misurano la radiazione, in Fig. 4 dell'umidità dell'aria e in Fig. 5 le stazioni utilizzate per misurare la pioggia.

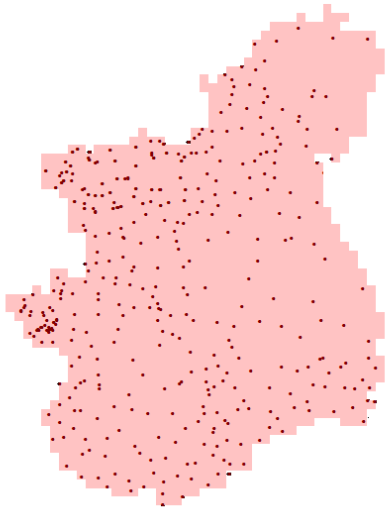


Fig. 2 - Stazioni di misura della temperatura dell'aria

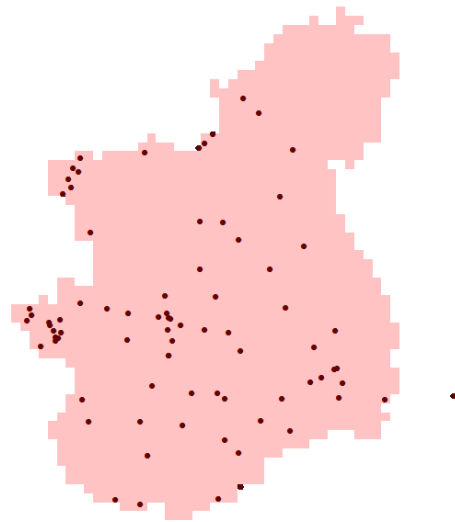


Fig. 3 - Stazioni di misura della radiazione

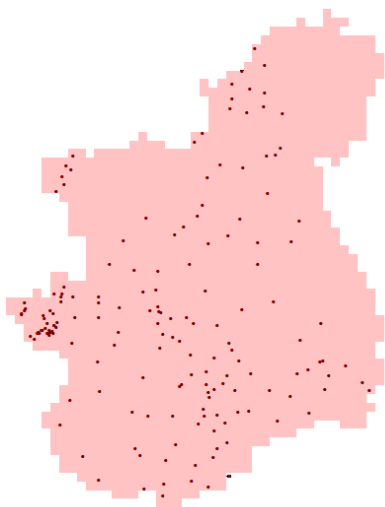


Fig. 4 - Stazioni di misura dell'umidità dell'aria

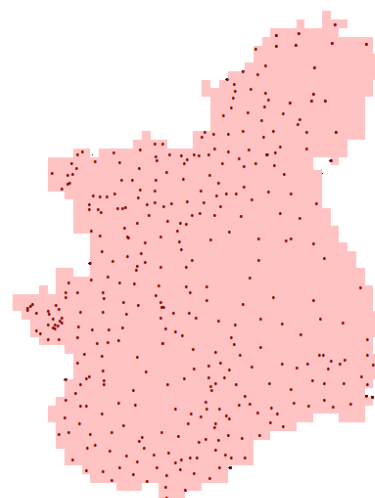


Fig. 5 - Stazioni di misura della pioggia

I dati sono disponibili a base oraria.

I dati puntuali delle stazioni sono interpolati tramite il metodo della distanza inversa ed inoltre, nel caso di temperatura dell'aria e radiazione, si tiene in considerazione anche la topografia (capitolo 1.1.1).

2. Temperatura dell'aria

La temperatura dell'aria subisce variazioni regolari e accidentali; queste ultime sono legate allo stato del cielo e quindi agli spostamenti delle varie perturbazioni atmosferiche. Le variazioni regolari sono quelle a carattere diurno, legate all'altezza del sole nel corso della giornata, e quelle annuali, dovute alle reciproche posizioni della Terra e del Sole.

La temperatura dell'aria è determinata essenzialmente dalla temperatura del suolo. L'atmosfera si riscalda, pertanto, a partire dal basso; è facile quindi comprendere come la temperatura dell'aria debba diminuire con l'altitudine. La diminuzione della temperatura con la quota è in genere diversa da un luogo all'altro e per lo stesso luogo da un giorno all'altro. Tuttavia, si può ritenere che in media la temperatura dell'aria, in quiete, diminuisca alle nostre latitudini di circa 6 gradi ogni 1000 metri fino alla quota di 10-12 mila metri. Tale entità della temperatura con la quota viene definito gradiente termico verticale.

In questo caso si analizza la temperatura dell'aria a livello del suolo.

2.1. Dato a terra e metodo di interpolazione con la quota

I dati meteorologici sono di tipo puntuale perché rilevati da stazioni, per un modello distribuito è necessario quindi interpolarli su tutto il bacino.

Come descritto nel precedente paragrafo, la temperatura dell'aria diminuisce con l'altitudine secondo un gradiente termico verticale. Per interpolare i dati di temperatura si considera l'altezza dei singoli pixel, ricavabile dal DEM, e, partendo dalla temperatura e dall'altitudine della stazione, si risale alla temperatura del punto analizzato applicando il gradiente di 6,5°C ogni 1000m [4].

Le stazioni vengono interpolate per tutto il bacino con una risoluzione spaziale di 5000m, come le immagini Modis a disposizione. Il metodo di interpolazione è quello della distanza inversa che si basa sul seguente algoritmo:

$$z_i = \frac{\sum z_j w_j}{\sum w_j} \quad (1)$$

dove z_i è il valore del punto i da calcolare, z_j è il valore di un punto conosciuto, w_j è il cosiddetto peso della distanza espresso come:

$$w_j = d_{ij}^{-1} \quad (2)$$

d_{ij} distanza tra i e j .

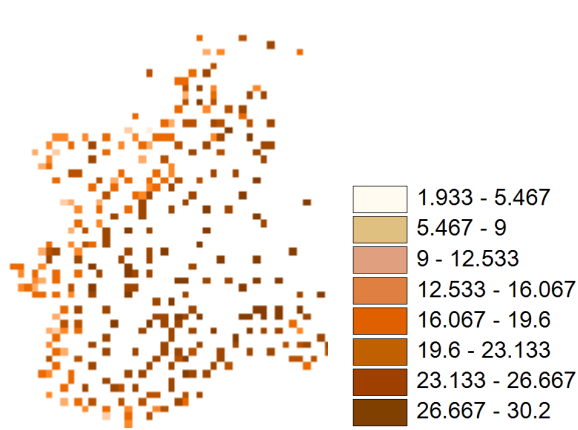


Fig. 6 -Ta 237-14 da stazioni

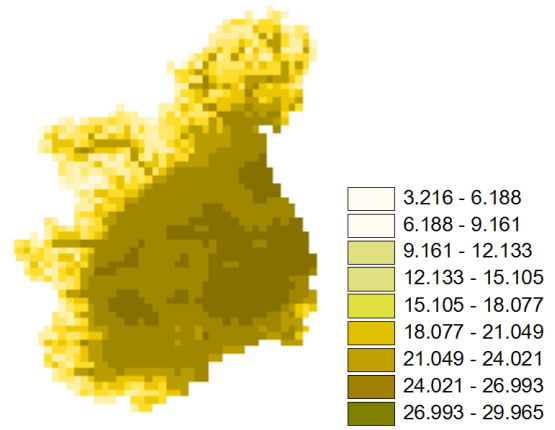


Fig. 7 - Ta 237-14 interpolata (risoluzione 5000m)

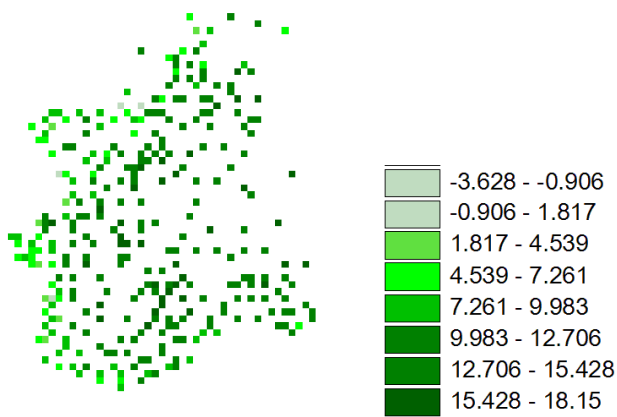


Fig. 8 - Ta 238-04 da stazioni

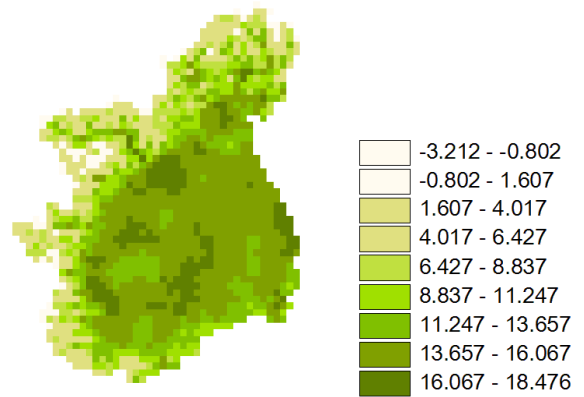


Fig. 9 - Ta 238-04 interpolata (risoluzione 5000m)

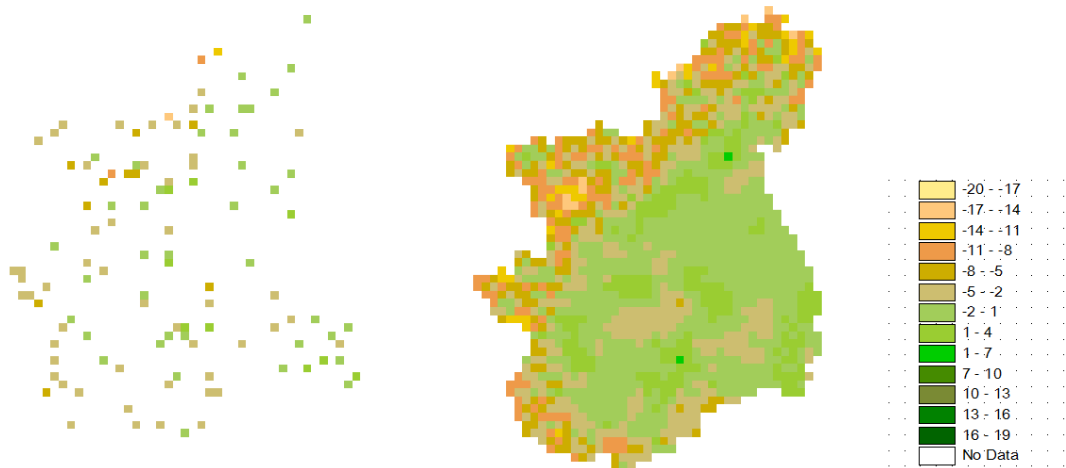


Fig. 10 - Ta 40-03 Ta: a) stazione, b) interpolazione



Fig. 11 - 40-11 Ta: a) stazione, b) interpolazione



Fig. 12 - 40-14 Ta: a) stazione, b) interpolazione

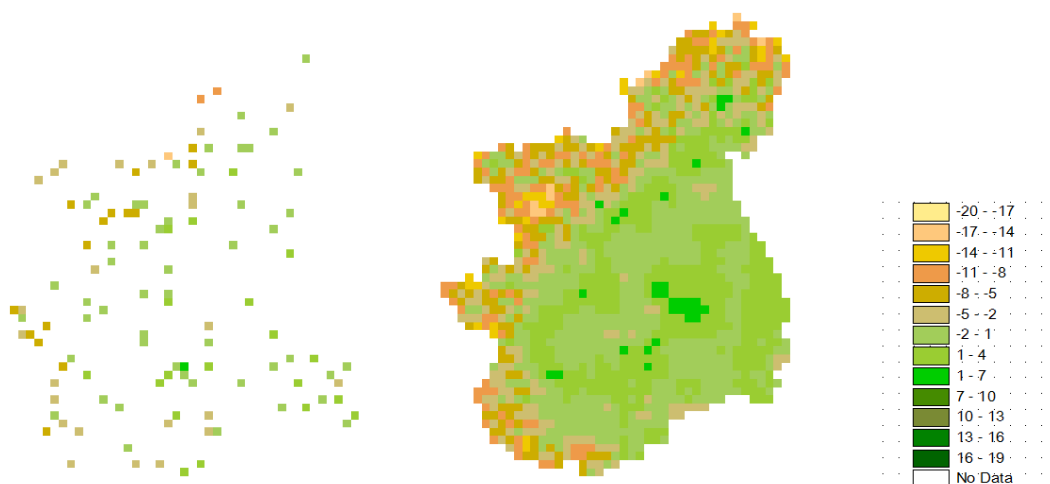


Fig. 13 - 40-22 Ta: a) stazione, b) interpolazione



Fig. 14 - 41-12 Ta: a) stazione, b) interpolazione

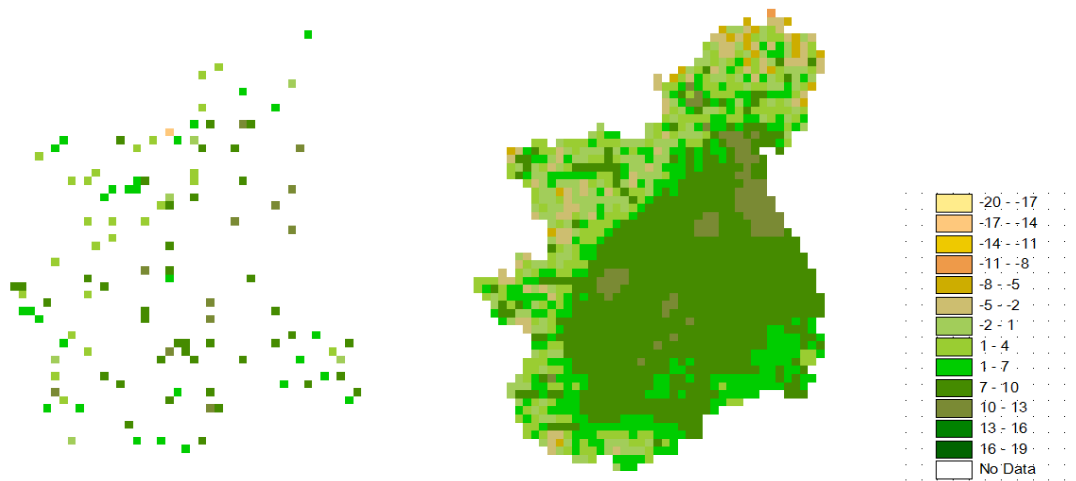


Fig. 15 - 41-13 Ta: a) stazione, b) interpolazione

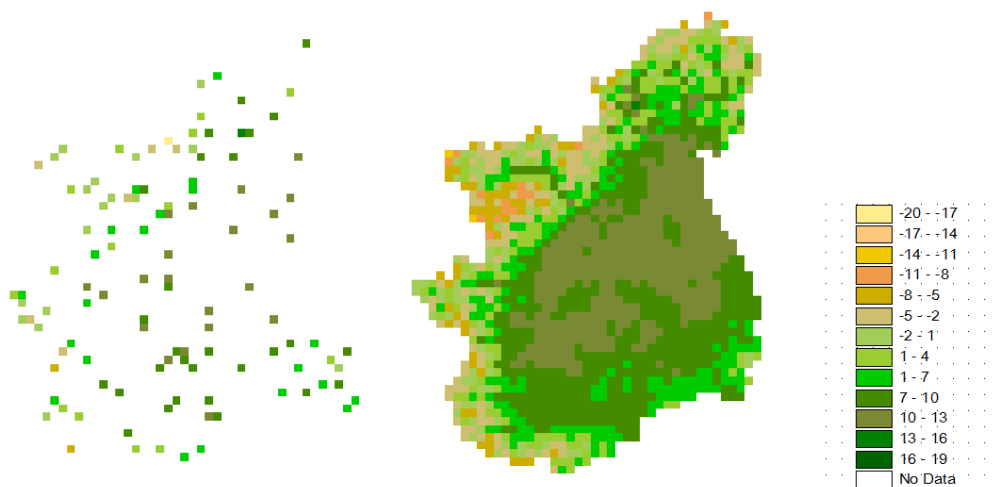


Fig. 16 - 42-14 Ta: a) stazione, b) interpolazione

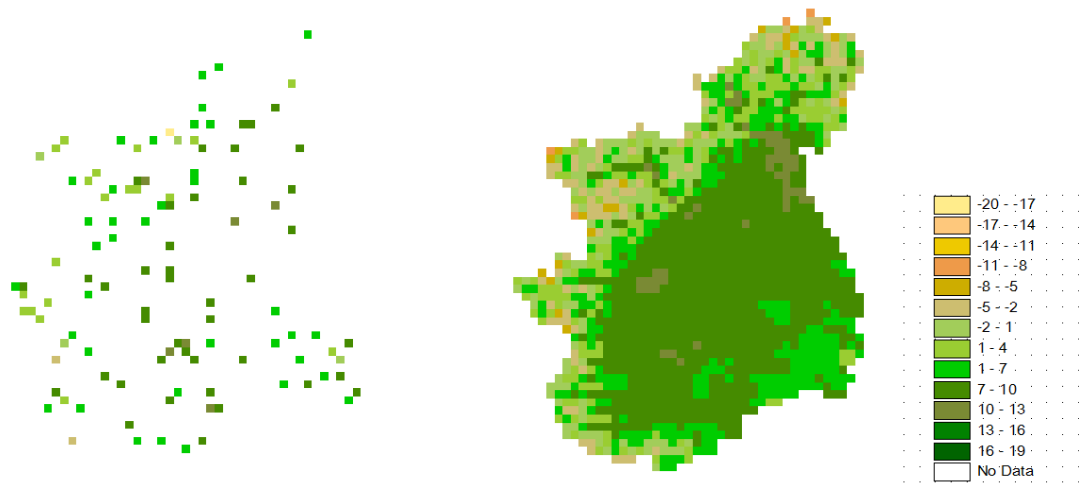


Fig. 17 - 43-12 Ta: a) stazione, b) interpolazione

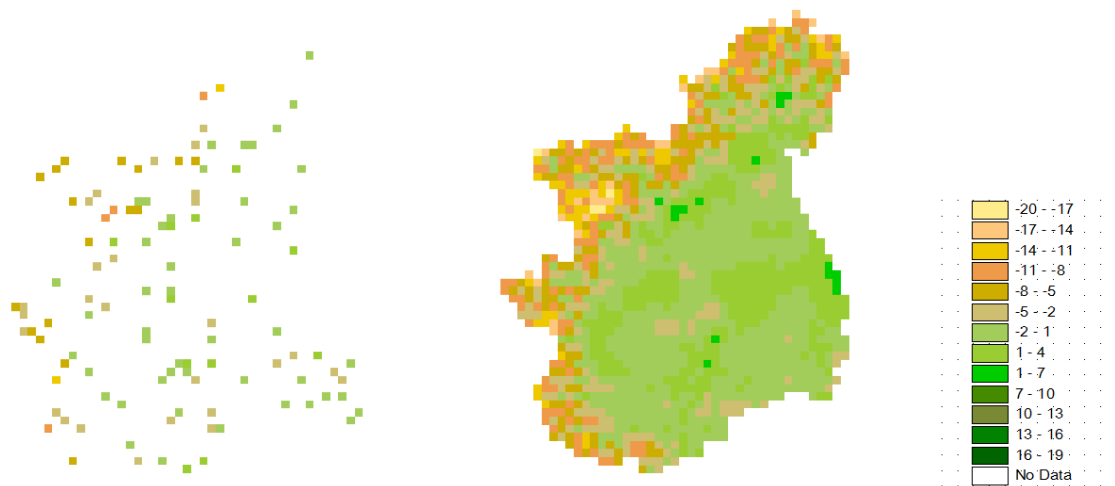


Fig. 18 - 43-23 Ta: a) stazione, b) interpolazione

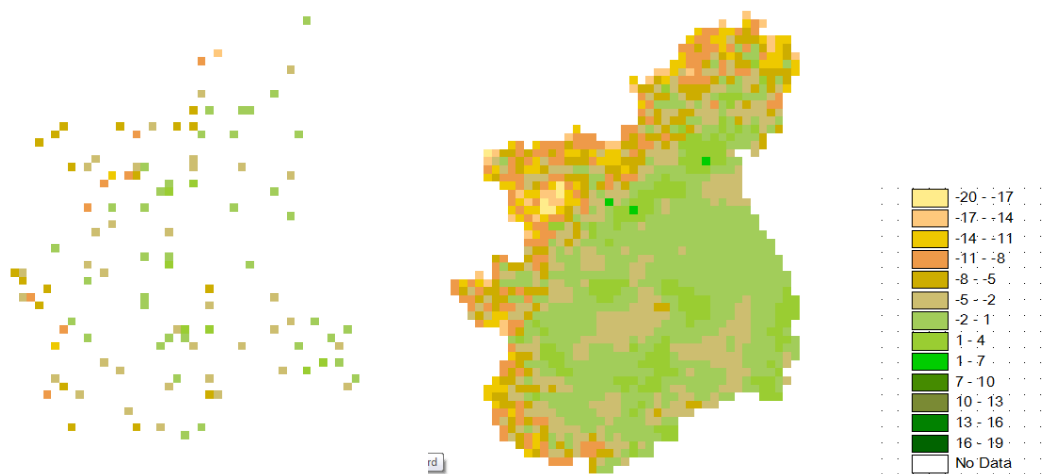


Fig. 19 - 44-03 Ta: a) stazione, b) interpolazione

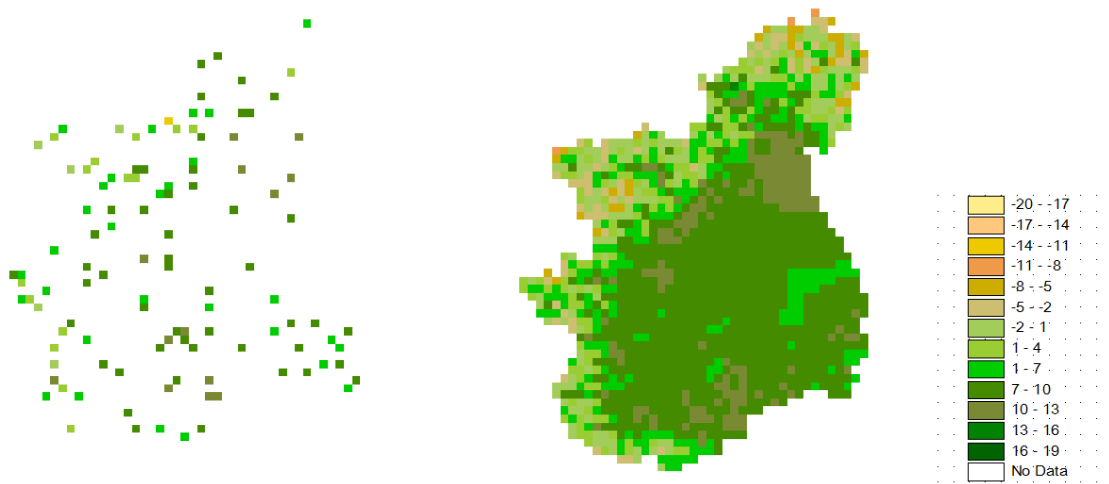


Fig. 20 - 45-11 Ta: a) stazione, b) interpolazione

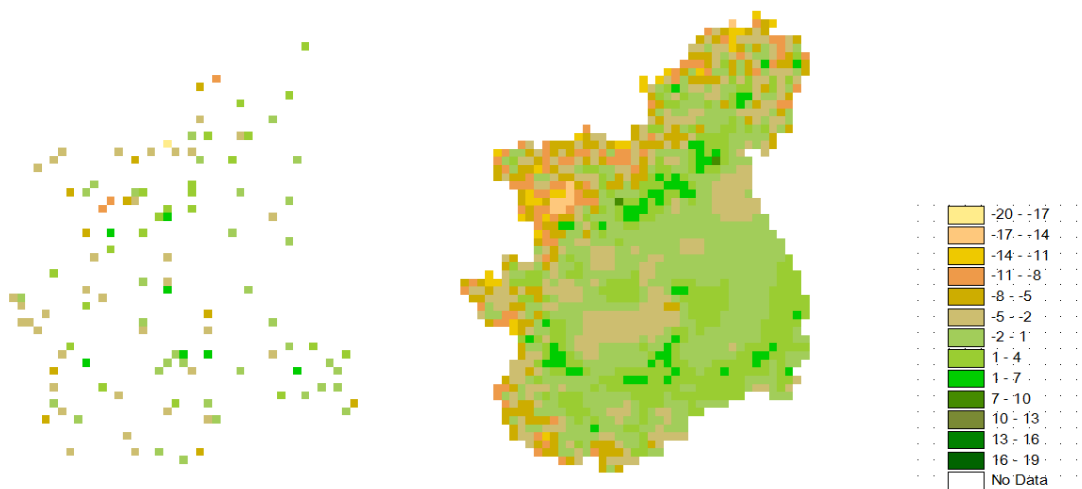


Fig. 21 - 46-03 Ta: a) stazione, b) interpolazione

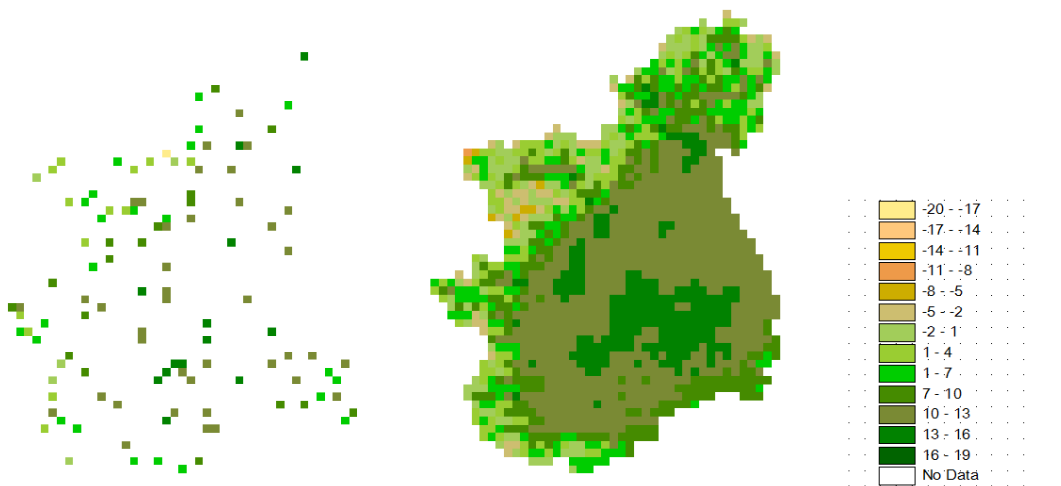


Fig. 22 - 46-14 Ta: a) stazione, b) interpolazione

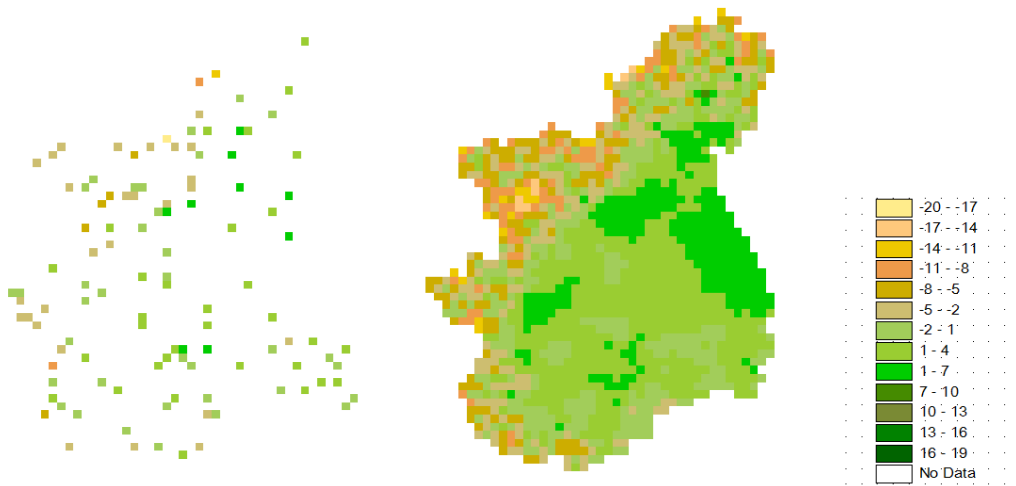


Fig. 23 – 46-23 Ta: a) stazione, b) interpolazione



Fig. 24 – 47-03 Ta: a) stazione, b) interpolazione

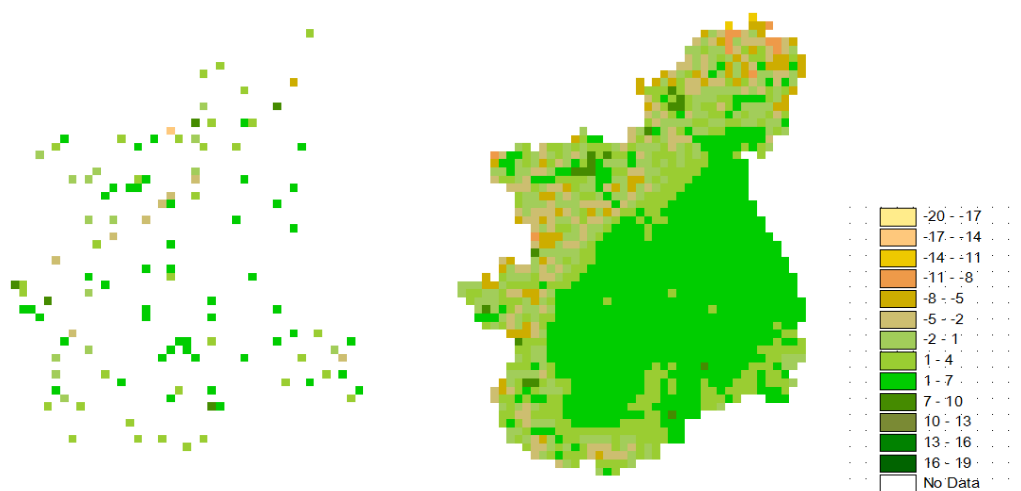


Fig. 25 - 47-11 Ta: a) stazione, b) interpolazione

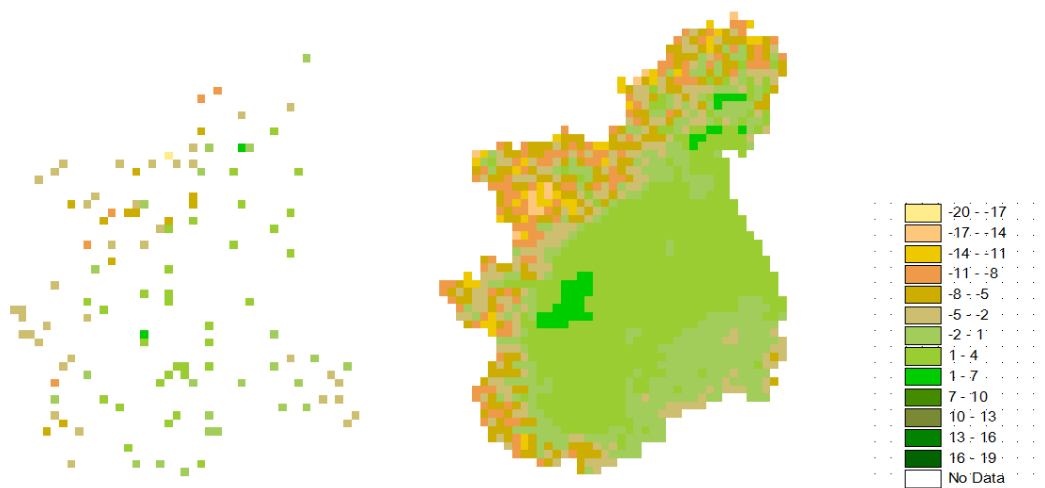


Fig. 26 - 47-22 Ta: a) stazione, b) interpolazione

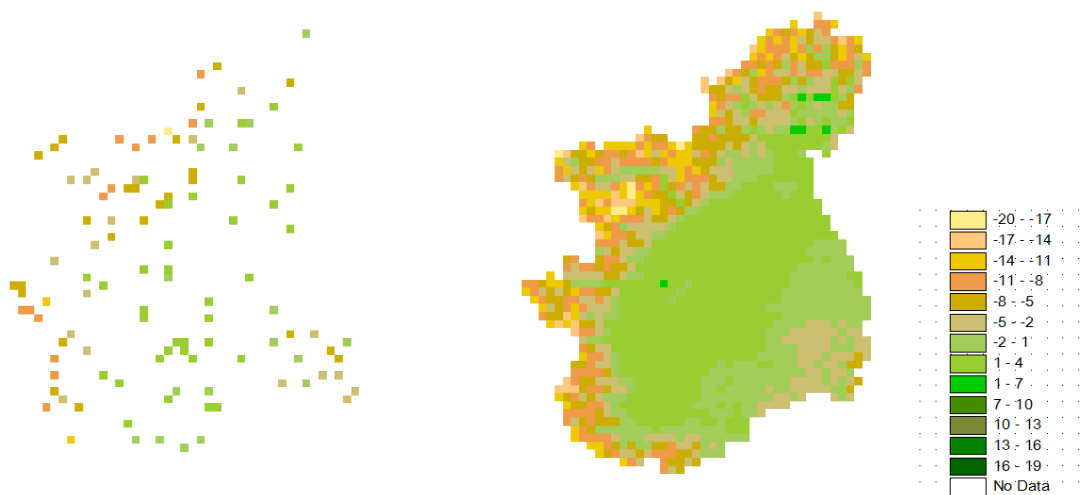


Fig. 27 - 48-02 Ta: a) stazione, b) interpolazione

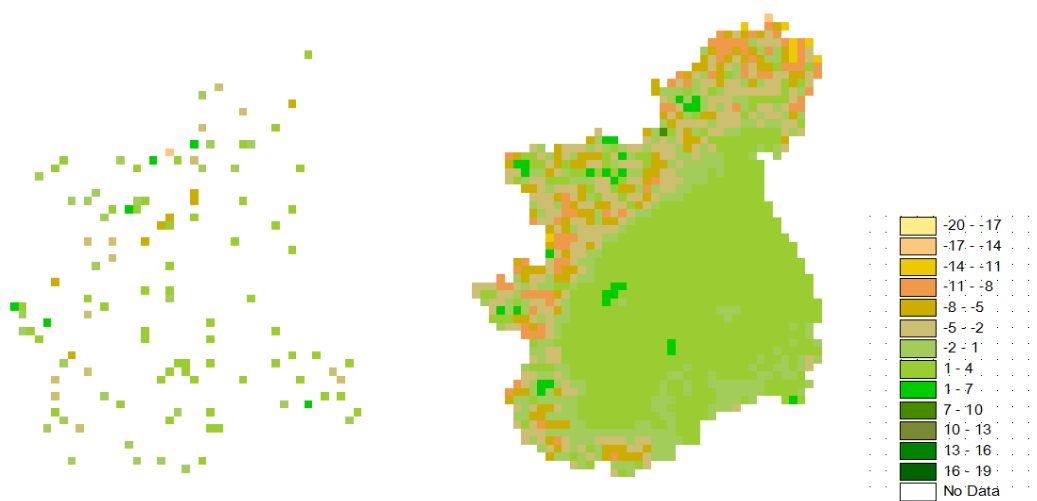


Fig. 28 - 48-12 Ta: a) stazione, b) interpolazione

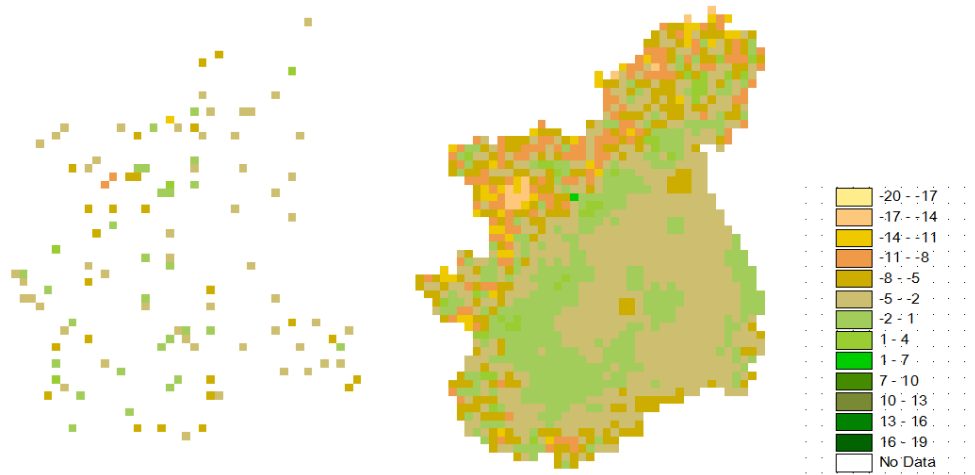


Fig. 29 - 48-23 Ta: a) stazione, b) interpolazione

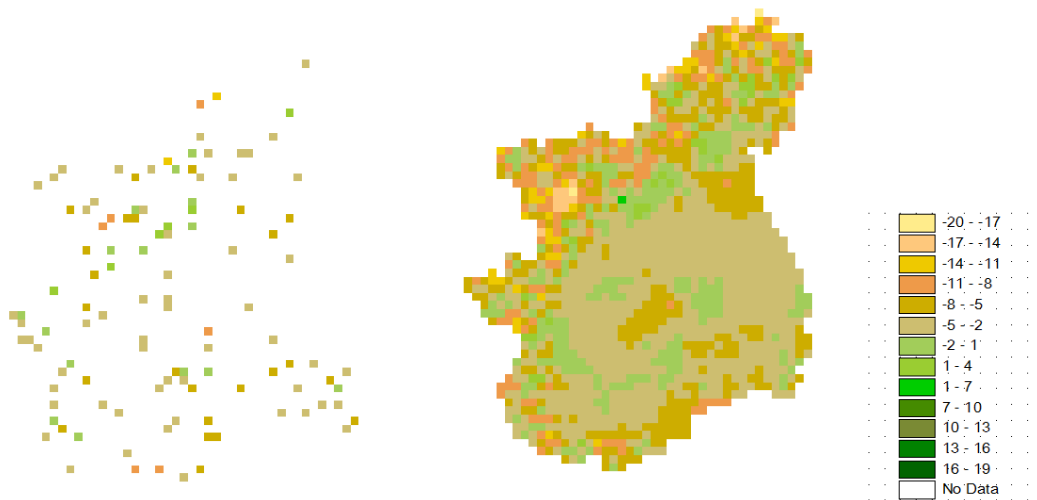


Fig. 30 - 49-03 Ta: a) stazione, b) interpolazione

2.2. Dato da sensore Modis

a) Algoritmo Nasa

Le immagini da satellite forniscono le temperature dell'aria a diverse quote nell'atmosfera a cui corrisponde un livello di pressione. In questo modo non è immediato il valore della temperatura dell'aria al suolo.

Il metodo utilizzato per determinare il profilo di temperatura dell'aria dalle misure da satellite è quello di determinare le relazioni tra le radiazioni osservate e il corrispondente profilo atmosferico. Se il cielo è senza nuvole, la radiazione captata dal satellite alla frequenza ν è la

somma del contributo dalle radiazioni provenienti dalla superficie terrestre e da tutti i livelli dell'atmosfera.

$$R(\nu_j) = \sum_{i=1}^N B[\nu_j, T(p_i)] w(\nu_j, p_i) \quad (3)$$

dove:

$w(\nu_j, p_i) = \varepsilon(\nu_j, p_i) \tau(\nu_j, p_i)$ è una funzione peso,

$B[\nu_j, T(p_i)]$ è la radiazione di Planck per il livello di pressione i alla temperatura T ,

$\varepsilon(\nu_j, p_i)$ è l'emissione spettrale al livello di pressione i ,

$\tau(\nu_j, p_i)$ è la trasmittività spettrale dell'atmosfera al livello sopra quello relativo alla pressione i .

Il problema è però determinare la temperatura a N livelli dell'atmosfera partendo da M osservazioni di radiazione. Poiché la funzione peso rappresenta la media dei contributi di radiazione da un livello, le M osservazioni di radiazione sono interdipendenti e quindi non c'è un'unica soluzione. La soluzione è instabile per questi piccoli errori di radiazione che producono grossi errori nel profilo di temperatura. Per questa ragione, la soluzione è approssimata in una forma linearizzata (1.4). L'equazione è riscritta in termini di deviazione da uno stato iniziale.

$$R(\nu_j) - R_0(\nu_j) = \sum_{i=1}^N \{B[\nu_j, T(p_i)] - B[\nu_j, T_0(p_i)]\} w(\nu_j, p_i) + e(\nu_j) \quad (4)$$

dove e è l'errore di misurazione della radiazione.

Per ricavare il profilo di temperatura è necessario linearizzare la funzione di Planck che dipende dalla frequenza.

L'inverso della eq. per il profilo di temperatura può essere scritta come:

$$T(p_i) - T_0(p_i) = \sum_{j=1}^M A[\nu_j, p_i] [R(\nu_j) - R_0(\nu_j)] \quad (5)$$

dove A è un operatore lineare ed è l'inverso della funzione peso.

L'algoritmo di regressione statistica ricava un operatore A che permette di calcolare la temperatura. Si cerca di minimizzare l'errore usando la seguente formula:

$$\frac{\partial}{\partial A} |AR - T|^2 = 0 \quad (6)$$

Che si trasforma nella eq. (1.7) per esplicitare A:

$$A = (R^T R)^{-1} R^T T \quad (7)$$

dove:

$(R^T R)^{-1}$ è la covarianza delle osservazioni di radiazione

$R^T T$ è la covarianza delle osservazioni di radiazione con il profilo di temperatura.

Teoricamente le osservazioni di radiazione potrebbero essere ottenute dal satellite Modis e utilizzate con profili spazio-tempo derivati da radiosondaggi per determinare il coefficiente A. Con questo approccio la relazione di regressione non impiega calcoli di trasformazione di radiazione. Nel procedimento di regressione la principale variabile è la temperatura del corpo nero alle diverse bande spettrali dell'infrarosso. L'algoritmo usa 11 bande dell'infrarosso con lunghezze d'onda tra 4.5 μm e 14.2 μm . Sono necessarie radiazioni calibrate a 1km di risoluzione dalle bande 25 (4.52 μm banda di assorbimento CO2 onde corte), 27-29 (6.72 a 8.55 μm per informazioni di umidità), 30 (9.73 μm per l'ozono), 31-32 (11.03 e 12.02 μm) e 33-36 (13.34, 13.64, 13.94 e 14.24 μm). Stime della pressione superficiale, della latitudine, caratteristiche del terreno sono altre variabili utilizzate per migliorare l'algoritmo. [7]

b) Temperatura a 2 m

Si è deciso quindi come prima approssimazione di riportare le temperature al suolo utilizzando una formula secondo la quale la temperatura varia secondo una legge lineare. Ogni 1000 metri la temperatura si abbassa di 6,5°C [4]. Si sono quindi considerati i valori satellitari riferiti alla quota appena superiore alla quota del pixel. Tramite l'eq (1.8), (1.9) viene ricavata la temperatura utilizzando un programma in fortran.

$$T_{\text{arif}} = T_{\text{asat}} + (H_{\text{sat}} - H_{\text{rif}}) * \Delta T \quad (8)$$

dove:

T_{asat} : temperatura misurata da satellite

T_{arif} : temperatura alla quota di riferimento (1000m)

H_{sat} : altezza della misura di temperatura da satellite nel pixel considerato

H_{rif} : altezza di riferimento (1000m)

ΔT gradiente di abbassamento della temperatura con l'innalzamento dell'altitudine (6.5°C/1000m).

$$T_a = T_{\text{arif}} - (H_{\text{dem}} - H_{\text{rif}}) * \Delta T \quad (9)$$

dove:

T_a è la temperatura dell'aria a livello superficiale

H_{dem} è l'altitudine del pixel considerato.

Le mappe ricavate con questo procedimento, che d'ora in avanti chiameremo D65, sono state confrontate con i valori delle singole stazioni e con le mappe ottenute interpolando con il metodo della distanza inversa i dati delle stazioni.

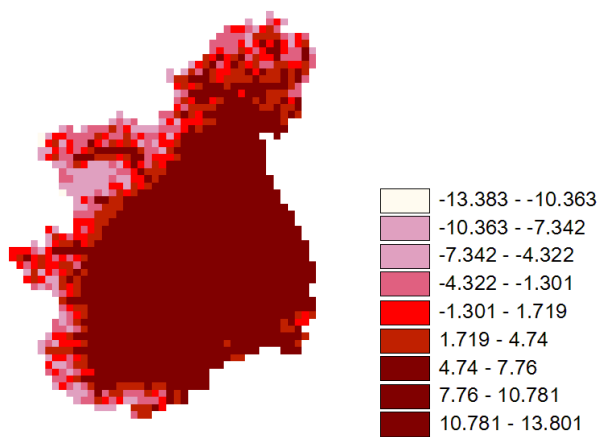


Fig. 31 - T_a 42-14 dati a terra interpolate

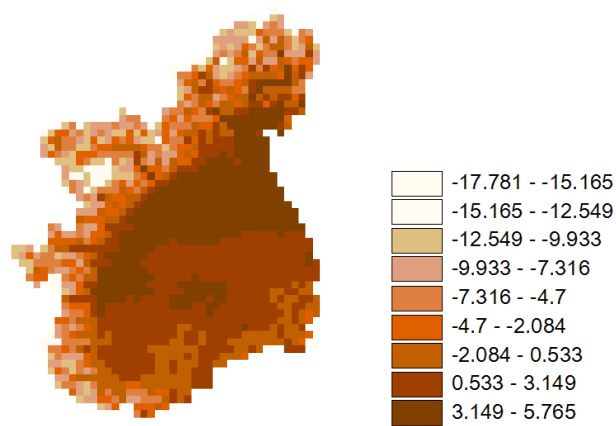


Fig. 32 - T_a 47-03 dati a terra interpolate

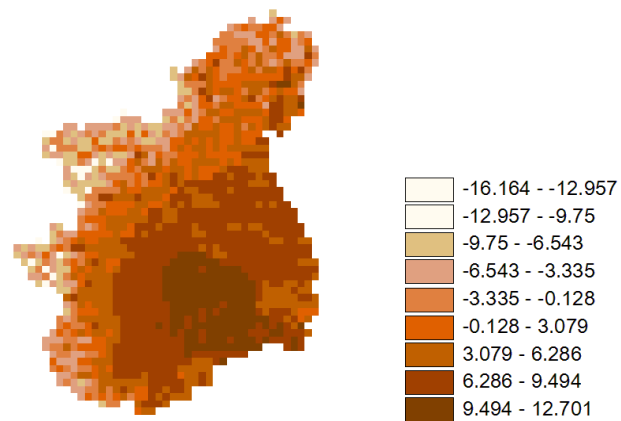
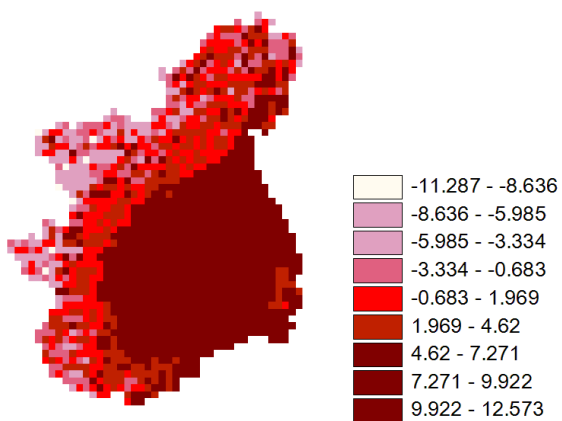


Fig. 33 - T_a Modis metodo d65: a) 42-14, b) 47-03

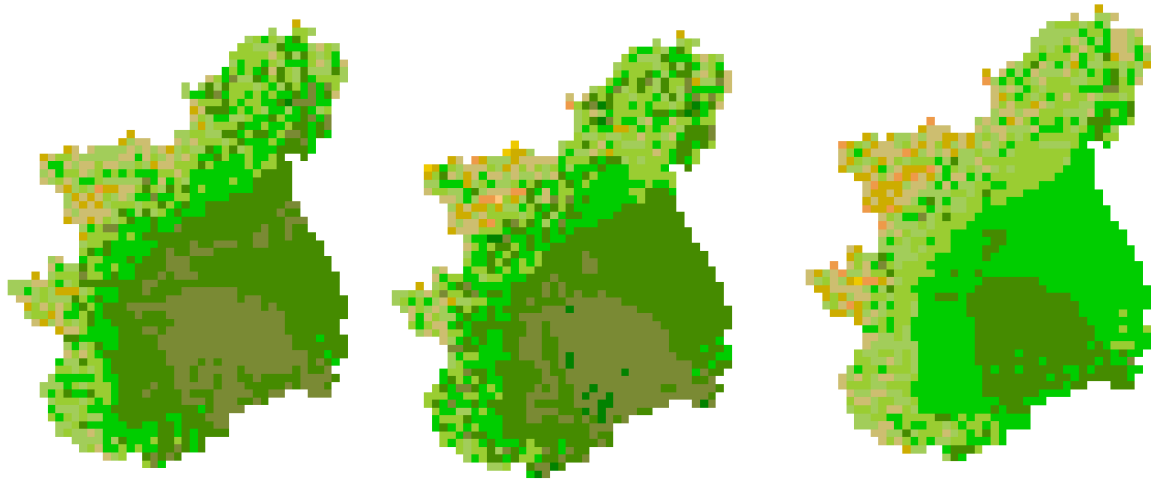


Fig. 34 - Ta metodo d65: a) 41-13, b) 40-22, c) 42-14

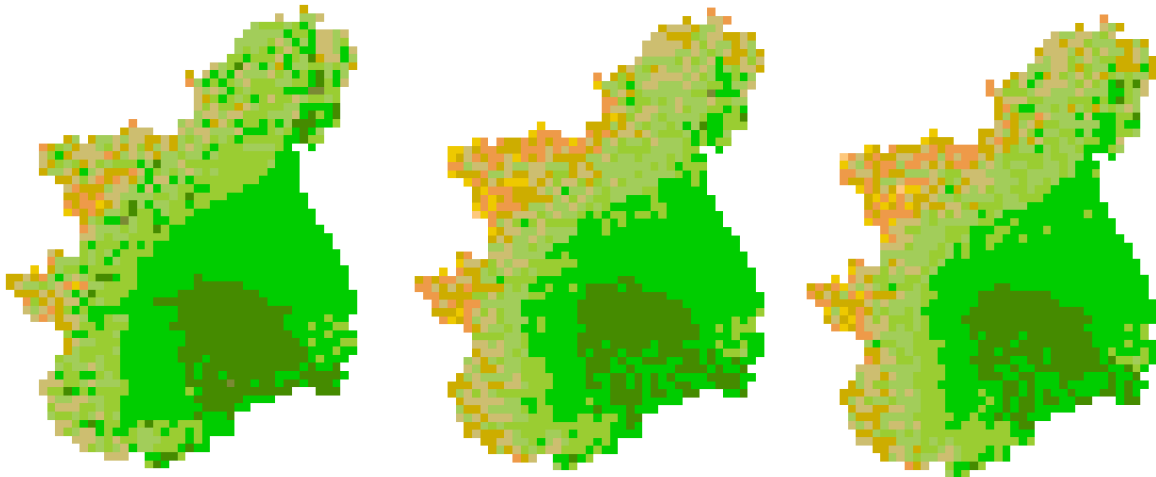


Fig. 35 - Ta metodo d65: a) 43-12, b) 43-23, c) 44-03

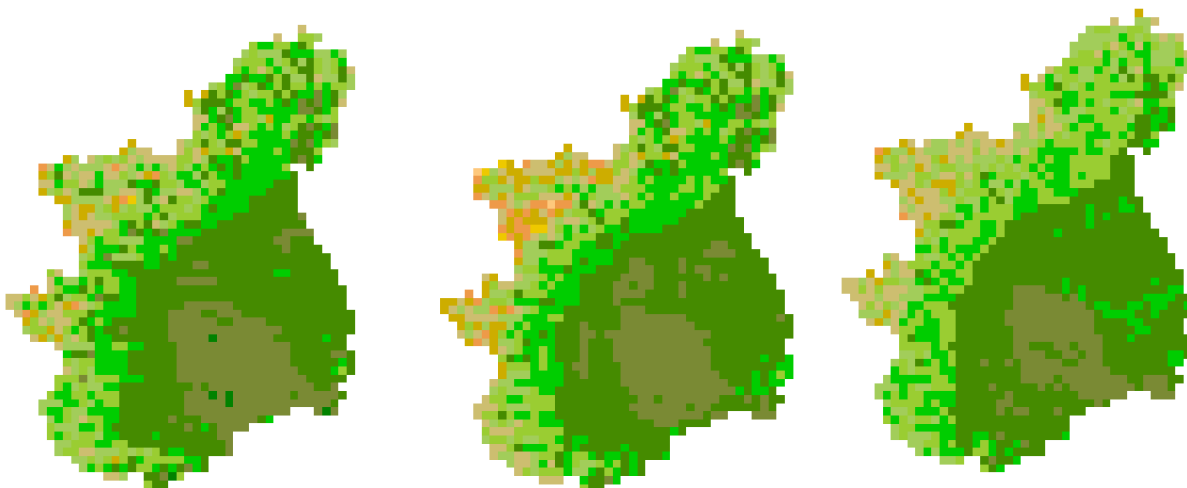


Fig. 36 - Ta metodo d65: a) 45-11, b) 46-03, c) 46-14



Fig. 37 - Ta metodo d65: a) 46-23, b) 47-03, c) 47-11



Fig. 38 - Ta metodo d65: a) 47-22, b) 48-02, c) 48-12

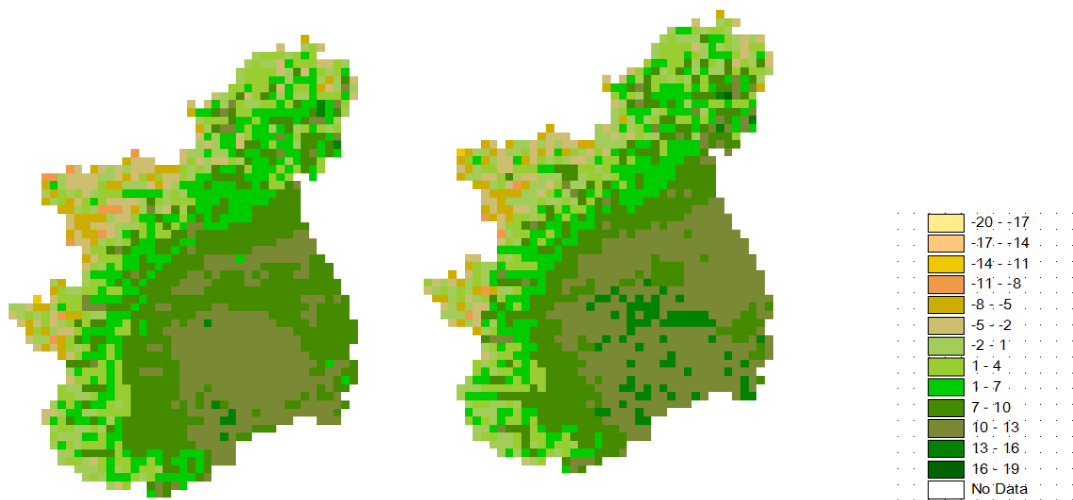


Fig. 39 - Ta metodo d65: a) 49-03, b) 48-23

Dal confronto con i dati delle singole stazioni la media degli errori ricavata è pari a 5,15°C (Fig. 40) con varianza media di 7.95°C², mentre per quanto riguarda il confronto coi dati interpolati il valore è pari a 5,22°C (Fig. 41) con varianza media pari a 11.4 °C², in entrambi i casi il satellite sottostima la temperatura rispetto ai dati da terra. Questi valori non sono considerati accettabili e denotano che definire come costante nel tempo la variazione di temperatura è un'approssimazione troppo forte.

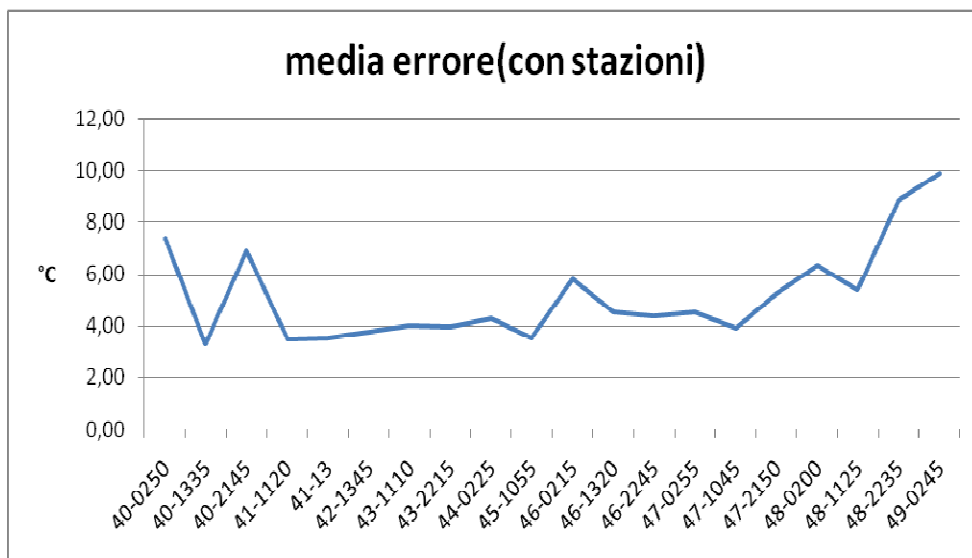


Fig. 40 - Temperatura febbraio-metodo d65-confronto con dati delle stazioni

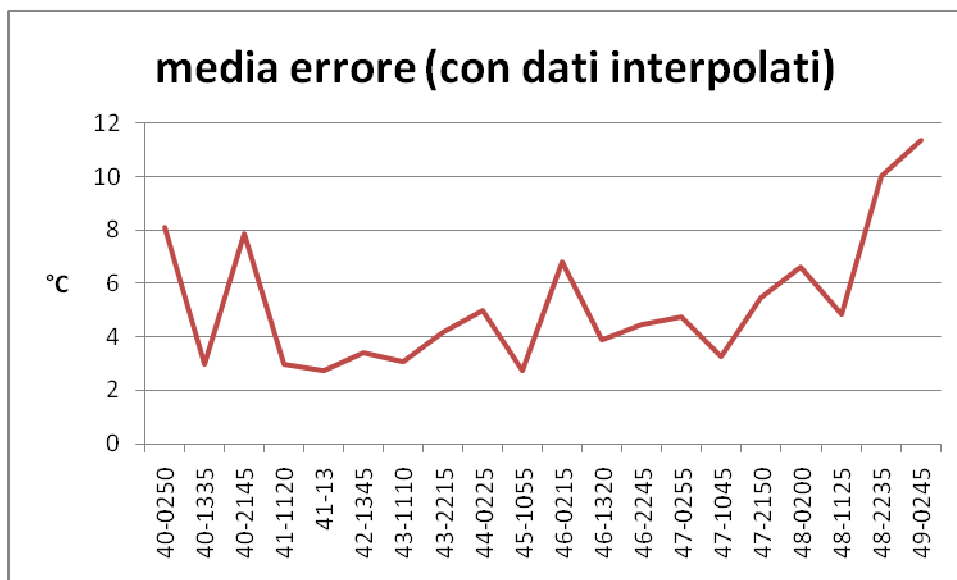


Fig. 41 - Temperatura febbraio-metodo d65-confronto con dati interpolati

Si procede quindi non considerando più costante la variazione di temperatura con l'altezza nel tempo per tutti i pixel. Per risalire al gradiente di temperatura alle diverse altezze per ogni pixel si

sono scaricate le immagini dalla quota minima di 100 m.s.l.m a quella massima di 6000m.s.l.m.. Un programma creato in Fortran analizza le immagini di temperatura e le quote alle quali sono misurate e tra ogni due livelli e per ogni pixel vengono calcolati i diversi gradienti. In base poi all'altezza dal DEM nel pixel analizzato viene assegnato il valore di temperatura corrispondente (eq.1.11) noto il gradiente con l'equazione (1.10).

$$\Delta T_i = (T_{sati} - T_{sati-1}) / (H_{sati-1} - H_{sati}) \quad (10)$$

dove:

T_{i+1} e H_{i+1} sono la temperatura e l'altezza al livello per il quale c'è un'altezza superiore al pixel analizzato

ΔT_i è l'incremento di temperatura per metro tra il livello i e il livello $i-1$.

$$T_{adem} = T_{sati} - \Delta T_i (H_{dem} - H_{sati}) \quad (11)$$

dove:

T_a è la temperature dell'aria a livello superficiale

H_{dem} è l'altitudine del pixel considerato.

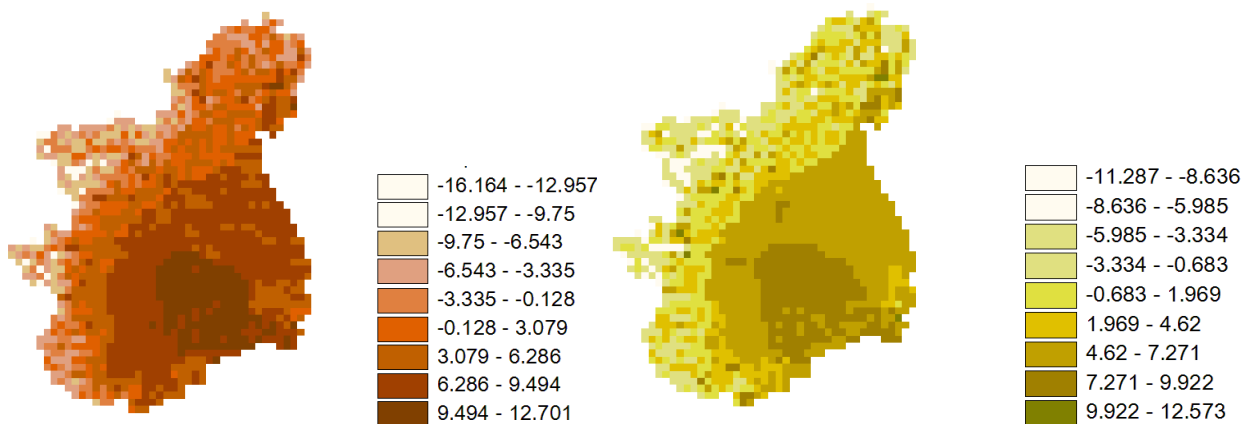


Fig. 42 – T_a da Modis metodo dd: a) 47-0255, b) 42-1345

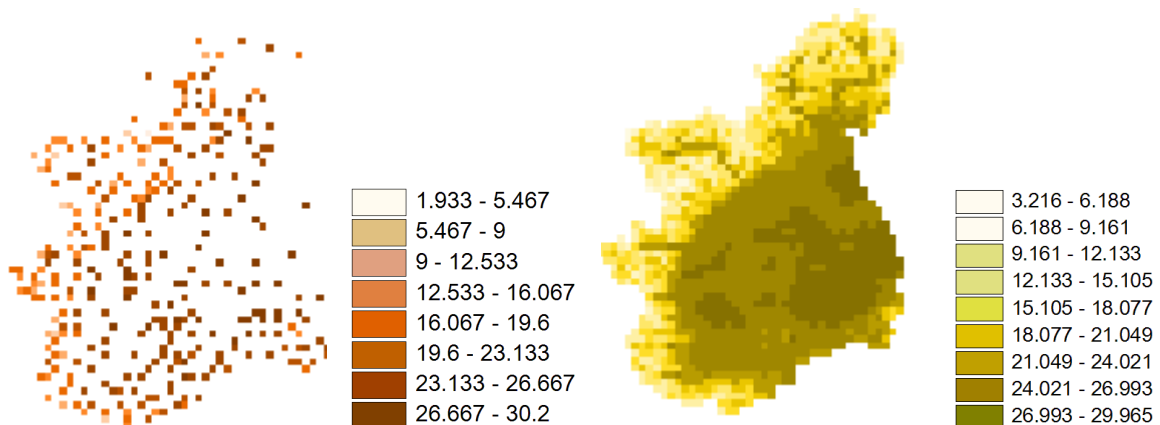


Fig. 43 – T_a 237-14: a) da stazioni, b) interpolata (risoluzione 5000m)

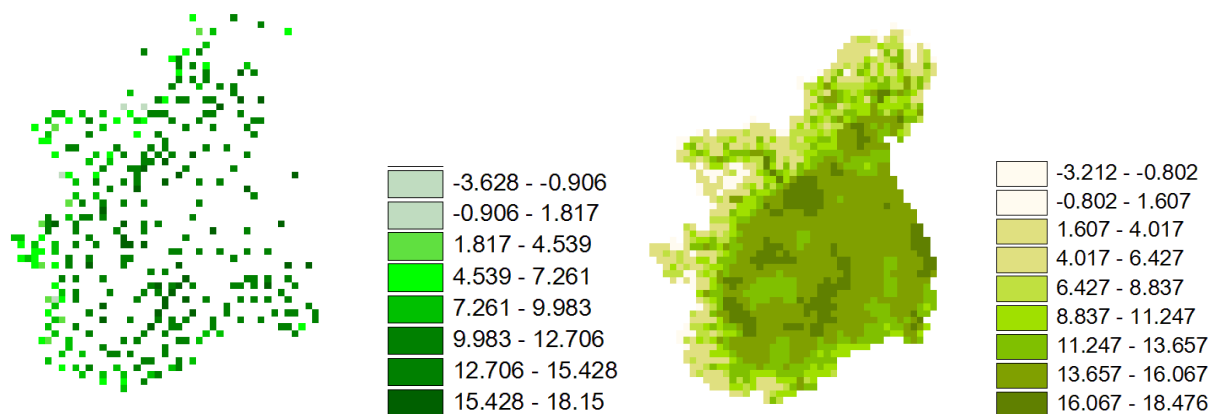


Fig. 44 - Ta 238-04: a) da stazioni, b) interpolata (risoluzione 5000m)

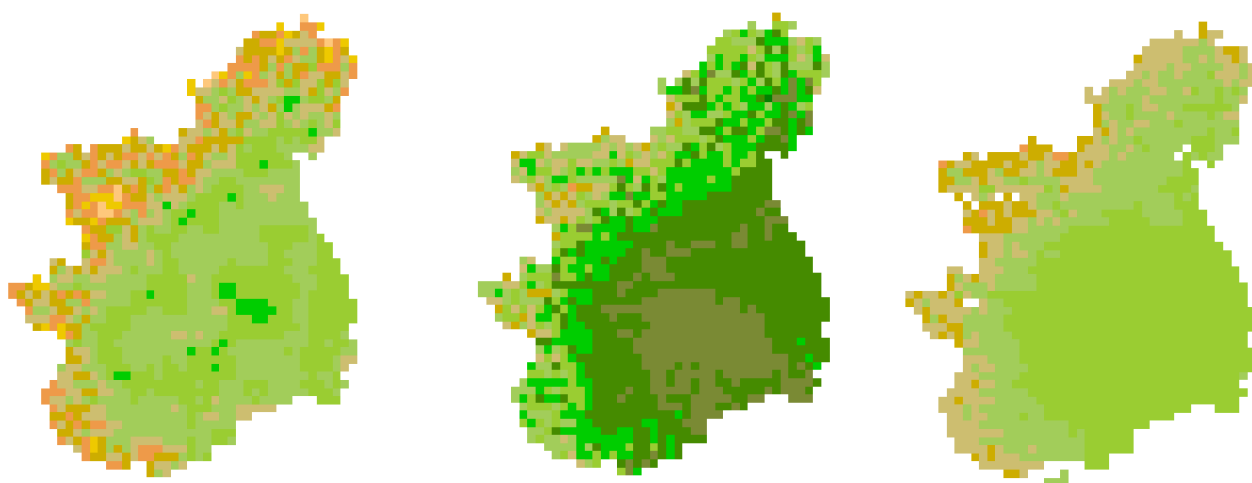


Fig. 45 – Ta 40-22: a) interpolazione, b) d65, c) dd

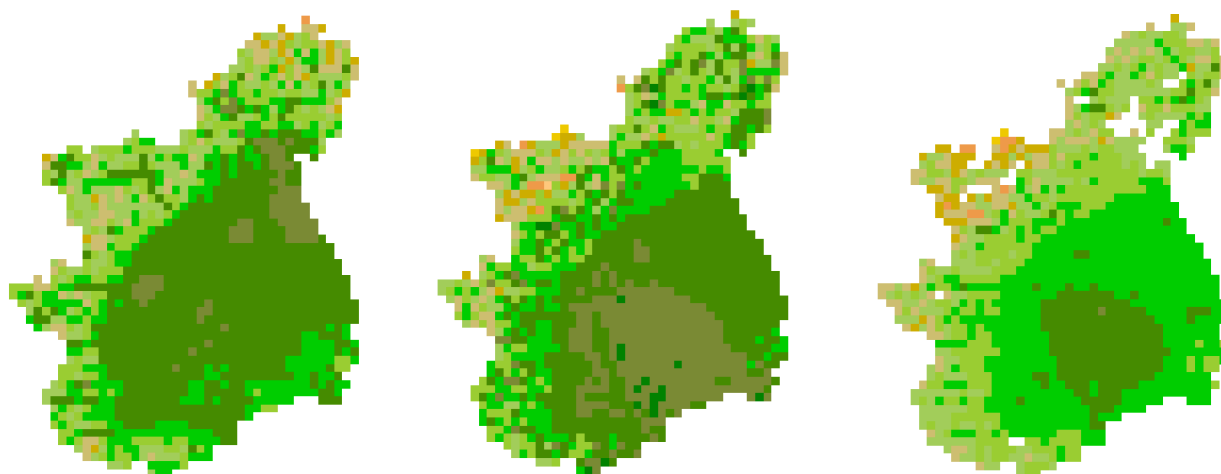


Fig. 46 -Ta 41-13: a) interpolazione, b) d65, c) dd

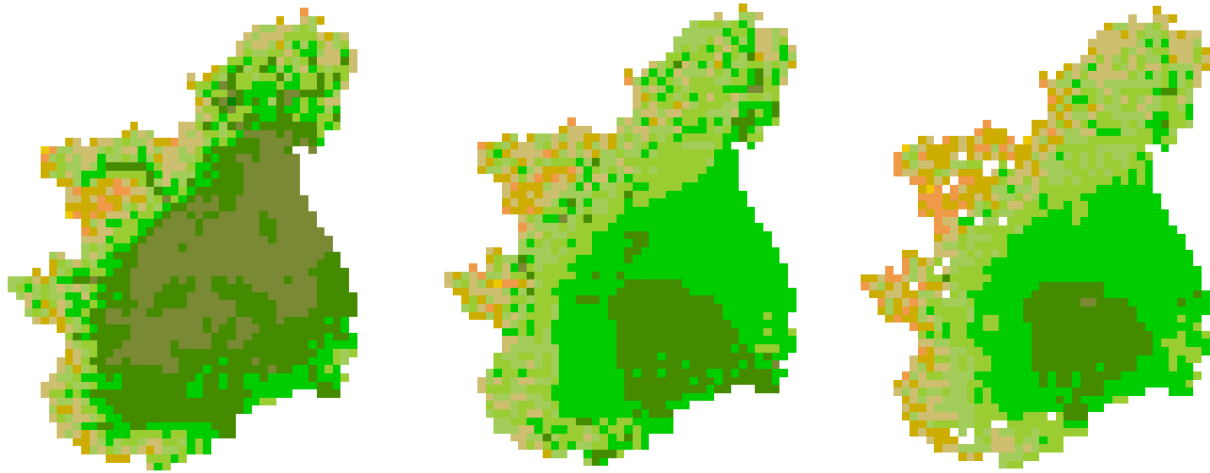


Fig. 47 - Ta 42-14: a) interpolazione, b) d65, c) dd

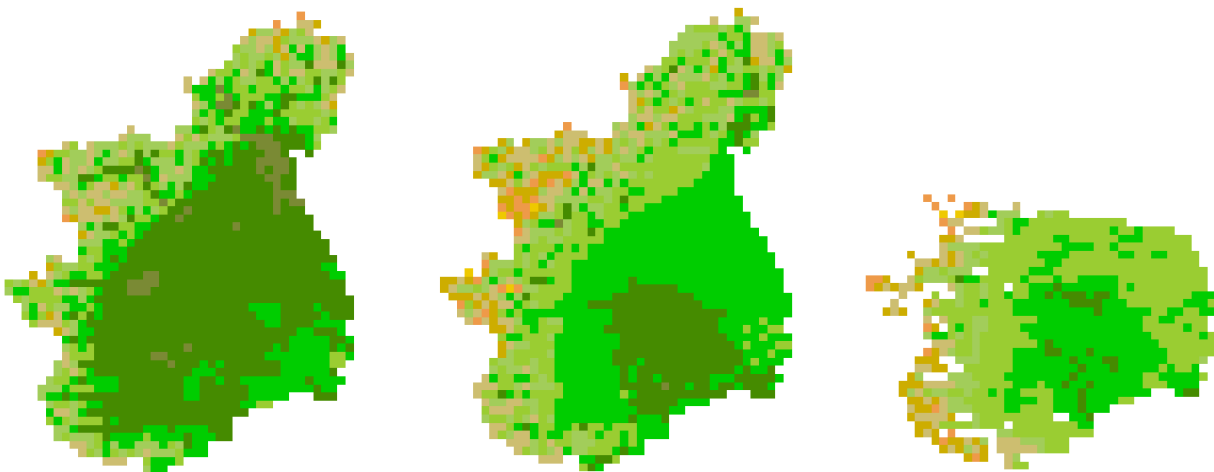


Fig. 48 - Ta 43-12: a) interpolazione, b) d65, c) dd

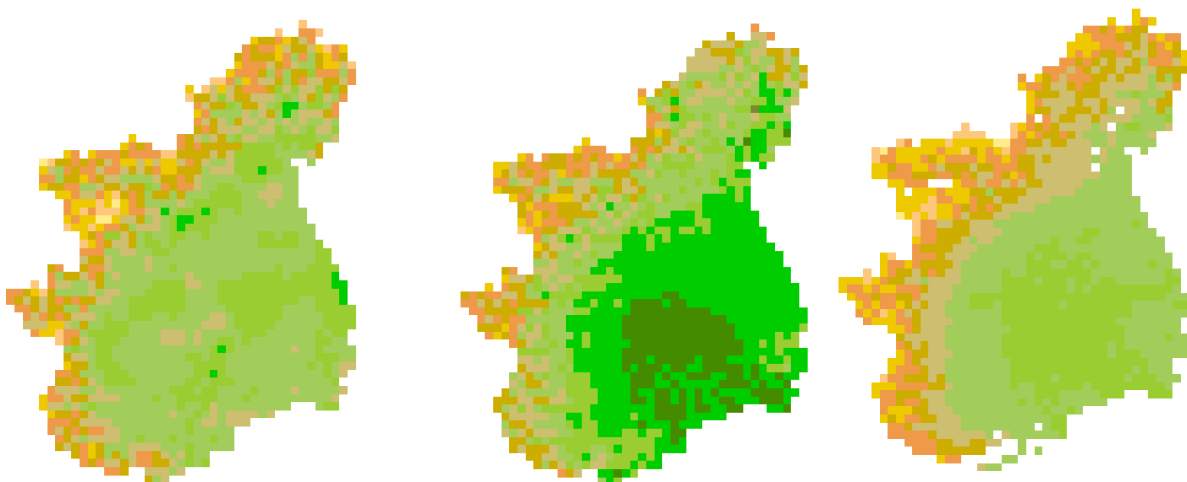


Fig. 49 - Ta 43-23: a) interpolazione, b) d65, c) dd

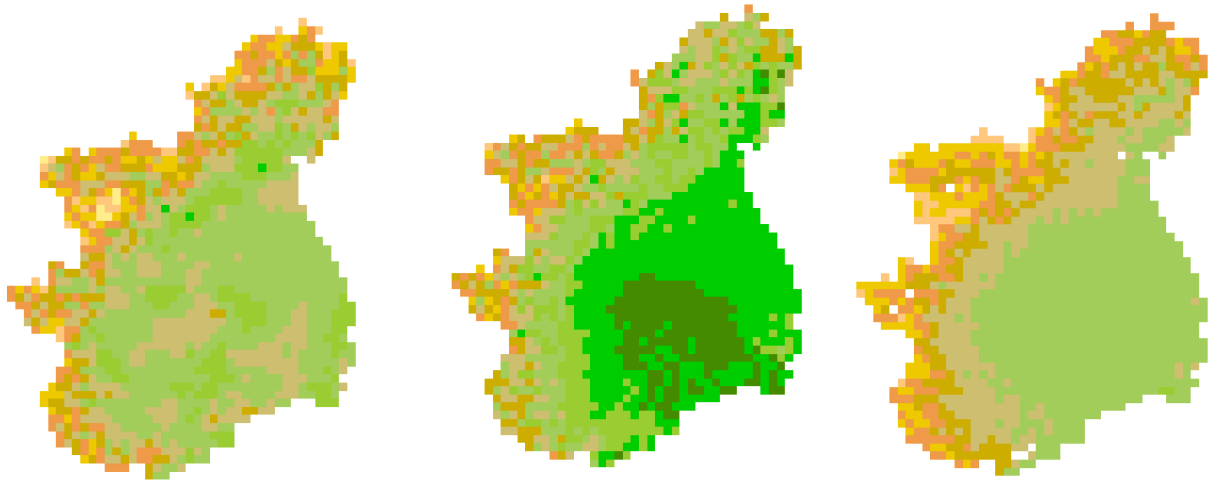


Fig. 50 -Ta 44-03: a) interpolazione, b) d65, c) dd



Fig. 51 - Ta 45-11: a) interpolazione, b) d65, c) dd

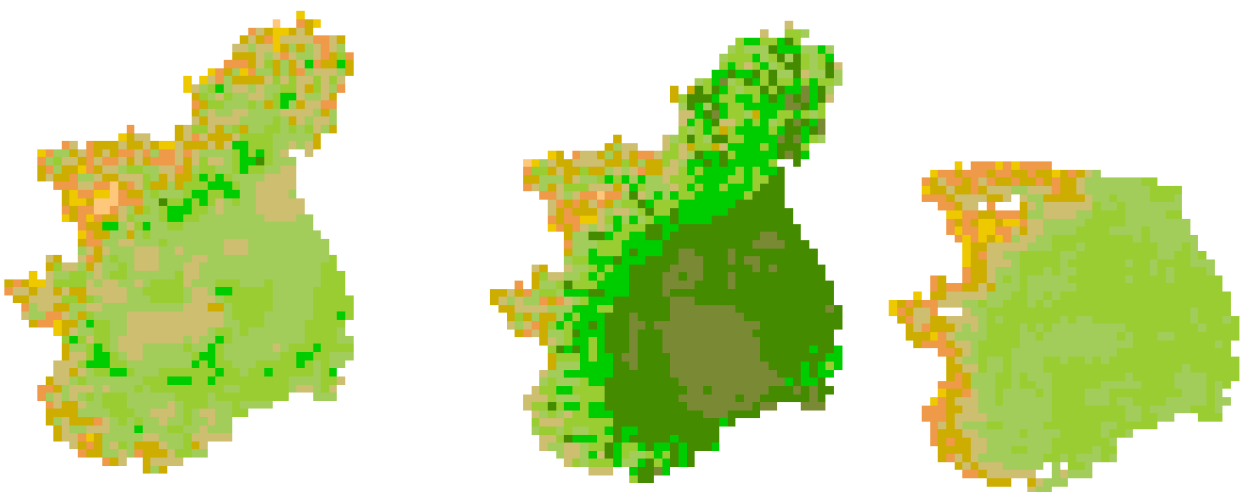


Fig. 52 - Ta 46-03: a) interpolazione, b) d65, c) dd

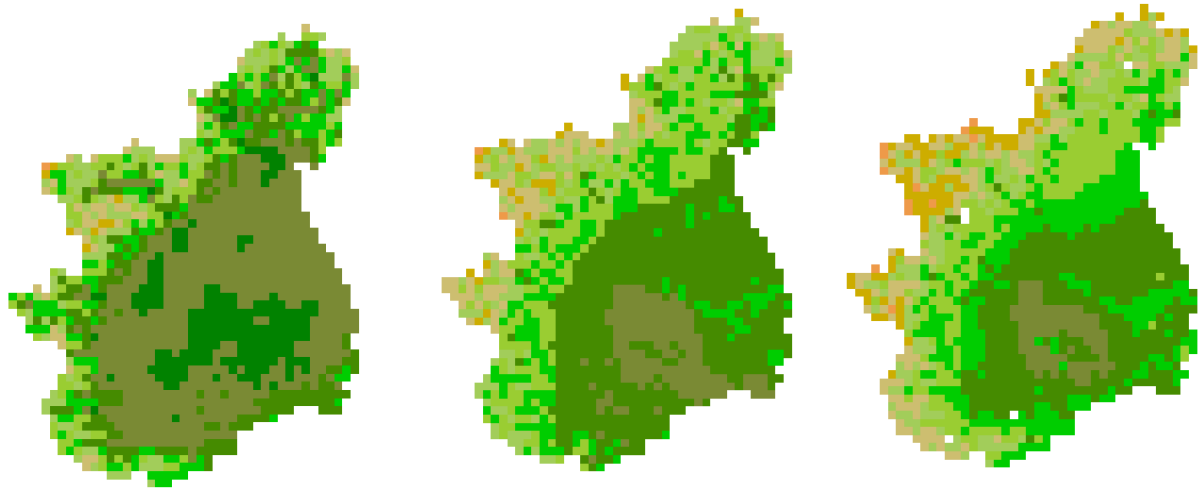


Fig. 53 - Ta 46-14: a) interpolazione, b) d65, c) dd



Fig. 54 -Ta 46-23: a) interpolazione, b) d65, c) dd

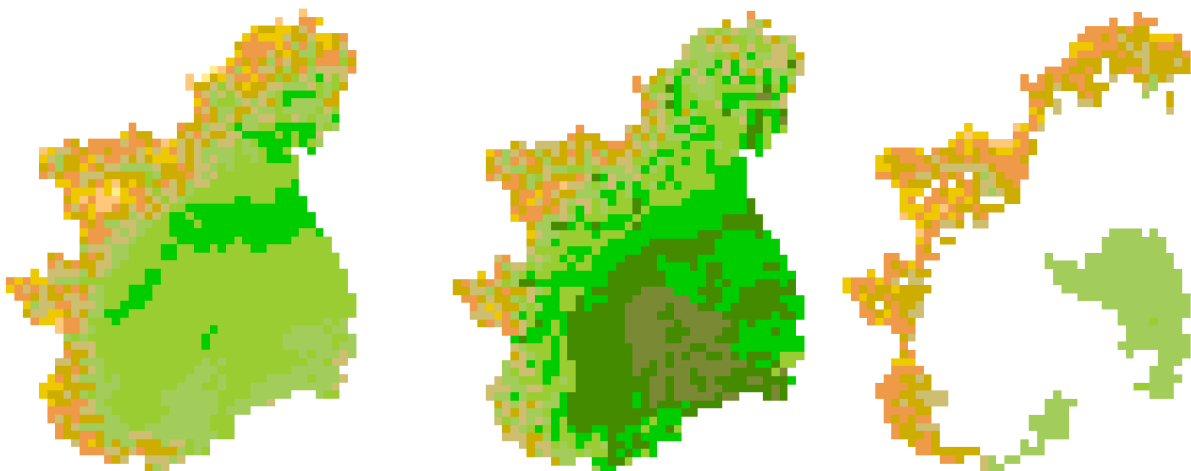


Fig. 55 - Ta 47-03: a) interpolazione, b) d65, c) dd



Fig. 56 - Ta 47-11: a) interpolazione, b) d65, c) dd

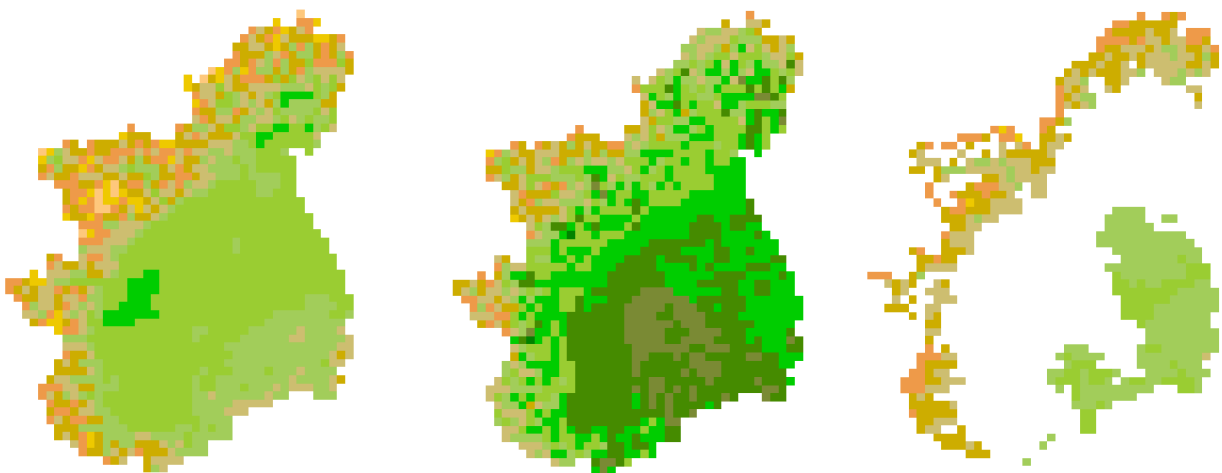


Fig. 57 - Ta 47-22: a) interpolazione, b) d65, c) dd

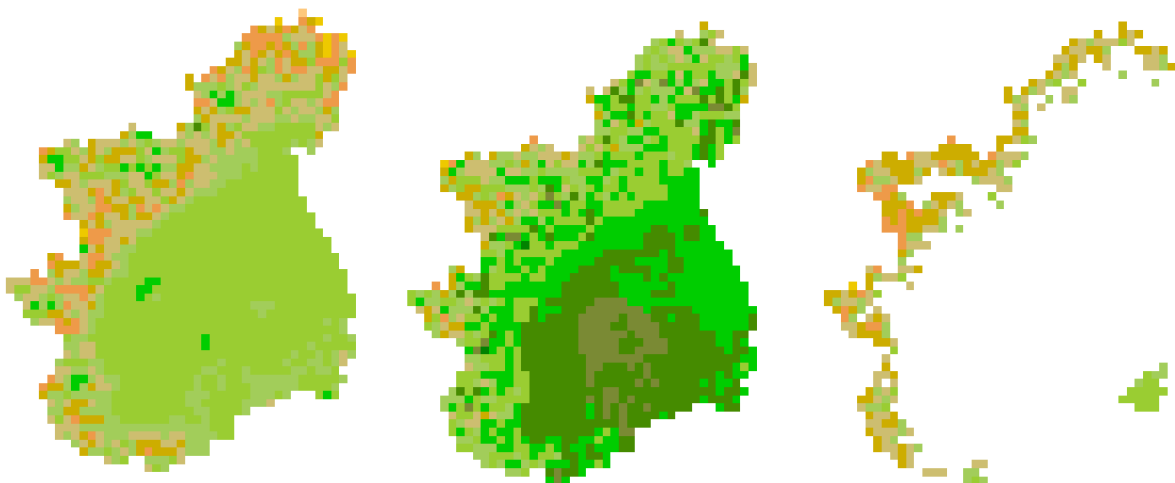


Fig. 58 - Ta 48-12: a) interpolazione, b) d65, c) dd

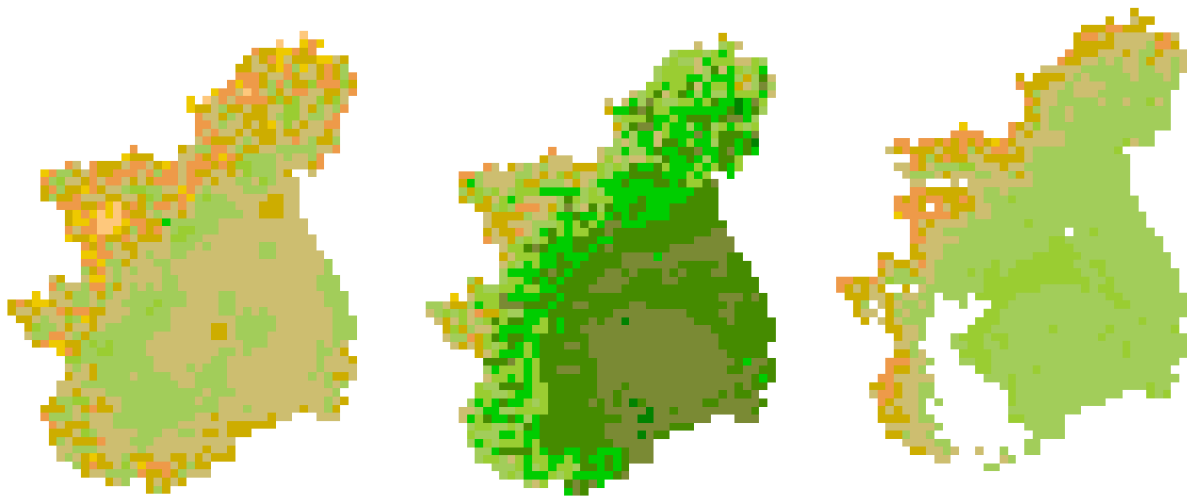


Fig. 59 - Ta 48-23: a) interpolazione, b) d65, c) dd

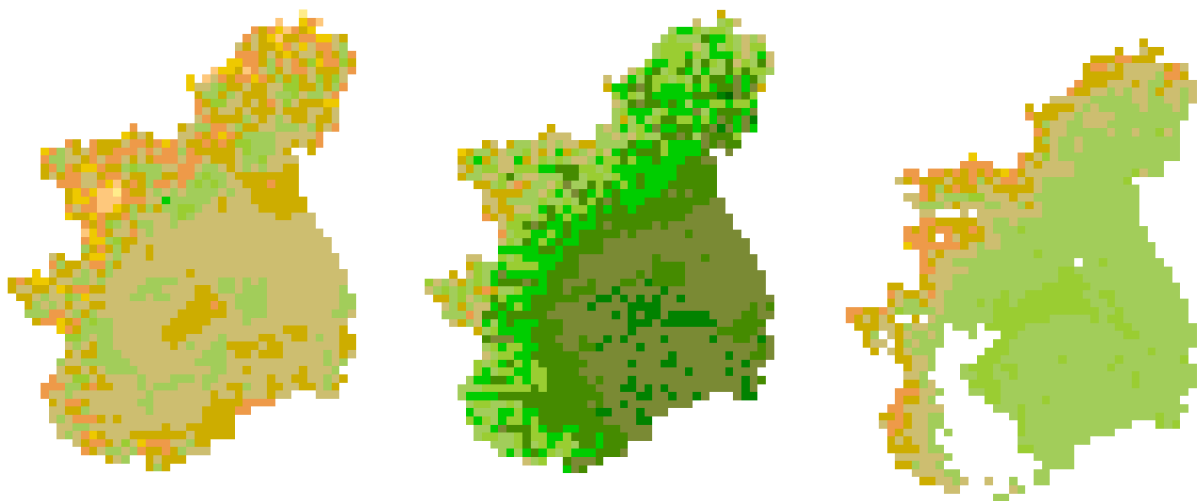
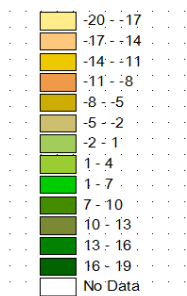


Fig. 60 - Ta 49-03: a) interpolazione, b) d65, c) dd



Con questo metodo, che verrà chiamato DD, la media dell'errore si è abbassata intorno ai 2,88°C (Fig. 61) con varianza pari a 3,7°C² per quanto riguarda il confronto coi dati interpolati, mentre dal confronto coi dati delle singole stazioni la media delle differenze è 3,52°C² (Fig. 62) con varianza 6,3°C, in entrambi i casi il satellite sottostima la temperatura rispetto ai dati a terra.



Fig. 61 - Temperatura febbraio-metodo dd-confronto con dati delle stazioni

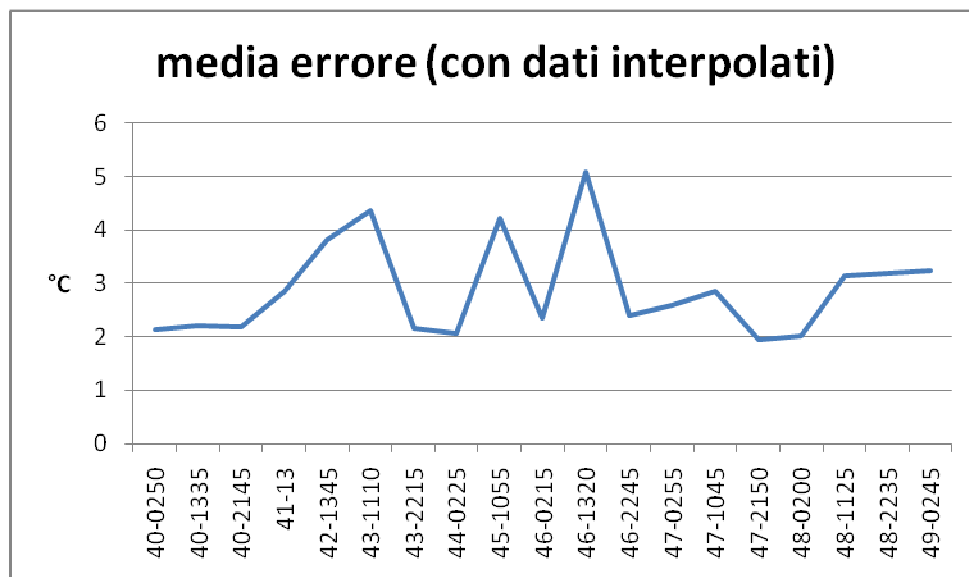


Fig. 62 - Temperatura febbraio-metodo dd-confronto con dati interpolati

Analizzando altre variabili statistiche si è ancora riscontrata una maggiore attendibilità dei risultati non considerando costante il gradiente termico della temperatura.

Sempre per il mese di febbraio, dal confronto con le mappe di temperatura interpolata, la varianza, calcolata con le differenze dei valori dei singoli pixel, diminuisce utilizzando il metodo proposto DD, come si può notare dai seguenti grafici (Fig. 63, 64). Questo sta a indicare che, essendo gli errori più costanti, le differenze sono dovute a errori di misurazione o calibrazione più o meno costanti per ogni pixel della mappa.

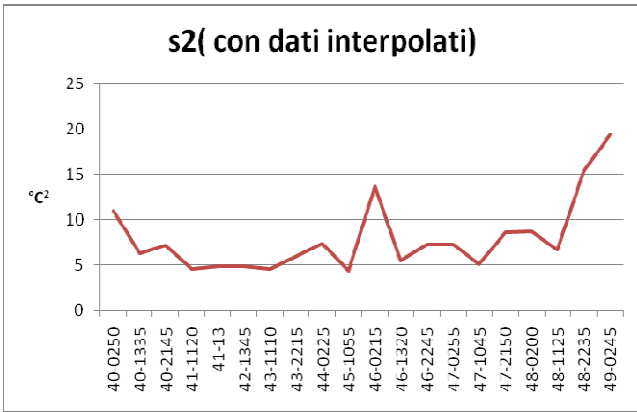


Fig. 63 - Temperatura febbraio-metodo d65

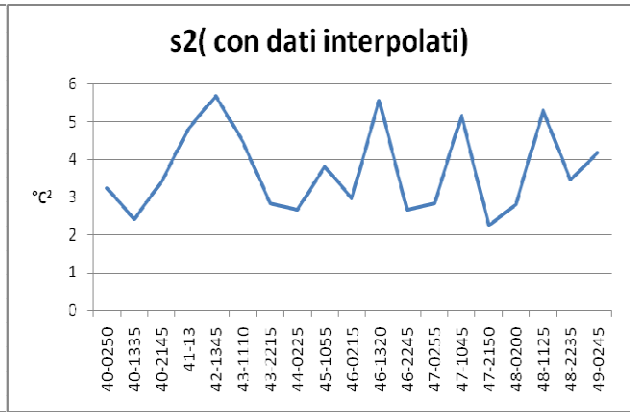


Fig. 64 - Temperatura febbraio-metodo dd

Stesso discorso vale per la radice dell'errore quadratico medio (eq.1.12) che nel secondo caso (DD) diminuisce (Fig. 65, 66).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (ta_f - ta_r)^2}{n}} \quad (12)$$

dove:

ta_f : temperatura dai dati a terra

ta_r : temperatura da satellite

n : numero di pixel.

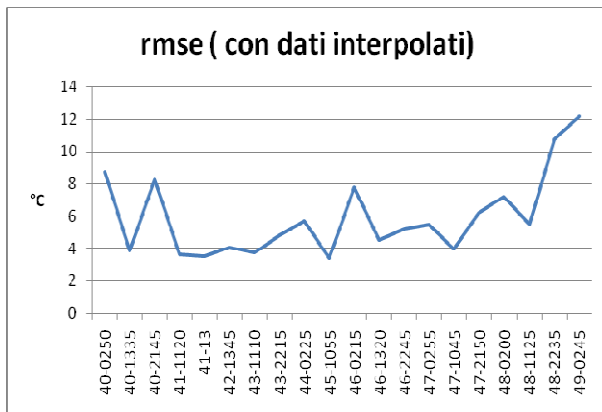


Fig. 65 - Temperatura febbraio-metodo d65

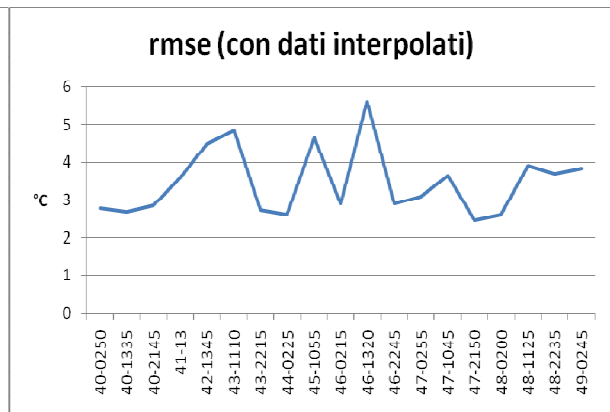


Fig. 66 - Temperatura febbraio-metodo dd

L'indice di Nash (eq.1.13) attesta l'affidabilità del confronto valutando l'efficienza. Il suo valore varia tra 1 e meno infinito. Analizzando la mappa ottenuta utilizzando il metodo dd, si riscontra che l'indice di Nash [5], risulta molto basso solo nei casi dove la media dell'errore risulta elevata. Considerando invece il gradiente costante si rileva che questo parametro è molto piccolo, dimostrando la non affidabilità del metodo. (Fig. 67, 68).

$$nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (ta_f - ta_r)^2}{\sum_{i=1}^n (ta_r - err_m)^2} \tag{13}$$

dove:

ta_f: temperatura dai dati a terra

ta_r: temperatura da satellite

err_m: media della differenza tra temperatura a terra e quella da satellite

n: numero di pixel.

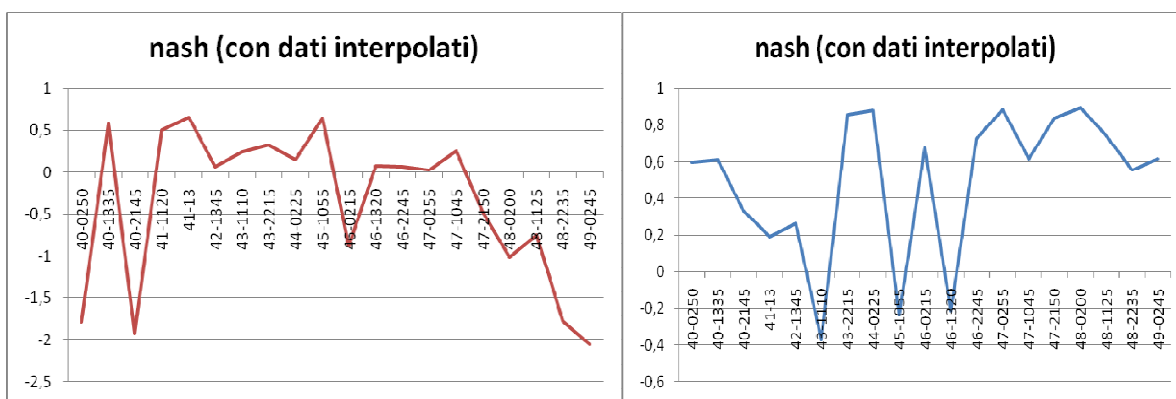


Fig. 67 - Ta feb-metodo d65

Fig. 68 - Ta feb-metodo dd

Per quanto riguarda il mese di agosto le immagini da MODIS vengono rielaborate solo con il secondo metodo dd, avendo dimostrato che risulta essere il più efficiente. Come fatto precedentemente si confrontano le immagini sia con i dati a terra interpolati sia con i dati delle singole stazioni.

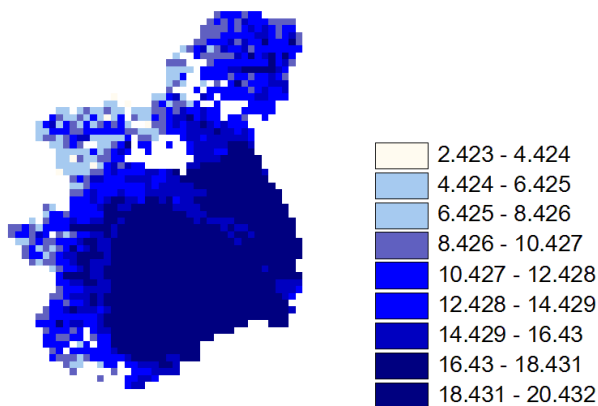


Fig. 69 - Ta 243-0335 da Modis metodo dd

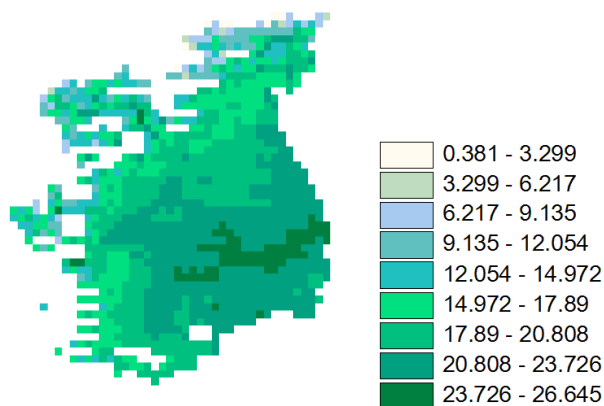


Fig. 70 - Ta 239-1145 da Modis metodo dd

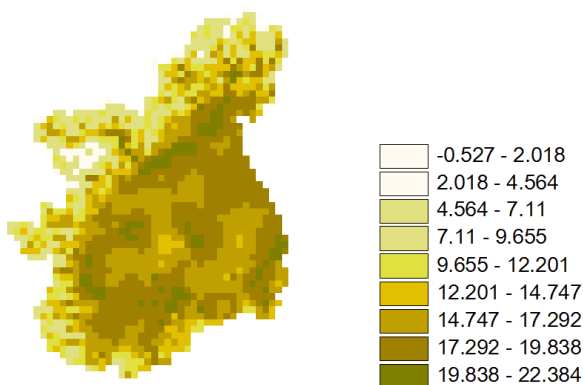


Fig. 71 - Ta 243-0335 dati a terra interpolati

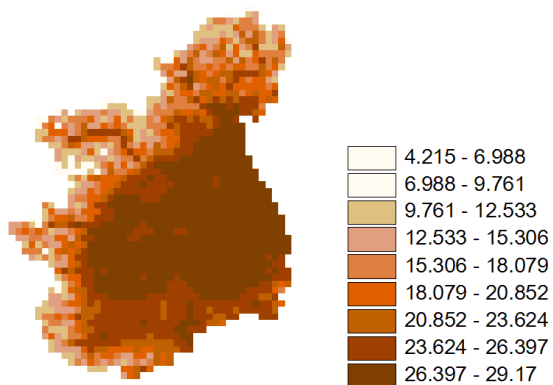


Fig. 72 - Ta 239-1145 dati a terra interpolati

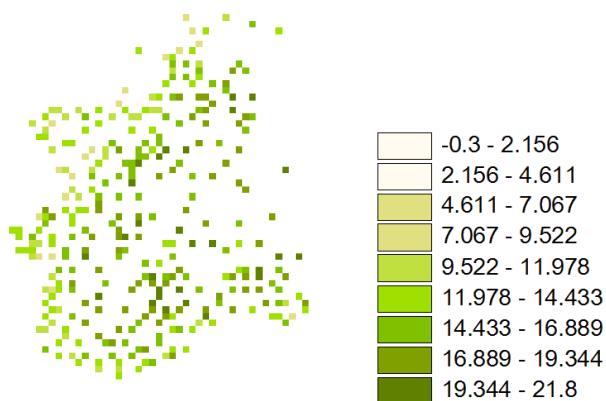


Fig. 73 - Ta 243-0335 dati a terra stazioni

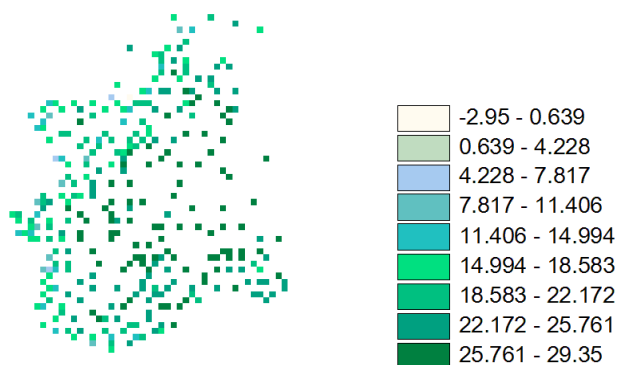


Fig. 74 - Ta 239-1145 dati a terra stazioni



Fig. 75 - Ta 237-12: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

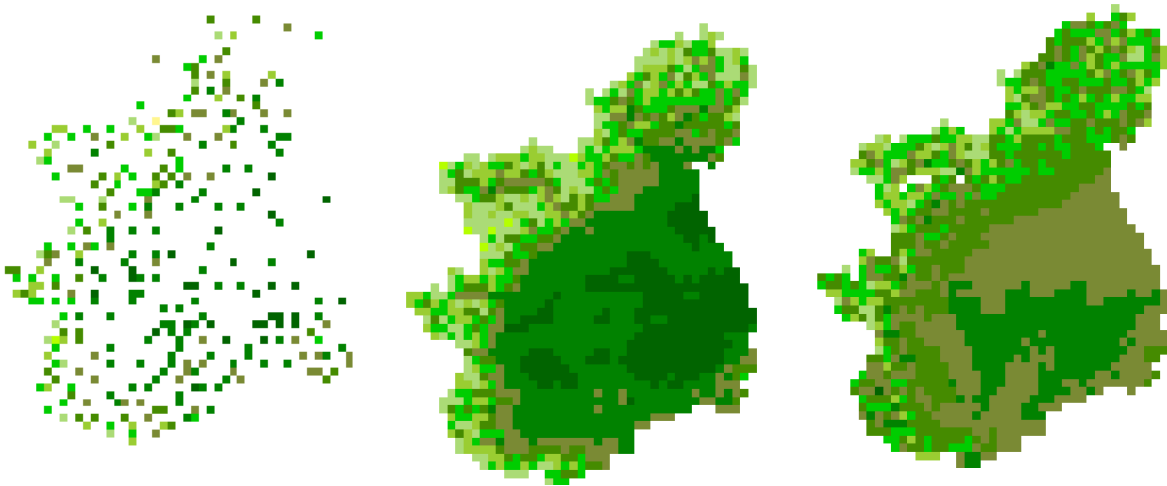


Fig. 76 - Ta 237-14: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis



Fig. 77 - Ta 238-04: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

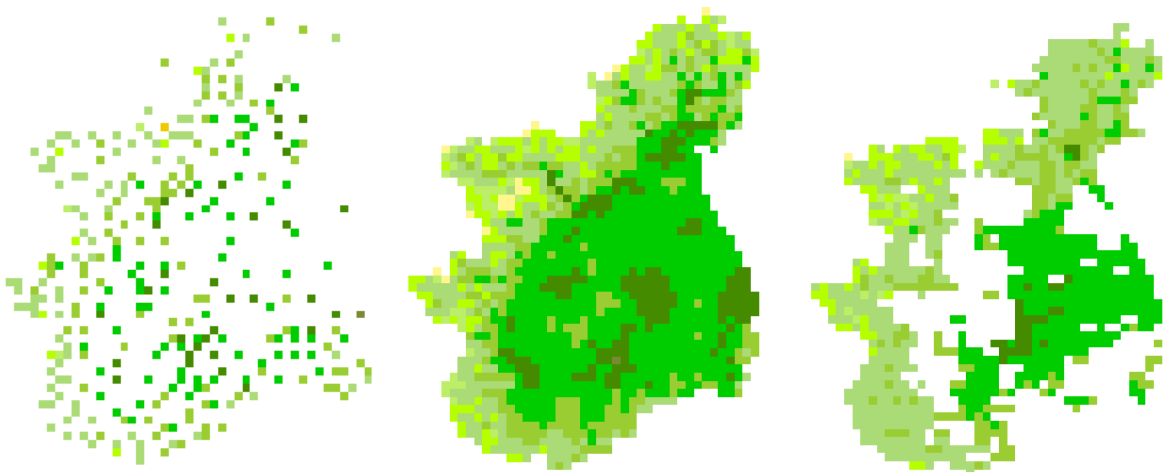


Fig. 78 - Ta 238-23: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

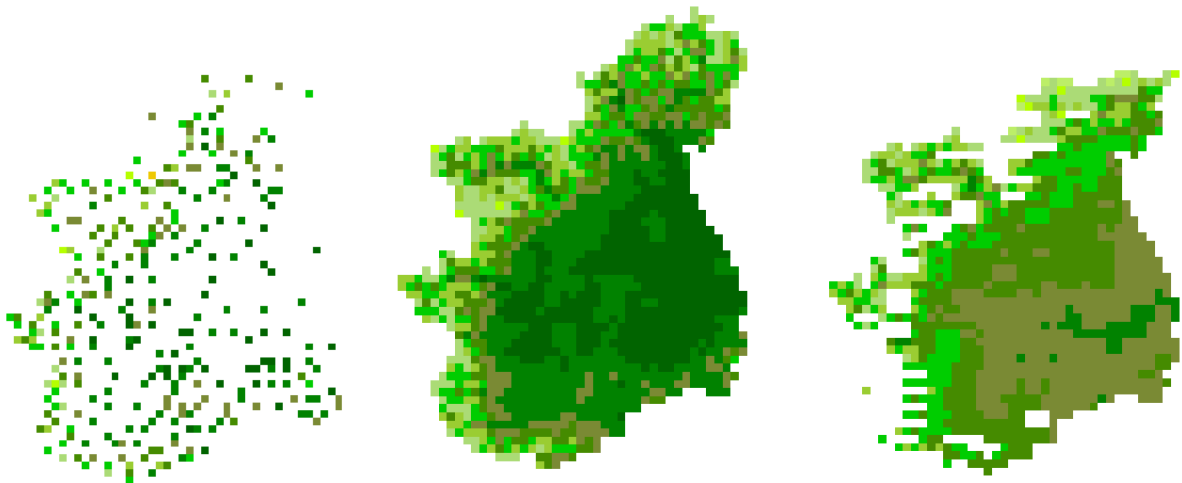


Fig. 79 - Ta 239-12: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis



Fig. 80 - Ta 239-23: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

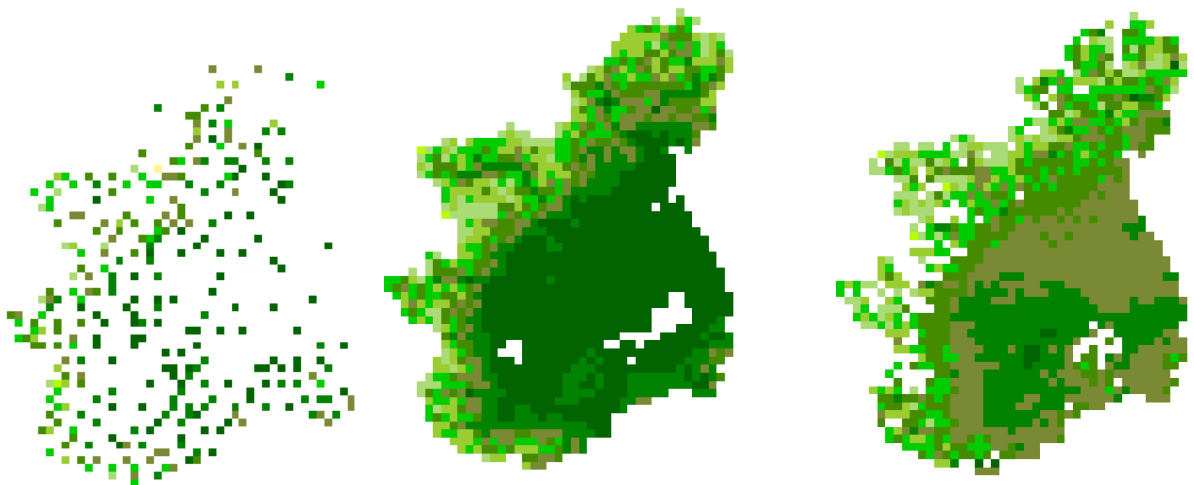


Fig. 81 - Ta 240-12: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

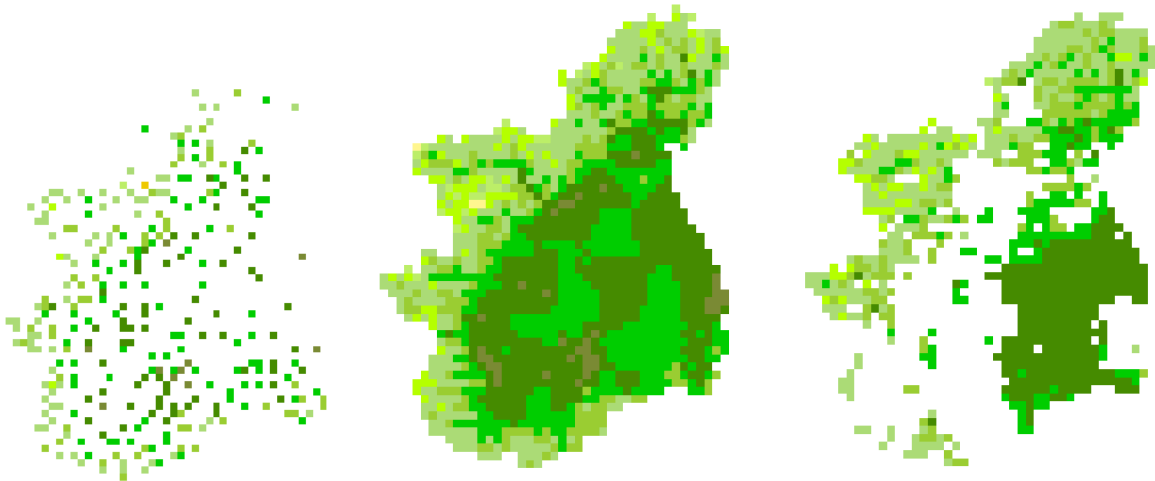


Fig. 82 - Ta 240-23: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis



Fig. 83 - Ta 241-03: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

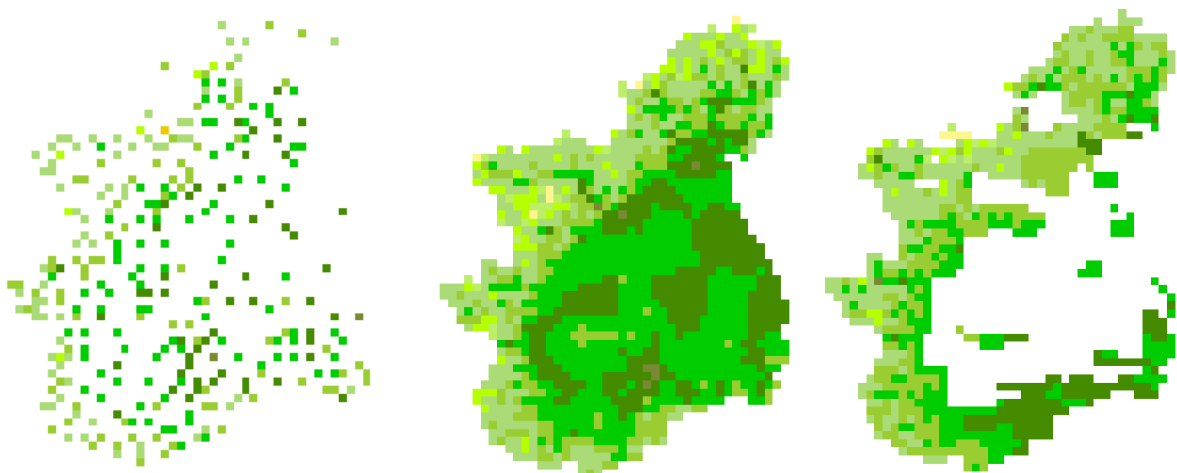


Fig. 84 - Ta 242-02: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis



Fig. 85 - Ta 242-12: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

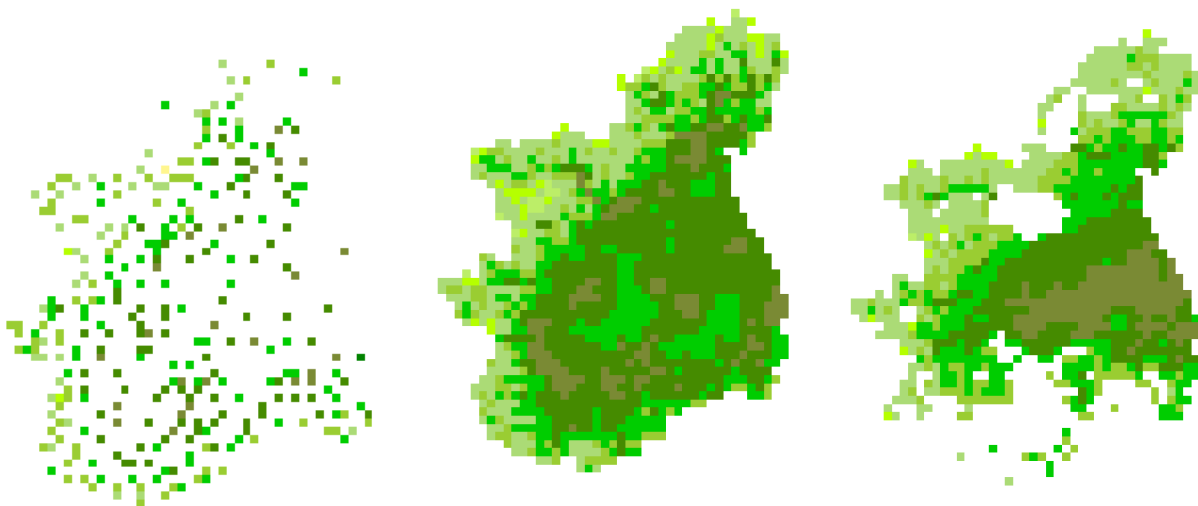


Fig. 86 - Ta 242-23: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

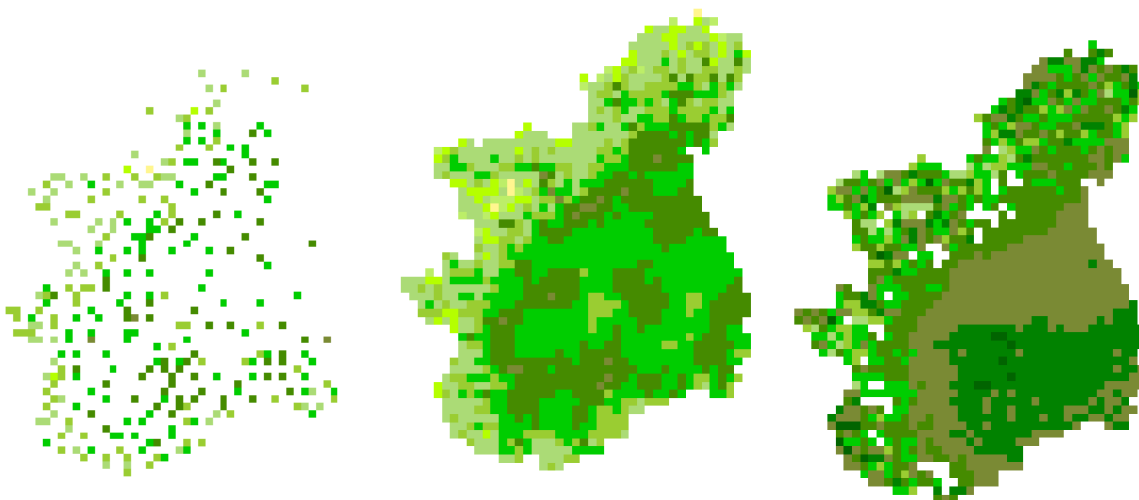


Fig. 87 - Ta 243-03: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis



Fig. 88 - Ta 243-14: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis



Fig. 89 - Ta 244-23: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

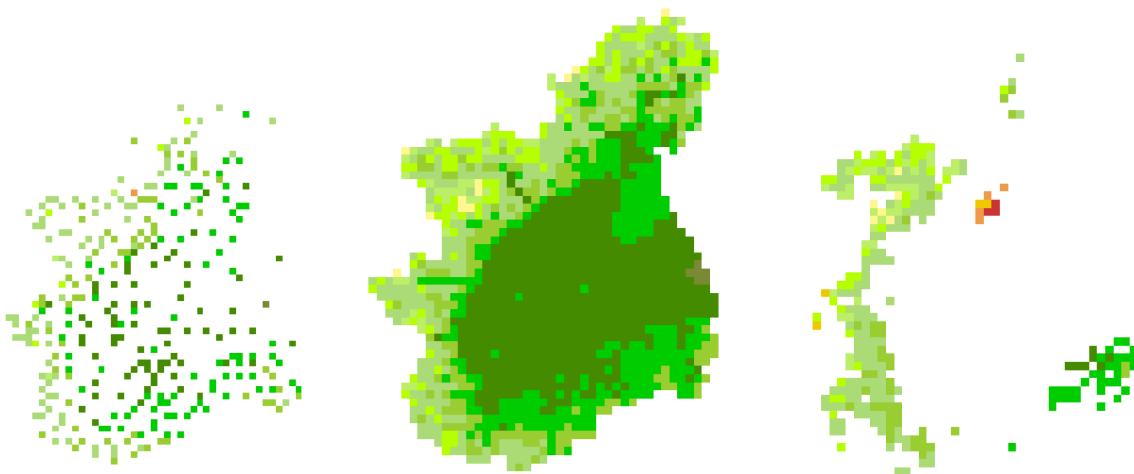


Fig. 90 - Ta 245-03: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis

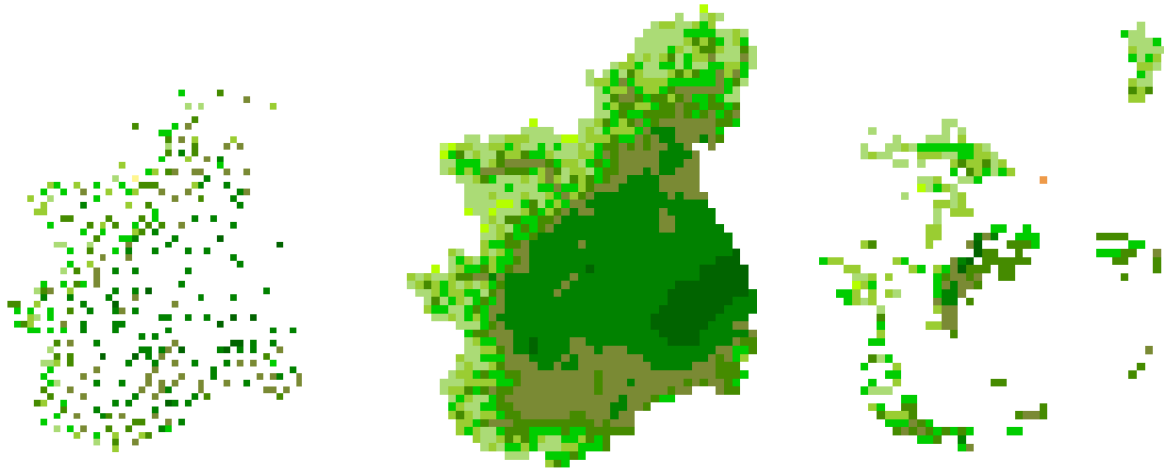
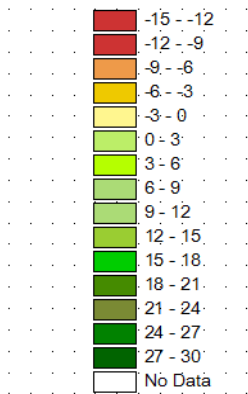


Fig. 91 -Ta 245--513: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis



Fig. 92 - Ta 245-14: a) stazioni, b) interpolati, c) Modis



Dal confronto con le mappe interpolate la media degli errori risulta essere $4,46^{\circ}\text{C}$ con varianza media pari a $10,83^{\circ}\text{C}^2$, mentre, confrontando le mappe solo con i dati a terra delle stazioni, la media si abbassa a $3,52^{\circ}\text{C}$ con varianza media pari a $6,3^{\circ}\text{C}^2$ (in entrambi i casi i dati a terra risultano maggiori di quelli ricavati da satellite) (Fig. 93, 94, 95 e 96).



Fig. 93 - Temperatura Agosto, metodo dd - confronto con dati delle stazioni

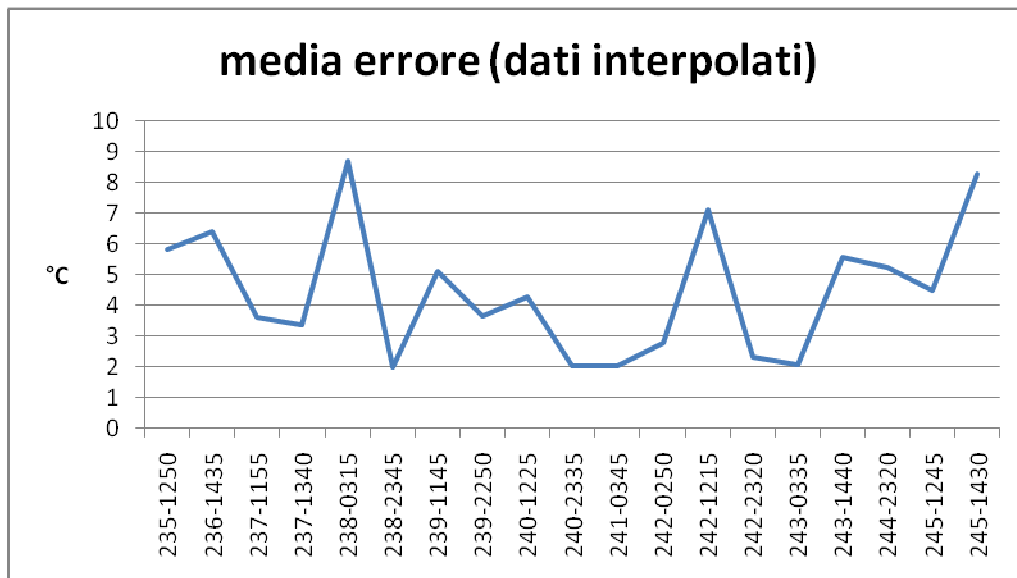


Fig. 94 - Temperatura Agosto, metodo dd - confronto con dati interpolati

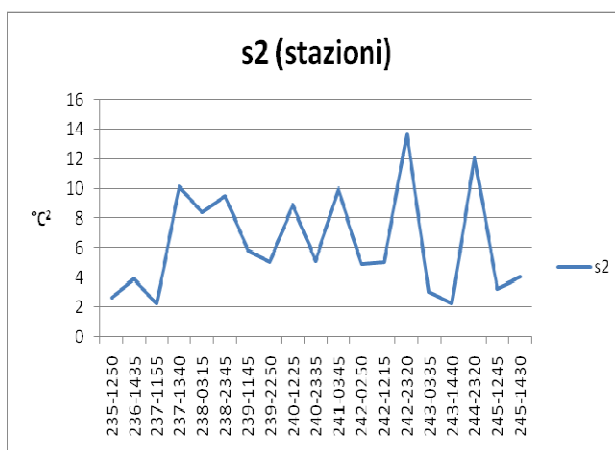


Fig. 95 - Ta Agosto, metodo dd-s2 con dati interpolati

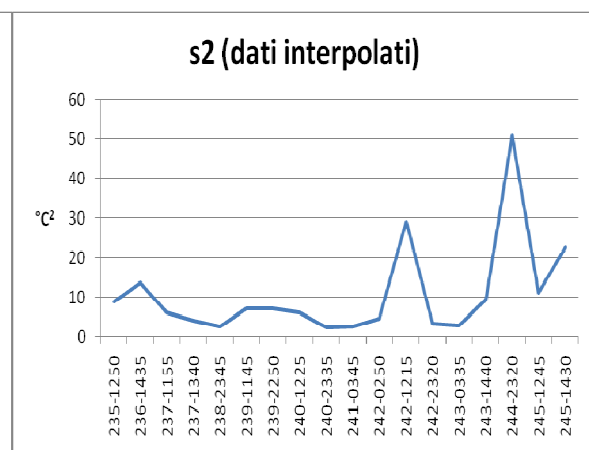


Fig. 96 - Ta Agosto, metodo dd-s2 con dati stazioni

In tutti i casi analizzati, dividendo la media degli errori nelle ore giornaliere rispetto a quelle notturne, si è notato che si sbaglia maggiormente nelle ore notturne. Infatti dai seguenti grafici (Fig. 97, 98, 99 e 100), dove sono messi a confronto i dati da Modis con quelli a terra, si vede come nelle ore diurne la retta di interpolazione abbia un coefficiente angolare più basso e più vicino a 0.5.

Anche R^2 , che è il quadrato del coefficiente di correlazione, è più alto per le ore diurne indicando meno dispersione del dato.

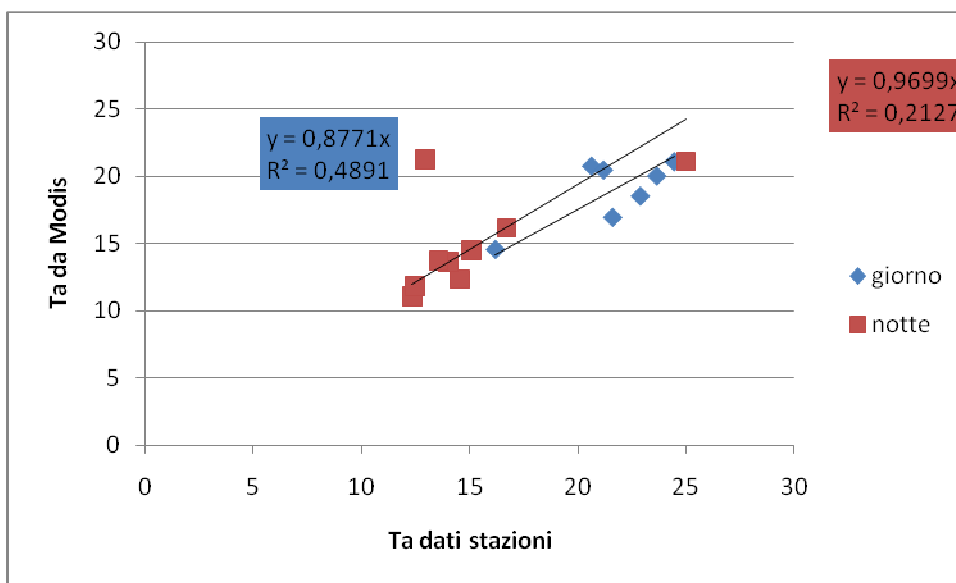


Fig. 97 – Agosto, confronto temperatura dell’aria stazioni e da Modis

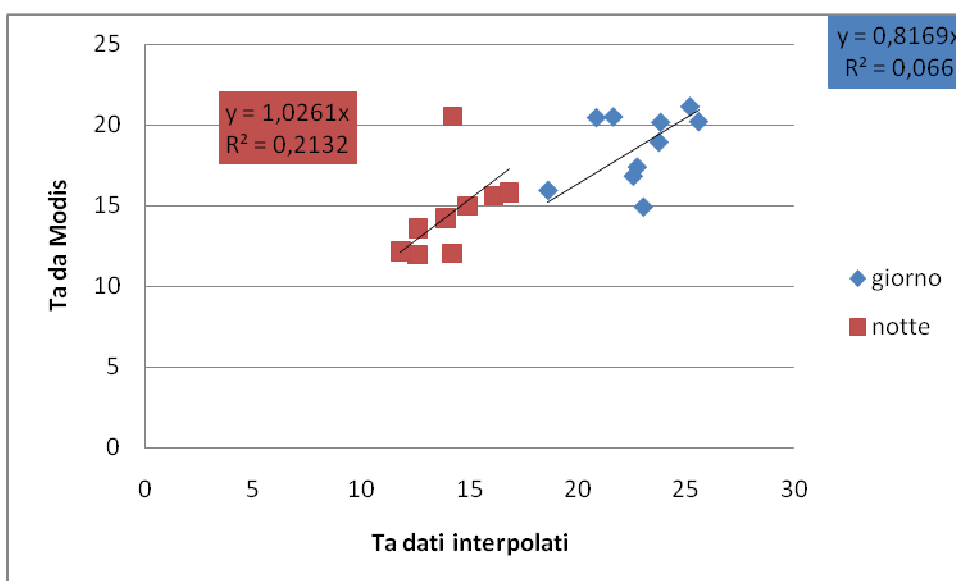


Fig. 98 - Agosto-confronto temperatura dell’aria interpolata e da Modis

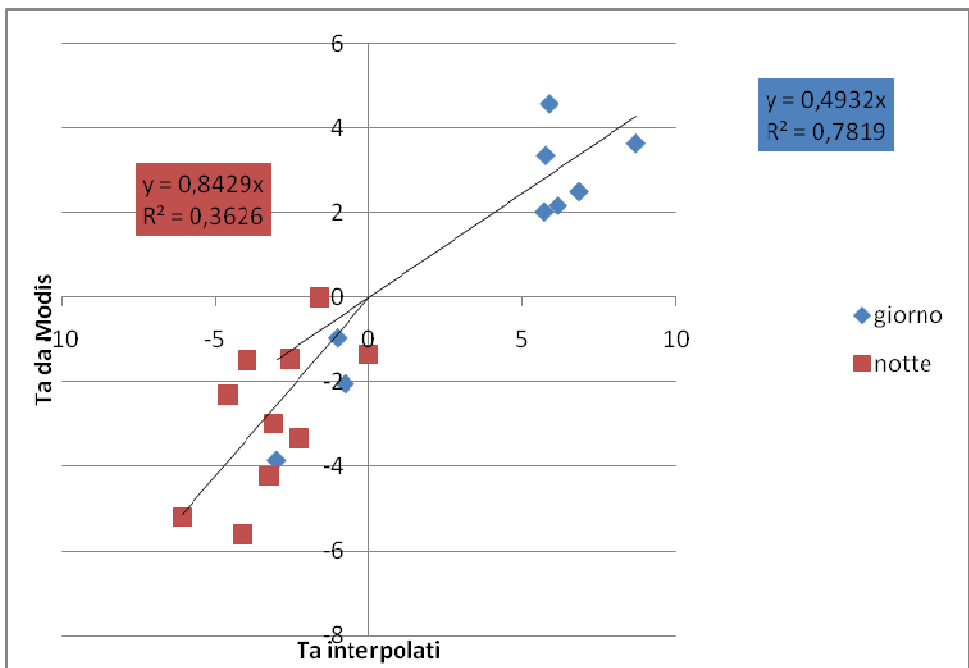


Fig. 99 – Febbraio, confronto temperatura dell’aria interpolata e da Modis

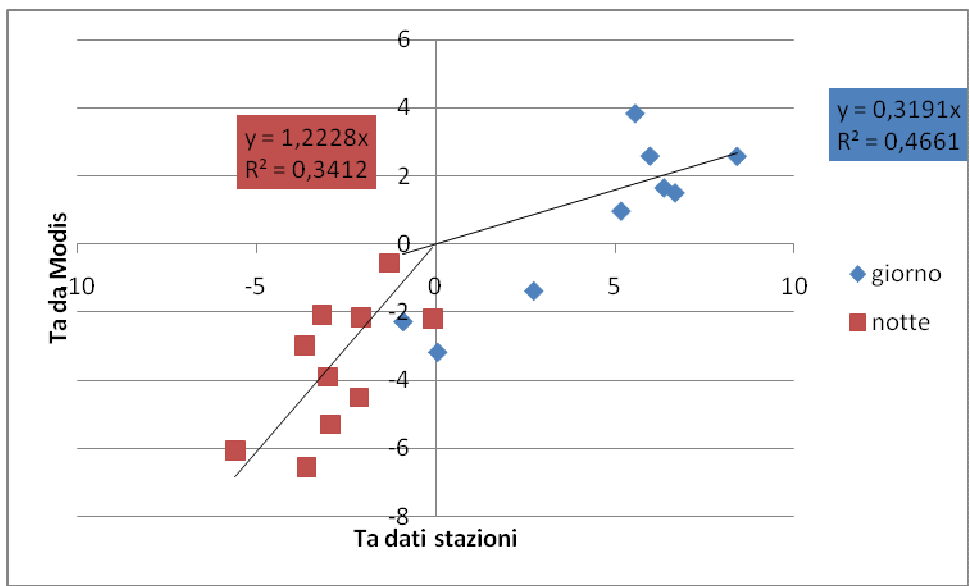


Fig. 100 – Febbraio, confronto temperatura dell’aria da stazioni e da Modis

Nei seguenti grafici sono riportati gli andamenti dei valori medi delle mappe ricavate da satellite e dai dati a terra per le varie date analizzate (Fig. 101, 102, 103 e 104).

In quasi tutti i casi i valori ricavati da satellite sono più bassi di quelli misurata a terra.

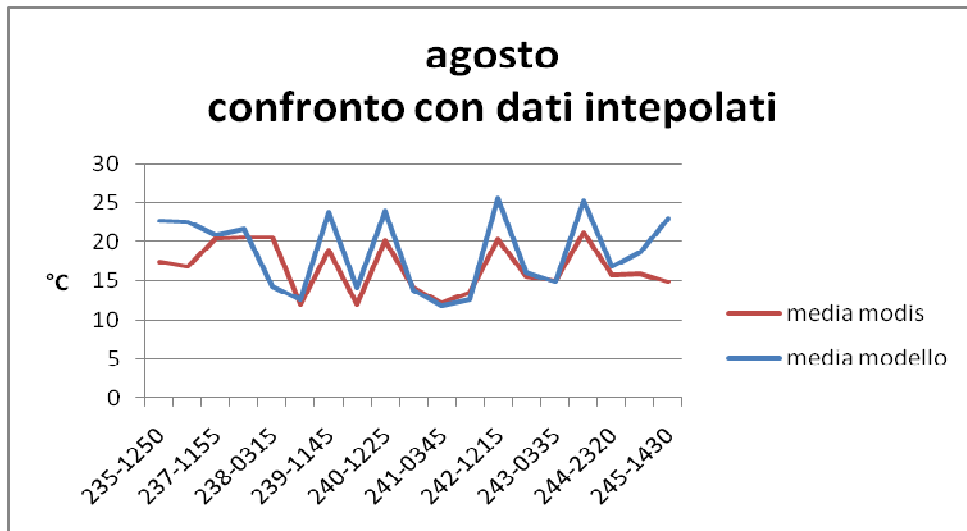


Fig. 101 – Agosto, confronto media valori di temperatura Modis-dati interpolati

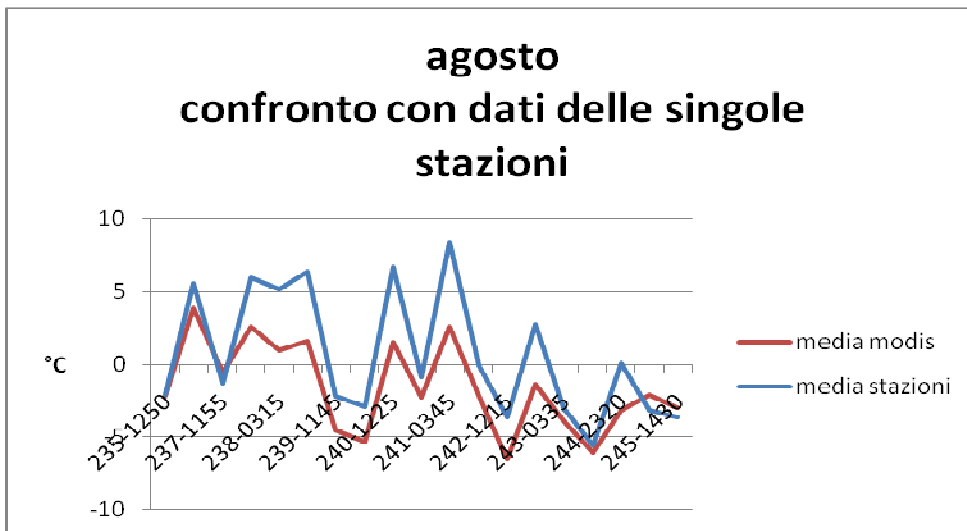


Fig. 102 – Agosto, confronto media valori di temperatura Modis-dati delle singole stazioni

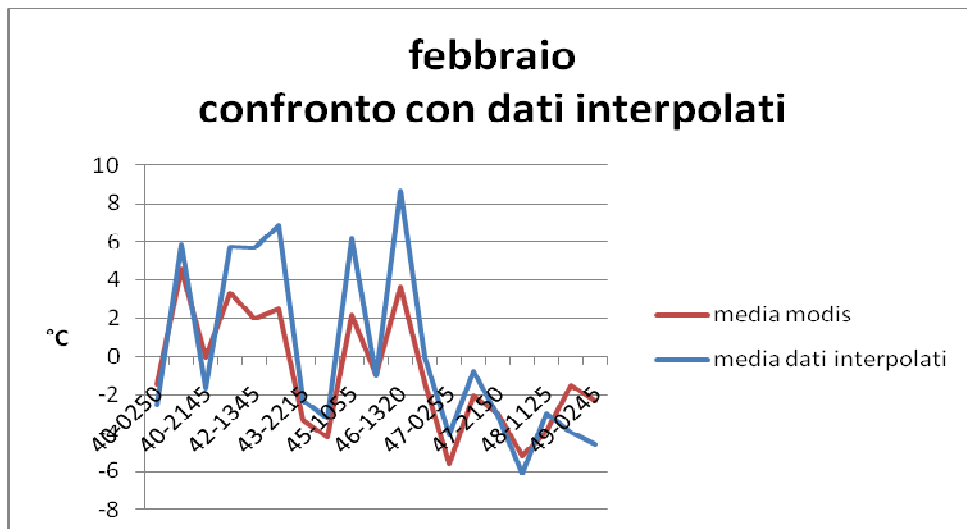


Fig. 103 – Febbraio, confronto media valori di temperatura Modis-dati interpolati

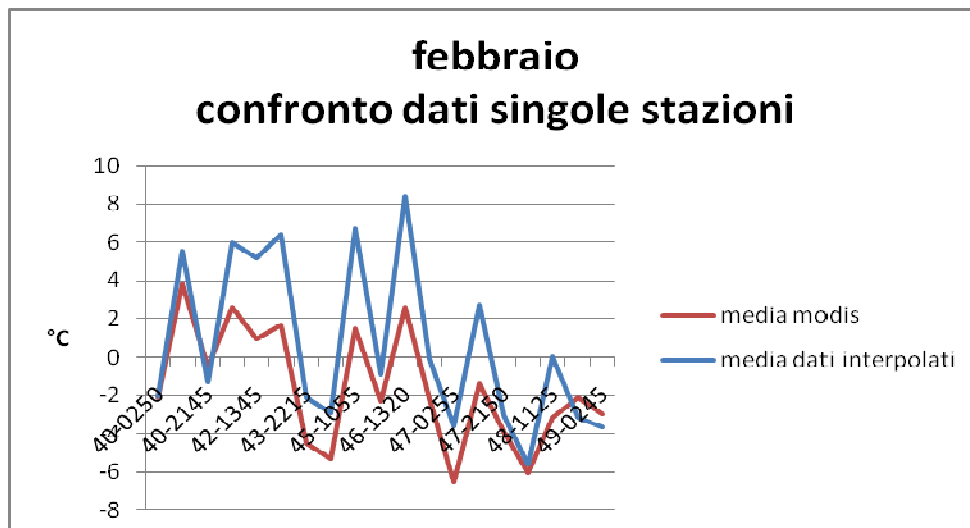


Fig. 104 – Febbraio, confronto media valori di temperatura Modis-dati delle singole stazioni

2.2.1. Relazione tra temperatura superficiale e dell'aria

La temperatura della superficie terrestre (LST: land surface temperature) è il parametro chiave necessario per la corretta comprensione della fisica dei processi idrologici e di scambio energetico che avvengono all'interfaccia suolo-atmosfera: tutti i flussi dipendono da essa. La temperatura superficiale è funzione della temperatura di brillantezza ricavata da satellite e dell'emissività della superficie stessa[6].

È stato dimostrato che esiste una relazione tra la temperatura dell'aria e la temperatura superficiale. Questa relazione varia però dal giorno alla notte e per i diversi periodi dell'anno. Effettuando una regressione lineare tra la temperatura superficiale e la temperatura dell'aria è possibile ricavare l'equazione che lega queste due variabili.

2.2.1.1. Relazione con LST da Modis

In Fig. 105 e 106 sono mostrate le mappe di temperatura superficiale da Modis

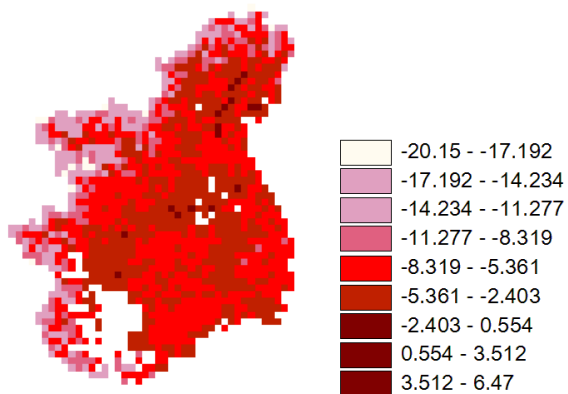


Fig. 105 – LST 49-0245 da Modis

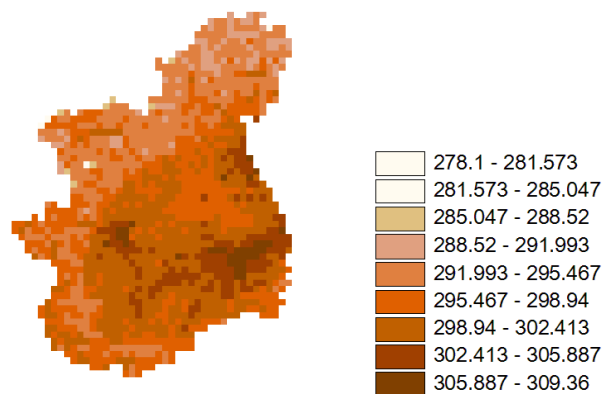


Fig. 106 – LST 237-1200 da Modis

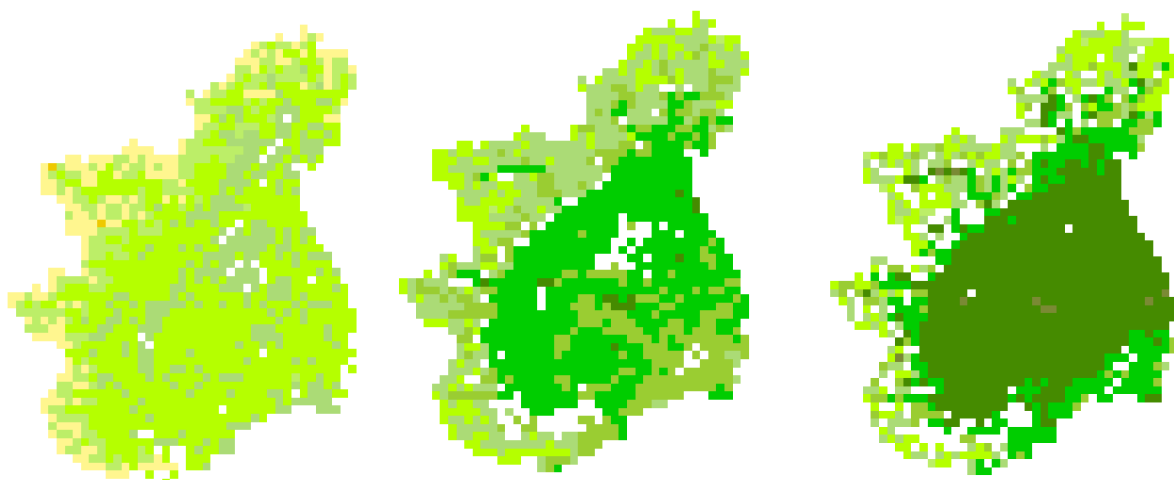


Fig. 107 – LST da Modis: a) 40-03, b) 40-11, c) 40-13

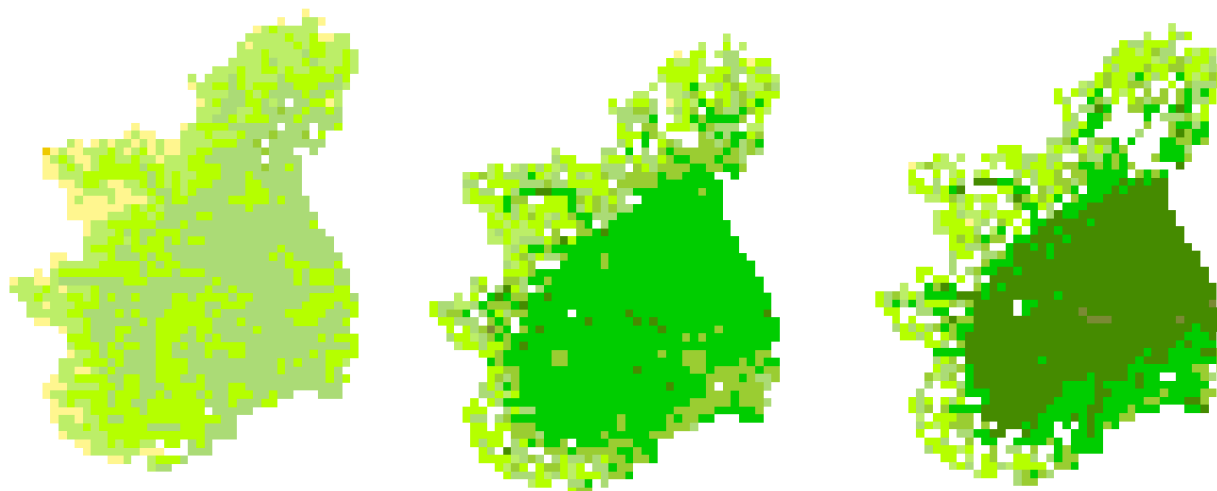


Fig. 108 - LST da Modis: a) 40-22, b) 41-11, c) 41-13

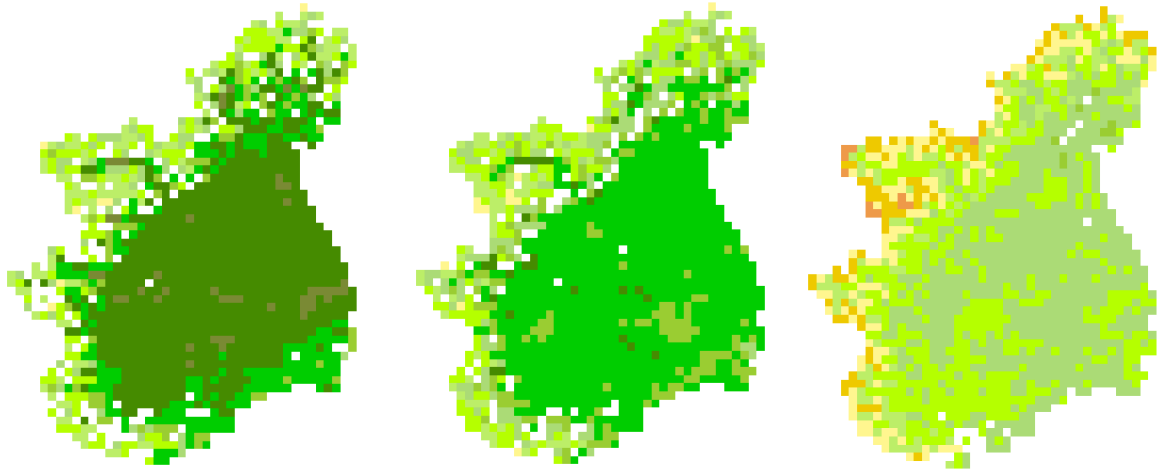


Fig. 109 - LST da Modis: a) 42-14, b) 43-11, c) 43-22

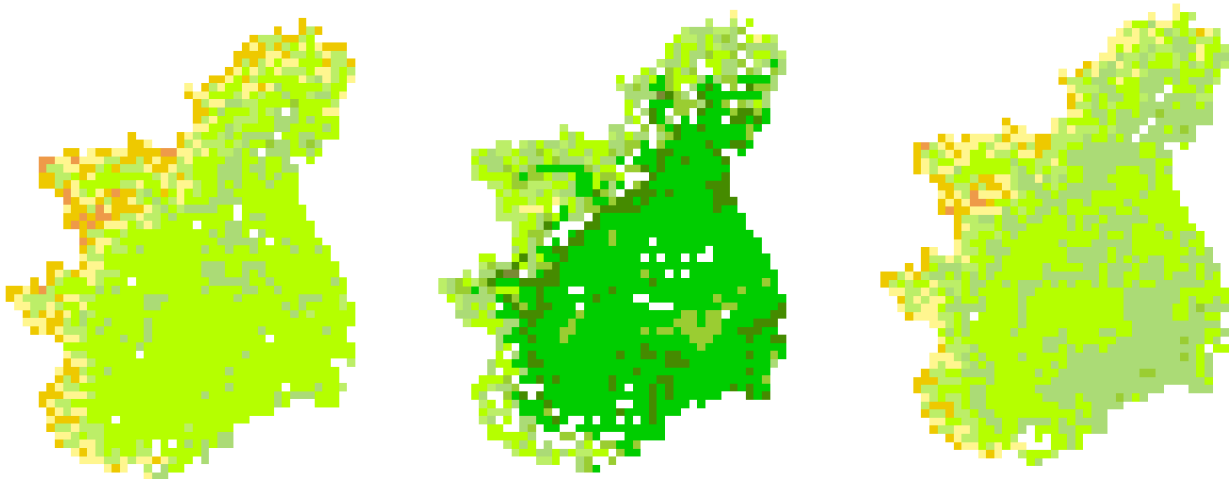


Fig. 110 - LST da Modis: a) 44-02, b) 45-11, c) 46-02



Fig. 111 - LST da Modis: a) 46-11, b) 46-13, c) 46-22



Fig. 112 - LST da Modis: a) 47-03, b) 47-11, c) 47-22

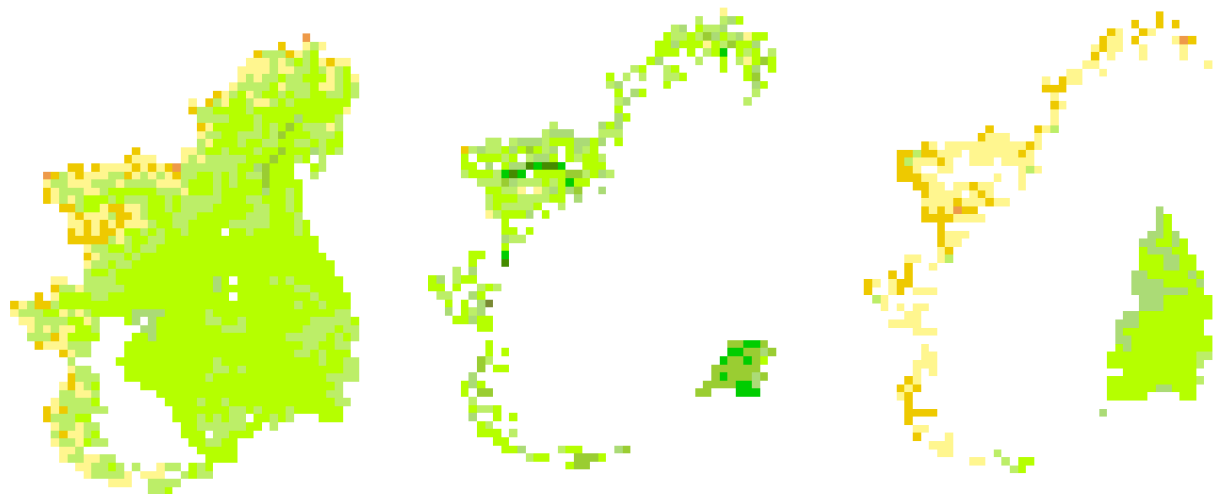


Fig. 113 - LST da Modis: a) 48-02, b) 48-11, c) 48-23

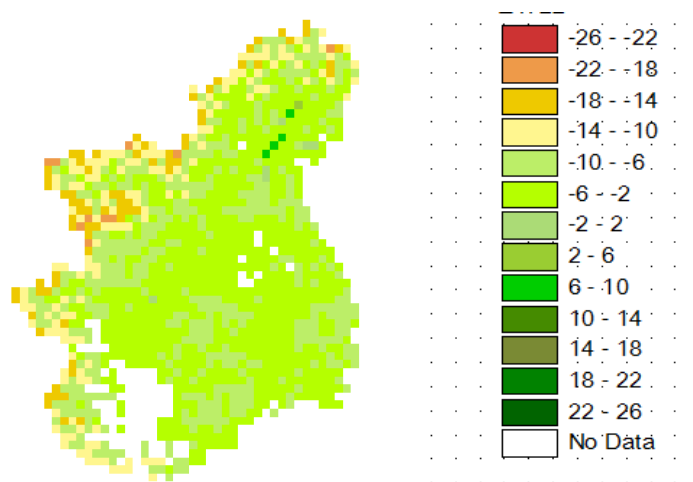


Fig. 114 - LST 49-03 da Modis

Si ipotizza quindi un modello per il quale esiste una relazione lineare tra LST e temperatura dell'aria. Interpolando le mappe di LST scaricate da Seviri con la temperatura dell'aria ricavata dalle stazioni, si trovano le relazioni per la calibrazione della relazione, una per il giorno e una per la notte. Si applicano poi le relazioni ricavate alle mappe di LST ottenute da Seviri. Si ottengono così mappe di temperatura superficiale confrontabili con i dati delle singole stazioni e con i dati interpolati. Dall'entità delle differenze riscontrate tra la temperatura dell'aria ottenuta usando il modello e i dati a terra, si verifica l'attendibilità del modello.

Si analizza per primo il mese di Febbraio.

Si effettua un'interpolazione lineare tra la temperatura delle stazioni a terra e le rispettive misure di LST ricavate dalle mappe scaricate dal sensore Seviri (Fig 115). Le relazioni così trovate sono le seguenti:

$$\text{per la notte } T_a = 0.44LST - 0.19 \quad (14)$$

$$\text{per il giorno } T_a = 0.43LST + 4.14 \quad (15)$$

con T_a temperatura dell'aria e LST temperatura superficiale.

I dati notturni, avendo un valore di R^2 più basso, presentano più dispersione rispetto ai dati diurni.

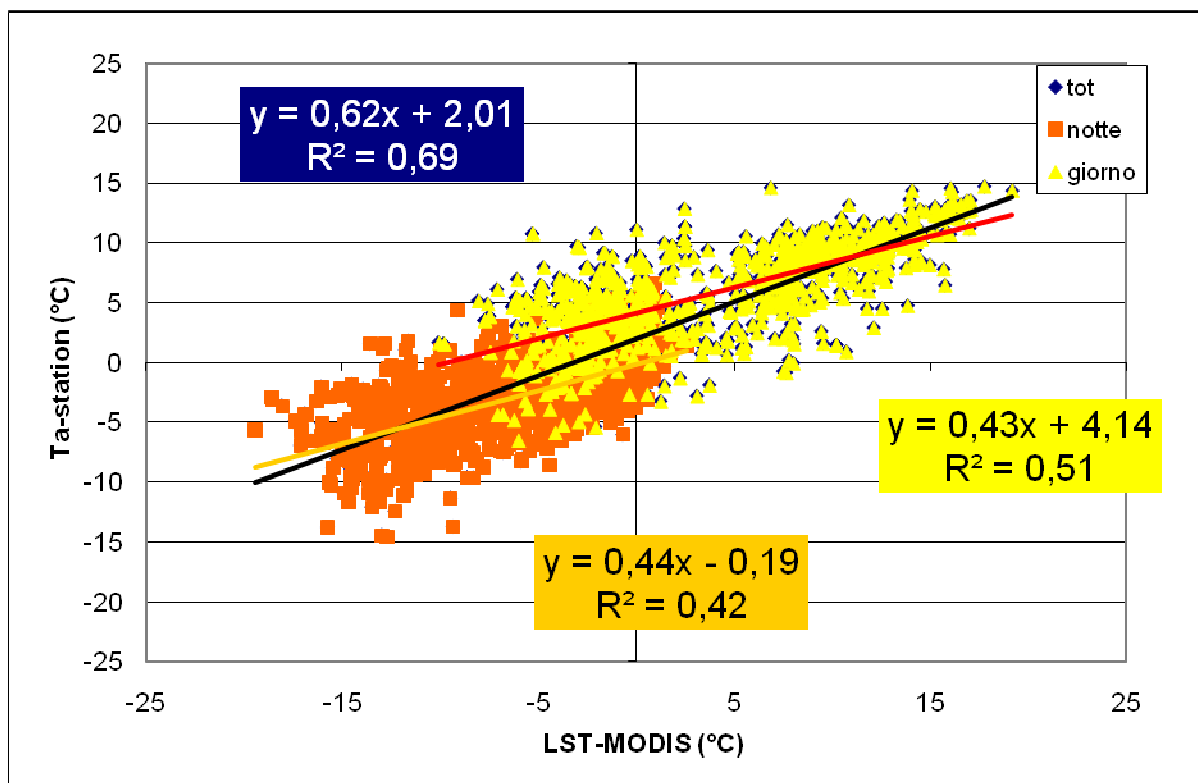


Fig. 115 - Relazione temperatura superficiale e temperatura dell'aria Febbraio

La temperatura dell'aria ricavata applicando le formule precedentemente trovate a LST da Seviri viene confrontata con la temperatura dell'aria misurata a terra per le singole stazioni (Fig. 116).

Sia nelle ore giornaliere che in quelle notturne la temperatura dell'aria, ricavata applicando l'equazione trovata a LST da Seviri, ha valori simili a quelli misurati a terra.

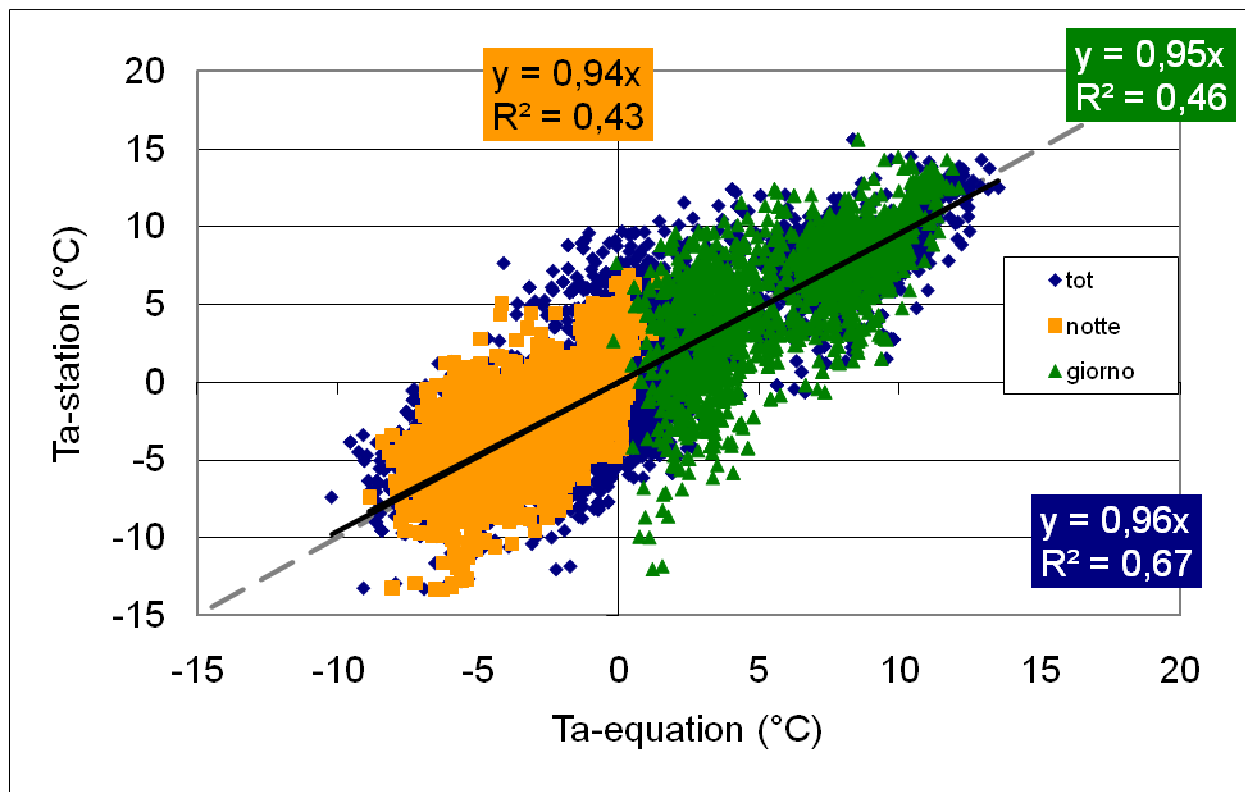


Fig. 116 - Confronto temperatura dell'aria a terra (stazioni) e temperatura dell'aria da LST Modis Febbraio

Si confrontano ora i valori di temperatura dell'aria interpolati partendo dalle misure delle singole stazioni con la temperatura dell'aria ottenuta applicando le relazioni ricavate dal modello alla LST da METEOSAT (Seviri). In Fig. 117 sono riportati i valori ricavati effettuando, per ogni mappa, la media della temperatura dell'aria dei singoli pixel, poiché, analizzando ora mappe intere, non è più possibile fare il confronto sui punti singoli come fatto in precedenza.

I risultati per le ore diurne sono molto simili a quelli delle ore notturne e presentano inoltre una bassa dispersione.

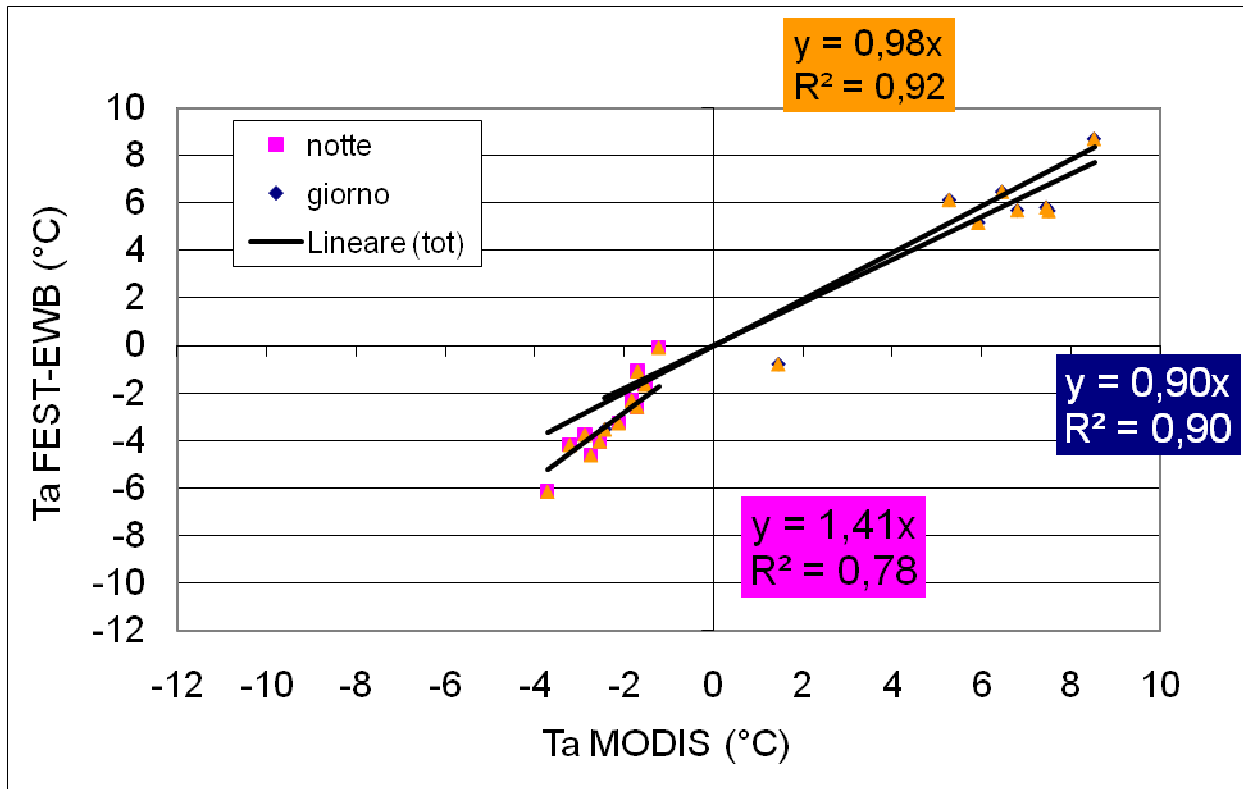


Fig. 117 - Confronto Ta a terra interpolata e Ta da LST(Modis) Febbraio

2.2.1.2. Relazione con LST da Seviri

Si scaricano le immagini di temperatura superficiale oltre che da Modis anche dal sensore Seviri, montato sul satellite Meteosat.

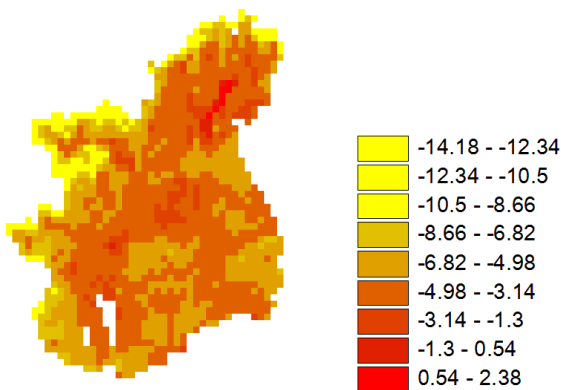


Fig. 118 - LST 49-03 da Meteosat

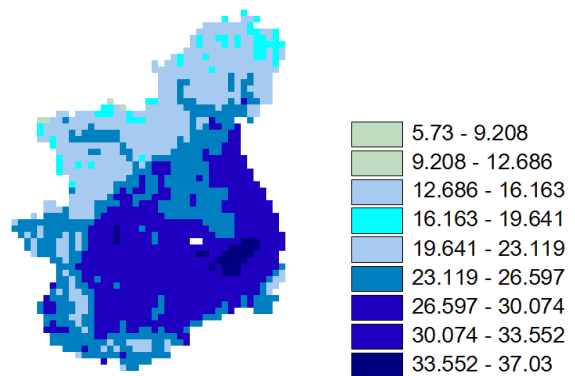


Fig. 119 - LST 237-12 da Meteosat

Il procedimento è il medesimo applicato precedentemente per le immagini di LST scaricate da Modis.

Abbiamo iniziato con l'applicare il modello per i dati di Agosto.

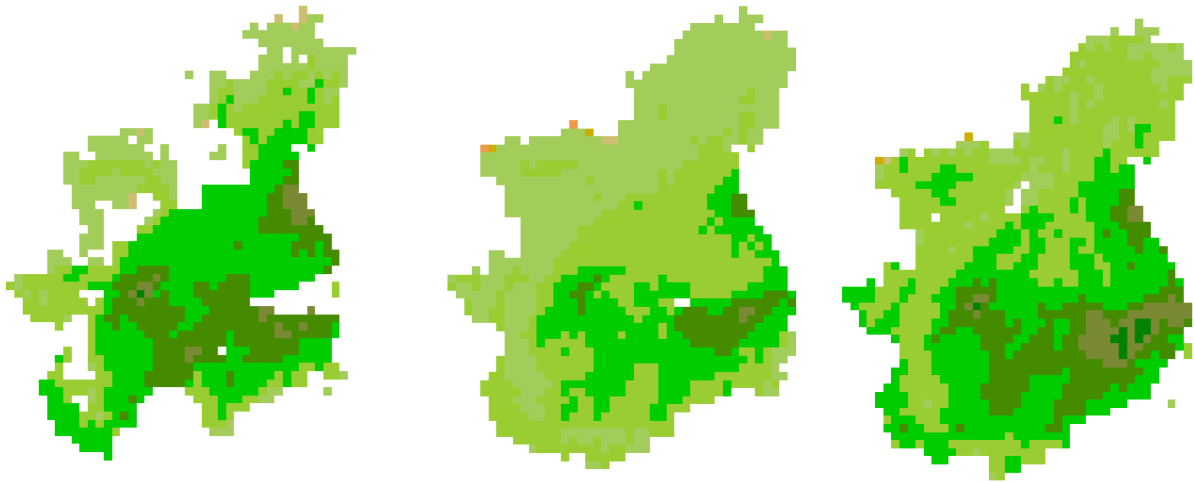


Fig. 120 - LST da Meteosat: a) 236-15, b) 237-12, c) 237-14

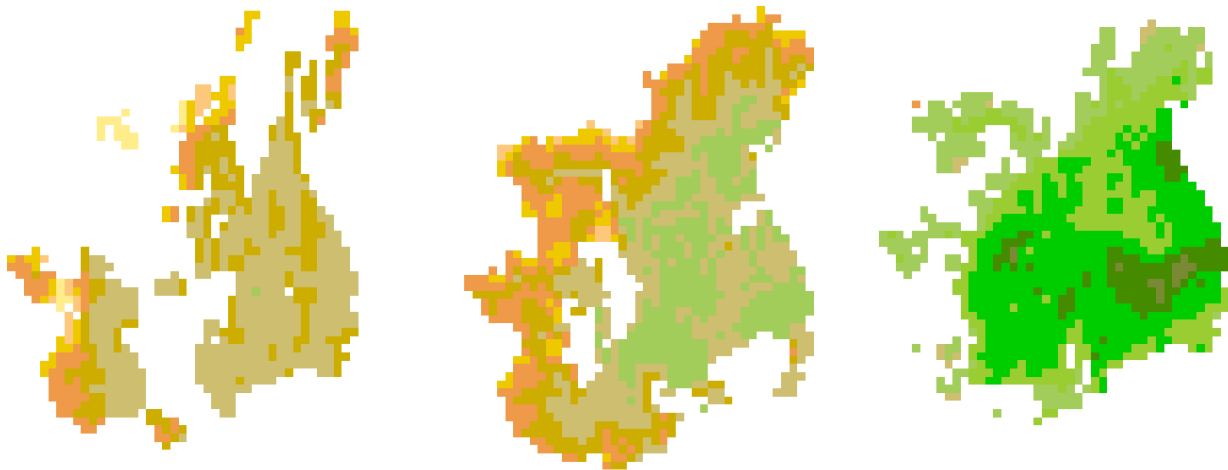


Fig. 121 - LST da Meteosat: a) 238-04, b) 239-00, c) 239-12

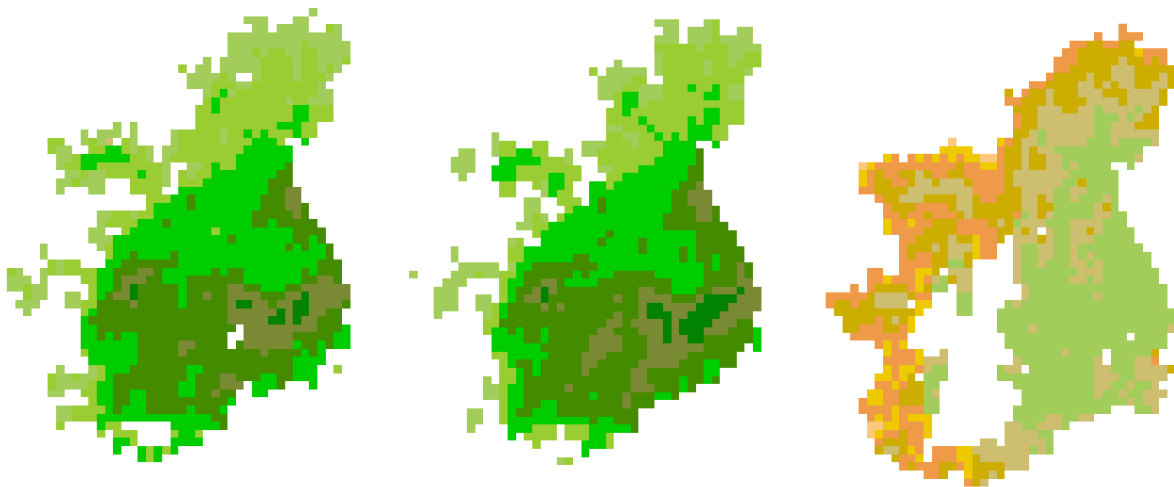


Fig. 122 - LST da Meteosat: a) 240-13, b) 240-15, c) 241-00

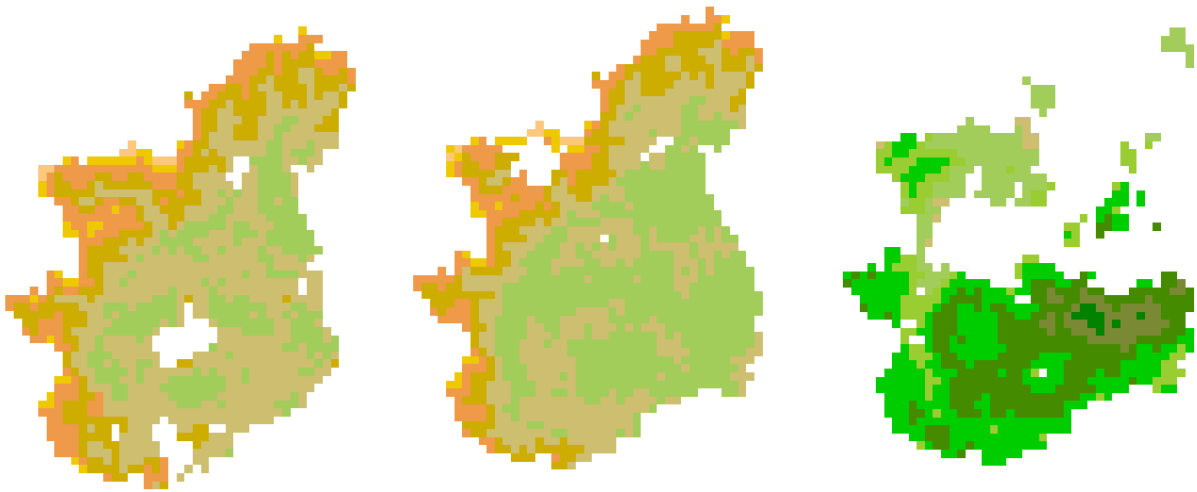


Fig. 123 - LST da Meteosat: a) 242-03, b) 241-04, c) 242-13

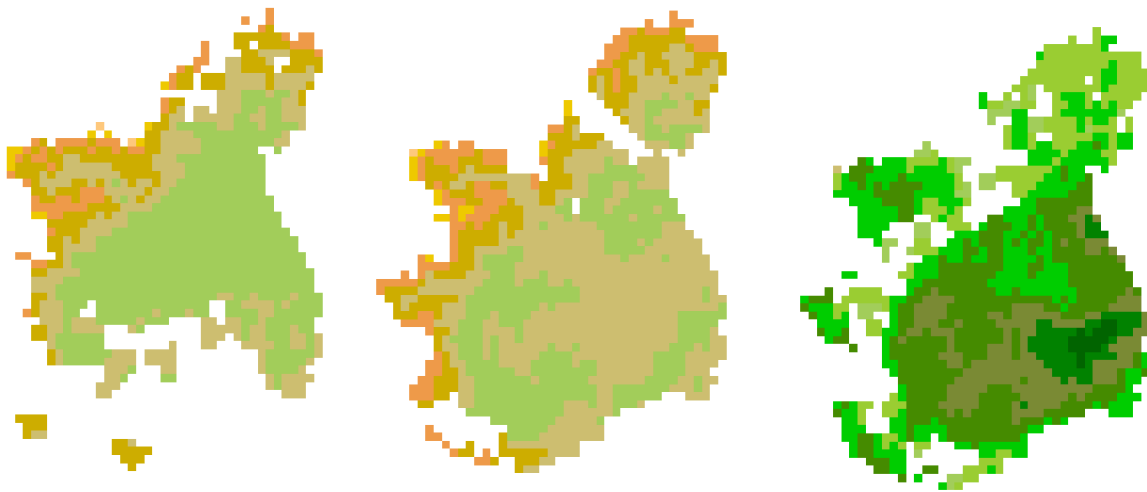


Fig. 124 - LST da Meteosat: a) 243-00, b) 243-04, c) 243-15

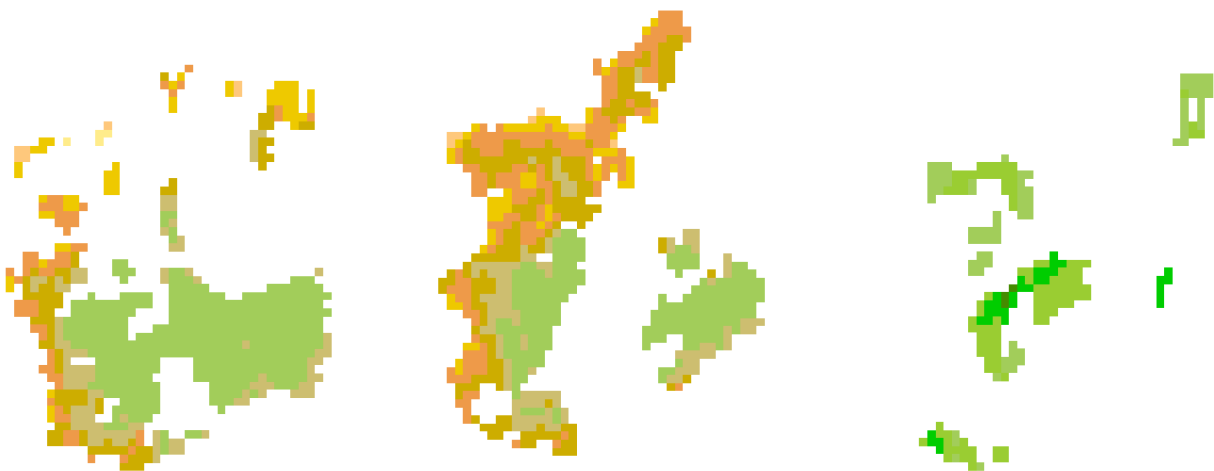
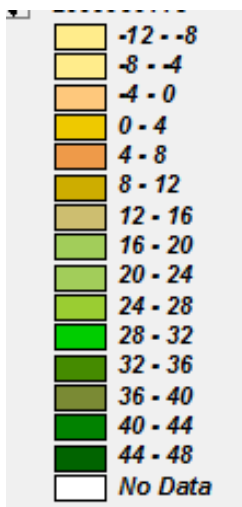


Fig. 125 - LST da Meteosat: a) 245-00, b) 245-04, c) 245-13



Fig. 126 – LST 245-15 da Meteosat



Si effettua un'interpolazione lineare tra la temperatura delle stazioni a terra e le rispettive misure di LST ricavate dalle mappe scaricate dal sensore Seviri (Fig. 127). Le relazioni così trovate sono le seguenti:

$$\text{per la notte } T_a = 0.82LST + 3.31 \quad (16)$$

$$\text{per il giorno } T_a = 0.72LST + 2.66 \quad (17)$$

con T_a temperatura dell'aria e LST temperatura superficiale.

I dati notturni, avendo un valore di R^2 più alto, presentano meno dispersione rispetto ai dati diurni.

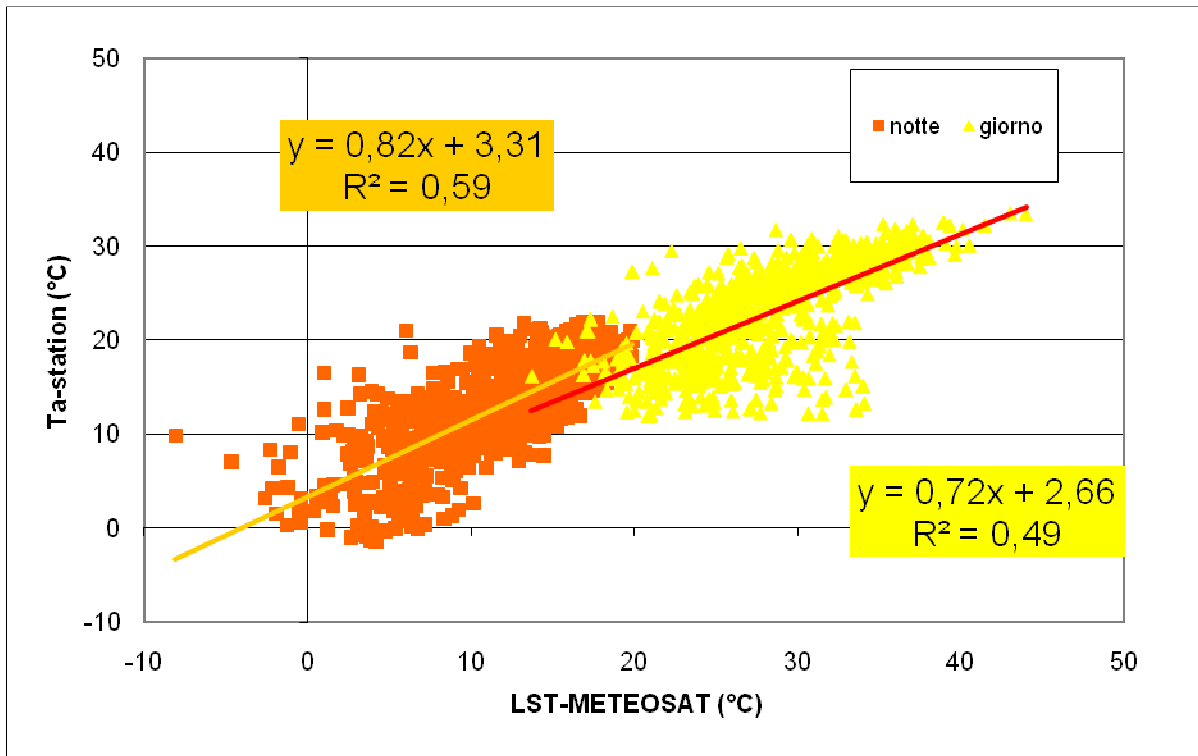


Fig. 127 - Relazione temperatura superficiale e temperatura dell'aria, Agosto

La temperatura dell'aria ricavata applicando le formule precedentemente trovate a LST da Seviri viene confrontata con la temperatura dell'aria misurata a terra per le singole stazioni (Fig. 128).

Nelle ore giornaliere la temperatura dell'aria, ricavata applicando l'equazione trovata a LST da Seviri, ha valori più simili a quelli misurati a terra.

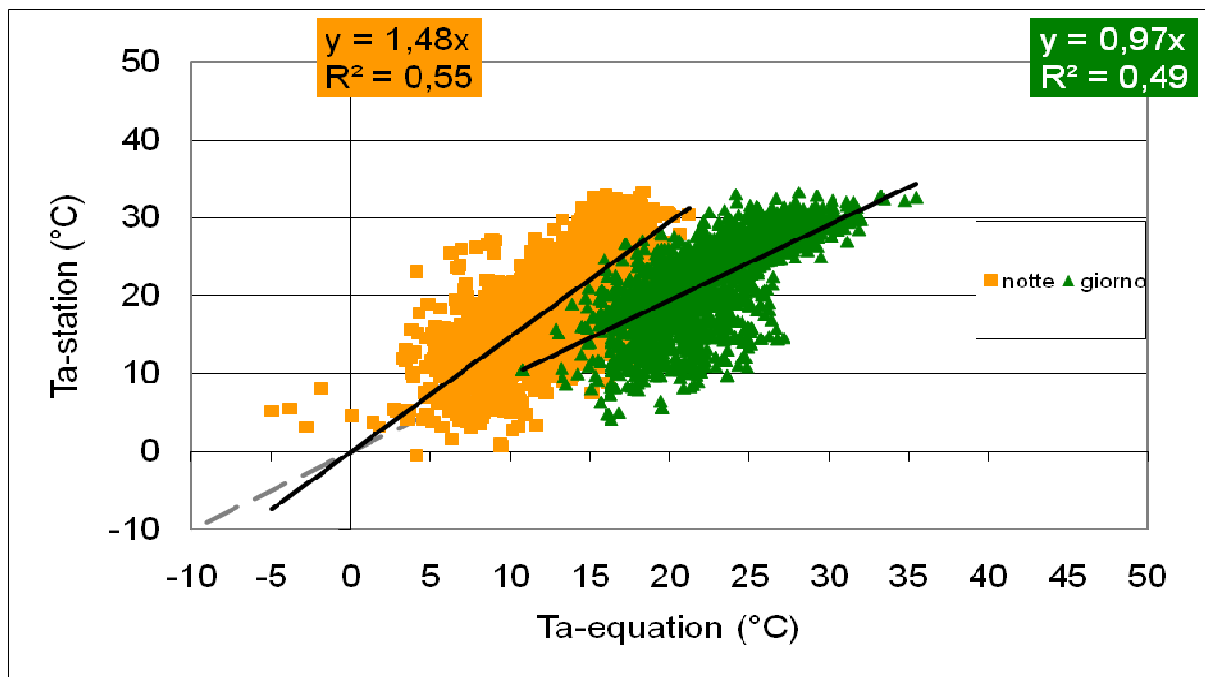


Fig. 128 - Confronto temperatura dell'aria a terra (stazioni) e temperatura dell'aria da LST Seviri-Agosto

Si confrontano ora i valori di temperatura dell'aria interpolati partendo dalle misure delle singole stazioni con la temperatura dell'aria ottenuta applicando le relazioni ricavate dal modello alla LST da METEOSAT (Seviri). In Fig.129 sono riportati i valori ricavati effettuando, per ogni mappa, la media della temperatura dell'aria dei singoli pixel, poiché, analizzando ora mappe intere, non è più possibile fare il confronto sui punti singoli come fatto in precedenza.

I risultati per le ore diurne sono molto simili a quelli delle ore notturne, dove però si ha meno dispersione dei dati rispetto alla retta ricavata.

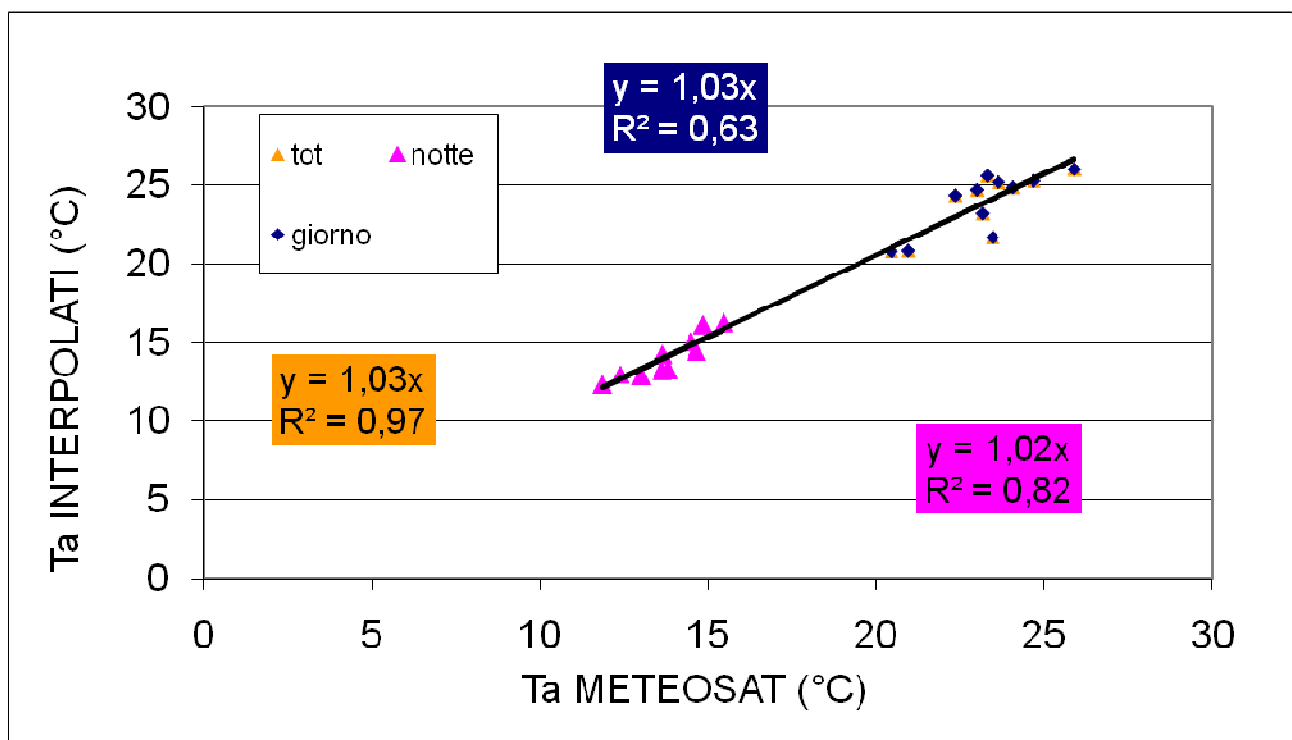


Fig. 129 - Confronto Ta a terra intepolata e Ta da LST(Seviri)-Agosto

Si passa ora ad analizzare il mese di Febbraio.

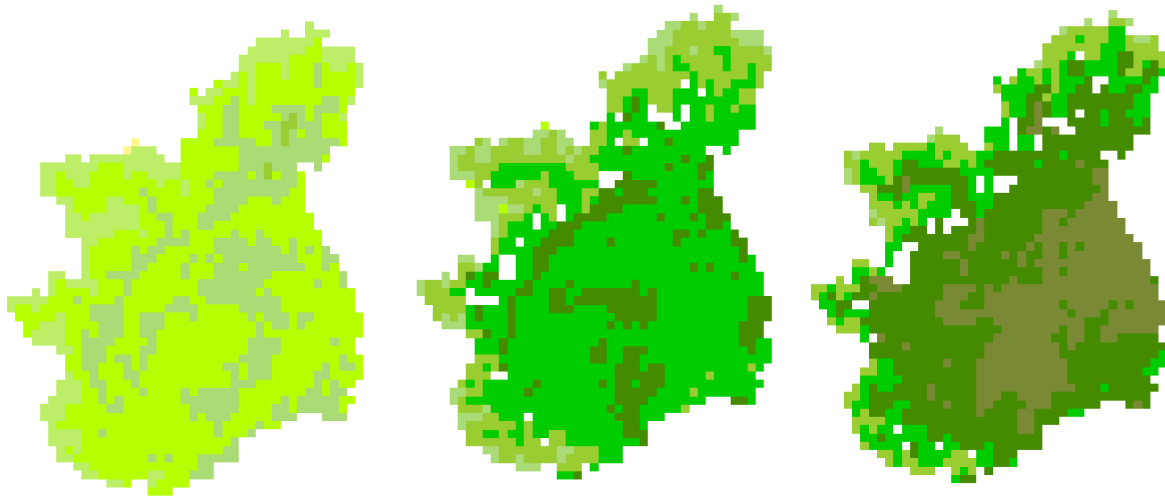


Fig. 130 - LST da Meteosat: a) 40-03, b) 40-11, c) 40-14

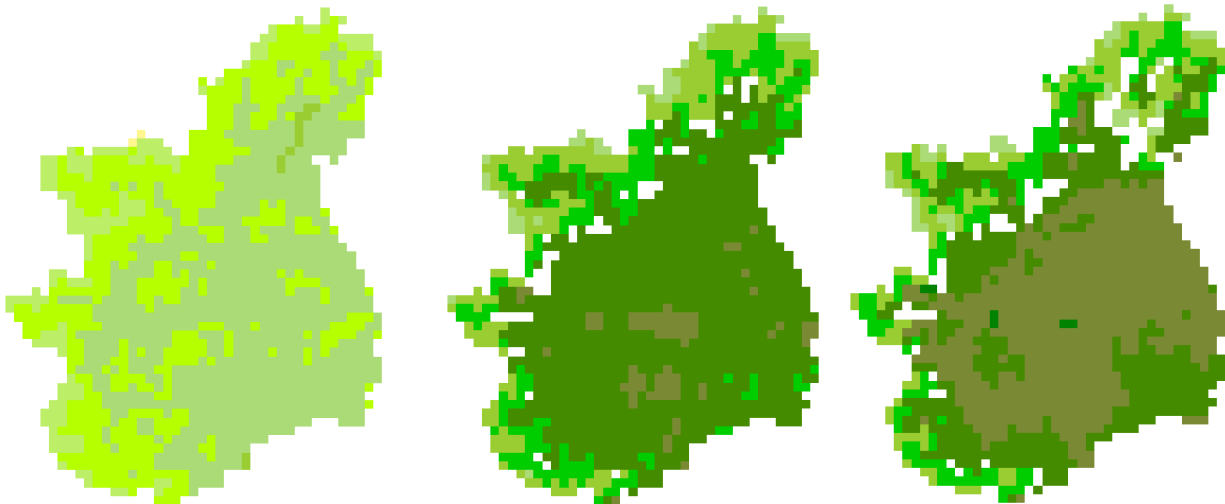


Fig. 131 - LST da Meteosat: a) 40-22, b) 41-12, c) 41-13

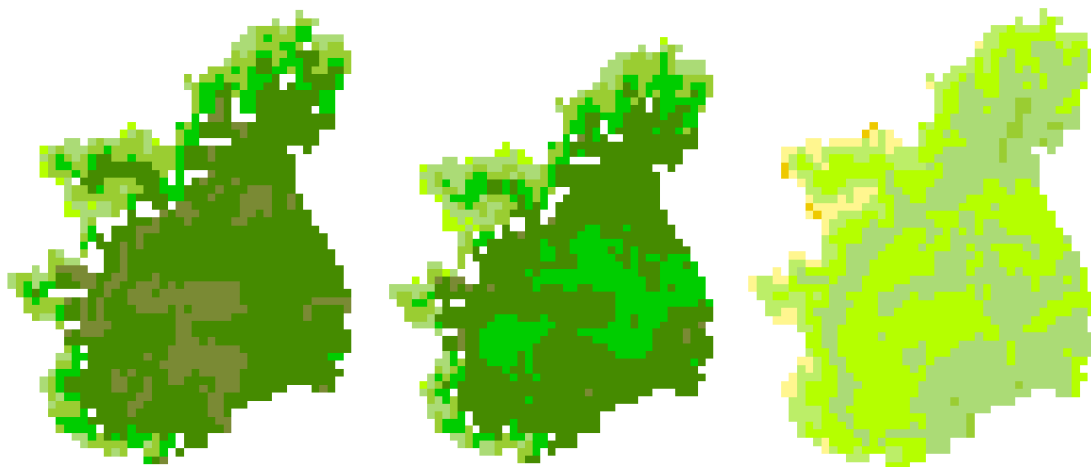


Fig. 132 - LST da Meteosat: a) 46-12, b) 45-11, c) 46-03

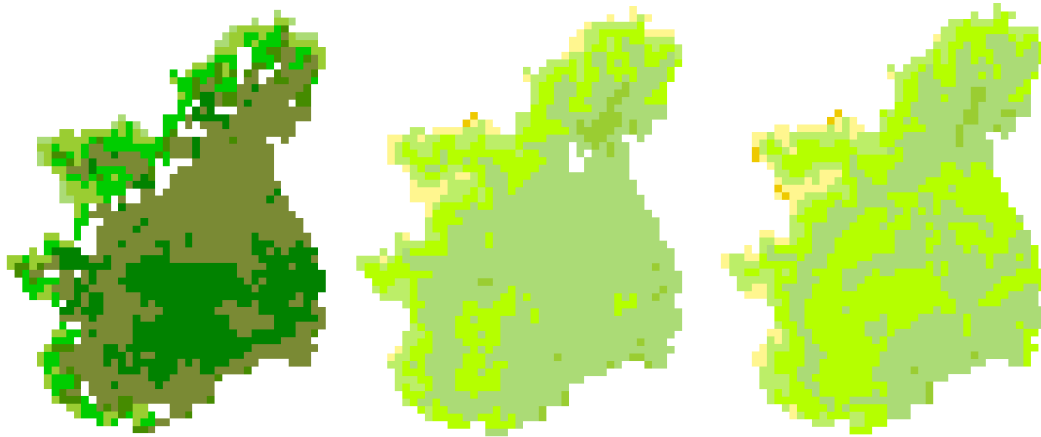


Fig. 133 - LST da Meteosat: a) 46-14, b) 46-23, c) 47-03

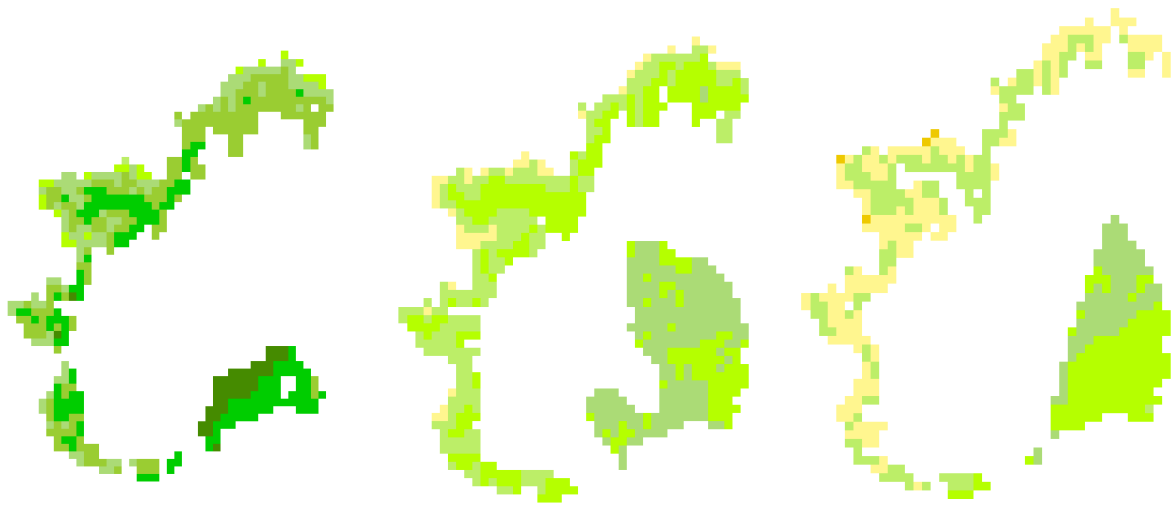
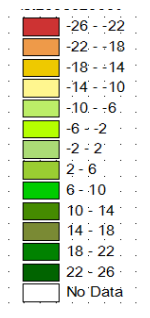


Fig. 134 - LST da Meteosat: a) 47-11, b) 47-22, c) 48-02



Fig. 135 - LST da Meteosat: a) 48-12, b) 49-03, c) 48-23



Il procedimento è il medesimo precedentemente applicato. Si parte quindi con effettuare l'interpolazione lineare tra la temperatura dell'aria misurata a terra nelle stazioni con la rispettiva LST misurata da satellite (Meteosat). Le relazioni ricavate dell'interpolazione lineare sono le seguenti:

per la notte $Ta=0.70*LST+0.46$ (18)

per il giorno $Ta=0.45*LST+1.97$ (19)

con Ta temperatura dell'aria e LST temperatura superficiale.

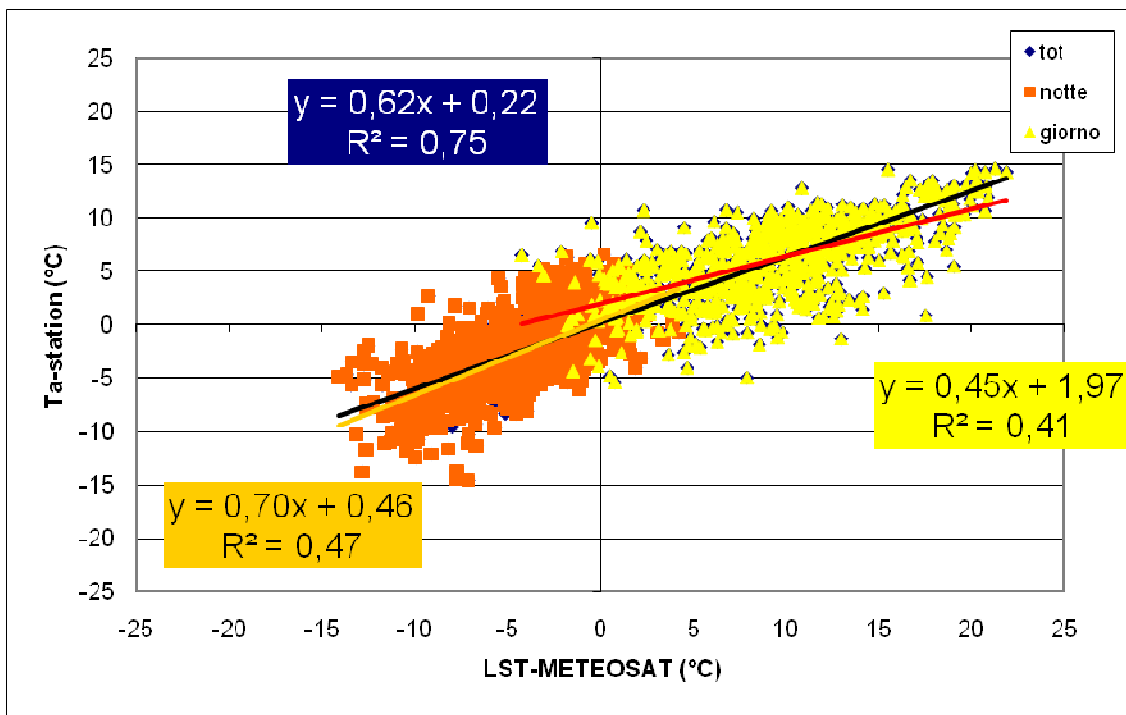


Fig. 136 - Relazione temperatura superficiale e temperatura dell'aria, Febbraio

Si applica ora a LST le relazioni trovate in modo da ricavare la temperatura dell'aria relativa ai pixel dove sono presenti le stazioni di monitoraggio. Si confrontano i valori così trovati con la temperatura dell'aria misurata nelle singole stazioni.

I dati notturni e giornalieri ricavati da LST non presentano grosse differenze con i dati misurati a terra, nelle ore notturne c'è meno dispersione dei dati.

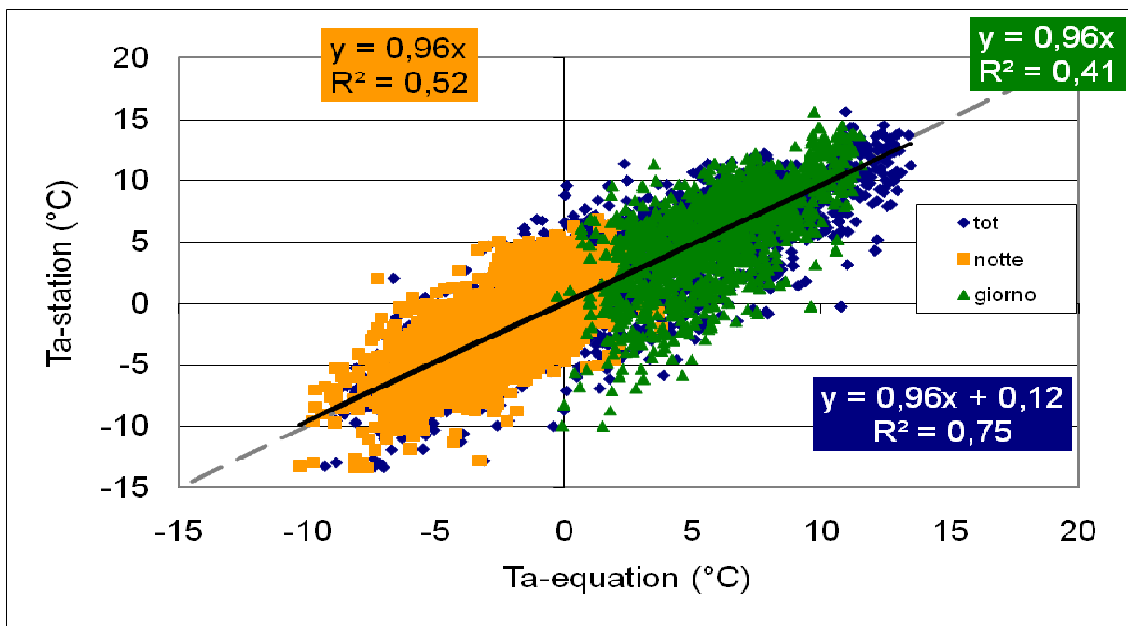


Fig. 137 - Confronto temperatura dell'aria a terra (stazioni) e temperatura dell'aria da LST Modis, Febbraio

Si passa ora a confrontare non più i dati delle singole stazioni ma le intere mappe. Si confronta la media di temperatura dell'aria ottenuta applicando il modello con la media dei dati interpolati a terra. Nelle ore diurne la temperatura dell'aria ricavata da LST è più simile a quella misurata a terra, presenta però più dispersione rispetto al confronto con le immagini notturne.

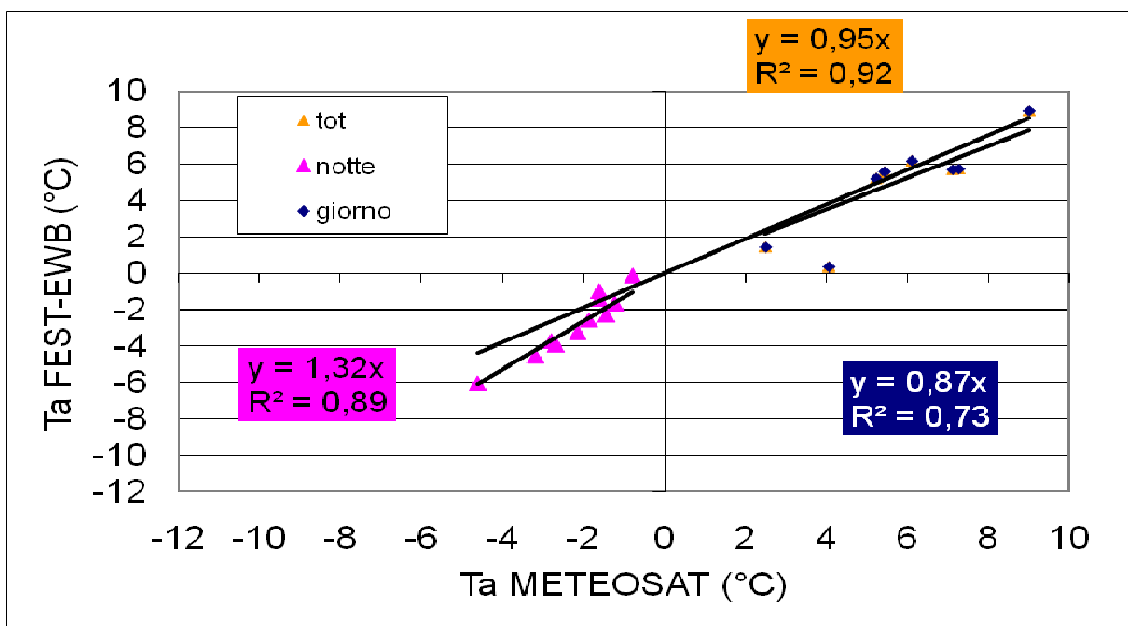


Fig. 138 - Confronto Ta a terra interpolata e Ta da LST(Meteosat), Febbraio

3. Radiazione entrante ad onde corte

La quantità di radiazione solare che, attraverso l'atmosfera, raggiunge la superficie terrestre varia con la latitudine, la stagione, l'ora del giorno, la topografia e con la presenza di nuvole nell'atmosfera. La radiazione che arriva al limite dell'atmosfera è considerata costante ($I_0=1367 \text{ W/m}^2$) una parte di questa quantità viene diffusa mentre attraversa l'atmosfera; quindi al suolo arriverà una parte di radiazione diretta, una parte di radiazione diffusa dall'atmosfera e una parte di radiazione riflessa dalle zone vicine.

3.1. Dato a terra e metodo di interpolazione con la quota

In questa prima parte i dati a terra vengono interpolati tenendo conto delle caratteristiche topografiche, come pendio e esposizione del versante, che influenzano la radiazione diretta che arriva al suolo. Infatti può capitare che il raggio incontri ostacoli morfologici prima di arrivare al suolo per questo è stato utilizzato un algoritmo che definisce per ogni ora quali sono le parti in ombra e quali no [8]. L'algoritmo calcola l'angolo formato dal punto di maggiore elevazione nella direzione dei raggi con la cella di interesse.

$$\psi = \arctctg\left(\frac{(z - z_0)}{\sqrt{(X - X_0)^2 + (y - y_0)^2}}\right) \quad (20)$$

Dove x_0, y_0, z_0 sono le coordinate della cella di interesse e x, y e z sono le coordinate del punto di massima elevazione del terreno nella direzione da cui provengono i raggi.

Se l'angolo ψ è maggiore dell'angolo di elevazione solare la cella in questione è in ombra e quindi non riceverà radiazione diretta, ma solo radiazione diffusa.

$$R_{xy} = DF \quad (21)$$

Se gli ostacoli sono superati, il raggio solare è considerabile come un vettore caratterizzato dalle grandezze angolari h (elevazione solare), B (azimuth) e di norma $Q/\sin(h)$; e allora possibile calcolare la radiazione diretta Q_{xy} incidente sull'area elementare.

$$Q_{xy} = \frac{Q \cos(T)}{\sin(h)} \quad (22)$$

Dove T è l'angolo formato dai raggi solari con la perpendicolare alla superficie calcolato mediante:

$$\cos(T) = \cosh \cdot \cos\theta \cdot \cos(B-E) + \sinh \cdot \cos\theta \quad (23)$$

dove θ è l'angolo di inclinazione del versante rispetto all'orizzontale, E è l'angolo secondo il quale il versante risulta esposto.

Se l'angolo T diventa maggiore di 90° , $\cos(T)$ diventa negativo perché il versante non è direttamente irradiato, il versante riceverà solo la radiazione diffusa.

Per i versanti direttamente irradiati si calcola la radiazione riflessa dalla zone vicine.

$$A = Q_{xy} * r * (1 - f_\theta) \tag{24}$$

Dove r è l'albedo del suolo f_θ è un coefficiente legato al pendio

$$f_\theta = 1 - \theta / 180 \tag{25}$$

dove θ è la pendenza del versante.

La radiazione a onde corte che arriva al suolo sarà quindi

$$R_{xy} = Q_{xy} + DF + A \tag{26}$$

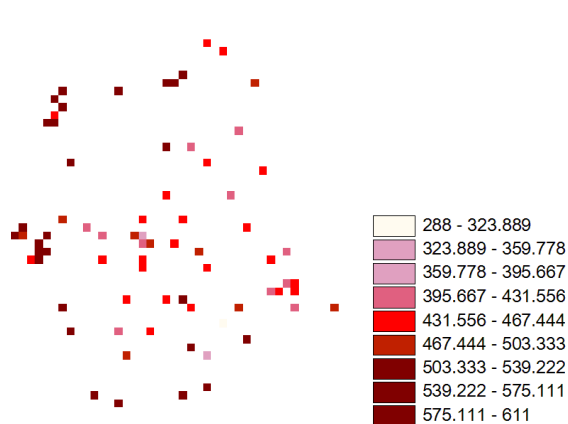


Fig. 139 - 13 radiazione da stazioni

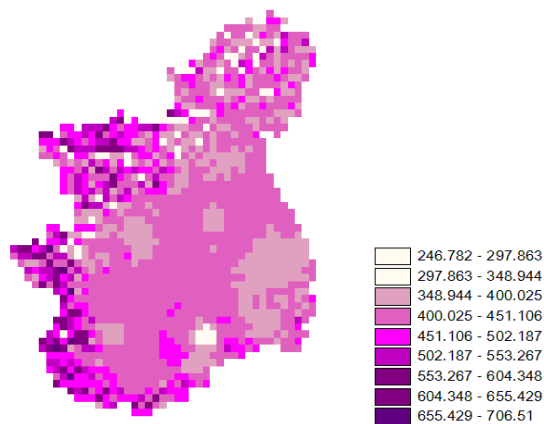


Fig. 140 - 41-13 radiazione interpolata

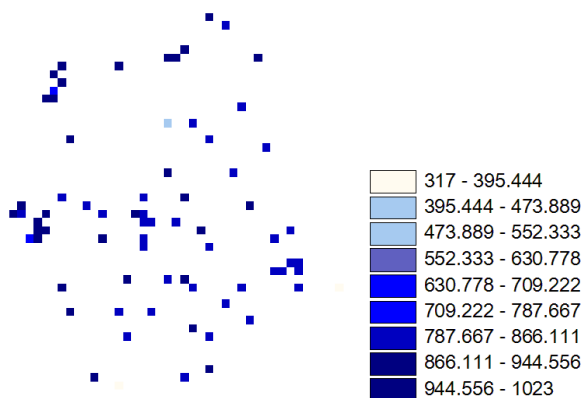


Fig. 141 - 237-12 Radiazione da stazioni

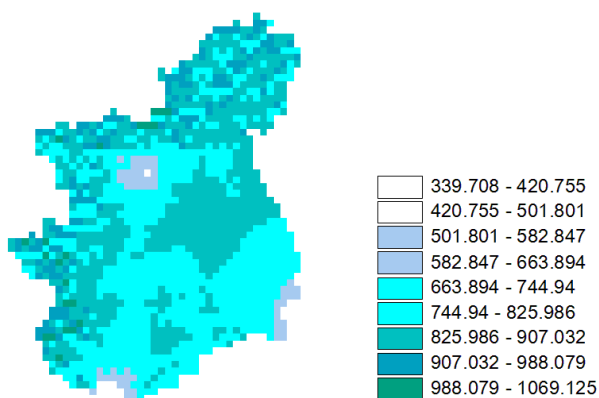


Fig. 142 - 237-12 Radiazione interpolata

3.2. Dato da Modis

Il sensore MODIS non misura direttamente la radiazione entrante ad onde corte e quindi si è reso necessario stimarla a partire dalla temperatura di dew point che viene fornita dal MODIS a diversi livelli, come per la temperatura dell'aria.

Per ricavare la radiazione entrante ad onde corte partendo dalla temperature di dew point si utilizzano le seguenti formule [11]:

$$R_s = \frac{S_0 \cos^2 \theta}{d} \quad (27)$$

dove:

S_0 è la costante solare ,

θ è l'angolo solare dello zenith,

d invece si ricava dalla seguente equazione

$$d = 1.085 * \cos(\theta) + e_0 * (2.7 + \cos(\theta)) * 0.001 + 0.1 \quad (28)$$

dove e_0 è la pressione di vapor saturo e si ricava dalla seguente formula:

$$e_0 = 6.11 * \exp\left(\frac{T_{dew} * 17.27}{T_{dew} + 273.3}\right) \quad (29)$$

con T_{dew} temperature di rugiada.

Per ricavare la temperatura di dew point a livello superficiale il procedimento è il medesimo utilizzato nei casi precedenti, cioè quello denominato DD. Calcolato questo valore per ogni pixel, si passa ai valori di radiazione attraverso le formule precedentemente esposte. Le analisi vengono fatte solo per le immagini delle ore diurne, visto che come noto la radiazione entrante ad onde corte è nulla la notte.

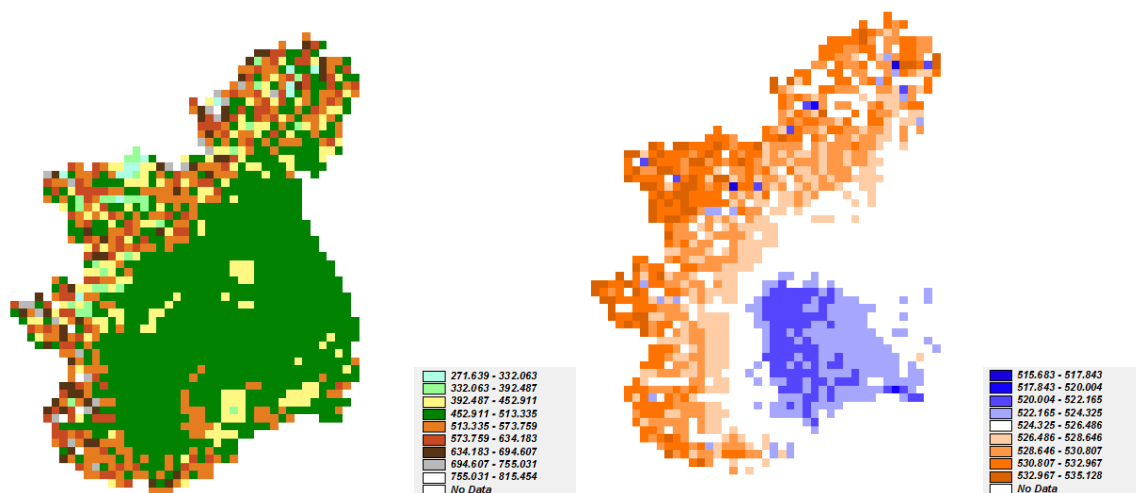


Fig. 143 – Radiazione 41-11: a) interpolata, b) Modis

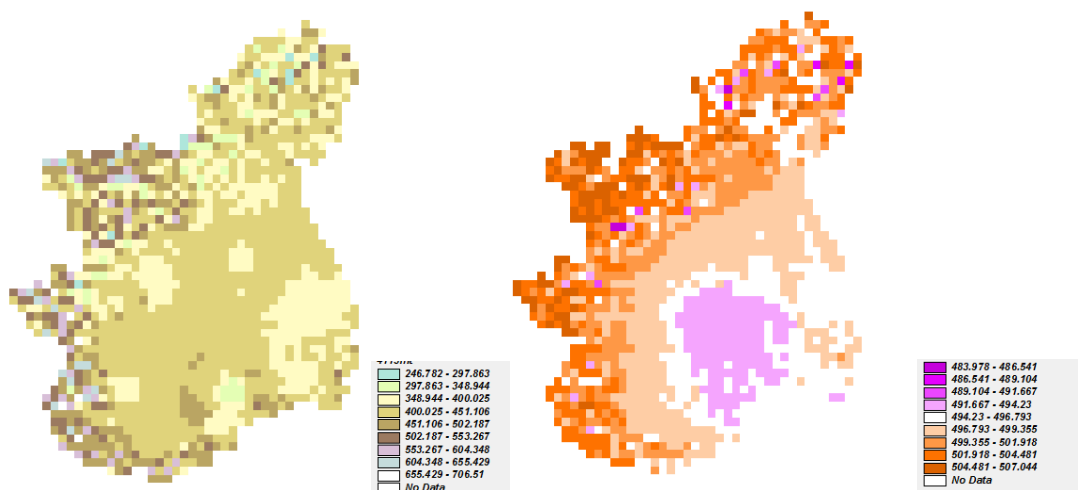


Fig. 144 - Radiazione 41-13: a) interpolata, b) Modis

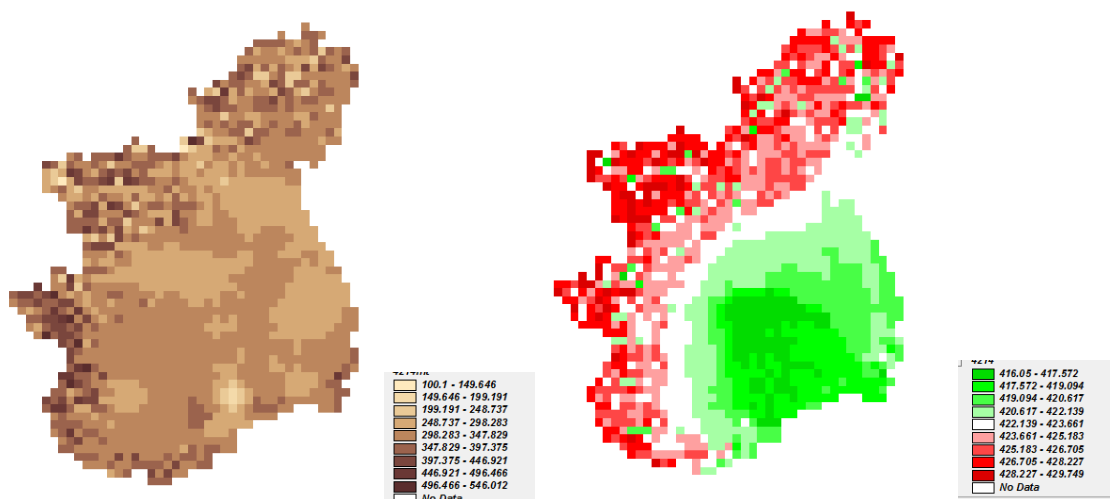


Fig. 145 - Radiazione 42-14: a) interpolata, b) Modis

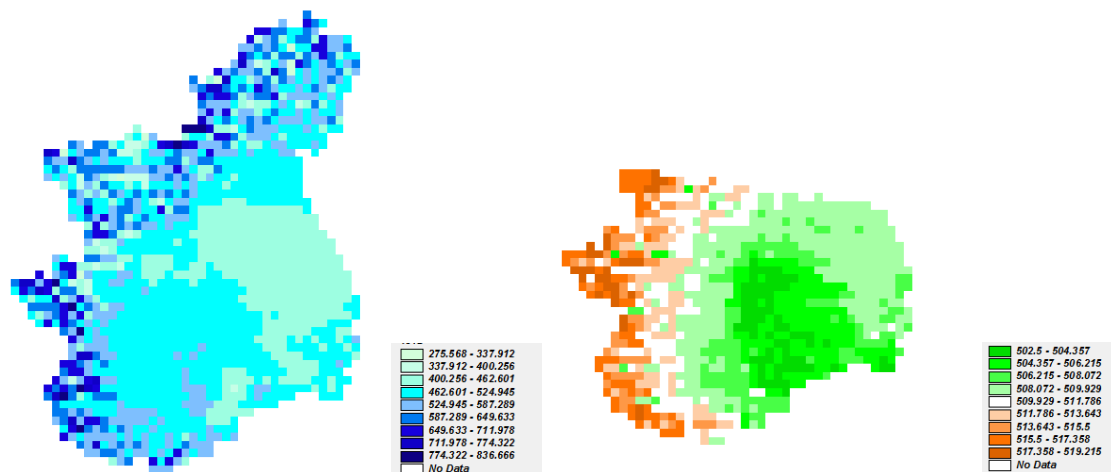


Fig. 146 - Radiazione 43-11: a) interpolata, b) Modis

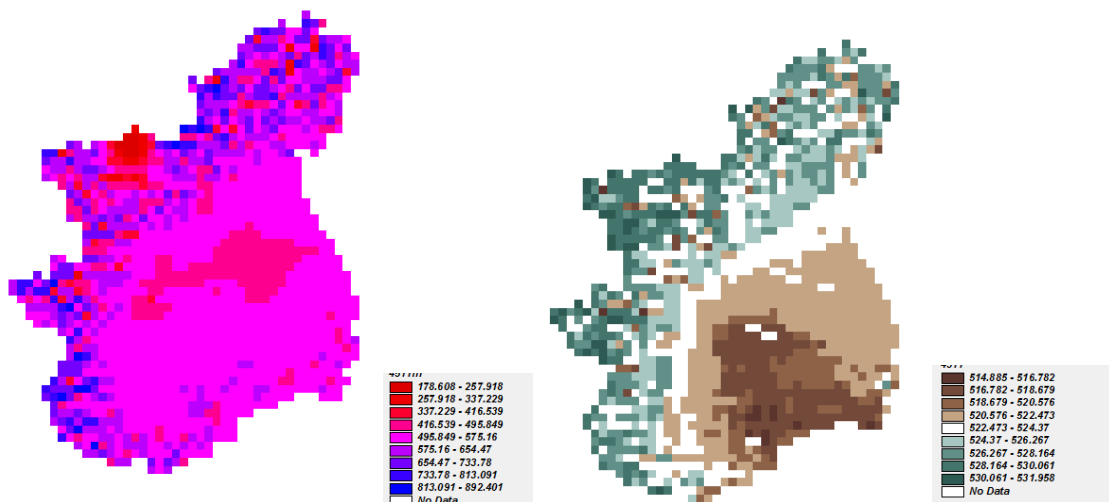


Fig. 147 - Radiazione 45-11: a) interpolata, b) Modis

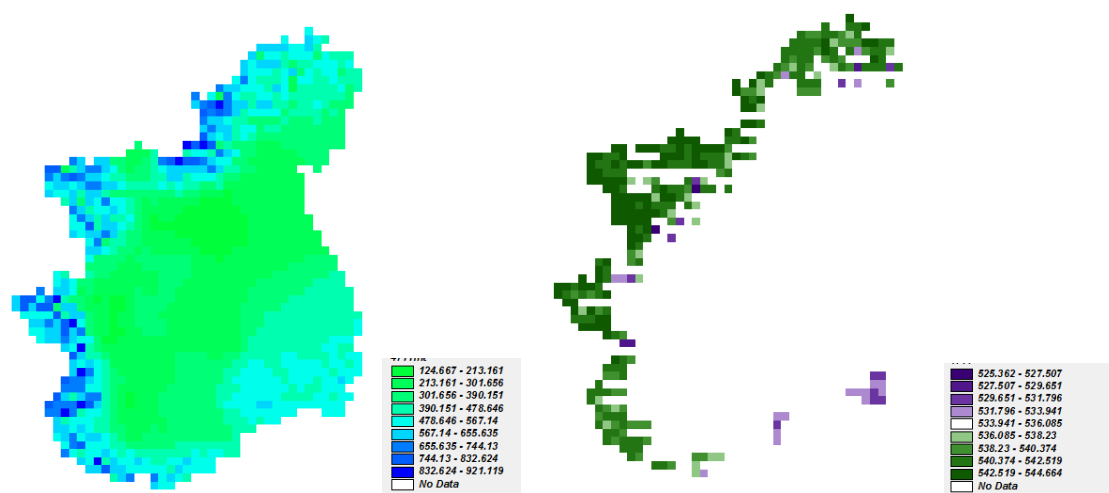


Fig. 148 - Radiazione 47-11: a) interpolata, b) Modis

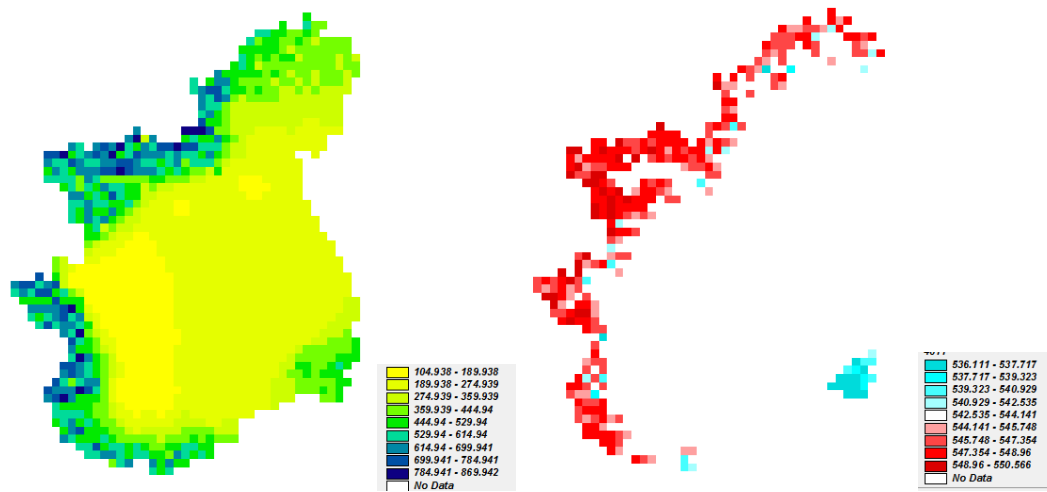


Fig. 149 - Radiazione 48-11: a) interpolata, b) Modis

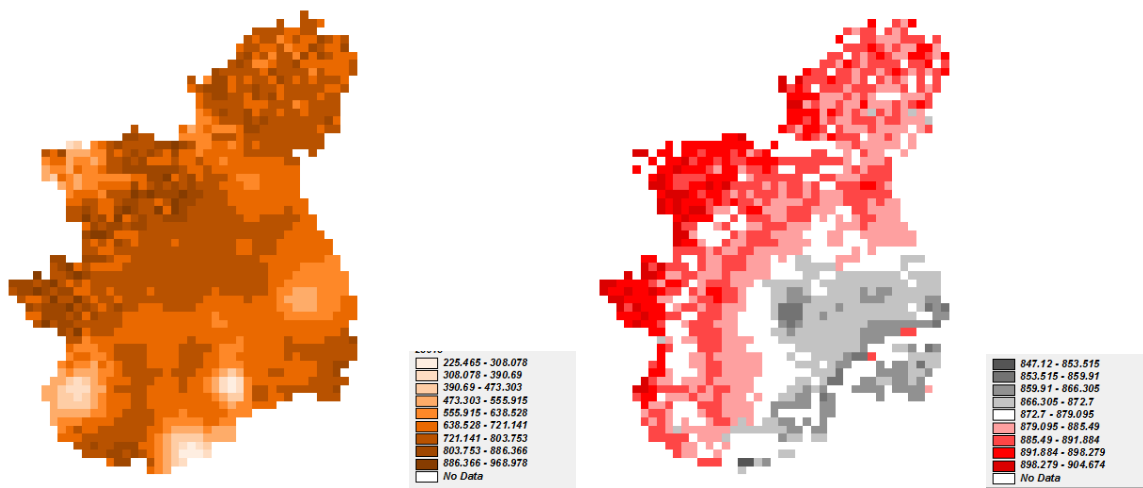


Fig. 150 - Radiazione 236-13: a) interpolata, b) Modis

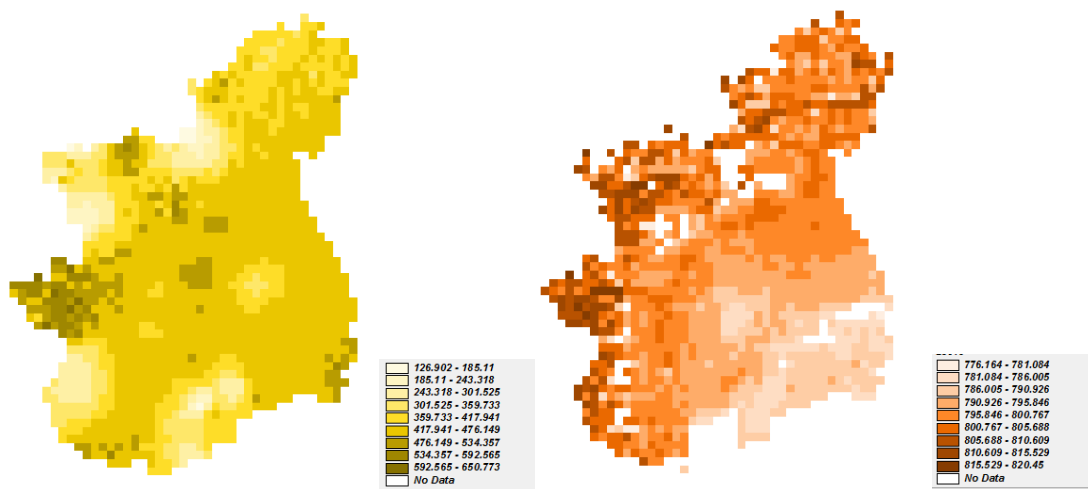


Fig. 151 - Radiazione 236-15: a) interpolata, b) Modis

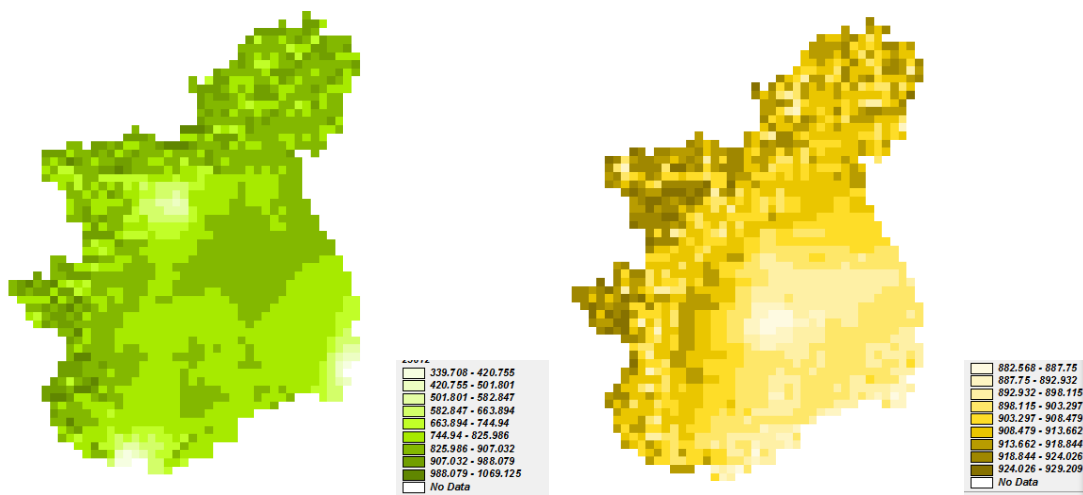


Fig. 152 - Radiazione 236-12: a) interpolata, b) Modis

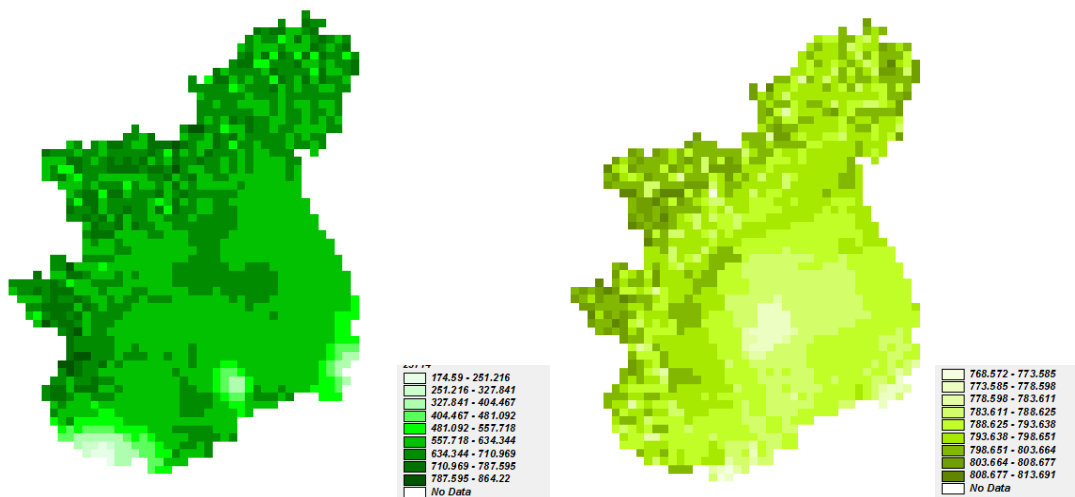


Fig. 153 - Radiazione 237-14: a) interpolata, b) Modis

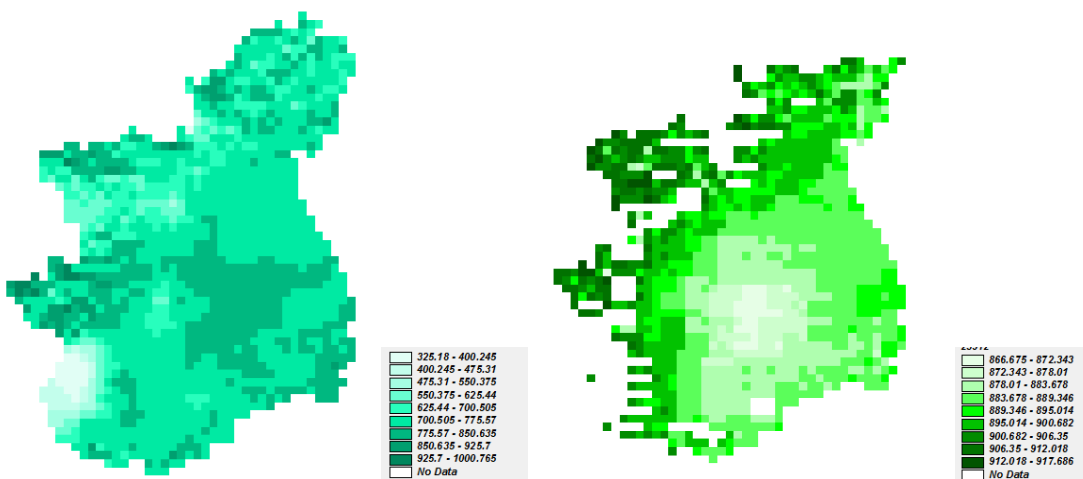


Fig. 154 - Radiazione 239-12: a) interpolata, b) Modis

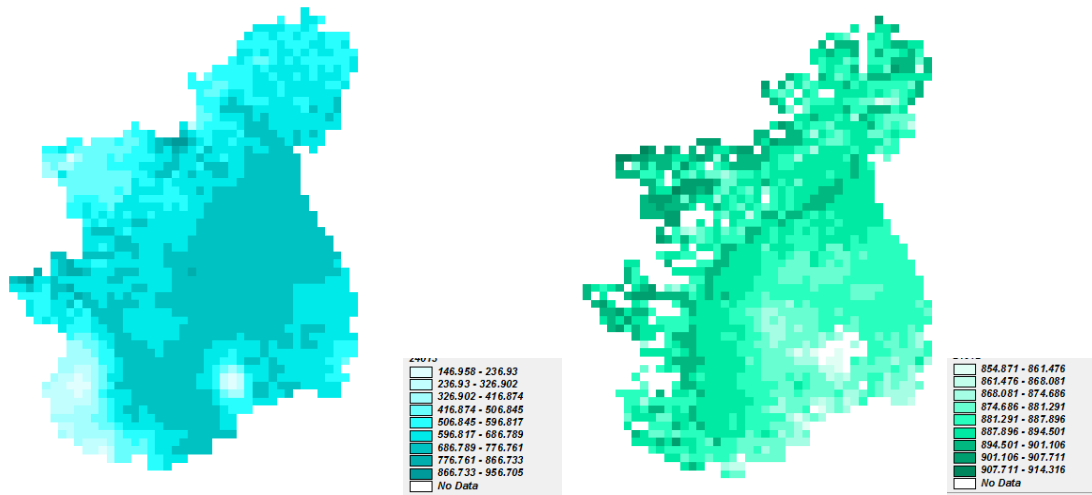


Fig. 155 - Radiazione 240-13: a) interpolata, b) Modis

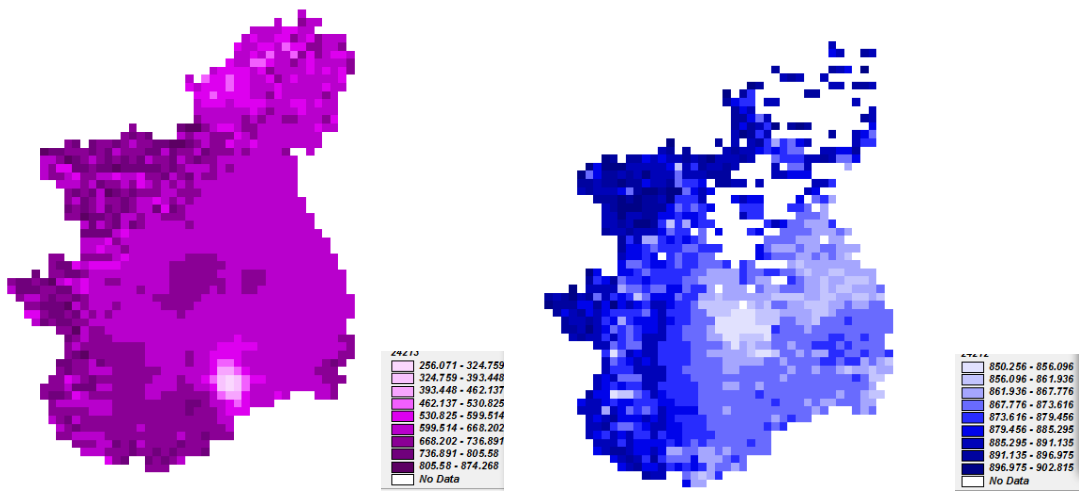


Fig. 156 - Radiazione 242-12: a) interpolata, b) Modis

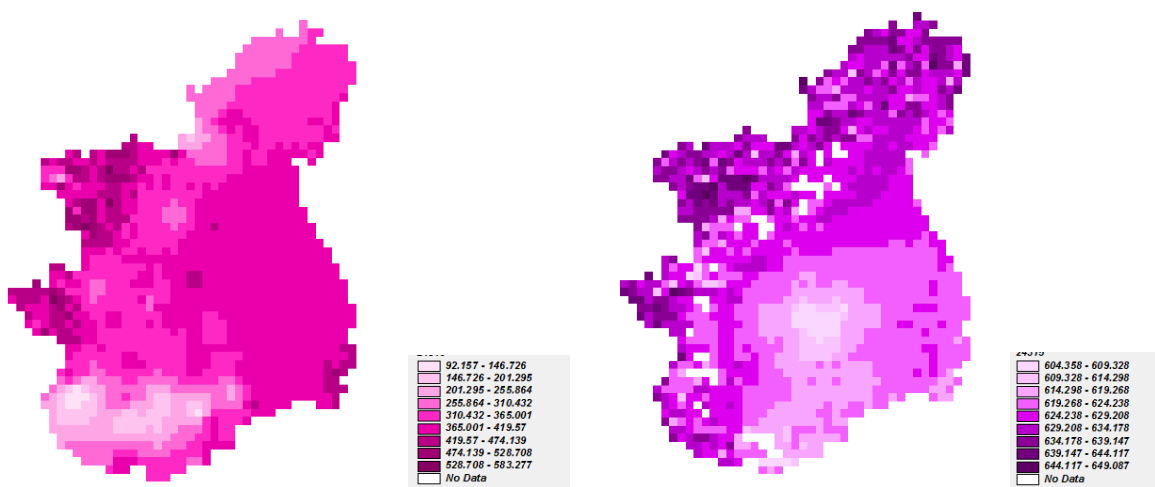


Fig. 157 - Radiazione 243-15: a) interpolata, b) Modis

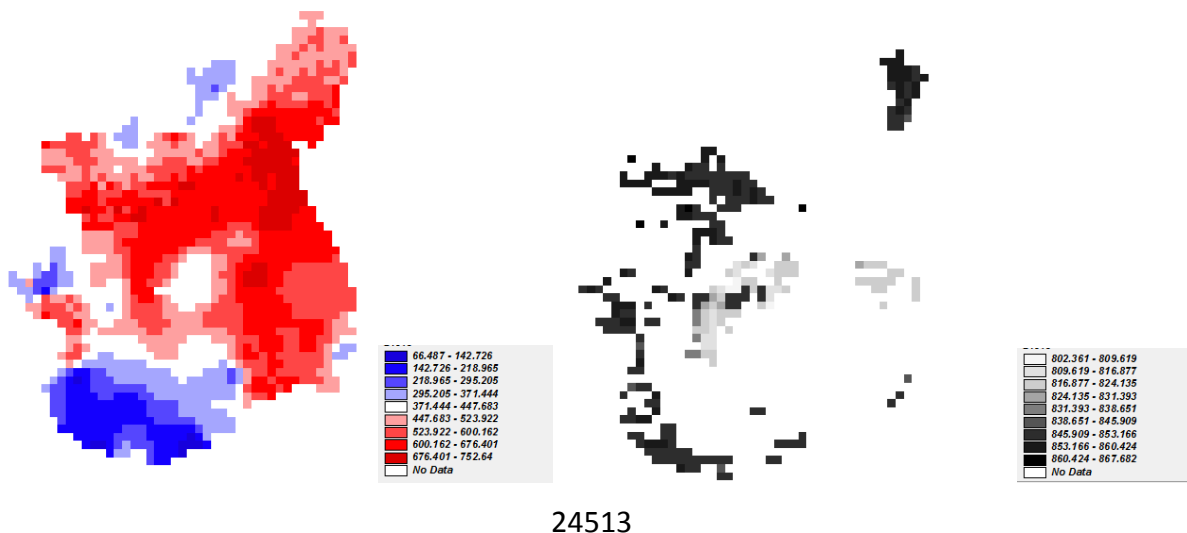


Fig. 158 - Radiazione 245-13: a) interpolata, b) Modis

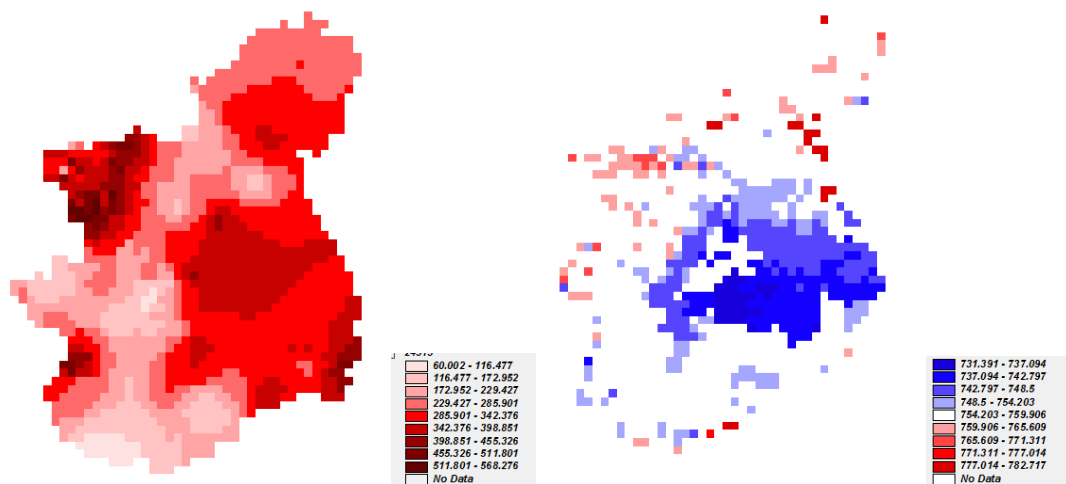


Fig. 159 - Radiazione 245-15: a) interpolata, b) Modis

Dal confronto tra le mappe ottenute da MODIS con i valori delle singole stazioni si è ricavato un valore medio degli errori pari a 60.1 W/m^2 (con varianza media pari a 2639.1 W/m^2) (Fig.160) e di 121 W/m^2 (con varianza media pari a 15493.1 W/m^2) rispettivamente per il mese di Febbraio e per il mese di Agosto. I dati da satellite sovrastimano la radiazione (Fig.161).

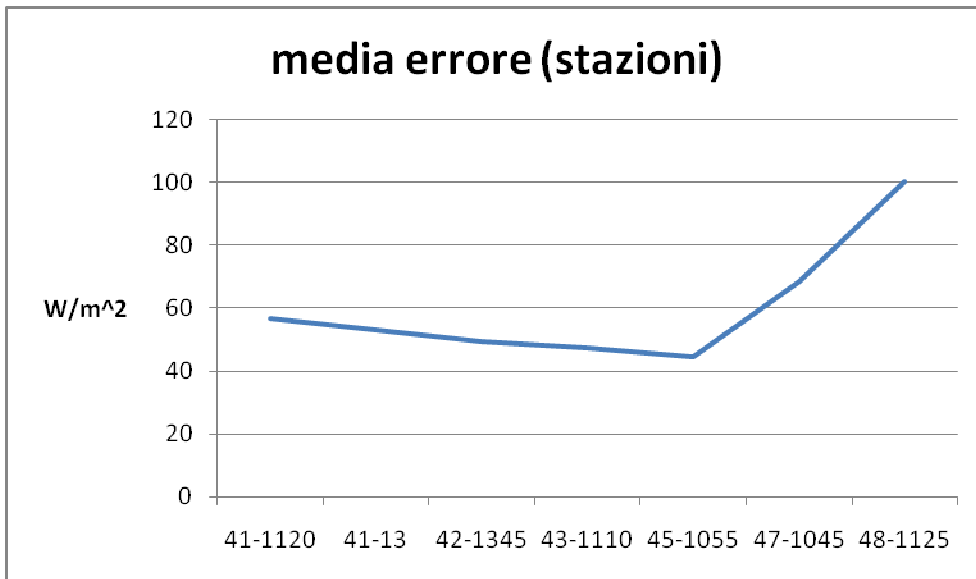


Fig. 160 - Radiazione febbraio - confronto con stazioni

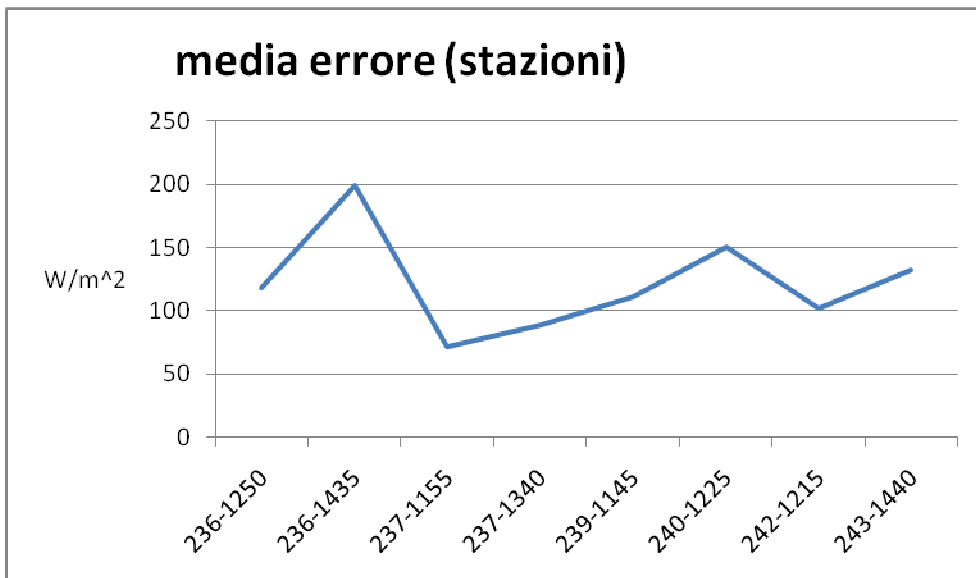


Fig. 161 - Radiazione agosto - confronto con stazioni

Confrontando invece le mappe di radiazione ottenute dalla rielaborazione delle immagini da satellite con le mappe realizzate interpolando i dati delle stazioni, si è riscontrato un errore medio di $81,3 \text{ W/m}^2$ (con varianza pari a $3613.3 \text{ (W/m}^2)^2$) nel mese di febbraio mentre in Agosto tale valore si è alzato a 210 W/m^2 (con varianza pari a $7425.7 \text{ (W/m}^2)^2$). Anche in questo caso i dati da satellite sovrastimano la radiazione (FIG.162, 163).

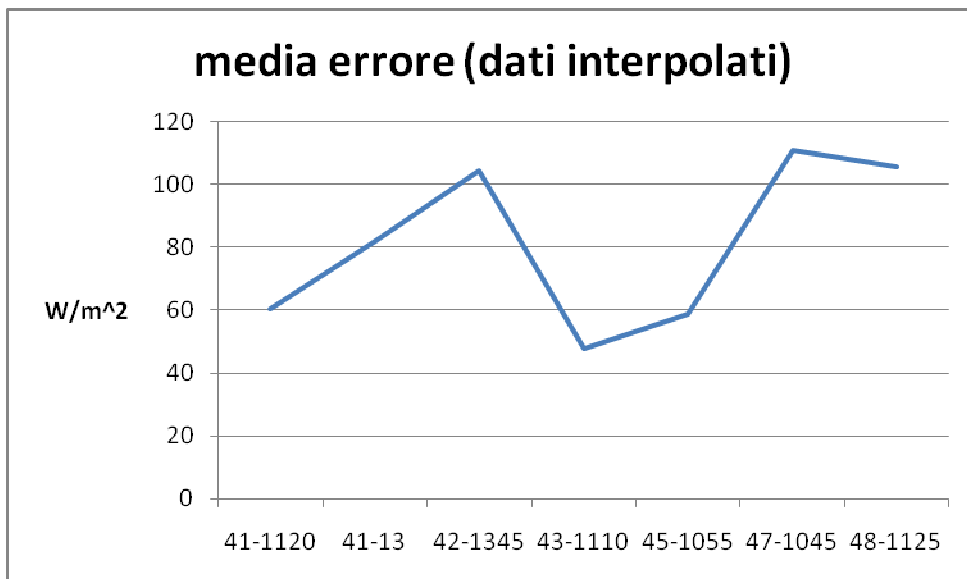


Fig. 162 - Radiazione febbraio - confronto con dati interpolati

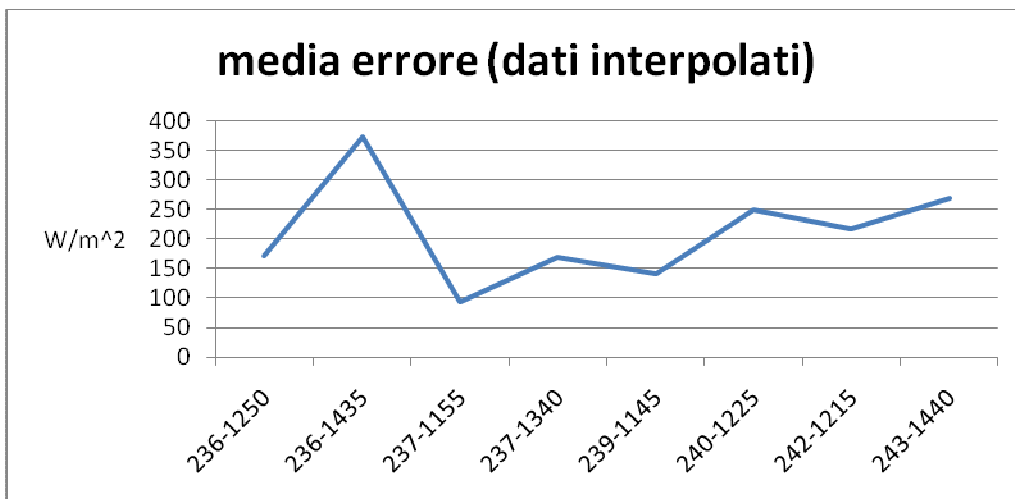


Fig. 163 - Radiazione agosto - confronto con dati interpolati

Come si vede dai seguenti grafici la varianza è minore nel mese di febbraio rispetto ad agosto (Fig. 164, 165).

Analizzando quindi questa variabile si denota ancora una volta che le analisi fatte sono più attendibili quando la radiazione è minore (nel mese di Febbraio).

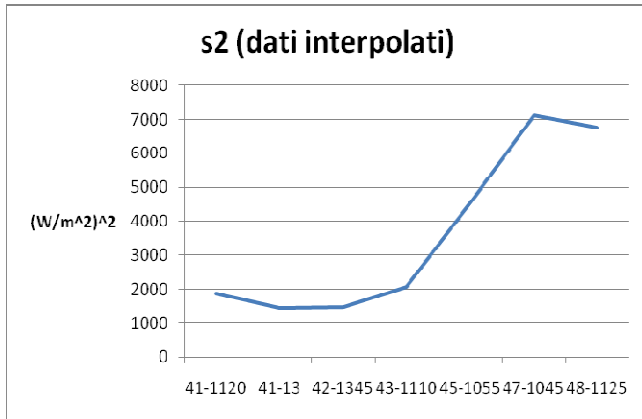


Fig. 164 - Febbraio-radiazione-s2

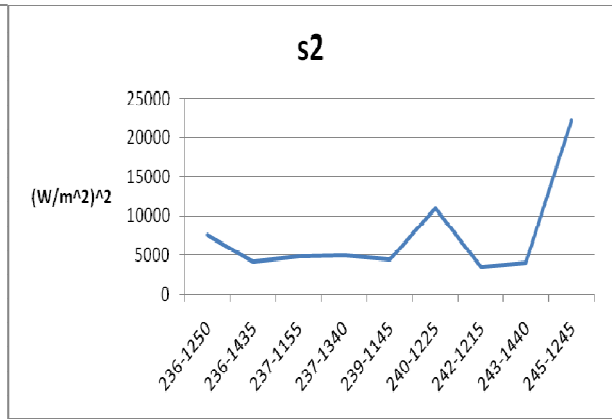


Fig. 165 - Agosto-radiazione-s2

Per dimostrare l'attendibilità del confronto si analizza l'indice di Nash per i quattro confronti. In tutti i casi, come si può notare dai grafici, l'indice assume valori accettabili (fig.166, 167, 168, 169).

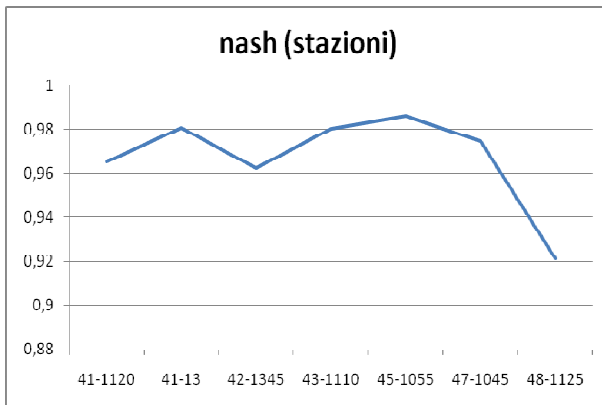


Fig. 166 - Feb radiazione confronto stazioni

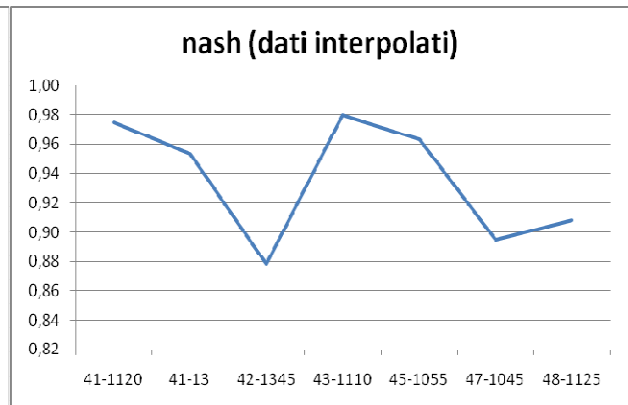


Fig. 167 - Feb radiazione confronto dati interpolati

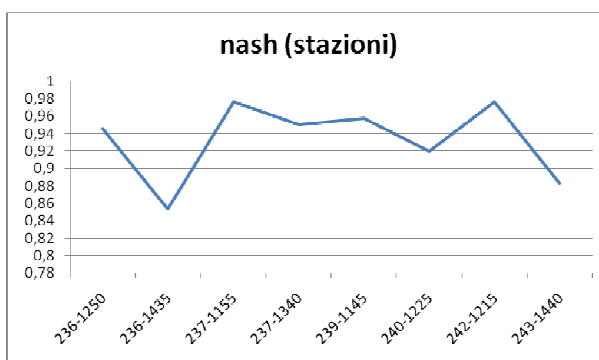


Fig. 168 - Agosto radiazione confronto stazioni

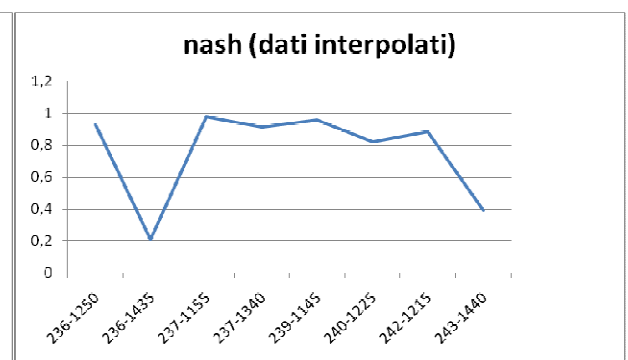


Fig. 169 - Agosto radiazion confronto dati interpolati

Per quanto riguarda le medie dei valori delle singole mappe, sono riportati di seguito gli andamenti (Fig.170, 171). Per quanto riguarda le analisi effettuate per il mese di agosto da entrambi i grafici si denota che i dati ricavati da satellite sovrastimano la radiazione.

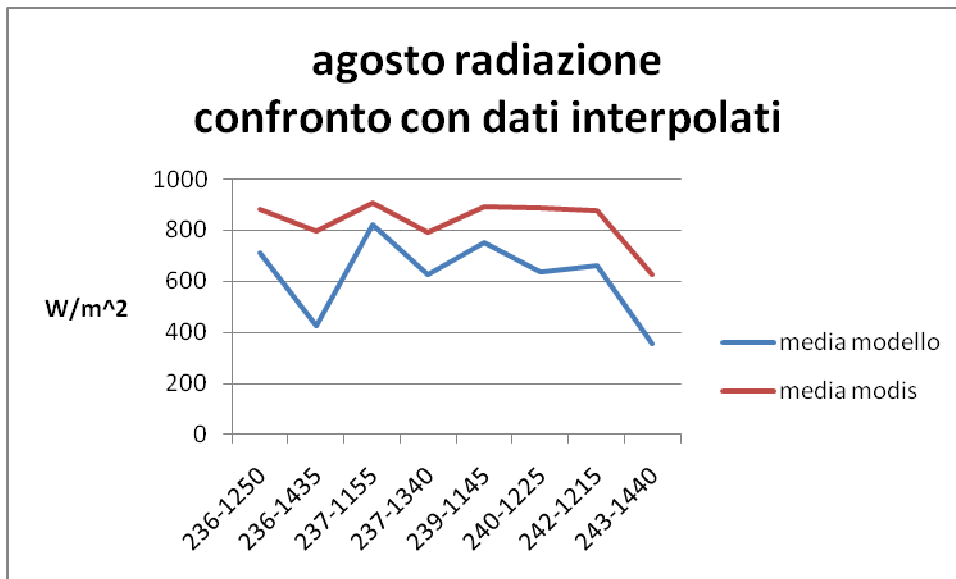


Fig. 170 - Agosto-radiazione-confronto modis-dati interpolati

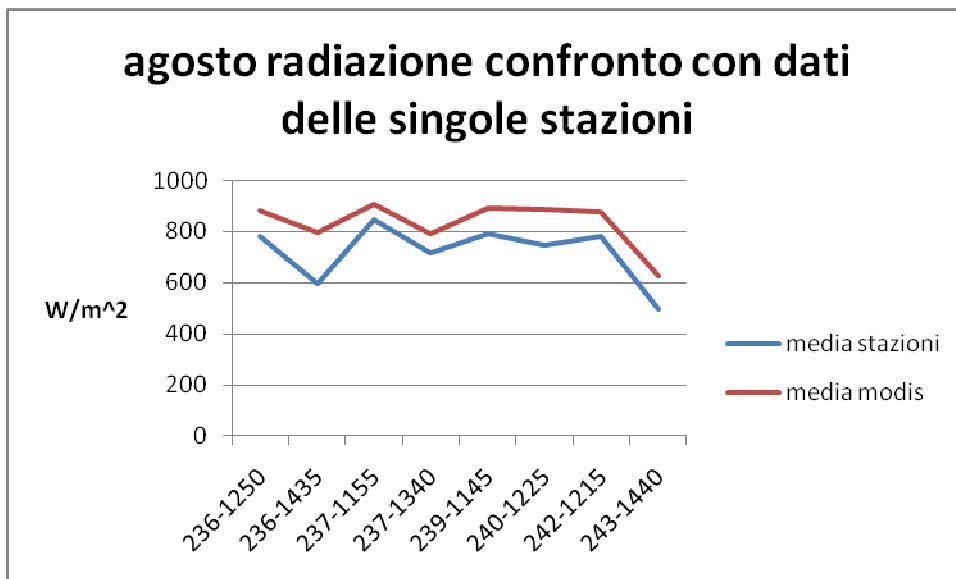


Fig. 171 - Agosto-radiazione-confronto modis-stazioni

Per quanto riguarda il mese di febbraio i valori ricavati sono più simili, anche se tendono comunque a sovrastimare la radiazione(Fig.172, 173).

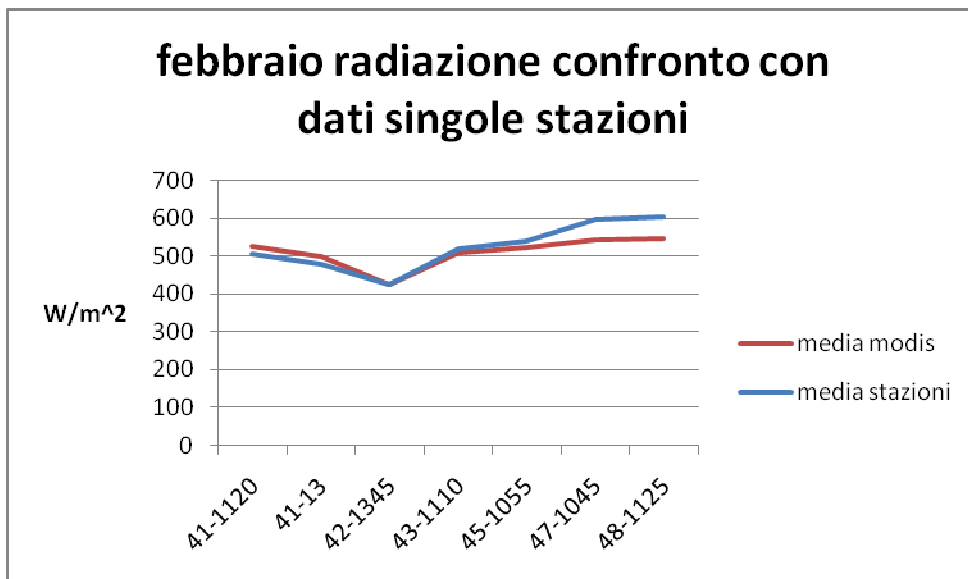


Fig. 172 - Agosto-radiazione-confronto modis-stazioni

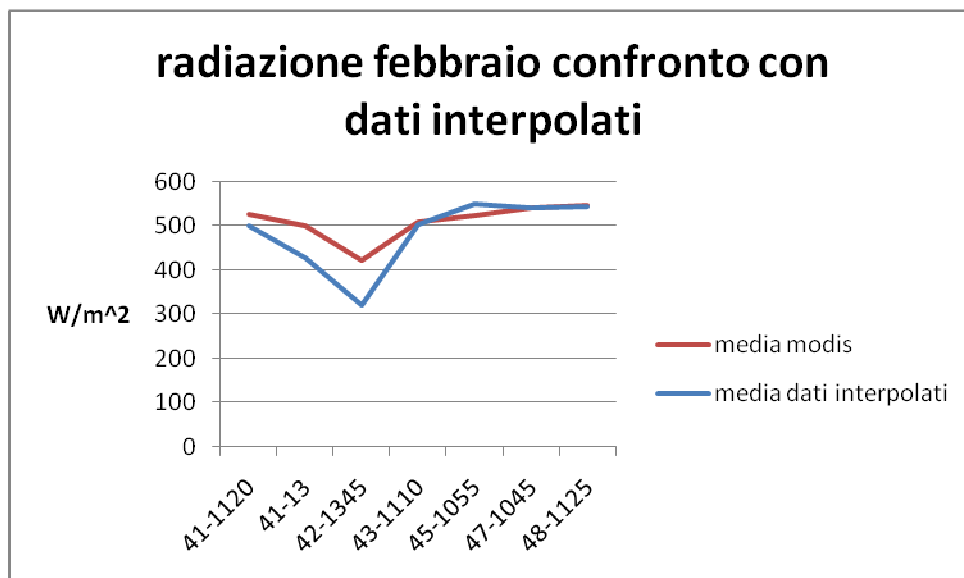


Fig. 173 - Febbraio-radiazione-confronto modis-dati interpolati

3.3. Effetto della topografia

Si confrontano ora le immagini ricavate da MODIS con le immagini di radiazione interpolate dalla misura della stazione senza tener conto degli effetti morfologici, senza considerare cioè le variazioni dovute alle zone in ombra e alla parte diffusa e riflessa della radiazione entrante ad onde corte.

Di seguito sono riportate per due date (giorno 41 alle 13.00 e il giorno 245 alle 13.00) delle mappe di radiazione di misure al suolo interpolate senza considerare gli effetti delle zone in ombra sulla radiazione (Fig. 174, Fig.176), e tenendo conto degli effetti morfologici (Fig.175, Fig.177).

Come si può vedere dalle immagini le differenze più significative si riscontrano in montagna, mentre in pianura i risultati sono simili, essendo una zona dove non si risente molto dell'effetto delle ombre.

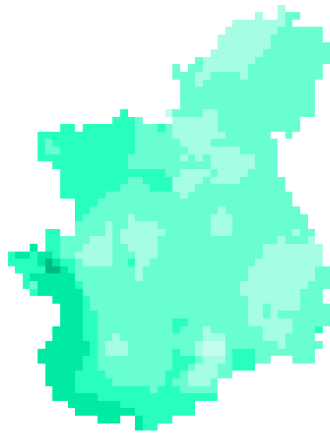


Fig. 174 - 41-13Radiazione senza ombre

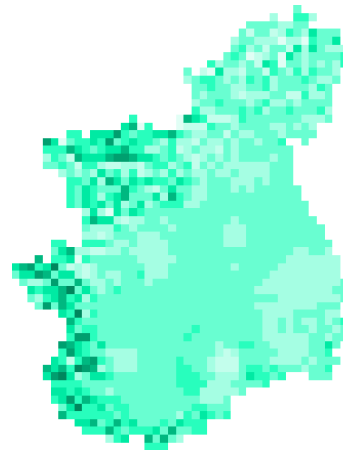


Fig. 175 - 41-13-Radiazione con ombre

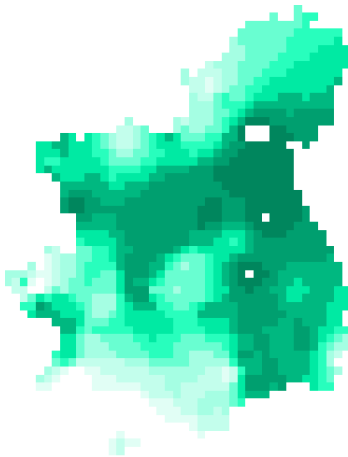


Fig. 176 - 245-13-Radiazione senza ombre



Fig. 177 - 245-13-Radiazione con ombre

La maggior parte delle aree del bacino sono caratterizzate da pianura, ma per il fatto che in pianura non si riscontrano grosse differenze tra l'algoritmo che considera o meno le ombre, la media dei valori dei singoli pixel delle immagini con le ombre è molto vicina a quella delle immagini senza ombra, come si può vedere dai seguenti grafici (Fig.178, 179).

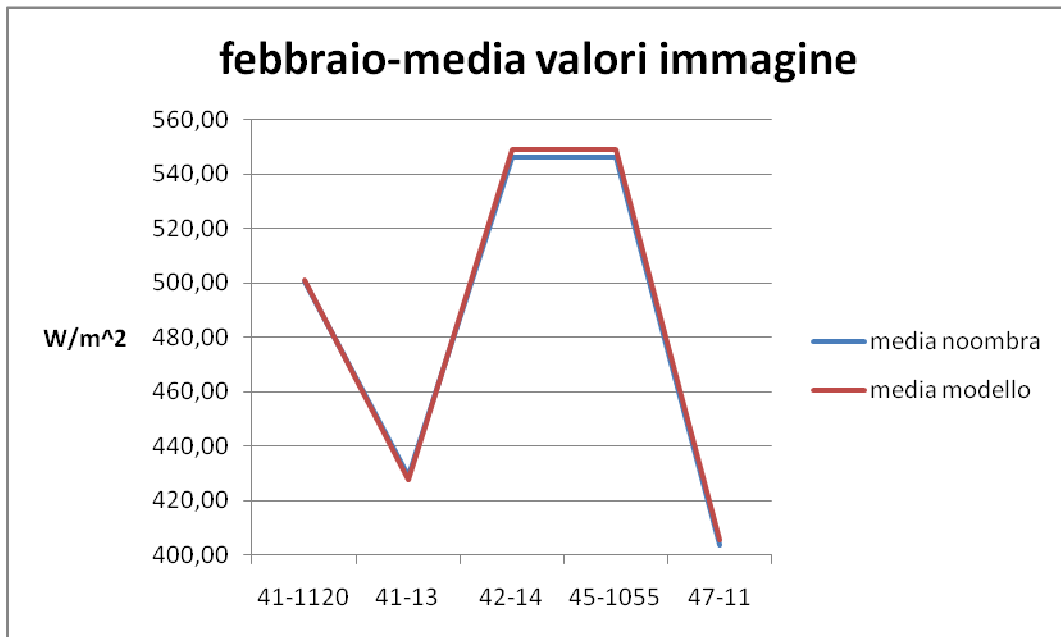


Fig. 178 - Febbraio-radiazione-confronto senza ombre con ombre

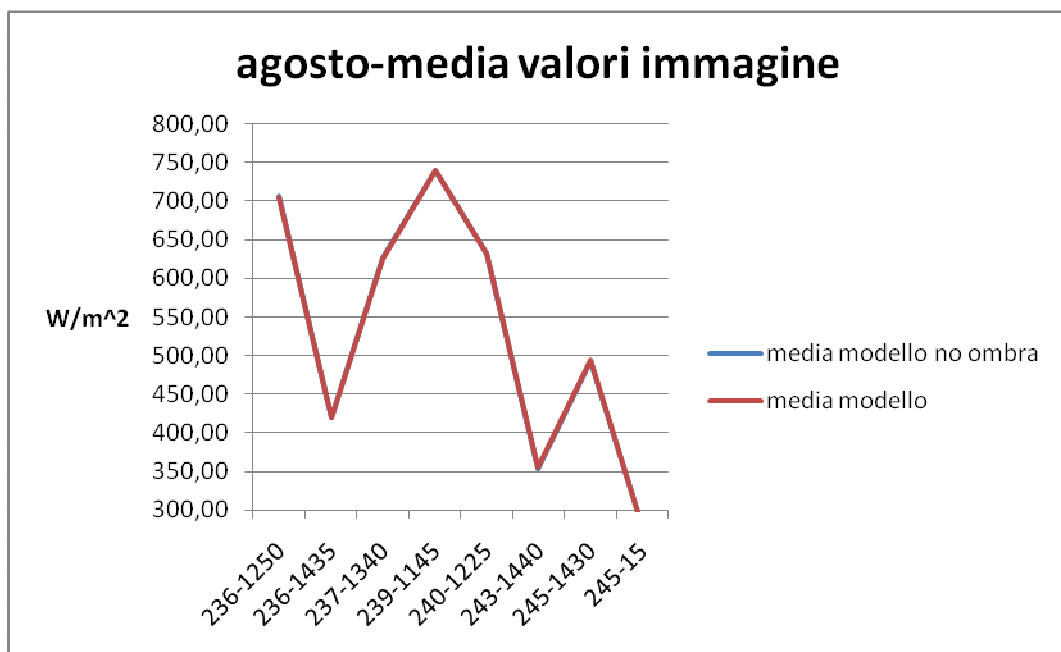


Fig. 179 - Agosto-radiazione-confronto senza ombre con ombre

Se si analizza invece la media delle differenze e la varianza si riscontrano discostamenti più significativi, ma che comunque rimangono molto ridotti nel campo della radiazione con errori relativi ridotti (Fig.180, 181, 182, 183).

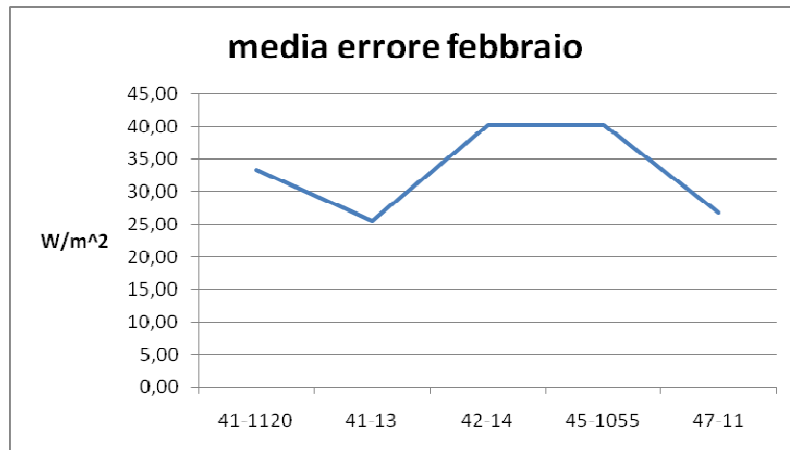


Fig. 180 - Febbraio-radiazione-confronto senza ombre con ombre

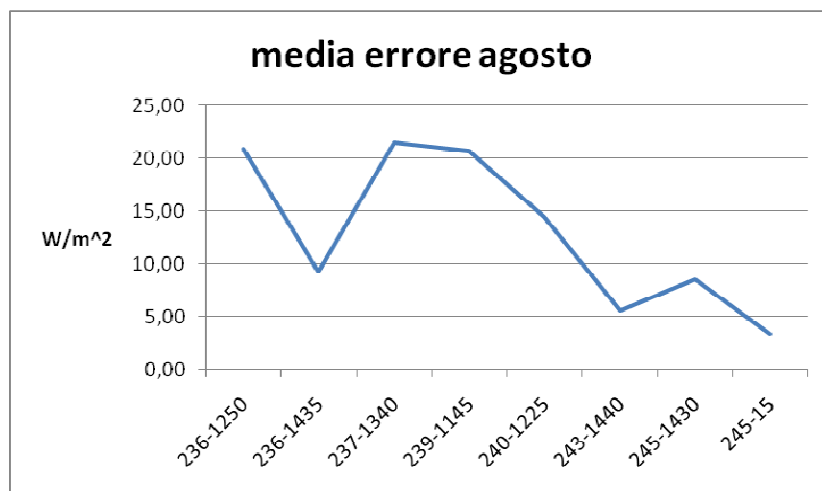


Fig. 181 - Agosto-radiazione-confronto immagini con ombre-senza ombre

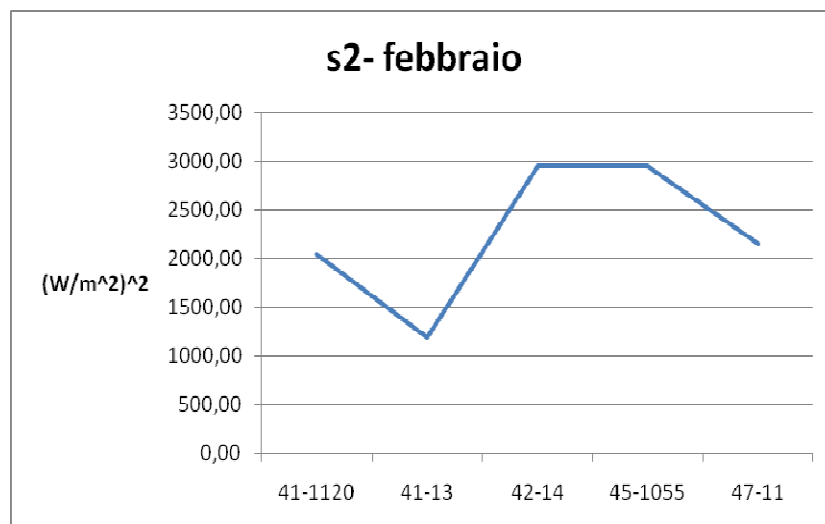


Fig. 182 - Febbraio-radiazione-confronto immagini con ombre-senza ombre

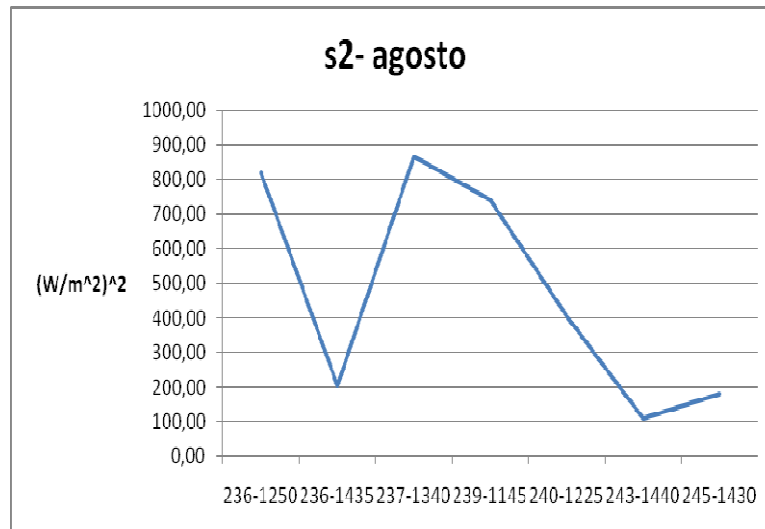


Fig. 183 - Agosto-radiazione-confronto senza ombre con ombre

3.4. Dato da Seviri

La radiazione ad onda corta entrante (down-welling surface short-wave radiation flux DSSF) si riferisce a quella parte di energia di radiazione nell'intervallo di lunghezza d'onda tra $0.3\mu\text{m}$ e $4.0\mu\text{m}$ che raggiunge la superficie terrestre nell'unità di tempo e per unità di superficie. DSSF dipende dall'angolo dello zenith solare, dalla copertura delle nuvole e in parte anche dall'assorbimento dell'atmosfera e dalla riflettività della superficie terrestre (surface albedo).

Sono applicati diversi algoritmi nei casi di cielo coperto e nei casi di cielo limpido. Nei casi di cielo coperto la radiazione che raggiunge il terreno è considerevolmente ridotta poiché viene riflessa dalle nubi. Quanto più risultano luminose le nubi dalle immagini satellitari quanto meno radiazione raggiunge il terreno. È quindi necessario calcolare l'albedo relativo alla parte superiore di atmosfera, applicando una conversione a banda larga e un modello di dipendenza angolare. Se il cielo è coperto, l'albedo della parte superiore di atmosfera è la variabile più importante da inserire nella parametrizzazione fisica della radiazione. Se invece il cielo è limpido si procede con una parametrizzazione empirica che determina la trasmissione dell'atmosfera come una funzione delle concentrazione dei diversi costituenti dell'atmosfera stessa [9].

Scaricate le immagini di radiazione dal satellite Meteosat, si confrontano queste con la radiazione ricavata dal Modis e con i dati interpolati a terra.

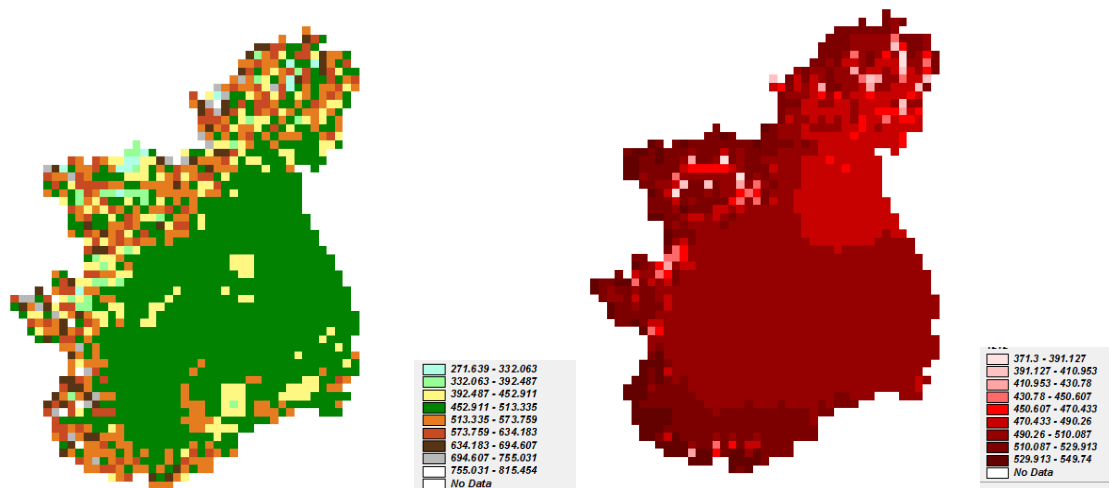


Fig. 184 - Radiazione 41-12: a) interpolata, b) Meteosat

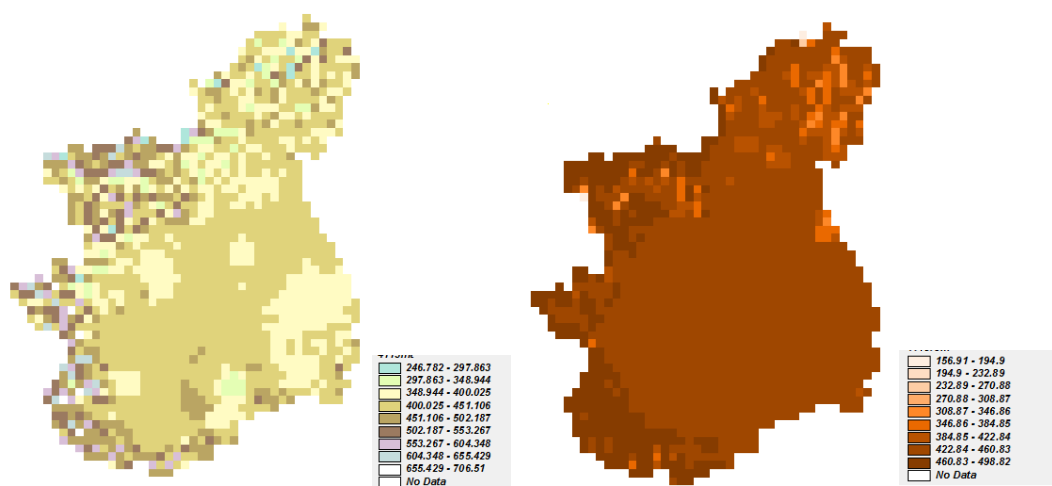


Fig. 185 - Radiazione 41-13: a) interpolata, b) Meteosat

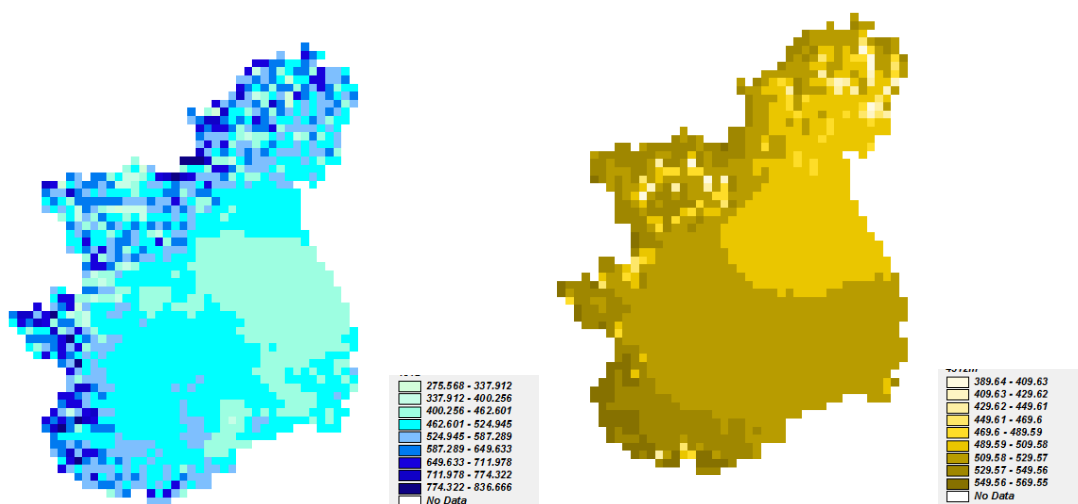


Fig. 186 - Radiazione 43-12: a) interpolata, b) Meteosat

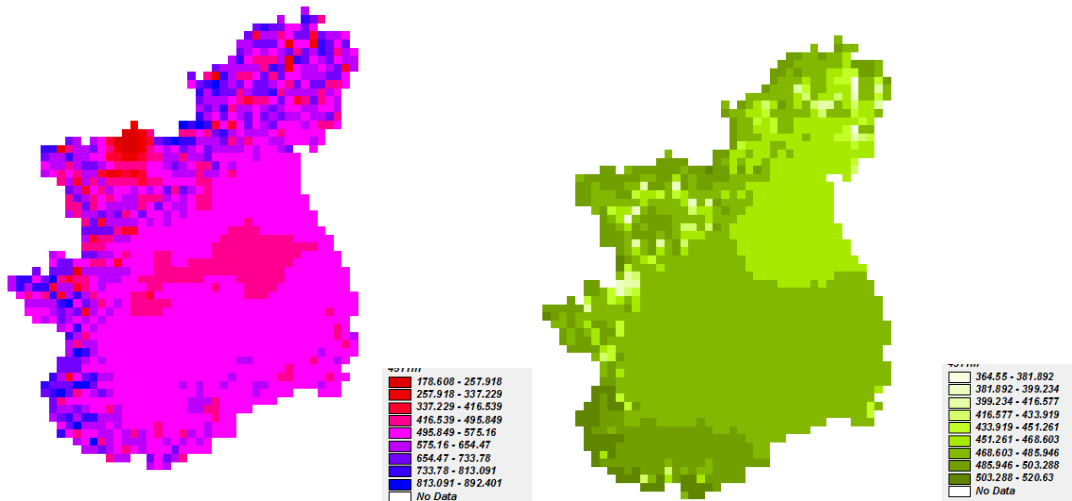


Fig. 187 – Radiazione 45-11: a) interpolate, b) Meteosat

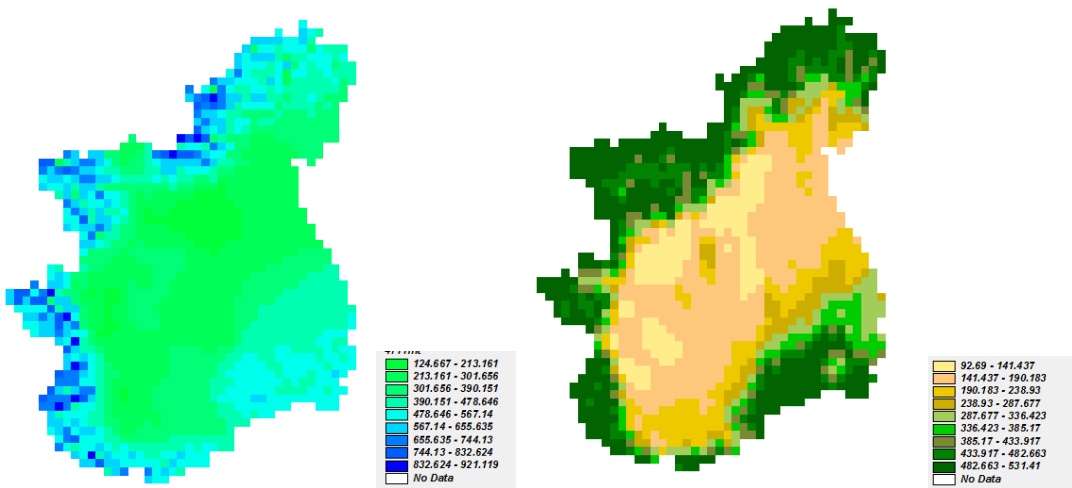


Fig. 188 - Radiazione 47-11: a) interpolate, b) Meteosat

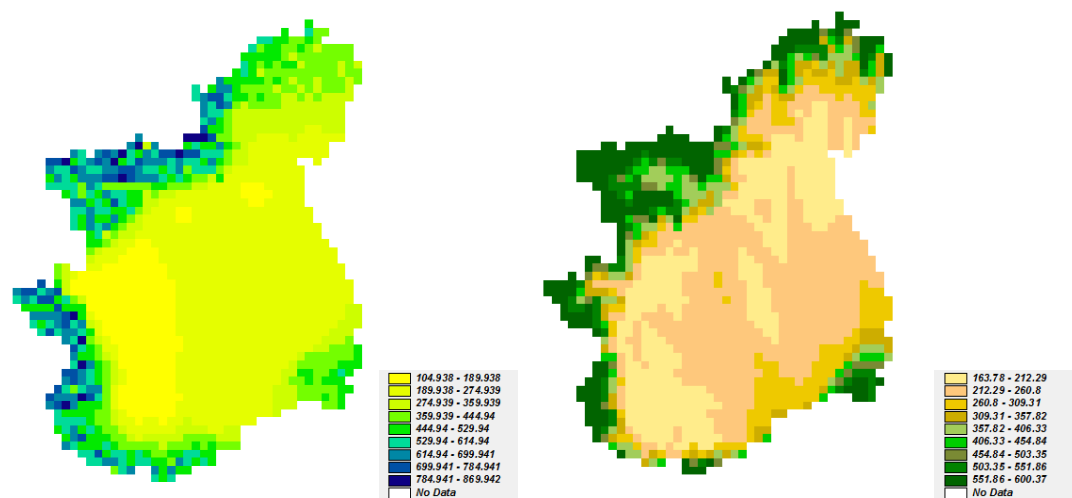


Fig. 189 - Radiazione 48-12: a) interpolate, b) Meteosat

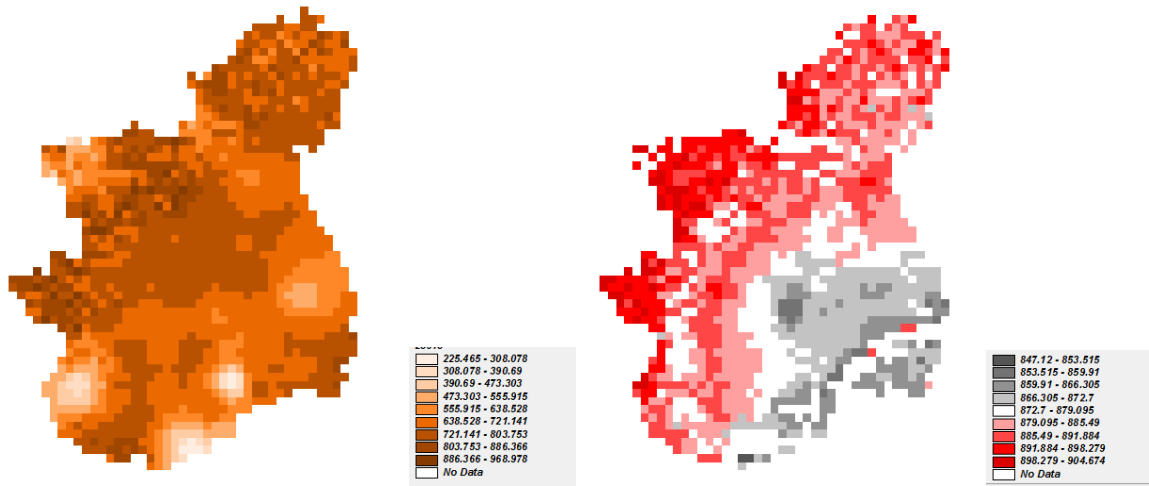


Fig. 190 - Radiazione 236-13: a) interpolata, b) Meteosat

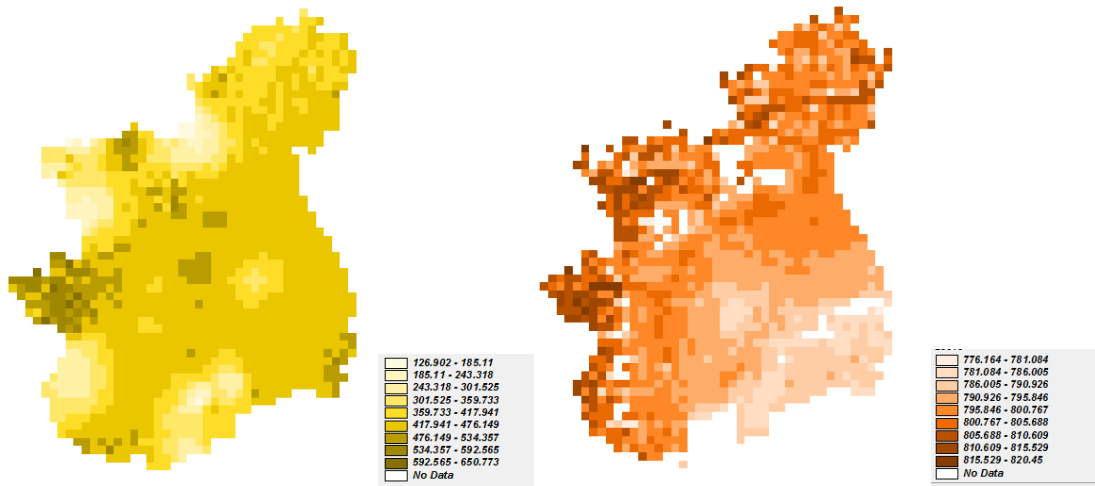


Fig. 191 - Radiazione 236-15: a) interpolata, b) Meteosat

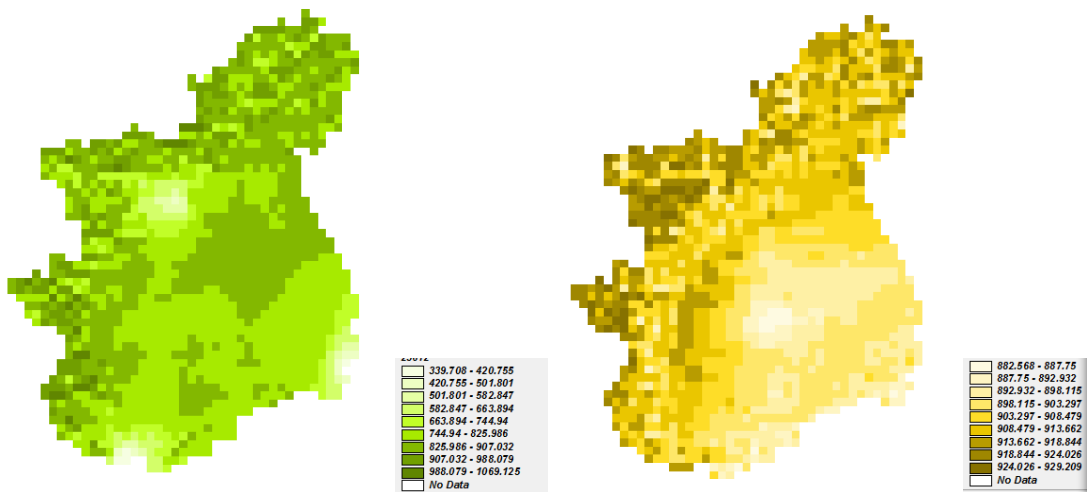


Fig. 192 - Radiazione 236-12: a) interpolata, b) Meteosat

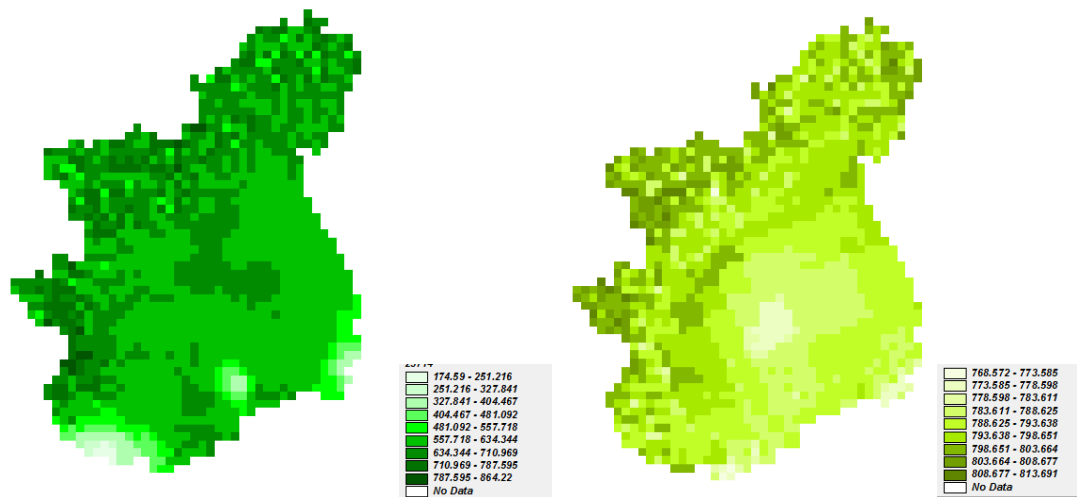


Fig. 193 - Radiazione 237-14: a) interpolata, b) Meteosat

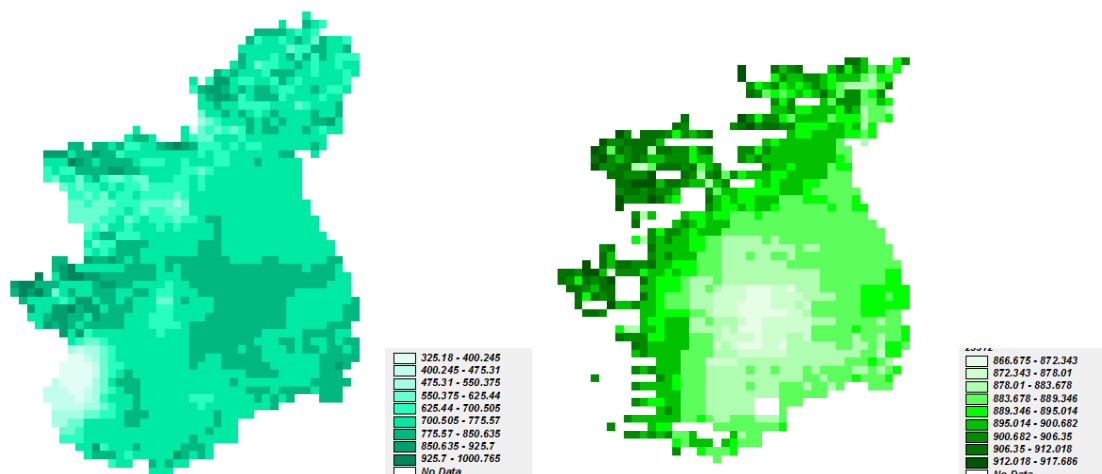


Fig. 194 - Radiazione 239-12: a) interpolata, b) Meteosat

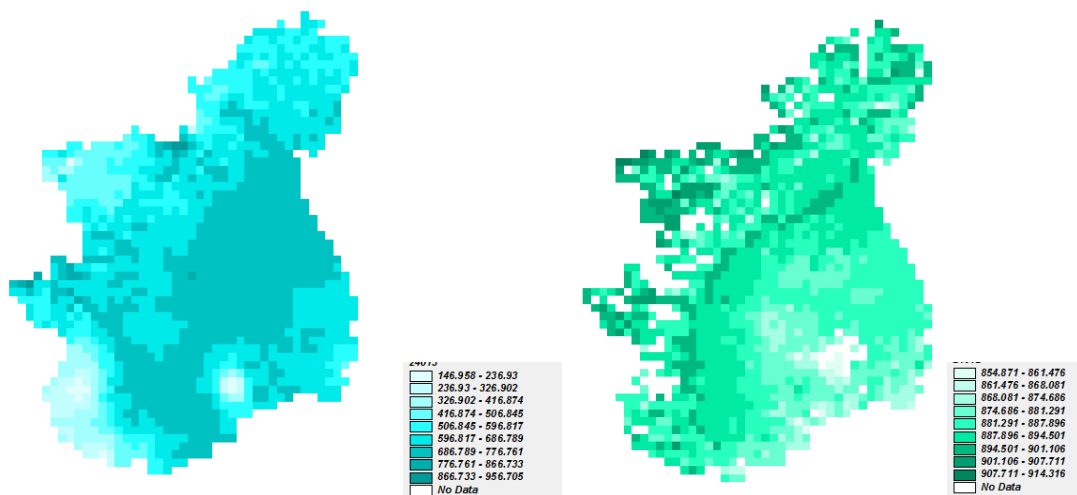


Fig. 195 - Radiazione 240-13: a) interpolata, b) Meteosat

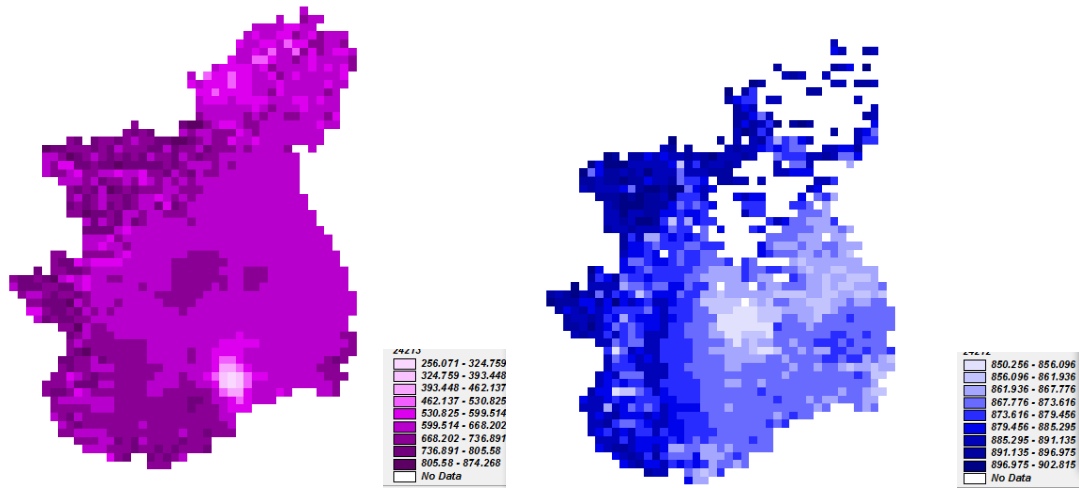


Fig. 196 - Radiazione 242-12: a) interpolata, b) Meteosat

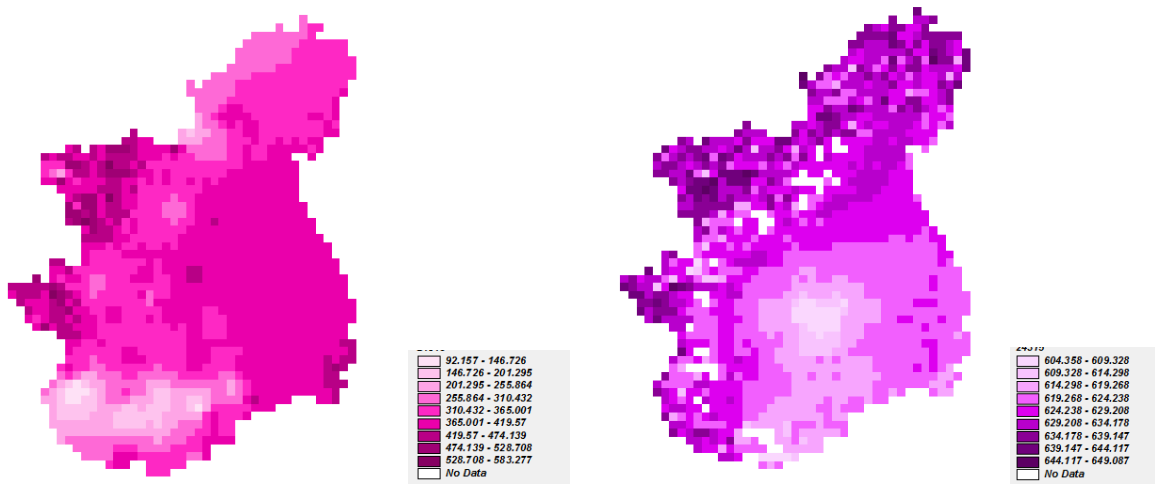


Fig. 197 - Radiazione 243-15: a) interpolata, b) Meteosat

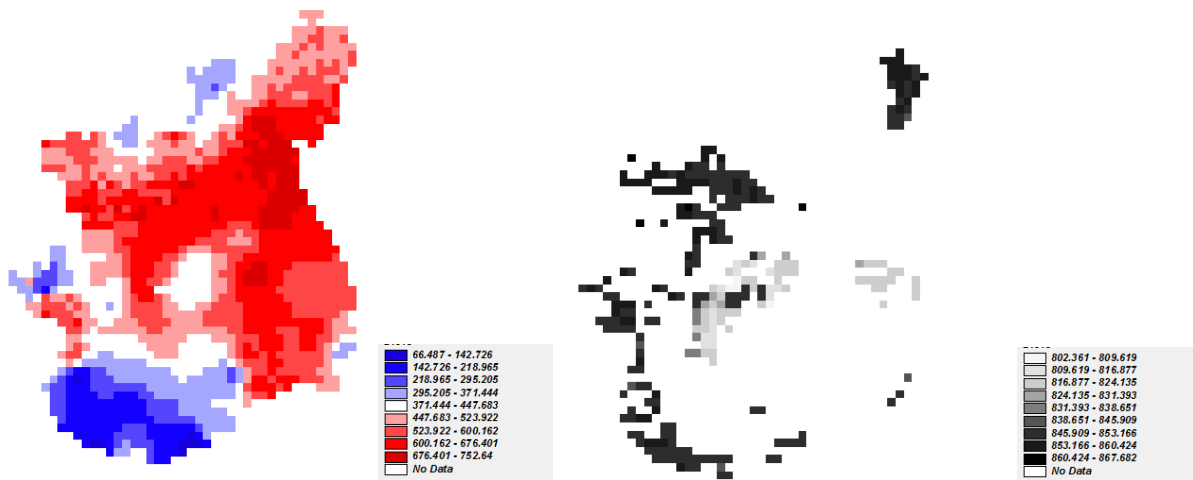


Fig. 198 - Radiazione 245-13: a) interpolata, b) Meteosat

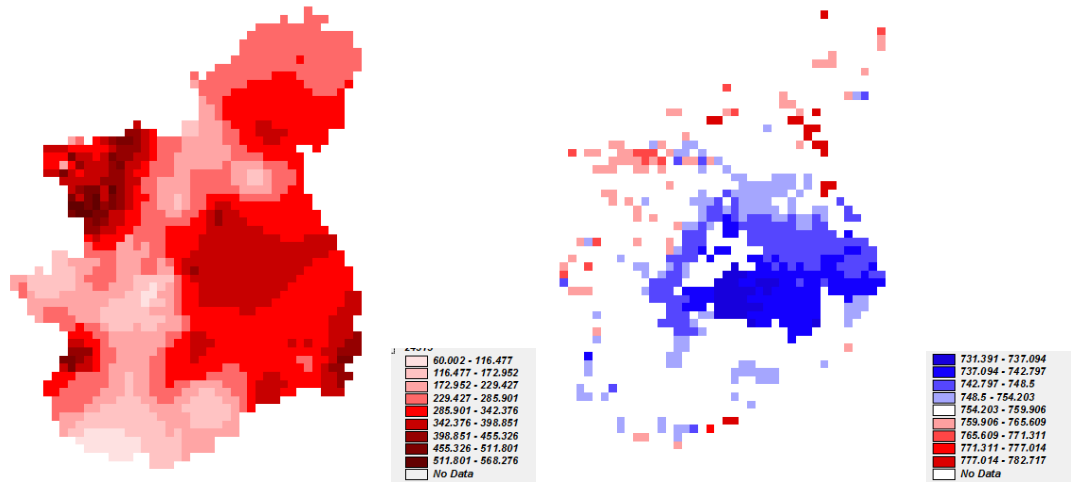


Fig. 199 - Radiazione 245-15: a) interpolata, b) Meteosat

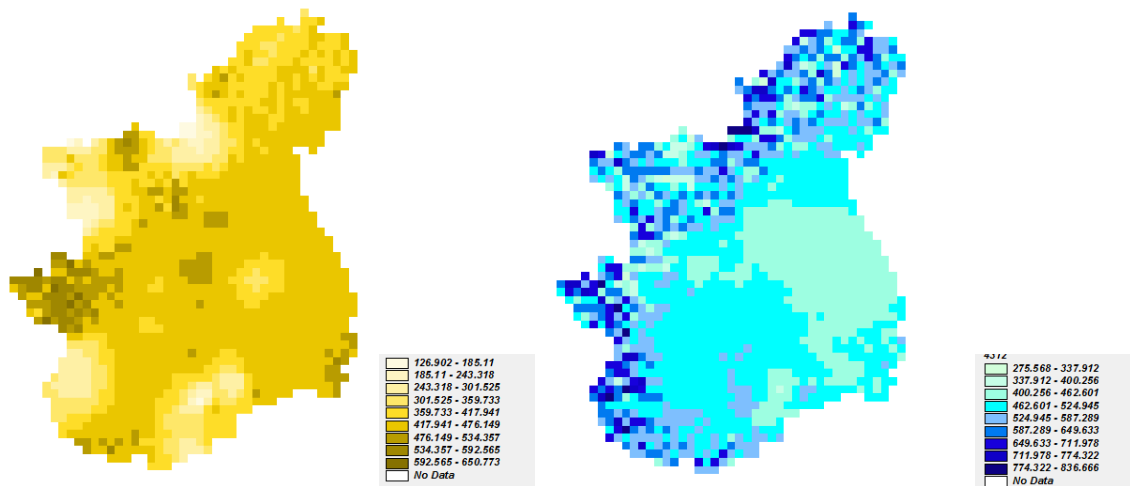


Fig. 200 - Radiazione 236-15: a) interpolata, b) Meteosat

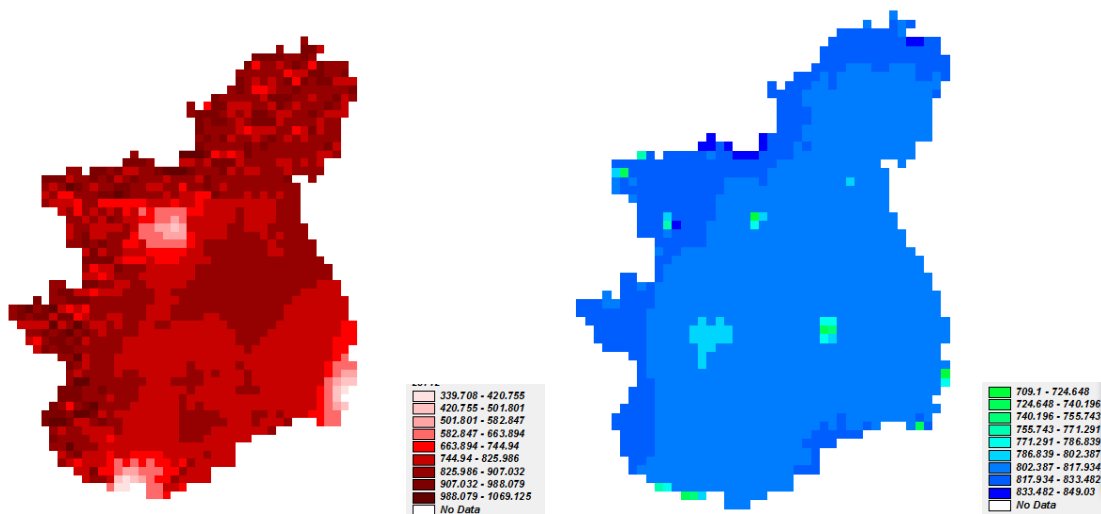


Fig. 201 - Radiazione 237-12: a) interpolata, b) Meteosat

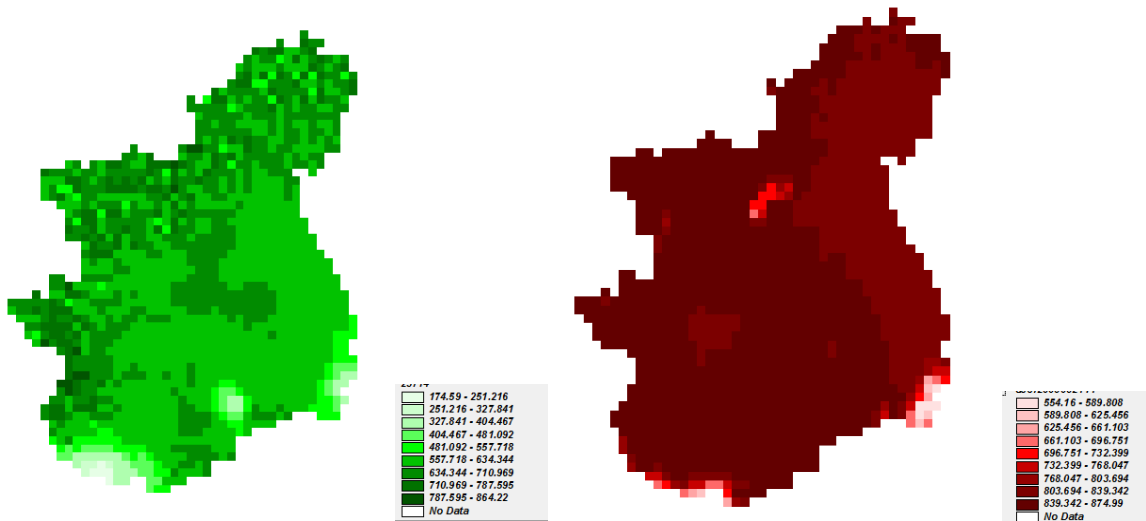


Fig. 202 - Radiazione 237-14: a) interpolata, b) Meteosat

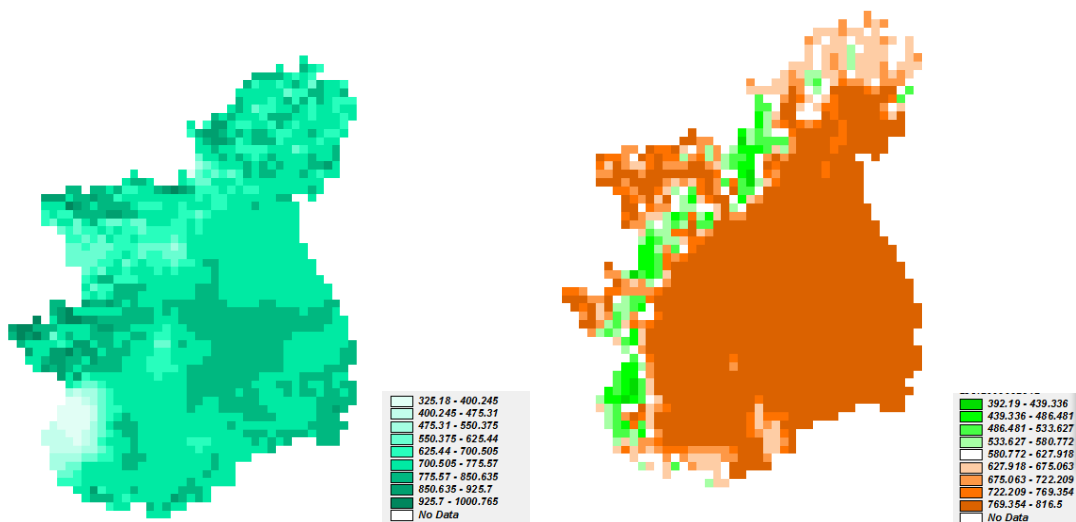


Fig. 203 - Radiazione 239-12: a) interpolata, b) Meteosat

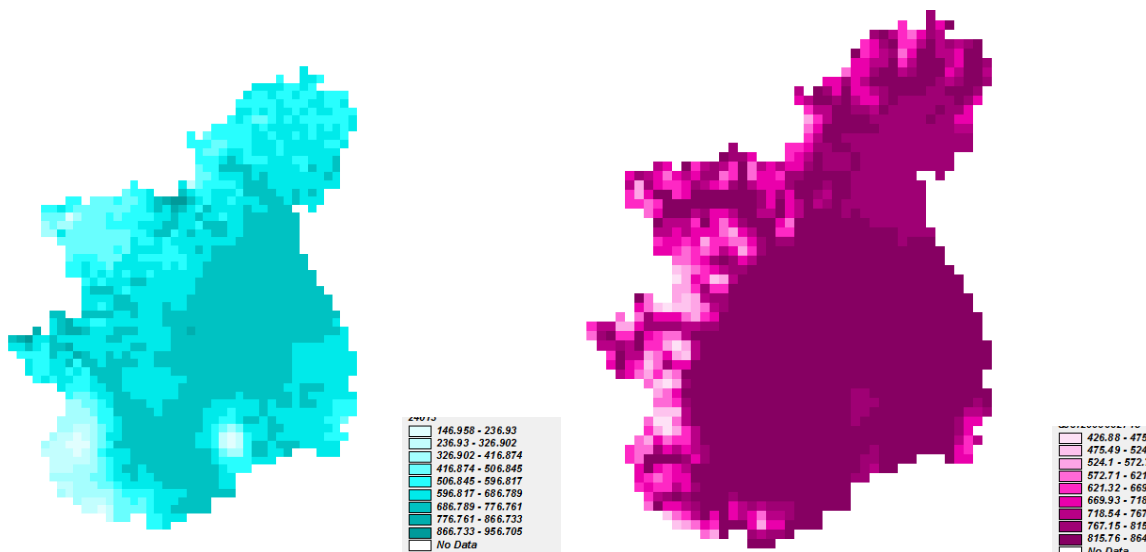


Fig. 204 - Radiazione 240-13: a) interpolata, b) Meteosat

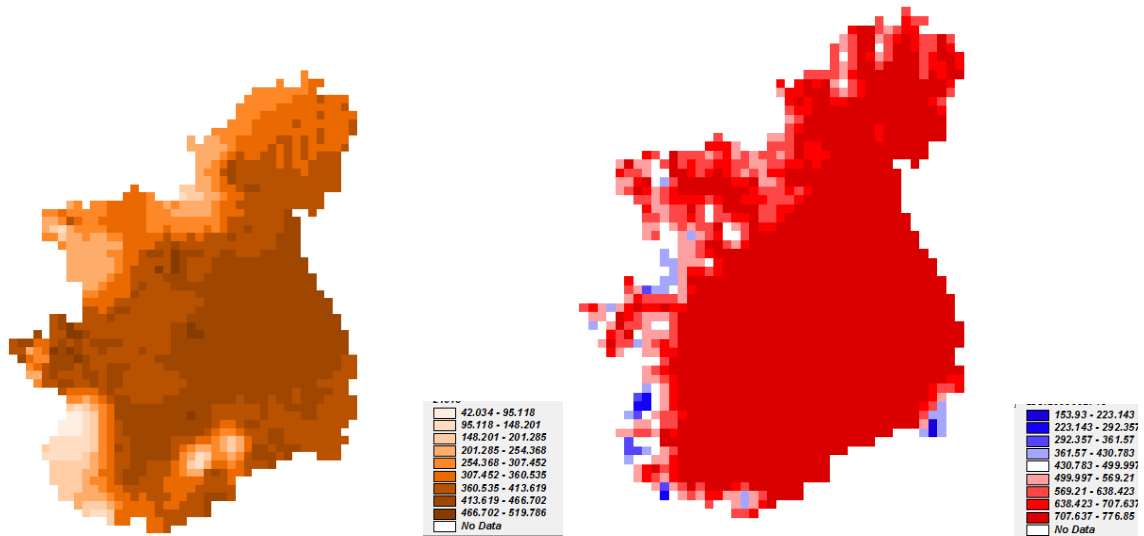


Fig. 205 - Radiazione 240-15: a) interpolata, b) Meteosat

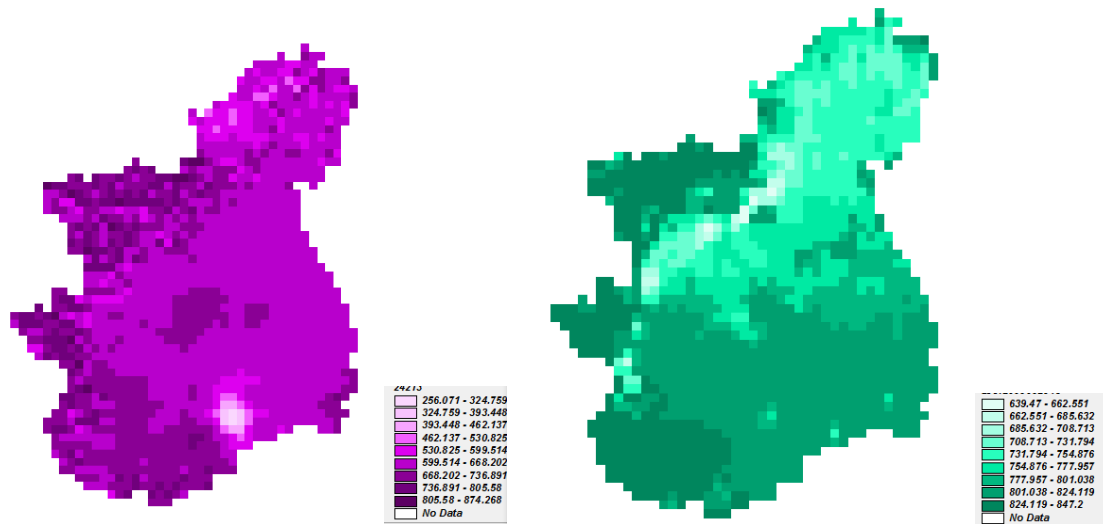


Fig. 206 - Radiazione 242-13: a) interpolata, b) Meteosat

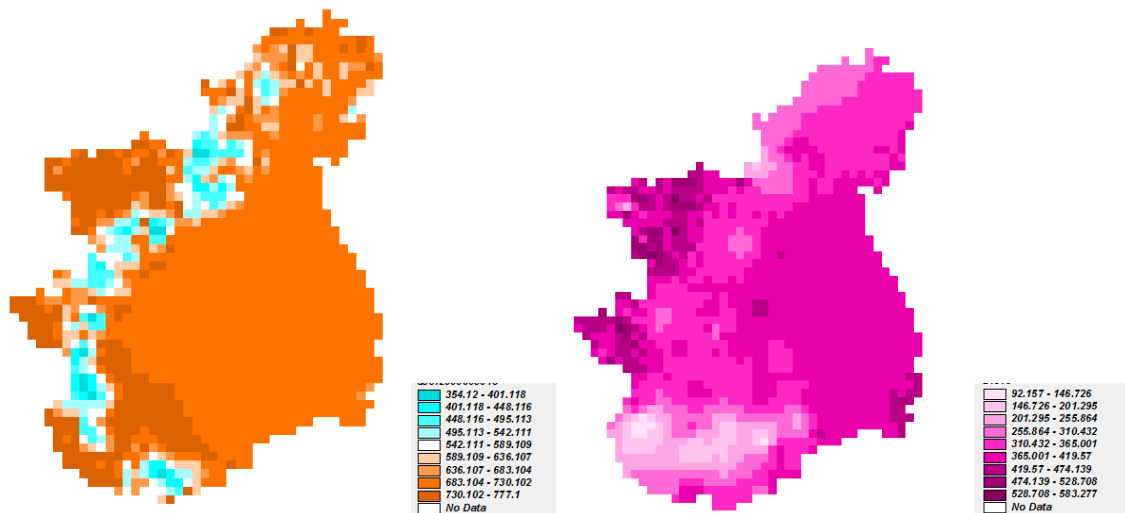


Fig. 207 - Radiazione 243-15: a) interpolata, b) Meteosat

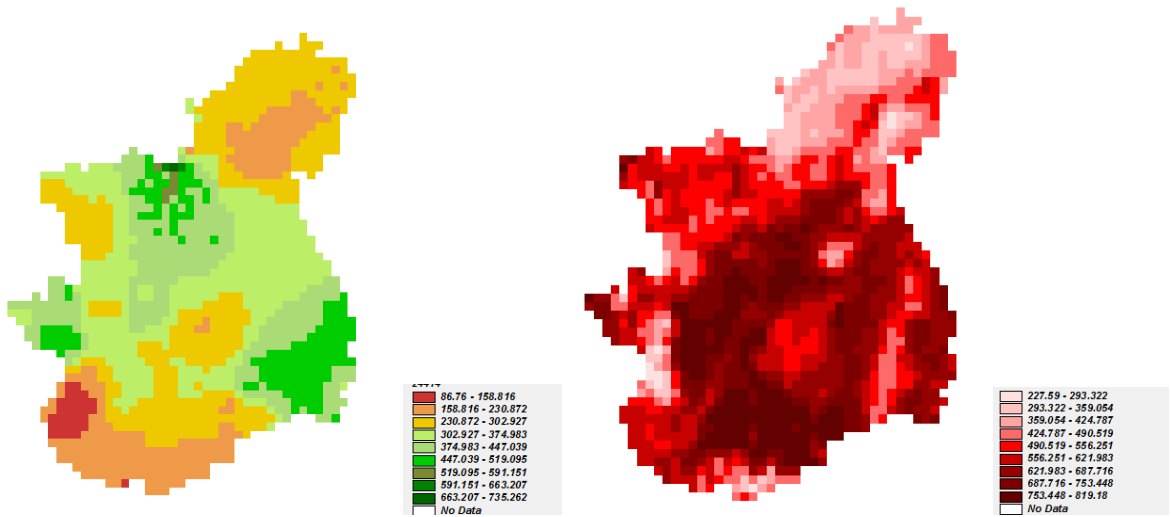


Fig. 208 - Radiazione 244-14: a) interpolata, b) Meteosat

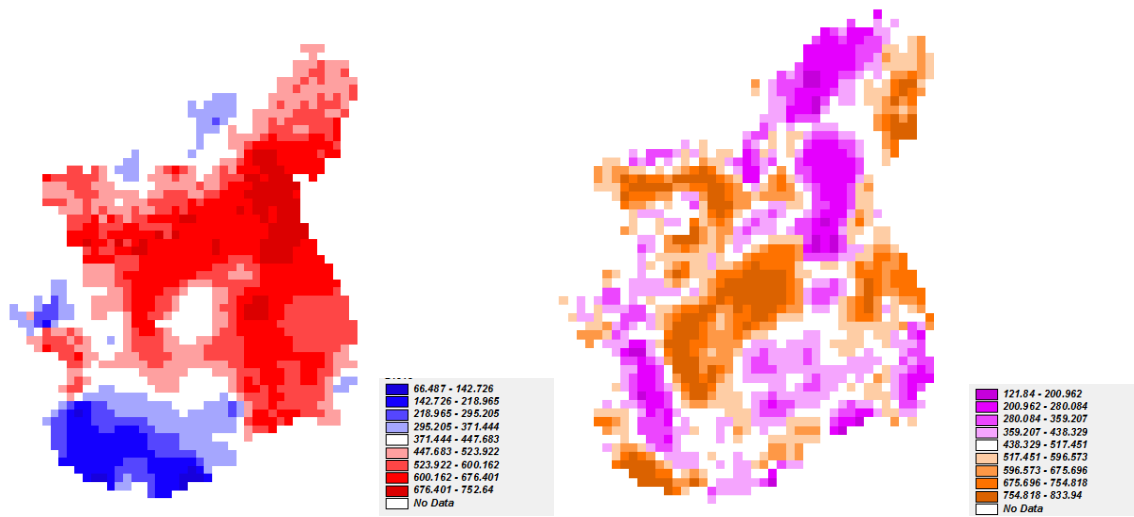


Fig. 209 - Radiazione 245-13: a) interpolata, b) Meteosat

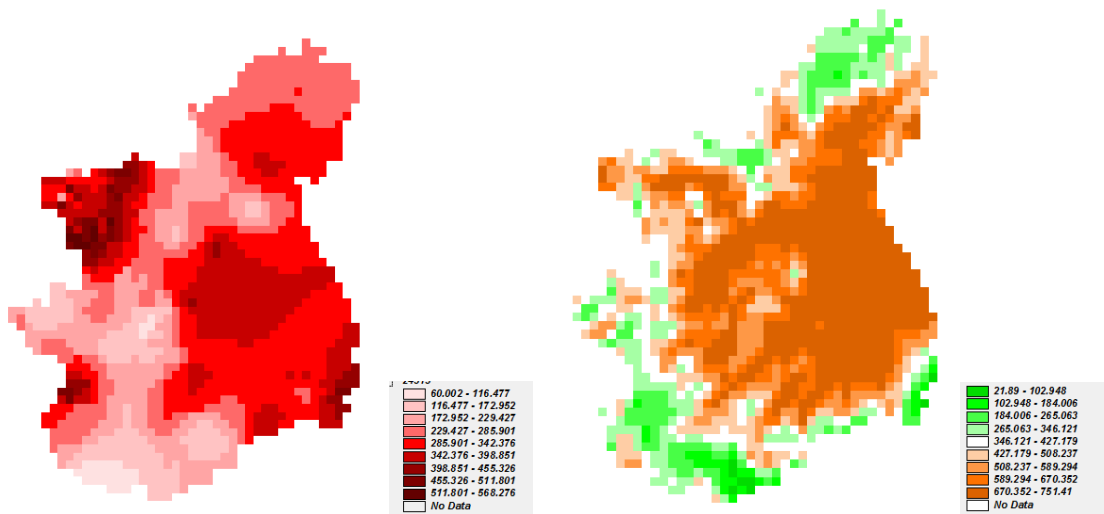


Fig. 210 - Radiazione 245-15: a) interpolata, b) Meteosat

Si inizia con l'analizzare il mese di Agosto. Come si può vedere dalla fig.211 la radiazione da Meteosat è tendenzialmente più simile a quella a terra rispetto al Modis. Infatti confrontando i valori da Modis con quelli a terra si trova un errore medio di 289,55 W/m² con varianza media pari a 7668.5 (W/m²)², mentre confrontando i valori scaricati da Meteosat con quelli interpolati a terra l'errore medio si abbassa a 207,0885 W/m² con varianza media pari a 9514.5 (W/m²)².

La serie di dati tra loro più simili è però la radiazione da Meteosat e da Modis, infatti la media delle differenze si abbassa a 112,2 W/m² con varianza media pari a 12223,11 (W/m²)².

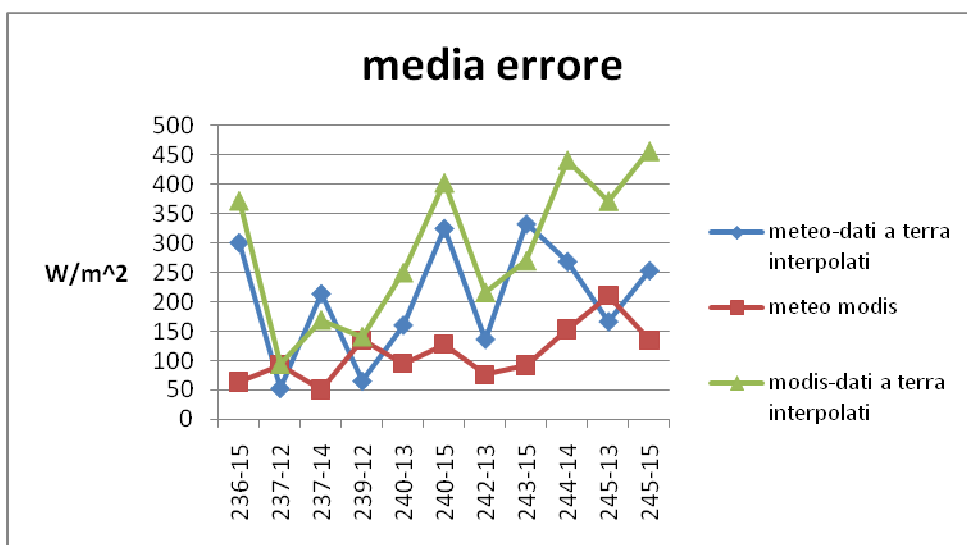


Fig. 211 – Confronto radiazione Agosto

Nella fig. 212 sono invece riportati i valori medi della radiazione per le diverse mappe. La radiazione da Meteosat è a metà tra i dati a terra, che sembra sottostimare la radiazione, e quelli scaricati da Modis che tendenzialmente misura il valore maggiore.

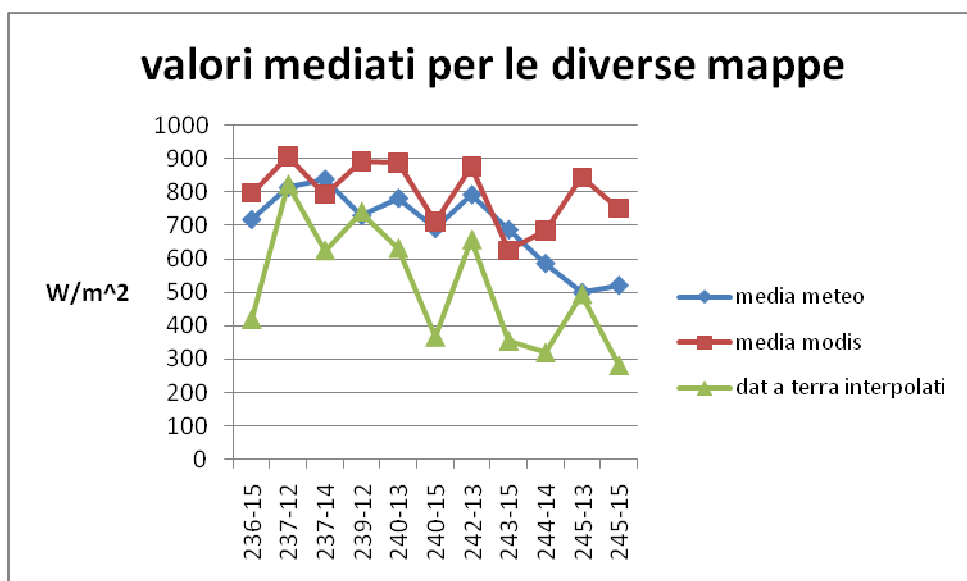


Fig. 212 - Valori mediati di radiazione Agosto

Analizzando il mese di febbraio si nota invece che la radiazione da Modis è tendenzialmente più simile a quella a terra rispetto a quella da Seviri (Fig.213). Infatti confrontando i valori da Modis con quelli a terra si trova un errore medio di $62,17399 \text{ W/m}^2$ con varianza media pari a $2747.3 \text{ (W/m}^2)^2$, mentre confrontando i valori scaricati da Meteosat con quelli interpolati a terra l'errore medio si abbassa a 71.66 W/m^2 con varianza media pari a $4234.2 \text{ (W/m}^2)^2$.

La serie di dati tra loro più simili rimane la radiazione da Meteosat e da Modis, infatti la media delle differenze si abbassa a 45.90 W/m^2 con varianza di $1764.74 \text{ (W/m}^2)^2$.

I valori delle differenze sono in generale molto più bassi in Febbraio rispetto ad Agosto.

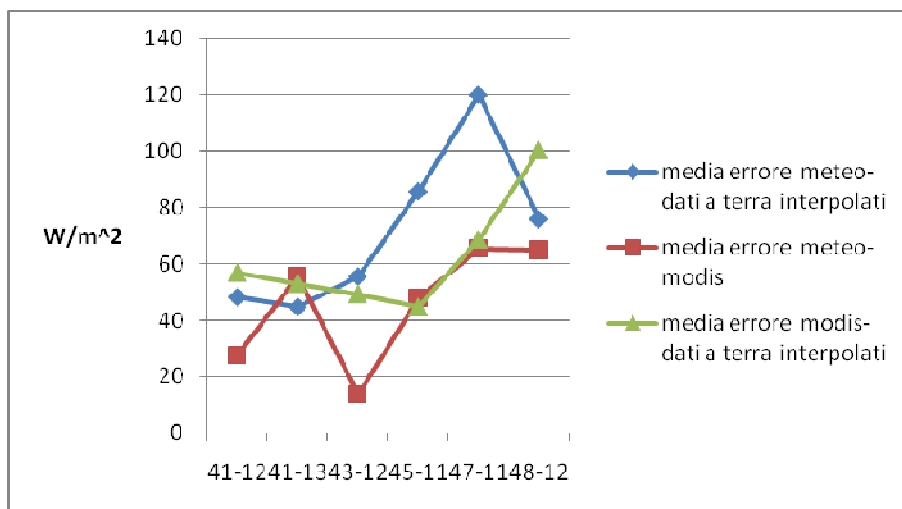


Fig. 213 - Confronto radiazione Febbraio

Nella fig. 214 sono invece riportati i valori medi della radiazione per le diverse mappe. La radiazione da Meteosat sottostima la radiazione nella maggior parte dei casi, che sembra sottostimare la radiazione. Analizzando non più i singoli pixel ma la media dei valori delle varie mappe, Modis e i dati misurati a terra presentano valori più simili.

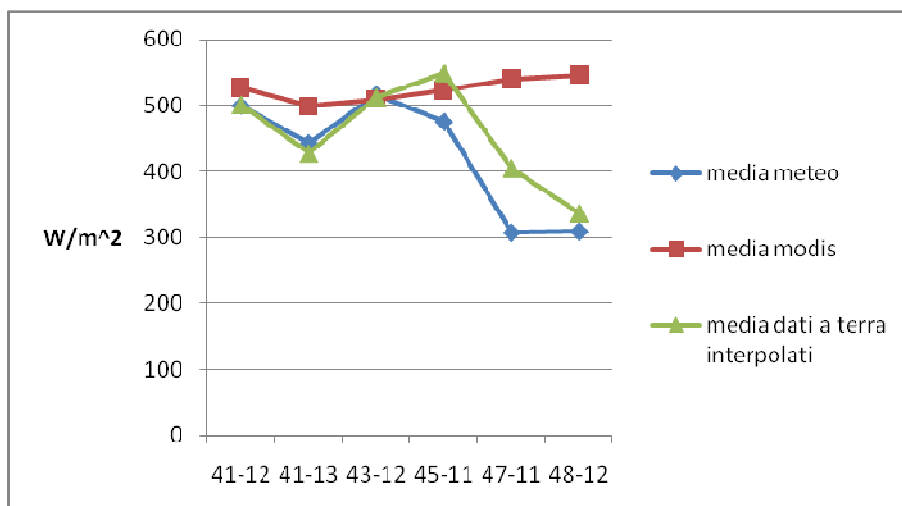


Fig. 214 - Valori mediati di radiazione Febbraio

4. Umidità drelativa

Per la variabile umidità relativa dell'aria non si ha a disposizione il dato da SEVIRI.

4.1. Dato a terra

Le stazioni di monitoraggio a terra ci forniscono i valori dell'umidità relativa dell'aria a livello del suolo. Il dato è interpolato solo con il metodo della distanza inversa.

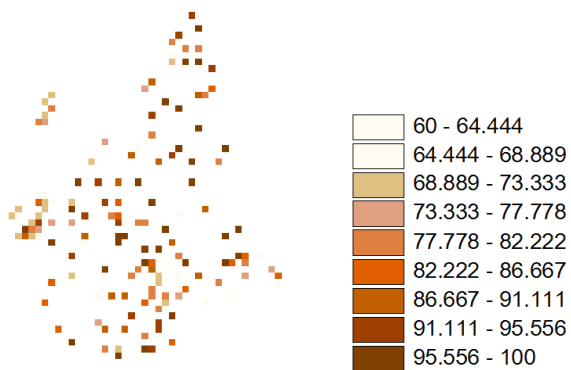


Fig. 215 - 38-24 umidità dati a terra stazioni

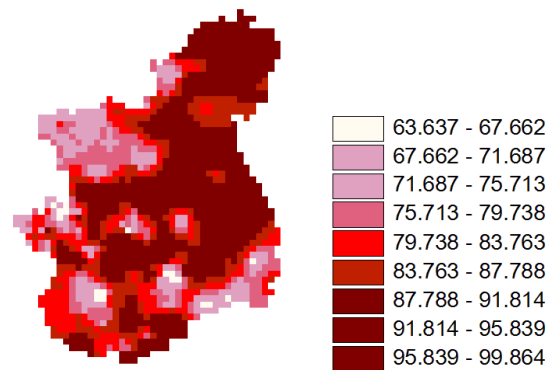


Fig. 216 - 238-24 umidità dati a terra interpolati

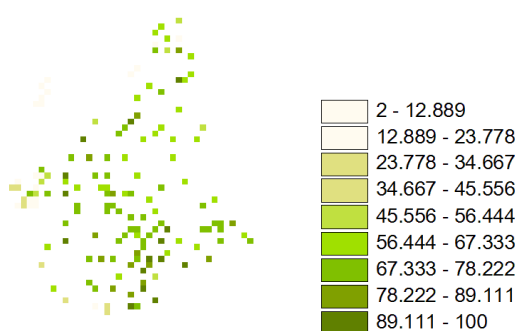


Fig. 217 - 47-11 umidità dati a terra stazioni

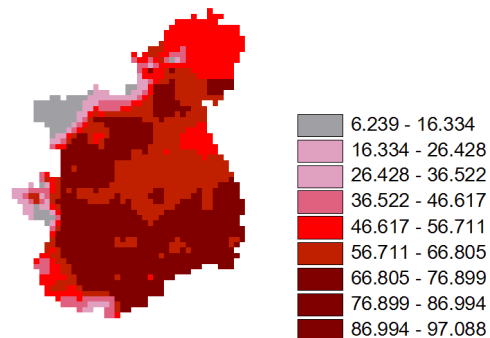


Fig. 218 - 47-11 umidità dati a terra interpolati

4.2. Dato da Modis

Dai satelliti non è possibile ricavare direttamente il valore di umidità dell'aria che viene quindi calcolata partendo dalle immagini di temperatura dell'aria a livello del suolo e di temperatura di dew point, già ricavate precedentemente dalle immagini da satellite (capitolo 1.1.2 e 1.2.2).

Le formule utilizzate sono le seguenti [1].

$$Rh = \frac{e}{e_s} \cdot 100 \quad (30)$$

dove RH è l'umidità relativa del suolo, mentre e è la pressione di vapore reale ed e_s è la pressione di vapore di saturazione. Questi parametri si ricavano con le seguenti formule:

$$e = 6.11 \cdot \exp\left(\frac{7.5T_a}{237.7 + T_a}\right) \quad (31)$$

$$e_s = 6.11 \cdot \exp\left(\frac{7.5T_{dew}}{237.7 + T_{dew}}\right) \quad (32)$$

dove:

T_a temperatura dell'aria in gradi Celsius .

T_{dew} temperatura del punto di rugiada in gradi Celsius.

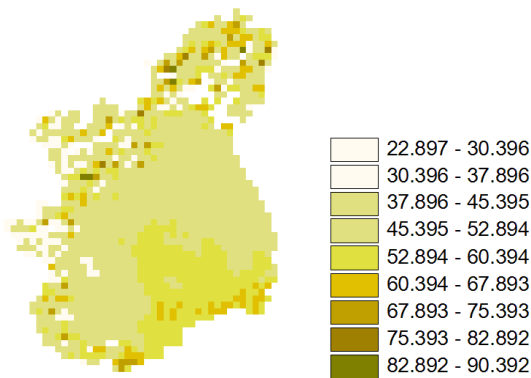


Fig. 219 - 47-13 umidità da Modis

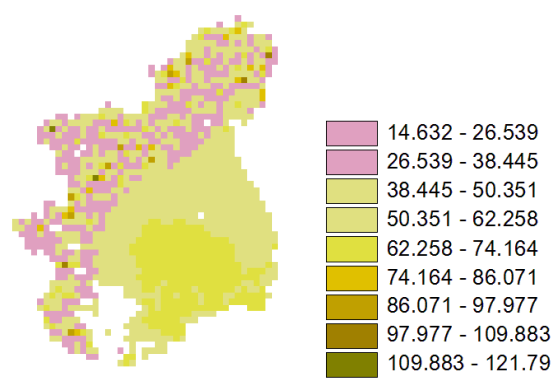


Fig. 220 - 49-03 umidità da Modis

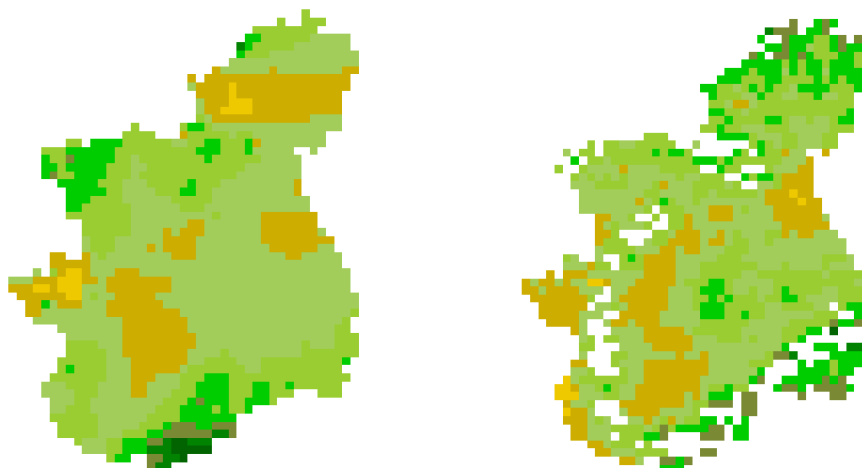


Fig. 221 - Umidità 236-14: a) interpolata, b) Modis

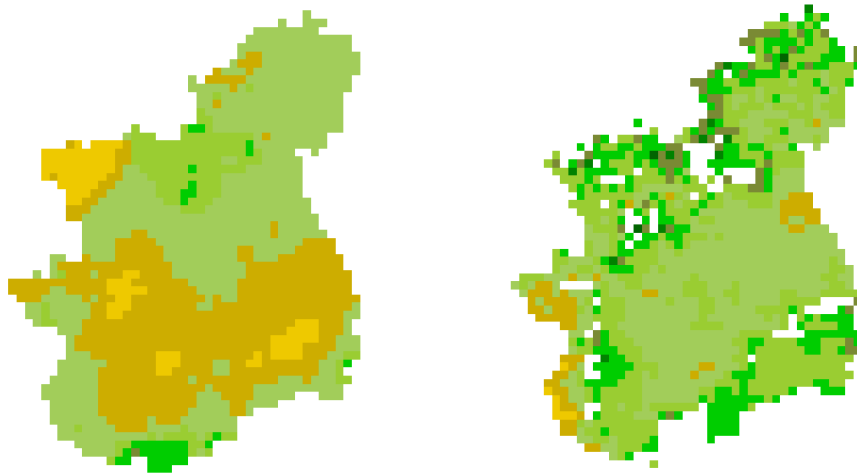


Fig. 222 - Umidità 237-15: a) interpolata, b) Modis

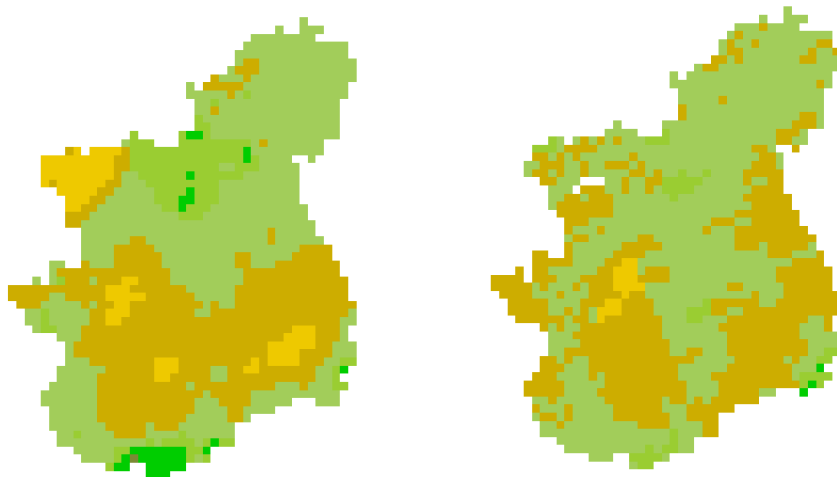


Fig. 223 - - Umidità 237-14: a) interpolata, b) Modis

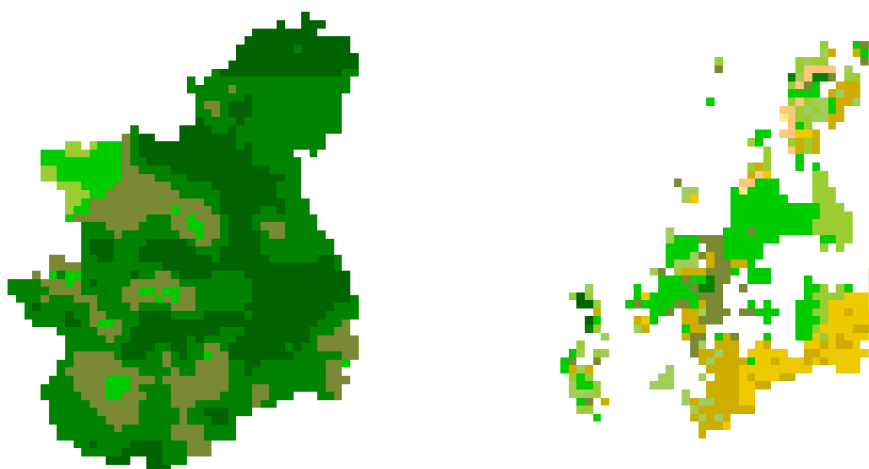


Fig. 224 - - Umidità 238-03: a) interpolata, b) Modis

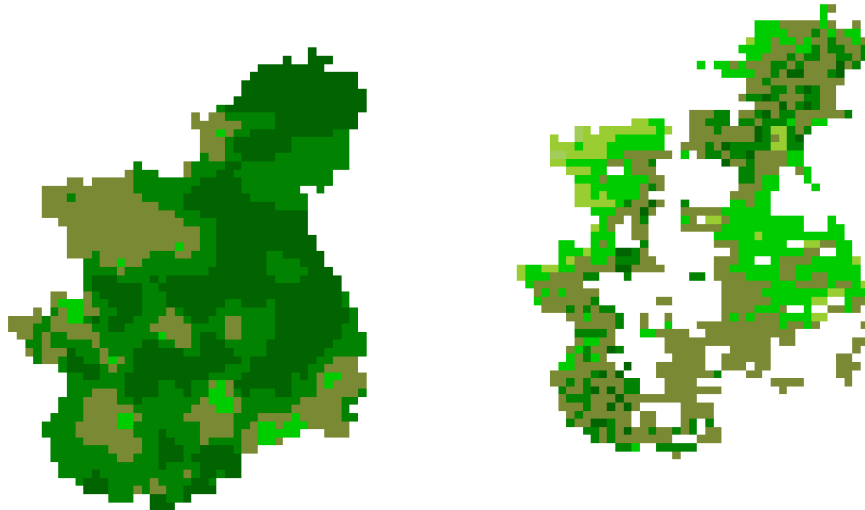


Fig. 225 - Umidità 239-00: a) interpolata, b) Modis

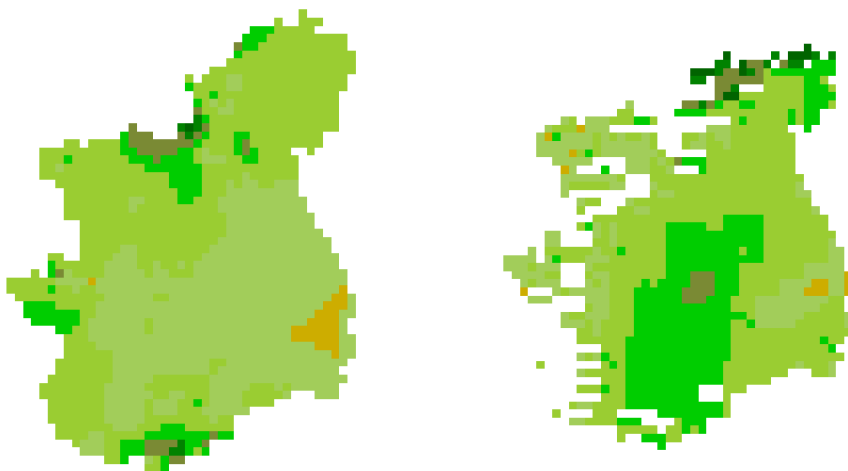


Fig. 226 - Umidità 239-12: a) interpolata, b) Modis

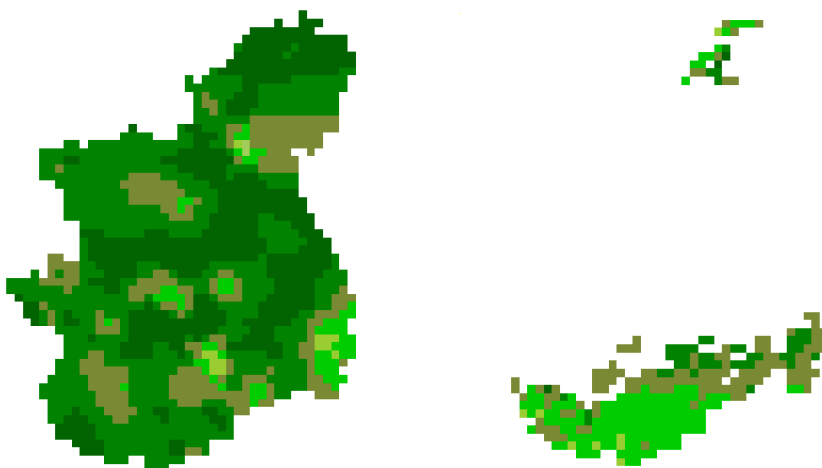


Fig. 227 - Umidità 239-23: a) interpolata, b) Modis

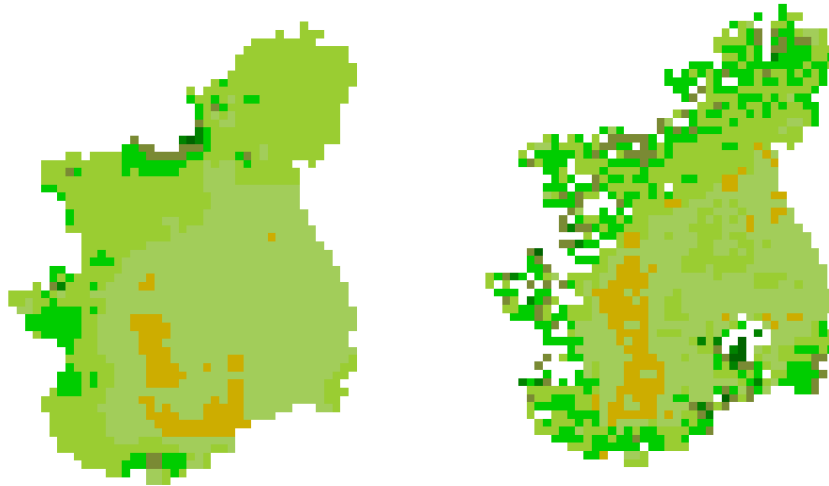


Fig. 228 - Umidità 240-12: a) interpolata, b) Modis

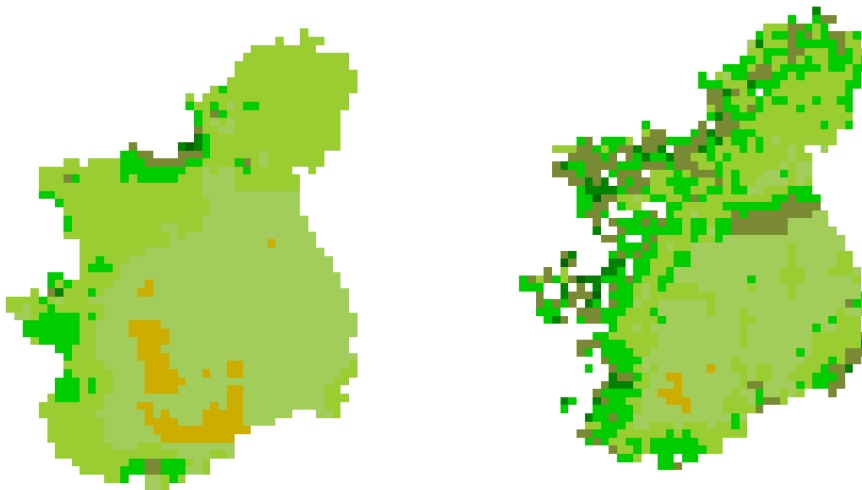


Fig. 229 - Umidità 240-14: a) interpolata, b) Modis

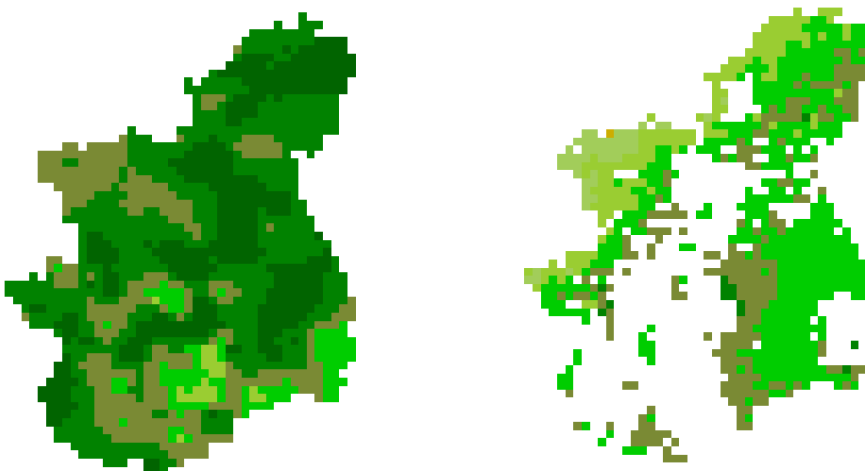


Fig. 230 - Umidità 241-00: a) interpolata, b) Modis

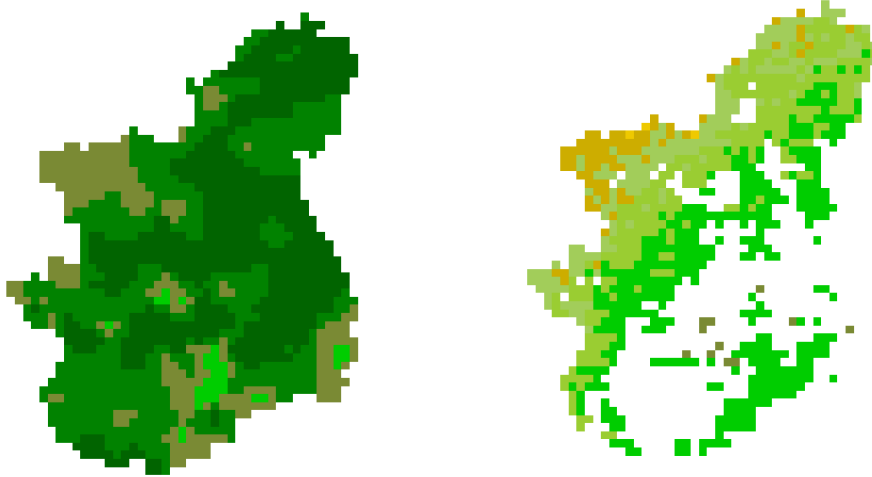


Fig. 231 - Umidità 241-04: a) interpolata, b) Modis

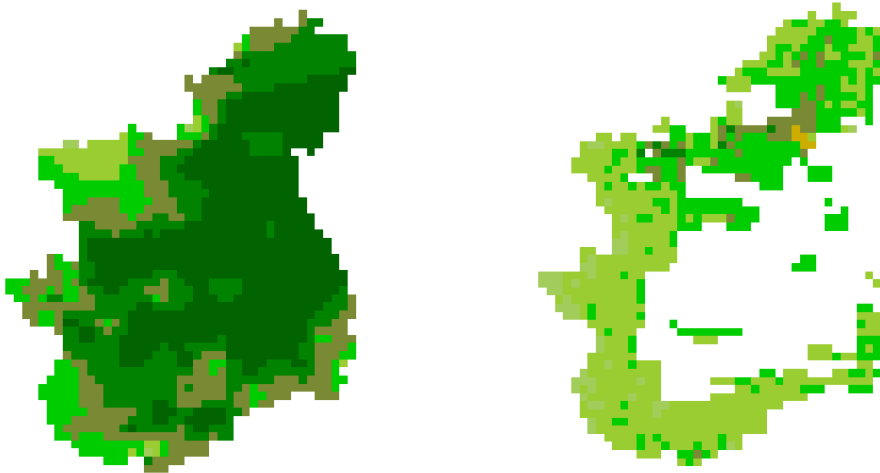


Fig. 232 - Umidità 242-03: a) interpolata, b) Modis

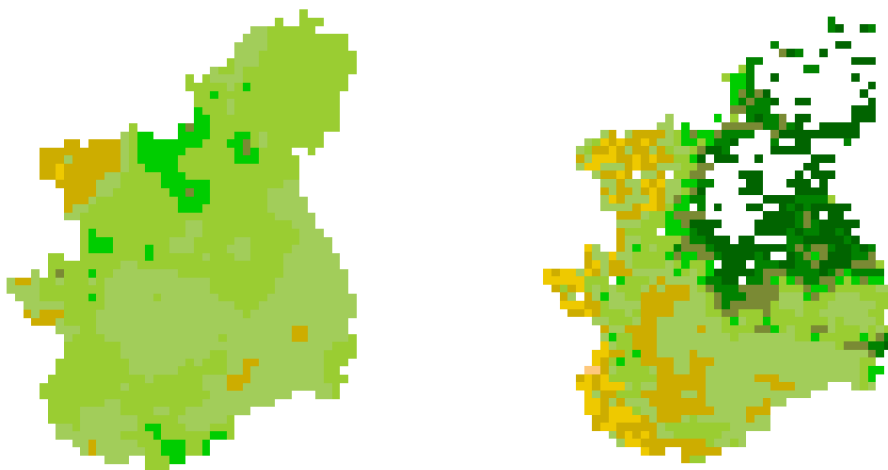


Fig. 233 - Umidità 242-12: a) interpolata, b) Modis

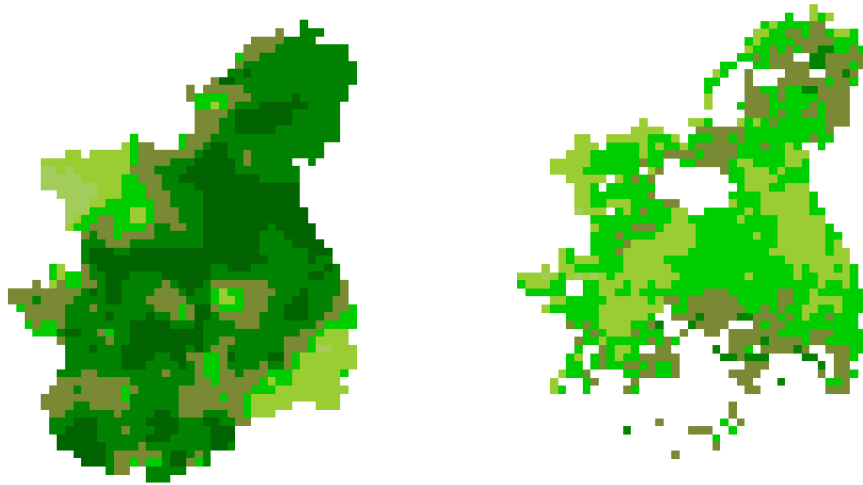


Fig. 234 - Umidità 242-23: a) interpolata, b) Modis

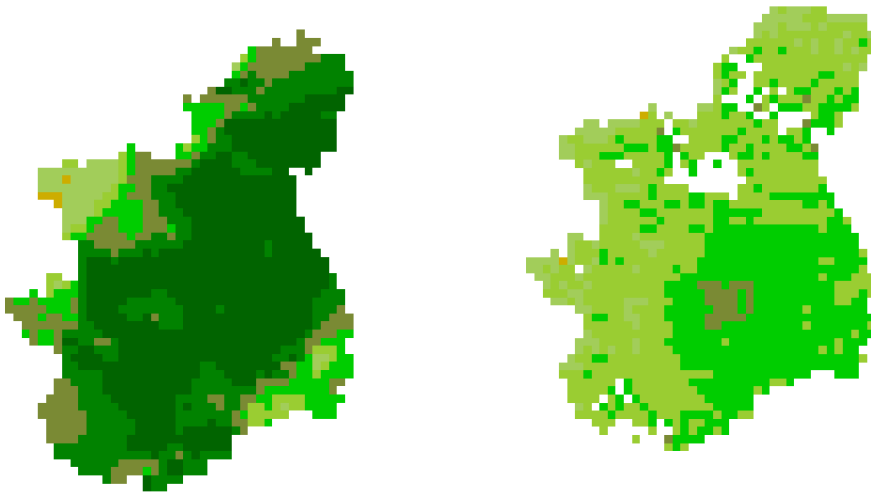


Fig. 235 - Umidità 243-03: a) interpolata, b) Modis

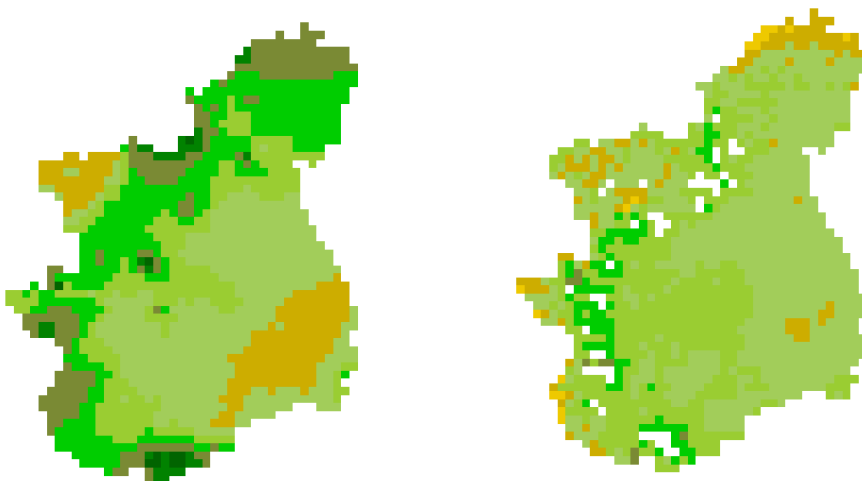


Fig. 236 - Umidità 243-15: a) interpolata, b) Modis



Fig. 237 - Umidità 245-13: a) interpolata, b) Modis

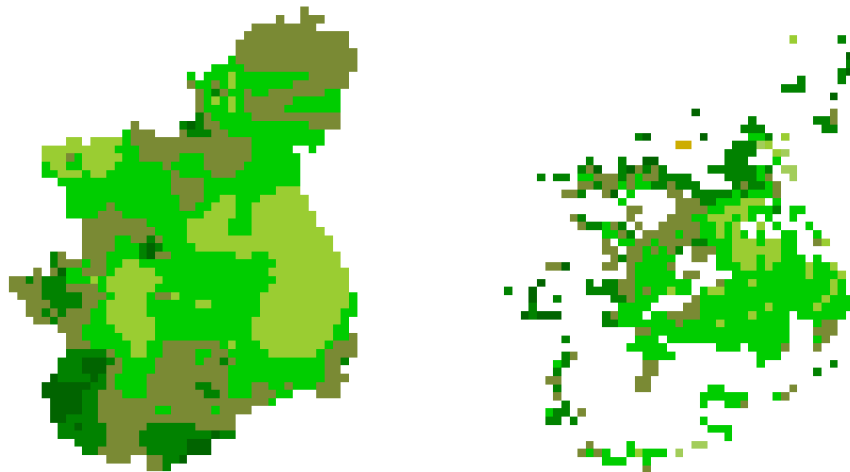


Fig. 238 - Umidità 245-15: a) interpolata, b) Modis

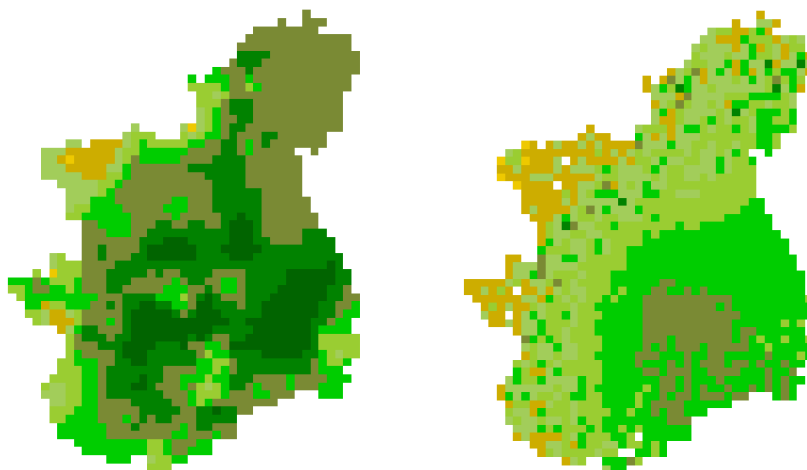


Fig. 239 - Umidità 40-03: a) interpolata, b) Modis

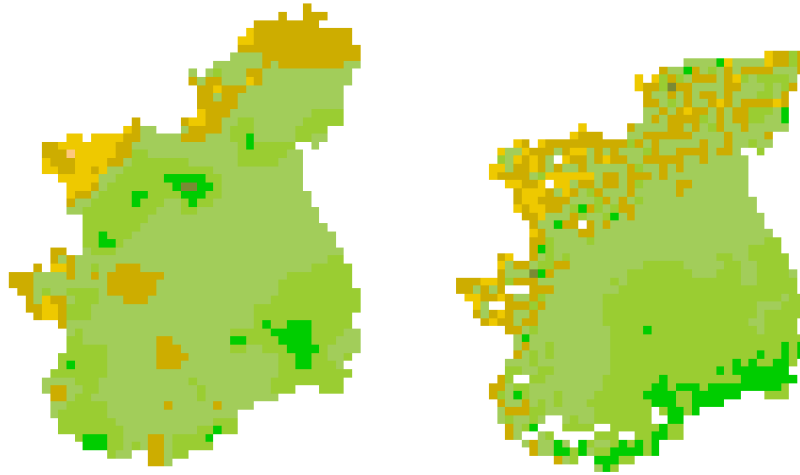


Fig. 240 - Umidità 40-14: a) interpolata, b) Modis

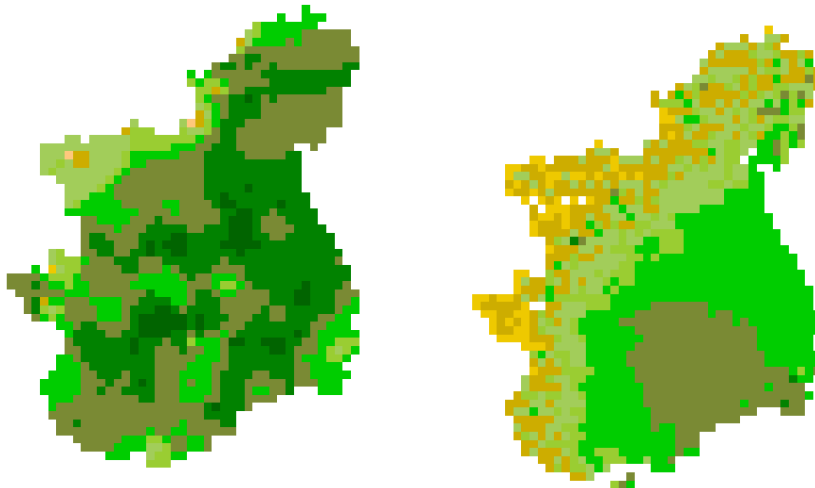


Fig. 241 - Umidità 40-22: a) interpolata, b) Modis



Fig. 242 - Umidità 41-11: a) interpolata, b) Modis

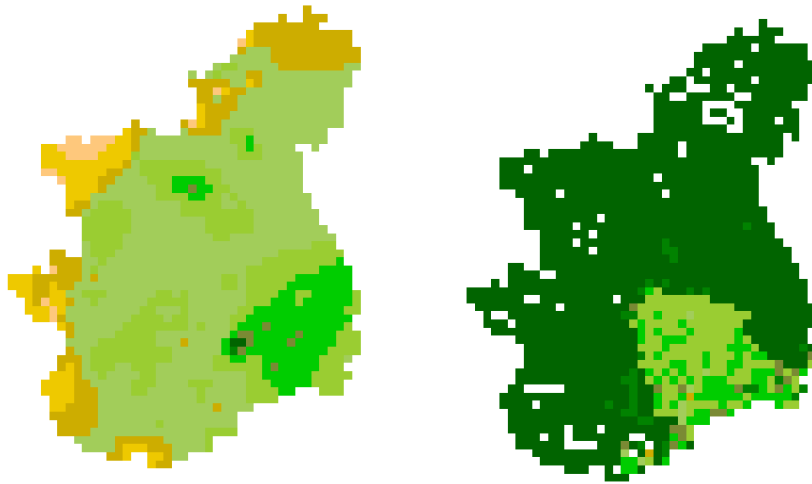


Fig. 243 - Umidità 41-13: a) interpolata, b) Modis

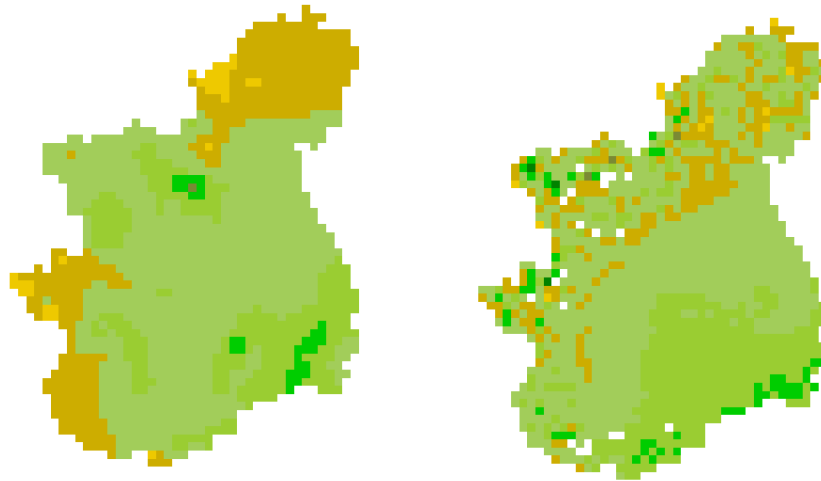


Fig. 244 - Umidità 42-14: a) interpolata, b) Modis

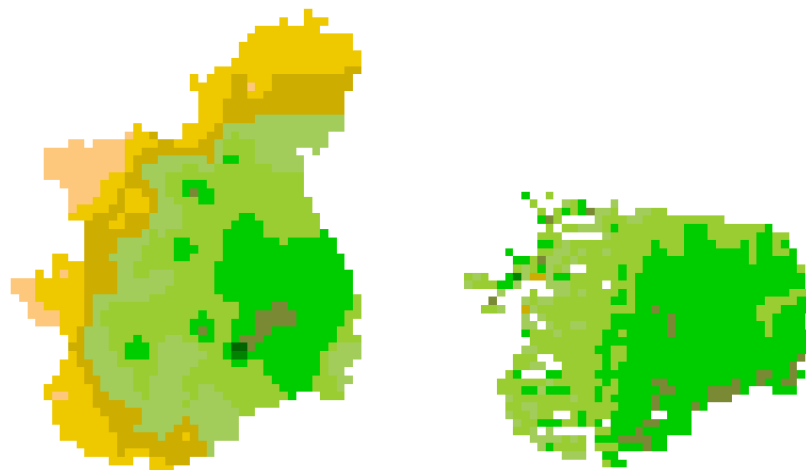


Fig. 245 - Umidità 43-11: a) interpolata, b) Modis

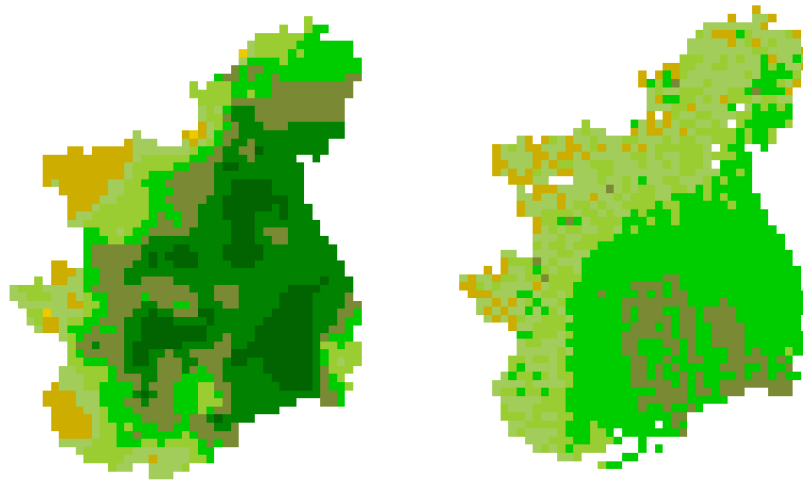


Fig. 246 - Umidità 43-21: a) interpolata, b) Modis

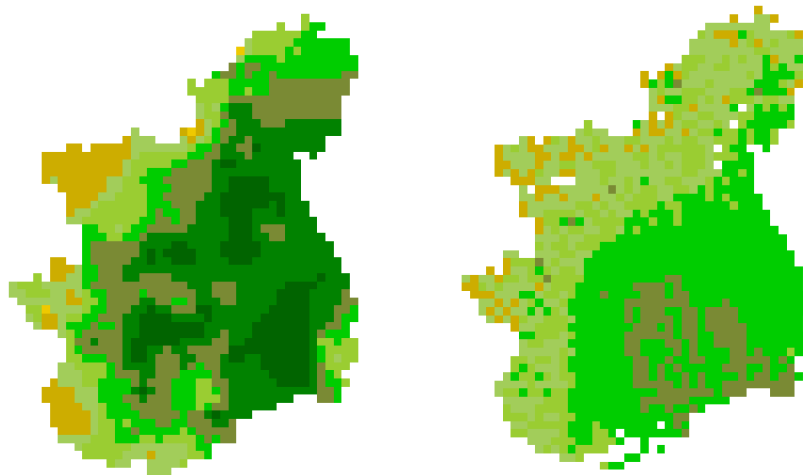


Fig. 247 - Umidità 43-22: a) interpolata, b) Modis

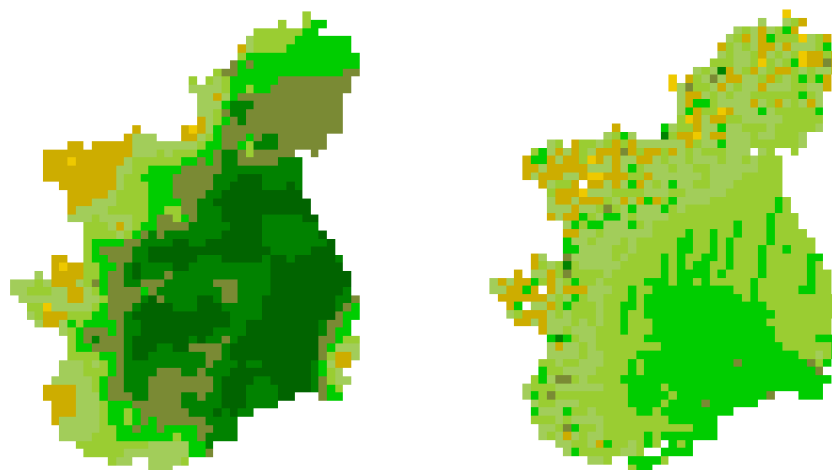


Fig. 248 - Umidità 44-02: a) interpolata, b) Modis

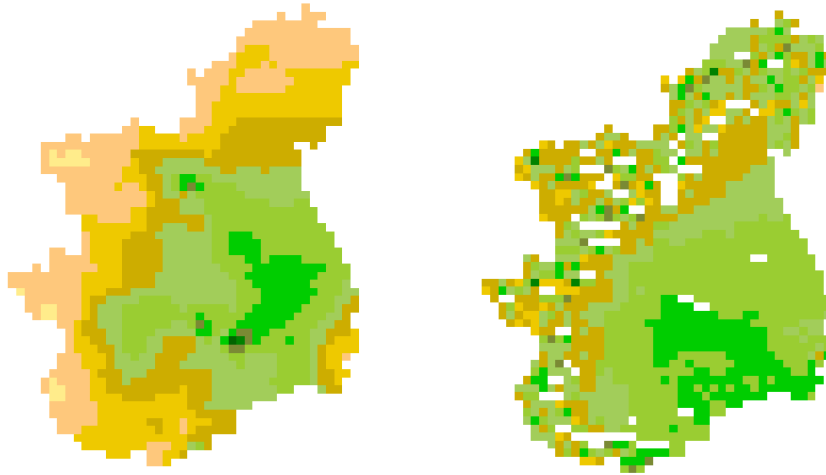


Fig. 249 - Umidità 45-10: a) interpolata, b) Modis

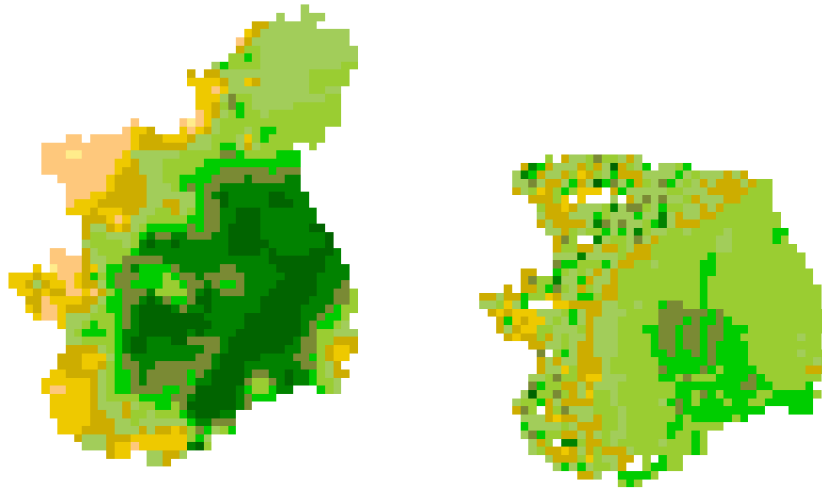


Fig. 250 - Umidità 46-02: a) interpolata, b) Modis

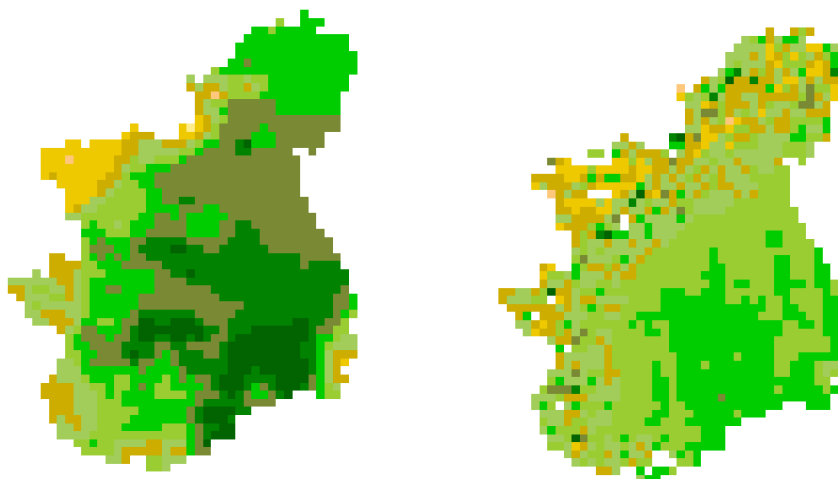


Fig. 251 - Umidità 46-23: a) interpolata, b) Modis

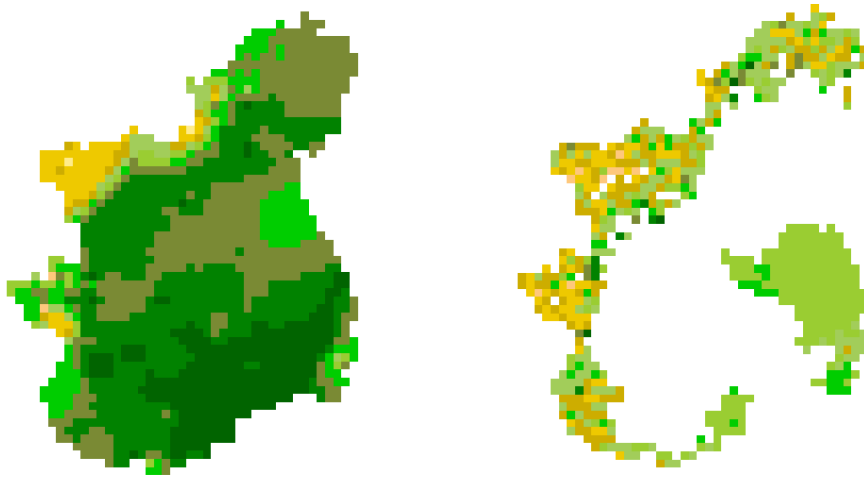


Fig. 252 - Umidità 47-03: a) interpolata, b) Modis

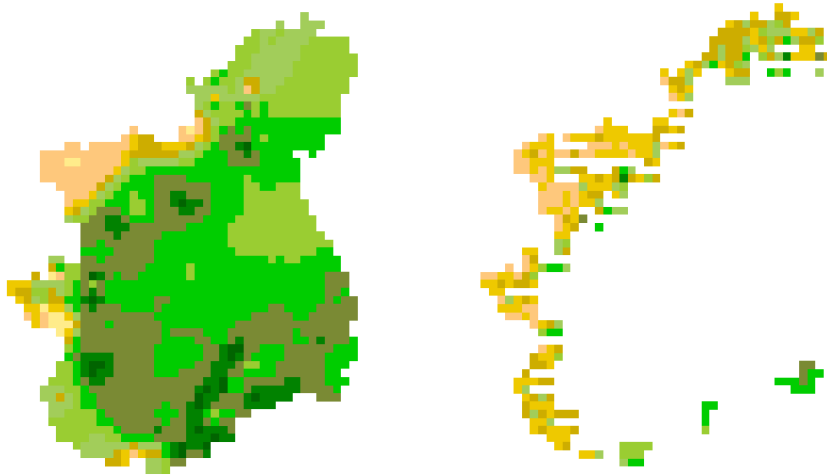


Fig. 253 - Umidità 47-11: a) interpolata, b) Modis

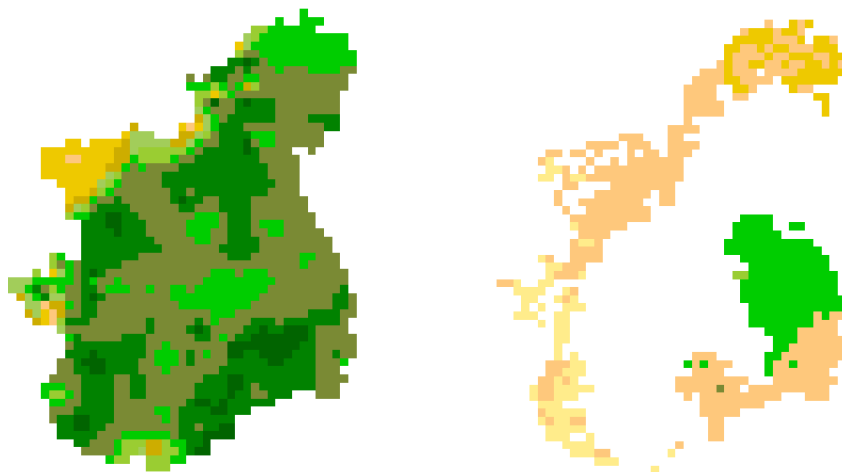


Fig. 254 - Umidità 47-22: a) interpolata, b) Modis

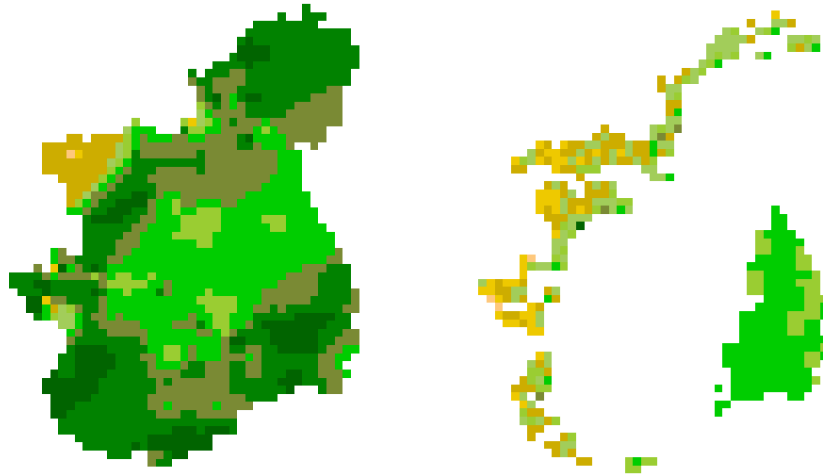


Fig. 255 - Umidità 28-02: a) interpolata, b) Modis

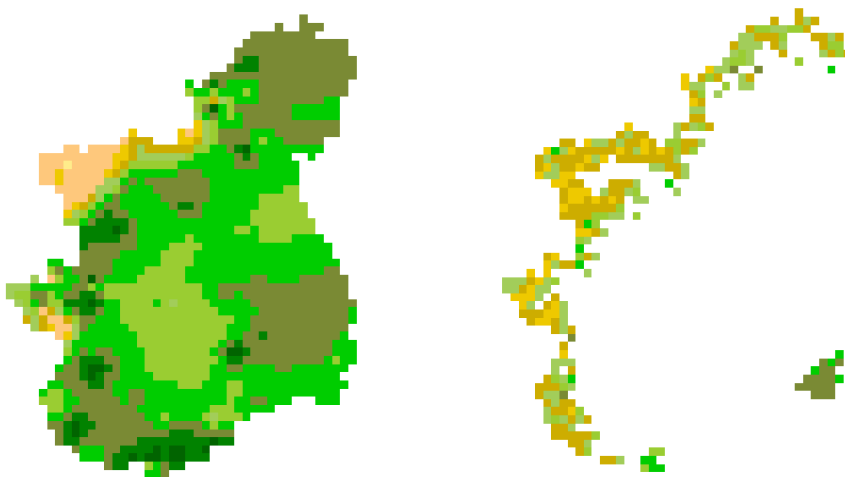


Fig. 256 - Umidità 48-11: a) interpolata, b) Modis

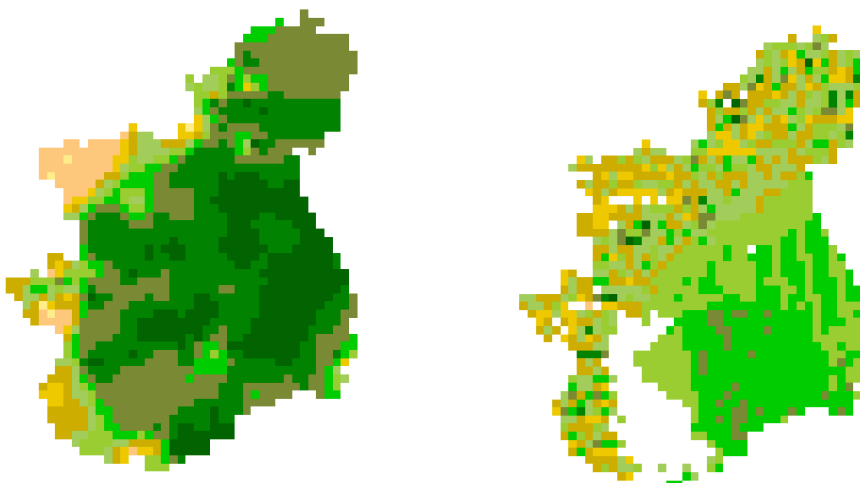


Fig. 257 - Umidità 48-23: a) interpolata, b) Modis

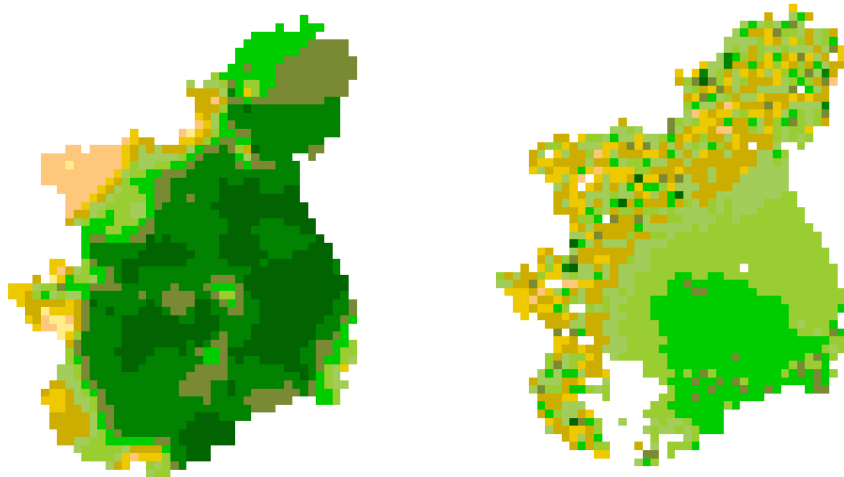
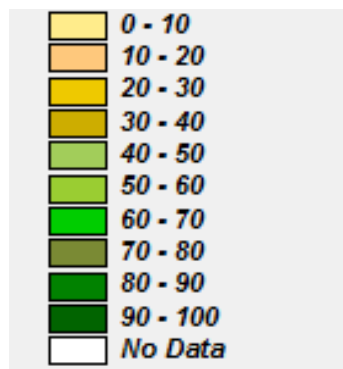


Fig. 258 - Umidità 49-03: a) interpolata, b) Modis



Confrontando le immagini diurne satellitari ricavate dalle formule precedentemente esposte e le immagini ricavate interpolando i dati delle stazioni si ricava la media delle differenze, che risulta essere pari a 12,93 % per il mese di febbraio, mentre si abbassa a 11,93% per quanto riguarda Agosto. In entrambi i casi i dati satellitari sovrastimano il valore rispetto i dati a terra.

Dal confronto invece tra il dato satellitare con i valori delle singole stazioni la media delle differenze è per Agosto di 13,2% mentre per febbraio 15,6%. Anche in questo caso quasi sempre l'umidità ricavata da satellite supera quella misurata a terra.

Nei seguenti grafici sono riportati l'andamento della differenza media per le singole date (Fig.259, 260).

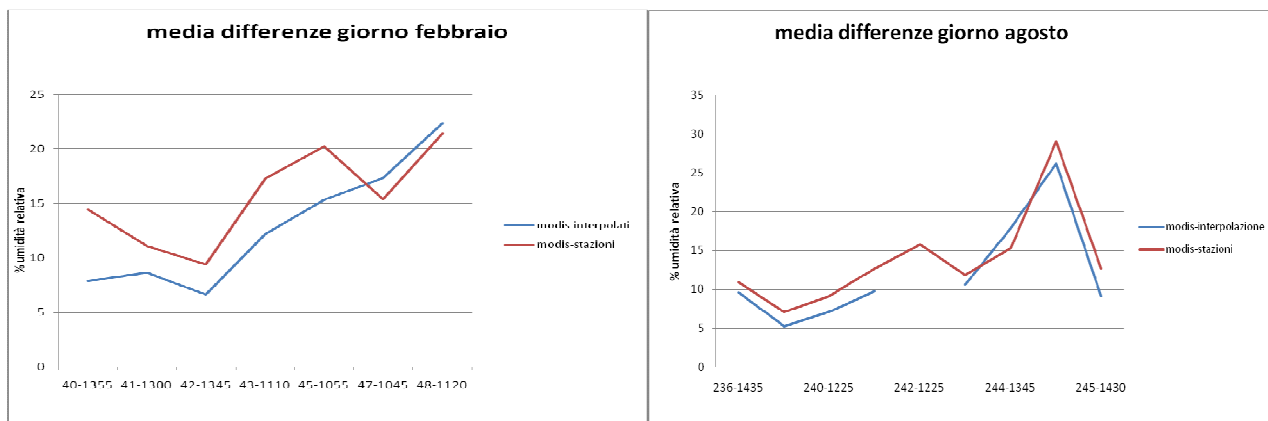


Fig. 259 – Febbraio (giorno)-confronto umidità

Fig. 260 – Agosto (giorno)-confronto umidità

Analizzando invece le date notturne si notano differenze maggiori. La media delle differenze tra le immagini satellitari e i dati delle singole stazioni è pari a 20,7% per Agosto e 24,8% per Febbraio. Per quanto riguarda il confronto con i dati interpolati invece la media delle differenze è pari a 25,2% per febbraio e 21,3% per agosto.

Di seguito sono riportati i grafici con i diversi andamenti. L’umidità ricavata da satellite sovrastima quella misurata a terra. (Fig.261,262).

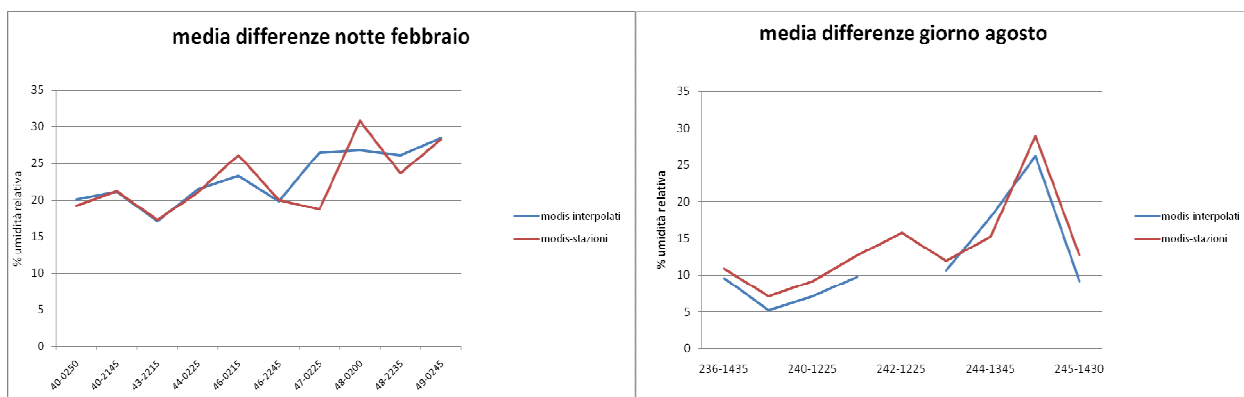


Fig. 261 - Febbraio(giorno)-confronto umidità

Fig. 262 - Agosto (giorno)-confronto umidità

L’indice di nash assume valori accettabili in quasi tutti i casi rilevando l’attendibilità dei confronti. A conferma di quanto già visto i valori migliori dell’indice di Nash sono nelle ore diurne. Tra i due periodi dell’anno invece, il periodo estivo è quello che presenta meno discrepanze nel confronto. Nelle ore più calde quando l’umidità relativa dell’aria è più bassa, i valori di umidità ricavati dai dati satellitari sono più simili (Fig.263,264).

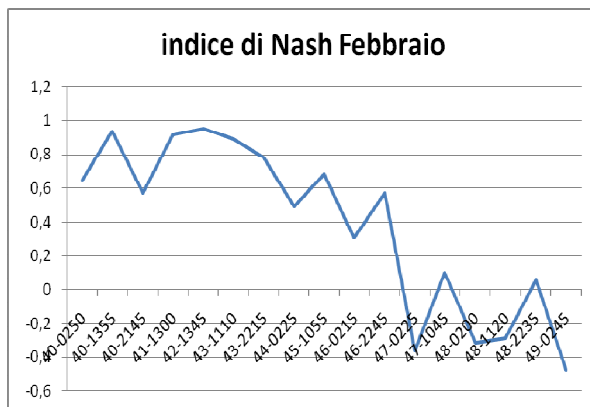


Fig. 263 – Febbraio confronto umidità

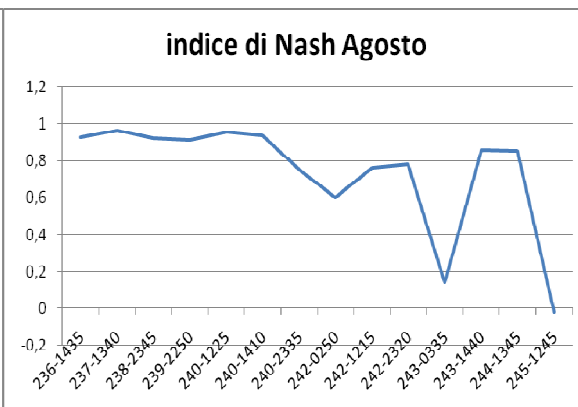


Fig. 264 – Agosto confronto umidità

Dai seguenti grafici, (fig.265, 266, 267, 268) che riportano la media del valore di umidità per ogni mappa si evince che di notte il valore ricavato da satellite sovrastima l’umidità relativa misurata alle stazioni.

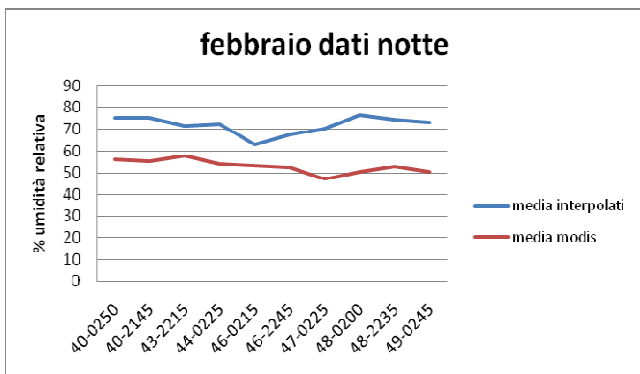


Fig. 265 – Febbraio (notte)-confronto umidità

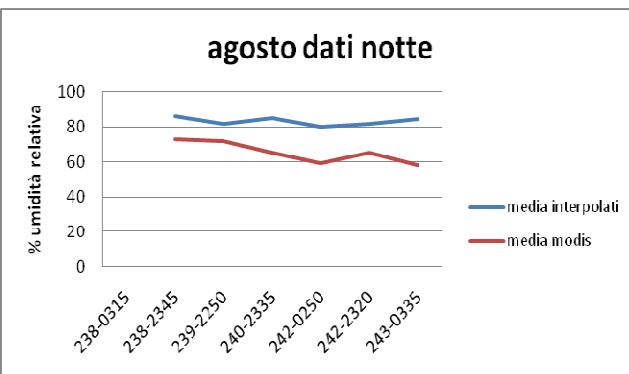


Fig. 266 – Agosto (notte)-confronto umidità

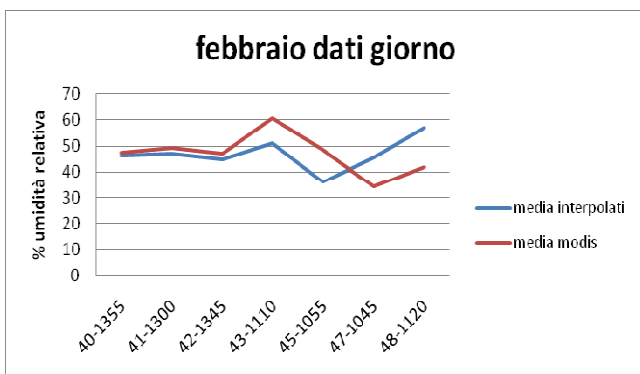


Fig. 267 – Febbraio (giorno)-confronto umidità

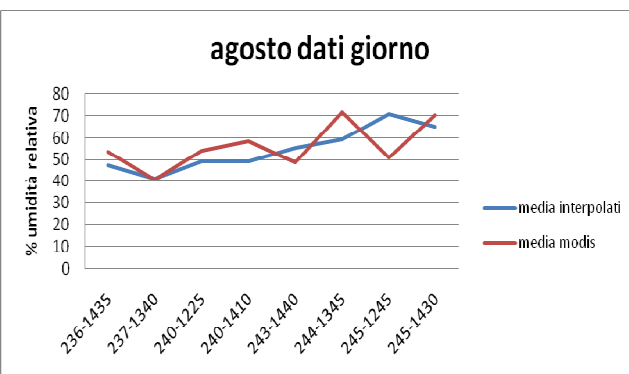


Fig. 268 – Agosto (giorno)-confronto umidità

Poiché è necessario capire se gli errori sono sistematici oppure no, viene calcolata la varianza delle differenze dei singoli pixel. La varianza assume valori più bassi nelle ore diurne e nel mese di agosto. (Fig. 269, 270, 271, 272).

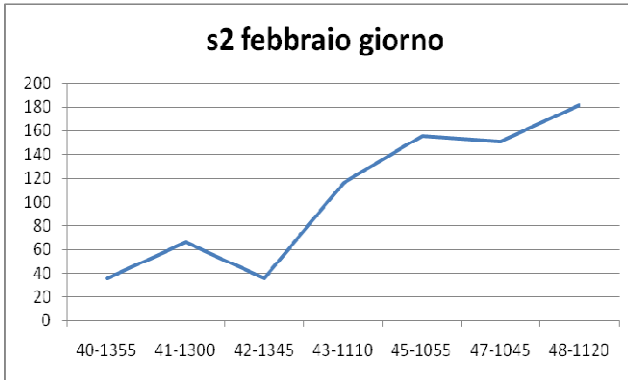


Fig. 269 – Febbraio (giorno)-confronto umidità

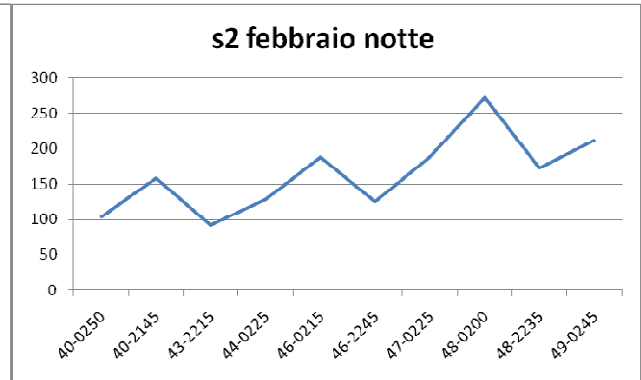


Fig. 270 – Agosto (notte)-confronto umidità

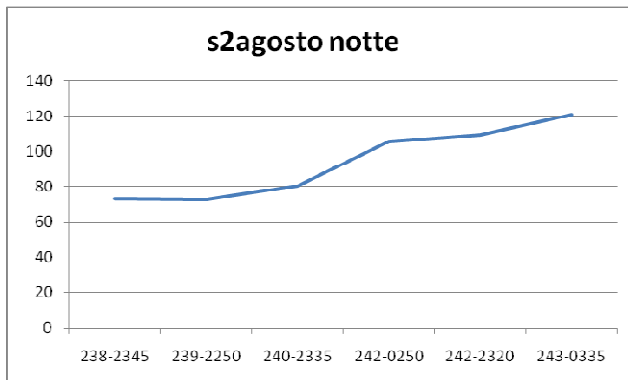


Fig. 271 – Febbraio (notte)-confronto umidità



Fig. 272 – Agosto (giorno)-confronto umidità

5. Precipitazione

La misura della precipitazione è estremamente problematica a molte delle scale spazio temporali di interesse: infatti la breve scala di decorrelazione spazio-temporale del fenomeno pone problemi di campionamento tali da rendere spesso i dati disponibili scarsamente significativi.

Da una parte quindi i dati a terra hanno il problema di essere resi spazialmente distribuiti, dall'altra i dati raccolti da satellite sono spesso poco affidabili.

5.1. Dato a terra

I dati di precipitazione sono, come le altre variabili, di tipo puntuale perché rilevati da stazioni metereologiche (fig. 273). Per un modello distribuito è necessario quindi interpolarli su tutto il bacino (fig 274).

Il metodo che si è deciso di applicare per questa variabile è il metodo della distanza inversa.

Nel bacino in esame le stazioni di monitoraggio sono distribuite sia nelle aree pianeggianti, sia nelle aree montane (Fig 273). La numerosità delle stazioni è necessaria perché i fenomeni precipitativi hanno una lunghezza di decorrelazione circa di 10 km per le altitudini analizzate.

Il dato viene fornito per ogni ora.

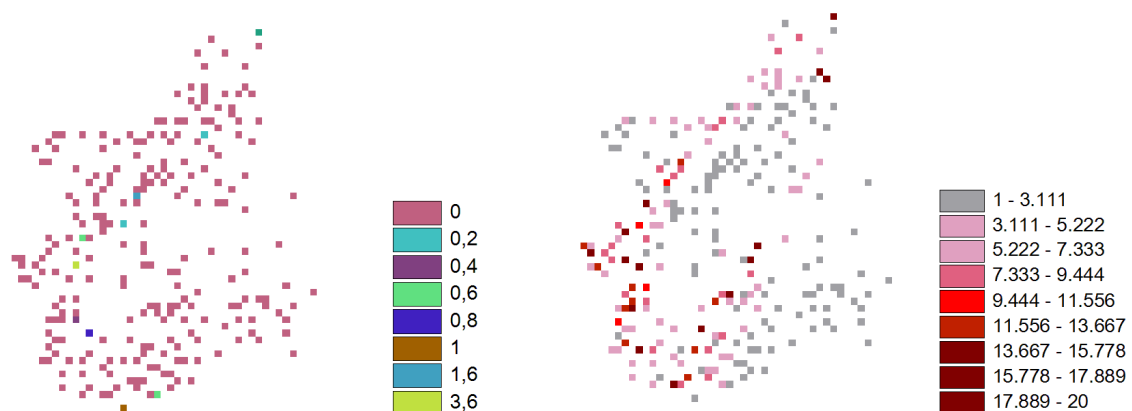


Fig. 273 pioggia [mm/h] dati stazioni a)2008/05/23ore14 b) 2008/05/26ore14

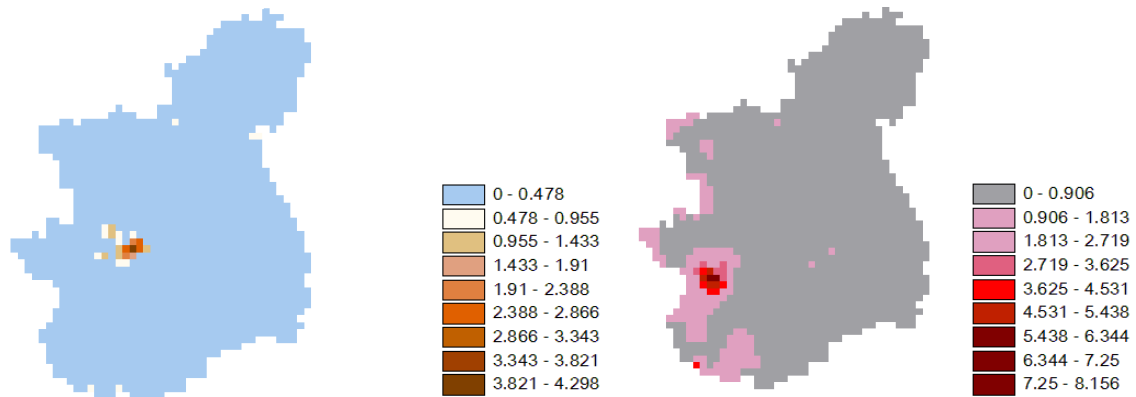


Fig. 274 pioggia [mm/h] dati interpolati a) 2008/05/23ore14 b) 2008/05/26ore14

5.2. Dato da Amsr-e

L'AMSR-E è un radiometro passivo a scansione conica, avente sei frequenze di lavoro, tutte nella banda delle microonde (6.9, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5, e 89 GHz) e dodici canali che effettuano misurazioni di temperatura di brillantezza sia in polarizzazione orizzontale che verticale. La sua risoluzione spaziale varia da 5.4 km (89 GHz) fino a 56 km (6.9 GHz). I dati acquisiti dall'AMSR-E (TB) sono raccolti e resi disponibili gratuitamente dalla NASA e dal NASDA (National Space Development Agency) e vengono poi elaborati per produrre i vari parametri geofisici, tra i quali l'intensità di precipitazione che è di interesse in questo lavoro. Il programma utilizzato per la rielaborazione dei dati è HDF-EOS to Geotiff Conversion Tool (HEG), in questa maniera si possono impostare le coordinate geografiche di interesse e la proiezione desiderata (in questo caso UTM).

Gli algoritmi attraverso i quali si ricava l'intensità di precipitazione partono dal calcolare le temperature di brillantezza a 18.7, 36.5 e 89 GHz, per poi derivare l'intensità di precipitazione.

Ci sono due diverse metodologie che dipendono dal tipo di superficie: esistono infatti due distinti algoritmi di tipo probabilistico per determinare la pioggia su mare e su terra: il GSFC Profiling algorithm over ocean e il Modified GSFC Profiling algorithm over land.

Nell'atmosfera la radiazione è governata dalla seguente equazione:

$$\frac{dR(\theta, \phi)}{ds} = A + S \quad (33)$$

Nel caso in analisi il termine A rappresenta l'assorbimento dell'atmosfera mentre S la perdita di radiazione dovuta alla diffusione della radiazione e R è la radiazione nella direzione definita dagli angoli polari θ e ϕ .

La grande lunghezza d'onda delle microonde permette di usare l'approssimazione di Rayleigh - Jeans per la quale

$$B(\lambda, T) \propto \lambda^{-4} T. \quad (34)$$

Si passa quindi a trasformare l'equazione (1.34) nella seguente forma:

$$\frac{dT_B}{ds} = A_{ry} + S_{ry} \quad (35)$$

dove T_B è la temperatura di brillantezza e gli altri due termini sono definiti dalle seguenti equazioni

$$A_{ry} = \gamma_{abs}[T - T_B] \quad (36)$$

dove γ_{abs} è il coefficiente di assorbimento, mentre

$$S_{ry} = \gamma_{sca} \left\{ \int P(\vartheta, \phi, \vartheta', \phi') T_b(\vartheta', \phi') d\Omega - T_b(\vartheta, \phi) \right\} \quad (37)$$

Dove γ_{sca} è il coefficiente di diffusione e P è la probabilità di diffusione dalla direzione θ', Φ' alla direzione θ, Φ .

Calcolata la temperatura di brillantezza si passa a ricavare l'intensità di pioggia tramite il metodo Monte Carlo definendo così per ogni frequenza il legame tra le due variabili. In Fig.1.118 si mostrano i risultati ottenuti dalle rielaborazioni fatte per le frequenze di 6.7, 10.65, 19.35, 37 and 89.0 GHz viste all'angolo 54° di incidenza dell' AMSR.[14].

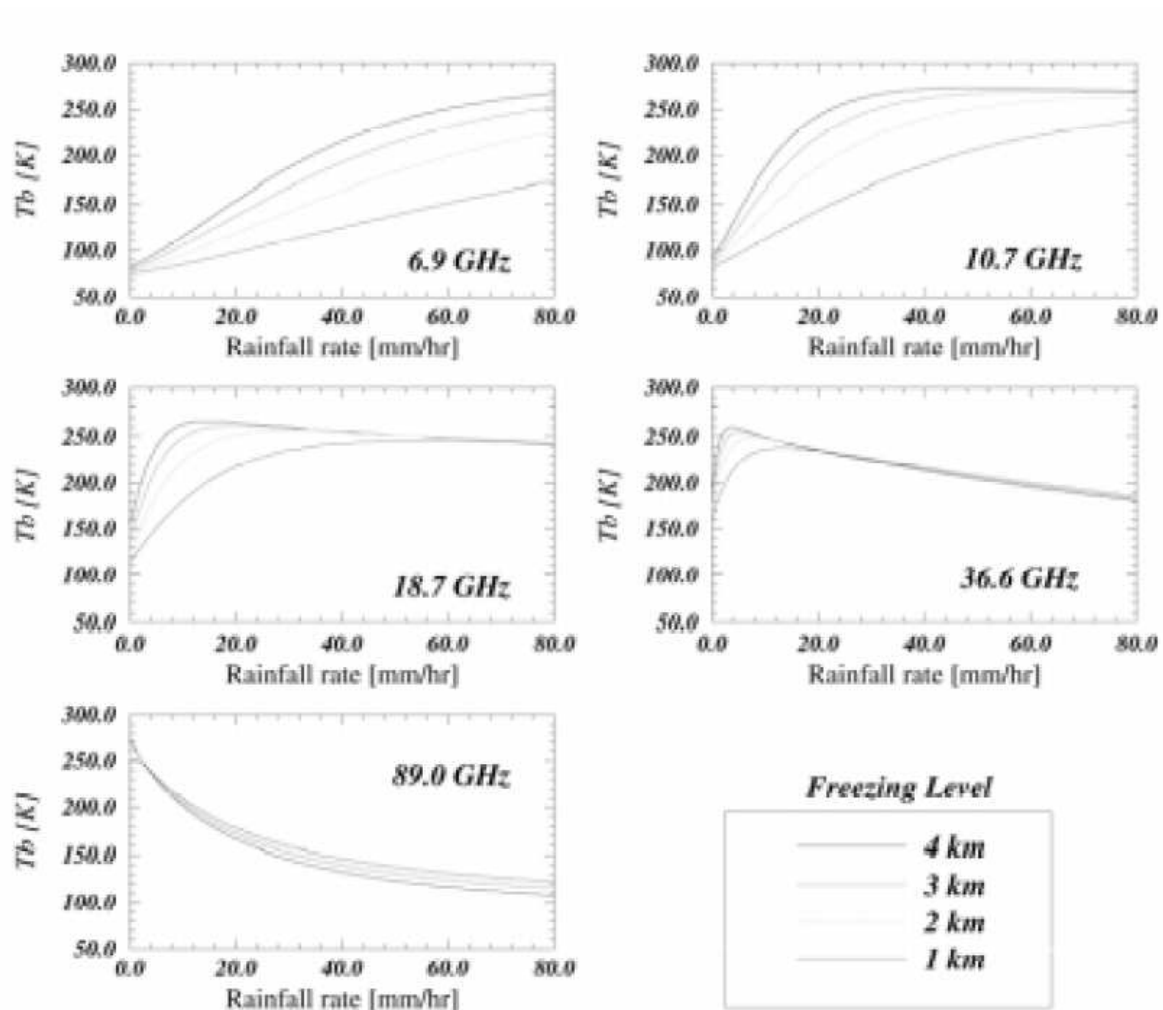


Fig. 275 - Temperatura di brillantezza e intensità di pioggia per alcune frequenze lette da AMSR.

Si è deciso di analizzare il periodo che va da 13 Maggio a 28 Maggio 2008 essendo caratterizzato da elevata piovosità abbastanza diffusa su tutto il bacino.

Si procede quindi scaricando le immagini da Amrs e rielaborandole con il programma HDF-HEG.

Essendo il sensore AMRS montato sul satellite polare Aqua, sono disponibili una media di 2 immagini al giorno.

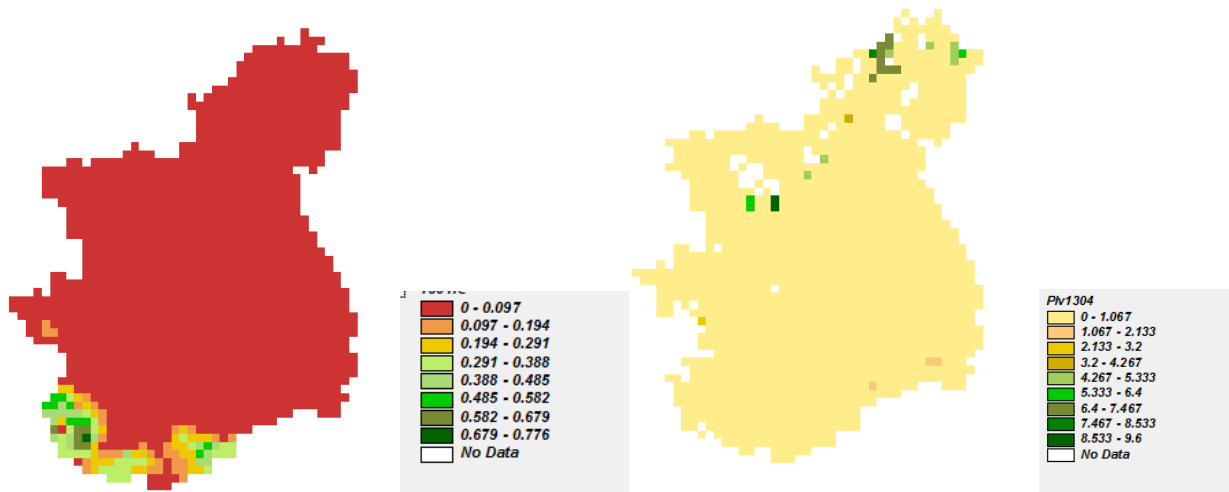


Fig. 276 pioggia [mm/h] 2008/05/13 ore 04 a)interpolati b) Amsr-e

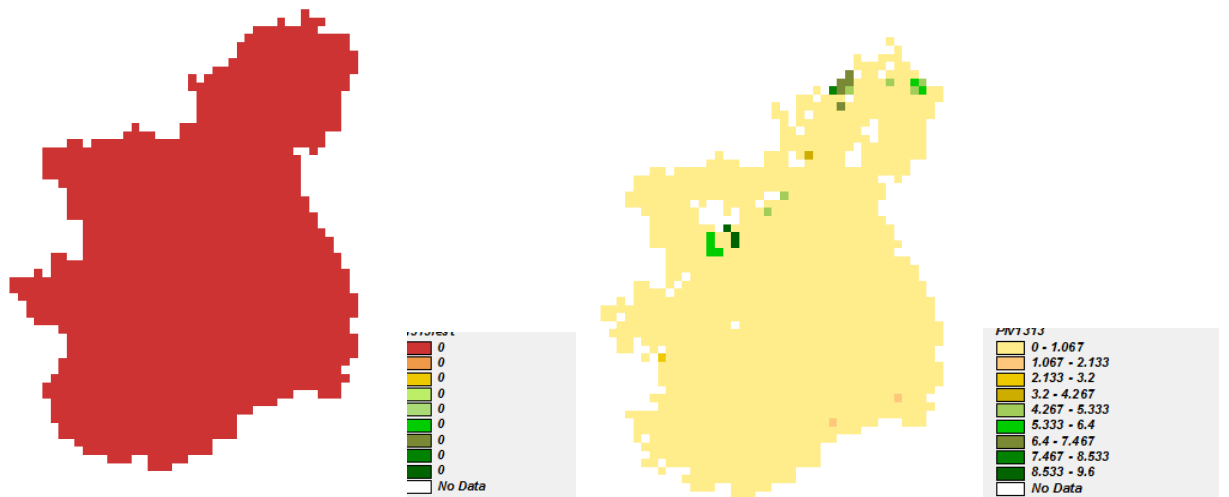


Fig. 277 pioggia [mm/h] 2008/05/13 ore 13 a)interpolati b) Amsr-e

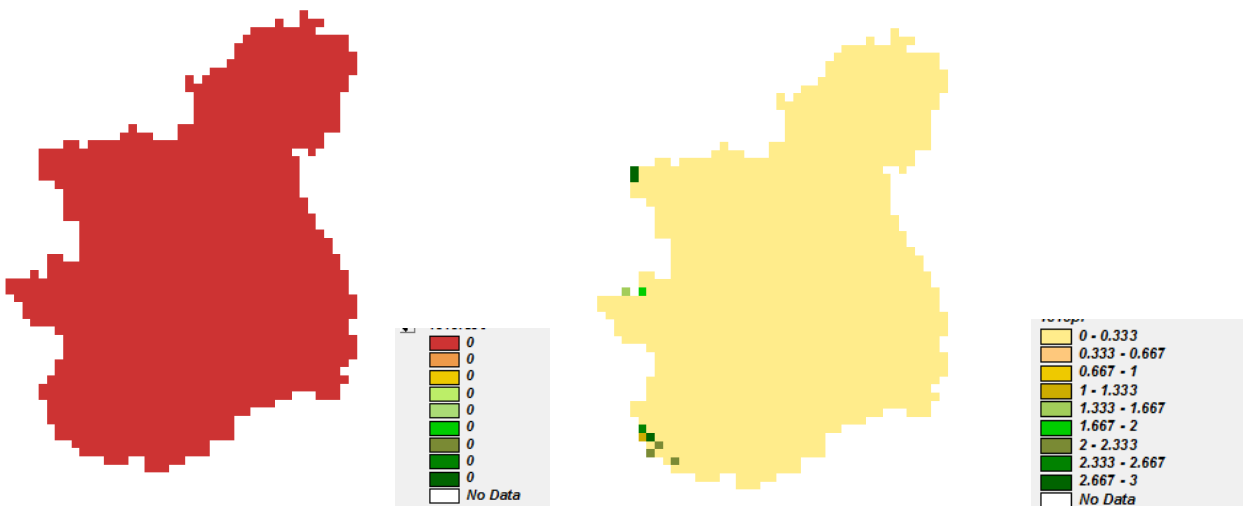


Fig. 278 pioggia [mm/h] 2008/05/13 ore 15 a)interpolati b) Amsr-e

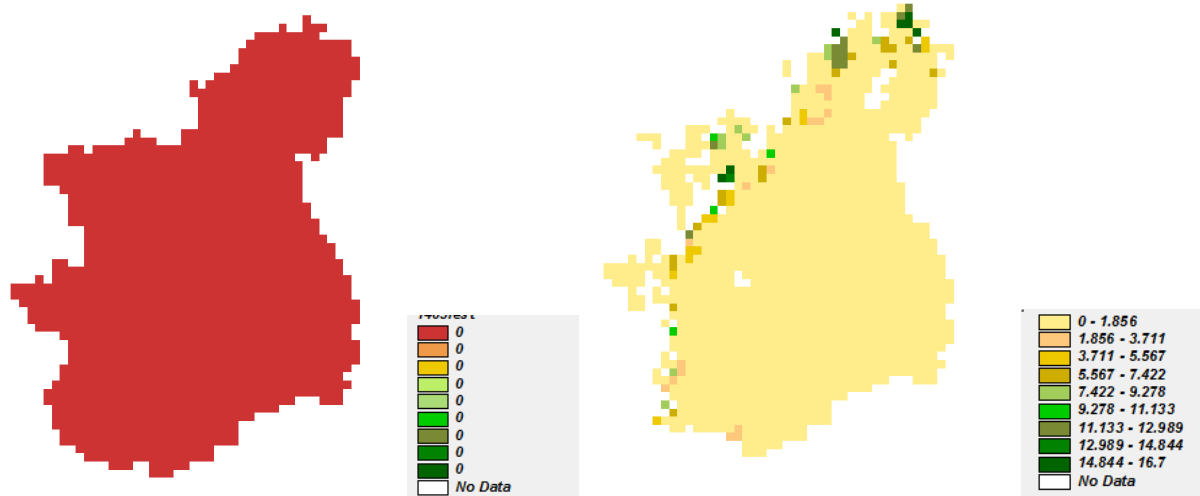


Fig. 279 pioggia [mm/h] 2008/05/14 ore 03 a)interpolati b) Amsr-e

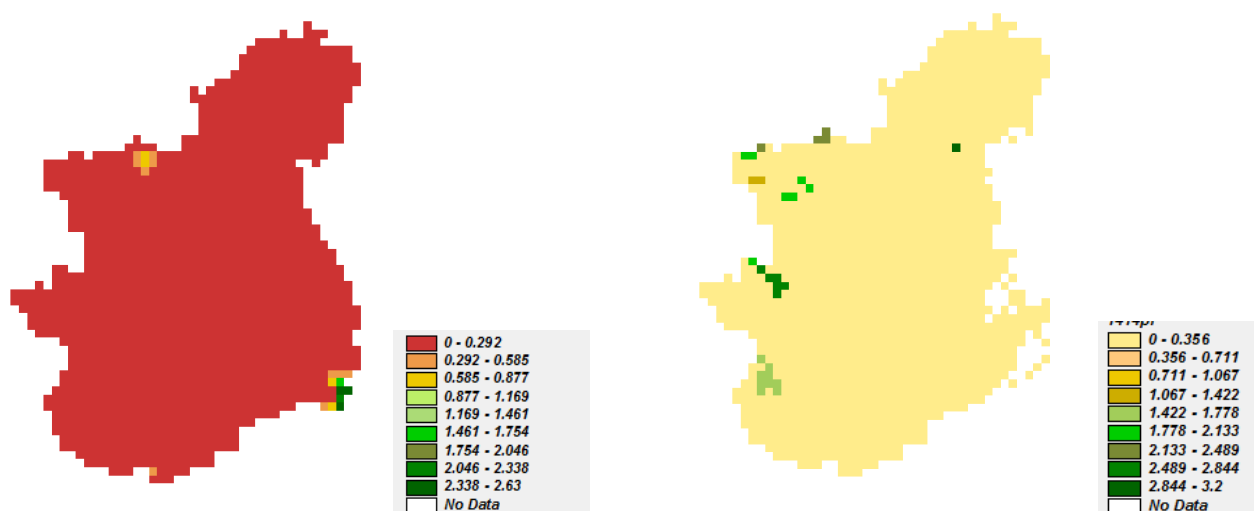


Fig. 280 pioggia [mm/h] 2008/05/14 ore 14 a)interpolati b) Amsr-e

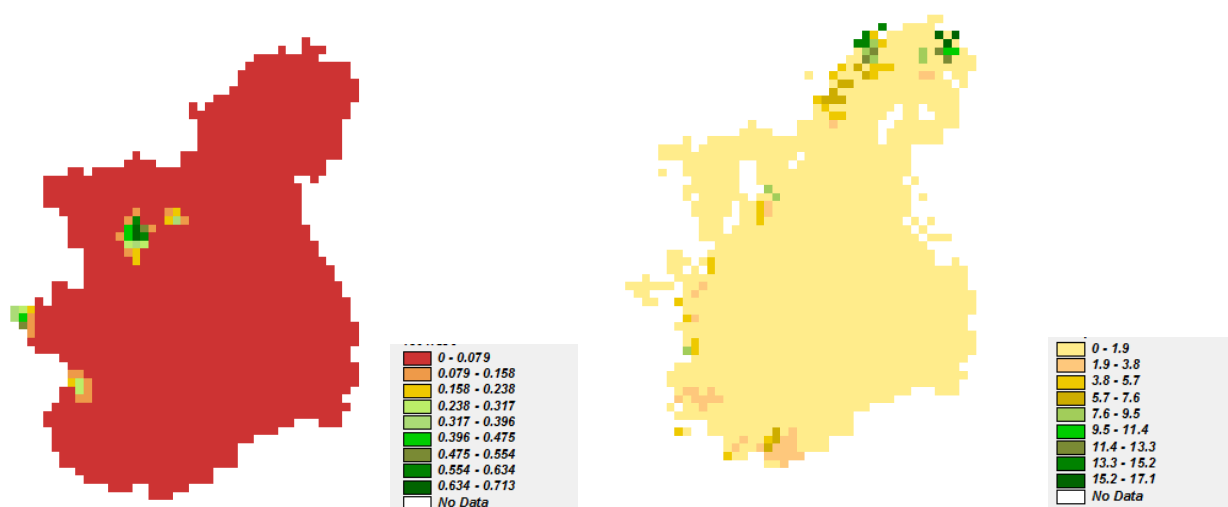


Fig. 281 pioggia [mm/h] 2008/05/15 ore 04 a)interpolati b) Amsr-e

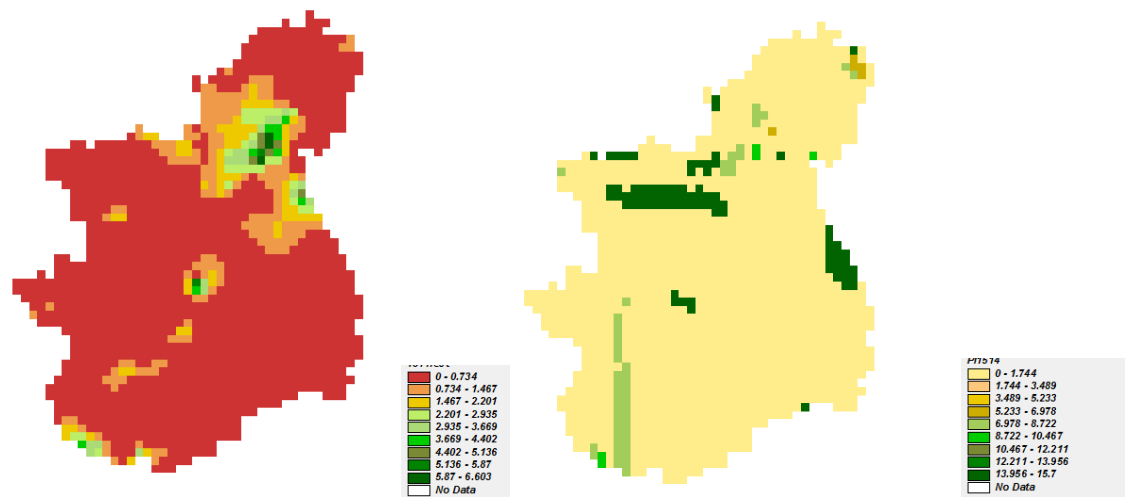


Fig. 282 pioggia [mm/h] 2008/05/15 ore 14 a)interpolati b) Amsr-e

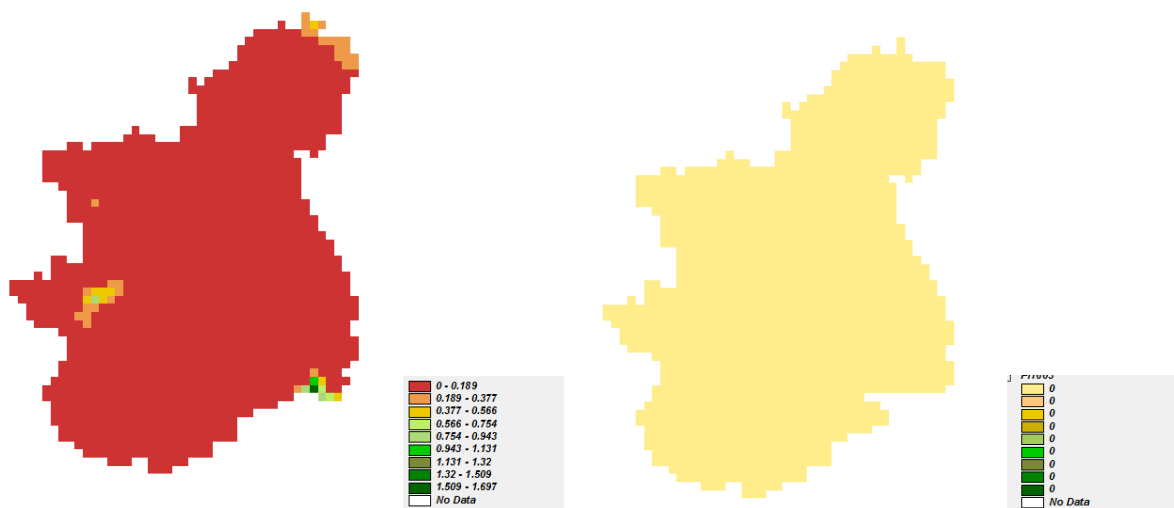


Fig. 283 pioggia [mm/h] 2008/05/16 ore 03 a)interpolati b) Amsr-e

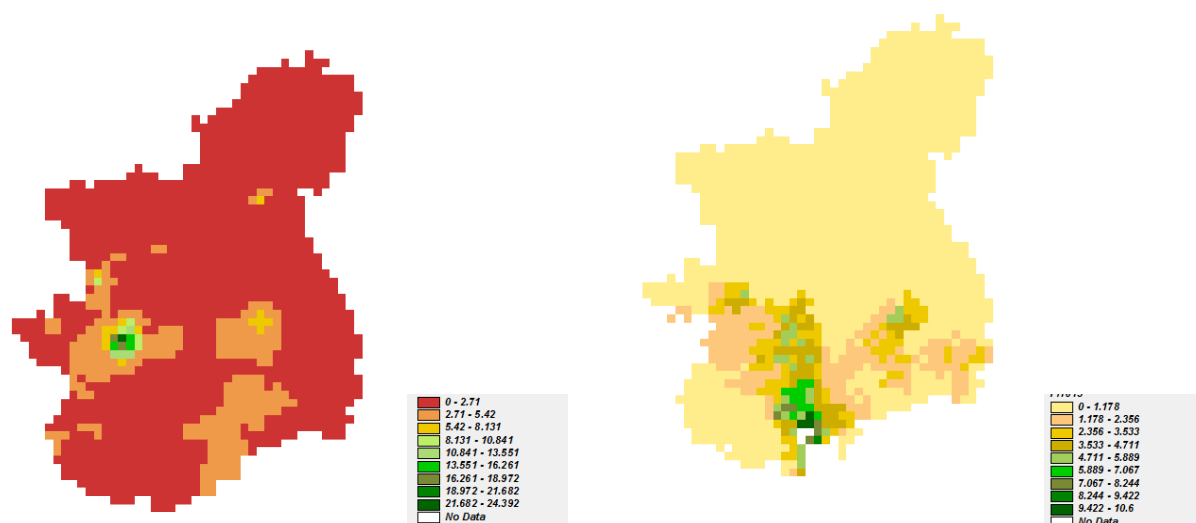


Fig. 284 pioggia [mm/h] 2008/05/16 ore 13 a)interpolati b) Amsr-e

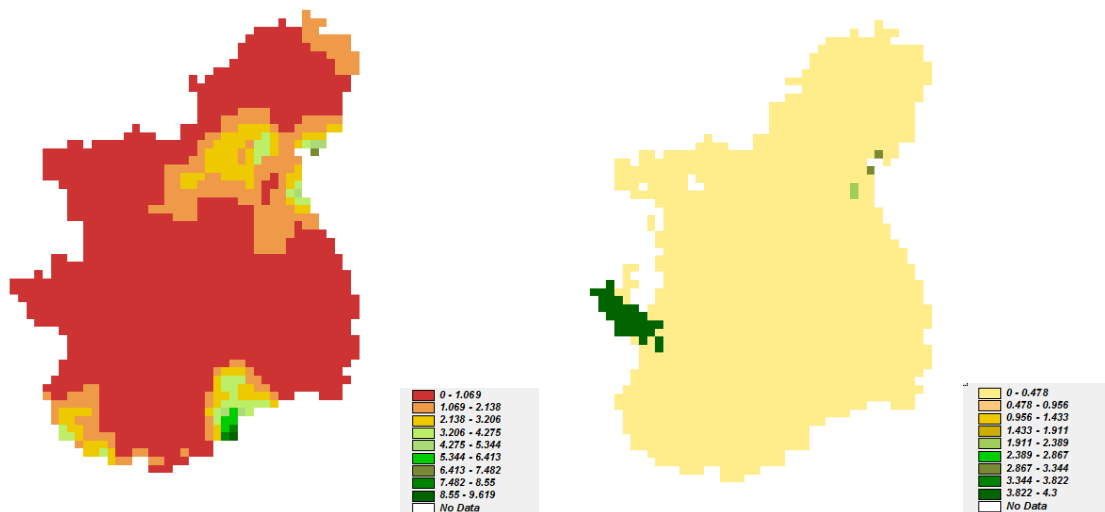


Fig. 285 pioggia [mm/h] 2008/05/17 ore 03 a)interpolati b) Amsr-e

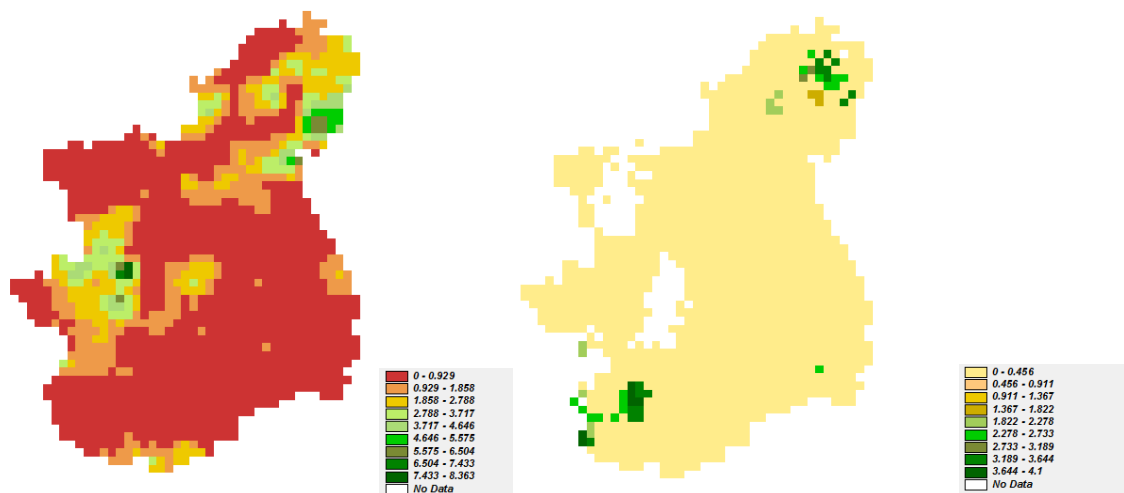


Fig. 286 pioggia [mm/h] 2008/05/17 ore 14 a)interpolati b) Amsr-e

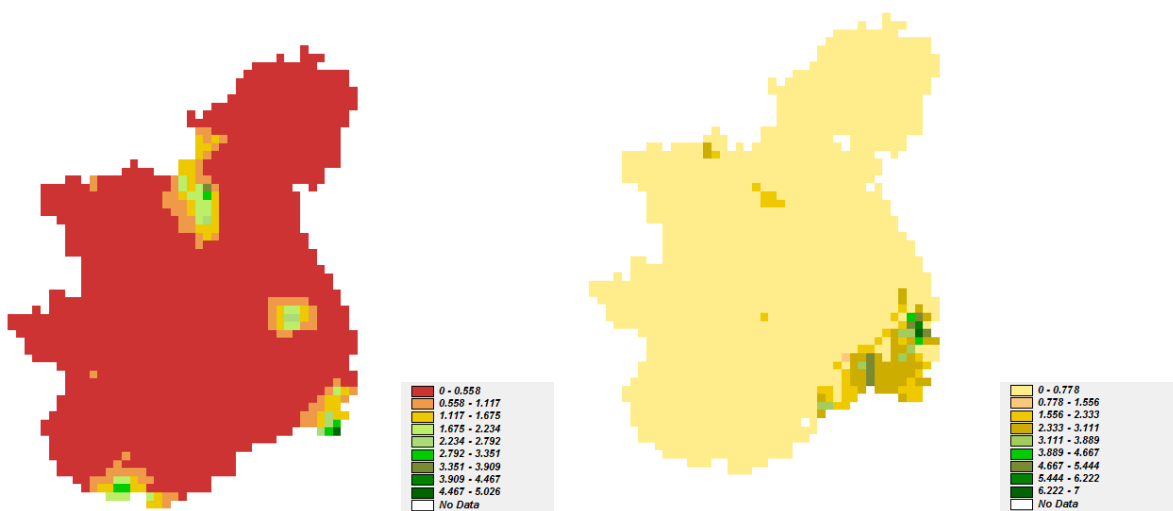


Fig. 287 pioggia [mm/h] 2008/05/18 ore 13 a)interpolati b) Amsr-e

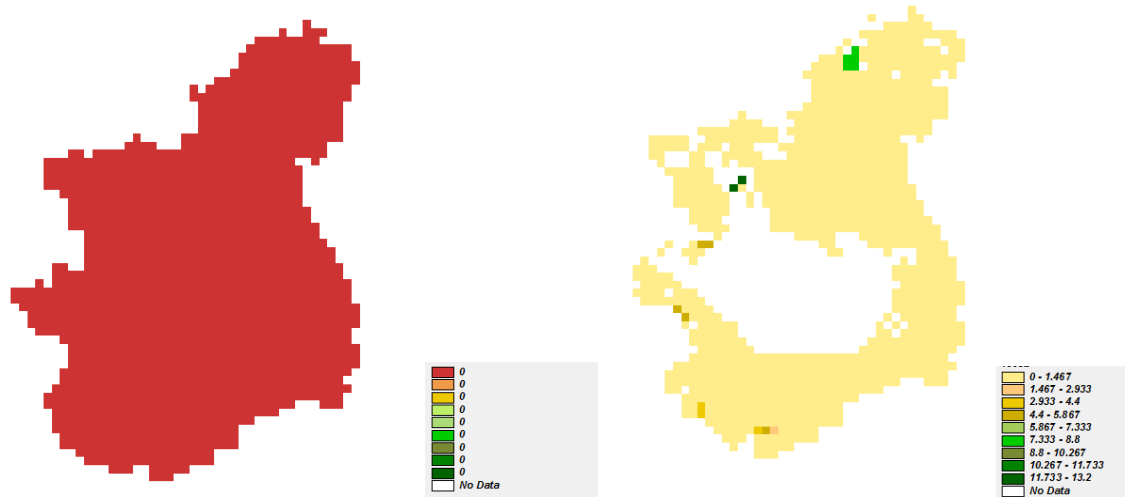


Fig. 288 pioggia [mm/h] 2008/05/19 ore 03 a)interpolati b) Amsr-e

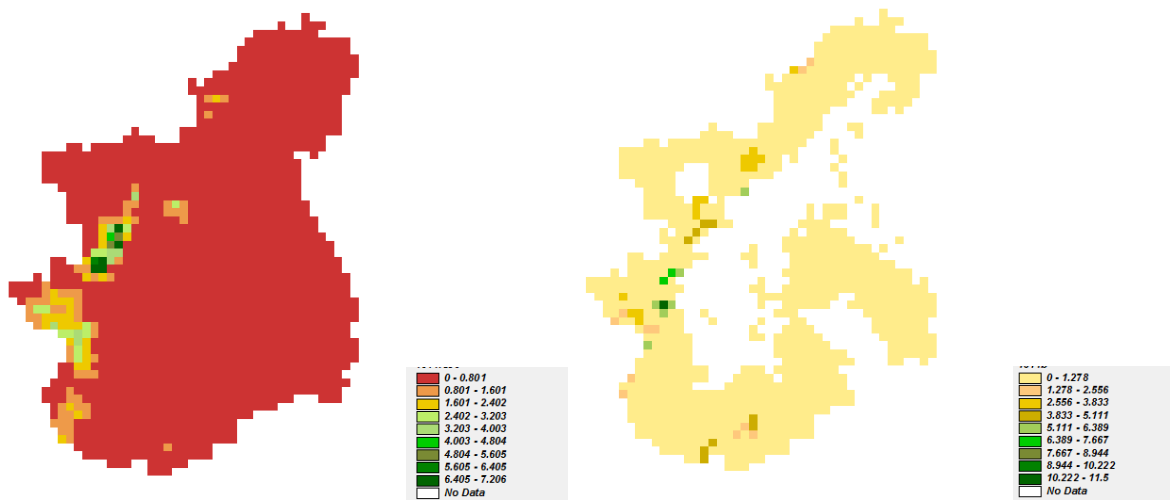


Fig. 289 pioggia [mm/h] 2008/05/19 ore 14 a)interpolati b) Amsr-e

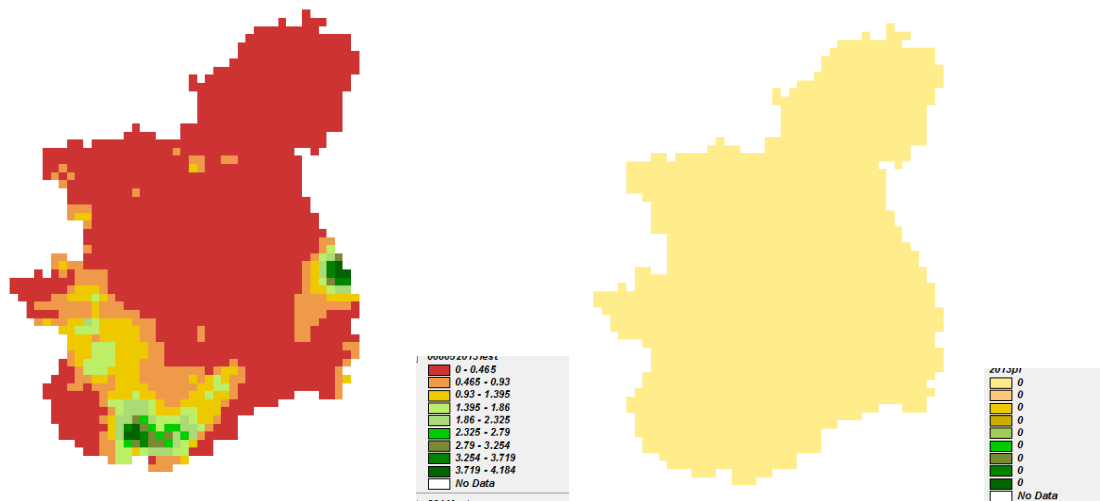


Fig. 290 pioggia [mm/h] 2008/05/20 ore 13 a)interpolati b) Amsr-e

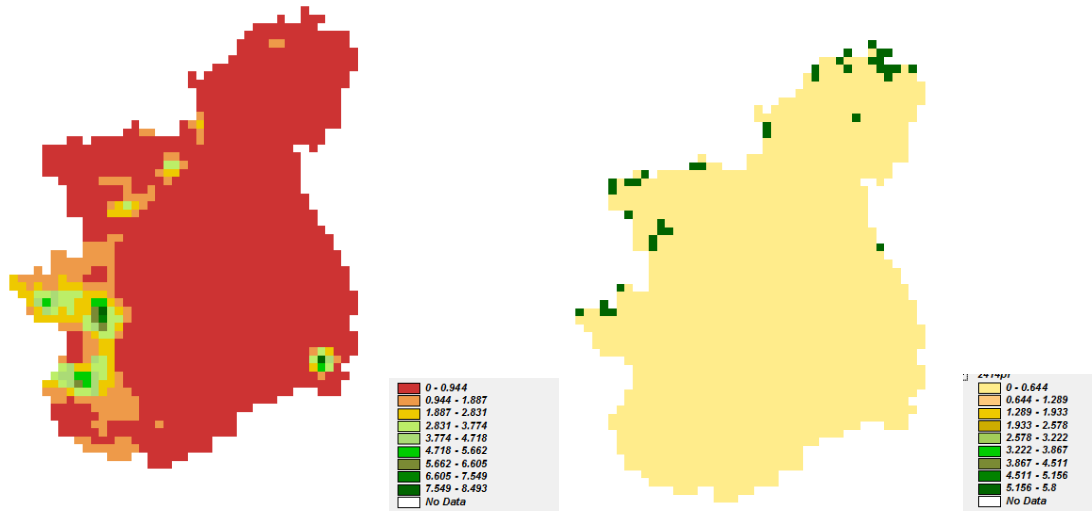


Fig. 291 pioggia [mm/h] 2008/05/21ore 14 a)interpolati b) Amsr-e

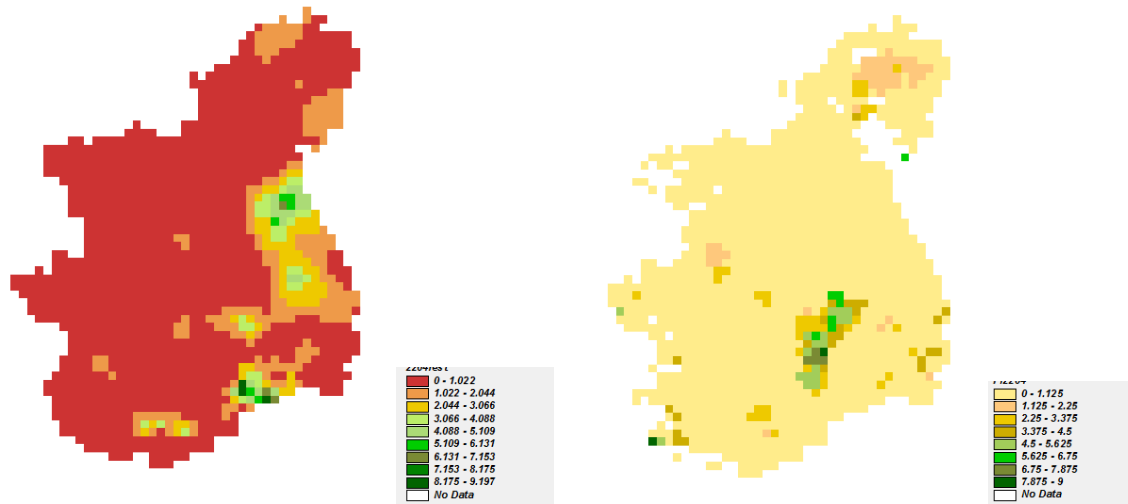


Fig. 292 pioggia [mm/h] 2008/05/22 ore 04 a)interpolati b) Amsr-e

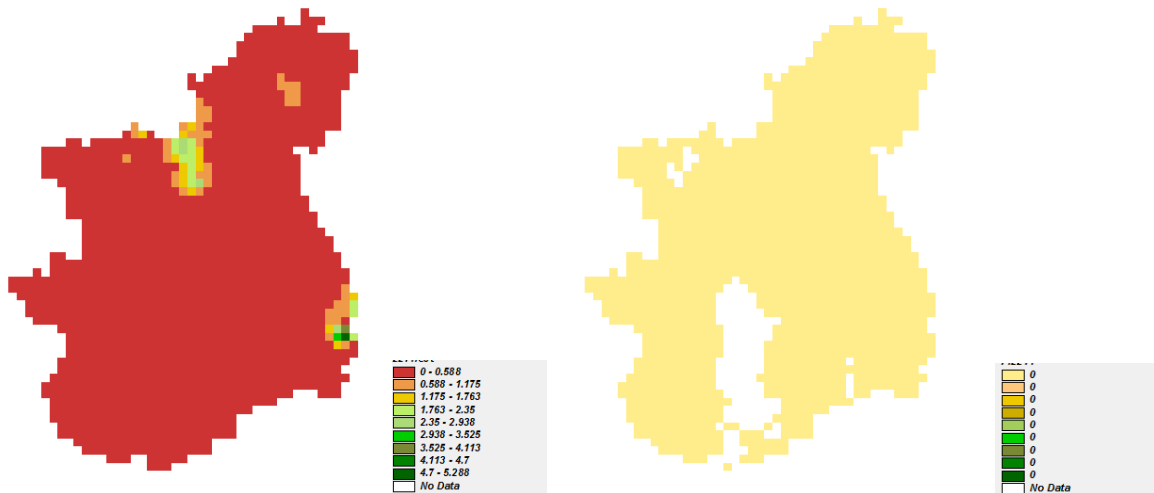


Fig. 293 pioggia [mm/h] 2008/05/22ore 14 a)interpolati b) Amsr-e

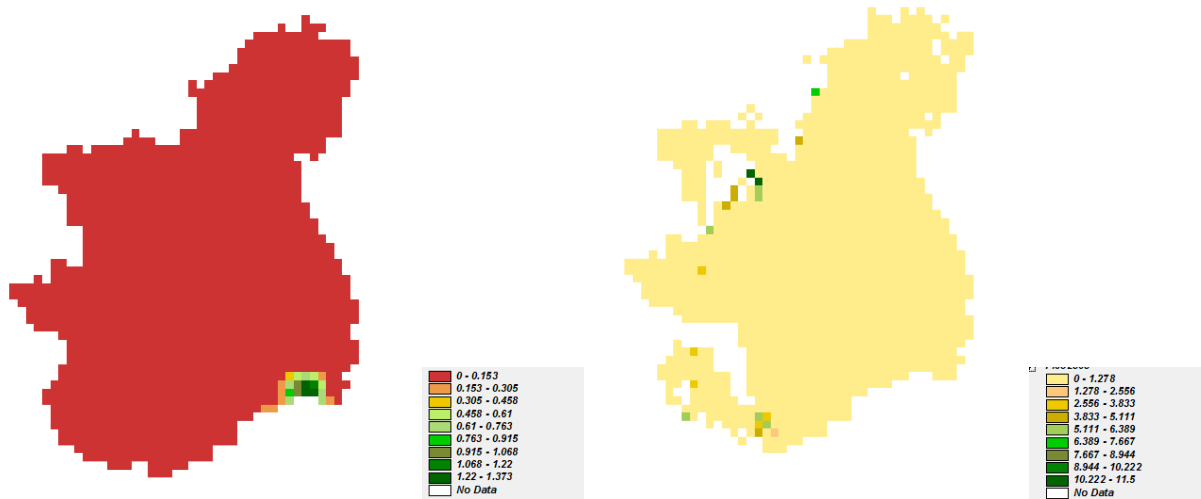


Fig. 294 pioggia [mm/h] 2008/05/23 ore 03 a)interpolati b) Amsr-e

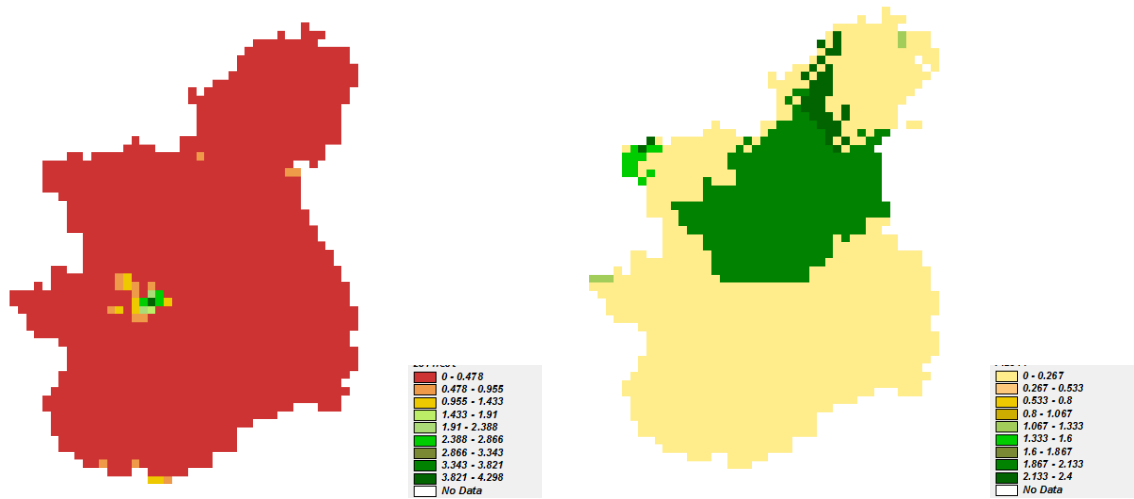


Fig. 295 pioggia [mm/h] 2008/05/23 ore 14 a)interpolati b) Amsr-e

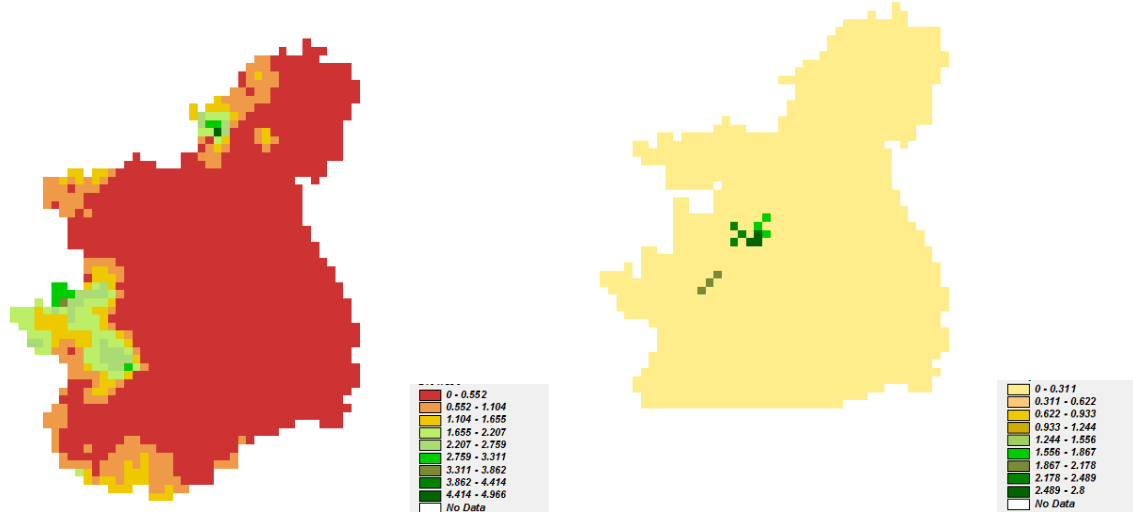


Fig. 296 pioggia [mm/h] 2008/05/24 ore 04 a)interpolati b) Amsr-e

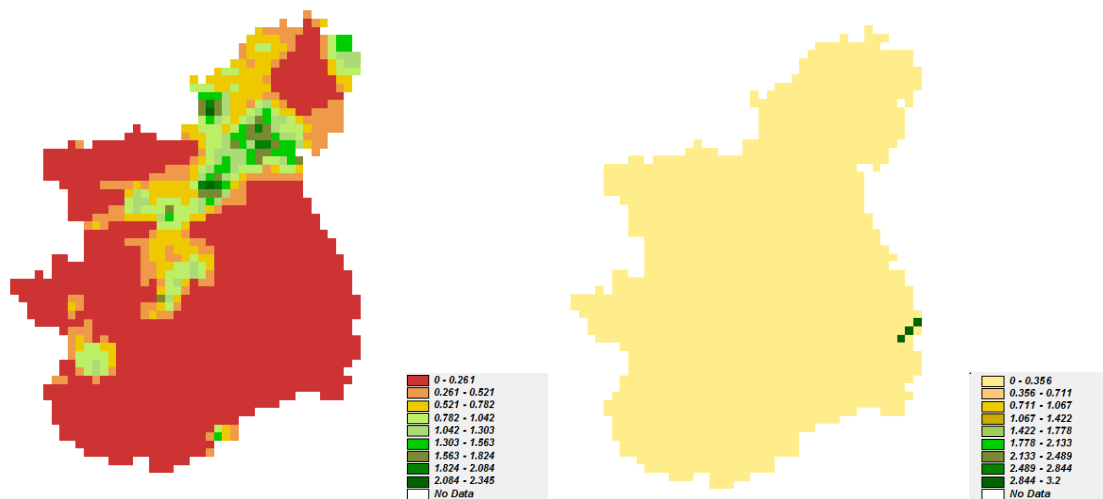


Fig. 297 pioggia [mm/h] 2008/05/24 ore 14 a)interpolati b) Amsr-e

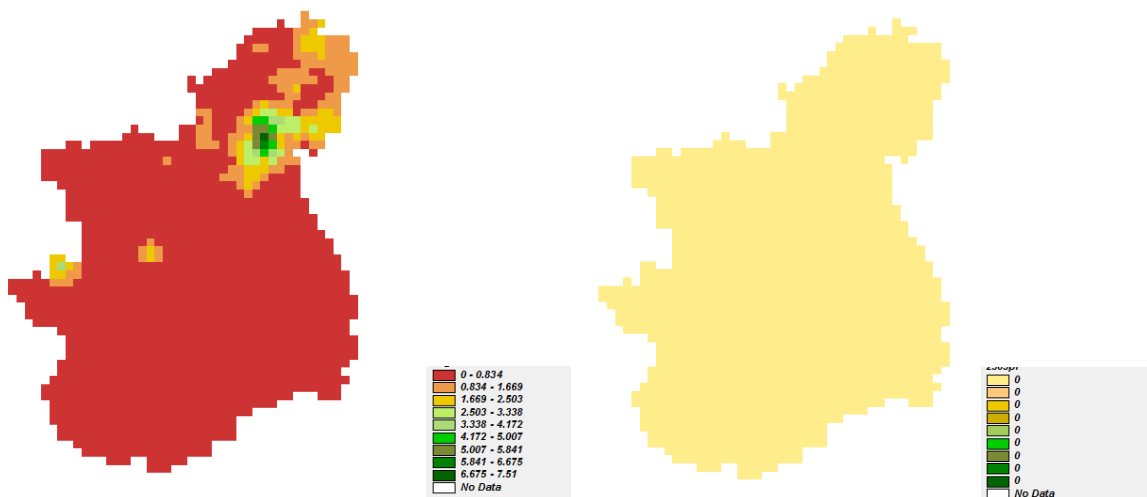


Fig. 298 pioggia [mm/h] 2008/05/25 ore 03 a)interpolati b) Amsr-e

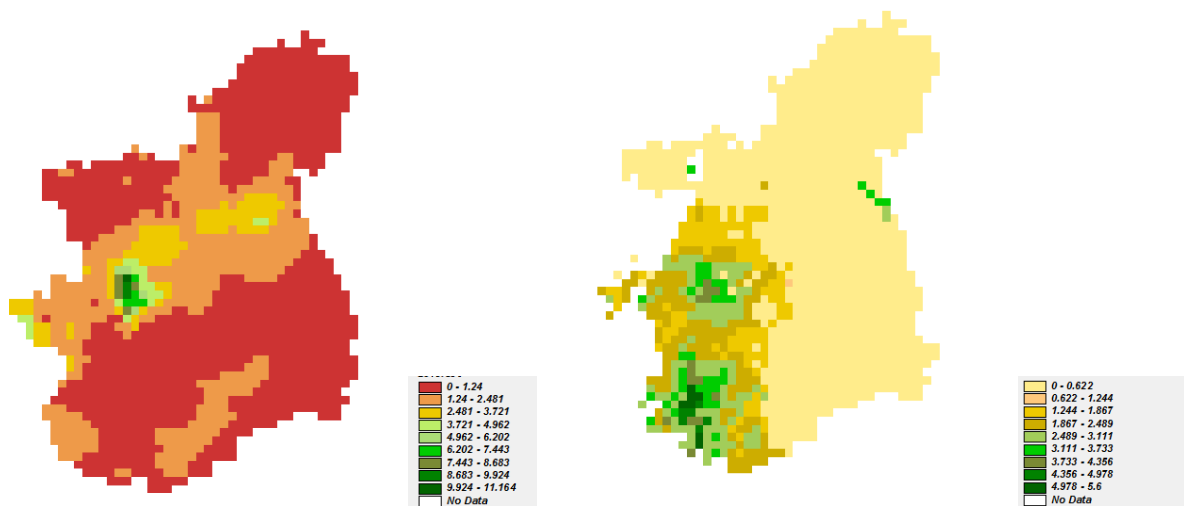


Fig. 299 pioggia [mm/h] 2008/05/25 ore 13 a)interpolati b) Amsr-e

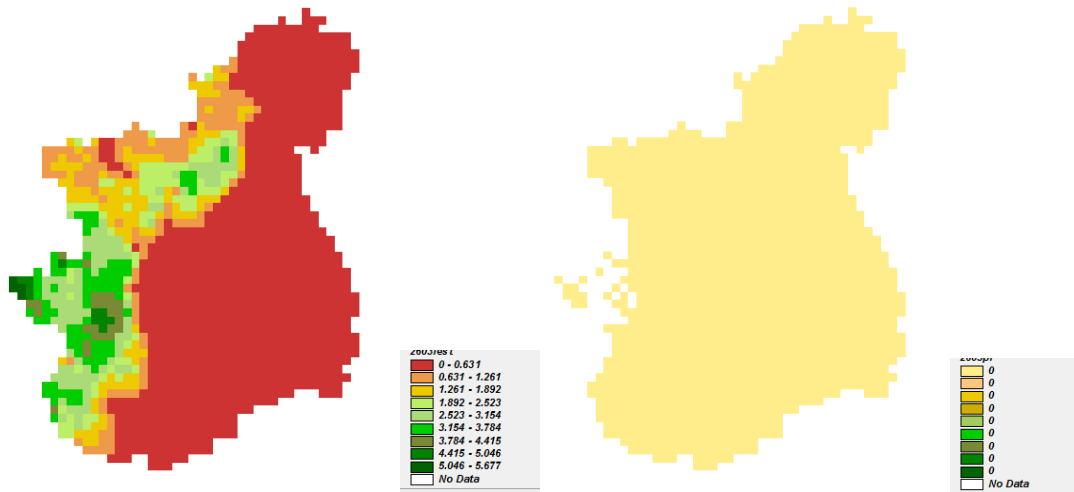


Fig. 300 pioggia [mm/h] 2008/05/26 ore 03 a)interpolati b) Amsr-e

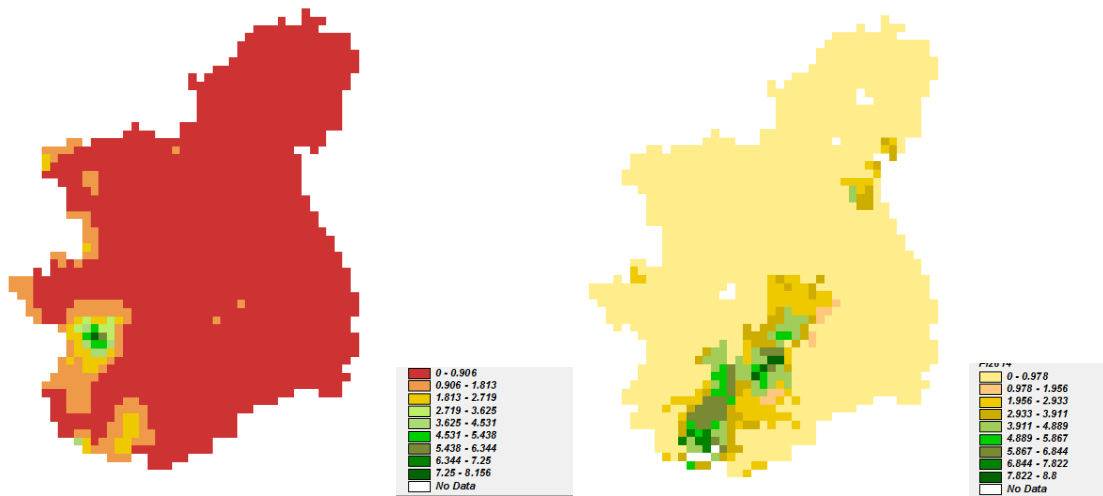


Fig. 301 pioggia [mm/h] 2008/05/26 ore 14 a)interpolati b) Amsr-e



Fig. 302 pioggia [mm/h] 2008/05/27 ore 13 a)interpolati b) Amsr-e

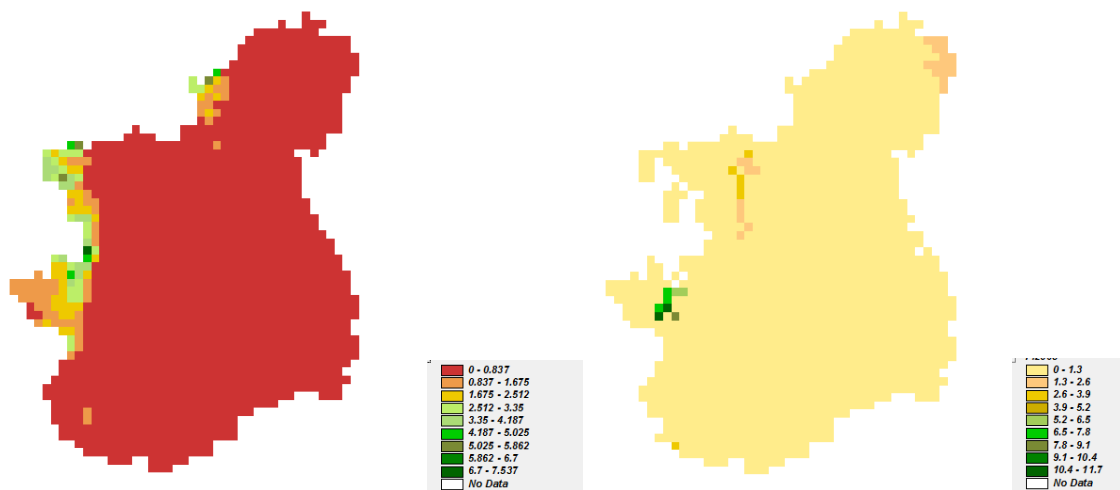


Fig. 303 pioggia [mm/h] 2008/05/28 ore 03 a)interpolati b) Amsr-e

Si confrontano le immagini ottenute da satellite con i dati delle singole stazioni e con le immagini interpolate con il metodo della distanza inversa. Il satellite misura istantaneamente la pioggia al momento del suo passaggio sopra la zona analizzata.

L’orario di passaggio del satellite non è fisso e si sono confrontate le immagini con i dati a terra relativi all’ora più vicina (tab 2).

Come si può vedere dalla tab. 3 e dalle fig 304 e 305, la media degli errori risulta essere elevata con valore di s2 elevato.

Anche i valori dell’indice di Nash,essendo sempre negativi, indicano una scarsa correlazione tra il valore a terra e quello satellitare.

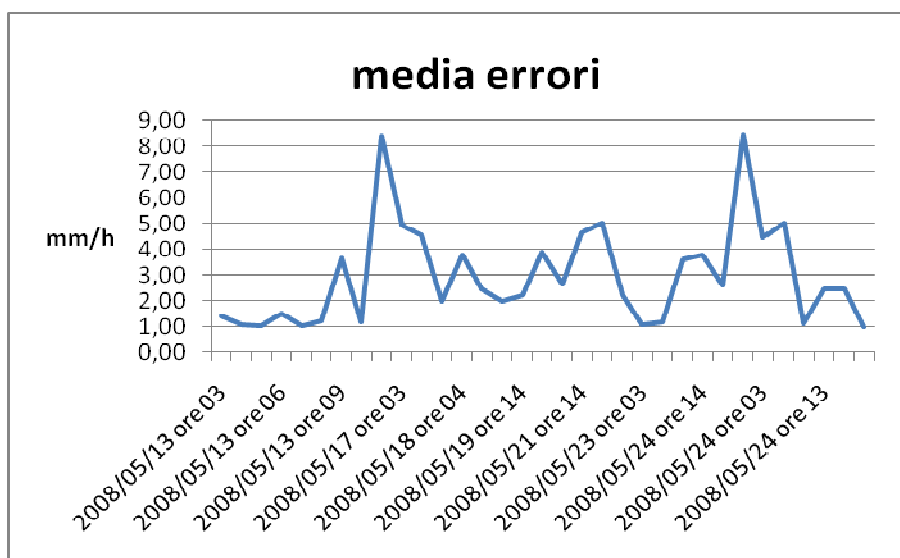


Fig. 304 - Media errori confronto mappe Amsr e dati da stazioni

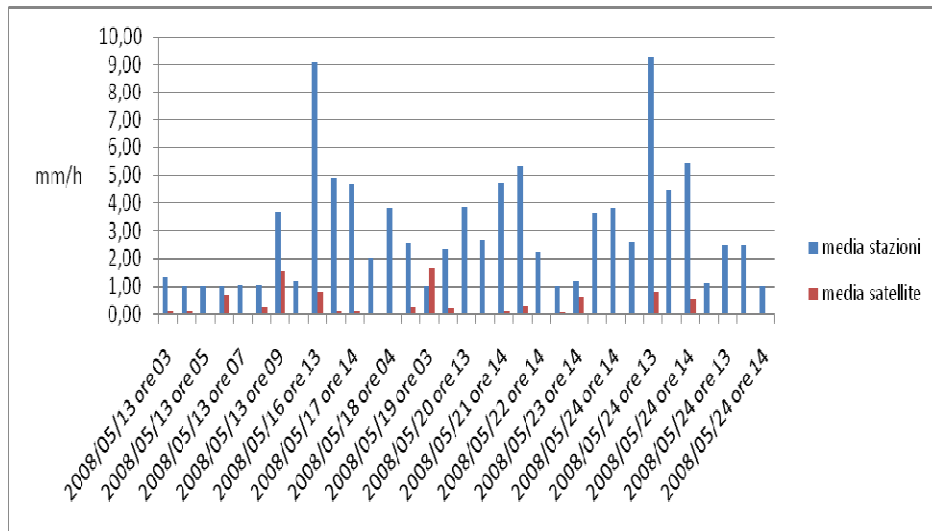


Fig. 305 - Media precipitazione da mappe Amsr e da dati delle stazioni

	media	s2	rmse	Nash	Media stazioni	deviazione standard stazioni	media amsre	deviazione standard modis	dif delle medie
2008/05/13 ore 04	1,43	1,59	1,90	-0,43	1,33	1,11	0,14	0,94	1,19
2008/05/13 ore 13	1,09	0,35	1,24	0,07	1,01	0,12	0,11	0,83	0,90
2008/05/13 ore 15	1,02	0,02	1,03	-0,01	1,02	0,13	0,02	0,25	0,99
2008/05/14 ore 03	1,54	4,98	2,70	0,08	1,01	0,07	0,69	2,69	0,31
2008/05/14 ore 14	1,04	0,08	1,08	-0,08	1,04	0,27	0,05	0,32	0,99
2008/05/15 ore 04	1,24	1,61	1,77	0,04	1,05	0,39	0,29	1,54	0,77
2008/05/15 ore 14	3,64	22,96	6,01	-0,58	3,67	5,19	1,55	4,31	2,12
2008/05/16 ore 03	1,19	0,86	1,51	-0,61	1,19	0,93	0,00	0,00	1,19
2008/05/16 ore 13	8,40	56,65	11,27	-1,12	9,09	7,88	0,83	1,61	8,27
2008/05/17 ore 03	4,93	27,48	7,19	-1,19	4,92	5,27	0,14	0,76	4,78
2008/05/17 ore 14	4,54	32,83	7,30	-1,72	4,68	5,86	0,15	0,59	4,53
2008/05/18 ore 02	2,01	10,82	3,85	-2,66	2,01	3,29	0,00	0,00	2,01
2008/05/18 ore 04	3,81	25,85	6,35	-1,77	3,81	5,08	0,00	0,00	3,81
2008/05/18 ore 13	2,45	10,37	4,04	-1,96	2,57	3,43	0,29	0,92	2,28
2008/05/19 ore 03	2,01	2,48	2,55	-0,05	1,00	0,07	1,65	2,47	-0,65
2008/05/19 ore 14	2,24	9,03	3,74	-1,82	2,34	3,24	0,22	0,94	2,12
2008/05/20 ore 13	3,87	10,90	5,08	-0,72	3,87	3,30	0,00	0,00	3,87
2008/05/21 ore 03	2,66	4,06	3,34	-0,57	2,66	2,02	0,00	0,00	2,66
2008/05/21 ore 14	4,67	39,99	7,85	-1,90	4,72	6,37	0,12	0,69	4,61
2008/05/22 ore 04	5,05	31,62	7,55	-1,42	5,34	5,89	0,33	1,12	5,01
2008/05/22 ore 14	2,24	10,05	3,88	-1,99	2,24	3,17	0,00	0,00	2,24
2008/05/23 ore 03	1,08	0,54	1,31	0,04	1,02	0,21	0,10	0,91	0,92
2008/05/23 ore 14	1,20	0,77	1,48	-0,72	1,19	0,98	0,62	0,97	0,57
2008/05/24 ore 04	3,62	16,71	5,45	-1,27	3,62	4,09	0,00	0,00	3,62
2008/05/24 ore 14	3,79	18,35	5,71	-1,27	3,79	4,28	0,00	0,00	3,79
2008/05/25 ore 03	2,59	15,36	4,69	-2,27	2,59	3,92	0,00	0,00	2,59
2008/05/25 ore 13	8,48	33,36	10,25	-0,76	9,29	6,29	0,84	1,22	8,44
2008/05/26 ore 03	4,46	30,01	7,05	-1,50	4,46	5,48	0,00	0,00	4,46

2008/05/26 ore 14	5,05	13,69	6,26	-0,74	5,42	3,91	0,56	1,52	4,86
2008/05/27 ore 04	1,14	0,51	1,34	-0,40	1,14	0,72	0,00	0,00	1,14
2008/05/27 ore 13	2,46	13,58	4,42	-2,24	2,46	3,69	0,00	0,00	2,46
2008/05/28 ore 03	2,46	13,58	4,42	-2,24	2,46	3,69	0,00	0,00	2,46
2008/05/28 ore 14	1,00	0,00	1,01	0,00	1,00	0,07	0,00	0,00	1,00

Tab. 3- Confronto mappe Amsr e dati da stazioni

Infatti come è già noto in letteratura [2], il sensore Amsre tende a sottostimare sia a livello quantitativo che a livello spaziale il fenomeno precipitativo.

I risultati ottenuti invece dal confronto con le mappe di precipitazione misurata a terra interpolata hanno media degli errori e la differenza delle medie che risultano essere più contenute (tab. 4, fig307, 308), l'indice di Nash però è molto basso mostrando problemi di variabilità spaziale.

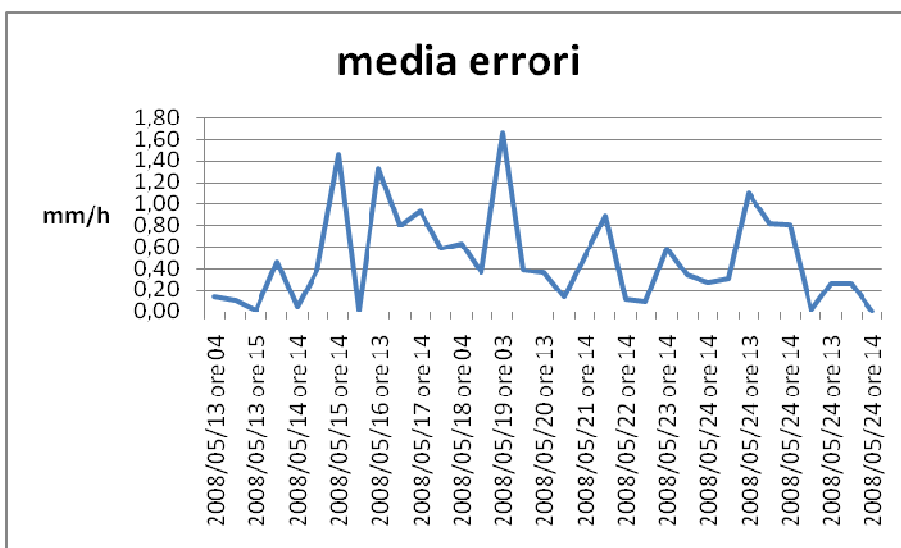


Fig. 306 - Confronto mappe Amsr e dati interpolati

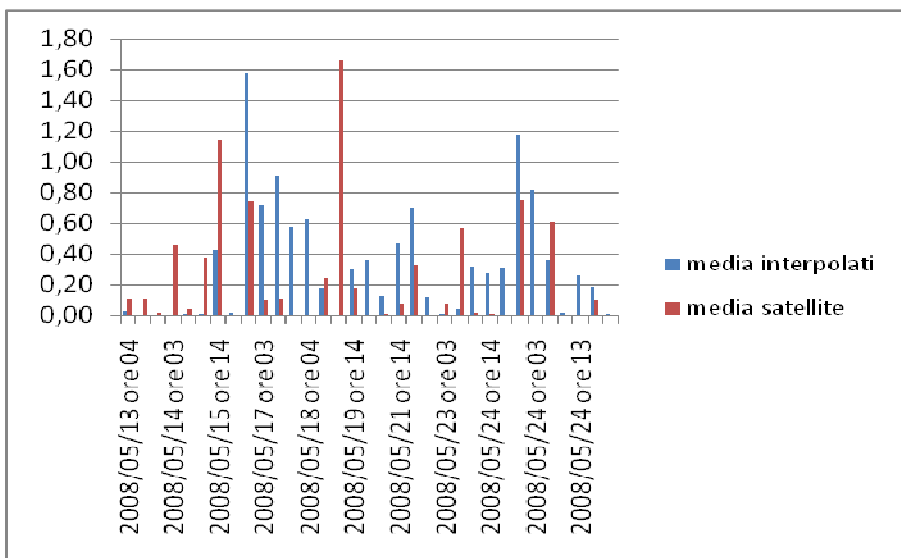


Fig. 307 - Confronto mappe Amsr e dati interpolati

	media	s2	rmse	nash	media stazioni	deviazione standard stazioni	media amsre	deviazione standard modis	dif delle medie
2008/05/13 ore 04	0,13	0,68	0,84	-0,03	0,03	0,09	0,11	0,82	-0,08
2008/05/13 ore13	0,11	0,69	0,84	-0,02	0,00	0,00	0,11	0,83	-0,11
2008/05/13 ore 15	0,01	0,04	0,19	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,19	-0,01
2008/05/14 ore 03	0,46	4,32	2,13	-0,05	0,00	0,00	0,46	2,08	-0,46
2008/05/14 ore 14	0,05	0,09	0,30	-0,04	0,01	0,06	0,04	0,30	-0,04
2008/05/15 ore 04	0,38	2,99	1,77	-0,04	0,01	0,05	0,37	1,73	-0,37
2008/05/15 ore 14	1,46	13,16	3,91	-0,06	0,42	0,83	1,14	3,78	-0,72
2008/05/16 ore 03	0,01	0,00	0,06	-18,49	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01
2008/05/16 ore 13	1,33	2,84	2,14	-0,74	1,58	1,79	0,74	1,52	0,84
2008/05/17 ore 03	0,80	1,22	1,36	-1,08	0,72	0,99	0,10	0,63	0,62
2008/05/17 ore 14	0,94	1,41	1,51	-1,30	0,92	1,18	0,11	0,56	0,81
2008/05/18 ore 02	0,58	1,77	1,45	-5,28	0,58	1,33	0,00	0,00	0,58
2008/05/18 ore 04	0,63	0,96	1,16	-2,45	0,63	0,98	0,00	0,00	0,63
2008/05/18 ore 13	0,35	0,78	0,95	-0,13	0,17	0,45	0,24	0,89	-0,07
2008/05/19 ore 03	1,66	5,75	2,91	-0,48	0,00	0,00	1,66	2,40	-1,66
2008/05/19 ore 14	0,39	1,06	1,10	-0,43	0,30	0,82	0,18	0,90	0,12
2008/05/20 ore 13	0,36	0,39	0,72	-3,00	0,36	0,63	0,00	0,00	0,36
2008/05/21 ore 03	0,14	0,16	0,42	-2,78	0,13	0,36	0,01	0,17	0,12
2008/05/21 ore 14	0,51	1,08	1,16	-1,93	0,46	0,96	0,07	0,51	0,39
2008/05/22 ore 04	0,89	1,70	1,58	-0,64	0,70	1,07	0,33	1,10	0,37
2008/05/22 ore 14	0,12	0,14	0,39	-9,98	0,12	0,37	0,00	0,00	0,12
2008/05/23 ore 03	0,09	0,47	0,69	-0,03	0,01	0,10	0,08	0,68	-0,06
2008/05/23 ore 14	0,59	0,86	1,10	-0,37	0,04	0,22	0,57	0,94	-0,53
2008/05/24 ore 04	0,34	0,41	0,72	-2,60	0,32	0,62	0,02	0,21	0,30
2008/05/24 ore 14	0,27	0,19	0,52	-1,92	0,27	0,42	0,01	0,14	0,26
2008/05/24 ore 03	0,31	0,54	0,79	-5,63	0,31	0,73	0,00	0,00	0,31
2008/05/24 ore 13	1,10	0,89	1,45	-0,33	1,17	1,11	0,75	1,21	0,42
2008/05/24 ore 03	0,82	1,40	1,44	-2,09	0,82	1,18	0,00	0,00	0,82
2008/05/24 ore 14	0,80	1,90	1,60	-0,06	0,36	0,63	0,61	1,54	-0,25
2008/05/24 ore 04	0,01	0,01	0,09	-39,95	0,01	0,09	0,00	0,00	0,01
2008/05/24 ore 13	0,26	0,88	0,97	-13,30	0,26	0,94	0,00	0,00	0,26
2008/05/24 ore 03	0,26	0,67	0,86	-0,38	0,18	0,61	0,10	0,72	0,09
2008/05/24 ore 14	0,00	0,00	0,01	-155,60	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00

Tab. 4- Confronto mappe Amsr e dati interpolati

In Fig. 310 è invece rappresentata la pioggia cumulata su tutta la mappa ricavata sia da satellite che dalle stazioni a terra. I valori sono molto differenti, questo è dovuto anche al fatto che la qualità di molte immagini è scarsa e quindi mancano informazioni di parecchi pixel. La media delle differenze è -250.76 mm/h e la varianza delle differenze è di $34546.18 \text{ mm}^2/\text{h}^2$.

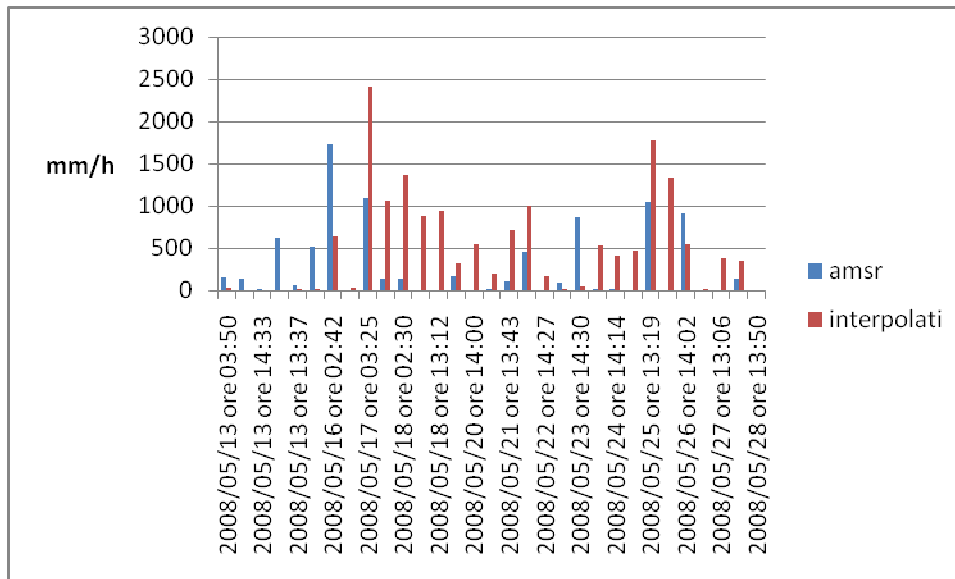


Fig. 308 - Pioggia cumulata da Amsre e a terra

Conclusioni

Scopo dell'elaborato è stato valutare l'affidabilità delle misure satellitari di temperatura dell'aria, umidità, radiazione, pioggia con dati misurati a terra da tradizionali reti di monitoraggio. Per ogni variabile meteorologica è stata effettuata una analisi degli errori.

Per quanto riguarda la temperatura dell'aria a livello superficiale, questa non è direttamente ricavabile da satellite. Il sensore Modis fornisce un profilo di temperatura, ovvero si ha a disposizione una determinata quota e temperatura dell'aria. Come prima approssimazione, per riportare le temperature a livello del suolo, si utilizza una formula secondo la quale la temperatura varia secondo una legge lineare con un coefficiente costante pari a 0.00065°C [4]. I risultati ottenuti dai confronti denotano un'elevata sottostima del dato satellitare rispetto al dato a terra.

È stato successivamente calcolato un gradiente termico osservato per ogni pixel per ogni immagine a partire dai livelli forniti dal Modis e nota la quota del pixel. Con questo secondo metodo gli errori tra dato satellitare e dato a terra diminuiscono; anche la varianza e la radice dell'errore quadratico medio risultano minori. L'indice di Nash attesta che considerare il gradiente costante non dà risultati attendibili, mentre con il secondo metodo tale indice denota affidabilità nel confronto. In generale il satellite sottostima il valore di temperatura rispetto al dato a terra.

Il vantaggio del sensore Modis è che viene fornito direttamente un prodotto di temperatura dell'aria ma la risoluzione temporale è di sole due immagini al giorno. Si è quindi preso in considerazione il sensore Seviri a bordo di Meteosat che essendo geostazionario, fornisce immagini ogni ora. Il prodotto fornito però è quello della temperatura superficiale. Sono state quindi ricavate delle relazioni diverse per giorno e notte tra temperatura dell'aria al suolo e LST da satellite nei punti delle stazioni. Successivamente si sono applicate queste equazioni all'intera mappa per ricavare la temperatura dell'aria.

La radiazione entrante a onde corte è direttamente disponibile da Seviri, mentre non è invece possibile per il Modis, perciò è stata ricavata con equazioni che usano temperatura di dew point. Ricavate le immagini di radiazione da Seviri e da Modis sono stati effettuati i confronti con i dati a terra delle stazioni e interpolati tenendo conto della topografia, fattore molto importante per la determinazione della radiazione, poiché infatti il raggio può incontrare degli ostacoli morfologici prima di arrivare al suolo e creare così zone d'ombra. Perciò è stato utilizzato un algoritmo che definisce per ogni ora quali sono le parti in ombra e quali no. Per valutare questo algoritmo si sono analizzate le differenze con i dati a terra interpolati tenendo conto delle ombre e senza ombre.

Dai risultati ottenuti si riscontra che i dati da Modis non si discostano molto dai dati a terra, soprattutto per il mese di Febbraio.

La media delle differenze è ancora più bassa se si confrontano i dati da Seviri con i dati a terra.

Entrambi i sensori sovrastimano la radiazione rispetto ai dati a terra.

L'umidità dell'aria è direttamente ricavata dal sensore Modis utilizzando formule che, partendo da temperatura dell'aria e temperatura di dew point, permettono di calcolare pressione del vapore e pressione di vapore saturo e quindi l'umidità relativa dell'aria. Temperatura dell'aria e temperatura di dew point sono ottenibili dal sensore Modis a diverse quote. Le analisi sono state fatte differenziando tra ore diurne e notturne. Dai confronti si evince che i discostamenti più significativi si hanno per le ore notturne e in generale per il mese di Febbraio. In generale però gli errori sono relativamente ridotti riscontrando una buona attendibilità del dato da satellite. Dai dati satellitari si ottiene un valore di umidità relativa dell'aria maggiore rispetto il dato a terra.

Per quanto riguarda la precipitazione è stato utilizzato direttamente il prodotto fornito dal sensore Amsr-e. Dal confronto con i dati delle singole stazioni si riscontrano errori e varianza elevati. Se invece si confrontano le mappe da satellite con i dati a terra interpolati con il metodo della distanza inversa, le differenze risultano più contenute ma l'indice di Nash molto basso indica problemi di variabilità spaziale.

Il dato meteorologico da satellite prima di essere utilizzato in future modellazioni idrologiche, necessita di un'attenta analisi di affidabilità a causa dell'elevata incertezza della misura da satellite, soprattutto per quanto riguarda la precipitazione.

Bibliografia

- [1] Peng Guangxiong, Li Jing, Chen Yunhao, Abdul Patah Norizan, Liphong Tay: "HIGH-RESOLUTION SURFACE RELATIVE HUMIDITY COMPUTATION USING MODIS IMAGE IN PENINSULAR MALAYSIA" Malaysia.
- [2] P. Basili, S. Bonafoni, R. Biondi, F. Pelliccia: "TELERILEVAMENTO DI EVENTI PRECIPITATIVI DA SATELLITE CON SENSORI A INFRAROSSO" Dip. di Ingegneria Elettronica e dell'Informazione, Università degli Studi di Perugia.
- [3] Thomas Wilhelm, Christian Kummerow, Ralph Ferraro: "EOS/AMSR RAINFALL (Algorithm Theoretical Basis Document)" Maggio 1999.
- [4]
- [5] Nash J. E., Sutcliffe J. V. : "RIVER FORECASTING THROUGH THE CONCEPTUAL MODELS, Part1: A discussion of principles" 1970.
- [6] Zhengming Wan and Jeff Dozier: "A GENERALIZED SPLIT-WINDOW ALGORITHM FOR RETRIEVING LAND-SURFACE TEMPERATURE FROM SPACE", Associate Member, IEEE
- [7] Suzanne W. Seemann, Eva E. Borbas, Jun, Li, W. Paul Menzel, Liam E. Gumley: "MODIS ATMOSPHERIC PROFILE RETRIEVAL ALGORITHM THEORETICAL BASIS DOCUMENT" Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies University of Wisconsin-Madison October 25, 2006.
- [8] M. Mancini, J. Martinelli, G. Ravazzani: "UN MODELLO DISTRIBUITO DI BILANCIO RADIATIVO PER LA STIMA DEL BILANCIO IDROLOGICO A SCALA DI BACINO".
- [9] J.A. Sobrino, M. Romaguera: "LAND SURFACE TEMPERATURE RETRIEVAL FROM MSG1-SEVIRI DATA" Global Change Unit, Department of Thermodynamics, University of Valencia c/Dr. Moliner, 50, 46100, Burjassot, Spain June 2004.
- [10] G. Bisht, V. Venturini, S. Islam, L. Jiang: "ESTIMATION OF THE NET RADIATION USING MODIS DATA FOR CLEAR SKY DAYS" Department of Civil and Environmental Engineering, University of Cincinnati, IMISG at NOAA/NESDIS, NOAA Science Center, United States, June 2005.